



LUDWIGSBURG

Geologie in Ludwigsburg



Ludwigsburg inspiriert!



Geologie in Ludwigsburg

mit einem Exkurs zur Geologie der Alpen

Herausgeberin
Stadt Ludwigsburg
Fachbereich Tiefbau und Grünflächen
Wilhelmstraße 11
71638 Ludwigsburg

Auskünfte zu Geologie, Grundwasser, Baugrund, Altlasten
und Erdwärmenutzung in Ludwigsburg erteilt:
Fachbereich Tiefbau und Grünflächen
Abteilung Bodenschutz
Telefon: 07141/910-2707
Telefax: 07141/910-2230
Mail: c.fliegauf@ludwigsburg.de

Bearbeitung und Beiträge
Dr. Wolfgang Goos, Diplom-Geologe

Mit Beiträgen von
Kim Bleher B.Sc.: Fossilien im Oberen Muschelkalk, Keuper und Quartär.

Alle geologischen, hydrologischen und geotechnischen Angaben sind ohne Gewähr.
Geotechnische Daten gibt es in der Broschüre "Der Baugrund in Ludwigsburg" auf der Webseite der Stadt.

Das Manuskript wird regelmäßig aktualisiert.
Stand: September 2025.

Titelbild: Ludwigsburg, Schloss Monrepos. Pixabay, maxmann.
Unten von links nach rechts: Schilfsandstein am Lemberg, Lösssedimente und eiszeitliche Neckarschotter
über Oberem Muschelkalk in der Grünanlage Hungerberg. Bilder Stadt Ludwigsburg.

Inhalt

1. Einleitung	4
2. Geologischer Bau und Erdgeschichte	7
2.1 Krustenbewegung und Landschaftsbild	11
2.2 Aufbau des Untergrundes	17
2.2.1 Grundgebirge	17
2.2.2 Deckgebirge	18
2.2.3 Geologischer und tektonischer Bau von Baden-Württemberg	20
3. Geologie und Fossilien in Ludwigsburg	31
Tab. 1: Geologische Gliederung, Schichtaufbau und Grundwasser in Ludwigsburg	32
Tab. 2: Stratigraphische, lithologische, hydrogeologische und baugrundgeologische Charakterisierung der Schichtfolge in Ludwigsburg	33
3.1 Fossilien	33
3.2 Buntsandstein	34
3.3 Muschelkalk	35
3.3.1 Fossilien im Oberen Muschelkalk	37
3.4 Keuper	41
3.4.1 Fossilien im Keuper	47
3.5 Quartär	49
3.5.1 Löss, Lösslehm	52
3.5.2 Böden in Ludwigsburg	54
3.5.3 Fossilien in den quartären Deckschichten	57
3.6 Tektonik - Die Lagerung der Schichten	61
3.6.1 Lemberg und Hohenasperg als Zeugen der Erdgeschichte	61
3.7 Geologische Karte und Profilschnitt von Ludwigsburg	62
3.8 Fluss- und Landschaftsgeschichte	66
3.9 Radon in der Bodenluft und in Gebäuden	71
4. Das Grundwasser im Untergrund von Ludwigsburg	72
5. Anhang	80
5.1 Gesteinskunde	80
5.2 Schichtung, Klüfte, Schieferung	90
5.3 Gesteinsverwitterung	90
5.4 Gesteinsfarben	92
5.5 Karstgesteine	94
5.6 Erdbeben	95
5.7 Vulkanausbrüche	100
6. Exkurs Geologie der Alpen	104
6.1 Ausgangslage – Rodinia, Pannotia, Protoalpen, Pangäa, Ozeane	112
6.2 Alpine Ablagerungsräume und die tektono-lithologischen Großeinheiten der Alpen	124
6.3 Erste Kompressionsphase der Alpen in der Jura- und Kreide-Zeit	152
6.4 Zweite Kompressionsphase der Alpen in der Paläogen- und Neogen-Zeit	153
6.5 Heraushebung und Abtragung der Alpen	154
6.6 Der tiefere Untergrund der Alpen	182
6.7 Nordalpine Molasse - Der Abtragungsschutt der Alpen	190
6.8 Die Alpen vom Eiszeitalter bis heute	196
6.9 Die Folgen der „Kleinen Eiszeit“ in den Alpen	203

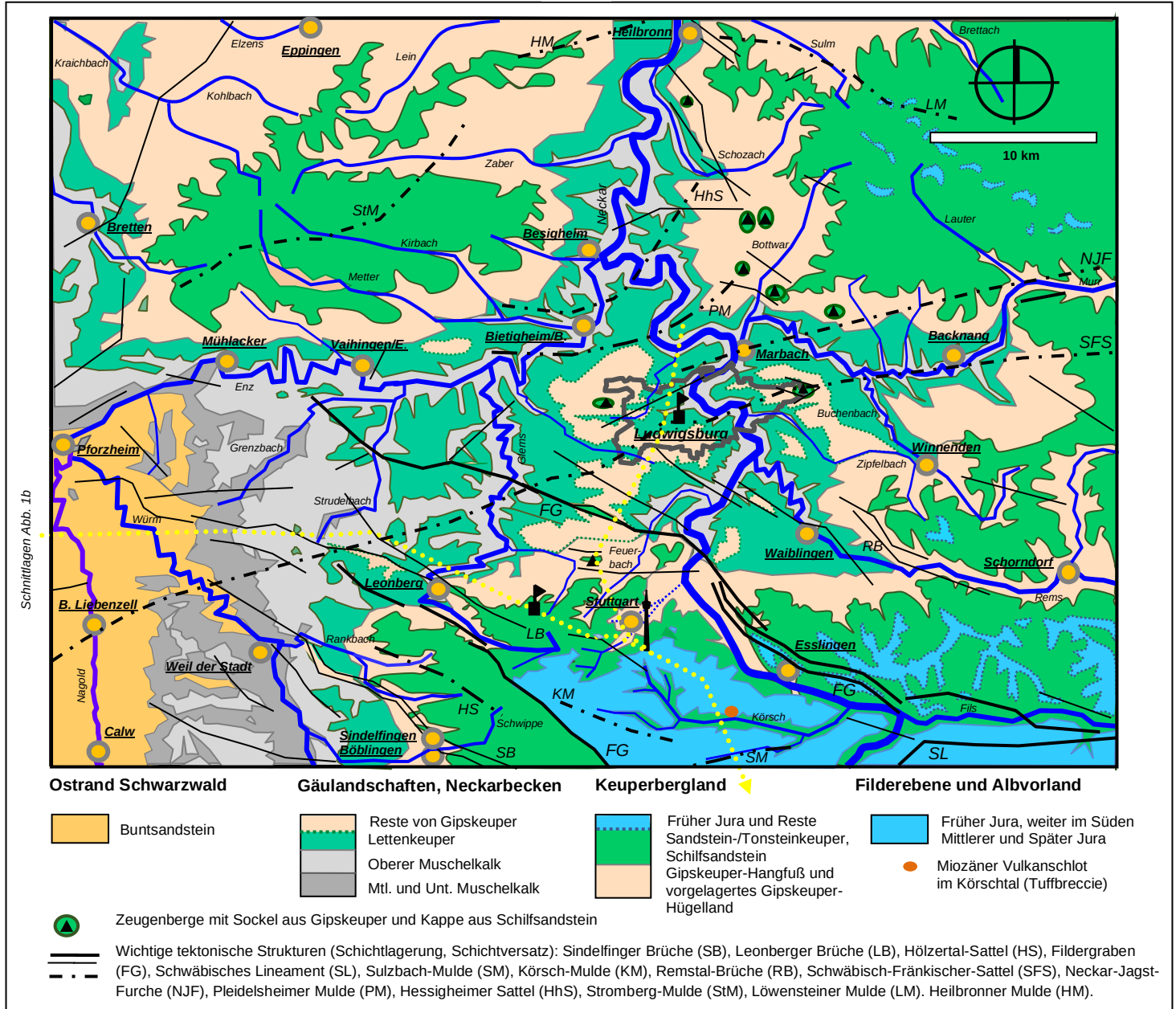


Abb. 1a: Geologische Karte der Grundschichten im mittleren Neckarraum.

Die Karte zeigt die geologischen Grundschichten von Buntsandstein bis Jura ohne die jüngeren Deckschichten aus Löss-, Schutt- und Auen-sedimenten. Die Grenzen der Grundschichten sind oft unter den Deckschichten verborgen. Daher sind Abweichungen möglich.

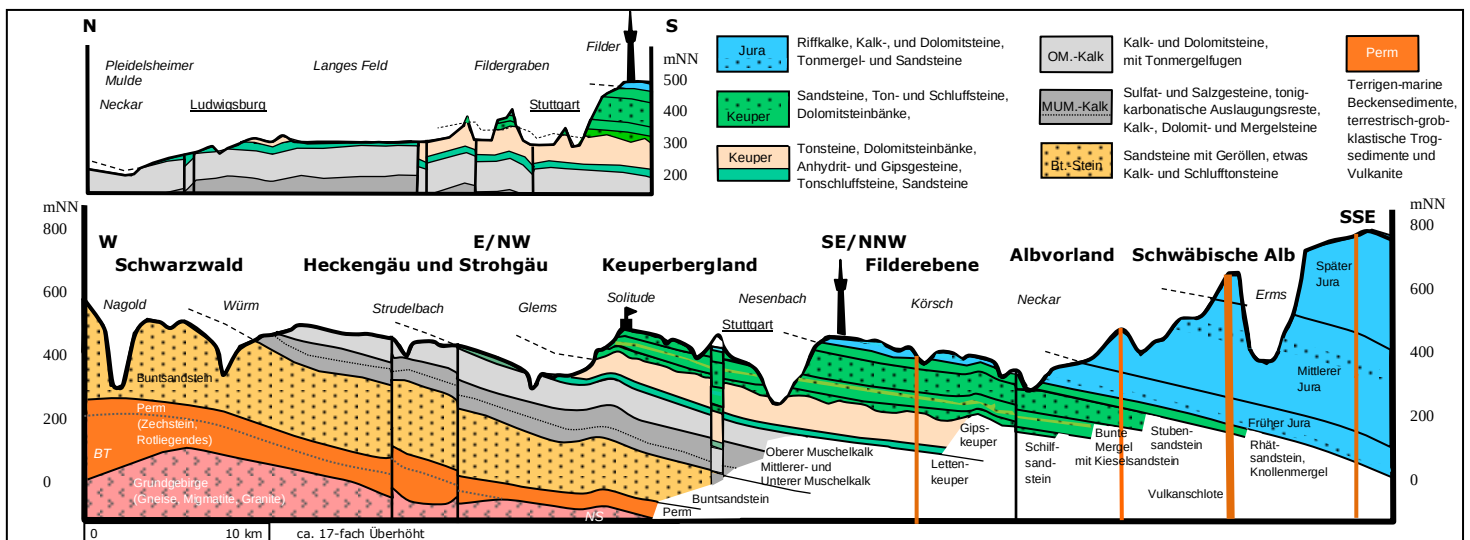


Abb. 1b: Geologischer Profilschnitt, Bau des Schichtstufenlandes vom Nordschwarzwald bis zur Schwäbischen Alb.

Der schematische und stark überhöhte Profilschnitt zeigt die Lage der sedimentären Grundschichten aus den Zeitperioden von Perm, Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura über dem älteren, kristallinen und variszisch deformierten Grundgebirge. Das Grundgebirge besteht großteils aus prävariszischen und variszischen Gneisen und darin spät- und postvariszisch in der Karbon-Zeit eingeschmolzenen Granit-plutonen. Zu sehen ist die Neigung der Schichten vom Nordschwarzwald nach Südosten zur Schwäbischen Alb und die Erosion zu einem Schichtstufenland (Kap. 3.5). Gepunktet = Sandsteine. Perm-Trog: BT = Baden-Baden-Trog; NS = Nordschwarzwald-Schwelle.

Eine kurze Erläuterung zur Definition von "Gesteinen, Mineralen und Kristallen" und zur Gliederung und Datierung geologischer Ablagerungen mit Zeittafeln:

Das Alter der Gesteine und Minerale

- **Gesteine** bestehen aus lockeren oder festen, gleichartigen oder unterschiedlichen Mineralkörnern, Gesteinsbruchstücken und mineralisierten Organismenresten. Je nach Zusammensetzung können sich die Minerale zu Gesteinsarten zusammenfügen, z.B. Granit aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Torf und inkohlte Pflanzenreste (Braun- und Steinkohle) sind nicht mineralische Sedimente und Gesteine.

- **Minerale** sind feste und gelöste chemische Elemente und Verbindungen, die ausschließlich in der Natur geologisch entstanden sind. Feste Minerale sind meistens kristallin. Zucker ist kristallin, aber kein Mineral. Geologisch entstandene Metalllegierungen sind Minerale. Schnee und Eis sind kristalline Minerale und können als Gestein betrachtet werden.

- **Kristalle** sind einzelne Minerale. Es sind anisotrope (richtungsabhängig unterschiedliche physikalische Eigenschaften) und homogene Festkörper, deren Atome, Ionen und Moleküle in einer dreidimensional regelmäßigen und geometrischen Gitterstruktur periodisch angeordnet sind, z.B. Quarzkristalle aus SiO_2 . Im Gegensatz dazu sind vulkanische Gesteinsgläser (Obsidian, Asche, Bims) und Lechatelierit (Glas in Blitzröhren und in Tektiten aus Meteoriteneinschlägen) als amorphe und isotrope Feststoffe keine Kristalle aber natürlich entstandene Minerale. Die Atome und Moleküle sind hier wie bei Flüssigkeiten unregelmäßig angeordnet (unterkühlte Flüssigkeit). Künstlich hergestellte Gläser sind amorph und isotrop und sind weder Minerale noch Kristalle. Mehr Details in Kap. 5.1, Gesteinskunde.

Die Erde ist 4.567 Ma alt (99% der heutigen Masse). Die ältesten bisher gefundenen Gesteine sind mit 4.280 Ma ein Amphibolit von der Hudson-Bay in Quebec in Kanada und mit 4,03 Ga der Acasta-Gneis von der Slave-Province in den kanadischen Northwest-Territories. Der älteste bisher bekannte Kristall (Kristallisationsalter) entstand kurz nach der ersten Festgesteinsbildung und ist ein 4.404 Ma alter und mikroskopisch kleiner Zirkonkristall aus dem Narryer-Gneis-Terrane in den Jack Hills in West-Australien. **Zirkone** gehören zu den extrem resistenten, damit sehr langlebigen und ältesten Kristallen und eignen sich durch das in ihrem Kristallgitter eingeschlossene Uran gut zur absoluten Altersbestimmung. Das "Alter" eines Gesteins bedeutet, dass seine chemisch-kristalline Zusammensetzung und seine Struktur und Textur seit seiner Entstehung bis heute nicht mehr verändert wurde. Bei Sedimenten bedeutet das: keine Temperatur über 150 - 200 °C und keine Drücke über 0,4 GPa seit der Diagenese (Verfestigung, Entwässerung, Zementation etc.). Bei Plutoniten, Vulkaniten und Metamorphiten, so auch bei den o.g. Zirkonen gelten als Umwandlungsgrenze höhere Temperaturen und Drücke (Abb. 6.36). Ein heute an einem Vulkan austretender und erkaltender Lavastrom ist naturgemäß das jüngste Gestein. Vor 230 Ma wurde von einem 300 Ma alten Gneis- und Granitgebirge in Skandinavien Sand abgeschwemmt. Dieser wurde über 1000 Kilometer weiter südlich in Mitteleuropa nach der Ablagerung in einem Flußdelta zu Sandstein verfestigt, und dieser Schiffsandstein im Keuperbecken ist damit 230 Ma alt. Ein einzelnes Sandkorn und der es bildende Quarz ist aber vor ca. 300 Ma aus einer Schmelze tief in der Erdkruste auskristallisiert. Vor 160 Ma wurden im flachen und tropisch-warmen europäischen Jurameer mächtige Kalkschlammlagen durch direkte chemisch-biogene Ausfällung und in erheblichem Maße durch die Ablagerung von Schalenresten von Meerestieren sedimentiert und diagenetisch verfestigt, und dieser Jurakalk auf der Schwäbischen Alb ist damit 160 Ma alt. Vor 200 Ma wurde auch in einem flachen Randmeer der Tethys zwischen Afrika und Europa Kalkschlämme abgelagert und verfestigt. Dieser Kalkstein wurde vor ca. 40 Ma bei der Bildung der Alpen in größere Tiefe versenkt und bei Druck und Hitze metamorph in Marmor umkristallisiert. Dieser Carrara-Marmor in der italienischen Toskana ist als nun metamorphes Gestein 40 Ma alt. Das Kalkmaterial eines Gerölls aus der Talfüllung des Neckars ist vor ca. 160 Ma im Jura-Meer abgelagert worden, aber der Kieskörper (Flussschotter) aus abgetragenen Gesteinsbruchstücken wurde erst in der Würm-Kaltzeit im Neckartal sedimentiert und ist damit wenige 10.000 Jahre alt.

Gliederung und Datierung geologischer Ablagerungen: Geochronologie, Chronostratigraphie, Biostratigraphie, Lithostratigraphie.

Stratigraphie = Schichtbeschreibung; Chronologie = Zeitrechnung; Lithologie = Zusammensetzung und Textur der Gesteine.

Die Zeittafeln in Abb. 1c, 1d und 5 zeigen die in der Geologie gebräuchlichen Gliederungen der Gesteinskörper innerhalb der 4,6 Mia. Jahre alten Erdgeschichte.

- **Mit der Geochronologie**, im Folgenden in eckigen Klammern [...], erhält man eine absolute zeitliche Datierung mittels radiometrischer Verfahren (Zerfall von Radionukliden, z.B. in alten Zirkonen, Isotopenmessung, C^{14} , Pb/U, K40, Rb87, Thermolumineszenz etc.). Sie beschreibt die immateriellen geologisch-physikalischen Zeiteinheiten seit der Entstehung der Erde in Jahren, ka, Ma, Ga.

- **Die Chronostratigraphie** beschreibt die zeitliche Abfolge der Schichtfolgen relativ zueinander (Superpositionstheorie von Nikolaus Steno, 1669 und Prinzip der gegenseitigen Schnittverhältnisse). Begriffe wie "Phanerozoikum" als **Äonothem [Äon]** und "Mesozoikum" als **Ärathem [Ära]**, dessen **Zeit-Systeme [-Perioden]** "Trias, Jura, Kreide", bzw. die untergeordneten **Zeit-Serien [-Epochen]**, wie z.B. "Früher/Mittlerer/Später Jura" und schließlich als kleinste global anwendbare Einheit die **Zeit-Stufen [-Alter]**, wie z.B. das "Tithonium" im Späten Jura sind chronostratigraphisch und geochronologisch für die ganze Erde fest definierte Abschnitte. Diese Begriffe sagen nichts über die Art und Zusammensetzung der Gesteine, über die Ablagerungsbedingungen und über das örtliche Klima im jeweiligen Zeitabschnitt aus. Die Auszählung von dünnen Sedimentablagerungen (Warven), von Anwachsflächen in Tropfsteinen, von Eisschichtungen in Gletscher-Bohrkernen und von Baumringen werden ebenfalls zur relativen und zur absoluten Altersdatierung herangezogen.

- **Mit der Biostratigraphie** erhält man eine Gliederungen, relative Datierung und Korrelierung durch Altersvergleiche mit Hilfe der kontinuierlichen Entwicklung der Lebewelt (Evolution, Leitfossilien). Sie ermöglicht auch zeitliche Beziehungen zwischen lithologisch unterschiedlichen Gesteinsabfolgen und ergänzt die Gliederung und den Vergleich geologischer Schichtfolgen.

- **Die Lithostratigraphie** ist die relative räumliche und strukturelle Gliederung der Gesteine nach ihren lithologischen Eigenschaften (chemisch und physikalisch), z.B. Gesteinstyp, Farbe, Korngröße, Schichtung, Mineralogie etc. -> **Fazies** (alle Eigenschaften eines Gesteins, die aus seiner Entstehungsgeschichte herrühren). Die Lithostratigraphie wird oft bei der Beschreibung regionaler Gesteine und Schichten angewendet und kann auch auf eine "bevorzugt" abgelagerte Gesteinsart hinweisen, z.B. bei den Gruppen "Buntsandstein" und "Muschelkalk". Man unterscheidet hier **Supergruppen**, z.B. den "Süddeutschen Jura" mit den **Gruppen** "Schwarzer (Früher), Brauner (Mittlerer) und Weißer (Später) Jura". Aber auch innerhalb dieser Gliederung können, wie z.B. bei der Gruppe "Muschelkalk", auch Ton- und Salzgesteine mächtige Schichtkomplexe bilden. Die **Gruppen** werden in **Subgruppen** unterteilt, z.B. "Unterer, Mittlerer und Oberer Muschelkalk". Die nächste tiefere Einheit ist die **Formation** (früher Schicht genannt) als Grundeinheit der Lithostratigraphie, z.B. im Oberen Muschelkalk die "Trochitenkalk-Formation" (früher Unterer Hauptmuschelkalk). Eine Formation ist an lithologische Grenzen gebunden und kann aus einer einzelnen Lithologie, aber auch aus einer Variation von Lithologien bestehen, z.B. die "Erfurt-Formation" (Lettenkeuper) mit einer engen Wechsellagerung von Karbonat-, Ton- und Sandsteinen. Innerhalb der Formation folgt noch die **Subformation** und als kleinste lithologische Einheit die (Gesteins-) **Bank**.

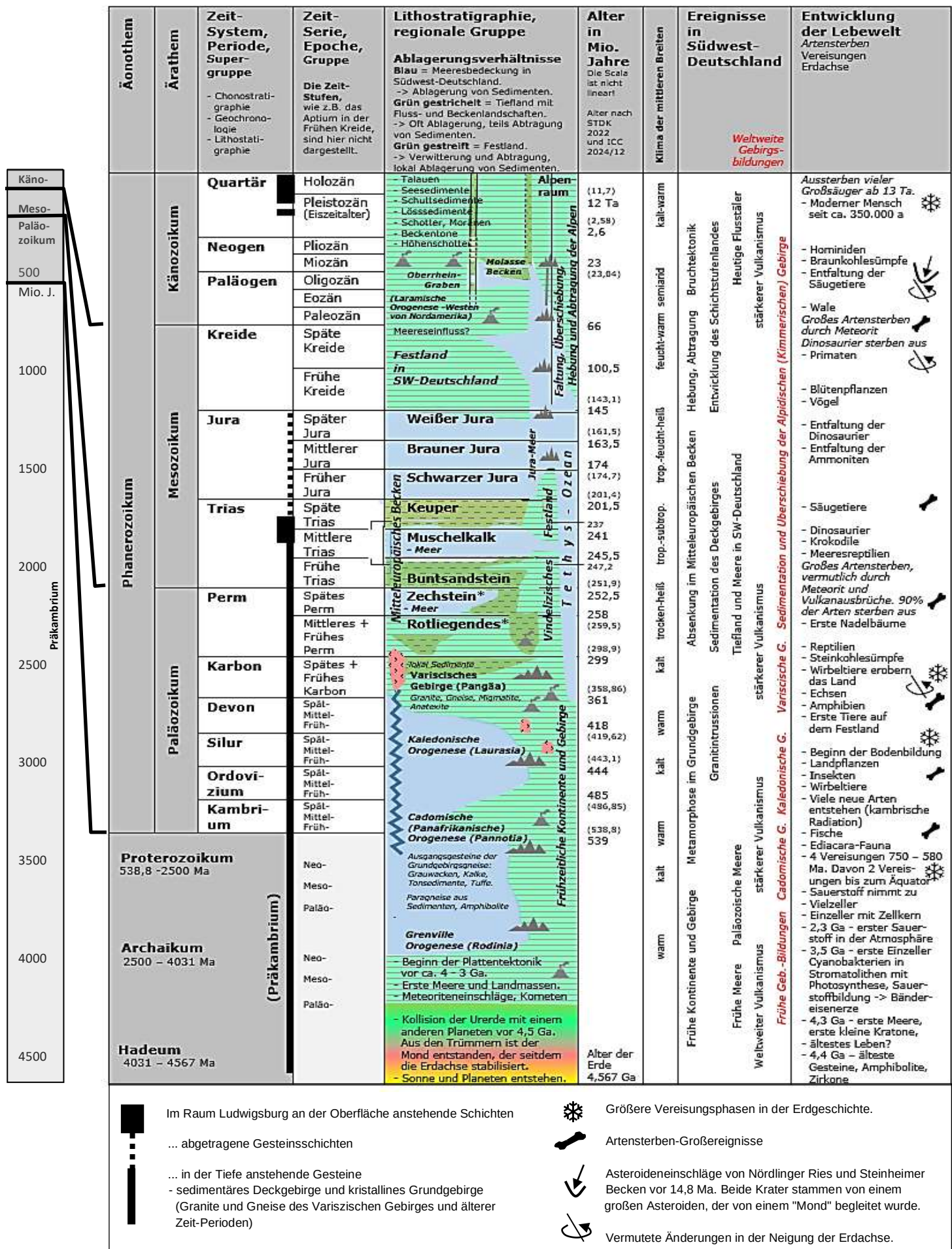


Abb. 1c: Chrono-, Lithostratigraphische und Geochronologische Zeittafel und Ereignisse in Südwestdeutschland, Lebewelt.
 Die Zeitskala ist nicht linear. Die Zeitsäule links veranschaulicht die wirklichen Verhältnisse. Die Laramische- und die Panafrikanische Orogenesen lagen außerhalb des heutigen Europa. Zeitangaben nach "Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK) (Ed.) (2022): Stratigraphische Tabelle von Deutschland Kompakt 2022 (STDK 2022), Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2 p." und in Klammern nach "International Chronostratigraphic Chart, ICC v2024/12".
 *Perm: Die lithostratigraphischen Gruppen Zechstein und Rotliegendes sind diachron, d.h. sie reichen sowohl ins ältere Karbon, als auch in die jüngere Trias.

Serien und Stufen	Alter in Jahren vor heute	Vegetations-Zeitstufen in Europa Die Zeitskala ist nicht linear!	Ostsee-stadien	Klima in Mittel-Europa	Kulturstufen Bedeutende Vulkanausbrüche	Möglicher Stammbaum der Hominiden
Soße- Mittel- Holozän Früh- Greenlandian Northgrippian Meghalayan	Heute - 2450 B.P.	Subatlantikum Kleine Eiszeit ca. 1 - 1,5 °C kälter als heute. Größte Ausdehnung der Alpengletscher im Holozän. Im Mittelalter bis 1 °C wärmer als heute. Die Römerzeit war 1 - 1,5 °C wärmer als heute, die Alpengletscher waren weit zurückgeschmolzen.	Mya-Meer	- warm - kühler - warm - kühler - warm	- Neuzeit (Kleine Eiszeit) - Mittelalter (Völkerwanderung) - Altertum (Römer) - Eisenzeit (Hallstatt) - Bronzezeit Pyramiden, Nutzung Pferd, Schrift. Neolithikum ~ 3,3 - ~9,5 Ta - Kupferzeit Özi, Rad. Meeresspiegelanstieg durch Gletscherschmelze, Sintflut? Mesolithikum (~ 9,5 - 11,6 Ta)	Homo sapiens sapiens ca. 350 T Jahre - heute, mit 0 - 5 % Genanteil von H. neanderthalensis und H. denisova. Auswanderung aus Afrika vor etwa 200 Ta Besiedelung von Europa vor 54 Ta, von Australien vor ca. 60 Ta und von Amerika vor ca. 30 T Jahren.
	2450 - 5710 4200 vor 1950	Subboreal	Limnea-Meer	- kühler	- Antarktis	
	5710 - 9270 8276 vor 2000	Atlantikum Ca. 1 - 3 °C wärmer als heute, die Alpen waren bis in hohe Lagen fast eisfrei.	Litorina-Meer (Lössen-Kaltphase)	- sehr warm Klimaoptimum	- Santorin	
	9270 - 10640	Boreal	Ancylus-See	- kühler	- Antarktis	
	10640 - 11650	Präboreal	Yoldia-Meer	- wärmer	- Antarktis	
	Alter in 1000 a vor heute nicht linear!	Klimato-/Lithostratigraphie im Alpenvorland in Bad.-Württ. STDK 2022, DSK 2018, LGRB 2016, 2024 (...) nach ICC 2023/9 Lithostr.-Formationen	Klimatostrat. in N-Deutschland u.a. nach STD 2016 und Glob. Ch. Correl. 2020/b			
Spätes Pleistozän Tarantium	11,65 - 114 11,65 - 23 11,65 - 14,50 11,65 - 12,73 12,73 - 13,4 13,4 - 13,59 13,59 - 13,72 13,72 - 13,85 13,85 - 14,50	Würm-Glazial (Komplex) - Spät-Würm Spätglazial - Jüngere Dryas - Alleröd Interstadial - Ältere Dryas - Bölling Interstadial - Älteste Dryas - Meindorf Interstadial Hochglazial (Jugendmoränen - JM) - Tettang-Subfm. (Innere JM) - Kißlegg-Subfm. (Äußere JM) - Mittel-Würm (Frühglazial) - Früh-Würm - Stadiale, Interstadiale	Weichsel-Komplex - Ober-Weichsel Spät-Weichsel - Jüngere Dryas - Alleröd Interstadial - Ältere Dryas - Bölling Interstadial - Älteste Dryas - Meindorf Interstad. Hauptvereisungen Meeresspiegel 120 m unter heutigem NN - Mittel-Weichsel - Unter-Weichsel - Stadiale, Interstadiale	- kalt - wärmer - kalt - wärmer - glazial - wärmer - glazial - kalt, glazial - kalt, kühl	Agrarrevolution Ackerbau, Viehzucht, frühe Hochkulturen Jung-Paläolithikum 11,5 - 45 Ta - Vor 12,8 und 14,9 Ta möglicher Asteroid/Komet, Abkühlung. - Ausbruch der Phleggräsen Felder bei Neapel vor 39 Ta. Steinax vor 40 Ta. Höhlenmaler, Nähnael - Ausbruch des Toba-Caldera-Vulkans in Indonesien vor 74 Ta. Nur wenige Tausend Hominiden haben weltweit überlebt.	H. sapiens H. neanderthalensis H. denisova H. heidelbergensis H. erectus H. rudolfensis H. habilis H. ergaster H. antecessor H. robustus 250 T - 32 T 40 T - 12 T 620 T - 200 T 1 Ma - 600 T 2,0 - 1,0 Ma 2,1 - 1,5 Ma 1,9 - 1 Ma 2 Ma - 100 T 2,5 - 1,9 Ma gentetisch nachgewiesene Art 800 T - 45 T Kind von Kromdraai
	14,5 - 23	Eem-Warmzeit	Eem-Warmzeit	- bis zu 5 °C wärmer als heute		
	23 - 60 60 - 114					
	114 (117)					
Mittleres Pleistozän Chibanium (Ionium)	126 (129)	Riß-Glazial (Komplex) 2 - 3 Glaziale - Spät-Riß Spät-/Hochglazial (Altmoränen) - Dürmentingen-Subfm. (Innenwall) - Schollerhaus-Subfm. (Außenwall) - Früh-Riß (Frühglazial)	Saale-Komplex - Warthe - Drenthe I + II - Delitsch - Döhmnitz/Wacken-Warmzeit - Fuhne/Mehlbeck	- kühl, kalt - 2-3-mal glazial - warm - kalt, kühl	Mittel-Paläolithikum 45 - 300 Ta	
	380 (300) (DSK 2016)	Holstein-Warmzeit	Holstein-Warmzeit	- warm	Alt-Paläolithikum (Alt-Altsteinzeit) 300 - 2,588 Ma	
	435 (320)	Hoßkirch-Glazial - Vilsingen-Subfm. (Innenwall) - Pflummern-Till - Steinhausen-Subfm. (Außenwall) [Mindel]	Elster-Kaltzeit - Spät-Elster - Jüngeres Stadial - Älteres Stadial - Früh-Elster	- kalt - glazial - kalt	Jäger und Sammler Yellowstone Caldera, Ausbruch vor 630 Ta.	
	475	[Günz]	Cromer-Komplex - 4 (5) Interglaziale, - 3 Glaziale (A, B, C)	Abwechselnd kühl, kalt und glazial mit kurzen und feuchteren Warmphasen. Ab Bavel und jünger zunehmend glazial. Mit zunehmendem Alter werden die Kenntnisse der Klimaverhältnisse und die Gliederung der Kaltzeiten unschärfer.	Nutzung des Feuers. Vor ca. 1 Ma erste stärkere Vergletscherung, Auswanderung der Hominiden aus Afrika. Yellowstone Caldera, Ausbruch vor 1,3 Ma.	
			Bavel-Komplex - Dorste-Kaltzeit - Leerdam-Warmzeit - Linge-Kaltzeit - Bavel-Warmzeit 1,12 Ma Menap-Kaltzeit - Pinnau Waal-Warmzeit - Tornesch Eburon-Kaltzeit - Leith 1,78 Ma			
Frühes Pleistozän Calabrium Gelasium	780 (774)	Mindel-Deckenschotter - Schrotzburg - Lichtenegg-Till Die Gletscher erreichen erstmals das Alpenvorland Klimostratigraphie wie in Norddeutschland	Tegelen-Komplex - 2 Warm-, 1 Kaltzeit 2,44 Ma Prätegelen Komplex - 2 Kalt-, 1 Warmzeit	Warmzeiten mit kurzen Kaltphasen.		
	1,5 Ma	Oberschwaben-Deckenschotter-F. # Hochrhein-Deckenschotter-F. # [Donau]				
	1,8 Ma	Günz-Deckenschotter Donau-Deckenschotter [Biber]				
Pliozän	2,6 - 5,3 Ma	Reuver Pliozäne Höhengschotter (Höhensedimente)	Reuver	warm → kühl	Erste Steinwerkzeuge. Ausbreitung der Savannen in Afrika vor 4 Ma -> aufrechter Gang.	Australopithecäen (Lucy) 4,2 - 2,0 Ma

Abb. 1d: Zeittafel von Pleistozän und Holozän (Quartär) in Deutschland (Vegetationszeitstufen, Klimato- und Lithostratigraphie)

Die stratigraphische Einteilung und die Altersgliederung der Zeitabschnitte im "Pleistozän" (Eiszeitalter) sind im Fluss und Gegenstand der aktuellen Forschung. Im Gegensatz zu den klimatostratigraphischen Eiszeit-Stufen Würm, Riß etc. entspricht die lithostratigraphische Formationsgliederung (rot) fazieskundlichen Hauptdiskontinuitäten. Kenntnisse über die Temperaturen stammen aus Auswertungen von Eisbohrkernen, Sedimenten, Muschelschalen, Tropfsteinen, Pollen und Baumringen. Im Mittleren und Späten Pleistozän gab es größere Klimaschwankungen mit stärkeren Vereisungen als im Frühen Pleistozän. Die Kenntnisse zur Entwicklung der Hominiden sind noch lückenhaft. Der menschliche Stammbaum ist wesentlich komplexer, als heute bekannt. Als Ursprungsort der Menschheit ist Afrika belegt. Die Auswanderung auf die anderen Kontinente erfolgte in mehreren Wellen über die arabische Halbinsel. Von zahlreichen Hominidenarten ist der heutige Mensch als einzige Art übriggeblieben.

□ = vermutlich große Schichtlücken in Bad. Württ.; [Mindel, Günz etc.] = Gliederung in Bayern; ◀▶ = genetischer Austausch nachgewiesen; ? = H. heidelbergensis ist eventuell H. erectus; 𐀀 = Nesher-Ramla Homo, Israel 2021, 420 -120 Ta; Homo longi, China 1931/2021, 300 - 150 Ta; ★ = Besiedelung Europas durch H. erectus vor ca. 1,4 Ma; # = Höhere und Tiefer Deckenschotter. Siehe auch Kap. 6.8.

Seit der Frühzeit ihrer Entwicklung haben die Hominiden, die direkten Vorfahren des Menschen und der Mensch, Werkzeuge und Waffen aus Stein hergestellt (Feuerstein). Gemahlene und farbige Gesteine wurden für die Felsmalerei und für die Körperbemalung benutzt. Gefäße und Hütten wurden aus Ton und Lehm hergestellt. Stonehenge, die Pyramiden und andere Kult- und Kulturstätten wurden aus Stein errichtet. Während der Jungsteinzeit wurden Kupfer und Zinn (Bronze) und später Eisen und weitere Metalle aus Gesteinen erschmolzen und zu Werkzeugen, Schmuck, Gefäßen, Waffen und in Bauwerken verarbeitet. Die ersten größeren Ansiedlungen des Menschen wurden oft dort gegründet, wo Wasser und Metalle in ausreichender Menge zur Verfügung standen und mit Kohle, Erdöl, Erdgas und mit Uran kam die Industrialisierung in Schwung. Die komplexer werdenden Bauwerke, Brücken und Tunnels erfordern detaillierte Kenntnisse von Geologie, Boden- und Felsmechanik. Die Schätze der Erde wurden für den Menschen von großer Bedeutung und die Kenntnisse über Vorkommen, Gewinnung, Eigenschaften und Anwendung wurden zwischen den Generationen weitergegeben und fortentwickelt. Mit der stark zunehmenden Bedeutung von Kohle und Erzen für die Metallverhüttung und für Dampfmaschinen und Eisenbahnen im 18. und 19. Jahrhundert hat der Schotte **James Hutton (1726 – 1797)** in England die Wissenschaft der Geologie begründet und es sind die Geowissenschaften mit den Fachgebieten **Geologie und Paläontologie, Geografie, Mineralogie, Geophysik, Geodäsie, Meteorologie, Bodenkunde, Hydrologie, Ozeanografie, Glaziologie, Geotechnik und Bodenmechanik** entstanden. Die Geologie (gr. gé = Erde, logos = Lehre) ist die Wissenschaft vom Bau und der Entstehungsgeschichte der Erde. Zur Rekonstruktion der Erdgeschichte sind genaue Kenntnisse der unterschiedlichen Gesteine, ihrer Entstehung und Zusammensetzung, ihrer Entwicklung im Laufe der Jahrmillionen und ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften erforderlich. Durch Studium, Analyse und Kartierung der Art der Gesteine (Petrographie) und ihrer Lagerungsverhältnisse und Entstehungsbedingungen (Stratigraphie, Tektonik, Paläoklimatologie), durch die Erforschung und Klassifizierung der fossilen Lebewelt in den Gesteinsschichten (Paläontologie) und mit chemischen und physikalischen Methoden (Geochemie, Geophysik, Geochronologie, Radiometrie) kann eine Klassifizierung und Altersdatierung der Gesteine der oberen Erdkruste vorgenommen werden. Mineralogische, geophysikalische, geographische, kartographische und auch paläobiologische Untersuchungen ergänzen die Geologie und führen zu unserem heutigen Bild von der Entstehung und der Entwicklung der Erde, des Klimas und der Lebewelt. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse auf der Gemarkung Ludwigsburg sind gut untersucht und auf 4 Kartenblättern mit Erläuterungen der Geologischen Karte von Baden-Württemberg 1 : 25 000 (GK 25) des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB-BW, Freiburg) dargestellt:

- Blatt 7020 Bietigheim-Bissingen - Blatt 7021 Marbach am Neckar
- Blatt 7120 Stuttgart Nord-West - Blatt 7121 Stuttgart Nord-Ost

Eine umfassende Übersicht zur Geologie von Ludwigsburg und Stuttgart zeigt die Geologische Karte 1: 50 000 (GK 50) Blatt Stuttgart und Umgebung mit Erläuterungen, H. BRUNNER, 6. Auflage, LGRB-BW, Freiburg, 1998. Weiterreichende und überregionale Details zu Schichtfolge und Schichtaufbau, Tektonik, Fossilien, Hydrogeologie, Rohstoffe, Böden und Baugrund können bei O.F. GEYER & M.P. GWINNER 2024: Geologie von Baden-Württemberg, 6. Auflage und bei M.P. GWINNER & K. HINKELBEIN 1976: Stuttgart und Umgebung, Sammlung Geologische Führer, Bd. 61 nachgelesen werden. Die Baugrundkarte der Stadt Ludwigsburg mit Erläuterungen, 2024, 3. Auflage kann auf der Webseite der Stadt eingesehen werden. Einen guten Überblick zu Landschaften und Natur im Landkreis Ludwigsburg gibt das Buch „Naturkundliche Wanderungen im Kreis Ludwigsburg“ von H. GREB, 1993, 4. Auflage. Auf der Webseite des LGRB-BW gibt es aktuelle geologische Karten und Daten.

Auf der Gemarkung Ludwigsburg liegen an der Erdoberfläche unter einer dünnen **Humusschicht** vielerorts die jungen und relativ weichen **Deckschichten** aus dem jüngsten Erdzeitalter des Quartär diskordant (im Winkel) über und verzahnt mit den relativ dünnen Verwitterungsbildungen der wesentlich älteren und oft festeren bis felsartigen **Grundschichten** aus der Zeit der Trias. Die 0,5 – über 10 m mächtigen quartären Sedimente aus Lösslehm, Löss, Schotterresten, Fließerden, Schutt- und Talsedimenten und Verwitterungsbildungen wurden während der Riß-Kaltzeiten und älterer Kaltzeiten (Eiszeiten) und großteils während der letzten Würm-Kaltzeit vor 114.000 – 12.000 Jahren und bis heute abgelagert (Abb. 17). Darunter liegen die hier insgesamt etwa 660 Meter mächtigen Gesteine des Keupers des Muschelkalks, des Buntsandsteins und des Perms. Die Sedimente dieser Gesteine wurden vor etwa 200 - 300 Mio. Jahren im großen **Mitteleuropäischen Sedimentbecken** abgelagert, das teils vom Meer überflutet und teils als oft meeresnahe Tieflandebenen und abflusslose Senken ausgebildet war. Unter diesen Sedimentgesteinen aus der känozoischen und der mesozoischen Zeitära liegen die Gesteine der paläozoischen Zeitära aus permischen Sedimenten und aus älteren kristallinen Gneisen und Graniten des vor ca. 330 bis 250 Millionen Jahren abgetragenen Variszischen Hochgebirges als Basis von Mittel- und Westeuropa (Abb. 1c).

Die nach der Ablagerung noch weichen Sedimente wurden über lange Zeiträumen entwässert und durch den überlagernden Druck und durch kristalline Zementation zu Gesteinen verfestigt. Die harten Karbonatgesteine des **Oberen Muschelkalks** sind im Neckartal als breit aufgeschlossene und stark geklüftete Felsbänder an den Prallhängen des Flusses zu sehen. Sie bilden zusammen mit den diesen überlagernden und teils stark erodierten Gesteinen des **Lettenkeupers** und mit Resten des **Gipskeupers** die Unterlage der Gäuebene. Am Ostrand der Gemarkung trägt die schmale Kuppe des Lembergs eine dünne Bedeckung aus **Schilfsandstein**, der hier der Rest einer ehemals weitflächig abgelagerten und heute erodierten Sandsteinschicht ist. Dieser "Zeugenberg" ist aufgrund einer engräumigen tektonischen Tieferlegung der Gesteinsschichten und durch anschließende Reliefumkehr bei der Erosion entstanden (Kap. 3.6.1). Die jüngeren Trias-Schichten und die Schichten aus der Jura-Zeit wurden im Raum Ludwigsburg in den vergangenen 145 Millionen Jahre abgetragen. Die Grundsichten der Trias- und der Jura-Zeit haben in Baden-Württemberg großräumig eine flachwellige Neigung nach Südosten. V.a. zum Schwarzwald hin steigt diese Schichtneigung an. Es gibt auch engräumige und weiträumige tektonische Schichtverbiegungen als Mulden- und Sattelstrukturen und zahlreiche kleinere und größere Schichtverwerfungen, die auch als Graben- und Horststrukturen mit Sprunghöhen von wenigen Metern bis über 100 m auftreten.

2. Geologischer Bau und Erdgeschichte

Während der 4,56 Milliarden Jahre alten Erdgeschichte kam es in und auf der Erdkruste zu großen Strukturveränderungen. Es wird angenommen, dass die Urerde kurz nach ihrer Entstehung aus Planetesimalen mit zahlreichen Asteroiden und vor 4,5 Ga mit einem oder mehreren Protoplaneten kollidiert ist (Theia) (Abb. 2b). Dabei sind die Planeten geschmolzen und teilweise verdampft. Aus der Trümmerwolke haben sich dann Erde und Mond gebildet. Der Mond stabilisiert die Erdachse und hat mit seiner Gezeitenwirkung maßgeblich zur Entstehung des Lebens beigetragen. Die Erdachse hat seitdem eine Neigung von etwa 23°, was die klimatischen Jahreszeiten verursacht. Nach dem Abkühlen der durch radioaktiven Zerfall (Uran, Thorium, Kalium etc.) anfangs vollkommen glutflüssigen Erde bildeten sich auf der abkühlenden Kruste erste feste Landmassen. Es wird vermutet, dass durch Vulkanausbrüche und durch Asteroideneinschläge große Wassermengen in die Uratmosphäre kamen, aus denen die Meere entstanden sind. Die ersten Kontinente sind auf dem zähplastischen Erdmantel auseinander und wieder zusammengegedrückt. Durch Kontinentalkollisionen wurden Gebirge aufgefaltet und durch Regenerosion wieder abgetragen. Vulkanausbrüche gestalteten Landschaften und hatten, wie auch Asteroideneinschläge und Eiszeiten, weitreichende Auswirkungen auf die Landschaftsbildung, auf das Klima und auf die Lebewelt. Aber auch das Leben selbst nimmt Einfluss auf die geologischen, morphologischen und klimatischen Abläufe. Neue Forschungen zeigen, dass Mikroorganismen in der Erdkruste in großer Anzahl bis in 5000 m Tiefe, z.B. in Basalten, nachgewiesen werden können und auch in der Atmosphäre bis in einige Tausend Meter Höhe. Die Entstehung einiger Minerale wird mit dem Einfluss von Mikroorganismen in Verbindung gebracht. Die britischen Wissenschaftler James Lovelock und Lynn Margulis haben in ihren Arbeiten zur **Gaia-Theorie** speziell auf die Auswirkung des Lebens auf das Klima der Erde hingewiesen und vertreten die Ansicht, dass die Lebewelt in ihrer ganzen Komplexität und Vielfalt entscheidenden Einfluss auf das Klima und wahrscheinlich auch auf einige geologische Vorgänge nimmt. Lovelock und Margulis gehen so weit, die Erde als eine Art Superorganismus zu betrachten. Die Lebewelt reagiert nicht nur mit Anpassung, sondern viel flexibler und tiefgreifender auf äußere Gegebenheiten und kann das Klima und damit auch die Landschaftsgestaltung durch Reaktionen der biologischen Regelmechanismen beeinflussen. Sollte diese These zutreffen, hätten wir es auf der Erde mit weit komplexeren Mechanismen und Interaktionen zwischen Lebewelt, Klima, Landschaftsentwicklung und vielleicht auch mit den Vorgängen im Erdinneren zu tun, als es bisher für möglich gehalten wurde. Die dynamischen Vorgänge und Veränderungen innerhalb und auf der Erdkruste halten an und werden auch in Zukunft die Erde gestalten und verändern. Sie sind für die Entstehung der Gesteine, für die Formung der Landschaften und auch für die Entwicklung von Klima und Lebewelt auf der Erde von großer Bedeutung. Während die Strukturen und Ablagerungen der ersten Jahrmilliarden der Erdgeschichte heute nur noch an wenigen Stellen fragmentarisch zu sehen sind und nur ein gröberes Bild der damaligen Zeiten rekonstruieren lassen, sind die Zeugnisse der letzten 600 Ma zu Geologie, Klima und Lebewelt oft besser erhalten, gut zu erforschen und gut rekonstruierbar. In diesem erdgeschichtlich eher kurzen und **Phanerozoikum** genannten Zeitabschnitt hat sich auch die Lebewelt, von primitiven Anfängen ausgehend, stark entwickelt (Abb. 1c). Dabei kam es aber immer wieder zu größeren Artensterben auf der Erde (Big Five), deren Ursachen in großen Asteroideneinschlägen, großen und länger andauernden Vulkanausbrüchen (Flutbasalte in Sibirien und Indien etc.) und möglicherweise auch in exoterrestrischen Ereignissen, wie z.B. Gammastrahlenblitzen (Explosion eines sehr großen Sterns, eventuell mit Bildung eines Schwarzen Loches, Verschmelzung von Neutronensternen) vermutet werden.

Nach dem letzten großen Artensterben vor 66 Millionen Jahren, das vermutlich von einem Asteroideneinschlag im Golf von Mexiko in Verbindung mit großflächigen Lavaausbrüchen (Traps) in Indien ausgelöst wurde, sind viele Lebewesen, u.a. die Dinosaurier und die Ammoniten, ausgestorben. Nun konnten sich die damals noch unbedeutenden und kleinen Säugetiere ohne Konkurrenz entwickeln und spielen seitdem auf der Erde eine große Rolle. Durch den zunehmenden Einfluss des Menschen seit etwa 7.500 Jahren (Neolithische Revolution) sind aus den eher eintönigen Wald- und Sumpflandschaften Deutschlands und Mitteleuropas facettenreiche und oft reizvolle Kulturlandschaften mit neuen Habitaten und Biotoptypen entstanden. Die Vielfalt der Tier- und Pflanzengemeinschaften hat, wie z.B. auch in den landwirtschaftlich genutzten Alpenregionen, zunächst zugenommen. Seit der Mitte des 20. Jahrhunderts verschlechterten sich diese Bedingungen aber wieder wegen der wachsenden Bevölkerung, einhergehend mit dem Flächenverbrauch und mit der intensiven Landwirtschaft. Bei Renaturierungsprojekten muss die Frage einer damit eventuell zurückgehenden Biodiversität beachtet werden (Kap. 6.8.1). Die Waldflächen in Deutschland und in Europa waren seit dem Mittelalter wegen des Schiffbaus und wegen der Holzkohleherstellung für die Eisen- und Glasverhüttung im Vergleich zum heute mehr als halbiert und sind seitdem und auch aktuell im Wachsen begriffen. Leider wurden dann zu viele und nicht immer standortgeeignete, aber schnellwachsende Nadelhölzer gepflanzt.

2.1 Krustenbewegung und Landschaftsbild

Der Aufbau der Erde gliedert sich in Erdkern, Erdmantel und Erdkruste (Abb. 2b). Die Erdkruste ist horizontal in 7 Großplatten und in mehrere kleine Lithosphärenplatten unterteilt. Diese liegen ("schwimmen") auf dem relativ weichen und bei ca. 100 – 200 km Tiefe teilgeschmolzenen Gestein der Asthenosphäre im Oberen Erdmantel und werden v.a. durch Schub- und Zugbewegungen der Erdkruste horizontal langsam gegeneinander bewegt. Dieser Vorgang wird **Plattentektonik** genannt (Kap. 6.1 Abb. 6.6-2). Die Vertikalbewegungen der Platten liegen bei wenigen mm bis 1 cm pro Jahr und in Vulkangebieten je nach der Aktivität auch deutlich höher. Die Horizontalbewegungen liegen zwischen wenigen Millimetern und bis zu 17 cm pro Jahr. Im Laufe vieler hundert Millionen Jahre bewegen sich diese Platten so rund um den Erdball. Bei der Kollision der Platten werden die dünnen aber schwereren ozeanischen Kontinentalplatten unter die dickeren aber leichteren Kontinentalplatten in den Erdmantel versenkt (Subduktion). Hier kommt es oft zur Bildung von Tiefseegräben, Inselketten und Gebirgen mit Vulkanen, wie z.B. in Japan und in den Anden. Bei der Kollision von Kontinenten kommt es ebenfalls zur Gebirgsbildung, wie z.B. Alpen und Himalaya. Entlang der langgezogenen Plattengrenzen in den Ozeanen gibt es Risse im Meeresboden, es tritt Lava aus und mit der Neubildung von Meeresboden driften die Platten langsam auseinander. Es bildeten sich weltumspannende Bruchsysteme und "**ozeanischen Riftsysteme**" mit langgezogenen aber relativ schmalen mittelozeanischen Gebirgsrücken. Im Bereich der Riftsysteme hat sich tief am Meeresgrund im Umfeld der oft sehr heißen vulkanischen Aktivitäten eine reiche Lebewelt entwickelt, die ihre Energie unabhängig von der Sonne aus chemischen Prozessen, wie z.B. durch die Oxidation von Schwefelverbindungen gewinnt. Es wird diskutiert, ob hier nicht der Ursprung des Lebens liegen könnte. Beim Auseinanderdriften kontinentaler Platten entstehen "**kontinentale Riftsysteme**", wie z.B. das Ostafrikanische Grabensystem und das Europäische Känozoische Riftsystem mit Rhonegraben, Bressegraben, Oberrheingraben und Niederrheingraben. Hier driftet Europa auseinander. Oft kommt es auch zu weiträumigen Hebungen oder Absenkungen der Erdkruste, wie z.B. beim Äthiopischen Hochland, im Kongo-Becken, im Amazonas-Becken und im Mississippi-Becken. In die so entstandenen Gräben und Becken dringen Flüsse oder das Meer ein. Hier bildeten sich über lange Zeiträume mächtige Sedimentablagerungen, die von den umgebenden und höher liegenden Festlandsgebieten abgeschwemmt wurden. Diese Sedimente wurden mit der Zeit entwässert, kompaktiert und zu geschichteten Gesteinspaketen verfestigt. Nach der späteren tektonischen Hebung und dem Trockenfallen dieser Gebiete, verursacht durch Plattenbewegungen und Gebirgsbildungen, wurden die abgelagerten Gesteine durch die Erosion von Wasser, Eis und Wind wieder abgetragen (Kreislauf der Gesteine, Abb. 27b). Im kleinräumigen Maßstab kam es innerhalb der Kontinentalplatten zur Bildung von Schichtverbiegungen, die als Mulden- und Sattelstrukturen bezeichnet werden und zu horizontalen-vertikalen Schichtversetzungen (transtensiv, transpressiv), die als Verwerfungen bezeichnet werden. Diese sind oft als Graben- und Horststrukturen mit Sprunghöhe von wenigen Metern bis über 100 m oder über 1000 m angelegt (Abb. 4). Diese dynamischen Bewegungsvorgänge innerhalb der Erdkruste werden unter dem Begriff **Tektonik** (= die Baukunst betreffend) zusammengefasst (Kap. 3.6). Sie haben im Zusammenwirken mit der Verwitterung und der Abtragung der Gesteine maßgeblichen Einfluss auf die Gestaltung von Flusssystemen und Landschaften. Das Zusammenspiel dieser Kräfte führte gegen Ende der erdgeschichtlichen Zeitära des Paläozoikums ("älteres Leben" -> Erdaltertum) vor etwa 255 Millionen Jahren im Raum des heutigen Mitteleuropas zur Bildung des **Mitteleuropäischen Beckens** als flache Einsenkung und Randmeer der südöstlich gelegenen

Tethys-Ozeanbucht, die wiederum ein Teil des großen **Panthalassa-Ozeans** war. Die Landmasse der Erde waren zu dieser Zeit zum Superkontinent **Pangäa** (gr. All-Erde) vereinigt und sind dann im Laufe der vergangenen 230 Millionen Jahre langsam zu den heutigen Kontinenten auseinandergedriftet (Abb. 3). Das Mitteleuropäische Becken erstreckte sich von England und von Skandinavien bis nach Polen, nach Süddeutschland und nach Burgund (Abb. 6). Im Laufe der Zeit wurden hier die bis über 2000 m mächtigen Sedimentschichten des Mesozoikums (mittleres Leben -> Erdmittelalter) in den Zeitabschnitten von Trias, Jura und Kreide abgelagert. Gegen Ende der Jura-Zeit vor ca. 145 Millionen Jahren wurden im Zuge der weiteren Hebung des **Rheinisch-Mitteleuropäischen Festlandes** Teile dieses Beckens in Süddeutschland über den Meeresspiegel herausgehoben und unser Land ist seitdem Festland und Abtragungsgebiet. Im Zuge der Alpenbildung bildete sich ab dem Eozän vor ca. 55 Millionen Jahren der Zentralteil des vom Mittelmeer bis nach Norwegen verlaufenden Europäischen Känozoischen Riftsystems als Reaktivierung spät variszischer Störungssysteme. Diese Plattenbewegungen verursachten, möglicherweise in Verbindung mit einem Mantelplume, auch in Süddeutschland und im Elsass eine Aufwölbung, Dehnung und Ausdünnung der Erdkruste (Abb. 4a). Das führte in der Paläogen-Zeit ab ca. 52 Millionen Jahren, mitverursacht durch die Bildung der Pyrenäen und der Alpen, zum Einbrechen des **Oberrheingrabens** von Süden nach Norden als transtensive Scherzone, verbunden mit einer rhythmischen Hebung der Grabenschultern von Vogesen, Schwarzwald und Odenwald. Es kam zu einer Ost-West-Grabendehnung von ca. 5 km mit einem linksseitigen Versatz der "Süddeutschen Scholle" um ca. 30 km nach Norden (Abb. 4). Die dabei auftretende Druckentlastung führte zu Vulkanismus am Kaiserstuhl und im Hegau (?). Die Hauptsedimentation im Oberrheingraben von stellenweise bis 4 km Mächtigkeit begann vor ca. 40 Millionen Jahren. Der gesamte Vertikalversatz zwischen dem eingesunkenen Graben und dem angehobenen Schwarzwald beträgt stellenweise über 5 km. Die Grabenschultern wurden um bis zu 2,5 km angehoben und die Erosion liegt dort bei ca. 1,5 km (Abb. 19b). Im Bereich der entstehenden Hochgebiete von Schwarzwald und Odenwald wurden die Sedimentschichten so weit abgetragen, dass dort heute die Gneis- und Granitbasis des vor 260 Millionen Jahren (Ma) abgetragenen Variszischen Gebirges wieder zutage tritt. Die starke Hebung von Schwarzwald und Odenwald führte in Südwestdeutschland zu einer flachen Einkippung der ehemals weitgehend horizontal abgelagerten mesozoischen Sedimentgesteine mit 1° – 5° Neigung nach Südosten. Wegen der noch stärkeren Hebung des Südschwarzwaldes fallen die Schichten dieses Tafeldeckgebirges dort steiler ein als in den mittleren und nördlichen Landesteilen. So kam es in Verbindung mit der unterschiedlichen Abtragungsgeschwindigkeit der unterschiedlich widerstandsfähigen und wasserdurchlässigen Sedimentgesteine zur Bildung von abgetreppten Schichtstufen mit einer asymmetrischen Auffächerung nach Nordosten. Dieses Zusammenspiel von Hebung und Schrägstellung durch Krustenbewegungen mit der Abtragung der Gesteinsschichten durch Bäche und Flüsse hat im Laufe der Jahrtausende das **Schwäbisch-Fränkische Schichtstufenland** mit seinen Verebnungsflächen und Steilstufen geschaffen, das sich vom Klettgau bis zur Rhön erstreckt.

Die Dynamik des Erdinneren

Die Erde besteht zu über 90 % aus den 6 Elementen Eisen, Sauerstoff, Silizium, Aluminium, Magnesium und Kalzium. Die unter Ozeanen ca. 5 - 10 km, im Durchschnitt ca. 40 km und unter Gebirgen bis über 70 km mächtige **Erdkruste** aus leichten und silikat-, aluminium- und magnesiumreichen Gesteinen wird in die spröde-brüchige Schizosphäre und unter einer Übergangszone in 15 - 20 km Tiefe ab 250 - 400 °C in die duktile Plastosphäre gegliedert. Darunter liegt der feste, aber bei sehr langsamer Bewegung plastisch reagierende, spezifisch schwerere und eisen- und magnesiumreichere **Lithosphärische Erdmantel** aus dem Gestein Peridotit mit den Mineralen Olivin und Pyroxen. Dieser bildet zusammen mit der Erdkruste die 100 - 200 km mächtige **Lithosphäre** und die wandernden **Lithosphärenplatten**. Bei der Gebirgsbildung gilt: die Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird gestapelt und die Unterkruste wird frei deformiert. Die Platten bewegen sich auf der ca. 100 - 300 km mächtigen, 1200 - 1700 °C heißen, geringviskosen und auch teilgeschmolzenen **Asthenosphäre**. Diese geht mit einer Übergangszone in den fest-plastischen und ca. 2500 km mächtigen **Unteren Erdmantel** über, der überwiegend aus dem dicht gepacktem Mineral Bridgmanit mit Perowskit-Struktur besteht. Die Temperaturen von ca. 1800 - 3500 °C werden dort auch durch den Zerfall von radioaktiven Isotopen der Elemente Uran, v.a. Thorium und Kalium und mit 10 % aus der Gezeitenreibung des Systems Erde-Mond mit 24.000 Milliarden Watt stabil gehalten. Insgesamt gibt die Erde ständig 44.000 Milliarden Watt an den Weltraum ab. Im Zentrum liegt der ca. 3500 - 6700 °C heiße **Erdkern** aus Eisen mit etwas Nickel und mit einem Durchmesser von ca. 6960 km, der sich in einen flüssigen Äußeren Kern, eine Übergangszone und in einen festen Inneren Kern gliedert. Die Materialströmungen im flüssigen Äußeren Kern erzeugen zusammen mit dem festen Inneren Kern nach dem Dynamoprinzip das Erdmagnetfeld, das die Erdoberfläche mit ihrer Lebewelt von den ionisierenden und schädlichen Strahlungen (Protonen, Elektronen, ionisierte Atome) der Sonne und aus dem Weltall abschirmt. Im Laufe der Jahrtausende haben sich auch andere schwere Elemente wie Gold, Platin, Uran, Ruthenium etc. im Erdkern mit über 90 % ihrer Gesamtmasse konzentriert und die leichteren Elemente bestimmen die Zusammensetzung der Erdkruste. Neue Forschungen zeigen, dass winzige Mengen dieser schweren Metalle ständig von der Grenzfläche des flüssigen Erdkerns in den Erdmantel und in diesem mit heißen, aber sehr langsamen Strömungen und über geologische Vorgänge (Vulkanismus) nach oben in die Erdkruste transportiert werden. Das zur Erdoberfläche in Plumes aufsteigende Magma besteht aus mehreren Komponenten mit unterschiedlichen Schmelzpunkten. Es entmischt sich beim Aufstieg durch magmatische Differentiation über die Schwerkraft und durch fraktionierte Kristallisation über temperaturabgestuft in der Schmelze auskristallisierte Minerale (z.B. von Basalten über Andesite bis zu Rhyolithen). Die Restschmelze wird mobiler und steigt weiter auf. Die ständige Bildung von neuer und basaltischer Erdkruste aus dem Erdmantel an den Riftzonen hat über die Jahrtausende zu einer chemischen Differentiation von Kruste und Mantel geführt. Die Kruste besteht heute aus leichtschmelzendem und auch mit Plumes aufsteigendem Silizium-Aluminium-Magnesium mit großen und mit kleinen Ionen, aber mit großen Ladungen, wie z.B. Natrium, Kalium, Zirkonium und Uran.

Der Mantel besteht aus schwerer schmelzendem Silizium-Magnesium-Eisen mit unter dem hohen Druck dichter gepackter Elemente mit kleinen Ionen. Der Untere Erdmantel besteht aus primitiven Fe- und Mg-Oxid-Verbindungen und im Oberen Mantel treten komplexere Silikate wie z.B. Olivin auf. Weiter höher im Mantel gibt es Pyroxene, Granate und einfache Feldspäte. In der Kruste befinden sich die höher differenzierten Silikate z.B. Quarz. Die Erde ist also ein "gravitativ entmischter Planet". Die ersten Kontinental- und Lithosphärenplatten wurden seit 3,5 – 4 Ga bei einem noch 3-mal so hohem Wärmefluss wohl durch langsame Konvektionsströmungen im damals plastischeren Erdmantel gegeneinander bewegt. Man nimmt an, dass sich der Erdmantel im Laufe der vergangenen 4,6 Milliarden Jahre durch diese Mantelkonvektion einmal komplett umgewälzt hat (großer Kreislauf). Mit dem nachlassendem Wärmefluss seit 2 Ga wurde der Erdmantel fester und verhält sich über lange Zeiträume aber plastisch. Die Bewegung der Lithosphärenplatten auf der mobilen Asthenosphäre erfolgt heute v.a. durch aktiven Erdkrusten-Plattendruck und -zug (Abb. 6.6-2). In den Mineralstrukturen der Erdkruste und im Erdmantel sind große Mengen an **Wasser** gebunden. Diese spielen bei den plattentektonischen Bewegungen und bei vulkanischen Vorgängen eine entscheidende Rolle, machen das Gestein des Erdmantels um etwa den Faktor 100 weicher und beweglicher. Ohne Wasser keine Plattentektonik! Das Wasser stammt aus der Bildungszeit der Erde und eventuell von den vielen, mit der Erde kollidierenden Eiskometen. Der fest-plastische Erdmantel ist eine komplexe Mischung aus umgewälztem Mantelgestein und vielen, auch mit diesem mit der Zeit verschmolzenen Fragmenten alter und subduzierter Kontinentalplatten. Leichtes und aufsteigendes Mantel- und Asthenosphärenmaterial mit ca. 1200 °C wird **Magma** genannt. Diese Mischung aus festen Kristallen mit Fluiden und gelösten Gasen steigt aus der Tiefe im Bereich von plattentektonischen Gebirgs- und Riftbildungen und Mantelplumes unter Druckentlastung an vielen Stellen zur Erdoberfläche auf. Sie tritt dort punkt- und spaltenförmig und je nach der Zusammensetzung gasarm-dünflüssig oder gasreich-zähflüssig und dann auch explosiv und aschereich als **Lava** an Vulkanen aus. Durch die ständige Bewegung der Kontinentalplatten kommt es in den Ozeanen (und auch auf Kontinenten) an tausende Kilometer lange Riftzonen zu untermeerischen und basaltischen Lavaausflüssen mit der Bildung von neuem Meeresboden (Seafloor-Spreading). Die Ozeanböden bewegen sich dabei gravitativ und durch Abkühlung auch schwerer werdend vom erhöhten Riftbereich weg (Ridge Push). Noch stärker wirkt aber der Zug der Kontinentalplatten, die sich an den Subduktionszonen aktiv unter die leichteren Kontinentalplatten in die Tiefe biegen und ziehen (Slab Pull). Die Platten, die durch die Bewegungen und Kollisionen in den Erdmantel versenkt (subduziert) werden, schmelzen nicht gleich auf, sondern versinken in zerbrochenen und fest-plastischen Teilen langsam in die Tiefen des Mantels und auch bis zur Mantel-Kerngrenze. Damit werden die wasserhaltigen Sedimente in große Tiefen transportiert und beeinflussen dort die Geochemie. Die jährlichen horizontalen Plattenbewegungen liegen zwischen wenigen Millimetern und bis zu 17 cm. Die jährlichen vertikalen Plattenbewegungen liegen im Zehntel-Millimeterbereich, in Gebirgen bei wenigen Millimetern bis 1 Zentimeter (Himalaya) und in Vulkangebieten, wie z.B. im Gebiet der Phlegräischen Felder beim Neapel, bei mehreren Zentimetern. Einige Vulkane auf der Erde sind nahezu stationär und wandern über die Jahrtausende nicht mit der Kontinentaldrift der Lithosphärenplatten mit. Ursache ist ein sogenannter **Mantelplume** (Abb. 2ff). An der ca. 3000 °C heißen Kern/Mantel-Grenze (D"-Schicht) dehnt sich Mantelmaterial aus, das dort durch thermischen Energiestau 200 - 400 °C heißer als die Umgebung ist. Dadurch spezifisch leichter geworden, steigt das fließfähige Magma auf und bewegt sich schlauch- und blasenartig durch den Unteren Erdmantel und durch die Asthenosphäre bis an die Grenze zum Lithosphärischen Mantel und zur Erdkruste. Diese Magma-Kristallmischung breitet sich dort in 100 bis über 1000 km breiten und pilzförmigen Strukturen aus und wölbt die Kruste nach oben (Manteldiapir). Das führt zu Aufwölbungen, Ausdünnungen und Brüchen in der Erdkruste. Mit der damit einhergehenden Druckentlastung, aber bei weiterhin hoher Temperatur, entgast das Magma (v.a. Wasserdampf und Kohlendioxid), wird teillüssig und leichter und steigt an tektonischen Schwächezonen bis nahe an die Oberfläche auf (Dekompressionsschmelze). Es tritt dann als Lava an Hot-Spot-Vulkanen im Meer und an der Erdoberfläche aus. Über diese 50 bisher bekannten und fast ortsfesten **Hot-Spots** wandern die Lithosphärenplatten über die Jahrtausende und es bilden sich an ihrer Oberfläche charakteristische Vulkaninselnketten, wie z.B. die Malediven und die Hawaii-Inseln. Auch die Yellowstone-Caldera, die Vulkane in der Eifel (?), in der Auvergne und die Bildung des afrikanischen Grabenbruchs mit dem Kilimanjaro und mit weiteren Vulkanen (afrikanischer Superplume unter dem Tansania-Kraton), sowie vermutlich die Öffnung des Atlantiks mit der Bildung von neuem Ozeanboden (Island) wurden durch tiefe Mantelplumes verursacht (Abb. 2, Kap. 5.7). Es gibt aber auch kleinere Plumes, die an der Mantelübergangszone in 410 bis 660 km Tiefe entstehen. Die zahlreichen und miteinander verzweigten Mantelplumes sind wohl maßgeblich an der Bewegung der Kontinentalplatten mit den ozeanischen und kontinentalen Riftzonen, an der Gebirgsbildung, an der Bildung von Grabenbrüchen und auch am Austritt von weiträumigen Flutbasalten beteiligt. Die Forschung steht hier noch nahe am Anfang. Weiter Informationen zu den Vorgängen im Erdinneren gibt es in Kap. 6.1, Abb. 6.6-2 und in Kap. 6.6.

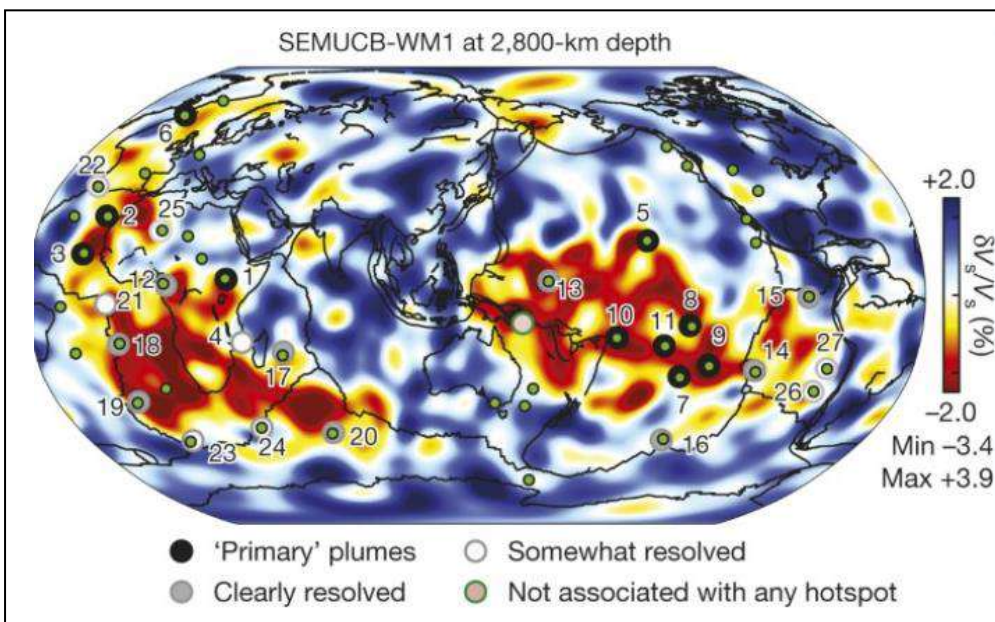


Abb. 2: Weltkarte der Mantelplumes.

Die Karte zeigt die Lage der Wurzeln von Mantelplumes nahe am Erdkern in 2800 km Tiefe. Zwei große Plumes liegen unter Afrika und unter dem Pazifik. Diese Plumes befinden sich wahrscheinlich schon seit 250 Ma an der selben Stelle. Rot = langsam aufsteigendes, ca. 400 °C heißeres und weniger dichtes Material mit geringerer Geschwindigkeit der Erdbodenwellen im festen, aber über lange Zeiträume plastischen Erdmantel. Die Kreise bezeichnen die Hot Spot-Vulkane an der Erdoberfläche, deren Lage oft, aber nicht immer mit den Plumes übereinstimmt. Die tiefen Plumes verzweigen sich und speisen die Hot Spots (Abb. 2a). Grafik aus: S.W. French, B. Romanowicz, 2015: *Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots*. Nature 525 (2015).

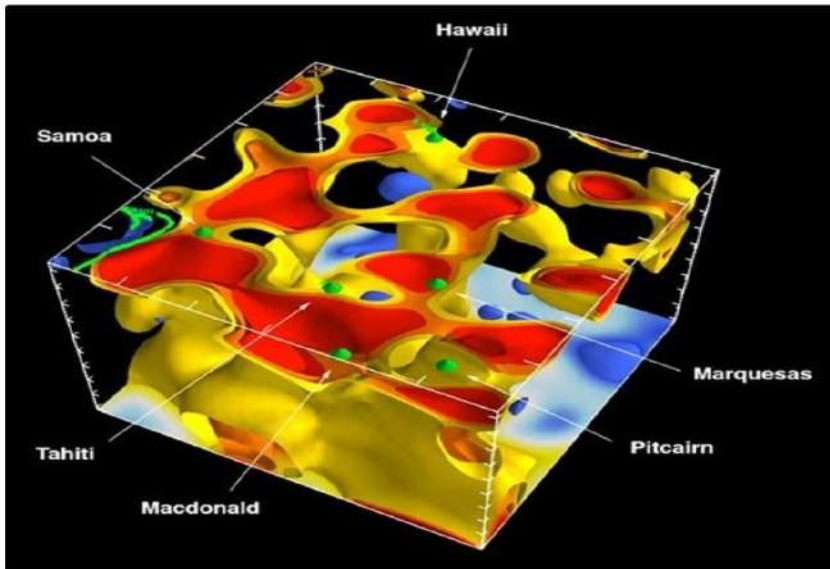


Abb. 2a: Die 3D-Grafik zeigt die verzweigten Zuflüsse einiger Hotspotvulkane im Pazifik. So stellt man sich den großen Plume im Erdmantel mit den Verzweigungen hin zur Erdoberfläche vor. Grafik aus: S.W. French, B. Romanowicz, 2015: Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. Nature 525 (2015).

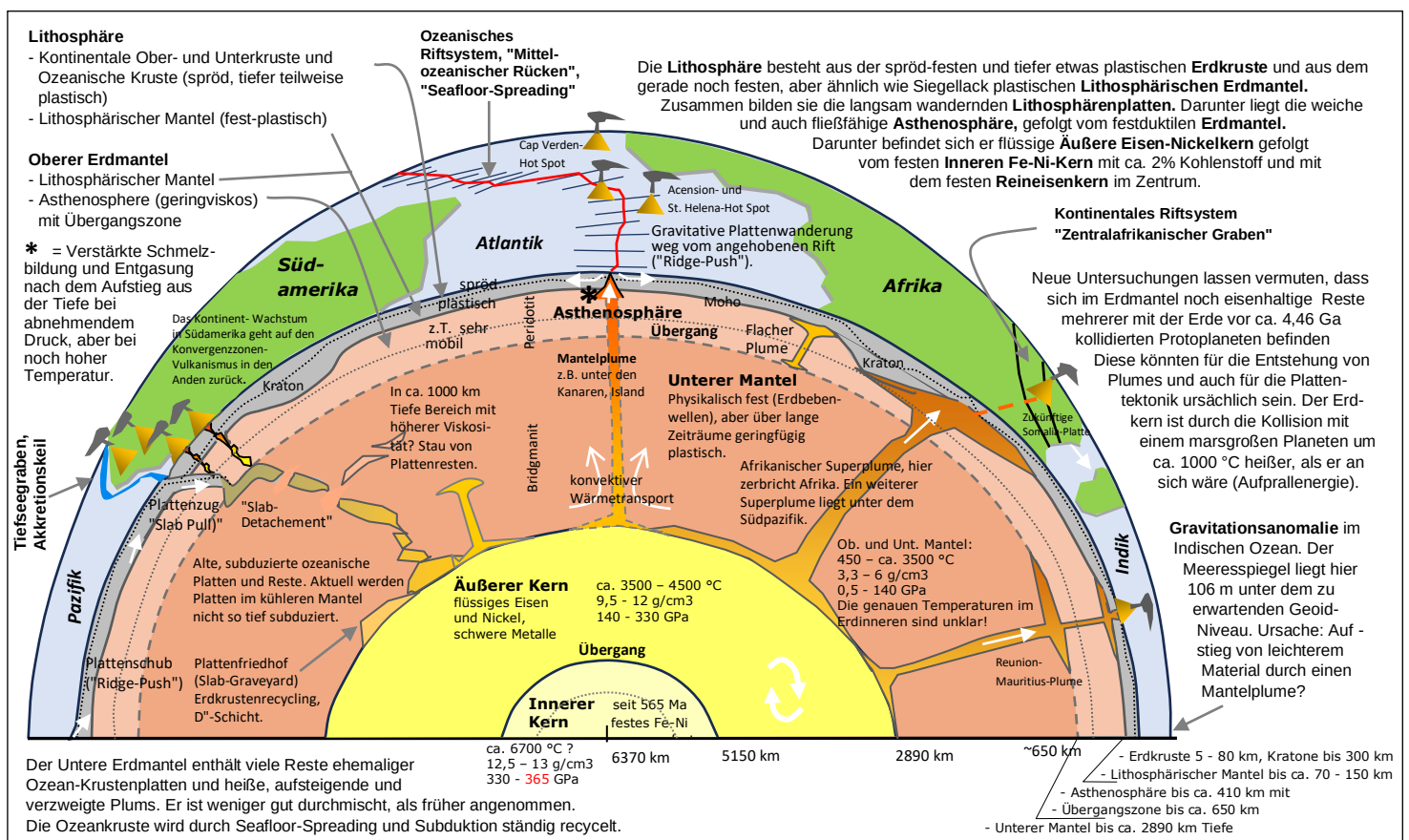


Abb. 2b: Schalenbau der Erde schematisch, großer Gesteinskreislauf (weitere Details in Abb. 6.6-2).

In der Realität sind die Plumes, die subduzierten Plattenfragmente und die Magmareservoirs viel zahlreicher und in der Tiefe verzweigter, als hier übersichtlich darstellbar. Das komplexe Thema kann hier nur angerissen werden und die Forschung dazu befindet sich noch am Anfang (Abb. 2, 2a, 6.6-2). Anteile an der Gesamtmasse der Erde: Erdkruste 4 %, Erdmantel 61,7 %, Äußerer Erdkern 30,8 %, Innerer Erdkern 1,7 %.

Grafik umgezeichnet und ergänzt nach Helmholtz-Zentrum, GFZ Potsdam.

Die Erdkruste wird in die Kontinentale und in die Ozeanische Kruste gegliedert.

- Die **Kontinentale Erdkruste** ist durchschnittlich 35 km und unter Gebirgen bis über 70 km mächtig, hat eine Dichte von ca. 2,7 g/cm³ und besteht unter den Sedimentgesteinen aus granitoiden magmatischen Gesteinen mit einem hohen Siliziumdioxid-Gehalt (SiO₂) und aus metamorphen Gesteinen. Wegen des hohen Silizium- und Aluminiumgehalts wird sie SiAl genannt.
- Die **Ozeanische Erdkruste** ist 5 – 8 km und unter Hot Spots 10 – 20 km mächtig, hat eine Dichte von ca. 3,0 g/cm³ und besteht unter den oft dünnen Sedimenten aus ständig an Riftzonen austretenden magmatischen (Basalt, Gabbro) und auch aus metamorphen Gesteinen (durch Meerwasser verursachte Ozeanbodenmetamorphose). Neben viel Sauerstoff und Silizium hat sie einen hohen Magnesiumanteil und wird SiMa genannt. Details in Abb. 27b.

Die Kontinentale Erdkruste wird in die Obere und in die Untere Kruste gegliedert.

- Die **Oberer Erdkruste** besteht aus den Sedimentschichten und aus dem unterlagernden Grundgebirge aus Graniten, Granitoiden, Migmatiten und Gneisen.
- Die **Untere Erdkruste** besteht aus hochmetamorphen Gabbros, Amphiboliten und Granuliten.
- Darunter liegt der **Lithosphärische (Obere) Erdmantel** aus festem aber geringfügig plastischem Mantelgestein (Peridotit), der zusammen mit der Erdkruste die **Lithosphäre** bildet. Durch Hitze und Druckentlastung verflüssigtes und aufsteigendes Mantelgestein wird **Magma** genannt.

Das an der Erdoberfläche und in den Ozeanen austretende Magma wird **Lava** genannt.

Bei der Gebirgsbildung gilt: die Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird gestapelt und die Unterkruste wird frei deformiert.

Die relativ geringviskose und partiell zu 1 – 5 % teilgeschmolzene **Asthenosphäre des Oberen Erdmantels** besteht aus Peridotit.

Der **Untere Erdmantel** besteht überwiegend aus dichtgepacktem und festem aber geringfügig plastischem Bridgmanit mit Perowskit-Struktur (Abb. 6.6-2).

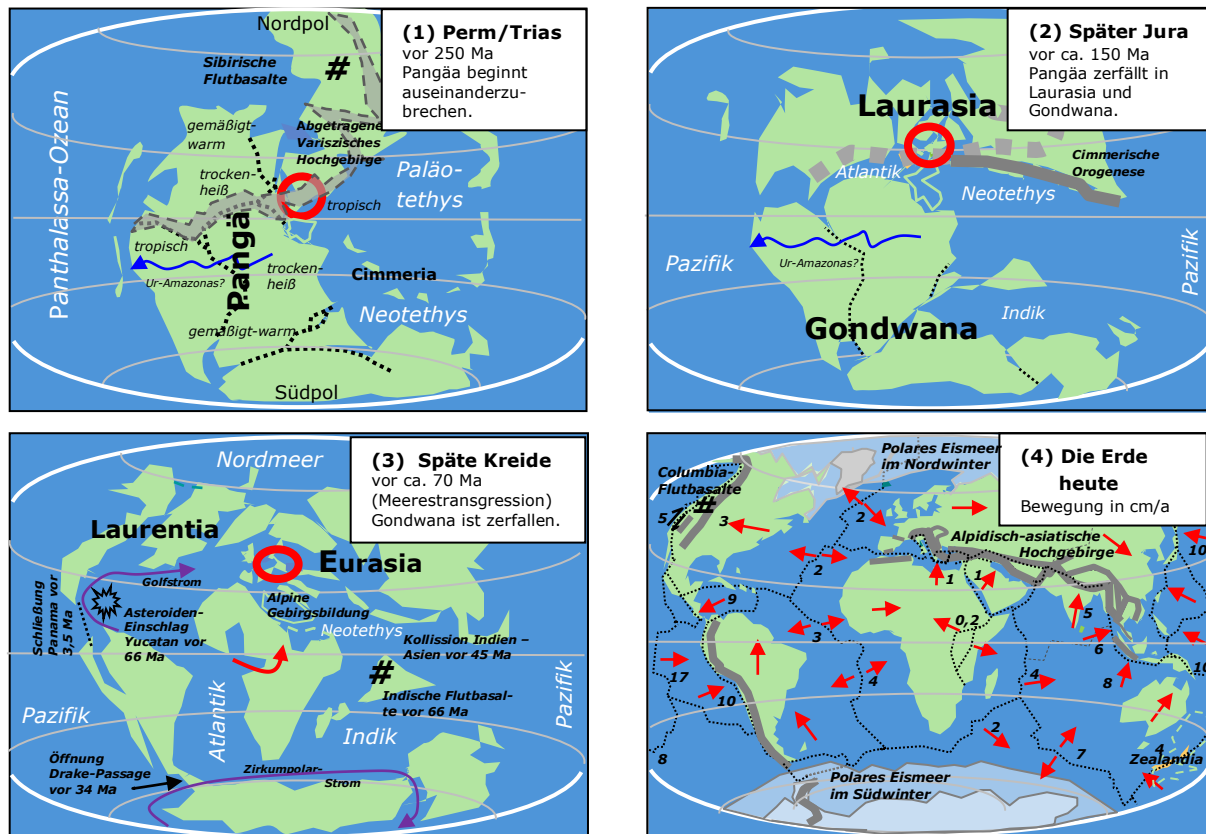


Abb. 3: Plattentektonik und Kontinentaldrift - Die Wanderung der Kontinente.

Durch die Abkühlung und Bildung der festen Erdkruste vor etwa 4,4 Milliarden Jahren sind einzelne Lithosphärenplatten entstanden, aus denen sich vor ca. 4 – 2,6 (1,5) Ga die sogenannten "Kratone" (Schilde -> Grundgebirge tritt zutage und Tafeln -> Grundgebirge ist mit Sedimenten bedeckt) gebildet haben. Das sind alte, oben starre, unten weichere und stellenweise über 250 km tief reichende Lithosphärenteile, die seit 2,5 Ga nur noch eine geringe tektonische Aktivität ohne Gebirgsbildung und nur eine randliche Erosion hatten, und aus denen die zentralen Teile und 60 % der heutigen Kontinente bestehen. Afrika z.B. besteht aus 4 Kratonen. Mit der Zeit haben sich dann jüngere Krustenteile an die Kratone angegliedert und so sind die heutigen Kontinente gewachsen. Die Kratone begannen sich vor ca. 3,5 Ga, vermutlich angetrieben durch Konvektionsströmungen im heißen und plastischen Erdmantel plattentektonisch gegeneinander zu bewegen. Heute dominieren bei der Plattenbewegung auf dem abgekühlten Mantel aber die Schub- und Zugbewegungen der Lithosphäre, wie es in Abb. 6.6 und 6.6-2 beschrieben ist. Vor 3,1 Ga, vor 3 Ga, vor 2,7 Ga und vor 1,8 Ga haben sich diese Kratone und die sich darauf entwickelnden Landmassen zu den noch kleinen und hypothetischen Kratonen und Superkratonen "Vaalbara", "Ur/Arctica", "Kenorland (Superia)" und "Columbia (Nuna)" zusammengeschoben. Vor 1,1 Ga und vor 600 Ma entstanden die Superkontinente "Rodinia" und das nur kurz existierende und etwas fragmentierte "Pannotia". Vor 330 Ma schoben sich die beiden Großkontinente "Gondwana" und "Laurussia" zum bisher jüngsten Superkontinent "Pangäa" zusammen, der ab 230 Ma bis 175 Ma in die heutigen Kontinente zerfiel. Diese Groß- und Superkontinente sind durch die weiteren Bewegungen der Erdkruste mit der Zeit wieder zerfallen (Kap. 6, Abb. 6.7, 6.9).

(1) In der Zeit vom Karbon bis zum Perm vor ca. 325 - 280 Ma wurden die Großkontinente Gondwana und Laurussia wieder zu einem Superkontinent zusammengeschoben, der "Pangäa" genannt wird und der vom großen "Panthalassa-Ozean" umschlossen wurde (Kap. 6, Abb. 6.9). Bei diesen Kontinentalkollisionen kam es während der Devon- und Karbon-Zeit zur kontinentumspannenden "Variszischen Gebirgsbildung" (grau) und das war wohl das größte Gebirge, das es je auf der Erde gab. Die variszischen Hochgebirgsketten wurden seit der Späten Karbon- und in der Perm-Zeit wieder abgetragen und deren Reste sind heute nur noch als teils später gehobene und flachere Mittelgebirgsketten (Teile der Appalachen, Ural, Schwarzwald etc.) erhalten, oder schon unter jüngeren Sedimenten begraben. Das kristalline Variszikum aus Gneisen und Graniten bildet heute den Sockel von Europa. Die Klimabedingungen im Zentrum des Superkontinents Pangäa waren sehr heiß und trocken, so dass sich das Leben bevorzugt an den tropisch-warmen Kontinentalrändern und im Meer entwickelt hat. Der "Tethys-Ozean" ist ein Nebenmeer von Panthalassa, von dem später das heutige Mittelmeer als Restmeer übriggeblieben ist. Im Zuge der Westausdehnung der Tethys bis zum entstehenden Atlantik haben sich das "Mitteluropäische Sedimentbecken" (roter Kreis) und südlich davon der "Alpine Ablagerungsraum" durch Dehnungen in der Erdkruste gebildet. # = Flutbasalt-Ausbruch in Sibirien vor 252 Ma, ausgelöst durch einen Mantelplume (Sibirischer-Trapp, großes Artensterben).

(2) Ab der Zeit der Frühen Trias vor ca. 240 Ma wurde das Auseinanderbrechen von Pangäa in die Großkontinente Laurasia und Gondwana durch das Öffnen von Spalten und durch die Förderung von basaltischen Laven eingeleitet (Mantelplume?). Der Mittelatlantik begann sich vor ca. 170 Ma zu öffnen und in den kleinen Teilmeeren der westlichen Neotethys wurden die mehr oder weniger mächtigen Sedimentserien und untermeerischen Magmatite an Riftzonen abgelagert, deren Gesteine heute die Alpen aufbauen (Kap.6). Zwischen 230 und 120 Ma zerfiel Pangäa.

(3) In der Zeit der Späten Kreide vor 75 - 66 Ma begann sich nach dem Südatlantik mit dem Zerfall von Gondwana auch der Nordatlantik mit dem Zerfall von Laurasia zu öffnen und die heutigen Kontinente sind entstanden. Die dünne indische Platte hat sich von Afrika gelöst, ist mit ca. 20 cm/a sehr schnell nach Norden gedriftet und ist vor 40 Ma unter der Bildung des Himalaja-Gebirges mit der tibetischen und der asiatischen Platte kollidiert. Die Afrikanische Platte drehte vor ca. 100 Ma nach Norden und kollidierte mit der Eurasischen Platte. Die im westlichen Neotethys-Meer abgelagerten Gesteine überschoben sich unter dem Kollisionsdruck und heben sich bis heute isostatisch zum Hochgebirge der Alpen (Kap. 6).

☼ = Asteroideneinschlag in Yucatán, Mexiko vor 66 Ma; # = Flutbasalt-Ausbruch im westlichen Indien vor 66 Ma, ausgelöst durch Mantelplumes unter den heutigen Komoren und Reunion im Indischen Ozean (Dekkan-Trapps, Artensterben).

(4) zeigt die heutige Situation mit den Plattengrenzen, punktiert und mit den jungen alpinen und mit den etwa gleichalten (alpidischen) Gebirgen, grau. Die Pfeile zeigen die Plattenbewegungen. In den kommenden Millionen Jahren (Ma) werden die Kontinente weiterdriften. Durch die weitere Nordwanderung der Afrikanischen Platte mit 2 - 9 mm/Jahr gegen die Eurasische Platte wird das Mittelmeer verschwinden und es könnte ein weiteres großes Gebirge am Südrand der Alpen entstehen. Australien wird mit Südostasien kollidieren und Südamerika vereinigt sich mit Nordamerika, wobei das Karibische Meer verschwinden wird. In etwa 200 - 300 Ma entsteht so möglicherweise wieder ein Superkontinent (Abb.6.9-2).

☼ = untermeerischer Kontinentalshelf im Westpazifik - "Zealandia"; # = Columbia-Flutbasalte vor 17 - 14 Ma. Weitere Flutbasalte unterschiedlichen Alters gibt es z.B. in Alaska, in China, in Südamerika und in Afrika.

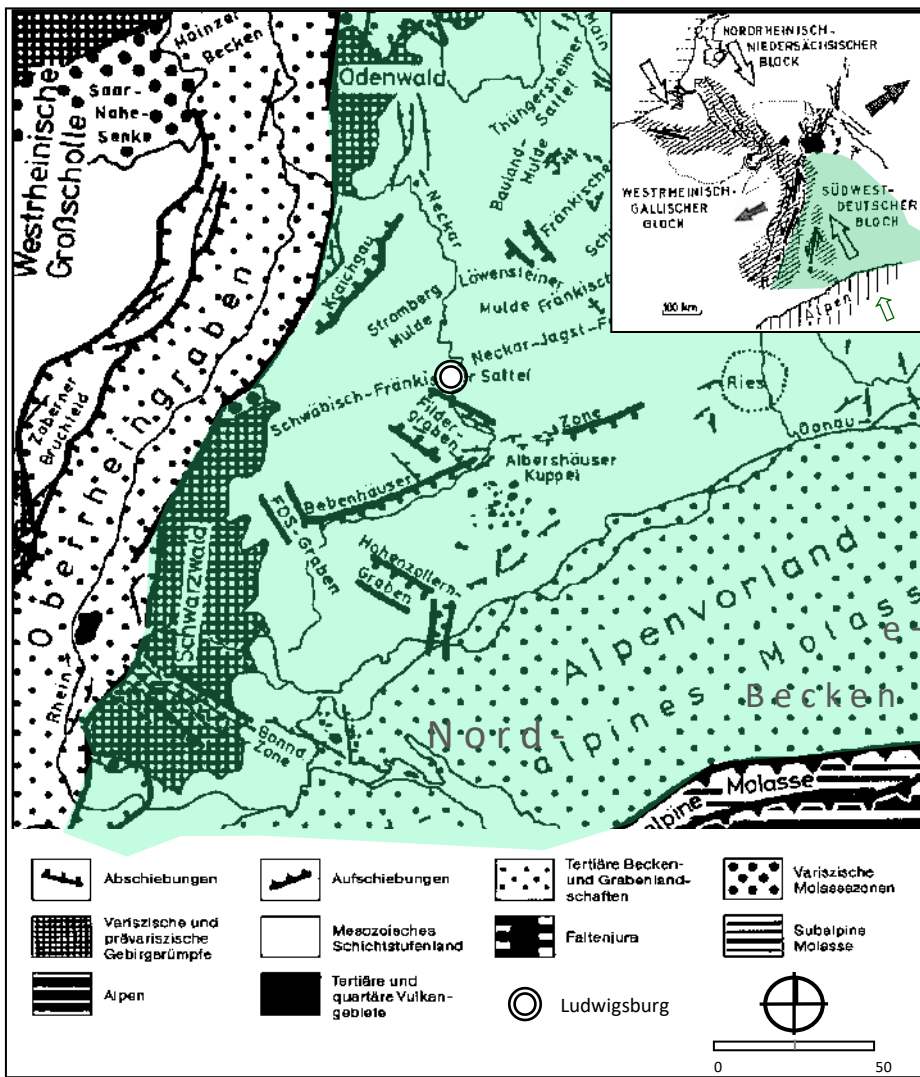


Abb. 4: Großtektonische Strukturen in Südwestdeutschland.

Fast ganz Baden-Württemberg und weite Teile von Bayern liegen im Bereich eines Erdkrustenteils, der "Süddeutschen Scholle" genannt wird (im Bild grün). Diese bildet ein Dreieck zwischen Oberrheingraben, Alpen, Böhmischer Scholle, Sächsischer Scholle, Soling Scholle und Rheinischem Schiefergebirge.

"Die Süddeutsche Scholle darf aber nicht als eigenständiger tektonischer Körper aufgefasst werden, sondern fußt auf dem Bild, das die geologische Karte vom Deckgebirge liefert. Der Untergrund ist hier, wie auch im übrigen Europa, tektonisch stark fragmentiert" (H. Seyfried et al. 2021: Die Landschaften von Baden-Württemberg, 2. Aufl. S. 174).

Der nordwärts gerichtete Druck der Afrikanischen Kontinentalplatte, der für die Auffaltung der Alpen verantwortlich ist und der südostwärts gerichtete Druck der Mittelatlantischen Schwelle zerscherte und dehnte die Europäische Kontinentalplatte in zahlreiche Brüche und Gräben und es entstand das Mitteleuropäische Bruchschollengebiet.

"Das setzte die gesamte süddeutsche Lithosphäre unter Spannung und führte zu einer Aufwölbung der Erdkruste um 1000 m und im Südschwarzwald um bis zu 2000 m. Die Süddeutsche Scholle riss am Oberrheingraben von Westeuropa ab und wurde seither wie ein Keil nordwärts in die mitteleuropäische Kruste vorgetrieben" (O.F. Geyer/ M.P. Gwinner 2011: Geologie von Baden-Württemberg. 5. Auflage, Seite 294).

Durch die Einengung und Kompression bei der Hebung und Nordverlagerung der Alpen und bei der Bildung der Pyrenäen vor ca. 52 Ma kam es zu einer ENE-WSW-gerichteten Erdkrustendehnung in Mitteleuropa mit dem Einbrechen des Oberrheingrabens an einer

transversalen Scherzone. Das führte vor ca. 30 Ma zu einer SW-NE gerichteten Einengung mit der Bildung einer linksseitigen horizontalen Scherbewegung. Es kam zu einer Ost-West-Grabendehnung von ca. 5 km mit einem linksseitigen Versatz der "Süddeutschen Scholle" um ca. 30 km nach Norden. Das Schollenmosaik der Süddeutschen Scholle ist in fraktaler Hierarchie vom Satellitenbild bis zur mikroskopischen Probe erkennbar. Der tektonische Bau, also Brüche und Gräben, Mulden und Sättel, Gewölbe, Falten, Abschiebungen und Aufschiebungen und auch die Gesteinsklüfte haben maßgeblichen Einfluss auf die Verwitterung und Abtragung und damit auch auf die Richtungen der Flüsse und letztlich auf das Gesicht der Landschaft. Das kleine Bild rechts oben zeigt die Spannungsverhältnisse in Mitteleuropa und den linksseitigen Versatz um ca. 20 - 30 km am Oberrheingraben. Die weißen Pfeile zeigen die Einspannung der Krustenteile (Blöcke) zwischen der Afrikanischen Platte mit den Alpen und dem nordeuropäischen Plattenteil. Die schwarzen Pfeile deuten die Dehnungsbewegung als Reaktion darauf an. Die Erdbebengebiete sind schraffiert. Die Bewegungen der Erdkruste sind auch heute noch aktiv. Der Südschwarzwald hebt sich mit ca. 0,1 mm/a und der Oberrheingraben verbreiterte und senkte sich mit 0,1 - 0,2 mm/a zu insgesamt 5 - 8 km Dehnung, 3,5 km Einsenkung und 5 km Abstand von der Grabensohle zu den Schultern. Die Alpen heben sich mit ca. 0,3 - 1,8 mm pro Jahr, die Erosion liegt bei 0,2 - 0,4 mm/a, die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei ca. 0,5 mm/a. Die Adriatisch-Apulische Mikroplatte und die Afrikanische Großplatte schoben sich unter Bildung der Alpen nach Norden und Nordwesten. Afrika schiebt sich heute noch mit 5 - 9 mm/a gegen Eurasia und Adria/Apulia schiebt sich mit wenigen Millimetern/a gegen Europa (Abb. 4a und Kapitel 6).

Grafik ergänzt aus: C. Stier, H. Behmel & U. Schollenberger (1989): Wüsten, Meere und Vulkane, Baden-Württemberg in Bildern aus der Erdgeschichte. Peter Grohmann, Stuttgart. Nach R. Dürr (1982) und W. Carlé (1950).

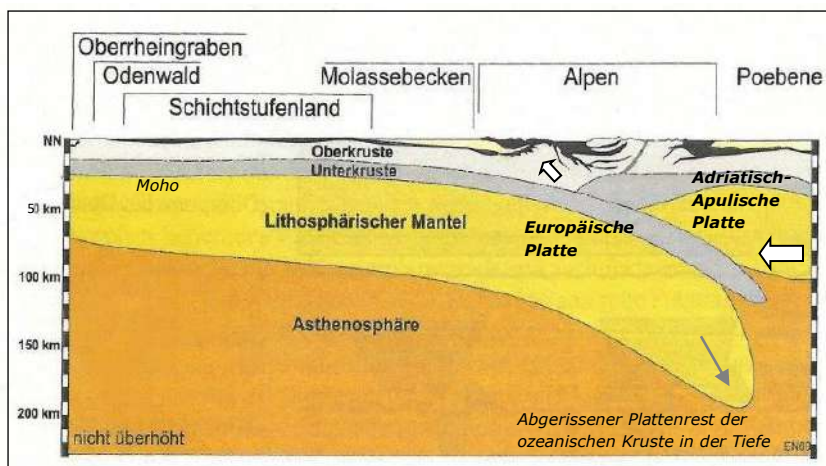


Abb.4a: Geologischer Tiefenschnitt Südwestdeutschland - Alpen - Norditalien.

Der nicht überhöhte Nord-Südschnitt zeigt das Abtauchen der Europäischen Erdkrustenplatte unter die Adriatisch-Apulische Platte im Bereich der Südalpen. Plattenabriss unter den Alpen werden in Kap. 6 beschrieben (Abb. 6.6). Grafik ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, Th. Simon (2011): Geologie von Baden-Württemberg, 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart.

Unter der nichtmetamorphen höheren Oberkruste:

Oberkruste: Para- und Orthogneise, Migmatite, Granite, Biotit-schiefer, Hornblende-Pyroxenite, Granulite, Kinzigite.

Unterkruste: felsische Granulite, granulitfazielle Granatgneise, Pyroxengranulite, Pyroxenit, Pyrikatit, Phlogopitschiefer.

Lithosphärischer Mantel: Peridotite (Spinelle, Dunit).

2.2 Aufbau des Untergrunds

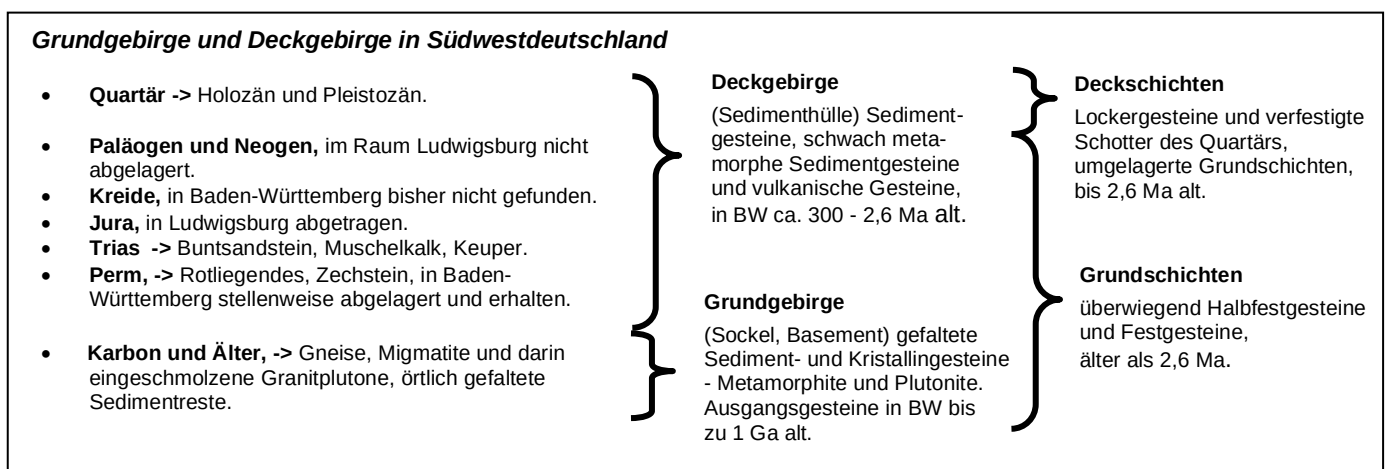
Der Geologe nennt den inneren Bau des Untergrundes "Gebirge", auch wenn kein Bergland im geographischen Sinne aufragt. Im oberen Bereich der Erdkruste sind in Baden-Württemberg zwei übereinander liegende geologische Baueinheiten zu unterscheiden: Das ältere **kristalline und variszisch deformierte Grundgebirge** (Grundgebirgssockel) aus der Zeit-Ära des Paläozoikum und das jüngere **sedimentäre Deckgebirge** (Sedimenthülle) aus der Zeitära des Mesozoikum und Känozoikum. Das Grundgebirge wurde im Schwarzwald und im Odenwald tektonisch um 1000 - 2000 m emporgehoben. Wegen der dadurch stark beschleunigten Abtragung der Sedimenthülle wurde das härtere Gneis- und Granit-Grundgebirge freigelegt und es haben sich auf diesen Rumpfflächen kuppige Waldlandschaften und durch menschliche Eingriffe auch Bergwiesen über tief eingeschnittenen Tälern entwickelt. Im Bereich des östlich anschließenden und um 1 – 5° schwach verkippten Tafeldeckgebirges mit seinen unterschiedlich harten und unterschiedlich erosionsbeständigen Sedimentgesteinen hat sich eine Schichtstufenlandschaften entwickelt. Diese ist heute je nach der Geologie und Bodenbildung teils bewaldet (Sandsteine) und wird bei höherer Fruchtbarkeit landwirtschaftlich genutzt (Mergel- und Lössböden). Das bis zu 6000 m tiefe Molassebecken in Süddeutschland und in der Schweiz wurde mit dem kiesig-sandig-lehmigen Abtragungsschutt der Alpen aufgefüllt. Es ist heute an der Oberfläche großteils mit vergleichsweise geringmächtigen glazial-fluviatilen Sedimenten aus Moränen und Schotterflächen mit Mergel, Sanden und Kiesen aus den Kaltzeiten überprägt und ist eine Eiszerfallslandschaft (Kap. 6.8).

2.2.1 Grundgebirge

Die Gneis- und Granitgesteine und einige gefaltete paläozoische Sedimentreste unter der permomesozoischen Sedimenthülle werden als **Grundgebirge** bezeichnet. Es handelt sich um sogenannte Kristallingesteine, bei denen sich die Minerale durch Umkristallisation bei der Gesteinsmetamorphose (Gneis, Migmatit) und nach dem Aufstieg einer Gesteinsschmelze aus großer Tiefe durch langsame Kristallisation (Granit) gebildet haben (Kap. 5). Diese Minerale sind im Gestein oft gut sichtbar, im Gegensatz zu den oft kleineren Mineralen der Sedimentgesteine, die durch Verwitterung und Abtragung zersetzt und zerrieben wurden oder sekundär neu entstanden sind. In Baden-Württemberg sind die Grundgebirgsgesteine die Reste eines durch die Abtragung eingeebneten, ehemaligen Falten- und Deckengebirges. Dieses **Variszische Gebirge** bildete in der Zeit von Devon und Karbon bis ins Frühe Perm vor 400 bis 280 Ma über weite Bereiche des heutigen Nordamerika, Europa und Asien einen langen und breiten Hochgebirgsgürtel, ähnlich wie heute der Himalaya und in diesem wurden die Kristallingesteine älterer und abgetragener Gebirgsbildungen nochmal metamorph verändert und deformiert. (Abb. 3-1). Mit der Abtragung dieses Gebirges vor etwa 300 - 250 Ma wurde die in der Tiefe liegende Kristallinbasis an vielen Stellen freigelegt und dann mit den Sedimenten der Perm- bis Neogen-Zeit bedeckt. In Baden-Württemberg besteht dieses Grundgebirge zu 2/3 aus Gneisen mit Migmatiten und zu 1/3 aus Graniten. Die **Gneise** werden als metamorphe Gesteine (Umwandlungsgesteine) bezeichnet. Es sind jungpräkambrischen bis frühkarbonische, marine und terrestrische Sedimentgesteine und Magmatite, die in Süddeutschland vor und während der variszischen Gebirgsbildung durch tektonische Vorgänge in 10 bis über 30 Kilometer Tiefe versenkt, auf über 500 °C und stellenweise bis auf über 800 °C erhitzt und hohen gerichteten Drücken mit bis zu 1,4 GPa ausgesetzt wurden. Dadurch haben sich andere Mineralgefüge gebildet (Rekristallisation), oder es sind vollkommen neue temperatur- und druckstabile Minerale entstanden. Alle vorhergehenden Gesteinsstrukturen und Fossilien wurden dabei zerstört. Es kam aber nicht zur vollkommenen Gesteinsaufschmelzung. Metamorphe Gesteine sind oft an ihrer Schieferstruktur zu erkennen, die durch eine nahezu parallele Ausrichtung der neu gebildeten Kristalle durch einseitig gerichteten Druck und durch die hohen Temperaturen entstanden ist. Die **Granite** werden als magmatisch-plutonische Gesteine (Tiefengesteine, Erstarrungsgesteine, Intrusionsgesteine, hier Kollisionszonen-Granite des variszischen Gebirges) bezeichnet. Sie sind in Süddeutschland gegen Ende und nach der variszischen Gebirgsbildung im Karbon in Bereichen von tektonischen Schwächezonen in glutflüssigem Zustand aus großer Tiefe aufgestiegen. Dabei haben sie die etwas älteren Gneise durchschmolzen und sind aber noch einige Kilometer tief innerhalb der Erdkruste unter hohem und allseitigem Druck sehr langsam zu kristallinen Festgesteinen mit einem richtungslos grobkörnigen Mineralgefüge erstarrt (fossile Magmakammer, Abb. 7). Durch Landhebung, Gebirgsbildung, Verwitterung und Abtragung kommen die Gneise und die Granitplutone in einigen Gebieten mit der Zeit an die Erdoberfläche und bilden heute charakteristische Gebirgslandschaften, wie z.B. das Rheinische Schiefergebirge, den Bayerischen Wald, Odenwald, Schwarzwald und Teile der weltweiten Mittel- und Hochgebirge, z.B. auch Teile der Alpen (Kap.6).

2.2.2 Deckgebirge

In der Perm-Zeit vor ca. 300 -250 Mio. Jahren wurde das an der Oberfläche anstehende kristalline Grundgebirge in Baden-Württemberg durch Erosion flachwellig eingeebnet. Durch Erdkrustendehnung im Zuge des Zerfalls von Pangäa entstanden tiefe und in SW-NE-Richtung langgezogen eingebrochene Senkungsräume, unter Ludwigsburg das Baden-Baden-Becken, die mit den Abtragungsprodukten des Grundgebirges aus Breccien, Konglomeraten und Vulkaniten aufgefüllt wurden (Rotliegendes). Durch einen Meeresvorstoß von Norden wurden darüber terrigen-marine Sedimente abgelagert (Zechstein). Mit weiteren Dehnungsvorgängen in der Erdkruste im Zuge der Westwanderung des Tethysmeeres hat sich dann das Mitteleuropäische Becken eingesenkt. Dort wurden bis zum Beginn der Kreide-Zeit vor 145 Ma und im Nordalpinen Molassebecken bis in die Neogen-Zeit bis über 2000 m und in der Molasse bis zu 6000 m mächtige Sedimente abgelagert, die als **Deckgebirge** bezeichnet werden. Das Grundgebirge und die oft felsartig verfestigten Sedimente des Tafeldeckgebirges werden als **Grundschichten** bezeichnet. Darüber liegen die meistens lockerer gelagerten Sedimente aus der Quartär-Zeit vor 2,6 Mio. Jahren bis heute, die als **Deckschichten** bezeichnet werden.



Grundschichten

Während der langsamen und schubweisen Einsenkung des Mitteleuropäischen Beckens in der Zeit des Mesozoikums, verursacht durch Krustendehnungen ab der Perm-Zeit, kam es über einen Zeitraum von etwa 140 Ma zur Ablagerung von stellenweise bis über 2000 m mächtigen Sedimentschichten. Diese wurden teils in einem flachen Randmeer nördlich des Tethys-Ozeans mit zyklisch schwankender Meeresbedeckung (marin-lagunäre und brackische bzw. überwiegend chemisch-evaporitische und chemisch-biogene Sedimente) und teils von verflochtenen Tiefland-Flusssystemen und Schichtfluten in oft abflusslose Becken, Seen und an Buchten und Küstenschwemmländern in Rinnen und Schwemmfächern abgelagert (terrestrisch-fluvioklastisch, paralische, lakustrine und deltatische Sedimente - Abb. 7). Die Klimaverhältnisse waren warm und trocken und oft wüstenhaft mit episodischen Starkregenfällen und Sturzfluten (subtropisches und arides bis semiarides Klima). Ursächlich für dieses Klima war die langsame Wanderung der europäischen Erdkrustenplatte seit dem Ende der Karbon-Zeit aus der tropisch-feuchten Äquatorregion nach Norden in die subtropische Wüstenzone (Abb. 3a). Die Einsenkung des Mitteleuropäischen Beckens wurde durch die Aufschüttung der Sedimente mal mehr und mal weniger stark kompensiert, so dass die Sedimentationsoberfläche oft knapp über dem Meeresspiegel oder flach darunter lag (Tiefland, Schelfmeer, Sedimentationsgleichgewicht). Die weichen, feinkörnigen und locker gelagerten Sedimente wurden mit zunehmender Überdeckung mit der Zeit durch den Prozess der **Diagenese** verfestigt. Die Sedimente wurden durch den Druck der überlagernden Schichten und bei Temperaturen von < 200 °C entwässert und verdichtet (kompaktiert). In den winzigen Zwischenräumen der Sedimentkörner wurden durch Lösungsvorgänge und durch Umkristallisation und Sammelkristallisation neue Kristalle gebildet (Zementation - Kalk, Eisenoxid, Quarz, Tonminerale), die das Sediment mit der Zeit zu festem Gestein verkittet haben. Die Sedimente des Mesozoikums werden in die Zeitperioden Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper), Jura und Kreide untergliedert (Abb. 1c). Im außeralpinen Deutschland werden die unter festländisch-fluviatil-limnischen und unter flachmarinen Bedingungen abgelagerten Gesteine der Trias als **Germanische Trias** bezeichnet. Im südlich anschließenden und flachen bis tieferen Meeresbecken der Tethys wurde die **Alpinen Trias** unter vollmarinen Bedingungen abgelagert (Kap. 6).

Am Übergang von der Jura-Zeit zur Kreide-Zeit vor etwa 145 bis 140 Ma kam es in Süddeutschland vom nördlich gelegenen Rheinisch-Mitteuropäischen Festland ausgehend zu einer stärkeren Heraushebung der Erdkruste über den Meeresspiegel und damit zum Ende der flächenhaften Sedimentation. Ablagerungen aus der Kreide-Zeit sind in Baden-Württemberg bisher nur in Spalten und Höhlen gefunden worden, oder der Abtragung zum Opfer gefallen. In der Zeitära des Känozoikums ("jüngstes Leben" -> Erdneuzeit) hat sich vor 40 - 5 Ma während der der Paläogen- und Neogen-Zeit (früher Tertiär-Zeit genannt) das Alpenvorland der Schweiz, Oberschwabens und Bayerns wieder abgesenkt. Ursache waren das hohe Gewicht der nach Norden schiebenden alpinen Gesteinspakete und Massenausgleichsvorgänge im Zuge der alpinen Gebirgsbildung. In diesem **Nordalpinen Molassebecken** wurde der Abtragungsschutt der rasch aufsteigenden Alpen als bis zu 6000 m mächtige, sandig-tonige und auch karbonatische Schichten abgelagert. Das geschah teils unter flacher Meeresbedeckung, aber überwiegend in ausgedehnten Seen- Sumpf- und Flusslandschaften. Am Alpennordrand kam es an den Mündungen der großen alpinen Flusssysteme bei regel-mäßigen Schichtflutereignissen zur radialen Ablagerung von mächtigen kiesig-sandigen Schwemmfächern, z.B. der Hochgrat-Schwemmfächer zwischen Kempten und Isny und der Hörnli-Schwemmfächer in der Schweiz (Kap. 6.7). Diese Ablagerungen sind heute karbonatisch zu harten Konglomeraten verfestigt und bilden innerhalb der alpenparallelen Vorlandshügelketten charakteristische Mittelgebirgslandschaften (Schichtrippenlandschaft). Auch der als transtensive Scherzone einbrechende Oberrheingraben wurde vor 35 - 22 Ma zeitweise vom Meer überflutet und mit dem bis über 4.000 m mächtigen Abtragungsschutt aus den umgebenden und aufsteigenden Hochländern und der Mittelgebirgen und z.T. auch aus den Alpen aufgefüllt.

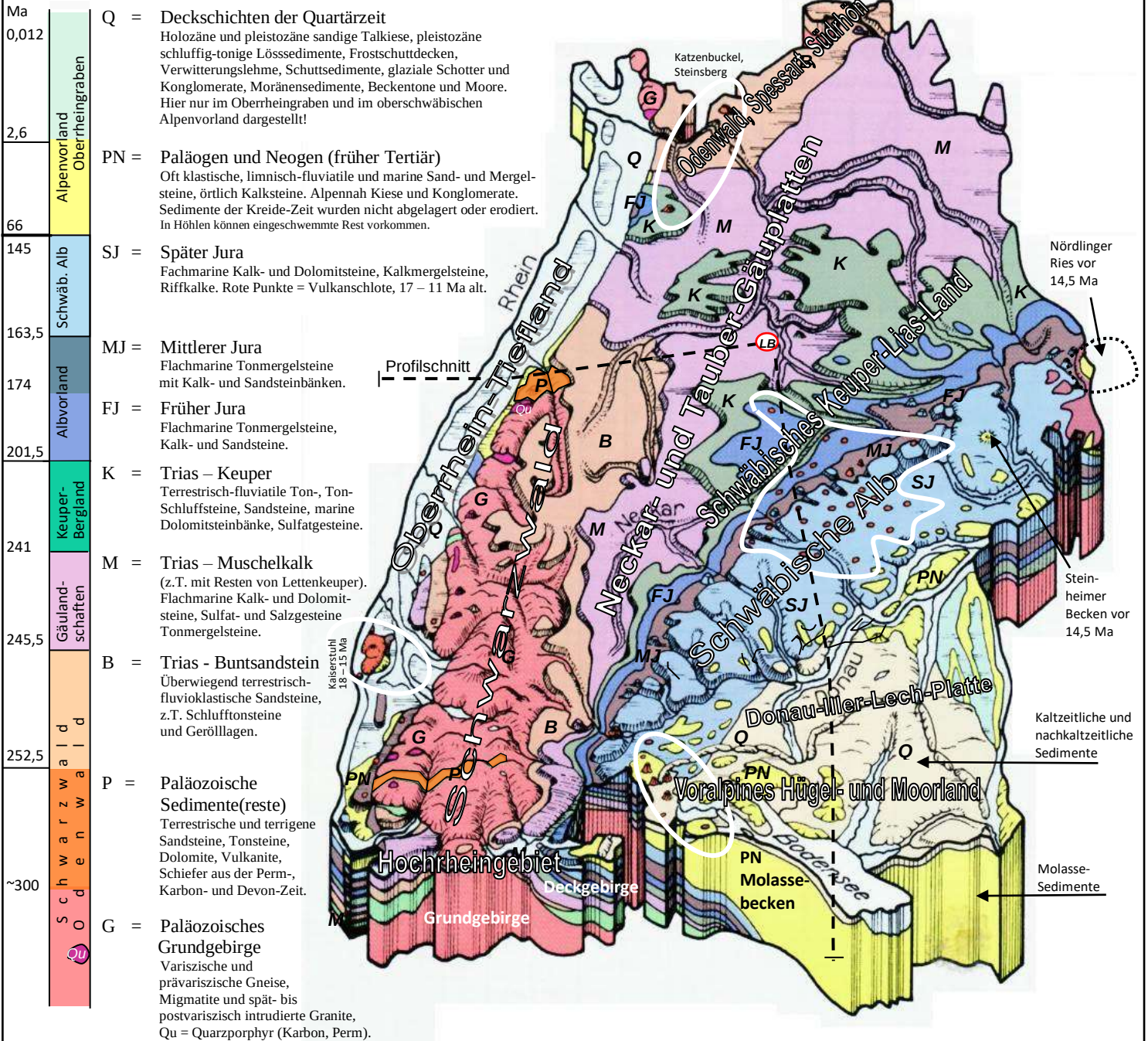
Deckschichten

Ab ca. 34 Ma in der Paläogen-Zeit und zunehmend ab ca. 4 Ma in der Neogen-Zeit ist das langandauernde und warme Erdklima aus unterschiedlichen Gründen kälter geworden. Während der Zeitperiode des Quartärs vor 2,6 Ma bis heute wurden im **Pleistozän** (Eiszeitalter - "Das am meisten Neue") in ganz Deutschland die vielfältigen Deckschichten-Sedimente der Kaltzeiten und der dazwischen liegenden Warmzeiten auf den wesentlich älteren und schon stark erodierten Grundschichten diskordant abgelagert. Während der Kaltzeiten (Glaziale) von jeweils 100.000 bis 200.000 Jahren Dauer schoben sich bei mehreren größeren Vereisungen mächtige Gletscher vom skandinavischen Schild nach Norddeutschland vor. In der Schweiz, in Oberschwaben, in Bayern und in Norditalien traten diese Gletscher aus den Alpen ins Flachland und stellenweise bis über die Donau heraus. Der Feldberg im Südschwarzwald trug dann ebenfalls eine Eiskappe und die Hochlagen im Nordschwarzwald waren mit zahlreichen kleinen Kargletschern bedeckt. Die Gletscher hinterließen nach jedem Vorstoß ihre Ablagerungen aus kuppigen und weitgeschwungenen Endmoränenzügen, aus dünnen Grundmoränen, aus tiefreichenden Beckentonen mit Torfablagerungen und Seen und aus langgezogen, in die Molasse eingeschnittenen und eben abgelagerten Schmelzwassersedimenten mit sandigen Flussschottern. In den nicht vom Gletschereis bedeckten **Periglazialgebieten**, so auch in Ludwigsburg, herrschte ein kaltes und trockenes Tundra- und Steppenklima (Mammutsteppe) mit bis zu 100 m tiefem Permafrost und mit einem spärlichen Bewuchs mit Gräsern und Sträuchern. Auf dieser Landoberfläche haben sich durch sommerliche Frost-Tauwechsel und durch Verwitterungs-, Umlagerungs- und Fließvorgänge schon bei geringem Gefälle Fließerden, Frostschuttdecken und Schuttmassen gebildet. Darüber wurden mehrere Meter mächtige, feinkörnige Lösssedimente durch Staubstürme herantransportiert und v.a. in den dem Wind abgewandten Leegebieten und in Beckengebieten mit nachlassender Windgeschwindigkeit abgelagert. An den steilen Talflanken lagerte sich lehmig-steiniger Hangschutt ab. Die Kaltzeiten wurden von den 10.000 bis 20.000 Jahre andauernden Warmzeiten (Interglaziale) unterbrochen. Im dann warmen und feuchteren Klima waren die kaltzeitlichen Ablagerungen besonders intensiv der Verwitterung und der Bodenbildung ausgesetzt. In den Flusstälern wurden sandige Schotter mit Torflinsen angelagert. Diese kaltzeitlichen Ablagerungen und Verwitterungsbildungen, die sich auch oft mit dem Verwitterungsschutt der unterlagernden und viel älteren Gesteine vermischt haben, haben maßgeblich zur Bildung der fruchtbaren Böden (v.a. Parabraunerde aus Löss) in Süddeutschland beigetragen. Die Jetztzeit wird als **Holozän** ("Das ganz Neue") bezeichnet und zählt seit dem Ende der "Würm-Kaltzeit" vor etwa 12.000 Jahren. Durch die Waldrodung und Landwirtschaft im Mittelalter kam es zu starken Bodenabschwemmungen, die als mächtige anthropogene Auenlehme in den Tälern abgelagert wurden. Das Holozän ist eine Warmzeit, auf die in vielleicht 10.000 – 20.000 Jahren die nächste Kaltzeit folgen könnte (siehe Kap. 6.8). Wegen der starken Einwirkungen der menschlichen Tätigkeiten auf die Geo-, Bio-, Hydro- und Atmosphäre wird die Einführung der geochronologischen Zeitepoche (Serie) **Anthropozän-Zeit**, z.B. am Beginn des 19. Jahrhunderts mit der Industrialisierung oder mit dem Beginn der Ablagerung von Plutonium-Isotopen in den Böden aus den oberirdischen Atombombentests in den 1940er Jahren diskutiert.

2.2.3 Geologischer und tektonischer Bau von Baden-Württemberg

Der geologische und tektonische Bau von Baden-Württemberg ist in den Abbildungen 4b und 4c dargestellt. Baden-Württemberg gehört tektonisch zum größten Teil zur **Süddeutschen Scholle**. Vor ca. 145 Mio Jahren wurde Südwestdeutschland aus dem Jurameer herausgehoben und die Nordverlagerung der Alpen hat Europa ab ca. 60 Ma nach Norden eingeklemmt und dort zu einer Ost-West-Dehnung der Erdkruste geführt (Abb. 4, Kap. 6). Es kam zu Bruch- und Zerrungsvorgängen und das führte, eventuell zusammen mit einem aufsteigender Manteldiapir, zu einer lokale Aufwölbung der Erdkruste und ab ca. 52 Ma zum Einbruch des **Ober rheingrabens** als transtensive Scherzone. Der Grabenbruch wurde mit bis über 4000 m mächtigen Sedimenten gefüllt und wird von den gleichzeitig bis über 2000 m isostatisch herausgehobenen und variszisch konsolidierten **Grundgebirgsrümpfen von Vogesen, Schwarzwald und Odenwald** flankiert. Dort treten heute kristalline Grundgebirgsgesteine in Form von harten Gneisen, Migmatiten und Graniten zutage und prägen diese bewaldeten und tief zertalten Mittelgebirgslandschaften. Nach Osten und Südosten taucht das **Grundgebirge** unter die Erdoberfläche ab und wird von den jüngeren Schichtstufen des **Tafeldeckgebirges** überdeckt. Diese ursprünglich bis zu 2000 m mächtigen Sedimentschichten wurden im großen **Mitteleuropäischen Sedimentbecken** teils unter marinen und teils unter terrestrisch-fluvioklastisch-limnischen Bedingungen von der Karbon/Perm-Zeit bis zum Ende der Jura-Zeit abgelagert. Nach der tektonischen Aufwölbung von Schwarzwald und Odenwald ab 50 - 45 Ma liegen diese ehemals horizontal abgelagerten Sedimentschichten heute überwiegend schwach nach Südosten geneigt. Dieses generelle Schichtfallen führte im Zusammenspiel mit der ungleichmäßigen Abtragung der unterschiedlich abtragungsresistenten Sedimentgesteine zur Bildung des sich nach Nordosten auffächernden **Schwäb.- Fränkischen Schichtstufenlandes**. Die erste Schichtstufe über dem Grundgebirge und den über Sedimentresten von Karbon und Perm bildet der **Buntsandstein**, der auch viele Höhenzüge von Nordschwarzwald und Odenwald aufbaut. Darüber liegen die Schichten des **Muschelkalks**, der aus mächtigen Karbonatsteinformationen mit zwischengelagerten und heute oft ausgelaugten Salinar- und Sulfatgesteinen besteht. Die Muschelkalkoberfläche bildet die flachkuppigen Gäulandschaften zwischen Oberem Gäu, Strohh- und Heckengäu, Hohenlohe, Bauland und Tauberland. Die Oberfläche der Muschelkalkplatten ist in den Gäuen entlang des Schwarzwaldrandes und des Odenwaldes oft stark verkarstet und trocken, weil dort vielerorts kein Lettenkeuper und nur eine geringe Lössbedeckung über den Karbonatgesteinen liegt. Mit zunehmender **Lettenkeuperüberdeckung** wird die Landschaft ebener und ist oft mit mehreren Metern mächtigen und kaltzeitlichen **Lösssedimenten** und mit **Fließerden** überdeckt. Beispiel ist hier die landwirtschaftlich bedeutende Fläche des Strohgäus nordwestlich von Stuttgart. Die **Muschelkalk/Lettenkeuper Gäufläche** geht dann in die zunehmend ansteigende und mit mächtigem Hangschutt bedeckte **Gipskeuperformation** über, die aus oft teilausgelaugten Sulfatgesteinen und v.a. aus Tonsteinen mit einzelnen Karbonatsteinbänken besteht. Sie bildet den Fuß und den Anstieg der Keuperbergländer mit Streuobstwiesen und Weinbergen. Darüber folgen die oft bewaldeten Steilstufen, Verebnungsflächen und Hochflächen der **Keuperbergländer** (Strom- und Heuchelberg, Schwäbisch-Fränkische Waldberge, Glemswald und Schönbuch), die von mächtigen Sandstein- und Tonsteinschichten des **Schilfsandsteins, der Bunten Mergel mit Kieselsandstein, des Stubensandsteins, der Knollenmergel und des Rhätsandsteins** aufgebaut werden. Südlich von Stuttgart bilden die Kalksteine, Tonmergel- und Sandsteine des **Frühen Jura** die **Filderebene**, die mit einer Auflage aus **Lösslehm** (Filderlehm) sehr fruchtbar ist. Die mächtigen Tonmergelserien, Kalksteine und Sandsteine des **Mittleren Jura** formen die kuppige Landschaft des Albvorlandes und den Anstieg zur Schwäbischen Alb. Die stark verkarsteten Kalkstein-, Dolomitstein- und Schwammriffformationen des **Späten Jura** bilden die steile und durch Erosion zerklüftete Schichtstufe der Schwäbischen Alb mit den schroffen Felskränzen des Albtraufs und mit tief eingeschnittenen Tälern. Diese stark erodierten mesozoischen Sedimentgesteine sind nahezu überall mit mehr oder weniger mächtigen, **kaltzeitlichen Verwitterungsbildungen** bedeckt. Die zunächst kuppige und nach Süden ebener werdende Albhochfläche geht dann in die **Akkumulationslandschaft des Alpenvorlandes** von Oberschwaben über. Dieses als **Nordalpin-Molassebecken** bezeichnete Gebiet ist mit dem bis zu 6000 m mächtigen, sandig-tonigen und teils konglomeratischen Abtragungsschutt der Alpen aus der Zeit von **Paläogen und Neogen** gefüllt. Das hügelige Oberschwaben wird großteils von den in der **Quartär-Zeit** während der **Kaltzeiten** aus den Alpen heraustransportierten und unterschiedlich mächtig abgelagerten Glazialsedimenten der weit ins Vorland heraustretenden Gletscher bedeckt. Diese jungen Sedimente bestehen aus lehmig-steinigen Grundmoränen (Basal-Till) und kuppig geschwungenen Endmoränenwällen ehemaliger Gletscherstände, aus schmal-langgezogenen und in die Molasse eingeschnittenen Schotterebenen ehemaliger Schmelzwasserrinnen, örtlich aus tiefreichenden Beckentönen mit Seen und Moorflächen und bilden heute eine **Eiszerfallslandschaft**. Entlang dem Alpenrand werden die Molasseschichten von den sich nach Norden vorschiebbenden Alpen gestaucht, abgeschert, gefaltet und überschoben. Sie bilden die **Aufgerichtete Vorlandmolasse** und die **Faltenmolasse (Subalpine Molasse)**. Dort entstand an der Grenze zu Bayern eine den Alpen vorgelagerte **Schichtrippenlandschaft** mit alpenparallel langgezogenen Hügelketten (Kap. 6).

Die geologische Anatomie unseres Landes



Das Nördlinger Ries und das Steinheimer Becken sind Asteroidenkrater, die vor 14,5 Ma von einem zweiteiligen oder zerbrochenen Asteroiden zeitgleich geschaffen wurden.

Weiß Kreise: Alte und erloschene Vulkangebiete,...

- ...im Norden "Vulkangebiet Unterer Neckar", Katzenbuckel und Steinsberg vor 68 bzw. 56 Ma mit Phononophenilit bzw. Basanit.
- ...in der Mitte "Uracher Vulkangebiet" vor 17 (13) - 11 Ma. 351 Schöte mit dünnflüssig-gasreichen und durch Grundwasserzutritt explosiven Tuffbreccien (phreatomagmatische Eruptionen) aus Olivin-Melilithit und Nephelinit... kein Basalt!
- ...im Süden "Vulkangebiet Südschwarzwald" mit Hegau-Vulkanen vor 15 - 7 Ma mit Melilithit, Nephelinit und Phonolith (an Silizium unter-sättigte Magmen), und im Westen Kaiserstuhl-Statovulkanruine vor 18 - 15 Ma mit den Gesteinen Tephrit, Phonolith, Nephelinit, Basanit, Essexit, Leucit, Karbonatit etc. und ultrabasischen Tuffbreccien.

Abb. 4b: Schematisches Blockbild, naturräumliche Haupteinheiten-Gruppen und geologischer Bau des Schichtstufenlandes in Baden- Württemberg.

Darstellung im Bereich des Schichtstufenlandes ohne quartäre Sedimente - Löss, Talfüllungen etc. - abgedeckte Grundschichtenkarte (Abb. 8). Grafik ergänzt nach G. Wagner & A. Koch (1961), bearbeitet durch R. Hüttner (1984) und E. Villinger. Quelle: LGRB-BW.

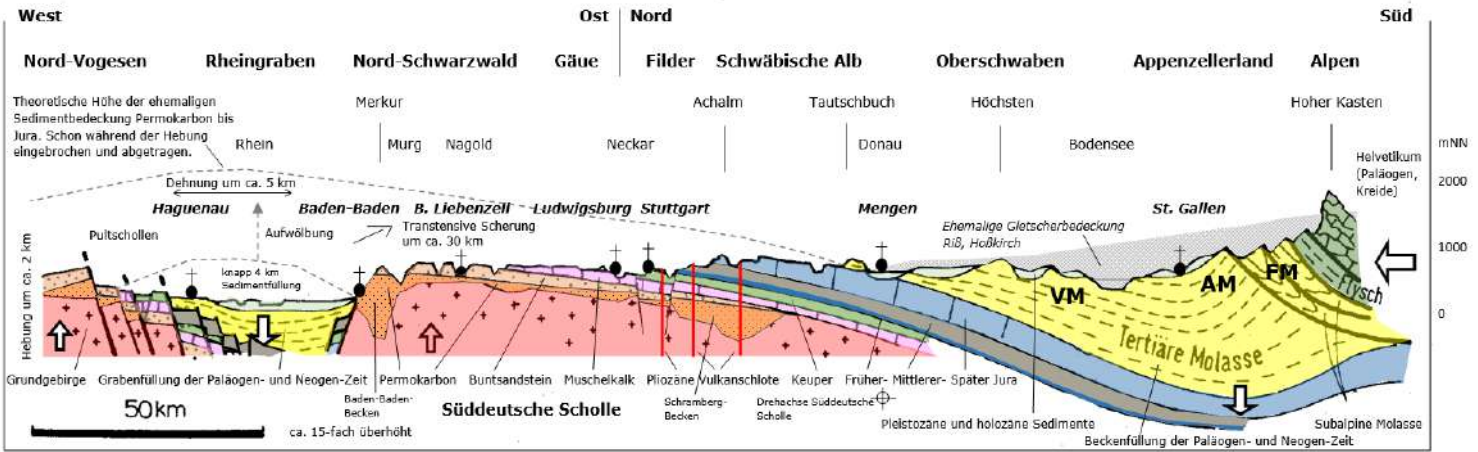
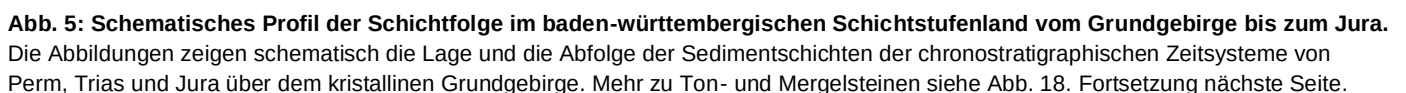


Abb.4c: Geologischer Profilschnitt Vogesen, Rhein, Schwarzwald, Gäuflächen, Schwäbische Alb, Oberschwaben, Alpen.

Das ältere kristalline Grundgebirge aus Gneisen, Migmatiten und Graniten, das im Schwarzwald und in den Vogesen durch Plattenbewegungen um ca. 2 km isostatisch herausgehoben wurde, ist rot dargestellt. Dazwischen liegt der tiefe und mit bis zu 4 km mächtigen Sedimenten aufgefüllte Grabenbruch des Oberrheins, der im Zuge der Dehnung um 5 – 8 km und der Hebung seiner Flanken vor 50 – 45 Ma einzubrechen begann. Das über dem Grundgebirge liegende und damit jüngere und sedimentäre Deckgebirge ist farbig dargestellt. Im Profilschnitt sind die Verkipfung des Tafeldeckgebirges im Zuge der Hebung des Schwarzwaldes und der Absenkung des Molassebeckens vor 21 – 10 Ma nach Südosten mit dem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau (Abb. 6.64) und die Bildung der aufgefächerten und pulschollenartigen Schichtstufenlandschaft durch die Erosion zu erkennen. Die oft mehrere Meter mächtigen Lehm-, Löss- und Schuttsedimente, die weite Landesteile an der Oberfläche bedecken, sind hier nur ansatzweise darstellbar (Details zu Ludwigsburg in den Profilschnitten der Abbildungen 17, 19b und 24a). VM = Vorlandmolasse, AM = Aufgerichtete Vorlandmolasse, FM = Faltenmolasse. In der Broschüre **"Der Baugrund in Ludwigsburg"**, ebenfalls auf der Webseite www.ludwigsburg.de, gibt es detaillierte geologisch-hydrogeologische Profilschnitte durch die Ludwigsburger Gemarkung. Abb. 17 zeigt die jungen Deckschichten aus Lösssedimenten, Hangschutt und Talsedimenten über den älteren Grundschichten des Deckgebirges. Profilschnitt verändert und ergänzt aus O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

Die Entstehung des Schwäbisch-Fränkischen Schichtstufenlandes

Nach ihrer Sedimentation lagen die Schichten des mesozoischen Deckgebirges von Trias und Jura in Süddeutschland weitgehend horizontal. Mit der Heraushebung aus dem Meer am Ende der Kreide-Zeit wurden die festen Gesteine über breite und flache Täler nach Süden in den Tethys-Ozean abgetragen. Mit der Alpenbildung und ihren Nordverlagerung, mit der dadurch verursachten Nordeinspannung und Ost-West-Dehnung von Europa, verbunden mit dem Einbrechen des Oberrheingrabens und mit der so initiierten isostatischen Hebung von Vogesen, Odenwald und Schwarzwald kam es zu erheblichen Veränderung der geologischen, tektonischen und landschaftlichen Entwicklung in Südwestdeutschland. Das gesamte Schichtpaket wurde vor ca. 30 – 5 Ma um $1^\circ - 5^\circ$ nach Südosten geneigt und ab ca. 35 Ma kam es südlich der heutigen Donau zum langsamen Absinken des Nordalpinen Molassebeckens. (Abb. 6.64). Das hatte starke Auswirkungen auf die Art und die Geschwindigkeit der weiteren Abtragung und es bildeten sich von Nordwesten her erste Schichtstufen. Die mesozoischen Sedimentgesteine in Süddeutschland bestehen aus mehr oder weniger engen Wechsellagerungen von härteren und weicheren Gesteinsschichten. Die harten, kalkig, kieselig und auch tonig gebundenen Sandsteine und die Kalk- und Dolomitsteine sind mit ihren kleinen Porenräumen und vielen Klüften oft gut wasserdurchlässig und widerstandsfähig. Sie werden von der Verwitterung langsamer zersetzt und von der Wassererosion langsamer abgetragen als die weicheren, viel weniger wasserdurchlässigen, feinstkörnigen und oft sehr dünnsschichtigen Ton- Schluffton- und Mergelsteine (Schlammsteine). Die Tonminerale quellen bei Wasserzutritt an der Oberfläche und an Klüften rasch auf, klüftige Wasserwegsamkeiten werden verschlammte und der so dichter gewordene Schlammstein wird mit dem Verlust des Kornverbandes schnell erodiert. Salz- und Sulfatgesteine werden oft noch tief im Gesteinsverband durch zirkulierende Sicker- und Grundwässer weggelöst und die dann übriggebliebenen Auslaugungsreste aus karbonatischen Schluff- und Tonsteinen (Zellendolomite, Rauhwacken) sind ebenfalls sehr erosionsanfällig. Bei Schichtneigungen von $1^\circ - 5^\circ$ und mit dem hohen Festigkeitsunterschied der einzelnen Gesteinsschichten entstand im Laufe der Jahrmillionen durch eine komplexe, vom Klima und von der lokalen Tektonik beeinflussten Wechselwirkung von Ebenen- und Traufabtragung eine abgetreppte und asymmetrisch nach Nordosten aufgefächerte Schichtstufenlandschaft. Die Erosion der Schichtstufen erfolgt dabei teils durch flächige Hangabtragung an deren Front (Denudation, Rutschungen, Steinschlag, Felssturz) und in erheblichem Maß linienhaft durch das tiefe Einschneiden der Quellen, Bäche und Flüsse schräg bis senkrecht in den Stufenrand. Dort bilden sich zahlreiche und seitlich aufgefächerte Bachverästelungen, deren rasche Erosion, im steilen Gelände auch mit Rutschungen, zu einer zangenartigen Hinterschneidung mit Buchtbildung und zu einer Zerlappung und Zerlegung der Schichttafel durch Rückseitenerosion führt (Kap. 3.6.1). Die enggeschichteten und schnell verwitternden Schluffsteine, Tonsteine und Tonmergelsteine bilden im Schichtstufenland die flachwelligen Erosionsreste im Neckarbecken und die ringsum ansteigenden Hangfußbereiche. Die deutlich widerstandsfähigeren, gut geklüfteten, grundwasserleitenden und oft massig geschichteten Sandsteine und Kalk- und Dolomitsteine bilden die steilen Stufenränder mit Quellhorizonten und die Verebnungen, z.B. der Buntsandstein im Nord-schwarzwald, der Untere und Obere Muschelkalk in den Gäuen, die Sandsteinhorizonte in den Keuperbergländern und die mächtigen Karbonatsteinserien (Schlammsteine) und massigen Riffkalke des Späten Jura mit dem markanten Felstrauf der Schwäbischen Alb (Abb. 5). Bei größerer Schichtneigung entstehen Schichttrippen- und Schichtkammlandschaften mit steil gestellten Gesteinsschichten, wie z.B. die Faltenmolasse im Allgäu (Kap. 6, Abb. 6.65). Bei horizontaler Schichtlagerung entwickelt sich eine Tafelberglandschaft, wie z.B. im Monument Valley in Utah, USA. Westlich des Oberrheingrabens und der Vogesen liegt fast spiegelbildlich zum "Schwäbisch-Fränkischen-Schichtstufenland" das "Nordfranzösische Schichtstufenland" mit Gesteinen von der Trias bis ins Neogen, das sich halbkreisförmig nach Westen zum Pariser Becken öffnet. Beide Schichtstufenländer sind Teil des großen "Antiklinal-Stufenlandes", das sich vom Pariser Becken bis zum Böhmerwald erstreckt. Es entstand durch die verstärkte Abtragung der breiten Aufwölbung der Erdoberfläche mit der Kulmination entlang dem Oberrheingraben und mit dessen Einbrechen beim Aufstieg von Vogesen und Schwarzwald (Abb. 4c).



Fortsetzung

Keuper-Schichtstufe

- Keuperberg-Länder mit oft mächtigen Lagen von Keupersandsteinen.

- Keuper-Stufenrand

- Gäuebenen, Strohgäu

Muschelkalk-Schichtstufe

- Gäuebenen, Heckengäu etc.

Buntsandstein-Schichtstufe

- Schwarzwald
- Odenwald

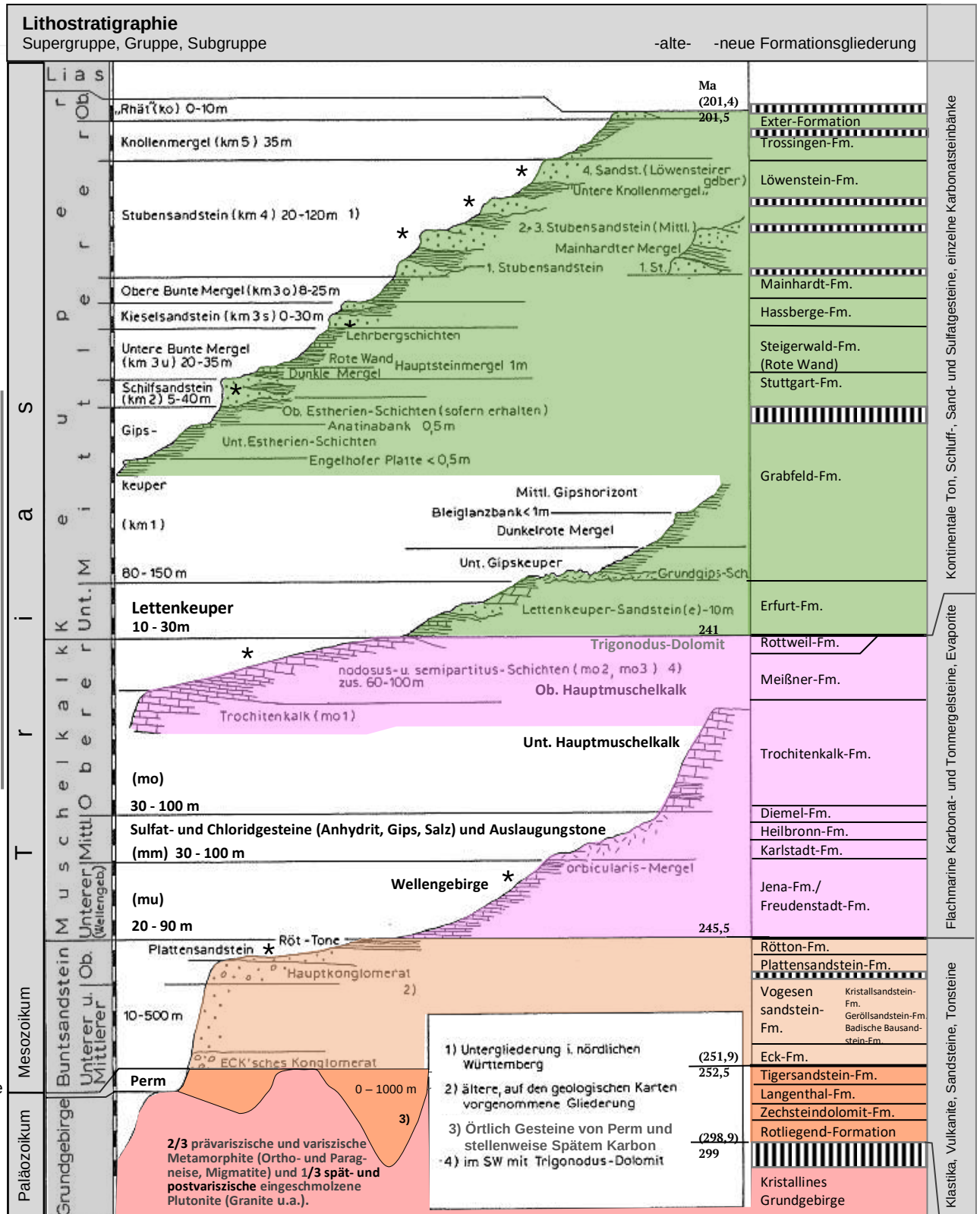
Perm + Karbon

- Abtragungsreste

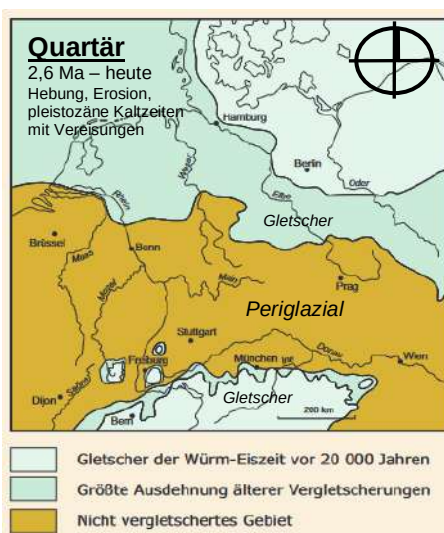
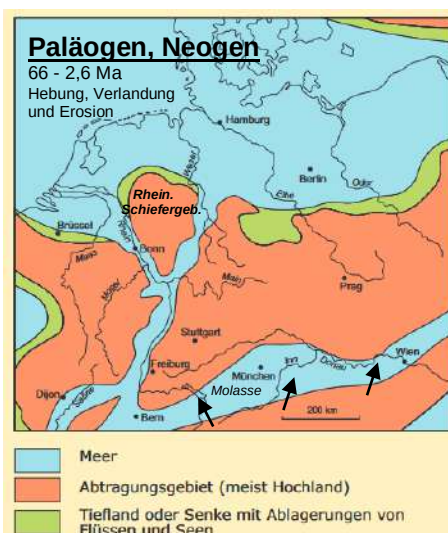
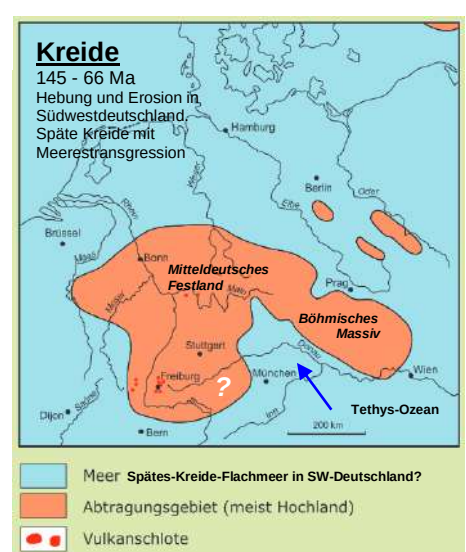
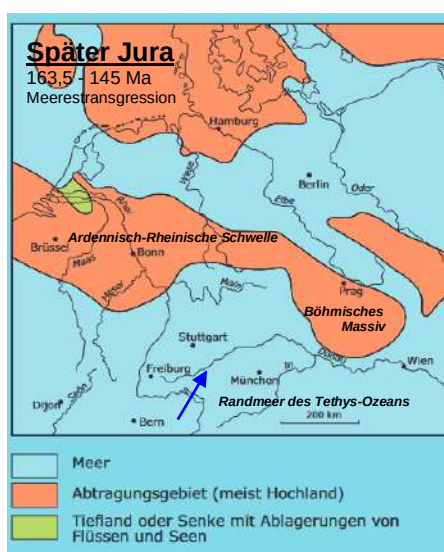
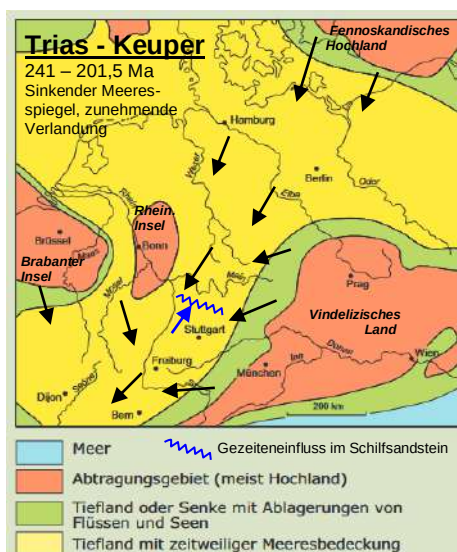
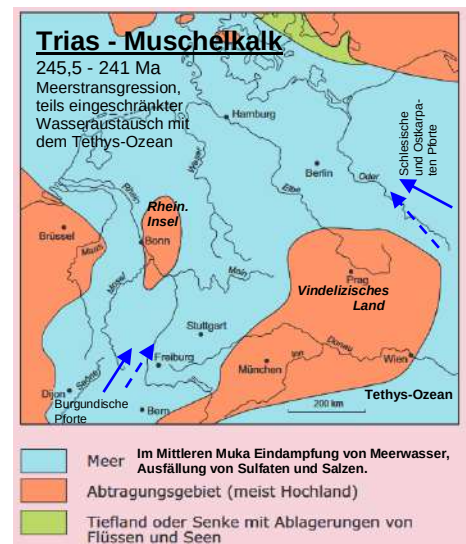
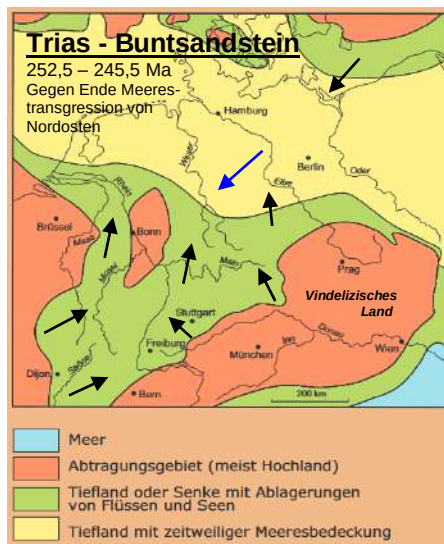
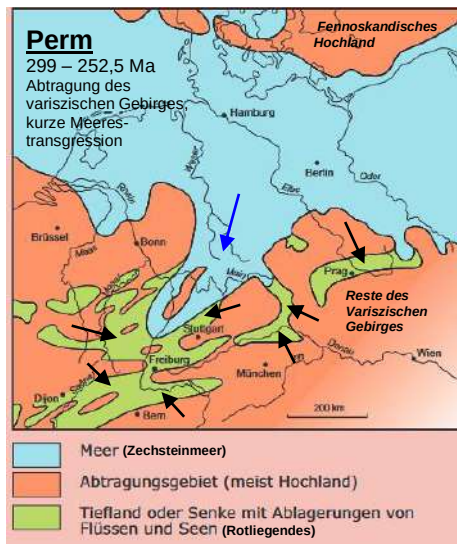
Grundgebirge

in Schwarzwald und Odenwald.
Basement in Süddeutschland.

Grundsichten an der Oberfläche im Raum Ludwigsburg



* = Hauptstufenbildner in Baden-Württemberg; Geschlungene Linien = Schwammkalke; Mauersignatur = Karbonatsteine (Kalke und Dolomite) und enge Horizontallinien = Ton- und Mergelsteine (=Schlammsteine); Punktsignatur = Sandsteine;; Kreuze = Grundgebirge unter dem Deckgebirge; ■■■■■■■■■■ = Schichtlücke (Hiatus), keine Sedimentation überliefert wegen Erosion oder Nicht-Ablagerung (Obmission). Nicht dargestellt sind kaltzeitlicher Hangschutt, Fließerden und Rutschungen, die an geneigten Hängen Mächtigkeiten von einigen Metern erreichen können (Abb. 17). Bei den Zeitsystemen Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura wurden die Untergliederungen der Serien in "Unterer, Mittlerer und Oberer..." seit einiger Zeit durch "Früher, Mittlerer und Später..." ersetzt. Bei den lithostratigraphischen Gruppen/Untergruppen bleibt es bei "Unterer, Mittlerer und Oberer..." (Abb. 1c). Die Farbgebung entspricht den Abb. 4, 8 und 9. Zeitangaben nach "STDK 2022", in Klammern nach "International Chronostratigraphic Chart (ICC) v2024/12". Die exakte geologische Stratigraphie und die Formationsgliederung für Deutschland findet man bei: STD 2016 und STDK 2022 (Deutsche Stratigraphische Kommission, Hrsg.; Redaktion, Koordination und Gestaltung: Menning, M. & Hendrich, A.: Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016, 2022. – Potsdam, GeoForschungsZentrum).
Abbildungen verändert und ergänzt aus: H. Behmel, M.P. Gwinner, K. Hinkelbein, W. Siewert (1979): Geologie, eine Einführung für Studierende. - Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart (Hrsg.), Neue Folge 73.



Die prähistorischen Landschaften und das Klima sind in Abb. 7a beschrieben.

Abb. 6: Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens in Deutschland.

Paläogeographische Karten der Sedimentationsräume im Mitteleuropäischen Becken für die Zeiträume von Perm bis Quartär. Nach der Abtragung des Variszischen Gebirges während der Perm-Zeit wurden weite Teile von Europa und von Süddeutschland bis zum Beginn der Kreide-Zeit mit mächtigen, terrestrisch-fluvioklastischen, limnischen und mit flachmarinen Sedimenten bedeckt. Ablagerungen aus der Kreide-Zeit gibt es in Bayern, in Baden-Württemberg sind keine bekannt. In der Paläogen- und Neogen-Zeit wurden marine und v.a. limnisch-terrestrische Sedimente im Nordalpinen Molassebecken entlang der aufsteigenden Alpen abgelagert (Kap. 6.7). In der Quartär-Zeit wurden während der pleistozänen Kaltphasen von den zyklisch vorrückenden und rückschmelzenden Gletschern glazigene Sedimente, fluvioglaziale Schmelzwassersedimente und auf den Flächen außerhalb der Gletscher im Periglazialbereich äolische Lösssedimente Fließerden, Hangschutt und Talsedimente abgelagert (Kap. 6.8). Schwarze Pfeile = Schüttungsrichtung von Sanden und Kiesen; gestichelte blaue Pfeile = zeitweise Abschneidung der Zuflüsse von frischem Meerwasser aus dem südlich gelegenen Tethys-Ozean im Mittleren Muschelkalk; blaue Pfeile = Meeresstransgression und Frischwasserzustrom aus dem Tethys-Ozean. Zeitangaben nach STDK 2022.

Grafiken ergänzt aus: E. Villinger (2005): Geo-Poster Baden-Württemberg, Grafiken zur Geologie und Erdgeschichte. CD-ROM. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Freiburg, nach G. Bloos (in E.P.J. Heizmann 1998. Vom Schwarzwald zum Ries. Pfeil, München).

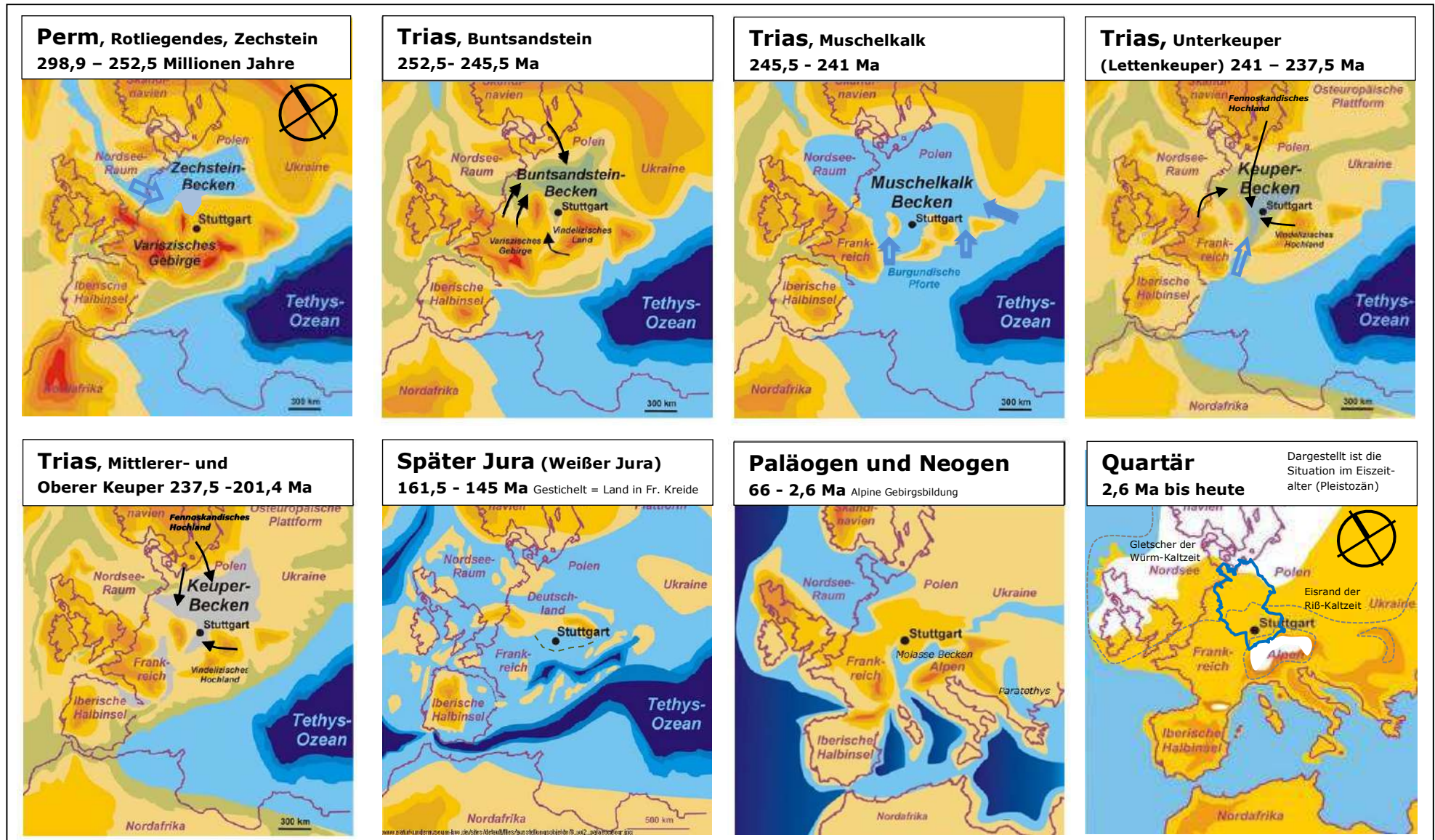


Abb. 6a: Paläogeographie von Europa.

Paläogeographische Karten der Sedimentationsräume in Deutschland und in Europa (Mitteleuropäisches Becken, früher Germanisches Becken genannt) für die Zeiträume von Perm bis Quartär ohne die Kreide-Zeit. Zu sehen sind das Fennoskandische- und das Vindelizische Hochland, die Liefergebiete für die mächtigen fluvioklastischen Sedimente im Mitteleuropäischen Becken waren und die Randmeere des Tethys-Ozeans, in denen Karbonat- und Evaporitsedimente abgelagert wurden. Seit dem Ende der Jura-Zeit sind weite Teile von Süddeutschland, abgesehen von eventuell kurzzeitigen Kreide-Einflüssen, Festland. Die blauen Pfeile verdeutlichen das episodisch einströmende Meerwasser in das Muschelkalk- und in das Keuper-Becken. Die schmalen Pfeile verdeutlichen den Transport der terrestrisch-fluvioklastischen Schutt, Sand-, Schluff- und Ton-sedimente (Schlamm) in die Kontinentalbecken der Buntsandstein- und der Keuper-Zeit. Zeitangaben nach "Stratigraphische Tabelle von Deutschland, STDK 2022". Details zum Alpenraum siehe Kap. 6.

Grafiken ergänzt nach R. Schoch, Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, www.naturkundemuseum-bw.de.

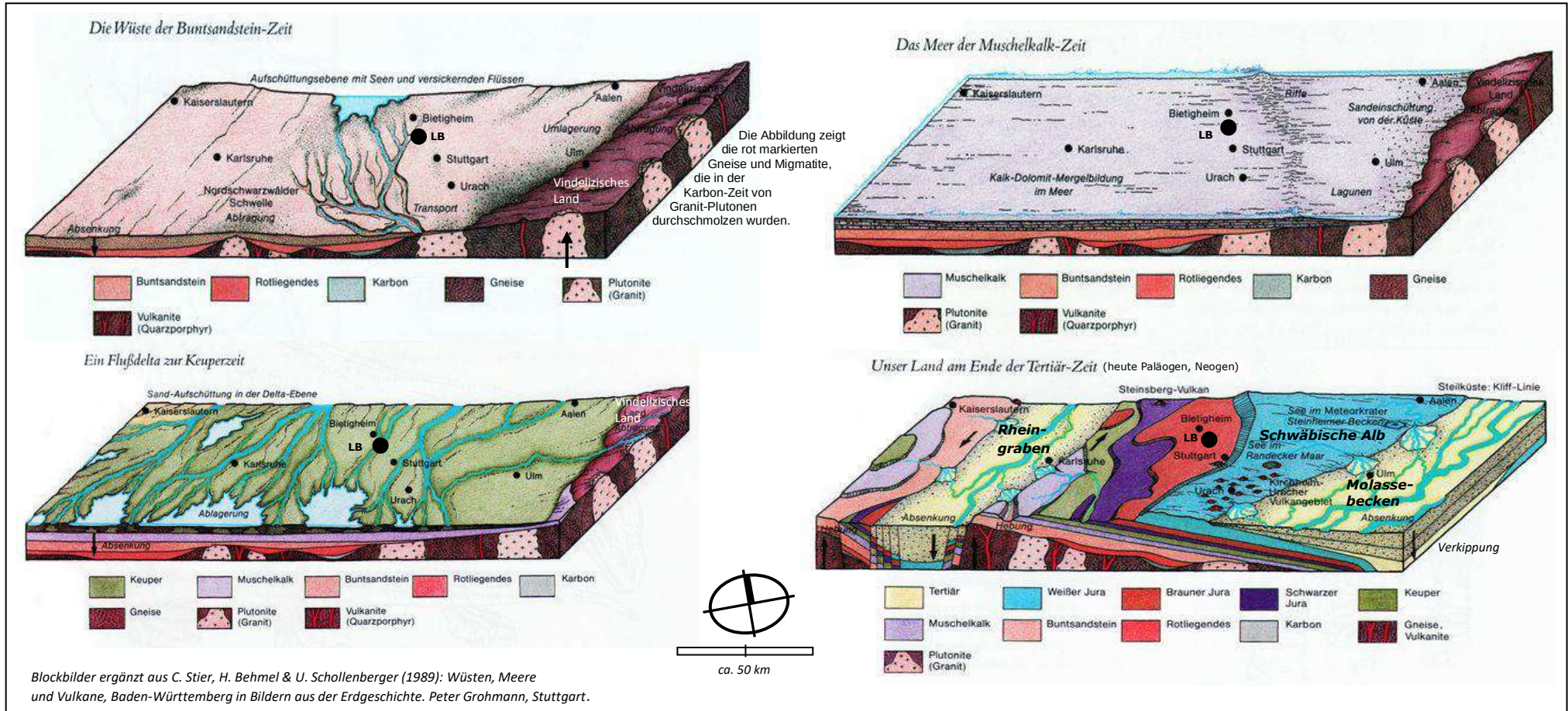


Abb. 7: Paläogeographische Blockbilder für Baden-Württemberg.

Während der **Perm-Zeit** und der **Buntsandstein-Zeit** war das Mitteleuropäische Becken eine fluviale Aufschüttungsfläche mit einem wüstenartigen Binnenklima. Aus den randlichen Hochgebieten des ehemaligen Variszischen Gebirges haben Flüsse und Sturzfluten sandige Sedimente mit Tonen und Geröllen in die oft abflusslosen Tiefebene transportiert. Während der **Muschelkalk-Zeit** drang ein flaches Meer von Süden transgressiv in das Becken vor und lagerte Kalk- und Tonschlämme ab. Durch Hurrikane wurden Sturmschichten (Tempestite) abgelagert. Zur Zeit des Mittleren Muschelkalks war dieses Randmeer zeitweise vom großen Tethys-Ozean abgeschnitten, so dass das Meerwasser im trocken-heißen Klima (arides Klima) verdunstete und sich Evaporitsedimente als Gips, Anhydrit und als Steinsalz abgesetzt haben. Zur **Keuper-Zeit** zog sich das Meer etwas zurück, es gab stärkere Meeresspiegelschwankungen und es herrschten wieder terrestrisch-limnische Ablagerungsverhältnisse mit gelegentlichen und kurzen marinen Einflüssen bei einem oft trockenen und kontinentalen Klima. Zur Zeit des Gipskeupers kam es auch zur Ausscheidung von Gips und Anhydrit im verdunstenden Meerwasser. Die höheren Keuperschichten werden von mächtigen Schluffton-Sedimenten in flachen Flussgebieten und von terrestrisch-fluvioklastischen Sandsteinlagen aufgebaut, die von den Gebirgen im Norden und Südosten über breit verflochtene Flusssysteme in das Becken transportiert wurden.

Ab der **Mittleren Jura-Zeit** war das Vindelizische Land abgetragen und es drang wieder das Meer vom südlichen gelegenen Tethysraum in das Mitteleuropäische Becken vor. In einem tieferen bis flachen Schelfmeer wurden Tonmergel- und Sandsteine und im **Späten Jura** wurden Kalk- und Tonschlämme mit mächtigen Schwammriffkalken abgelagert (kein Bild). Gegen Ende der Jura-Zeit und mit Beginn der **Kreide-Zeit** vor etwa 145 bis 140 Mio. Jahren wurde unser Land von Norden her tektonisch angehoben und wurde Abtragungsgebiet (kein Bild, Abb. 6). Mögliche geringmächtige Ablagerungen aus der Kreide-Zeit wurden abgetragen. Der tektonische Stress der afrikanisch-europäischen Kontinentkollision (Pyrenäen- und Alpenbildung) während der Zeit des **Paläogens** führte vor etwa 50 - 45 Millionen Jahren zum Einbrechen der europäischen Grabensysteme und zur Heraushebung der Grabenschultern von Schwarzwald und Vogesen. Im Oberrheingraben wurden, zeitweise auch unter Meeresbedeckung, bis 4000 m mächtige fluvio-lakustrine, marin-brackische und darüber pleistozäne Sedimente (Tone, Sande, Mergel, Kiese, z.T. Evaporite) abgelagert. Im Alpenvorland wurden der bis zu 6000 m mächtige Abtragungsschutt der Alpen im teils marinen und überwiegend limnisch-fluvial geprägten Molassebecken abgelagert. Darüber liegen die pleistozänen Glazialsedimente. Auf dem sich rhythmisch hebenden Festland entwickelte sich durch die Erosion der schräggestellten und unterschiedlich widerstandsfähigen Sedimentgesteine das nach Osten auffächernde Schwäbisch-Fränkische Schichtstufenland.



Perm (299– 252,5 Ma)

Abtragung und Einebnung des Variszischen Hochgebirges in einer trocken-heißen und kontinentalen Wüstenlandschaft mit der Bildung von Trögen und Schwellen. Sedimentation von fluviatil-terrestri-schem und grob-klastischem Schutt mit Vulkaniten (Rotsedimente, Rotliegendes) als breite Schwemmfächer und darüber im nördlichen Bad-Würt auch terrigen-flachmarine Sedimente (Zechstein).



Buntsandstein (252,5 - 245,5 Ma)

Weitere Einebnung der umliegenden Hochländer und flächige, terrestrisch-fluvioklastische Ablagerung des Verwitterungsschutts als mächtige Sandsedimente mit Geröllen und z.T. mit Schluff- und Tonlagen in ein oft abflussloses und kontinentales Wüstenbecken. Trocken-heißes Klima, hocharide Tropenwüste.



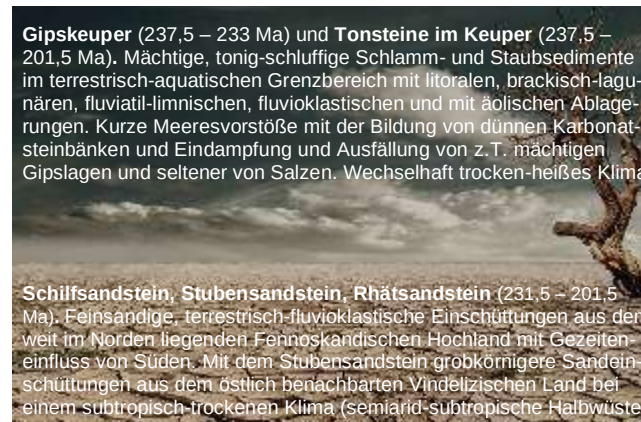
Muschelkalk (245,5 – 241 Ma)

Überflutung mit einem flachen und episodisch isolierten Randmeer des Tethys-Ozeans bei einem trocken-heißen Wüstenklima. Verdunstung des Meerwassers mit Ablagerung von Kalkschlämmen, bioklastischen Schalentrümmerkalken, Dolomiten, Tonmergel, Eindampfung mit mächtigen Gips- und Salzausfällungen.



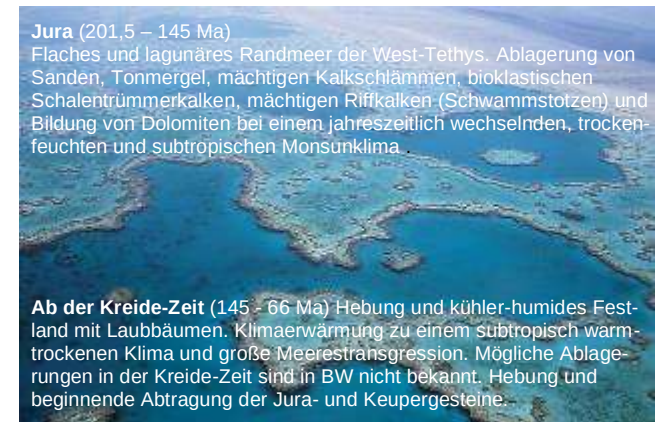
Lettenkeuper (241 – 237,5 Ma)

Hebung und schnell wechselnde, marin-brackisch-lagunäre und litorale Ablagerungen eines Küstenschwemmlandes mit Meeresarmen, Buchten, Flussrinnen und Sümpfen (paralische Ton-, Schluff-, und Karbonatsedimente). Terrestrisch-fluvioklastische Sandeinschüttungen aus dem Norden. Feucht-subtropisches bis arides Klima.



Gipskeuper (237,5 – 233 Ma) und Tonsteine im Keuper (237,5 – 201,5 Ma). Mächtige, tonig-schluffige Schlamm- und Staubsedimente im terrestrisch-aquatischen Grenzbereich mit litoralen, brackisch-lagunären, fluviatil-limnischen, fluvioklastischen und mit äolischen Ablagerungen. Kurze Meeresvorstöße mit der Bildung von dünnen Karbonatsteinbänken und Eindampfung und Ausfällung von z.T. mächtigen Gipslagen und seltener von Salzen. Wechselhaft trocken-heißes Klima.

Schilfsandstein, Stubensandstein, Rhätsandstein (231,5 – 201,5 Ma). Feinsandige, terrestrisch-fluvioklastische Einschüttungen aus dem weit im Norden liegenden Fennoskandischen Hochland mit Gezeiten einfluss von Süden. Mit dem Stubensandstein grobkörnigere Sandeinschüttungen aus dem östlich benachbarten Vindelizischen Land bei einem subtropisch-trockenen Klima (semiarid-subtropische Halbwüste).



Jura (201,5 – 145 Ma)

Flaches und lagunäres Randmeer der West-Tethys. Ablagerung von Sanden, Tonmergel, mächtigen Kalkschlämmen, bioklastischen Schalentrümmerkalken, mächtigen Riffkalken (Schwammstöten) und Bildung von Dolomiten bei einem jahreszeitlich wechselnden, trocken-feuchten und subtropischen Monsunklima.

Ab der Kreide-Zeit (145 - 66 Ma) Hebung und kühler-humides Festland mit Laubbäumen. Klimaerwärmung zu einem subtropisch warm-trockenen Klima und große Meeresstransgression. Mögliche Ablagerungen in der Kreide-Zeit sind in BW nicht bekannt. Hebung und beginnende Abtragung der Jura- und Keupergesteine.



Paläogen und Neogen (66 – 2,6 Ma)

Festland mit einer dichten und tropisch-feuchtwarmen Dschungel- und Sumpflandschaft. Später zunehmend kühler werdend. Weitere Abtragung großer mesozoischer Schichtkomplexe.



Pleistozän (Eiszeitalter, Pleistozän, 2,6 – 0,012Ma)

Waldfreie Tunda und Kältesteppe (Mammutsteppen) mit Gräsern, niedrigen Sträuchern und mit Permafrostböden. Bildung von Frostschuttdecken und Ablagerung von windgetragenen Löss bei einem trocken-arktischen Klima, unterbrochen von kurzen und gemäßigt warmen Zwischeneiszeiten mit großen Wäldern und Sümpfen. Mächtige Gletschervorstöße von den Alpen bis in die Vorländer und in Nordeuropa, in Nordamerika, in den südlichen Anden und z.T. in Nordasien.



Holozän (Jetztzeit seit 12.000 Jahren)

Vor der Besiedlung durch den Menschen dichte Misch-Urwälder mit zahlreichen Sümpfen bei einem zwischeneiszeitlich-gemäßigten Klima. Teils wärmer und teils kälter als heute.

Abb. 7a: Landschaften, wie sie zu den jeweiligen prähistorischen Zeiten im Bereich des heutigen Baden-Württemberg typisch waren. Zeitangaben nach STDK 2022. Bilder: Pixabay.

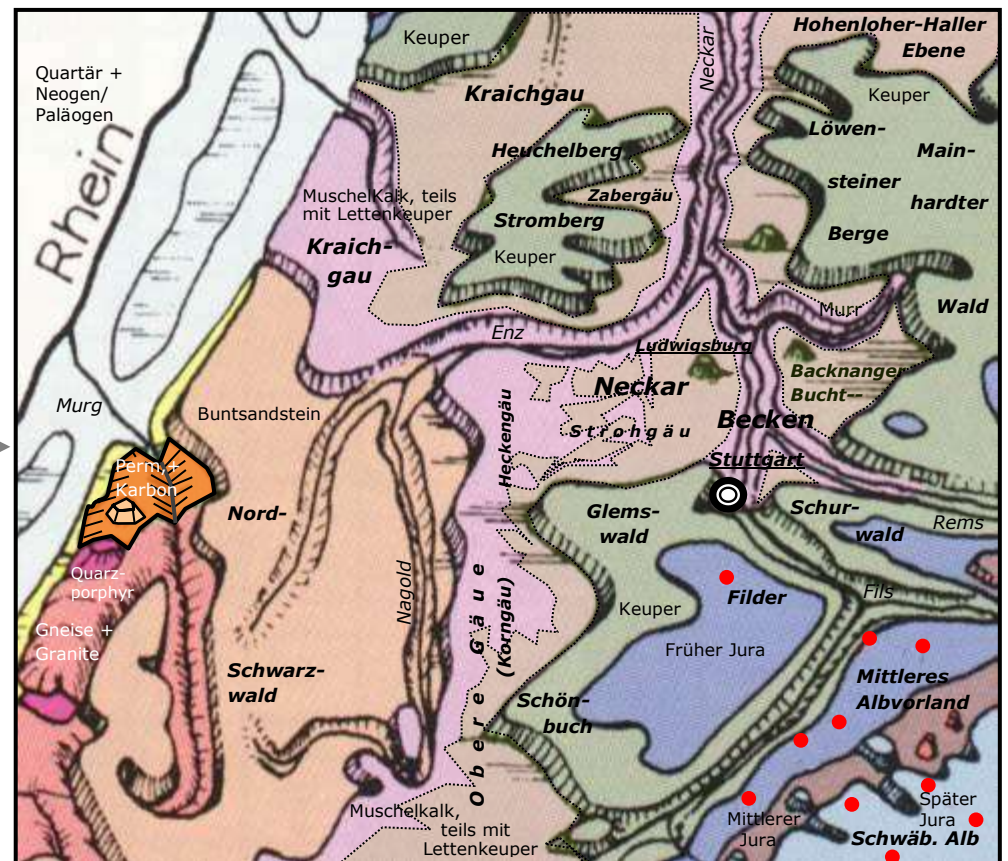
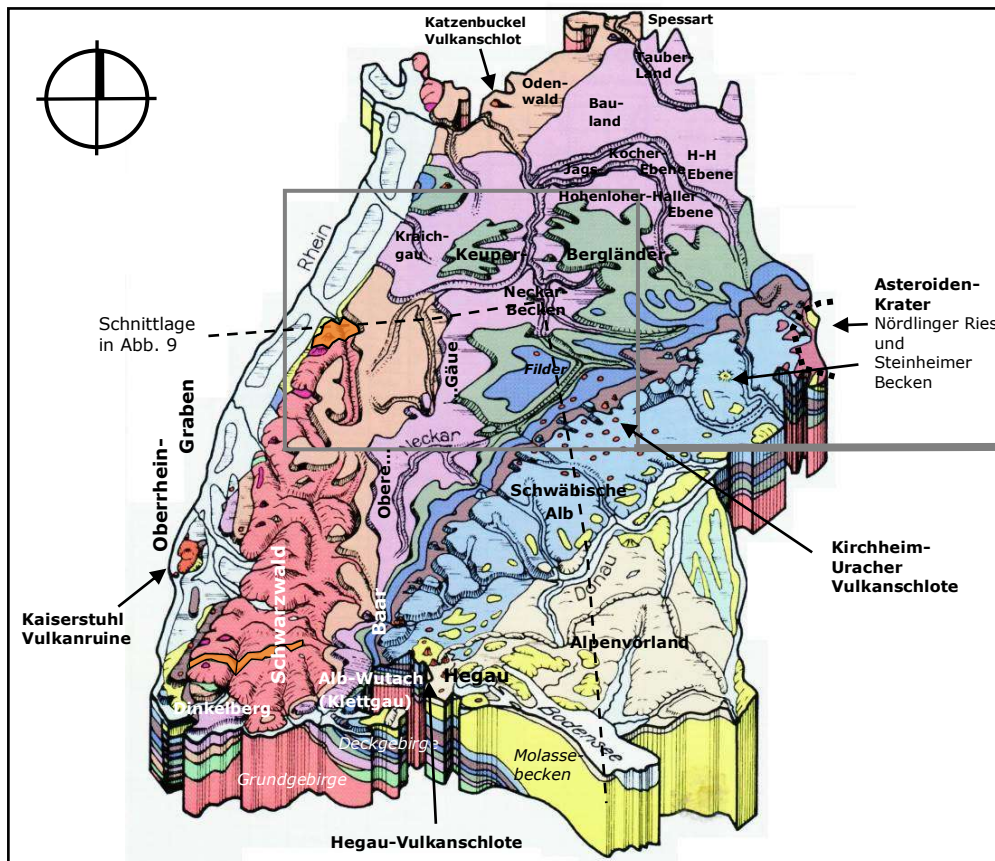


Abb. 8: Baden-Württemberg heute.

Die räumliche Darstellung als Relief-Blockbild zeigt vereinfacht die Verbreitung der Gesteinsschichten und das Schichtstufenland ohne die Lösssedimente in Baden-Württemberg.

Am Ostrand der fluviatilen Terrassenlandschaften des Oberrheingrabens beginnt mit abgetreppten Bruchschollen der Steilanstieg des **kristallinen Grundgebirges** (rot). Es bildet zusammen mit Sedimentresten von **Karbon und Perm** (grün) die stark bewaldete, kuppige und tief zertalte Mittelgebirgslandschaft von Schwarzwald und Odenwald. Im Nordschwarzwald und im Odenwald liegt der **Buntsandstein** (beige) als älteste sedimentäre Schichtstufe auf dem Grundgebirge und auf den Resten des Perms und leitet den Übergang von der Grundgebirgslandschaft zur nach Osten folgenden Schichtstufenlandschaft ein. Über dem Buntsandstein folgt die Stufe und Verebnungsfläche des oft verkarsteten und teils aufgelösten **Muschelkalks** (rosa), der zusammen mit dem geringmächtigen und eng geschichteten **Lettenkeuper** (**Unterer Keuper**, gepunktete Linie in der Abb. rechts) die weiten und oft waldfreien Gäuflächen und das Neckarbecken bildet. Darüber folgt mit dem tonig-sulfatischen **Gipskeuper** der Anstieg zur Schichtstufe des Sandsteinkeupers - **Mittlerer und Oberer Keuper** (grün), dessen Hochflächen die bewaldeten Keuperbergländer rund um Stuttgart und Heilbronn und die Schwäbisch-Fränkischen Waldberge bilden. Das Ausgreifen der Keuperschichtstufe nach Westen im Glemswald bei Leonberg wird durch die Reliefumkehr im

Fildergraben verursacht. Über dem Keuper liegen die Tonsteine, Mergel-, Kalk-, und Sandsteine des **Frühen Jura** (blaugrau). Darüber bilden die mächtigen Tonsteinserien mit vereinzelt Sandsteinbänken des **Mittleren Jura** (braun) im Alb-Vorland den kuppigen Anstieg zur steilen und zerklüfteten Schichtstufe der Schwäbischen Alb. Der Felstrauf der Schwäbischen Alb wird von den mächtigen, verkarsteten und höhlenbildenden Kalk-, Dolomit, Mergel- und Riffgesteinen des **Späten Jura** (hellblau) gebildet, die den derzeitigen Haupterosionsrand der Jurastufe in Baden-Württemberg markieren. Die roten Punkte (Auswahl) im Vorland und auf der Alb sind die Reste der 351 erodierten **Vulkan-Tuff-Schöte** des Kirchheim-Urachter Vulkangebiets aus der Miozän-Zeit. Die zunächst kuppige und ab der miozänen Meeres-Klifflinie ebenere Albhochfläche geht entlang der Donau in die oft hügelige und teils auch flächige Akkumulationslandschaft von Oberschwaben über. Diese wird von den mächtigen Ton-, Sand- und Kiesschichten des Molassebeckens aus der Zeit von **Paläogen und Neogen** (gelb) aufgebaut. Die Molasseschichten werden großteils von den Ablagerungen der Gletscher-Moränenzüge und deren Schmelzwasser-Schotterflächen aus dem **Pleistozän – Eiszeitalter** und von kiesig-sandig-lehmigen Talablagerungen aus dem **Holozän – Jetztzeit** (ocker) bedeckt (Kap. 6.7, 6.8).

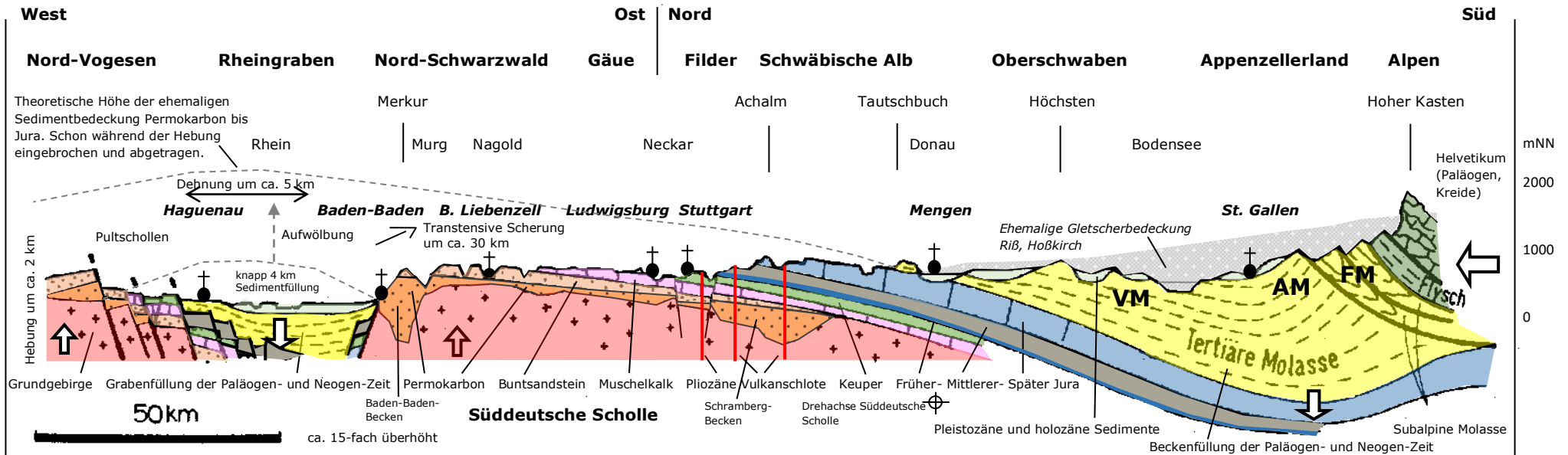


Abb. 9: Geologischer Profilschnitt Vogesen - Baden-Württemberg - Alpen.

Der Profilschnitt zu Abb. 8 zeigt vereinfacht und etwa 10-fach überhöht die Lage der Sedimentschichten (verschiedene Farben) über dem Grundgebirge (rot) in Baden-Württemberg. Die Pfeile verdeutlichen die vertikalen und horizontalen Bewegungen der Erdkruste.

Profilschnitt verändert und ergänzt aus: O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

Bei der Abtragung des Variszischen Gebirges in Südwestdeutschland während der **Karbon- und Perm-Zeit** vor ca. 320 bis 250 Mio. Jahren wurden die über dem Grundgebirge liegenden Gesteine aus den Zeitperioden von Devon und Karbon bis auf örtliche Reste entfernt. Im Perm wurde dieser Schutt aus grobkörnig-terrestrischen Sedimenten in langgestreckte Tröge (Rotliegendes -> Molasse des Variszischen Gebirges) geschwemmt und darüber wurden flächig marin-terrigene Sedimente diskordant abgelagert (Zechstein). Während der nun beginnenden Einsenkung des großen Mitteleuropäischen Beckens wurde in den Zeitabschnitten von **Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) und Jura** eine stellenweise über 1500 m mächtige Sedimenthülle flächig auf dem Grundgebirgssockel abgelagert. Ab dem Ende der Jura-Zeit hat sich das Gebiet des Rheinischen Schildes im Zentrum von Europa weiter aus dem Meer herausgehoben und auch Südwestdeutschland in die Hebung miteinbezogen. Im Bereich der heutigen Vogesen, Schwarzwald und Odenwald kam es, v.a. verursacht durch die Hebung und Nordwanderung der Pyrenäen und Alpen, ab ca. 50 Ma zu lokalen Aufwölbungen mit einer Dehnung und vor ca. 20 Ma zu einer Blattverschiebung der Erdkruste. Als Folge davon ist ab der **Paläogen-Zeit** vor ca. 52 Mio. Jahren der 300 km lange und bis zu 40 km breite **Oberhaingraben** eingebrochen, der sich heute noch mit 0,1 - 0,2 mm/Jahr absenkt und verbreitert. Die Erdkruste hat sich hier bisher um ca. 5 km gedehnt. Die Sedimentgesteine auf den isostatisch herausgehobenen Grabenschultern (Pultschollen) wurden schon während der Hebung abgetragen. Im stärker herausgehobenen mittleren und südlichen Schwarzwald werden heute weite Teile der Mittelgebirgslandschaft von den Gneisen und Graniten des Grundgebirges aufgebaut. Im nördlichen und östlichen Schwarzwald bedecken die Sedimentgesteine der Schichtstufe des Buntsandsteins viele Bergrücken und reichen nach Osten oft bis in die Täler. Der Oberhaingraben wurde mit den abrutschenden Randschollen und mit dem bis zu 4000 m mächtigem Abtragungsschutt aus den randlichen Hochgebieten und aus den Alpen gefüllt und war vor 34 - 20 Ma auch zeitweilig vom Meer überflutet. Durch die ungleichmäßige Hebung von Schwarzwald und Odenwald in Verbindung mit der Einsenkung des Nordalpinen Molassebeckens und des Nordschubs der Alpen wurden die Sedimentschichten des Tafeldeckgebirges in Süddeutschland nach ihrer Ablagerung mit "Drehscharnier" entlang der Donau nach Südosten verkippt. Das hat zusammen mit der fluvialen Abtragung der

unterschiedlich erosionsbeständigen Gesteine zur Bildung eines sich nach Nordosten asymmetrisch aufgefächerten Schichtstufenlandes geführt. Schichtstufen entstehen bevorzugt bei Neigungen von 1° - 5° und Stufenbildner sind in Baden-Württemberg die erosionsbeständigen Sand- und Karbonatsteine, während die weichen Tonsteine, Mergel und die gut wasserlöslichen Evaporite schneller erodiert werden. Unter der Schwäbischen Alb und unter Oberschwaben nimmt das Schichtfallen zum Molassebecken hin wieder zu (Molasseflexur). **Das Molassebecken** hat sich in den Zeiten von Paläogen und Neogen (früher Tertiär) wegen des Gewichts der heranrückenden Alpen und als Massenausgleichsbewegung zu den rasch aufsteigenden Alpen eingesenkt und war zeitweilig auch vom Meer überflutet. Es nimmt bis heute den Abtragungsschutt der Alpen auf und es wurden sandig-tonige, kalkige, kiesige und konglomeratische Sedimente mit einer Mächtigkeit bis zu 6000 Meter abgelagert. Vor dem Alpenrand biegt die Schichtlagerung der **Vorlandmolasse -VM** um und bildet die **Aufgerichtete Vorlandmolasse -AM**. Ursache dafür sind die sich nach Norden vorschubenden Alpen, die die Molasseschichten verbiegen, stauchen, falten, abscheren und überschieben. Die gefalteten und abgesicherten Bereiche bilden als alpenparallele Hügelketten eine Schichttrippenlandschaft und werden **Subalpine Molasse oder Faltenmolasse -FM** genannt (Kap.6.6). Während der Auffaltung der Alpen wurden ältere Flyschsedimente über die jüngere Faltenmolasse überschoben. **Der Flysch** entstand während der Kreide- und Paläogen-Zeit durch marine Trübestrome und Sedimentrutschungen (Turbidite) an den Abhängen der tiefen Meeresbecken der alpinen Tethys-Ozeanausläufer (Kap. 6). Die Kalkgesteine der helvetischen Decken, die am Hohen Kasten über dem weichen Flysch liegen, wurden in einem weiter südlich gelegenen Schelfmeer der Kreide-Zeit am Südrand von Ur-Europa abgelagert und dann nach Norden überschoben, verfault und verschuppt (siehe Kap. 6, Alpen). In Oberschwaben, im Appenzellerland und im Thurgau werden die Molasseschichten großteils von kuppig- weitgeschwungenen und steinig-lehmigen Gletschermoränenzügen, von langgezogenen kiesig-sandigen Schotterflächen ehemaliger Gletscher-Schmelzwasserinnen, von Scharen elliptischer Drumlin-Hügel und von den tonig-torfigen Beckenfüllungen des **Pleistozän (Eiszeitalter)**, sowie von den jüngsten fluvioklastischen Talablagerungen aus der aktuellen Zeit des **Holozän** bedeckt (siehe Abb. 17 + 19).

3. Geologie und Fossilien in Ludwigsburg

In den Zeitperioden von Oberkarbon bis Perm vor etwa 320 bis 250 Ma wurden bei einem allgemein kühlen und später warmen, aber sehr trockenen (ariden) Klima die Variszischen Hochgebirgszüge abgetragen. Die Abtragungsprodukte (Molasse) wurden in Baden-Württemberg in der Perm-Zeit als grobkörniger und im Beckenzentrum auch feinkörniger und fluviatil-terrestrischer Schutt in langgestreckten und von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Senkungsräumen fächerartig abgelagert (Rotliegendes). Eine Kette von Vulkanen hat große Mengen an Lava und Tuffen ausgestoßen, die breitäumig abgelagert wurden. Mit dem Abschmelzen der Gletscher der Permo-Karbon-Vereisung wurden im nördlichen Baden-Württemberg flachmarine und terrestrisch-fluvioklastische Sedimente, in Norddeutschland mit mächtigen Evaporiten, in einer großen und von Norden eindringenden Meeresbucht abgelagert (Zechstein). Während der Perm-Zeit wanderte das heutige Mitteleuropa über den Äquator langsam nach Norden, sodass auch in der folgenden Trias-Zeit Klimaschwankungen mit einem trocknen und wüstenartig-heißen bis subtropischen Kontinental- und Maritimklima mit einem starken Monsuneinflüssen vorherrschten. In der Jura-Zeit wurde das Klima dann wieder etwas feuchter. An der Wende der Perm- zur Trias-Zeit kam es in Sibirien zu großen Vulkanausbrüchen mit weiträumigen Flutbasaltablagerungen, deren Ausgasungen das Klima weltweit massiv verschlechtert haben und die zum größten bekannten Massenaussterben geführt haben. Im sich weiter ausdehnenden und einsinkenden Mitteleuropäischen Becken wurden in den Zeiten von Trias und Jura und stellenweise während der Kreide-Zeit abwechselnd kontinentale und marine Sedimente abgelagert. Die an die 1000 m mächtigen Schichten aus der höheren Keuper-Zeit und aus der Jura-Zeit wurden in Ludwigsburg in den vergangenen 145 - 140 Mio. Jahren nach der langsamen und zyklischen Heraushebung des Landes aus dem Meer wieder abgetragen. Die Mächtigkeiten der abgelagerten Gesteinsschichten schwanken zwischen den Randbereichen und dem Beckeninneren. Nachfolgend werden die Schichtmächtigkeiten im Raum Ludwigsburg angegeben.

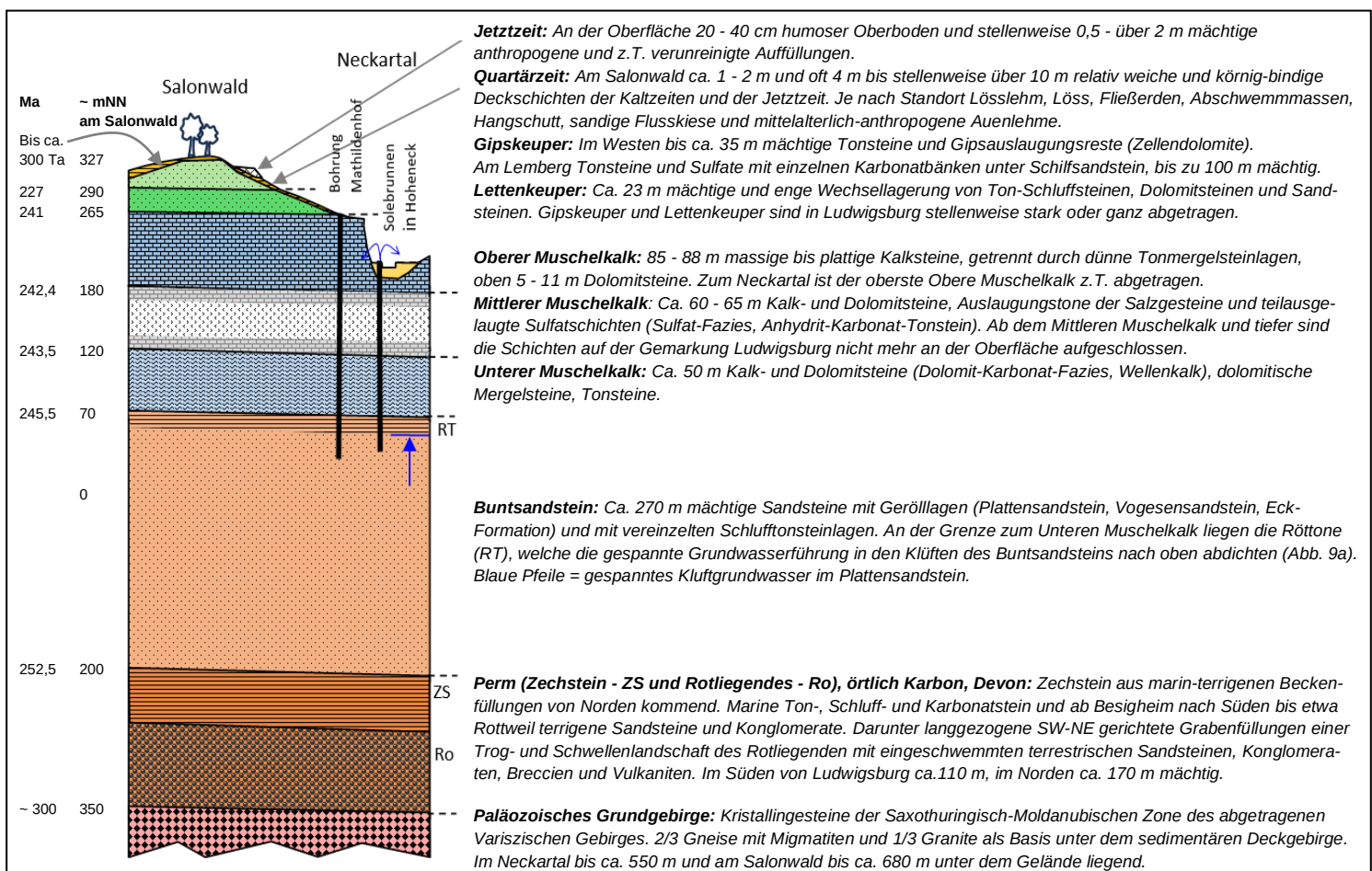
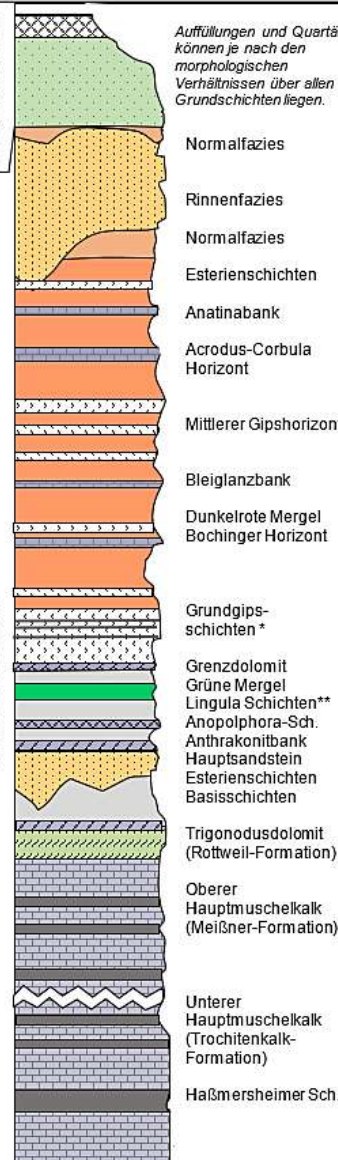


Abb. 9a: Der tiefere Untergrund in Ludwigsburg.

Die hier beschriebene Schichtfolge mit den ungefähren Schichtmächtigkeiten und ohne Tektonik ist in Tabelle 2 und im geologischen Profilschnitt in Abb. 19b dargestellt. Je nach Lage auf der Gemarkung ist der Obere Muschelkalk durch Erosion in seiner Mächtigkeit reduziert. Der Gipskeuper und der Lettenkeuper sind örtlich ebenfalls reduziert oder schon ganz abgetragen. Östlich des Neckars liegt auf der Kuppe des Lembergs ein 25 m mächtiger Erosionsrest des Schilfsandsteins als jüngste erhaltene Keuperschicht auf der Gemarkung. Darunter liegt dort die nahezu vollständige Schichtfolge des ca. 100 m mächtigen Gipskeupers. Die Kenntnisse über die geologische Gesteinsschichtfolge in Baden-Württemberg wurden in den vergangenen 200 Jahren durch geologische Kartierungen an der Erdoberfläche, beim Tunnelbau, beim Bergbau, durch zahlreiche tiefe Bohrungen und bei hydrogeologischen und seismischen Untersuchungen erlangt. In Ludwigsburg wurden zwei tiefe Grundwasserbohrungen bis in den oberen Bereich des Buntsandsteins (Plattensandstein) niedergebracht (Abb. 24). Zeitangaben nach STDK 2022.

Tabelle 2: Stratigraphische, lithologische, hydrogeologische und baugrundgeologische Charakterisierung der Schichtfolge in Ludwigsburg

Alle Angaben sind Durchschnittswerte und ersetzen keine spezifischen Untersuchungen bei einzelnen Bauvorhaben. Siehe auch "Der Baugrund in Ludwigsburg" auf der Webseite der Stadt. Klima, Gesteinsfazies, Grundwasserstockwerke und Grundwassernutzung siehe Tabelle 1. Die prähistorischen Landschaften und das Klima sind in Abb. 7a beschrieben.

Kurz- zeich- en Alter	Schichtprofil	Geologisch lithostrati- graphische Einheiten	Mächti- gkeit	Lithologische Charakterisierung	Hydrogeologische Charakterisierung <i>Alle Angaben sind Durchschnittswerte.</i>	Baugrundgeologische Charakterisierung <i>Bei Bauvorhaben und bei Grundwasserbohrungen können Abweichungen vorkommen.</i>
y. q. L hier 0-0,9 Ma		Auffüllung Quartär diskordant über allen Grundschichten vorkommend.	0 - bis > 5 m 0,5 - 10 m, örtlich bis 18 m.	Auffüllung: Schutt, Steine, sandige Lehme, Blöcke, z.T. mit Müllresten. Quartär: Flächen: Lösslehm, Löss, org. Tallehm; Schluff und Lehm, z.T. sandig, tonig. Hang: Fließerden, Abschwemmassen, Hangschutt, Schluff und Ton, sandig bis steinig. Hangfuß: Schluff und Ton, sandig, kiesig, steinig, Steinblöcke. Talauen: Schluffig-sandige Lehme, Tone, teilw. organisch, sandige Kiese, Schlickklingen, Steinblöcke. Flutfazies: Feinkörniger roter, grau- grüner und oft gut gebankter Sandstein. Normalfazies: Ton- und Siltsteine mit Feinsandlagen.	Porengrundwasserleiter (Locker- gesteins-Grundwasserleiter). Je nach Tonanteil Grundwasser-Geringleiter. Geringe, selten mittlere Ergiebigkeit. Kopplung mit Gipskeuper und Lettenkeuper. Gespannte Grund- wasserverhältnisse sind möglich.	Auffüllungen: Oft heterogene und gering verdichtete Zusammensetzung. Setzungsempfindlich und wenig tragfähig, oft schadstoffhaltig. Als Baugrund selten geeignet. Quartär: Lösslehm, Löss: Ab steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Kritisch im Grundwasser. Die Lehme sind sehr frostempfindlich und schrumpfeempfindlich. Fließerden: Ab steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Hanglehm: Bei steifer Konsistenz durchschnittlicher Baugrund. Hangschutt: Bei hohem Steinanteil und ab steifer Konsistenz des Zwischmittels durchschnittlicher bis günstiger Baugrund. Auenlehm, Bachablagerungen, Talkiese: Auenlehme und Bachablagerungen sind meistens ein ungünstiger Baugrund. Die Neckarkiese sind durchschnittlich bis günstig, hier können aber weiche Schlickklingen auftreten! Hochwassergefahr beachten!
kmSt ~229,5 - 231 Ma		Schliff- sandstein Stuttgart-Formation	Auf der Kuppe des Lembergs bis ca. 25 m.	Flutfazies: Feinkörniger roter, grau- grüner und oft gut gebankter Sandstein. Normalfazies: Ton- und Siltsteine mit Feinsandlagen.	Kluftgrundwasserleiter (Festgesteins-Grundwasserleiter) mit geringer Wasserführung. In Ludwigsburg ohne Bedeutung.	
kmGr 233 - 237,5 Ma		Gipskeuper Grabfeld-Formation	Im Bereich des Lembergs bis ca. 100 m. Die Sulfate sind ober- flächennah oft ausgelaugt. Im Bereich Salonwald bis ca. 35 m. Im Stadt- gebiet je nach Abtragung 0 - 20 m. Die Sulfate sind hier ausgelaugt.	Rote, braune graue, violette und olivgraue dolomitische Tonsteine mit einzelnen grauen, karbonatischen, meistens dolomitischen Bänken und Lagen oder Knollen von Sulfatgesteinen (Gips, Anhydrit). An der Basis ca. 15 m Grundgips-schichten. * Die Auslaugung der Sulfatgesteine in den Grundgips-schichten ist im Stadtgebiet nahezu abgeschlossen. Übrig geblieben sind tonige Gips-reste und Zellenkalksteinbrocken.	Im unausgelaugten Bereich Kluftgrund- wasserleiters mit geringer, selten höherer Grundwasserführung. Im ausgelaugten Bereich Kluft- und Porengrundwasser- leiter auch mit höherer Grundwasser- führung. Geringe GW-Führung in aufgewitterten Tonhorizonten. Karstgrundwasserleiter in Bereichen mit aktiver Gipsauslaugung und über der Gipsauslaugungsfront (nicht in Ludwigsburg). Das Grundwasser im Bereich Salonwald- Karls Höhe ist eventuell betonaggressiv! Kopplung mit Quartär und Lettenkeuper.	Unverwittert bis mäßig verwittert; Günstiger bis durchschnittlicher Baugrund, tragfähig und mäßig setzungsempfindlich. Deutlich bis vollständig verwittert und entfestigt; Durchschnittlicher bis oft ungünstiger Baugrund, v.a. bei Gründung im Grundwasser. Kritischer Baugrund bei Gefahr von Hohlräumen durch Auslaugung in den Grundgips-schichten. In Ludwigsburg bisher nicht beobachtet. Rutschungen sind möglich!
kuE 237,5- 241 Ma		Letten- keuper Erfurt-Formation	Je nach Abtragung 0 - 23 m.	Enge Wechselfolge von graugrünen Ton- und Schluffsteinen und geklüfteten, grauen Dolomitsteinbänken, gelbgrauer Hauptsandstein. ** Die Lingula-Schichten sind örtlich durch den fossilreichen Hohenecker Kalk (recalcitierter Dolomit) vertreten.	Kluftgrundwasserleiter mit schichtiger Gliederung. Geringe bis mittlere, selten hohe Ergiebigkeit. In früherer Zeit Wasserversorgung von Ludwigsburg. Notwasserbrunnen in Poppenweiler, Kopplung mit quartären den quartären Deckschichten.	Unverwittert bis mäßig verwittert; Günstiger bis durchschnittlicher Baugrund, wenn fest und kompakt (Bodenklasse 5 - 6, selten 7 - alte DIN 18300). Dünnbankig = reduzierte Standfestigkeit! Entfestigte und verwitterte Tonsteine; Durchschnittlicher bis oft ungünstiger Baugrund
mo... D M TK 241 - 242,4 Ma		Oberer Muschelkalk Trochitenkalk F., Meißner F., Rotwell-Formation	Im Neckartal unter den Auensedimen- ten ca. 10 - 12 m, auf der Gäufläche je nach Abtragung bis maximal ca. 88 m.	Trigonodusdolomit (5-10 m): Gelbgrauer und dickbankiger, oft klüftig- kavernöser und auch verkarsteter Dolomitstein und dolomitischer Kalkstein. Hauptmuschelkalk: Graugelbe bis blaugraue und dunkelgraue, teils mikrokristalline, teils bioklastische und oft gut gebankte Kalksteinbänke (Schalenrümmer- kalke). Oft mit versteinerten Resten von Lebewesen, z.B. Ammoniten und Seelilienstielglieder etc. Teils verkarstet. Teils dickbankig, teils dünnbankig, plattig. Getrennt und gegliedert durch dünne und dunkle Mergel- und Tonsteinlagen.	Kluftgrundwasserleiter mit verkarsteten Bereichen. Oft schwebende GW- Horizonte über Tonmergelsteinen. Kopplung mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks und mit dem Grundwasser in den Kiesen im Neckartal. Im Bereich der Haßmershm. Schichten eingeschränkte Stockwerksverbindung. Geringe, oft mittlere und örtlich hohe Ergiebigkeit. Fassung der Notwasser- versorgung und Wasserversorgung des Freibades. Mineralwasserbrunnen in Hoheneck im Neckartal. Der Solebrunnen in Hoheneck wird vom tieferliegenden Buntsandstein gespeist.	Schwach geklüftet, gering - mäßig verwittert; Günstiger Baugrund. Mehrkosten beim Lösen von Fels mögliche (Bodenklasse 6 - 7 - alte DIN 18300). Deutlich geklüftet, verwittert und gering verkarstet; Durchschnittlicher Baugrund Stark verwittert, entfestigt und geklüftet, stark verkarstet mit Spaltenbildung; Ungünstiger Baugrund. In den Gauen und in Ludwigsburg gibt es örtlich Erdfülle und andere Karsterscheinungen durch Auslaugungsvorgänge im Oberen und Mittleren Muschelkalk. Weitere Erdfülle könne jederzeit auftreten.

3.1 Fossilien

Neben der Art und Ausbildung der Gesteine geben vor allem die in den Gesteinen eingeschlossenen Fossilien einen guten Einblick in die Lebensräume und zu den Klimaverhältnissen zur Zeit der Sedimentation. Daraus lässt sich die Entwicklung der Lebewelt auf der Erde gut rekonstruieren und damit sind auch relative **biostratigraphische Altersgliederungen** und weiträumige Vergleichbarkeiten der Gesteinsablagerungen mit Hilfe von sogenannten **Leitfossilien** möglich. Während der Trias- und der Jura-Zeit lag der süddeutsche Raum am Ostrand des zerfallenden Großkontinents Pangäa mit dem Tethys-Ozean im Südosten. Das Klima war teils wüstenartig-subtropisch und teils warm-tropisch mit Monsuneinflüssen und mit hurrikanartigen Stürmen. Unter den ariden und im Keuper und Jura auch feuchtwarmen Bedingungen entwickelte sich in den oft flachmarinen, evaporitischen und paralisch-brackischen Lebensräumen eine entsprechend angepasste Fauna und Flora. Zeitweilig zog sich das Meer zurück und es gab unter wechselnden Niederschlagsbedingungen Feuchtgebiete und z.T. abflusslose Trockengebiete mit amphibischem und terrestrischem Leben, das heute fossilisiert zu finden ist. Teile von verendeten und abgestorbenen Lebewesen können unter bestimmten Bedingungen in feinkörnige Sedimente eingebettet werden. Kleine Fossilreste, z.B. harte Zähne, in ansonsten fossilereen Konglomeraten kommen auch vor. Mit der Verfestigung und Entwässerung der Sedimente kam es bei geeigneten Ablagerungsbedingungen, z.B. weitgehender Sauerstoffabschluss, keine schnelle Zersetzung, Mumifizierung durch Austrocknung und in geeigneten Sedimenten (Ton-, Schluff- und Mergersedimente, Kalk- und Sandsteine, Asphalt, Baumharz, Mikrofossilien in Salz) zur **Fossilisation** (Fossildiagenese) dieser Tier- und Pflanzenreste. Das trifft aber nur auf ca. 3 % aller Lebewesen zu, wobei im marinen Bereich die Bedingungen zur Fossilisation günstiger sind als im terrestrischen Bereich. Das sich im Sediment nur langsam oder gar nicht zersetzende und auflösende organische Material wurde entwässert und flachgedrückt. In einem komplexen chemischen Prozess wurden das biologische Gewebe und dessen Abbauprodukte dann mit der Zeit durch Zumischung oder Ersatz aus ausgefällten Mineralen aus der Sedimentumgebung in eine kristalline Substanz umgewandelt. Dabei wurden Schalen, Zähne, Skeletteile und Pflanzenreste z.B. durch Kalk, Siliziumverbindungen, Pyrit, Markasit und Limonit versteinert. Die Morphologie der ehemaligen Lebewesen und v.a. die der Hartteile blieb dann an den Grenzflächen als Abdruck, Steinkern und Lebensspuren sichtbar erhalten. Abdrücke von Horn, Haut, Federn und Organen sind ebenso möglich, wie Reste von Wohnbauten, Grab-, Fress-, Kriech- und Laufspuren und Ausscheidungen (Ichnofossilien). Wenig zersetzte Reste von Landpflanzen wurden unter Luftabschluss in Torf und bei höheren Temperaturen und Drücken in der Tiefe in Braunkohle und in Steinkohle umgewandelt (Inkohlung). Die bei der Verwesung von marinen Mikroorganismen (Plankton, Algen, Faulschlamm) entstanden Flüssigkeiten und Gase wurden in der Tiefe unter bestimmten Druck- und Temperaturbedingungen in Erdöl und Erdgas umgewandelt (Abb. 6.15-1). Zu den Ablagerungszeiten der verschiedenen Gesteinsschichten gab es unterschiedlich günstige Lebensbedingungen und unterschiedlich günstige Fossilisationsbedingungen, weshalb nicht in jeder Schicht Fossilien zu finden sind.

- **Chemisch-biologische Zerstörung**
 - Luft, Verwesung, H_2O , CO_2
 - Luftabschluss, Fäulnis
 - Entkohlung
 - Bitumina
- **Mechanische Zerstörung**
 - Detritus
 - Schill
- **Fossilisation**
 - Ver- und Entkieselung SiO_2
 - Ver- und Entkalkung $CaCO_3$
 - Ver- und Entkiesung FeS_2
 - Limonitisierung $Fe(OH)_3$
 - Umkristallisation
 - Hohlraumverfüllung
 - Schalenauflösung durch H_2O
 - Tränkung mit mineralischen Lösungen, Mineralisation
 - Inkrustation

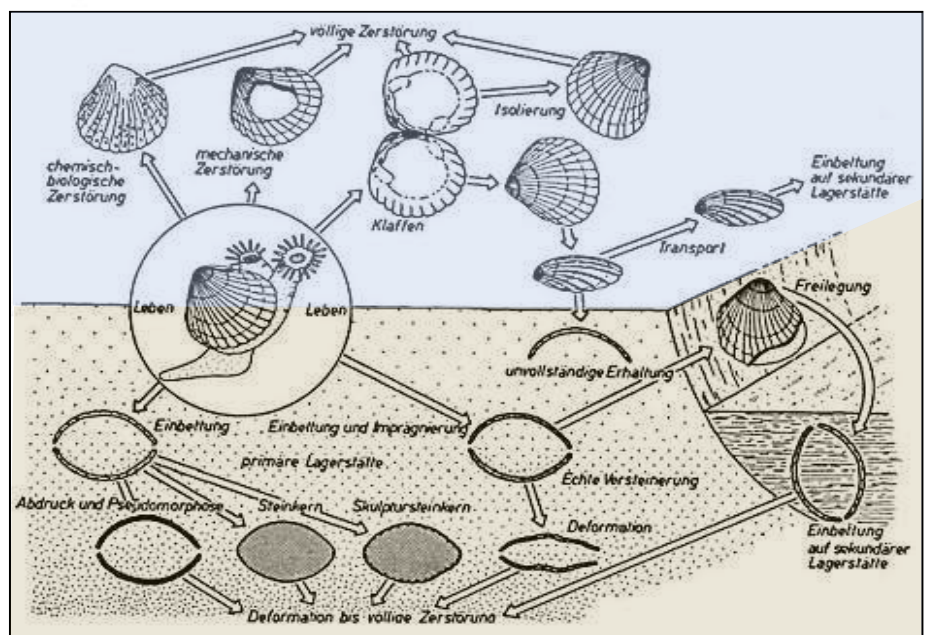


Abb. 9b: Fossilisationsschema. Das postmortale Geschehen und die Möglichkeiten zur Fossilierhaltung am Beispiel einer Muschel. Grafik ergänzt aus E. Thenius aus B. Ziegler (1972): Einführung in die Paläobiologie. Schweizerbart, Stuttgart.

3.2 Buntsandstein (252,5 bis 245,5 Millionen Jahre)

Das Variszische Hochgebirge wurde während der Späten Karbon- und der Frühen Perm-Zeit durch Erosion in eine flache Trog- und Schwellenlandschaft eingeebnet. In den langgestreckten Trögen wurden in der heiß-ariden Perm-Zeit die terrestrisch-fluvioklastische Sedimente des Rotliegenden als Molasse des Variszischen Gebirges mit Vulkaniten eingeschwemmt. Darüber wurden stellenweise die flachmarin-terrigenen Sedimente des Zechsteins von Norden her flächig sedimentiert.

Die Sedimente des fossilarmen Buntsandsteins wurden als älteste und unterste Schichten des Mesozoikums diskordant auf einer breiten fluviatilen Aufschüttungsebene über den Schichten des Perms abgelagert und sind in Baden-Württemberg als sandige Randfazies ausgebildet. Die oft rot-braun, weiß-grau und gelb bis violett gefärbten, grob- bis feinkörnigen und feldspathaltigen Sandsteine mit Geröllen und Ton- und Schluffsteinlagen wurden von episodischen Flüssen und Schichtfluten aus den randlichen Hochgebieten aus dem Südwesten und aus dem Osten in breiten Schwemmfächern in eine abflusslose und hocharide Tropenwüste des absinkende Mitteleuropäischen Beckens, heute vergleichbar mit Inneraustralien, geschüttet. Die Grenze zum jüngeren Muschelkalk bilden die unter Meereseinfluss abgelagerten, 5 - 10 m mächtigen und schluffigen Röt-Tone. Der Buntsandstein bildet im Nordschwarzwald und im Odenwald eine deutliche Schichtstufe mit bewaldeten Höhenzügen. In Ludwigsburg beginnt die hier ca. 270 m mächtige Gesteinsserie im Neckartal ca. 135 m und auf der Gäufläche ca. 200 - 250 m unter der Geländeoberfläche. Die obersten Schichten des Buntsandsteins, die Röt-Tone und der Plattensandstein wurden bei den Solewasserbohrungen im Neckartal in Ludwigsburg-Hoheneck und auf der Gäufläche im ehemaligen Mathildenhof in der Rosenstraße 140 bzw. 205 m.u.G. bei 59 bzw. 67 mNN angebohrt (Abb. 24).

3.3 Muschelkalk (245,5 bis 241 Millionen Jahre)

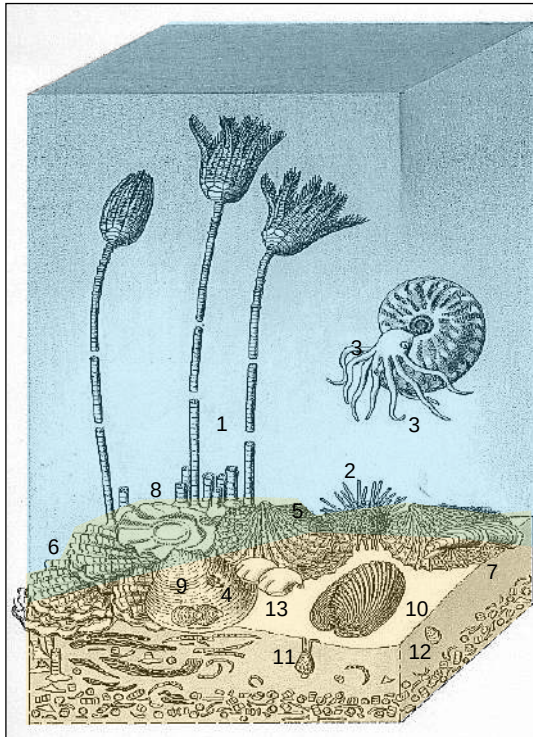
Der Muschelkalk bildet die zweite Schichtstufe in Baden-Württemberg und die Neckar- und Taubergäuplatten. Während der Muschelkalkzeit kam es durch einen tektonisch bedingten Anstieg des Meeresspiegels im südlich gelegenen Tethys-Ozeans zwischen Afrika und Eurasia zur Transgression und Überflutung des Mitteleuropäischen Beckens. Weil die Sedimentation mit dem schwankenden Meeresspiegel des bis zu 100 m tiefen Beckens gut Schritt halten konnte, kam es zu einem Sedimentationsgleichgewicht mit mächtigen und zyklischen Sedimentbildungen. Bei subtropischen und trockenen-heißen Klimaverhältnissen, ähnlich denen im Persischen Golf, wurden im wechselnd karbonat- und salzhaltigen Meerwasser unter flachmarin-lagunären Bedingungen feinkörnige Ton- und Karbonatschlämme mit Schalenresten von Meerestieren abgelagert. Im Mittleren Muschelkalk kam es im Beckenzentrum zur Abschnürung vom Weltmeer mit einer starken Verdunstung des warmen Meerwassers und zur Ausfällung von mächtigen Sulfat- und Salzsedimenten.

Der Untergrund der Gäuebene wird von den ca. 50 m mächtigen, zyklisch gegliederten, dunkelgrauen und grauen Ton-, Mergel-, Kalk- und Dolomitsteinen des **Unteren Muschelkalks** aufgebaut. Auch der darüber liegende **Mittlere Muschelkalk** mit einer auslaugungsbedingten Restmächtigkeit von ca. 60 - 65 m tritt in Ludwigsburg nicht zutage. Die Schichtgrenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk liegt etwa 15 - 25 m unter der Talauenoberfläche des Neckartals bei 175 – 185 mNN und am Ost- und Westrand der Markung wegen der tektonischen Eintiefungen bei 120 – 130 mNN (Abb.19). Der Mittlere Muschelkalk besteht in seinem mittleren Teil aus evaporitischen Gesteinen und oben und unten aus jeweils ca. 10 m mächtigen und grauen Kalk- und Dolomitsteinbänken. Weil die Zufuhr von frischem Meerwasser über die drei Zutrittsportalen aus dem südlich gelegenen Tethys-Ozean in das sehr warme und lagunenartige Muschelkalk-Binnenmeer episodisch eingeschränkt oder unterbrochen war, wurden die Evaporite durch Ausfällung aus dem an Mineralien übersättigten und verdunstenden Meerwasser bei einem verringerten Wasseraustausch zyklisch abgelagert (Kalk, Gips, Anhydrit, Salz, ...). In den Landesteilen, wo heute die abdichtende Bedeckung durch höhere Gesteinsschichten ganz oder teilweise abgetragen ist, so auch in Ludwigsburg, wurden die Salzgesteine durch das Sicker- und Grundwasser ausgelaugt und es sind hier nur noch die schluffig-tonigen Lösungsrückstände übriggeblieben. Auch die Gips- und Anhydritgesteine befinden sich im Stadium der Auslaugung und das darüberliegende Gesteinspaket des Oberen Muschelkalks ist um ca. 20 – 40 m abgesunken, dabei in sich zerbrochen und die Verkarstung durch Kalk- und Gipslösung hatte leichtes Spiel. Die Auslaugung der Muschelkalk-Evaporite in den Gäugebieten führte zusammen mit Lösungsvorgängen in den überlagernden Kalksteinen des Oberen Muschelkalk vielerorts zur Bildung von Hohlräumen mit kaminartigen Erdfall-Durchbrüchen, auch durch den Lettenkeuper hindurch, bis an die Erdoberfläche. **Erdfall** bezeichnet das Ein- oder Nachbrechen von nicht wasserlöslichen Deckschichten über einem durch Lösung entstandenen Hohlraum in der Tiefe. **Dolinen** entstehen durch Lösungsvorgänge des kalkhaltigen Gesteins durch saures Regenwasser an oder nahe an der Erdoberfläche (Korrosion, Subrosion).

Nach der Öffnung des Binnenmeeres zum Tethys-Ozean im Süden wurde durch eine verstärkte Wasserzirkulation wieder fossilreiche Karbonat- und Mergersedimente bei einem heißen und trockenen Klima im flachen Epikontinentalmeer des Oberen Muschelkalks abgelagert. Der in flachmarinen Schwellen und Senken ebenfalls zyklisch abgelagerte und 85 - 88 m mächtige **Obere Muschelkalk** (245,5 – 241 Ma) wird von unten nach oben in die drei Bereiche **Trochitenkalk-, Meißner- und Rotweil-Formation** gegliedert (Abb. 12a). Im Unteren Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk-Formation) findet man feinkristalline, graue bis dunkelgraue Kalke, Wellenkalke, Oolithbänke und viele bioklastische Trochitenkalkbänke, die zu einem großen Anteil aus versteinerten Stielgliedern (Trochiten) von Seelilien (Crinoiden) und auch aus Resten von Muscheln, Seeigeln und Brachiopoden etc. aufgebaut sind. Diese oft mächtigen und klüftigen Bänke aus zusammengeschwemmtem bioklastisch-kalkigem Material werden auch "Kornsteine" genannt. Die Haßmersheimer Schichten mit einer Wechsellagerung von Trochiten- und Tonmergelsteinbänken bilden einen Horizont mit eingeschränkter Grundwasserdurchlässigkeit. Darüber folgen teils dünnplattige und oft gut gebankte, dichte, feinkristalline, gelbgraue bis graublaue und oft gut geklüftete Kalksteine des Oberen Hauptmuschelkalks mit Tonmergelsteinen (Meißner-Formation). Die feinkristallinen Kalke sind dort entstanden, wo Mikroorganismen (Grünalgen, Cyanobakterien) über die Photosynthese in einem an Karbonaten übersättigten, warmen, sauerstoffreichen und lichtdurchfluteten Flachmeer Kalkschlämme gebildet haben. Weitere mächtige Kalkbänke entstanden aus Muschelschalen, die pfeilerartige Riffe gebildet haben und aus bioklastischen und sandigen Schalenrümmerkalken, die bei Sturmereignissen in Küstennähe zusammengeschwemmt wurden (Schill-Tempestite). Algen-, Schwamm- und Korallenriffe gibt es im Oberen Muschelkalk nicht. Oft gibt es kleine Kügelchen aus Kalkoiden, wo Kalk aus dem Meerwasser im stark wellenbewegten Flachwasser an Kristallisationskeimen (Sand, organische Fragmente) konzentrisch angelagert wurden. Die plattigen und oft massigen Kalksteinbänke des Muschelkalks werden durch zahlreiche feinschichtige, dünne, dunkler gefärbte, hohlkehlenartig verwitterte und oft dolomitische Tonstein- und Tonmergelsteinlagen voneinander getrennt, die bei seltenen Regenfällen vom nahen Festland eingeschwemmt wurden und die ca. $\frac{1}{4}$ der Schichtfolge ausmachen. Diese zyklische Ablagerung von Tonmergel- und Kalksteinen ermöglicht eine gute lithostratigraphische Gliederung des Oberen Muschelkalks über weite Entfernungen. Den Abschluss nach oben bildet der 5 - 11 m mächtige, massige, mikrokristalline und ockergraue bis graue Trigonodus-Dolomit (Rotweil-Formation) aus fröhdiagenetischem Dolomitstein und dolomitischem Kalkstein. Er verwittert gelblich, zuckerkörnig-sandig, ist oft löchrig bis feinkavernös und kann auch verkarstet sein, z.B. bei der Burg Hoheneck. Bei der Dolomitisierung werden die größeren Calciumionen durch die kleineren Magnesiumionen aus dem übersalzten Meerwasser in den Sedimentporen mit einem Mg/Ca-Verhältnis von 5 – 10 ersetzt ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Das kann primär (fröhdiagenetisch) bei der Sedimentation unter dem Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien oder sekundär (spät-diagenetisch) durch Mineralaustausch aus eindringendem, magnesiumhaltigem Porenwasser nach der Ablagerung und Überdeckung der Kalkschlämme stattfinden. Spät-diagenetisch gehen wegen der kleineren Mg-Ionen die Feinschichtung und nicht selten auch viele Fossilien verloren und es entstehen winzige Hohlräume. Im Nahbereich zum Vorfluter und v.a. an den aufgelockerten Gesteinen der Talränder und unter den Talsohlen (Neckartal) kommt es vermehrt zur Verkarstung der Karbonatgesteine des Oberen und Mittleren Muschelkalks. Die Lösung der Karbonate durch zirkulierendes und durch Regenwasser kohlen-saures Grund- und Sickerwasser führte im Untergrund zur Erweiterung der schmalen Klüfte und Schichtfugen zu Spalten und Hohlräumen bis hin zu Höhlen. Das erhöhte die Grundwasserführung und die Durchströmung dieser Schichten erheblich und kann Baugrundprobleme verursachen. Örtlich kommt es bis heute auch zum Durchbrechen der Karsthohlräume als Dolinen bis zur Erdoberfläche und an den Rändern zum überlagernden Lettenkeuper als Erdfälle auch durch diesen hindurch. In Ludwigsburg sind an der Oberfläche etwa kartierte 15 Karststrukturen und drei Erdfälle bekannt und im Untergrund sind Weitere zu vermuten, die in Zukunft noch durchbrechen können. Der Mineralwasserbrunnen und der Brunnen im Freibad Hoheneck sind in den verkarsteten Dolomit- und Kalksteinschichten des Mittleren und des Oberen Muschelkalks gefasst. Die Strohgäufel wurde durch den ca. 30 km breiten und quer durch die Ludwigsburger Markung verlaufenden Schwäbisch-Fränkischen Sattel tektonisch emporgehoben (Abb. 21). Hier mussten sich der Neckar und seine Nebenflüsse tief in das harte, klüftige und z.T. verkarstete Gestein einschneiden und winden sich in engen Schlingen durch die Täler. An den steilen Prallhängen des Neckars zwischen Hoheneck und Poppenweiler treten die Gesteine des Oberen Muschelkalks als breite Felsbänder zutage und sind durch erosionsbedingte Druckentlastung stark zerklüftet. Hier kommt es zu gefährlichen Steinschlägen in die steilen Weinberge und auf die Fahrwege. Gerade die Klüftigkeit und damit die gute Wasserdurchlässigkeit führen bei Karbonat- und Sandsteinen oft zur Tiefenerosion der Flüsse, während Täler in den viel besser abdichtenden Tonsteinen mehr in die Breite erodiert werden. Die Kalksteine und die Mergelsteine zeigen oberflächennah eine plattig-steinige und tonige Verwitterung. Die harten und oft klüftigen Kalksteinbänke wurden in Ludwigsburg in den ehemaligen Steinbrüchen Hubele im Neckartal und am Blühenden Barock abgebaut und zu Bausteinen, Schotter und Zement verarbeitet. "Ton- und Mergelsteine" siehe Abb. 18.

3.3.1 Fossilien im Oberen Muschelkalk

In den Gesteinen des Oberen Muschelkalks gibt es eine oft arten- und individuenreiche Fauna, die vollmarine und sehr warme Bedingungen anzeigen. In den beiden Hauptschichten Trochitenkalk (mo1) und Ceratitenkalk (mo2) lassen sich Schalenrümmerrbänke und Lagen mit Fossilanreicherungen, zudem Abdrücke von Schlangenseesternen und Bohrgänge finden. Häufig sind auf den Bankoberflächen Funde von Schuppen und Fischzähnen im gesamten Oberen Muschelkalk anzutreffen. Fossilien treten auch häufig in den mergeligen Schichten auf. Der über dem Ceratitenkalk liegende Trigonodus-Dolomit ist fossilarm. Neben einer von Muscheln (*Trigonodus sandbergeri*) und Gastropoden bestimmten Weichbodenfauna kommen dort gelegentlich Brachiopoden, Foraminiferen und Wirbeltierreste vor.



*Rekonstruktion einer Lebensgemeinschaft
im unteren Hauptmuschelkalk, den
»Trochitenschichten« in 1/3 der natürlichen
Größe (S*

Diese Schichten werden nach dem oft massenhaften Vorkommen der Stielglieder von Seeilchen ① *Encinus liliformis* benannt. Ganze Gesteinspartien können daraus bestehen. Der frei bewegliche Seeigel ② *Seriphanotaris coeava* ist ein Verwandter der Seeilchen.

Die Weichtiere (Mollusken) sind mit zahlreichen Gruppen vertreten. Der Ceratit **⑨** *Paraceratites atavus* ist ein Verwandter der Ammoniten und der Tintenfische.

Die Schnecke ④ *Naticella triadica* weidet Algen ab. Austernartige Muscheln ⑤ *Newagia noeltigii* und ⑥ *Enanistosrea difforme*, Miesmuscheln ⑦ *Mytilus edulisformis*, die glatte Pilgermuschel ⑧ *Pleuronectes laevigatus* und die Muschel ⑨ *Placumonis* sind festgewachsen. Frei auf dem Meeresboden bewegt sich die gestreifte Feilenmuschel ⑩ *Plagiostoma striata*, im Schlamm eingegraben leben die Muscheln ⑪ *Palaeoneilo elliptica* und ⑫ *Palaeonucula goldfussi*.

Die Brachiopoden (Lampenmuscheln wegen ihrer Ähnlichkeit mit antiken Öllampen), sehen zwar ähnlich aus wie Muscheln. Sie bilden jedoch eine ganz eigene Tiergruppe. Dazu gehören die Terebraten @ *Coenothyris vulgaris*, die mit Stielen festgeheftet leben.

Unter Stuttgarter Geologen kursiert folgende Anekdote:

"Als die Universität Stuttgart noch die Technische Hochschule war, gab es im Rahmenprogramm einer internationalen Ingenieurtagung eine Exkursion zu dem weltbekannten Erweltmuseum Hauff in Holzmaden. Während die Präparation der Fossilien erläutert wurde, nahm der damalige Universitätsrektor einen Geologen beiseite und vergewisserte sich: diese Ichthyosaurier, das sind doch Bildhauerarbeiten, die stecken doch nicht im Stein."

Quelle: H. Behmel, Geologie von Baden-Württemberg: Landschaftsgeschichte – Landesplanung. - "Wechselwirkungen"- Jahrbuch 1990 der Universität Stuttgart 1991.

Abb. 10: Rekonstruktion der Lebewelt im Muschelkalkmeer.

Grafik und Text verändert nach H. Hagdorn und Th. Simon (1985) aus C. Stier, H. Behmel, U. Schollenberger (1989): *Wüsten, Meere und Vulkane, Baden-Württemberg in Bildern aus der Erdgeschichte*. Grohmann, Stuttgart.

Die tiefste und älteste in Ludwigsburg im Neckartal zutage tretende Gesteinsschicht ist die Trochitenkalk-Formation des Oberen Muschelkalks. Trochiten sind versteinerte Stielglieder von Seelinien, die im Gestein oft in Massen auftreten und in einigen Horizonten auch gesteinsbildend sind. Im Trochitenkalk trat das erste Mal die sogenannte *Encrinurus liliiformis* (Abb. 11, Nr. 4) auf, eine Seelilienart, die sich besonders gut hier und auch in ganz Baden-Württemberg finden lässt. Es gibt aber auch Schalenrümmerbänke ohne Trochiten, dafür mit vielen *Terebratula vulgaris*, einer Brachiopodenart. Ceratitenfunde sind in dieser Schicht eher selten, dennoch treten auch hier schon die frühesten Ceratiten, die *Serpianites* sp. in der Schicht der Haßmersheimer Mergel. auf. Neben Seelilien sind auch Muscheln, Gastropoden (Schnecken) und Brachiopoden (Armfüßer) häufig anzutreffen. Im Grenzbonebed zum Ceratitenkalk, einer Ansammlung von Fossilienresten, lassen sich zusätzlich noch Schuppen und Zähne von verschiedenen Fischarten finden. Knochenfunde von Reptilien, Amphibien und Saurierarten sind dagegen selten. Der Ceratitenkalk (Meißner-Formation) verdankt seinen Namen der Ammonoidea-Ordnung Ceratitida (Abb. 11, Nr. 1). Ceratiten sind die Leitfossilien des Oberen Muschelkalks und machen dort eine biostratigraphische Gliederung über weite Bereiche möglich. Funde sind im Raum Ludwigsburg aber selten. Dennoch sind Ceratiten im Ceratitenkalk häufiger vertreten als im Trochitenkalk. Vorherrschend sind aber Muscheln und Brachiopoden, z.B. *Coenothyris cycloides* in der Cycloidesbank. Muschel und Brachiopoden lassen sich durch ihre Klappen unterscheiden. Muscheln besitzen zwei gleiche Klappen und sind lateralsymmetrisch. Brachiopoden dagegen besitzen eine Schale und einen Deckel, sie sind nicht symmetrisch. Die *Terebratula vulgaris* ist hier nur noch teilweise vertreten. Im Ceratitenkalk lassen sich auch Schalenrümmerbänke vorfinden. Eine dieser Bänke stellt das Hauptlager der Muschelart *Pecten subtilis* dar. Dann gibt es immer noch Seelilienteile, zudem auch Steinkerne von *Chemnitzia* hehli (Nr. 22), gewundene Turmschnecken und die Nautilidenart *Nautilus bidorsatus*.

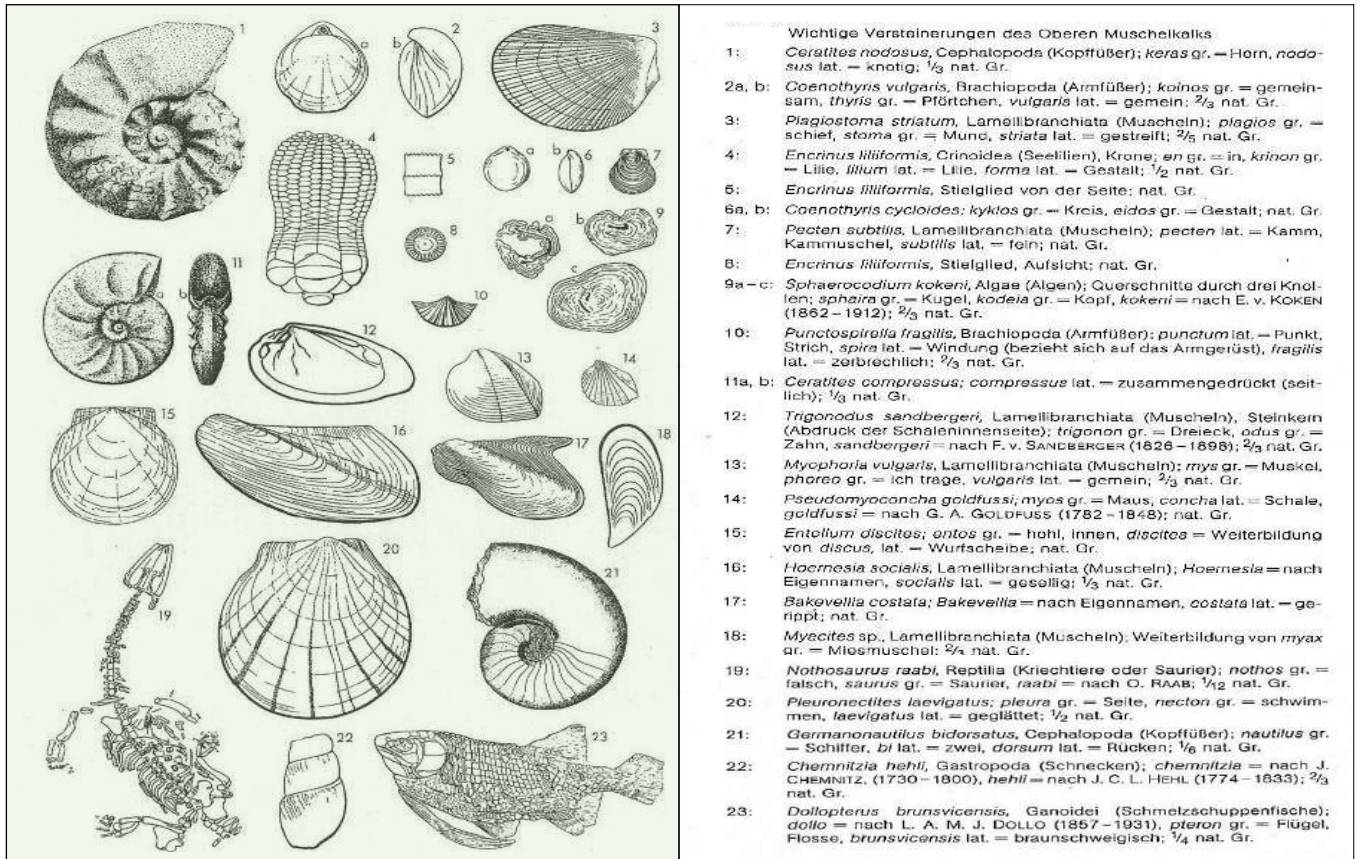


Abb. 11: Lebewelt und Fossilien des Oberen Muschelkalks. Grafik und Text aus H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung, Hrsg.: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Bad.-Württ., (LRGB-BW), Freiburg.



Bild 1: Trigonodus-Dolomit des Oberen Muschelkalks an der Burgruine Hoheneck. Sicherung des Wanderweges vor Steinschlag. Der Trigonodus-Dolomit ist hier verkarstet und verwittert.

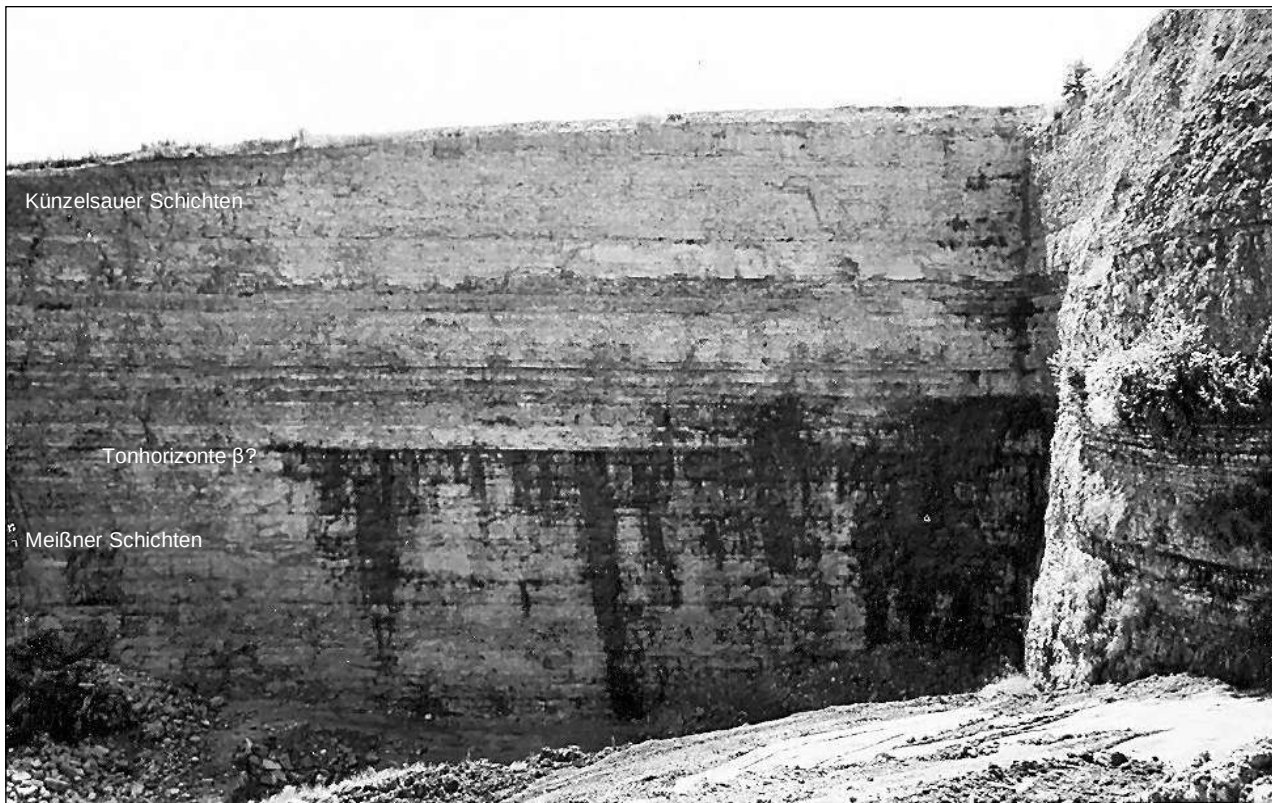


Bild 1a: Die Westwand des heute verfüllten Steinbruchs Hubele in Hoheneck 1988 (Grünanlage Hungerberg).

Die Oberfläche besteht aus einer hier weniger als 2 m mächtigen Deckschicht aus Lösssedimenten und Verwitterungsbildungen über Oberem Muschelkalk. Stellenweise waren bzw. sind Reste verfestigter Flussschotter aus früheren Eiszeiten als Beleg für ältere und höher gelegene Neckarläufe aufgeschlossen. Die geklüfteten Kalksteinbänke sind durch dünne Tonmergelsteinfugen getrennt. In der Mitte erkennt man den Wasseraustritt eines sogenannten "schwebenden Grundwasserhorizonts", der von einer Tonsteinschicht aufgestaut wird.

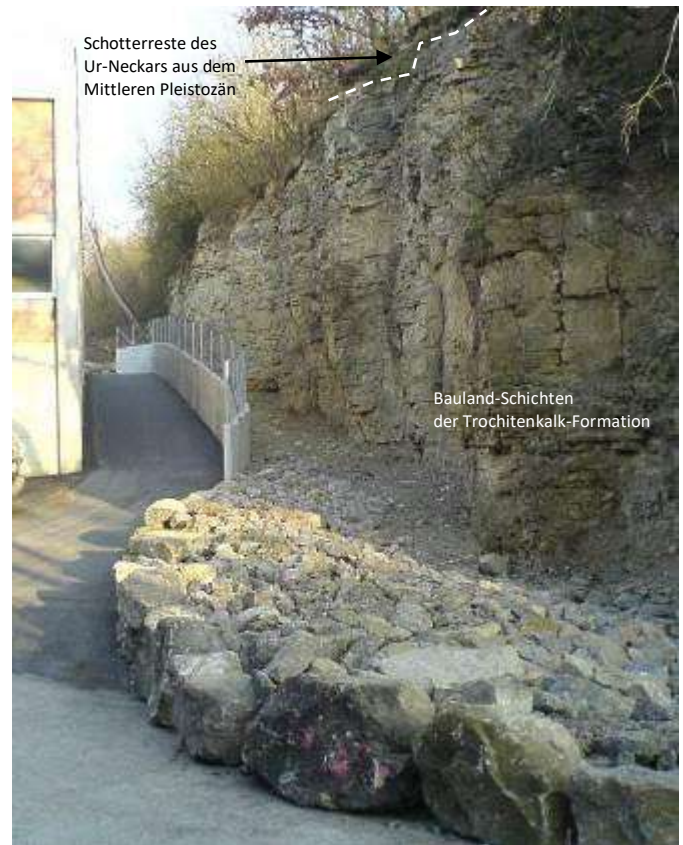
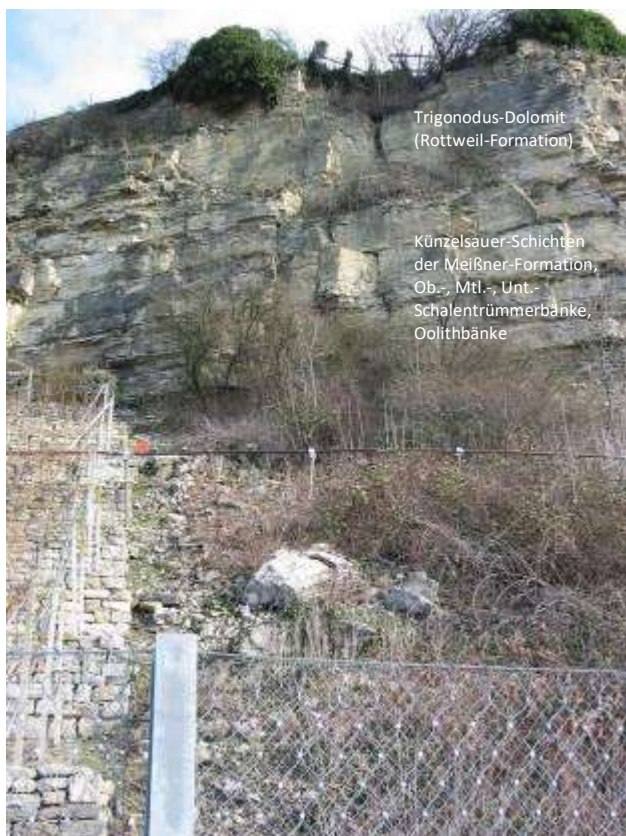


Bild 2 links: Oberer Muschelkalk (Meißner-Formation - Ceratitenkalk) im Neckartal bei Poppenweiler. Steinschlag und Schutzzaun.

Bild 3 rechts: Oberer Muschelkalk (Baulandschichten der Trochitenkalk-Formation) am Ostausgang des Grünparks Hungerberg.

Hier im oberen Bereich Reste von warm- und kaltzeitlichen Terrassenschottern eines ehemals älteren und höher liegenden Neckarlaufes, vermutlich aus der Holstein-Warmzeit und der darunterliegenden und älteren Hoßkirch-Kaltzeit (siehe Bild 11). Sicherung des Weges vor Steinschlag.

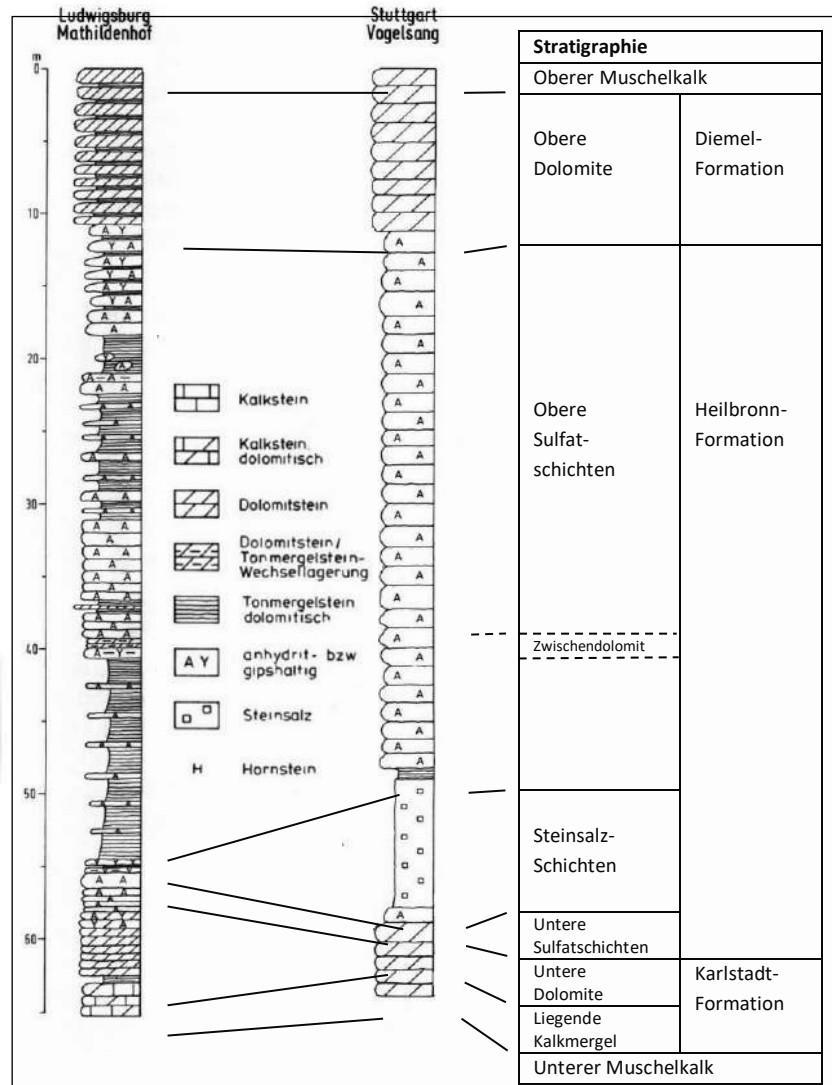


Abb. 12: Geologische Profile des Mittleren Muschelkalks aus Tiefbohrungen (Diemel-, Heilbronn- und Karstadt-Formation).

Links: Mittlerer Muschelkalk in der Grundwasserbohrung Mathildenhof in Ludwigsburg mit ausgelaugten Steinsalzschiefern und Sulfatschiefern in fortschreitender Auslaugung.

Rechts zum Vergleich: Mittlerer Muschelkalk in Stuttgart mit vollständiger Sulfat- und Salinarformation.

Schichtprofile ergänzt aus: H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung. LGRB-BW, Freiburg.

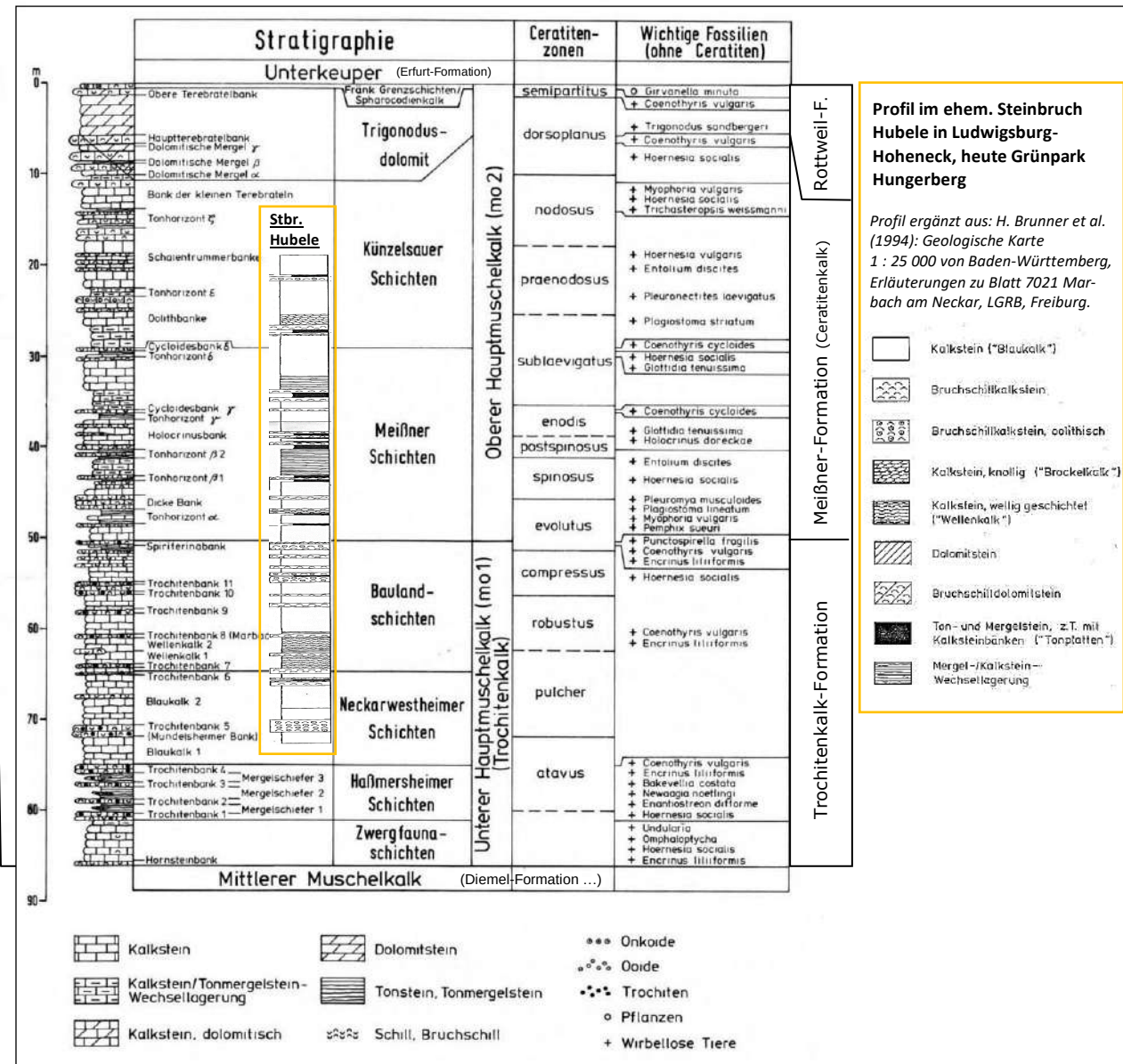


Abb. 12a: Geologisches Standardprofil des Oberen Muschelkalks (Rottweil-, Meißner- und Trochitenkalk-Formation) im Raum Stuttgart und Profil im ehemaligen Steinbruch Hubele in Ludwigsburg-Hoheneck.
Neue Formationsgliederung siehe auch Abb. 5.

3.4 Keuper (241 bis 201,5 Millionen Jahre)

Ausgelöst durch Erdkrustenhebungen, auch im Zusammenhang mit der Plattentektonik des zerfallenden Pangäa-Superkontinents, hat sich das Muschelkalkmeer aus dem Mitteleuropäischen Becken zurückgezogen. Während der nun folgenden Keuper-Zeit wurde dort eine Vielzahl unterschiedlicher Sedimente aus dem marin-brackischen, deltaische-ästuarinen, limnisch-fluviatilen, lakustrin-litoralen, terrestrisch-fluvioklastischen und auch aus dem äolischen Milieu in breiten, reliefarmen und sumpfigen Tiefland-Flussebenen und in Rinnen, in Seen und in Buchten abgelagert (85 % oft schwach dolomitische Ton- und Schlufftonsteine -> "Keupermergel"... kein echten Mergel, Mergelsteine treten hier nur untergeordnet auf). Während im Zentrum von Pangäa ein trocken-heißes Kontinentalklima mit ausgedehnten Wüsten herrschte, war das Klima in diesem randlichen Keuperbecken bei etwa 15° - 25° nördlicher Breite wechselhaft heiß-arid bis semiarid und auch subtropisch-feuchtwarm mit der markanten "Karnischen Feuchtphase" um ca. 220 Ma. Das Mitteleuropäische Becken war nur über die Burgundische Pforte durch gelegentliche und kurze Meerwasserzuflüssen mit starken Spiegelschwankungen mit dem Tethys-Ozean im Süden verbunden. In den episodisch abgeschnürten Meeresbecken und in Lagunen (amphibisches Milieu) wurden im sehr warmen und an Mineralien übersättigten Wasser immer wieder geringmächtige Karbonatschlämme abgelagert, die zu dünnen Dolomitsteinbänken (Steinmergel) verfestigt wurden und es kam durch Eindampfung zur Ausfällung von Sulfatsedimenten (Gips, Anhydrit) und in geringerem Umfang auch von Salzsedimenten. Im Unteren Keuper (Lettenkeuper-Sandstein) und im Mittleren Keuper (Schilfsandstein) wurden mittel- bis feinkörnige Sande schichtflutartig aus den fast 2000 km nördlich gelegenen Granit- und Gneis-Hochgebieten des Fennoskandischen Landes in das Mitteleuropäische Becken transportiert und in ein breites Flussdelta geschüttet (Abb. 6). Zur Zeit des Mittleren Keupers wurden neben Sulfatsedimenten v.a. mächtige Schlammablagerungen in Seen, in flachen und oft küstennahen Flussnetzen und in Küstenlagunen abgelagert. Warme Passatwinde haben Staubmassen aus den zentralen und ariden Gebieten des Pangäa-Kontinents in das Keuperbecken transportiert. Daraus sind mit der Zeit die intensiv rot und auch grünlich-grau gefärbten Tonsteine und Tonmergelsteine der Dunkelroten Mergel, der Bunten Mergel und des Knollenmergels mit Kalkknollen entstanden. Mit dem Kieselsandstein, den Stubensandsteinhorizonten und mit dem Rhätsandstein treten im Mittleren und Oberen Keuper weitere mächtige und stufenbildende Sandsteinlagen auf. Im Gegensatz zu den feinkörnigen Sanden des Lettenkeuper-Sandsteins und des Schilfsandsteins wurden der mittel- bis grobkörnige Kieselsandstein, Stubensandstein und der Rhätsandstein von den viel näher und südöstlich gelegenen Grundgebirgs-Hochgebieten des Vindelizischen Landes abgetragen und wurden durch episodische Starkregen und Schichtfluten bei einem warmen und semiariden bis semihumiden Klima in verzweigten Schwemm- und Schuttfächern in die Tieflandebenen des Mitteleuropäischen Beckens geschwemmt (Abb. 6 und 7). Je länger der Transportweg der Sandsedimente ist, desto feinkörniger ist später der abgelagerte und verfestigte Sandstein. Die weichen und weniger stabilen Gesteinskomponenten, wie z.B. Tonsteinchen und Feldspatminerale, werden beim Transport zerrieben, sodass mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet der Anteil der erosionsbeständigen und feinkörnigen Quarzkörner aus den abgetragenen Grundgebirgsgesteinen relativ zunimmt. Die durch Eisenoxidation intensiv rot gefärbten Unteren und Oberen Bunten Mergel (Tonsteine, "Rote Wand") wurden in einem weitläufigen und flachen System aus kleinen Flüssen, Bächen und Seen als Schlamm abgelagert. Die rötlichen, grünlichen, gräulichen und violetten Farben, wurden teils durch Bodenbildungen mitverursacht. Innerhalb dieser Folge gibt es zwei bis drei ca. 10 cm dünne, limnische Kalke des Lehrberg-Horizonts, die über 500 km weit zu verfolgen sind. Der rötlichen Knollenmergel wurde in einem flachen und oft trockenen Becken v.a. als Windablagerung von feinkörnigem Verwitterungsmaterial abgelagert. Hier verdichtete sich fein verteilter Kalk aus Seen und Sümpfen zu Kalkknollen. Die Tonsteine quellen bei Wasseraufnahme und es kommt so zur typischen buckeligen Landschaftsform mit Rutschungen und säbelwüchsigen Bäumen. Diese jüngeren Gesteine des höheren Mittelkeupers und des Oberen Keupers, die Gesteine der Jura-Zeit und eventuelle Ablagerungen der Kreide-Zeit wurden in Ludwigsburg aber schon lange abgetragen. Sedimente der Paläogen- und der Neogen-Zeit wurden nicht hier abgelagert.

Über dem Oberen Muschelkalk liegen die eng geschichteten und teils auch weichen Gesteine des **Lettenkeupers (Erfurt-Formation, Unterer Keuper, 241 – 237 Ma)**. Er bildet keine landschaftliche Schichtstufe und hat im Raum Ludwigsburg je nach dem Abtragungsgrad eine Mächtigkeit von wenigen Metern bis ca. 23 m. Der Lettenkeuper bezeugt den Übergang von der heiß-ariden und flachmarinen Muschelkalk-Zeit zu den teils noch ariden, aber auch feuchtwärmeren, litoral-lagunär-brackischen und terrestrisch-fluvioklastischen Ablagerungsverhältnissen der Keuper-Zeit. Ein häufiger Wechsel zwischen Absenkung und Landhebung führte im Bereich der flachen Küstenlandschaften zu einem raschen Übergang zwischen Meereseinbrüchen, brackischem Schwemmland (paralische Fazies) und terrigenen Becken. Es entstanden weite, flache und schlammige Gezeitenbuchten, Flussrinnen, Seen, Tümpel und Sümpfe. Das führte in Verbindung mit dem ariden bis teils feuchtwarmen Klima mit monsunbedingten Starkniederschlägen zu rhythmischen Austrocknungen und Flutungen mit Süß- und Salzwasser mit einer daran angepassten, aber schnell wechselnden Flora und Fauna. Der Lettenkeuper besteht somit aus einer eng differenzierten Wechsellagerung von zahlreichen dünnbankigen, graubraunen bis gelblichen, marinen und frühdiagenetisch fossilreichen Dolomitsteinen und aus spätdiagenetisch dolomitisierten Kalksteinbänken mit grünen bis grauen, z.T. sandigen, dolomitisierten und schluffigen Tonsteinen (Letten) und mit tonigen Schluffsteinen (Schlammsteine). Die Ton- und Schluffsedimente wurden in wenig bewegtem, terrestrisch-brackischem Flachwasser in Buchten, Tümpeln, Seen und in Sümpfen abgelagert. Stellenweise wurden auch Pflanzenreste zusammengeschwemmt und diagenetisch zu geringmächtigen Kohleflözen umgewandelt. Die Karbonatsedimente wurden bei kurzen Meeresvorstößen durch den Meeresarm der Burgundischen Pforte aus dem südlich gelegenen Tethysraum in flachen Lagunen abgelagert und die dünnen Dolomitsteinbänke lassen sich über größere Entfernungen gut korrelieren. Vereinzelt wurden auch dünne Lagen und Knollen von Sulfatgesteinen sedimentiert.

Im mittleren Lettenkeuper gibt es mehrere Niveaus gelb-grünlicher, tonig gebundener und fein-bis mittelkörniger Sandsteinlagen und -bänke (Bild 4). Die Sande wurden von einem ca. 100 - 300 km breit gefächerten und verflochtenen Rinnengürtel aus dem weit nördlich gelegenen Fennoskandischen Granit- und Gneishochgebiet durch episodische und monsunartige Starkniederschläge herantransportiert und in den verzweigten Delta-Flussarmen einer großen Schwemmlandebene oft rinnenförmig erosiv in kleinen Tälchen und in brackischen Buchten über und in den tonig-schluffigen Untergrund abgelagert (Flutfazies). Der daraus entstandene "Hauptsandstein" hat sehr unterschiedliche Mächtigkeiten zwischen 1 m und bis über 10 m. Zwischen den Sandrinnen lagerten sich im ruhigen Wasser tonig-schluffig-feinsandige Schlammsedimente ab (Normalfazies). Die Schichten des Lettenkeupers sind von zahlreichen großen und kleine Zeitlücken unterbrochen, in denen keine Sedimentation stattfand. Der enge Wechsel der unterschiedlichen Gesteine und der Ablagerungsbedingungen führte zu einem raschen Wechsel der heute anzutreffenden Fossilgemeinschaften. Die frühdiagenetischen Dolomitsteinbänke und die Sandsteine sind zum Teil sehr fossilreich. Im "Hohenecker Kalk", einem dickbankigen, schräggeschichteten, schillführenden (= zerbrochene Gehäusereste) und gelblichen Dolomit, der im Raum Ludwigsburg eine Flachwasserfazies in Beckenrandlage des Lingula-Dolomits, der Grünen Mergel und des Grenzdolomits ist, wurden zahlreiche Reste und Zusammenschwemmungen von Pflanzenresten, Brachiopoden, Muscheln und Wirbeltieren gefunden. In der Innenstadt ist der Lettenkeuper im Bereich des Tälesbachs schon stark abgetragen, während er im westlichen Markungsgebiet bei Eglosheim ("Eglosheimer Lettengäu" ohne Lössbedeckung), östlich von Poppenweiler am Lemberg und im südlichen Stadtgebiet beim Salonwald auch bis zur vollen Mächtigkeit unter Gipskeuper erhalten ist. Ursächlich für die starke Abtragung der Keuperschichten im westlichen Bereich von Ludwigsburg ist auch die Hebung durch den "Schwäbisch-Fränkischen Sattel" gegenüber der Umgebung und der damit verbundenen und verstärkten Abtragung im Bereich der Sattelachse (Kap. 3.6). Die Karbonatsteine und die Sandsteine werden von der Verwitterung steinig zerlegt. Die in frischem Zustand harten Ton(mergel)steine werden stückig zerlegt und weichen oberflächennah rasch zu einer lehmig-steinigen Masse auf. Vom verkarsteten Muschelkalk hochbrechend sind örtlich Erdfälle möglich. Die Gesteine des Lettenkeupers und v.a. die Sandsteine wurden in Ludwigsburg in den ehemaligen Steinbrüchen in Hoheneck und in Eglosheim-Maurach abgebaut und als Baumaterial verwendet (Abb.16a-4).

Westlich des Neckars liegen über dem Lettenkeuper die flachen Erosionsreste des ursprünglich über 100 m mächtigen und fossilarmen **Gipskeupers (Grabfeld-Formation, Mittlerer Keuper, 237- 233 Ma)** als Sulfat-Tonsteinfazies. Bei einem oft wechselhaft feucht-trockenen und auch wüstenartigen Klima kam es im terrestrisch-aquatischen Grenzbereich zur Ablagerung von mächtigen Tonsedimenten in fluvial-limnisch und brackisch-lagunären Schlammsedimentbecken und auch zu windgetragenen Ablagerungen. Kurzzeitige Flachmeervorstöße haben bei einem heiß-ariden Klima mit hoher Verdunstung zur Ausfällung von dünnbankigen Kalk- und Dolomitablagerungen und von wechselnd mächtigen, oft massig und plattig gebankten und teils knolligen Salinarablagerungen (Gips, Anhydrit, selten Salze) in den übersättigten Lagunen geführt. Die Sulfatgesteine kommen oft in enger Wechsellagerung mit bunten und oft rötlichen Tonsteinen vor und wurden als Gips abgelagert, der dann unter der Gesteinsüberlagerung zu Anhydrit entwässert wurde. Im Zuge der späteren Tektonik und Erosion (Kap. 3.6) kam der Anhydrit nahe an die Erdoberfläche, ging und geht bis heute durch Wasseraufnahme zunächst in Lösung und fällt dann unter bis zu 61 % Volumenzunahme als Gips aus (Hydratisierung). Die oft eng gebänderte Ton-Sulfat-Wechsellagerung begünstigt die Volumenzunahme. Diese Sulfatgesteine unterliegen oberflächennah, in Hangbereichen und in Tallagen bevorzugt der Auflösung durch einsickerndes und zirkulierendes Wasser (Subrosion). Das kann zur Bildung von Hohlräumen und zu Setzungen führen, hat Auswirkungen auf die Baugrundqualität und kann zu komplexen Grundwasserverhältnissen führen. Die höchste Restmächtigkeit im Markungsgebiet westlich des Neckars hat der Gipskeuper mit ca. 30 - 35 m im Bereich des Salonwaldes. An der Basis des Gipskeupers liegt die ca. 15 - 18 m mächtigen und dolomitischen Grundgipsschichten mit einem durchgehenden Gips- und Anhydritlager. Diese Sulfatgesteine wurden in Oberflächennähe und v.a. auf den Erosionsflächen westlich des Neckars durch einsickerndes Niederschlagswasser und durch Grundwasser aber weitgehend aufgelöst und abgeführt. Hier sind nur noch schwachschichtige und bröckelige Tonsteine mit unruhiger Lagerung und wabenartige, tonig-karbonatische Lösungsrückstände als sogenannte "Zellendolomite und Gipsresiduen" übriggeblieben. Hohlraum-bildungen im Gipskeuper sind in Ludwigsburg bisher nicht bekannt geworden, aber im benachbarten Korntal gibt es zahlreiche und oberflächennahe Auslaugungshohlräume mit Dolinenbildungen. Östlich des Neckars ist der Gipskeuper direkt unter der schmalen Kuppe des Lembergs in nahezu vollständiger Mächtigkeit erhalten. Er wird hier in einer tektonischen Tieflage (Mulden- und Grabenbildung) unter einer Kappe aus Schilfsandstein bis heute vor der Erosion geschützt. Der Gipskeuper am Lemberg besteht über den oberflächennah der Auslaugung unterliegenden Grundgipsschichten aus den roten, braunen, violetten, grünlichen und olivgrau gefärbten und undeutlich geschichteten Tonsteinserien des Bochinger Horizonts und der Dunkelroten Mergel mit einzelnen Lagen aus

feinschichtigen, plattig gebankten und knolligen Sulfatgesteinen. Darüber folgt der Mittlere Gipshorizont mit Gipslagen und -linsen. Nahe an der Erdoberfläche sind auch hier die Sulfatgesteine oft weggelöst. Darüber liegen die den steileren Anstieg der Keuperschichtstufe bildenden, dunkelroten, grauen und grünen Unteren Bunten-, Grauen- und Oberen Bunten Esteriensichten mit Tonsteinserien und mit dünnen Gipslagen und -linsen. Geringmächtige, aber über weite Bereiche verfolgbare und z.T. sandige Dolomitsteinhorizonte (Steinmergel) aus Kalkschlämmen mit Magnesium aus dem kurzzeitig einströmenden Meerwasser durchziehen und untergliedern den Gipskeuper, z.B. Anatina-Bank, Esterien-Bank, Malachit-Bank, Acrodus-Corbula-Bank, Bleiglanzbank und die Bochinger-Bank (Bild 5). Diese können sich in Hangbereichen durch schwache Geländeknicke und kleine Verebnungen bemerkbar machen. Entlang der zusammenhängenden Keuperbergländer rund um das Neckarbecken bildet der Gipskeuper einen breiten und oft welligen Hangfuß und den ersten Steilanstieg der markanten Keuperschichtstufe mit Streuobstwiesen und Weinbergen auf schweren Tonböden (Pelosole). In den welligen und flachhügeligen Landschaftsteilen des Strohbaus bis zum Fuß der Keuperberge haben sich im Bereich der stark erodierten Gipskeuperreste örtlich Subrosionslandschaften mit flachen und breiten Talzügen und Geländesenken mit Sumpfflächen als Folge der Sulfatauslaugung gebildet, z.B. die Hülbe bei Böblingen. In Ludwigsburg sind das der Altachgraben und die breiten Tallagen im Bereich Monrepos. Man nimmt an, dass die Bildung der Strohbaufläche stark mit der Auflösung der Sulfatschichten im Gipskeuper auf breiter Front zusammenhängt. Die Karbonat- und Tonsteine von Lettenkeuper und Gipskeuper sind oberflächennah und unter den jüngeren Deckschichten zu klebrig-weichen und lehmig-steinigen Frostschuttdecken verwittert. Verwitterte Keupertone neigen bei jahreszeitlichen Wassergehaltsänderungen zum Quellen und Schrumpfen mit Hebungen und Setzungen an zu flach gegründeten Gebäuden. Die unverwittert 5 m bis stellenweise über 20 m mächtigen Grundgipsschichten wurden in Asperg, in Korntal und in Leonberg für die Gipsherstellung abgebaut. Mehr zu Ton- und Mergelsteinen siehe Abb. 18.

Die bewaldete Kuppe des 365,1 m hohen Lembergs wird von einem 23 ha großen und etwa 25 m mächtigen Erosionsrest des **Schilfsandsteins (Stuttgart-Formation, Mittlerer Keuper, 231 – 229 Ma)** gebildet. Die Entstehung dieses „Zeugenberges“ wird in Kapitel 3.6.1 beschrieben. Den Namen erhielt der Schilfsandstein von den zahlreichen und versteinerten Schachtelhalmresten, die man früher für Schilf hielt. Die terrestrisch-fluvioklastischen Sedimente des Schilfsandsteins bestehen, ähnlich wie die Lettenkeuper-Sandsteine, aus oft feinsandigen Ton- und Schluffsteinen mit rinnenartigen Einlagerungen von unterschiedlich breiten und mächtigen Sandsteinsträngen, die in einem Zeitraum von nur ca. 1,5 - 2 Ma vom 2000 km entfernten Fennoskandischen Granit- und Gneishochgebiet in einer weitflächigen, fluviatil-limnischen und semiarid-subtropischen Schwemmlandschaft und Halbwüste eines flachen und 200 km bis über 500 km breit verflochtenen Flussarmsystems von Norden nach Südwesten in das Mitteleuropäische Becken und bis in die Westschweiz und nach Frankreich herantransportiert und abgelagert wurden (Nordischer Keuper). Dort mündeten die Flüsse als Delta in den Tethys-Ozean. Durch den langen Transportweg sind die vom Hochland abgetragenen Sande feinkörniger als die jüngeren und nicht so weit transportierten Sandsedimente von Stubensandstein, Kieselsandstein und Rhätsandstein aus dem viel näher und südöstlich gelegenen Vindelizischen Hochland (Vindelizischer Keuper). Der sehr unterschiedlich mächtige Schilfsandstein tritt in zwei Faziesausbildungen auf (Fazies = Gesicht): Die relativ weiche **"Normalfazies"** macht weit mehr als die Hälfte der Stuttgart-Formation aus und wird von ca. 5 m bis selten fast 20 m mächtigen, dunkelvioletten, graugrünen und rotbunten, meist feinsandigen und auch kohligen Ton- und Schluffsteinlagen gebildet, die in den breiten und ruhig fließenden Überflutungsebenen zwischen den Sand-Deltaarmen unter der Mitwirkung von Sumpfpflanzen als Schlämme abgesetzt wurden. Während die mächtige und härtere Flutfazies morphologisch oft deutlich hervortritt, aber stellenweise auch ganz fehlt, wird die weiche und tonig-schluffige Normalfazies viel schneller erodiert und tritt an den Rändern der Keuperschichtstufen morphologisch kaum in Erscheinung. Die härtere **"Flutfazies"** wird von wenigen Dezimetern und bis zu 40 m mächtigen, gelbbraunen, braunroten, graugrünlichen und überwiegend tonig-kieselig gebundenen Fein- und Mittelsandsteinen gebildet, die innerhalb der wenigen Kilometer breiten, aber lang gestreckt verflochtenen Deltaarme in eingeschnittenen Flusstäler in drei Phasen sedimentiert wurden: Einschneiden der Rinnen um oft über 10 m tief in die älteren Gipskeuper-Tonsteine; Verfüllung mit Sand; Überdeckung mit Sand und Schluff. Wie bei der Bildung des Lettenkeuper-Sandsteins kam es auch hier im weit nördlich gelegenen Liefergebiet zu reichlichen und episodischen Niederschlägen mit Schichtfluten. Im südlich gelegenen Sedimentationsgebiet haben sich die stark verzweigten Wasserrinnen bei Meeresspiegeltiefständen und unter Gezeiteneinfluss in strandnahe Tälchen tief eingeschnitten und diese mit Sand gefüllt. Die Struktur der Sandsteinstapel erinnert auch stark an Ablagerungen von Überflutungsereignissen, wie sie bei Brüchen natürlicher und sandiger Flussdämme am Mississippi entstehen (Dammbruchfächer), und die Verhältnisse zur Schilfsandsteinzeit sind mit denen im heutigen Mississippi Delta in Louisiana, USA auch vergleichbar. Die in ihrer Mächtigkeit schnell wechselnden Rinnenablagerungen treten heute als von Nordosten nach Südwesten verlaufende und eng miteinander verzweigte

Sandsteinstränge an den zertalten Erosionsrändern der Keuperbergländer zutage. Diese harten Sandsteinbänke wurden entlang der Ränder der Steilstufen durch die Erosion und auch tektonisch beeinflusst als hervortretende Bergflanken, als ausgreifende Höhenzüge und als einzelstehende Inselberge herauspräpariert (Reliefumkehr, Kap. 3.6.1). Sie bilden oberhalb des Gipskeuperanstiegs eine steile Schichtstufe, auch mit Felsen und darüber oft mit breiteren Verebnungsflächen. **Der Schilfsandstein am Lemberg** besteht aus graugelben bis grünlichen, fein- bis mittelkörnigen, tonig-kieselig gebundenen, gut gebankten und stark glimmerhaltigen Quarzsandsteinen der Rinnenfazies mit viel Feldspat (Arkosesandstein) und mit feinsandig-glimmerigen Ton-Schluffsteinlagen (Bild 6, Abb. 25). Die Sandsteine zeigen oft eine Schrägschichtung und Rippelbildung, die durch die Ablagerung im fließenden Wasser entstanden ist. Im Schilfsandstein am Lemberg wurde, wie auch in anderen Aufschlüssen im Raum Stuttgart, ein erhöhter Urangehalt durch das Ausgangsmaterial Gneise und Granite nachgewiesen. Das kann in nahe am oder im Schilfsandstein gegründeten und älteren Gebäuden und v.a. in mit Schilfsandstein gemauerten Kellerräumen zu erhöhten Radonkonzentrationen in der Raumluft führen (B. Laquai, 2015: *Wie kommt Uran an Stuttgarts beste Hanglagen?*), siehe Kap. 3.9. Am Lemberg wurde der gut zu bearbeitende Schilfsandstein als Baumaterial für das Ludwigsburger Schloss abgebaut. Im Stuttgarter Raum wurde der Schilfsandstein in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut und hat in der Region als Baumaterial für Gebäude, Fußböden, Mauerwerke und Brücken große Bedeutung erlangt.

Die jüngeren und damit höher abgelagerten Keuperschichten aus **Bunten Mergel, Kieselsandstein, Stubensandstein, Knollenmergel und Rhätsandstein**, in Ludwigsburg zusammen ehemals ca. 200 m mächtig, bilden heute die Steillagen, Verebnungsflächen und die Hochflächen der oft bewaldeten Keuperbergländer rund um das Neckarbecken. Diese jüngeren Schichten des Keupers wurden in Ludwigsburg seit der Heraushebung unseres Landes aus dem Meer vor etwa 145 Mio. Jahren mit Ausnahme des kleinen Schilfsandsteinrestes am Lemberg aber ebenso abgetragen, wie die noch höher liegenden Schichten aus der **Jura-Zeit**. Ablagerungen aus der **Kreide-Zeit** sind in Baden-Württemberg mit Ausnahme von vulkanischen Schlotfüllungen und möglichen Ablagerungen in Karsthöhlen nicht bekannt. Durch die Hebung und Abtragung ist während der Kreide-Zeit eine flachwellige Rumpfflächenlandschaft mit nach Süden und Südosten zur Tethys entwässernden, breiten Tälern entstanden (Kap. 6.7). Diese Bäche und Flüsse mit geringer Erosionskraft wurden seit der Neogen-Zeit vom Norden von Baden-Württemberg bis zur Schwäbischen Alb durch die rückschreitende Erosion des nordwestlich und tiefer gelegenen und damit stärker erodierenden Rhein-(Ur)Neckarsystems bei Heidelberg aus dem vor ca. 52 Ma eingebrochenen Oberrheingraben angezapft und sukzessiv nach Norden und Westen zum Oberrhein und in die Nordsee umgelenkt (Abb. 19c, 20, 26).

*Auf der über lange Zeiträume verwitternden Muschelkalk- und Keuperoberfläche ist es im **Eiszeitalter (Pleistozän)** vor 2,6- 0,012 Ma während der zahlreichen Kalt(Eis)zeiten durch Frost- und Tauphasen zu einer verstärkten physikalischen Verwitterung und Abtragung der Böden und der Gesteine gekommen. Durch starke und beständig wehende Südwestwinde kam es zur Auswehung und zur Ablagerung von 1 m bis über 10 m mächtigen und sehr feinkörnigen Lösssedimenten (Staub, Schluff mit Sand und Ton) aus den abgetrockneten Schotterflächen des Oberrheingrabens auf die östlich gelegenen Gäuflächen und an den Talflanken. Oberflächliche Frost-Tauwechsel in den wassergesättigten Permafrostböden führten in den kurzen Sommern zur Durchmischung der kaltzeitlichen und der viel älteren und verwitterten mesozoischen Ablagerungen. Es kam zur Bildung von Fließerden, von Abschwemm-massen und an steileren Hängen zur Bildung von steinigem Hangschutt und Talschutt. In den Flusstälern wurden kiesig-sandige Auensedimenten mit Torfeinschlüssen und mit Hochflutlehm abgelagert.*

Die heutige Landschaftsoberfläche zeigt den Zustand nach der letzten Würm-Kaltzeit. Auf den alten, stark erodierten und oft felsartigen Grundschichten der Muschelkalk- und der Keuper-Zeit liegen die je nach dem Ausgangsgestein mehr oder weniger mächtigen und lehmig-steinigen Verwitterungsbildungen. Darüber, und mit diesen vermischt und umgelagert, liegen heute diskordant (im Winkel) die locker gelagerten und teils verfestigten, grob- bis fein- und gemischtkörnigen Lösssedimente und Schotterablagerungen aus der viel jüngeren Würm-Kaltzeit mit Resten aus der Riss-Kaltzeit und aus älteren Kaltzeiten (Abb. 17). In den Tälern lagerten sich auch nach der Würm-Kaltzeit bis heute sandige Kiese mit Schlicklinsen und Lehmsedimente ab. Die zunehmende Bevölkerung hat im Mittelalter auf den fruchtbaren Gäuflächen viel Wald gerodet und diese in Ackerland umgewandelt. Das führte bei starken Regenfällen zu großen Bodenabschwemmungen und zur Ablagerung von mächtigen Auenlehm in den überschwemmten Tälern (Abb. 17a). Durch die Regulierung der Bäche und Flüsse und durch eine bessere Bewirtschaftung hat diese Erosion und Talsedimentation deutlich nachgelassen. Seit den Flussbegradigungen zur Schiffbarmachung und zum Hochwasserschutz floss das Wasser aber schneller und heute kann die Tiefenerosion der Flüsse in den Tälern ein Problem sein (Kapitel 3.5).

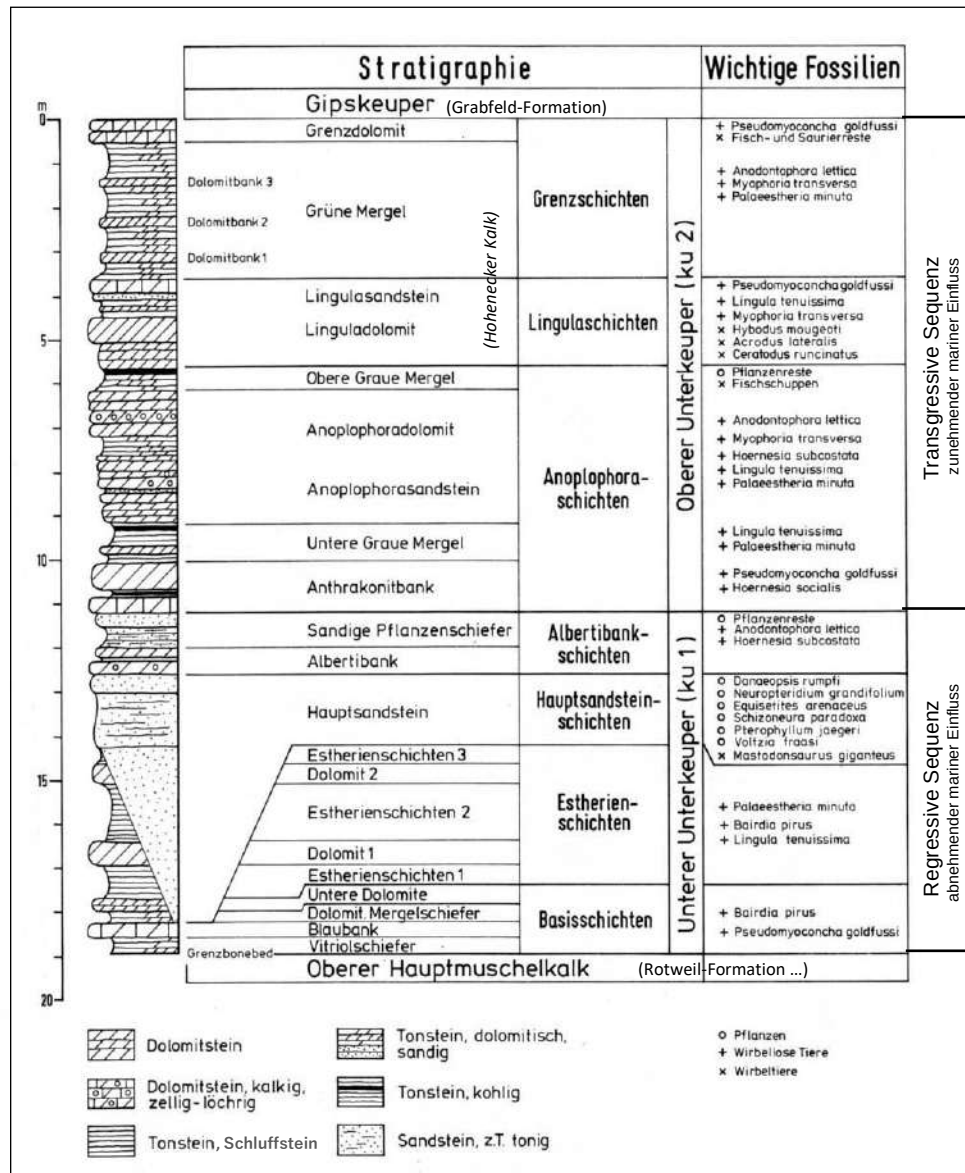


Abb. 14: Geologisches Standardprofil des Lettenkeupers (Erfurt-Formation) - Unterer Keuper- im Raum Stuttgart.

Schichtprofile ergänzt aus: H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg. 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung. LGRB-BW, Freiburg.

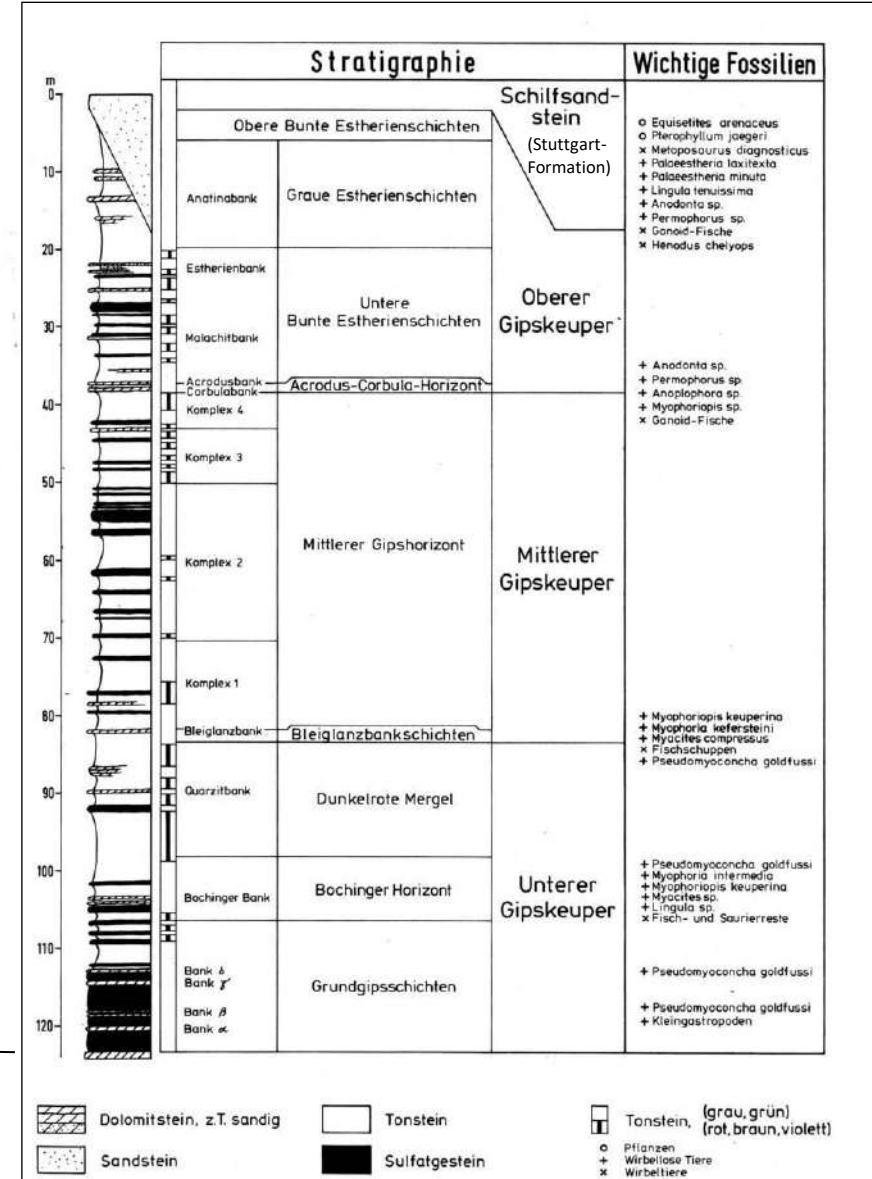


Abb. 15: Geologisches Standardprofil des Gipskeupers (Grabfeld-Formation) - Mittlerer Keuper- im Raum Stuttgart.

Die neue Formationsgliederung ist auch auf Abb. 5 dargestellt.

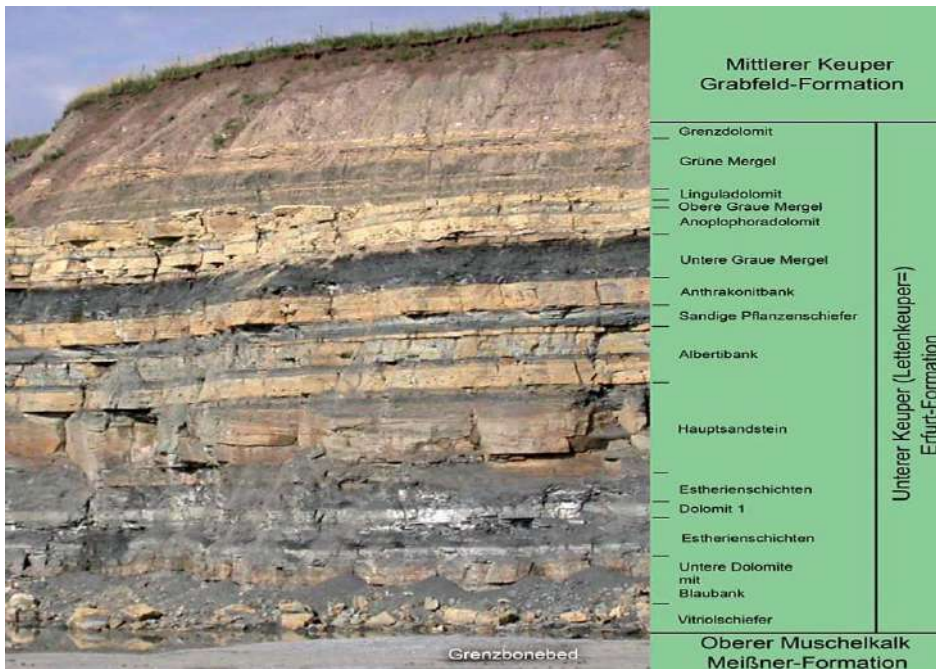


Abb. 16a:
Bild 4: Lettenkeuper bei Vellberg-Eschenau.

Da es in Ludwigsburg keinen kompletten Aufschluss des Lettenkeupers gibt, hier ein Foto des 26 m mächtigen und engschichtig gegliederten Lettenkeupers über dem Oberem Muschelkalk im Steinbruch des Schotterwerks Vellberg-Eschenau. Der Lettenkeuper wird von gelblichen und grauen Dolomitsteinbänken, grünlichen Sandsteinen und dunkelgrauen, grünlichen und oft dolomitisierten Ton- und Schluffsteinen aufgebaut.

Bild aus: Der Lettenkeuper - ein Fenster in die Zeit vor den Dinosauriern. Herausgegeben von Hans Hagdorn, Rainer Schoch, Günter Schweigert. Teil 14. Wirbeltierlagerstätten im Lettenkeuper. Hans Hagdorn, Rainer Schoch, Dieter Seegis und Ralf Werneburg. Palaeodiversity 2015, Vol. 8, Naturkundemuseum Stuttgart.

Bildgrafik: Hagdorn 2009.

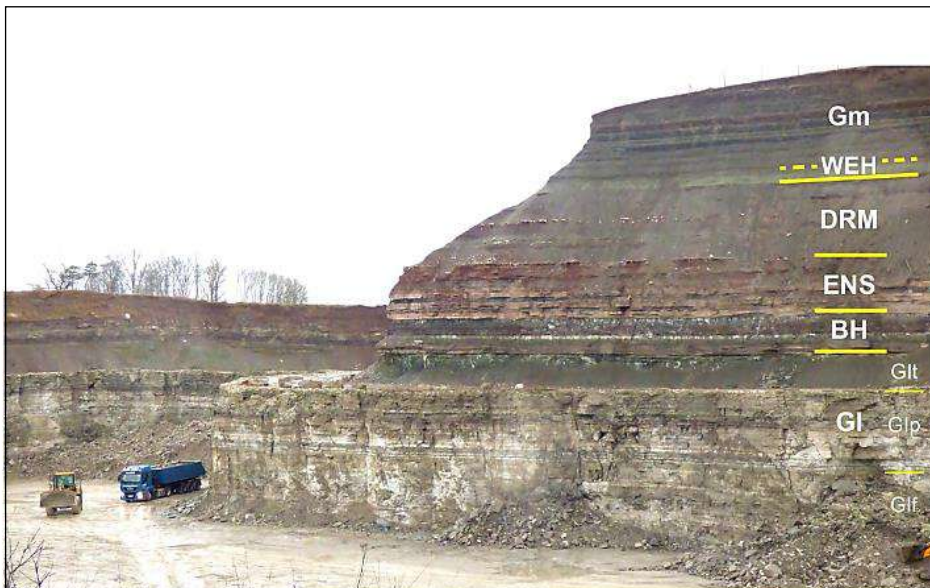


Bild 5: Unterer Gipskeuper im Gipsbruch am Äulesberg bei Vellberg.

Da es in Ludwigsburg auch keinen guten Aufschluss des ca. 100 m mächtigen Gipskeupers gibt, hier ein weiteres Foto aus Vellberg.

Höhe ca. 40 - 50 m

- Gm Mittlerer Gipshorizont
- WEH Weinsberg-Horizont, Bleiglanzbank
- DRM Dunkelrote Mergel
- ENS Entringen-Sulfat
- BH Bochinger Horizont
- GI Grundgipsschichten
- Glt Rote Gipsletten
- GIP Plattengips
- Glf Felsgips

Bild ergänzt aus: Zur Erstellung von Rohstoffkarten als Grundlage der Rohstoffsicherung in Baden-Württemberg. LGRB 2019/1. Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg.

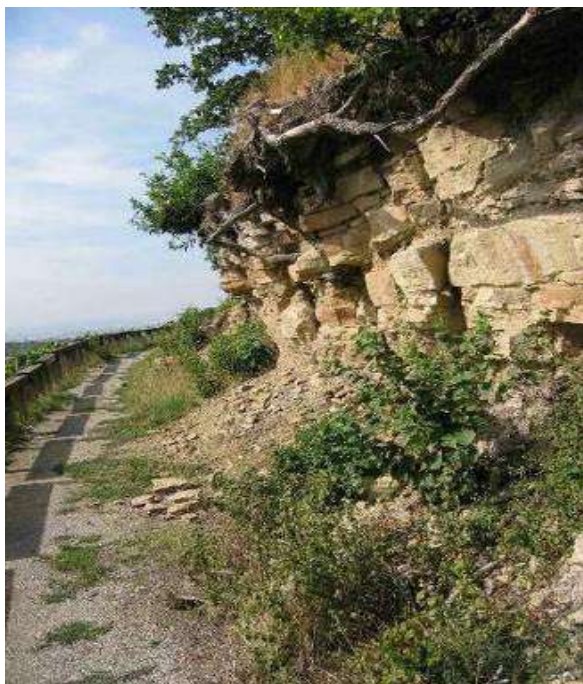


Bild 6: Schilfsandstein am Lemberg bei Ludwigsburg.

Massive Sandsteinbänke der Flutfazies. Die fein- bis mittelkörnigen Sandsedimente wurden von den Gneis- und Granitgebirgen im fast 2000 km nördlich gelegenen fennoskandischen Raum abgetragen und durch Starkregen und Schichtfluten in einem breit verzweigten Flussdelta weit nach Südwesten in das Mitteleuropäische Becken und in das südlich gelegene Meer transportiert.



Bild 7: Erdfall im Favoritepark Ludwigsburg. Lösungsvorgänge in den Kalksteinen des Oberen Muschelkalks und in den Sulfatgesteinen des Mittleren Muschelkalks haben zum Durchbrechen der schlotartigen Aushöhlung durch die Schichten des Lettenkeupers bis an die Erdoberfläche geführt. Der Erdfall ist mit Versturzmassen plombiert und das Regenwasser versickert bis in den Muschelkalk. Die Erdfallbildung im Oberen Muschelkalk und im Lettenkeuper im Raum Ludwigsburg und im Strohgau hat ihren Ursprung in der abgeschlossenen Auflösung der Salzgesteine und in der teilweisen Auflösung der Sulfatgesteine im Mittleren Muschelkalk. Das hat zum Zerbrechen und zur Absenkung und des darüberliegenden Gesteinspakets des Oberen Muschelkalks um ca. 20 – 40 m geführt (Abb. 28). Auf der Ludwigsburger Gemarkung sind etwa 15 erdfallartige Karststrukturen und 3 Erdfälle bekannt. Die gesamte Markung Ludwigsburg ist verkarstungsgefährdet. Im Kartenviewer des LGRB-Freiburg gibt es eine "Ingenieurgeologische Gefahrenhinweiskarte" <https://maps.lgrb-bw.de/>

3.4.1 Fossilien im Keuper

Im Vergleich zum marin geprägten Oberen Muschelkalk veränderten sich die Klima- und Ablagerungsbedingungen zur Keuper-Zeit deutlich. Der Meerwasserzufluss in das Mitteleuropäische Becken wurde immer mehr eingeschränkt. Es bildeten sich flache und verlandende Buchten und Rinnen mit Sumpfgebieten, die im kontinentalen werdenden Klima immer wieder austrockneten. Die marine Lebenswelt wurde zunehmend von brackischen und limnischen Lebensformen abgelöst. In abgeschnürten Meeresbecken und nach vereinzelter, kurzen Meeresvorstößen, kam es im sehr warmen und an Mineralien übersättigten Wasser zur Eindampfung und Absetzung von Karbonatsedimenten, Sulfatsedimenten und Salzen. Der Keuper ist wegen dieser für das Leben oft schwierigen Verhältnisse in den terrestrisch und fluvioklastisch geprägten Lebensräumen insgesamt fossilarm. Mit den örtlich auch in größerer Anzahl gefundenen Fossilien können die damals vorherrschenden Lebens- und Klimabedingungen aber gut rekonstruiert werden.

Lettenkeuper

Der engschichtig gegliederte Lettenkeuper ist der fossilreichste Abschnitt im Keuper, aber mit einer geringeren Artenvielfalt als im Muschelkalk. Hier findet man einen genauso raschen Wechsel der Fossilgemeinschaften aus dem festländischen Milieu, aus Brackwasser und Süßwasser und auch marine Fossilien. Eine biostratigraphische Altersgliederung ist wegen des Fehlens von Leitfossilien nicht möglich. Daher wird der Lettenkeuper lithostratigraphisch mit Hilfe der Karbonatsteinbänke gegliedert. Durch einen Anstieg der Salinität des Meeres in der betrachteten Region wurden die Lebensbedingungen schlechter und die Fauna verarmte. Im oft flachen und von Gezeiten beeinflussten Brackwasser fehlen daher Ceratiten und kalkschalige Brachiopoden. Muscheln wie *Myophoria goldfussi* sind darum entscheidend für die Zuordnung der Schichten. Eine Änderung der biotischen Bedingungen lässt auch Funde von Fisch- und Saurierresten zu. Auch Fossilien von landlebenden Sauriern treten auf. Somit gab es zumindest zeitweise eine Verbesserung der Lebensbedingung für diese Arten. An der Basis des Lettenkeupers liegt das fossilreiche und oft nur 1 cm mächtige Grenzbonebed mit Schuppen und Zähnen von Fischen und Knochenresten von Sauriern. Im höheren Unteren Keuper findet man in der sogenannten Anthrakonit-Bank reichlich Fossilien (Unionites) und Bonebed-Lagen. Im dolomitischen Mergelschiefer treten dann neben Bonebed-Lagen Palaeoestherien, Linguliden - eine Brachiopoden Art (Abb. 16, Nr. 6) und Ostracoden - winzige Muschelkrebse von 0,5-2 mm auf (Nr. 5). In den Unteren Dolomiten lassen sich Bonebed-Nester mit *Lingula*-Schalen finden, zudem Grabgänge und Pflanzenreste. Das häufigste Auftreten von Pflanzenresten, die stellenweise als mächtige, inkohlte Lagen (Lettenkohle) auftreten können, findet sich jedoch im jüngeren Anoplophora-Dolomit. Schachtelhalme (Nr. 11) sind hierfür ein gutes Beispiel. Im nördlichen Bereich von Ludwigsburg zwischen Hoheneck und Eglosheim wurde im stratigraphischen Bereich des *Lingula*-Dolomits, der Grünen Mergel und des Grenzdolomits eine spezielle Fazies (Ausbildung) des Gesteins gefunden. Fundstätten dieses "**Hohenecker Kalks**", dessen Fazies von Asperg bis nach Winnenden und Waiblingen zu finden ist, sind zwei ehemalige Steinbrüche in Hoheneck beim Tierheim und in Eglosheim-Mäurach. Der Hohenecker Kalk ist ein gelblicher, körniger, stark poröser und recalcitierter Schilldolomit mit einer Mächtigkeit von 8 - 9 m.

Die Porosität und somit seine gute Bearbeitbarkeit macht ihn zu einem guten Baumaterial. Die dort gefundene, reichliche Fossilienfauna und -flora lässt einen eng begrenzten und küstennahen, marinen bis marin-brackischen Flachwasserbereich mit recht, günstigen Lebensbedingungen vermuten, der sich von den weniger fossilreichen und gleich alten Lingula-Schichten durch viele und auch aufgearbeitete Fossilreste abhebt. Eine große Muschel-fauna, die von *Myophoria intermedia* *Costatoria goldfussi*, *Unionites*, *Bakevella substriata*, *Pleuromya* und *Pseudocorbula* dominiert wird, zeigt ein deutlich marines Gepräge. Zusätzlich sind noch Gastropoden (Schnecken) zu finden. Teilweise wurden größere Wirbeltierknochen und Zähne verzeichnet, die aber meist stark zerbrochen und abgerollt waren, was auf einen Transportweg schließen lässt. Auch Haifischzähne (Nr. 7, 8) und Flossenstacheln gibt es im Hohenecker Kalk. Doch erst durch zahlreiche Funde von Reptilien und Lungenfisch-Zahnplatten der Gattung *Ceratodus* und *Ptychoceratodus* wurde der Hohenecker Kalk berühmt. Dennoch war auch für diese großen Fische hier nicht immer der richtige Lebensraum, da viele der Zahnplatten Abrollerscheinungen zeigen, also noch zerbrochen und transportiert wurden. Erstmalig gelang es ein zusammenhängendes Skelett von einem *Pachypleurosaurier*, den *Neusticosaurus*, freizulegen. Es wurden auch etwa 100 dieser kleinen Saurier auf einer Stelle gefunden, was natürlich sehr ungewöhnlich ist. Daher werden hier besondere Umstände, wie ein kleines, lokales Massenaussterben vermutet. Die toten Tiere wurden dann von der Strömung verdriftet und an einer geeigneten Stelle zusammengeschwemmt, abgelagert und fossilisiert. Knochenreste von mehreren Metern großen *Nothosaurus giganteus* wurden auch gefunden.

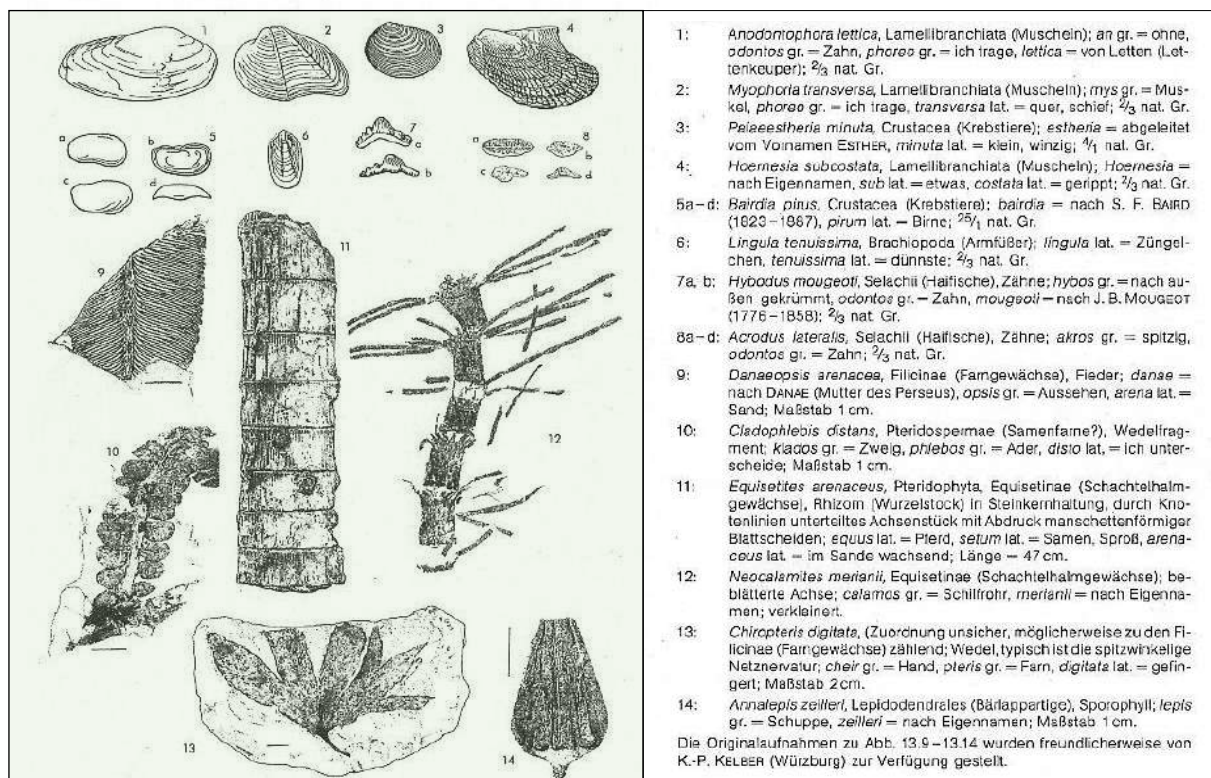


Abb. 16: Lebewelt und Fossilien des Unteren und des Mittleren Keupers.

Grafik und Text aus H. Brunner (1998): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung*, Hrsg.: LGRB-BW, Freiburg.

Gipskeuper

Die mächtigen Tonsteine des Gipskeupers werden von den kompakten Grundgipsschichten und weiter oben auch von engschichtigen und knolligen Sulfathorizonten durchzogen. Dünne Karbonatsteinhorizonte machen eine lithostratigraphische Gliederung möglich. In den Tonsteinen finden sich vereinzelt Muscheln, wie *Myophoria goldfussi*, die Krebstiere *Euestheria minuta*, Fische und nicht näher bestimmbare Schnecken. In der Bleiglanzschicht des Gipskeupers finden sich zudem Muschelschalennester mit kleinen Knochenbruchstücken die sich bis hin zu Lagen ausbreiten können. In den Estherienschiefern tritt dann eine reichhaltigere Fauna mit verschiedenen Muschelarten der Lamellibranchiaten (Abb. 16, Nr. 1 - 4) auf. Auch das Leitfossil des Gipskeupers *Palaeostheria fimbriata* wurde in dieser Schicht abgelagert.

Schilfsandstein

Über dem Gipskeuper folgen die teilweise in diesen erosiv eingeschnittenen Gesteine des Schilfsandsteins. Namensgebend waren hier die häufig gefundenen Reste von Schachtelhalmgewächsen (*Equisetite arenaeus*, Abb. 16, Nr. 11), die man früher für Schilf hielt. Die ebenfalls gefundenen, fossilisierten oder inkohnten Reste von anderen Pflanzenarten (Abb. 16, Nr. 9 - 14) lassen auf üppig bewachsene Sumpflandschaften schließen, die sich zwischen den sandigen Flussarmen und Tälchen eines interferierenden (weitverzweigten) Flusssystems in den tonig-feinsandigen Stillwasserbereichen der Normalfazies ausgebreitet haben. Örtlich lassen sich auch dünne Kohleschichten im Gestein erkennen. Diese bildeten sich nach Anschwemmung und Anhäufung der abgestorbenen Vegetation und Inkohlung durch den hohen Druck der später überlagernden Schichten. Neben Fossilien der Flora sind im Schilfsandstein gelegentlich auch Muscheln und Reste von Dachschildläurchen, von Theropoden - eine Unterordnung der Saurier und eine kleine Panzerechse, *Dyoplax arenaceus* zu finden

3.5 Quartär (Pleistozän und Holozän; 2,6 Millionen Jahre bis heutige Zeit)

Die heutige Landoberfläche wird fast überall von den 0,5 - 5 m, örtlich bis über 10 m mächtigen, oft gemischtkörnigen und oft wenig verfestigten Deckschichten aus der Zeit des Quartärs gebildet. Das Quartär gliedert sich in das Pleistozän = Eiszeitalter vor 2,6 Ma bis 12.000 Jahren BP und in das Holozän = Jetztzeit und Warmzeit seit 12.000 Jahren. Schon während der Paläogen-Zeit vor 34 Ma und verstärkt ab dem Übergang in die Quartär-Zeit vor etwa 5 - 2,6 Ma begann sich das Klima auf der Erde zu verändern. Die auch in höheren Breiten sehr warmen Klimaverhältnisse von der Perm-Zeit bis zur Mitte der Neogen-Zeit wurden unbeständiger und kühler. Ursache waren vermutlich starke Veränderungen auf der Erdoberfläche, wie z.B. die Bildung des Himalayas, die Bildung der Landbrücke von Mittelamerika mit der Bildung des Golfstroms und die Bildung des Zirkumpolarstroms um die zum Südpol wandernde Antarktis mit deren zunehmender Vereisung. Diese Veränderungen der Meeresströmungen und der großräumigen Luftzirkulationen haben zu einer Klimaverschlechterung durch Abkühlung geführt. Somit konnten sich die permanent wirksamen und zyklischen Änderungen der Erdbahnparameter (Exzentrizität -> Weite der Umlaufellipse - hat die stärkste Klimawirksamkeit, Obliquität -> Neigung der Erdachse zur Bahn, Präzession -> Pendelung (Schwingung) der Erdachse um die Bahnebene) auf das Klima weit stärker und schließlich taktgebend auswirken als in den vorangegangenen und viel wärmeren Zeiten. Damals gab es nur kleinere Klimaschwankungen ohne Vereisungspausen (Abb. 6.73). Seit dem Beginn der Pleistozän-Zeit vor 2,6 Ma kam es schließlich zu etwa 40 kleineren und ab dem Bavel-Mindel-Komplex vor 1 Ma zu etwa 12 ausgeprägteren Zyklen von Kaltzeiten mit Vereisungen bis in die kühlgemäßigten Breiten von durchschnittlich um die 100.000 Jahren Dauer, unterbrochen von kurzen Warmzeiten von durchschnittlich 15.000 - 20.000 Jahren Dauer. Während der Kaltzeiten kam es durch die Umwandlung von viel Meerwasser über Schneeniederschläge in Eis zu großflächigen und engzyklischen Gletscherbildungen auf den nördlichen Festländern und in Südamerika. Während der jüngeren Kaltzeiten von Bavel-Mindel, Hoßkirch, Riß und Würm gingen die Temperaturen besonders stark zurück und es bildeten sich kilometerdicke Eismassen, die vom Nordpol bis in die gemäßigten Breiten von Eurasien und Nordamerika vorgestoßen sind. Auch viele Mittel- und Hochgebirge und deren Vorländer, sowie die südlichen Anden wurden von den Vergletscherungen erfasst (Abb. 1d, Kap. 6.8). Im Bereich der ehemaligen Gletscherbedeckung und auf den vorgelagerten Gebieten wurden große Mengen an Gletscherschutt (Moränen etc.), Schmelzwassersedimenten (Schotter), Frostmischböden und Löss abgelagert, die dort heute noch landschaftsbildend sind. Dabei kam es zu weltweiten Absenkungen des Meeresspiegels um bis zu 130 m mit dem Trockenfallen großer Landflächen. Der Raum Ludwigsburg war immer eisfrei (Periglazial), aber es herrschte hier während der Kaltzeiten ein kaltes und trockenes Tundra- und Steppenklima mit Permafrostböden und mit einem spärlich sommerlichen Bewuchs mit Gräsern und Sträuchern. Die mittlere Temperatur der kurzen Sommer lag bei unter 8 °C, heute liegt sie übers Jahr bei 16 °C. Man nimmt an, dass während der Kaltzeiten im Strohgäu mindestens 50 m Gesteinsschichten abgetragen wurden und sich der Neckar um ca. 80 m eingetieft hat. Die Schichtstufen von Muschelkalk, Keuper und Jura haben sich dann weiter versteilt. Die Schichtstufen "wandern" aber nicht alleine durch rückschreitende Erosion direkt am Stufenrand, sondern werden in etwa in Richtung des Schichtfalles durch unterschiedliche geomorphologische Vorgänge "verlagert". Auch abhängig von der lokalen Tektonik, vom Gewässernetz und von der klimatisch bedingten Verwitterungstiefe ist das ein komplexes Zusammenwirken, teils von Flächenerosion und stark von intensiven Bachverästelungen in den Stufenbereich hinein mit Seitenerosion und mit einer Zerschneidung und Hinterschneidung der Stufen in Ausliegerkomplexe und deren Zerlegung und Erosion von allen Seiten. Die unterschiedliche Härte, Wasserdurchlässigkeit und Verwitterungsresistenz der Gesteine spielt hier aber die Hauptrolle. Während der Kaltzeiten kam es durch die sommerlichen Frost-Tauwechsel im Permafrost zur Aufarbeitung und Vermischung des Bodens. An den steilen Schichtstufen gab es oft Rutschungen des gelockerten und wassergesättigten Bodens und auch auf dem flacheren Gelände kam es zum Bodenfließen (Solifluktion, Fließerden). Die heutige Landoberfläche im Strohgäu wird oft von mehreren Metern mächtigen periglazialen Löss-Sedimenten der Riß- und v.a. der Würm-Kaltzeit gebildet, die an der Oberfläche zu fruchtbarem Lösslehm verwittert sind. Unterlagert bzw. verzahnt sind die weichen Lösssedimente oft mit lehmig-steinigen Verwitterungsbildungen, mit lehmig-steinigen Fließerden und örtlich gibt es grobklastisch-lehmigen

Hangschutt und kiesig-sandige Talsedimente aus den Schichten des Muschelkalks, des Keupers und des Juras. Ohne den Löss und dem Verwitterungsprodukt Lösslehm mit Parabraunerden wäre der Anbau von Nutzpflanzen im Strohgäu nicht so ertragreich (Kap. 6.8).

Während der Kaltzeiten im **Pleistozän** gab es im heutigen Strohgäu nie eine Gletscherbedeckung. Der Boden in diesem trocken-kalten Periglazialgebiet mit Klimaverhältnissen wie heute in Nordsibirien war aber bis zu 100 m tief gefroren. In den kurzen Sommern tauten die Permafrostböden vielerorts an der Oberfläche zu einer breiigen und schon bei leichter Hangneigung rutschenden und fließfähigen Masse auf. In den Mammutsteppen (Steppentundra) wuchsen Gräser und niedrige Sträucher, die die Fauna aus Mammut- und Rentierherden etc. gut ernähren konnten. Die Festgesteine und insbesondere die tonhaltigen Gesteine des Gipskeupers, des Lettenkeupers und Teile des Muschelkalks wurden im flachliegenden bis leicht geneigten und wassergesättigten Boden durch Frost-Tauwechsel entfestigt, aufgearbeitet und zu tonig, schluffig, sandig und steinigen **Lehmen** verwittert. Zusammen mit Lösssedimenten wurden sie, auch kurze Strecken fließend (Solifluktion), zu **Fließerden** und zu **lössführenden Fließerden** umgelagert. In den flachen Tälchen auf den Hochflächen wurden lehmige **Bachablagerungen**, oft vermischt mit dunklen, **organischen Bestandteilen** und mit gemischtkörnigen **Abschwemmassen** und **Lösslehm** zusammen geschwemmt. An den Hängen und tieferen Talflanken des Schichtstufenlandes entstanden durch Frostverwitterung der mesozoischen Felsgesteine und durch gravitative Fließ- und Rutschvorgänge oft mächtige, steinig-lehmige **Hangschutt- und Talschuttmassen**. V.a. in den flachen Bereichen des Gipskeupers gibt es, bedingt durch die weiträumige Auslaugung der Grundgipsschichten und der damit verbundenen Gefällsreduzierung der Bäche, ausgedehnte, sehr feuchte und **anmoorige Flächen** mit einem hohen Anteil an organischen Bestandteilen, z.B. am Monrepos und im Altachgraben. Während der 2 bis 3 Riß-Kaltzeiten vor 380.000 - 125.000 Jahren und während der Würm-Kaltzeit vor 115.000 – 12.000 Jahren wurde feiner Gesteinsstaub durch starke Südwestwinde aus den vegetationsarmen und oft abgetrockneten Schotterebenen des Oberrheingrabens ausgeblasen und auf den östlich gelegenen Grassteppen und baumlosen Tundraflächen des heutigen Strohgäus als gelblich-hellgraue und 1 - 5 m und stellenweise über 10 m Meter mächtige **Lössdecken** abgelagert. Diese sind heute an der Oberfläche oft 0,5 m bis über 1 m tief zu rostbraun gefärbtem **Lösslehm mit Parabraunerden** verwittert. Unterstützt durch die rhythmische tektonische Hebung unseres Landes schnitten sich die Flüsse vor allem während der schmelzwasserreichen Phasen zu Beginn und am Ende der Kaltzeiten in die Landschaft ein und hinterließen nach weiterer Tiefenerosion auf den Hochflächen und an den Talflanken Reste ihrer Ablagerungen als konglomeratisch verfestigte **Höhen- und Terrassenschotter**. Die sandigen **Talkiese** mit örtlichen Faulschlammlinsen in der heutigen Aue des Neckartals stammen aus der Würm-Kaltzeit und aus dem Holozän. Sie bestehen überwiegend aus Jurakalken und wurden im Neckartal in zahlreichen Kiesgruben abgebaut und in der Bauindustrie verwendet. Die 10 bis 20 m über der Talaue liegenden und oft schon konglomeratisch verfestigten Reste von Schotterterrassen stammen aus den Riß-Kaltzeiten, die höher liegenden Schotterreste stammen aus älteren Kaltzeiten. Die über den Neckarschottern liegenden, braunen und schluffig-feinsandig-tonigen **Auenlehme** wurden großteils durch Hochwasserereignisse im Altertum und im Mittelalter abgelagert, z.B. beim verheerenden Magdalenen-Hochwasser im Juli 1342. Ursache war auch die damals großflächig betriebene Waldrodung, die zu starken Bodenabschwemmungen geführt hat. Es gab damals in Deutschland weit weniger Wald als heute. Im Neckartal gibt es am Zipfelbach bei Poppenweiler und bei der Kläranlage Hoheneck flache **Schwemmfächer** mit kiesig-lehmigen Ablagerungen aus den in das Neckartal eintretenden Seitentälern. Durch die Verringerung des Gefälles vom steileren Seitental in das flachere Neckartal werden die gröberen und schwereren Sedimente nicht weitertransportiert und werden fächerförmig abgelagert. An einigen Quellen und Bächen in Ludwigsburg findet man **Süßwasserkalke**. Diese entstehen durch das Ausfällen von Kalk beim Erwärmen und Verdunsten des Wassers. Der Kalk umschließt auch Pflanzen wie z.B. Moose und erhält dann eine poröse Struktur. An der Straße von Poppenweiler nach Hochdorf wurden früher in einer kleinen Kiesgrube Travertin abgebaut. **Travertin** (Lapis tiburtinus nach einem Vorkommen am Tiber bei Rom) ist eine Quellschotterablagerung (Sauerwasserkalk), die überwiegend während der Warmzeiten gebildet wurde. Das Grundwasser wurde hier mit aufsteigendem Kohlendioxid (CO_2) aus der tieferen Erdkruste und aus dem Erdmantel angereichert und ist als kohlensaures Wasser (H_2CO_3) an tektonischen Störungszonen ausgetreten. Durch das Entweichen des Kohlendioxids am Quellaustritt infolge der Temperaturzunahme und des Druckabfalls haben sich die im Grundwasser gelösten Karbonate als eisenhaltige und gelbbraun gebänderte Sauerwasserkalke, oft mit Einschlüssen von fossilisierten Pflanzen- und Tierresten, gebildet. Das heute zugeschüttete Kiesvorkommen ist der Rest einer Schotterterrasse aus dem Frühen Pleistozän. Sehr bekannt sind die großen Travertinvorkommen in Stuttgart in der Innenstadt, in Bad Cannstatt, in Münster und in Untertürkheim, die als Werksteine abgebaut wurden. Der Travertin wurde dort an den tektonisch angelegten Austrittsstellen der Mineralquellen v.a. in den warmen Zwischeneiszeiten und im Holozän großflächig abgelagert. Das Quellwasser wird mit Kohlendioxid angereichert, das aus dem Erdmantel aus über 30 km Tiefe an tektonischen Spalten aufsteigt.

Das damit stark kohlesäurehaltige Wasser (H_2CO_3 , über 1 g/l) steigt seit etwa 500.000 Jahren im Bereich von Störungszonen des Fildergrabens aus dem verkarsteten Oberen Muschelkalk und z.T. aus dem Buntsandstein auf und bildet mit einer Schüttung vom mehr als 500 l/Sekunde das bedeutendste Mineralwasservorkommen in Deutschland und nach Budapest das zweitgrößte in Europa.

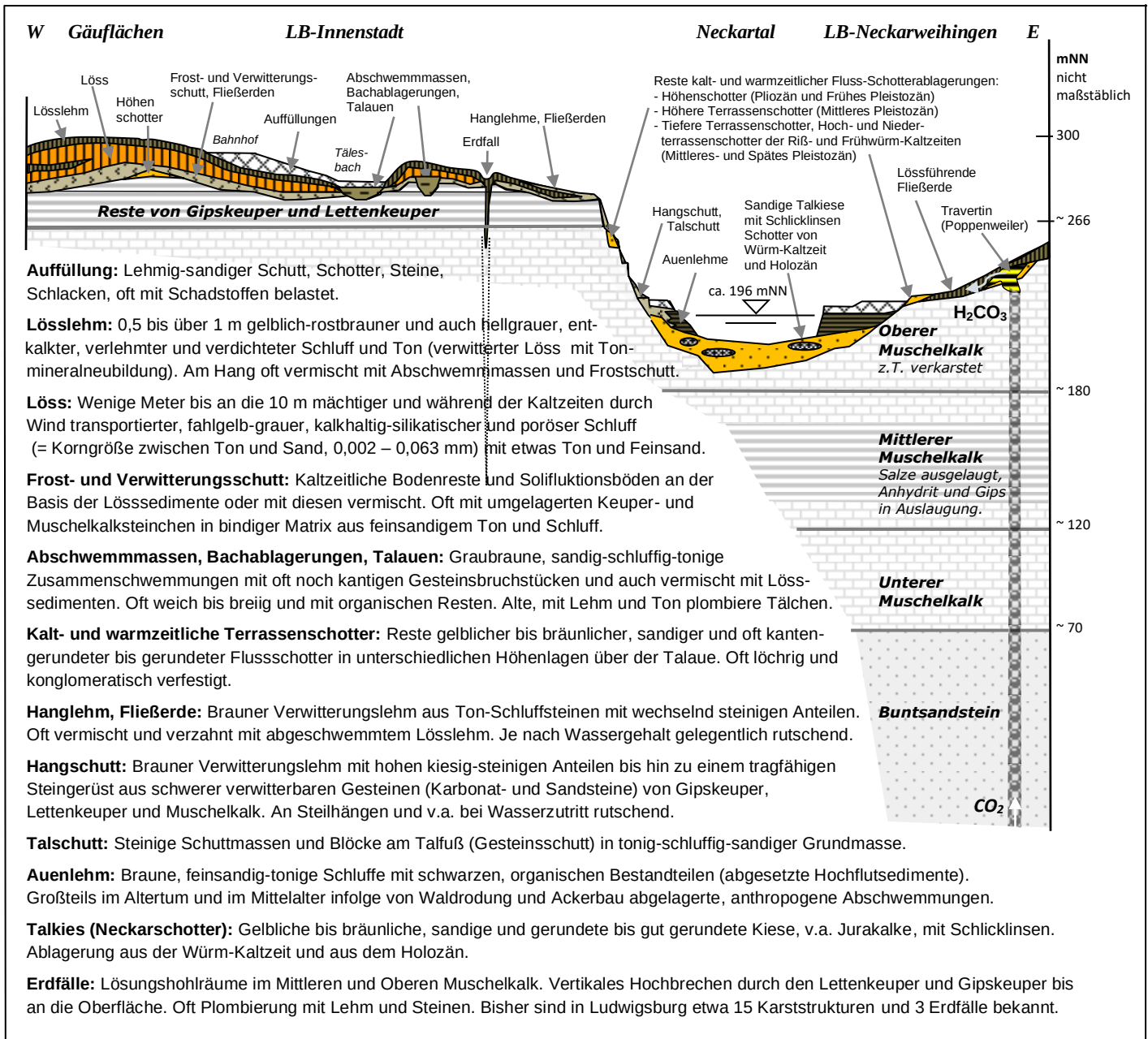


Abb. 17: Profilschnitt der quartären Deckschichten auf den Gäuflächen, in Hanglagen und im Neckartal (schematisch und überhöht).

Über den oberflächennah lehmig-steinig verwitterten und darunter oft felsartigen Grundschichten von Gipskeuper, Lettenkeuper und Muschelkalk liegen wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Deckschichten aus den Kaltzeiten, aus Verwitterungsbildungen und aus der Bodenbildung. In der **"Baugrunderkarte der Stadt Ludwigsburg"** sind die Grundschichten und die unterschiedlich mächtigen Deckschichten mit ihren bodenmechanischen Eigenschaften beschrieben und in einer Karte dargestellt.

Quartäre Sedimente spielen eine bedeutende Rolle als Baugrund, Rohstoff, Grundwasserträger und auch als mögliche Gefahrenquelle in Form von Massenbewegungen. Nichtbindige Sedimente, wie lockerere Sande und Kiese, sind vor allem als Baustoffe für Straßenbau und als Betonzuschlagstoffe begehrt. Sehr reine Quarzsande (um die 98 %) spielen in der Glasindustrie eine wichtige Rolle. Schwachbindige Gesteine, wie schluffige Lehme, haben große Bedeutung für die Herstellung von Mauerziegeln. Bindige Sedimente, wie Lehme und Tone, sind wichtig für die keramische Industrie, Ziegelherstellung und für die chemische Industrie, zum Beispiel als Flussmittel. Massive bzw. zementierte Gesteine, wie zum Beispiel Travertin oder ein poröser Kalkstein, spielen als Werk- und Dekorsteine eine gewisse Rolle in der Architektur. Quartäre Sedimente sind oft der Boden, auf und in dem wir bauen und spielen bei geringer Wasserdurchlässigkeit auch im Deponiebau eine Rolle. In vielen Landschaften sind sie auch als Grundwasserspeicher von Bedeutung, z.B. kiesig-sandige Talsedimente von Pleistozän und Holozän.

Zusammengestellt nach David Bressan Geoconsult, <http://www.bressan-geoconsult.eu/>

3.5.1 Löss, Lösslehm

Löss (schwäb.-elsässische Mundart lösche = locker) ist ein vom Wind getragenes (äolisches) Sediment aus gut sortiertem und porösem Gesteinsstaub, überwiegend in der Schlufffraktion. Löss bedeckt etwa 10 % der Landoberfläche der Erde und wurde in Mitteleuropa vor allem während der kalten und trockenen Hochglazialzeiten (Würm, Riß und älter) aus den vegetationsarmen und oft abgetrockneten Schotterflächen auf und vor den Gletschern und aus weitläufigen Flussebenen durch starke und beständig wehende Winde im Sommer und im Herbst ausgeblasen (Abb. 42). Heutzutage findet Lösssedimentation z.B. in Zentralasien statt, wo Staub aus den Wüstengebieten in die randlichen Grassteppen ausgeblasen wird. Im Strohgäu ist Löss teils flächig und teils inselartig verbreitet und das Verwitterungsprodukt Lösslehm begründet die hohe Fruchtbarkeit dieser Landschaft. Der im Raum Ludwigsburg oft 1 - 5 m und stellenweise bis über 10 m mächtige Löss wurde aus den abgetrockneten Überschwemmungsgebieten der Schotterebenen des Oberrheingraben und in geringem Umfang von den Hochflächen des damals waldfreien Schwarzwaldes durch stark wehende Südwestwinde ausgeblasen und nach Osten transportiert. Bei diesem luftgetragenen Transport wurden die großen und schweren Sandpartikel schon nach kurzer Transportstrecke wieder abgelagert, wie z.B. die Dünen bei Hockenheim und Schwetzingen, während die feinen und leichten Schluff- und Tonpartikel weiter transportiert wurden. Mit nachlassender Windgeschwindigkeit wurde der Staub im Windschatten von Tal- und Beckengebieten, auf den weiten Verebnungen der Gäuflächen, am Fuß der Keuperberge und auf der Filderebene abgelagert. Unterstützt wurde die Sedimentation durch das Einfangen des Staubes von den Gräsern und niedrigen Sträuchern in der baumlosen Steppe und Tundra. Mit zunehmender Sedimentbildung wurde die niedrige Vegetation zugeschüttet und hat nach ihrem Absterben und Auflösung in vielen Lössablagerungen eine vertikal-haarröhrenförmige Textur hinterlassen, die stabilisierend und gut drainierend wirkt. Das führt zusammen mit der kantigen Kornform der Lösskörner und mit der sekundären Kalkzementation zu einer hohen Standfestigkeit und macht heute die Bildung von tiefen Hohlwegen mit steilen Wänden möglich, z.B. die Lechtsteige in Neckarweihingen (Bild 13). Wird der Löss jedoch fluviatil umgelagert und verwittert (Schwemmlöss, Sekundärlöss, Lösslehm), verliert er diese guten Struktureigenschaften. Er wird dann weich und ist rutschgefährdet. Der gut zerreibbare und gelbgraue bis fahlbraune Primärlöss ist ungeschichtet, homogen und durch Kalk schwach verfestigt. Löss besteht zu 50 – 80 % aus Quarzkörnern mit bis zu 30 % Karbonaten (Kalk und Dolomit), mit Beimengungen von 10 – 20 % Feldspäten, ca. 5 – 20 % Tonmineralen und aus anderen Mineralen, z.B. Eisenoxide. Charakteristisch ist die poröse Struktur mit einem Porenvolumen von bis zu 40 %. Die Korngröße liegt je nach dem Ausgangsgestein und der Entfernung zum Liefergebiet im Mittel- bis Grobschluffbereich (0,006 bis 0,063 mm) und oft mit weit streuenden Beimengungen von Feinsand und Ton. Im Löss werden oft Reste von Schneckengehäusen und gelegentlich Zähne und Knochen von Säugetieren gefunden. Im feuchten und warmen Klima der Warmzeiten (Eem-Warmzeit und Jetztzeit) verwitterten die oberen 0,5 - 1,5 m des Lösses zu gelbbraun bis rostbraun gefärbtem, dichter gelagertem und schluffig-tonigem **Lösslehm** mit hoher Kapillarität. Hier kann sich die Bodenfeuchte lange halten und oberflächennahes Grund- und Schichtwasser kann in der röhrenartigen Textur kapillar weit aufsteigen. Das führt zu einem hohen Anteil an pflanzenverfügbarem Bodenwasser und ist zusammen mit dem hohen Mineralgehalt und mit der guten Bearbeitbarkeit dieses Bodens mit ausschlaggebend für die hohen landwirtschaftlichen Erträge im Strohgäu. Bei der Verwitterung werden die Karbonate durch das kohlensäurehaltige Niederschlagswasser und durch die Humussäuren der Waldböden gelöst und in tiefere Bodenhorizonte verlagert. Dort werden sie oft in Kalkkongregationen als sogenannte "Lösskindl" ausgeschieden (Bild 15). Durch die Oxidation der Eisenverbindungen im karbonatischen Bindemittel kommt es zu einer rötlich-braunen Verfärbung des Bodens (Eisenhydroxide, Goethit, Limonit). Dabei überziehen die entstandenen Eisenhydroxide als dünne Häutchen die Mineralkörner. Die Feldspäte und andere Silikate werden zersetzt, in feinere Tonminerale umgewandelt und der Boden verschlämmt und verdichtet sich. Durch weitere bodenbildende Prozesse (Tonverlagerung etc.) entstehen schließlich die für Lössgebiete in den gemäßigten Breiten charakteristischen und fruchtbaren Braunerde-, Parabraunerde- und Schwarzerdeböden. Im nördlichen Bereich der Ludwigsburger Markung ist der Lösslehm oft zu einer lössführenden Fließerde, gelegentlich mit Hangschutt umgelagert. Lösslehm ist oft sehr feucht, kann breiige Zonen enthalten und ist dann rutschgefährdet. Er ist durch den sekundär erhöhten Tongehalt plastisch, hat eine geringere Standfestigkeit und schlechtere Baugrundeigenschaften als unverwitterter Löss. Bei Austrocknung, v.a. im Sommer und im Herbst, können Lösslehm und ton- bzw. schluffhaltige Böden bis in Tiefen von 2 m und mehr schrumpfen. Der Boden wird dann rissig und zerfällt in kleine Stücke. Setzungen an flach gegründeten Bauwerken können die Folge sein. Lösssedimente sind auch empfindlich gegenüber Winderosion (Deflation). Im Strohgäu wurde der Lösslehm auf vielen Geländekuppen nach der Rodung der Wälder durch Winderosion in seiner Mächtigkeit reduziert und stellenweise ganz abgetragen. Auch durch den jahrhundertelangen Ackerbau kommt es oft zu einer Erosion der Böden. Man erkennt das oft an einem kleinen Geländeknick am Übergang des unbeeinflussten Waldbodens zum Ackerboden.

Der Waldboden hat ein vollständiges Bodenprofil, auf dem Ackerboden ist das ursprüngliche Bodenprofil durch Bearbeitung und Erosion geköpft. Die entkalkten Bodenhorizonte sind dort abgetragen und es steht oft der Rohlöss des C-Horizonts mit einem Ah/C-Profil an (Abb. 17a). Die Bodenerosion und die Gefährdung in Ludwigsburg sind im Web-Kartenviewer des LGRB dargestellt. Mächtigere Lösssedimente können örtlich aus zwei Lösslehm- und zwei Lösshorizonten bestehen. Der untere Löss stammt dann oft aus der Riss-Kaltzeit, dessen oberer Teil in der Eem-Warmzeit zu Lösslehm entkalkt wurde. Darüber folgt der Löss aus der Würm-Kaltzeit, dessen oberer Teil in der warmen Jetztzeit entkalkt wurde (Abb. 17 links und Bild 14). Löss und Lösslehm wurden früher in Gruben abgebaut und zur Ziegelherstellung verwendet (ehem. Ziegelei und Steinbruch Hubele, ehem. Ziegelwerke am Römerhügel). Die v.a. in den gemäßigten Klimazonen weit verbreiteten Lösssedimente und die sich darauf entwickelnden Böden sind zusammen mit dem derzeit milden Klima mitverantwortlich dafür, dass heute über 8 Milliarden Menschen auf der Erde ernährt werden können.

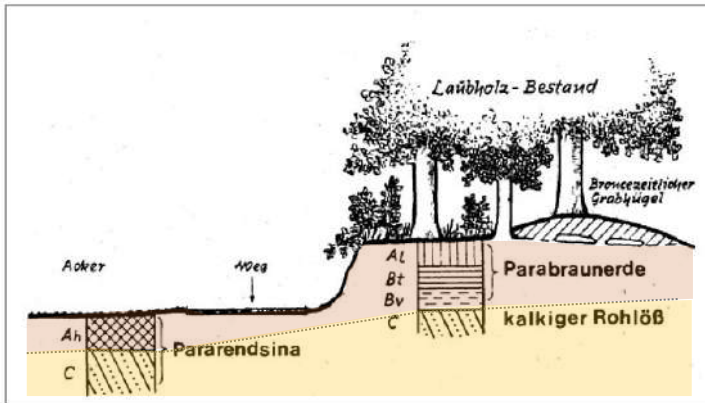


Abb. 17a: Unterschiedlich starke Erosion unter Wald und im Ackerland auf Löss.

"Während wir unter dauerhaft bewaldeten Flächen auch heute noch das komplette Profil der Parabraunerde antreffen, wurden die Bodenprofile auf benachbarten Ackerflächen durch die fortwährende Erosion oft so stark geköpft, dass die entkalkten Horizonte gänzlich abgetragen wurden. Heute steht hier der Rohlöss des C-Horizontes an der Oberfläche an, auf dem sich infolge der Bewirtschaftung eine Pararendzina mit einem wenig mächtigen Ah-Horizont ausgebildet hat."

Grafik und Text verändert aus: J. Wagner (2016): *Erd- und Landschaftsgeschichte des Glemstals*. 2. Aufl., Selbstverlag, Stuttgart. Nach S. Müller (1976): *Die Böden unserer Heimat*. Kosmos/Franckh, Stuttgart.



Bild 9: Kaltzeitliche Sedimente bei der Grünanlage Hungerberg.

Am Ostrand der Grünanlage Hungerberg in Ludwigsburg-Hoheneck sind Löss, Lösslehm mit Lösskindel und Schotter der Würm- und Riss-Kaltzeiten über den Grundschichten des Oberen Muschelkalks in einem geologischen Fenster zu sehen und auf einer Schautafel beschrieben (siehe Bild 10 und 11). Bild: Matthias Hyrenbach, Freiberg/Neckar.

3.5.2 Böden in Ludwigsburg

Böden sind der oberste Teil der Erdkruste und entstehen durch die Verwitterung von Gesteinen (Mineralen) in enger Wechselwirkung mit komplexen biologischen Vorgängen durch Pflanzen (Flechten, Moose etc.), Kleinorganismen und Bakterien. In diesem **Pedosphäre** genannten Bereich überschneiden sich Lithosphäre, Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre. Die Böden sind die Grundlage unserer Nahrungsproduktion und müssen quantitativ und qualitativ geschützt werden. Die Entwicklung der unterschiedlichen Böden ist komplex, oft langandauernd und abhängig vom Ausgangsgestein, von den Klimabedingungen (Temperatur, Niederschlägen und Jahreszeiten) und vom Bodenrelief. Im immer feiner zu Sand, Schluff und Ton zerkleinerten Gestein (Detritus) siedeln sich Bakterien, Kleinorganismen und Pflanzen an. Diese Lebensgemeinschaften nehmen die bei der Verwitterung gelösten Minerale auf und wandeln sie durch ihren aeroben Stoffwechsel in organische Stoffe, in Stickstoff und in Energie um. Die mit der Zeit entstehenden und oft großen Mengen an abgestorbenen Pflanzen und Mikroben (Humus) bilden zusammen mit dem anorganischen Detritus den belebten, gut durchlüfteten und bis zu 60 cm mächtigen mineralisch-humosen Ober(Mutter)boden (A-Horizont). Huminstoffe (Säuren, Cellulose, Zucker, Stärke) können auch in den tieferen mineralischen B-Horizont verlagert werden. So entsteht ein Kreislauf, der v.a. unter günstigen Bedingungen gut durchwurzelbare, differenzierte und auch tiefreichende Böden mit komplexen Lebensgemeinschaften entstehen lässt. Diese Bodenbiologie unterstützt und forciert die chemisch-physikalische Verwitterung und hat v.a. in Gebieten mit stabilen Temperaturen und mit genügend Feuchtigkeit die Gesteinsoberflächen der Erde in komplexe Biozonen umgewandelt. Je nach den Gesteinstypen, Klimazonen und dem Relief entwickeln sich ganz unterschiedliche Bodentypen. Es entstehen zunächst flachgründige Rohböden (Syrosem) ohne oder mit geringer organischer Auflage. Durch weitere Verwitterung, durch zunehmenden biologischen Besatz und durch dessen Abbauprodukte und Wechselwirkungen können je nach Standort mit der Zeit unterschiedliche und tiefreichende Bodenhorizonte (A-, B-, C-Horizonte) entstehen. Böden (nicht Humus) bestehen zu ca. 45 % aus Mineralen, zu ca. 5 % aus organischer Substanz und zu ca. 50 % aus Hohlraum, der unterschiedlich mit Luft und Wasser gefüllt ist. Im feucht-gemäßigten Klima im Raum Ludwigsburg ist der gut gegliederte Bodentyp einer nährstoffreichen und gut durchlüfteten **Parabraunerde** aus Löss und Lössfließerden weit verbreitet. Diese hat eine hohe kapillare Wasserleitfähigkeit mit hoher bis sehr hoher Feldkapazität, mit guter Bearbeitbarkeit, mit hohem Filter- und Puffervermögen, aber auch mit einer hohen Erodierbarkeit. Stellenweise gibt es **Pararendzinen** aus Löss und Fließerden. In den Tälchen und Senken bilden sich oft **Kolluvionen** aus umgelagertem und angeschwemmtem, holozänem Bodenmaterial. Die steilen Muschelkalkhänge im Neckartal sind mit **Rendzina-Braunerden** aus Muschelkalk-Hangschutt und Lösslehm-Fließerden bedeckt. Die Weinberge sind oft mit einem kalkhaltigen **Rendzina-Rigosol** und **Parabraunerde-Rigosol** bedeckt, der durch die landwirtschaftliche Bearbeitung entstanden ist. In Abb. 17a wird die Verbreitung der bodenkundlichen Einheiten im Raum Ludwigsburg in einer Karte dargestellt und kurz beschrieben. Viele Böden in Mitteleuropa sind v.a. seit dem Ende der Würm-Kaltzeit im Laufe der letzten 12.000 Jahre entstanden bzw. vertieft worden. Umfangreiche Daten zu den Böden und zum Grundwasser gibt es im Web-Kartenviewer des LGRB-Freiburg.

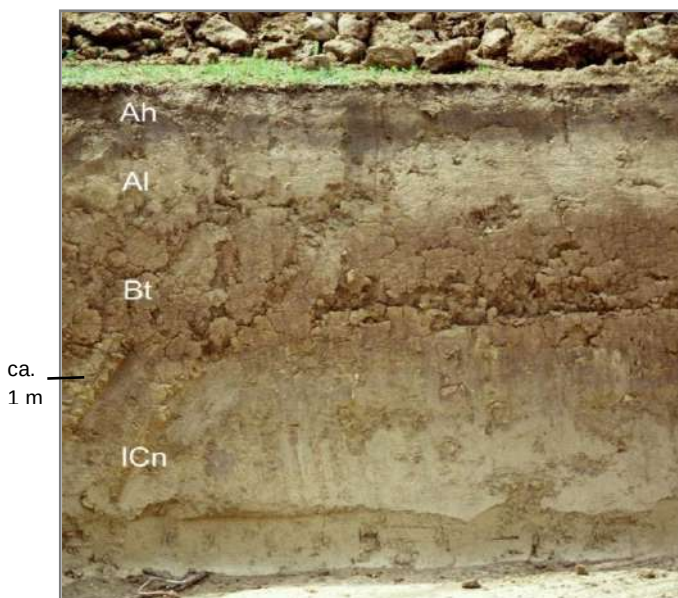


Abb. 18: Bodenhorizonte einer Parabraunerde aus Löss.

- Ah **Oberboden (Mutterboden) (A):** mineralisch-humos (h), dunkel.
- ggf. Ap Durch Pflugarbeit gelockerter Boden.
- Al Auslaugung: stark schluffig und an Tonmineralen ausgelaugt, verarmt (l = lessiviert). Zusätzlich auch etwas an Eisenoxiden und organischen Stoffen verarmt, die als Komplexe mit den Tonmineralen mitwandern, dadurch aufgehellt → Eluvialhorizont.
- Bt **Unterboden (B):** Anreicherung mit schluffigem Lehm und mit Tonmineralen (t). Dicht und im Extremfall zur Staunässe neigend → Illuvialhorizont.
- ggf. Bv Bei fortgeschrittener Versauerung möglich: Verbraunungs-Verlehmungshorizont (v), Silikatverwitterung.
- ICn **Ausgangsgestein (C):** locker (l), hier unverwitterter (n), kalk- und quarzreicher Rohlöss (Schluff) der Würm-Kaltzeit.

Merkmale: Der gesamte A-Horizont ist schluffig und nach unten hin schwächer humos. Im Bt-Horizont ist der Boden tonangereicht und im Bv-Horizont schließlich lehmig. Feinstkörnige **Tone** gehören wegen ihrer großen biochemisch aktiven Oberfläche zu den wichtigsten Mineralen für die Lebewelt im Boden.

Der C-Horizont ist kalkhaltig und besteht aus lockeren quarz- und silikatreichen Sedimenten wie Löss, Geschiebemergel oder Glazialschotter.
Bild ergänzt aus: Parabraunerde aus Löss bei Hofheim am Taunus. ©Karl-Josef Sabel, <http://www.ahabc.de>. Das Magazin für Boden und Garten.

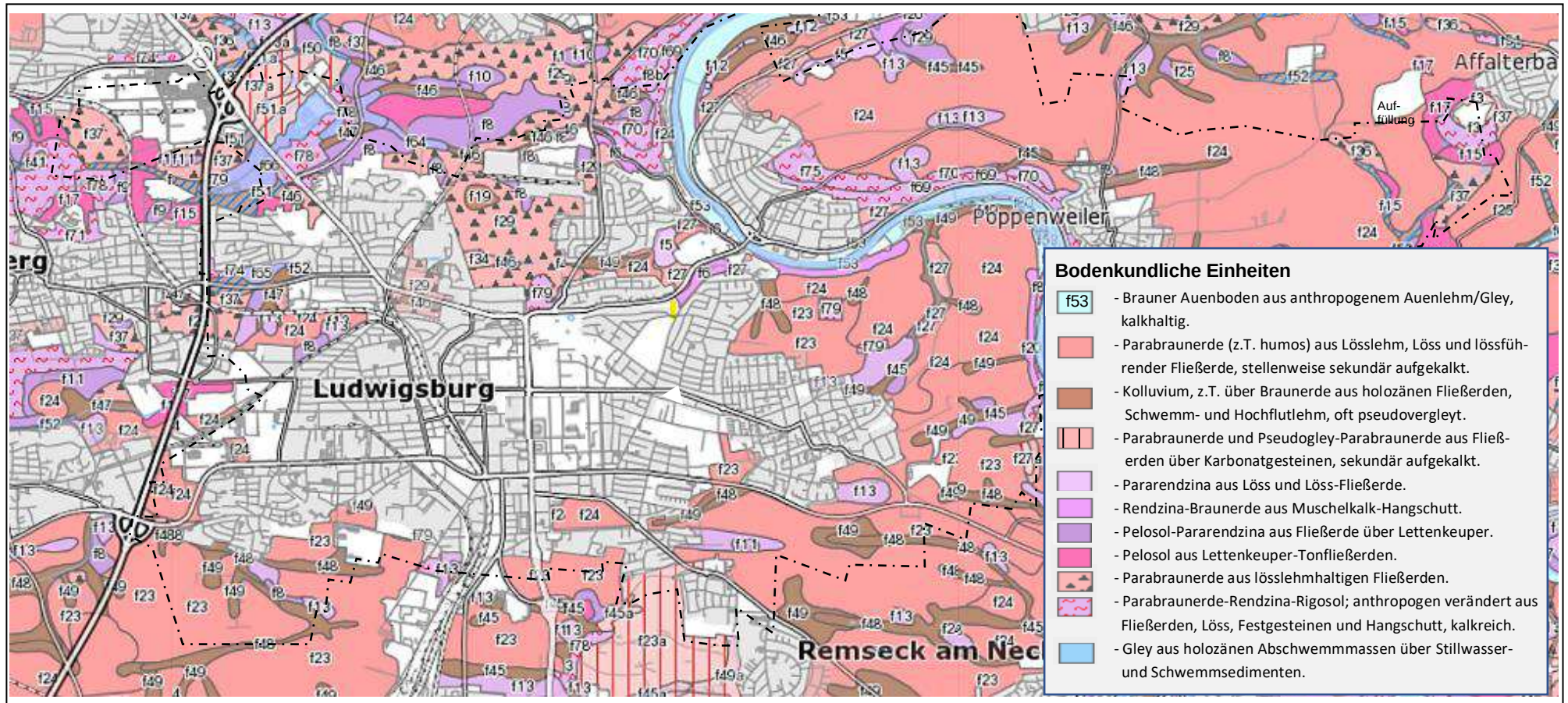


Abb. 18a: Bodenkundliche Einheiten in Ludwigsburg.

Siedlungsflächen und andere Nutzflächen sind weiß/grau dargestellt. Die f-Daten sind bei LGRB-Wissen, <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de> bei "Bodeneigenschaften" nachzusehen.

Ausschnitt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Baden-Württemberg, RP Freiburg 2021.

- **Braunerde** entsteht durch eine fortschreitende Bodenentwicklung aus flachgründigen Ah/C-Böden; A... Oberboden, h... humos / C... Ausgangsgestein, mineralisch, silikatisch, kalkarm bis kalkfrei. Sie bilden sich - aus **Rankern** (kalkarmer Sandstein und Granit), - aus **Regosolen** (kalkarmer Sand), - aus **Rendzinen** (Karbonate und Gips) - und aus **Pararendzinen** (mergeliges Ausgangsmaterial). Prägend in Braunerden mit einem Ah/Bv/C - Normprofil sind die Verbraunung und Verlehmung... v, auch im Unterbodenhorizont (Bv).
- **Parabraunerde** ist ein Boden mit Ah-Al/Bt/ICn-Horizonten (A... Oberboden h-l... humos-lessiviert / B... Unterboden mit t... Ton angereichert / C... Ausgangsgestein, l... locker, n... unverwittert), z.B. lockerer, kalkreicher Löss. Hier wurden die feinen Partikel der Korngrößenfraktion Ton vom Oberboden in den Unterboden verlagert (Lessivierung). Die Parabraunerde ist ein weit verbreiteter Bodentyp im gemäßigt-humiden Klima aus primär kalkhaltigen und auch silikatischen Lockergesteinen. Parabraunerden aus Löss sind gut wasserspeichernde, sehr fruchtbare und ackerbaulich gut bearbeitbare Böden. Sie begründen die hohe Fruchtbarkeit des Strohgäus.
- **Rendzina** ist ein flachgründiger und dunkelgrauer bis schwärzlicher Boden mit (Ah/C)-Horizonten, der sich auf karbonat- oder gipsreichen Gesteinen bildet (≥ 75 Massen-% Carbonat oder Gips), z.B. auf Karst.
- **Pararendzina** ist ein noch kalkhaltiger Bodentyp mit zwei Horizonten, der sich in einem frühen Stadium der Bodenbildung auf mergeligem Ausgangsmaterial (Kalkgehalt > 2 Massen-% und < 75 %) entwickelt.
- **Pelosol** ist ein nährstoffreicher und sehr tonreicher Bodentyp mit Ah/P/C-Horizonten (P... tonreich), der die Endstufe der Bodenentwicklung auf Tonstein darstellt. Er eignet sich wegen der schweren Bearbeitbarkeit für Grünland.
- **Kolluvium** ist eine meist mehrere Dezimeter mächtige und auch humose Schicht von Lockersedimenten, die vorwiegend aus durch Anschwemmung umgelagertem Bodenmaterial oder anderen, meist lehmigen oder sandigen Lockersedimenten entstehen ist. Kolluviale Sedimente entstehen oft durch anthropogen ausgelöste Bodenerosion.
- **Rigosol** ist ein terrestrisch-anthropogener und damit künstlicher Boden, der landwirtschaftlich durch tiefgreifende Umschichtungen verändert wurde, z.B. Weinberge und landwirtschaftlich genutzte Aue-, Marsch- und Torfböden.
- **Gley (Grundwasserboden)** ist ein Boden mit Ah/Go/Gr-Horizonten; h... humos, G... Grundwasser, o... oxidiert, teilweise belüftet / r... reduziert, kaum belüftet, grundwassererfüllt. Hier kommt es durch flachen Grundwasserstand zu Oxidations- und Reduktionsprozessen. Der Boden ist im oxidativen Horizont rostfleckig und im reduktiven Horizont blau oder grau-grün.
- **Pseudogley (Stauwasserboden)** ist ein Boden mit Ah/Sw/Sd-Horizonten; Sw... Stauwasser leitend / Sd... Stauwasser dicht. Entsteht durch Umlagerung gelöster Fe^{2+} - und Mn^{2+} -Ionen unter reduzierenden Bedingungen durch jahreszeitlich auftretende Wassersättigung durch Haft- oder Stauwasser. Typisch sind eine mehr oder weniger senkrecht nach unten verlaufende Marmorierung durch eine graue Bänderung sowie zahlreiche Rostflecken.

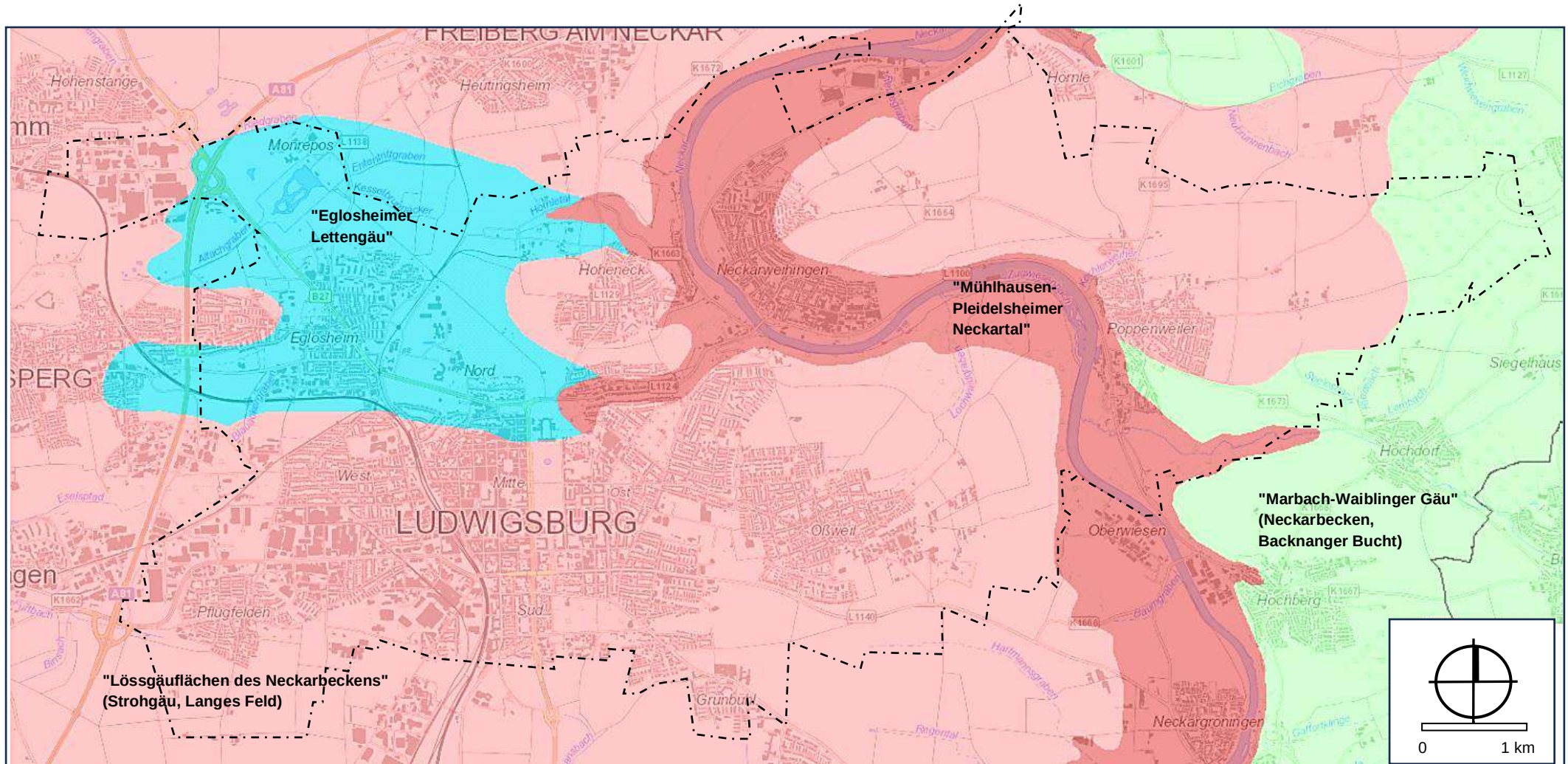


Abb. 18b: Verbreitung feuchter und trockener Bodenstandorte in Ludwigsburg.

- **Auf den "Lössgäufächen des Neckarbeckens"** sind die schluffig-tonigen und gut durchlüfteten Parabraunerden aus Löss ackerbaulich gut bearbeitbar und mit relativ viel pflanzenverfügbarem Wasser sehr fruchtbar.
- **Im "Eglosheimer Lettengäu"** sind die sehr feinkörnigen und dichten Pelosol-Tonböden direkt über den Schluff- und Tonsteinen des Lettenkeupers etwas feuchter als die Böden auf der übrigen Gemarkung. Die Lössbedeckung ist dort gering bis nicht vorhanden. Die schwerer zu bearbeitenden Pelosol-Böden speichern schnell viel Wasser, binden es aber auch, so dass nur wenig von den Pflanzen genutzt werden kann. Die Tonminerale quellen auf und machen den Boden undurchlässig. Der schnelle Wasserüberstau bei Niederschlägen hemmt das Wurzelwachstum, während es in trockenen Sommern schnell zur Rissbildung kommt, der Boden steinhart wird und bei Flachwurzlern Wasserstress auftritt.
- **Die Böden des "Marbach-Waiblinger Gäus"** sind teils Pelosole, teils flachgründige Rendzinen und teils Parabraunerden.
- **Die Böden im "Mühlhausen-Pleidelzheimer Neckartal"** sind überwiegend kalkreicher Brauner Auenboden aus Auenlehm, stellenweise über Auen-sand, örtlich mit Vergleyung und kalkhaltiges Kolluvium aus holozänen Abschwemmmassen. Siehe dazu auch Abb. 18 a und 19c.

Karte ergänzt aus: Daten- und Kartendienst der LUBW, 03 Landschaftsökologische Einheiten, Verbreitung feuchter und trockener Standorte.

	verbreitet feucht, keine Trockenstandorte
	örtlich feucht, keine Trockenstandorte
	örtlich trocken, örtlich feucht
	verbreitet trocken, örtlich feucht
	vorherrschend trocken, örtlich feucht
	örtlich trocken, keine Feuchtstandorte
	verbreitet trocken, keine Feuchtstandorte

3.5.3 Fossilien in den quartären Deckschichten

Während der Kaltzeiten war das Klima in Mitteleuropa auch außerhalb der Gebirge und der Gletscherbedeckungen im Vorland überwiegend kühl bis sehr kalt und trocken. Die Böden waren in den kälteren Phasen tiefgefroren und sind nur in den kurzen Sommern oberflächennah aufgetaut. In den kurzen Warmzeiten war es gemäßigt warm und feuchter und zum Teil auch wärmer als heute. Die nährstoffreichen, kaltzeitlichen Tundren und Steppen (Mammutsteppe) waren meistens baumlos und waren oft mit Gräsern und niedrigen Sträuchern aus Wermut und Heidekraut bedeckt. Diese lieferten viel Nahrung für Säugetierherden (Rentier, Mammut, Moschus etc.) und wurden auch von Hominiden bevölkert, die sich an das raue und wechselhafte Klima angepasst haben. Ab der Holstein-Warmzeit vor 330.000 Jahren durchstreiften der *Homo steinheimensis* und der *Homo neanderthalensis* diese kargen Landschaften und in der Würm-Kaltzeit hat sich der moderne Mensch (*Homo sapiens sapiens*) hinzugesellt, während die Neandertaler vor 39.000 Jahren vermutlich aus klimatischen Gründen ausgestorben sind. Wenn in den Warmephasen oder in Zwischenkaltzeiten die Gletscher geschmolzen und die Permafrostböden in den eisfreien Gebieten aufgetaut waren, konnten sich große Mischwälder mit Bächen, Seen und Sümpfen mit einer daran angepassten Flora und Fauna verbreiten.

Am häufigsten lassen sich im Löss die kleinen, weißen Gehäuse der Landschnecken *Trichia hispida*, *Fructicolica hispida*, *Succinea oblonga* und *Pupilla muscorum* (Abb. 18, Nr. 3-5) finden. Auch ein vollständiger Schädel mit den Stoß- und Backenzähnen (Nr. 7) eines Mammut (Abb. 9) oder ein vollständiges Geweih, Gebiss und Skeletteile von einem Riesenhirsch (Nr.16) wurden aus den Lössschichten schon ausgegraben. Ebenso andere Wirbeltierreste, z.B. von Wildpferden (Nr. 11) und Wollnashörnern (Nr. 8). In einer Kiesgrube in Steinheim am Neckar wurde ein Frauenschädel des etwa 330.000 Jahre alte Urmenschen *Homo steinheimensis* (Nr. 15) gefunden. Eine umfangreiche warmzeitliche und auch kaltzeitliche Flora und Fauna aus dem Quartär wurde in den bis zu 30 m mächtigen Travertinablagerungen (Sauerwasserkalke) im Austrittsbereich der Cannstatter Mineralquellen in Stuttgart im Neckartal und im Nesenbachtal gefunden. Gegen Ende der Würm-Kaltzeit bis vor etwa 10.000 Jahren sind plötzlich viele große Säugetiere, wie z.B. das Mammut, das Wollnashorn und der Säbelzahn tiger ausgestorben. Als Ursache werden einige kurze, aber schnelle und starke Abkühlungen, die zunehmende Umwandlung der Grassteppen in Wälder und der sich vermehrende und jagende Mensch diskutiert.

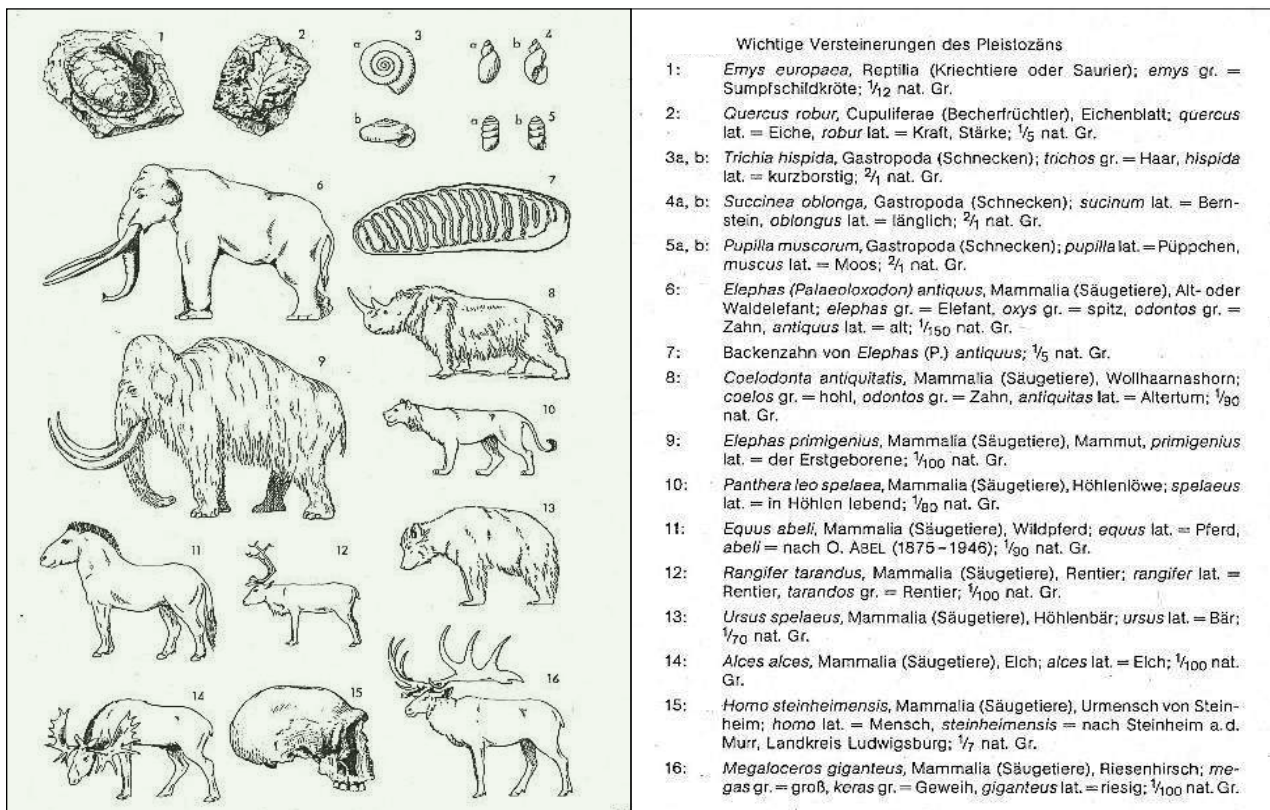


Abb. 18c: Lebewelt und Fossilien des Pleistozäns.

Grafik und Text aus H. Brunner (1998): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung, Hrsg.: LGRB-BW, Freiburg.

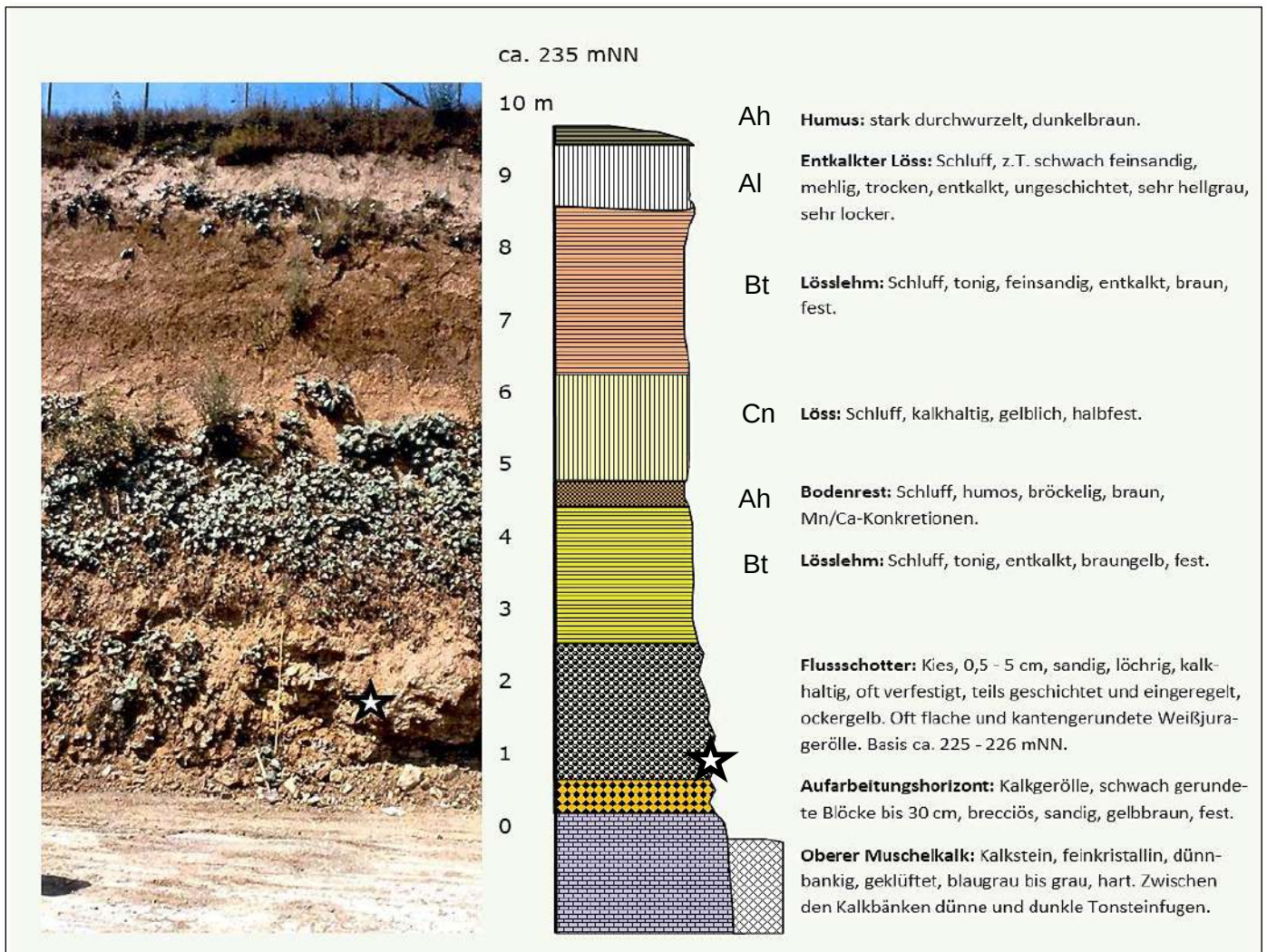


Bild 10 links: Löss und Lösslehm mit "Lösskindel" an der geologischen Schautafel bei der Grünanlage Hungerberg ...

Bild 11 rechts: ... darunter der Rest eines Neckar-Terrassenschotters aus der Zeit, als vor etwa 250.000 Jahren das Wollhaar-Mammut (*Mammuthus primigenius*) erstmals bei uns erschienen ist. Dieser Kies liegt auf Muschelkalk in etwa 12 m Höhe über der heutigen Neckaraue. Er lässt sich mit einer Lage in dem ca. 8 km nordöstlich gelegenen Schotterkomplex in Steinheim an der Murr korrelieren. In der unmittelbar vorangegangenen Warmzeit, vor etwa 330.000 Jahren, lebte der Steinheimer Urmensch. Der Schotter aus der Zeit des Steinheimers ist zu Beginn der darauffolgenden Kaltzeit von Hochwässern abgetragen worden, bevor der heute dort erhaltene kaltzeitliche Terrassenschotter zur Ablagerung kam. (Freundl. Mitteilung von Gert Bloos, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 302/2:169-208, 2021).



Bild 12 links: Lösslehm und Löss über freigelegter Baugrubensohle aus Gipskeuper (ausgelaugte Grundgipsschichten).
Bild 13 rechts: Alter Hohlweg im über 10 m mächtigen Löss an der Lechtsteige in Ludwigsburg-Neckarweihingen.



★ Mit Kalk verfestigtes Konglomerat aus sandigen Flussschottern (flache, kantengerundete und seltener fast gerundete Weißjurakalk-Gerölle) aus dem Aufschluss im ehem. Steinbruch Hubele bei ca. 226 mNN. Die schlechte Rundung weist auf eine kurze Transportstrecke oder langsame Vortriebsgeschwindigkeit hin. Das ist ein Hinweis, dass die Schichtstufe des Weißen Juras zur Ablagerungszeit noch etwas weiter nördlich als heute lag.

Bild 14: Profil der quartären Deckschichten an der NW-Wand des ehem. Steinbruchs Hubele, heute Grünpark Hungerberg. Im Gegensatz zum Terrassenschotter der Riß-Kaltzeit in Bild 11 handelt es sich hier um einen höherliegenden und damit älteren Schotterrest eines höhergelegenen Neckarlaufes aus dem Mittleren Pleistozän.

Aufnahme: W. Goos, A. Wenninger 1989. Der Aufschluss wurde 1989 verfüllt.

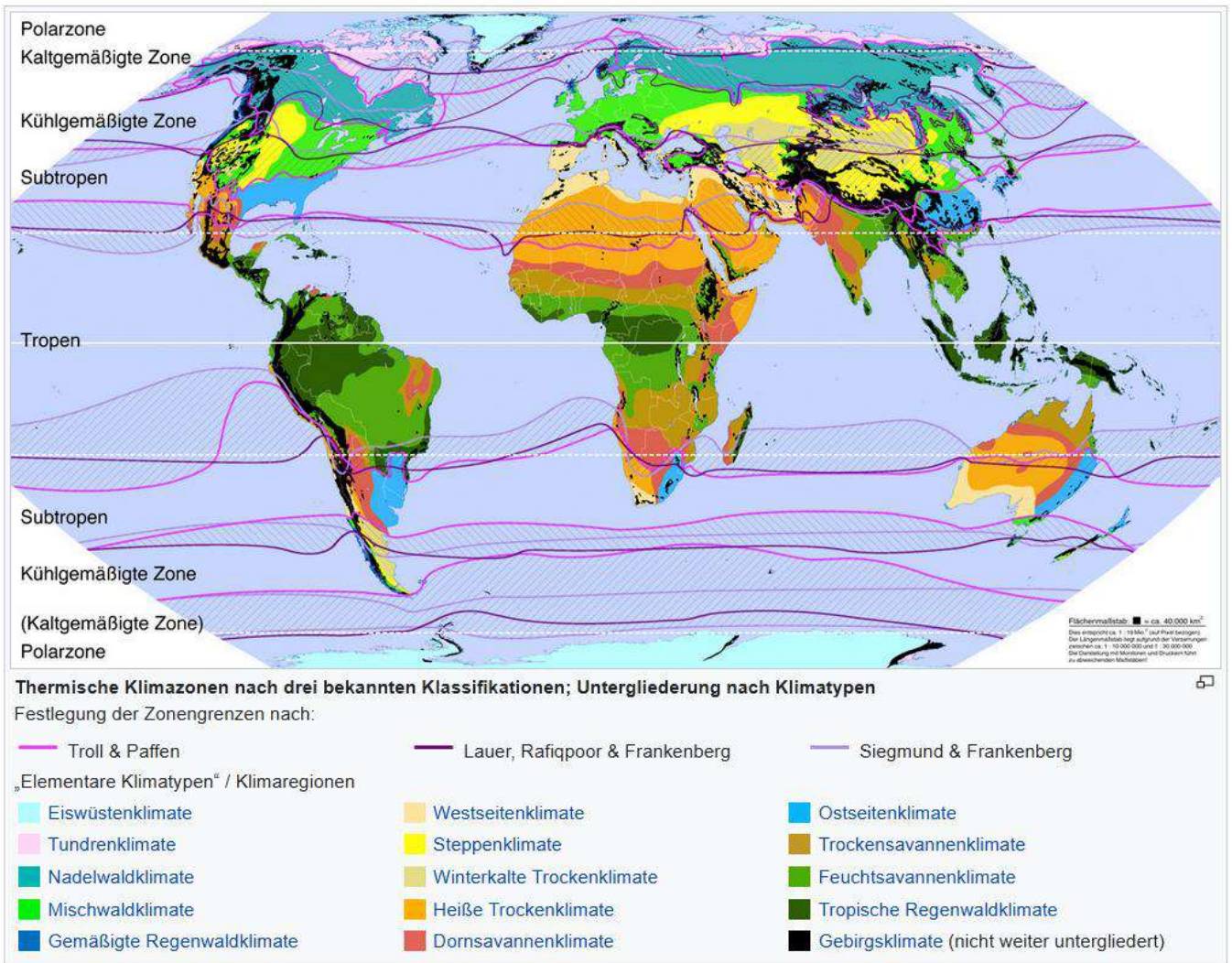


Abb. 18d: Klimazonen der Erde.

Karte oben aus: Wikipedia, [Fährtenleser](#), [Klimazonen \(3 Modelle\) und Makroklimat](#), CC BY-SA 3.0

Tabelle unten aus: H. Bahlburg, C. Breitkreuz (2017): *Grundlagen der Geologie*. 5. Auflage, Springer Spektrum, Berlin

Tab. 2.1 Übersicht über wesentliche Eigenschaften der Klimazonen, die angegebenen Werte sind Durchschnittswerte (verändert nach Corley et al., 1984, sowie Summerfield, 1991)

		Glazial	Periglazial	Trockenkontinental	Tropisch-arid (Subtrop. Wüsten)	Tropisch-semiarid (Subtropen)	Tropisch-feucht-trocken	Gemäßigt-humid	Tropisch-humid (Tropen)
Wetter und Klima									
Temperatur (°C)		-15–10	-10–2	2–12	5–30	8–30	12–30	18–30	20–30
Niederschlag (mm a ⁻¹)		0–1000	0–1250	0–800	0–300	300–1000	1000–1800	800–1700	1800–2750
Anzahl feuchter Monate (>50 mm a ⁻¹)		–	0–7	0–5	<2	2–5	5–11	4–10	<11
T °C des wärmsten Monats		<0	0–10	10–12	>22	>22	>24	>26	>22
Verwitterung									
Physikalisch	Frost	Hoch	Hoch	Jahreszeitlich schwankend Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig	Keine	Niedrig – hoch	Keine
	Mechanisch	Mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Hoch	Niedrig – mäßig	Niedrig – mäßig	Niedrig – mäßig	Niedrig
Chemisch		Niedrig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Niedrig	Niedrig – mäßig	Hoch	Mäßig	Hoch
Erosion									
Häufigkeit von Hangrutschten		Niedrig	Hoch	Mäßig	Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch	Mäßig – hoch	Hoch, sehr episodisch
Wirkung oberflächlich abfließenden Wassers		Niedrig	Mäßig	Mäßig – hoch, episodisch	Niedrig, sehr episodisch	Hoch, episodisch	Mäßig – hoch, episodisch, saisonal	Mäßig	Mäßig – niedrig
Glaziale Erosion		Hoch	Niedrig	Keine	Keine	Keine	Keine	Nur in Gebirgen	Keine
Windwirkung		Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig	Hoch	Mäßig – hoch	Mäßig – niedrig	Niedrig	Keine

3.6 Tektonik – Die Lagerung der Schichten (Tektonik = gr. "die Baukunst betreffend", siehe Kap. 5.6 Erdbeben)

Die Tektonik beschreibt den Aufbau, die Struktur, die Lagerung und die Bewegung der spröde-elastischen und der plastischen Gesteine in der Erdkruste und im Oberen Erdmantel. Bei anhaltend hohen Scherkräften im spröden Gestein, z.B. an zwei aneinander vorbei gleitenden Gesteinsschollen (Transformstörung), gibt es zunächst nur eine minimale Bewegung als elastische und reversible Dehnung, aber mit dem Aufbau einer starken tektonischen Spannung (Kraft, die in eine bestimmte Richtung wirkt). Beim Überschreiten einer bestimmten Grenze wird der Reibungswiderstand im Gestein überwunden, es kommt durch den Verlust der Kohäsion (Scherfestigkeit) zum Bruch mit einer ruckartigen und meterweiten Massenschiebung der Schollen gegeneinander und es entstehen bruchhafte Verwerfungen und Klüfte (spröde Verformung, Bruchtektonik). Die bei der Entladungen der aufgestauten Spannung freiwerdende Energie verbreitet sich als Wärme und in Form von akustisch-seismischen Wellen. Dieser verbreiten sich als vibrierende Erdbeben mit elastisch-reversiblen Verformungen in der Erdkruste und im Erdmantel über weite Bereiche. Tiefer unter der Erdoberfläche in der spröde-plastischen Übergangszone ab ca. 10 - 25 km und tiefer und unter höherem Umfassungsdruck bei 150 - 400 °C, verhalten sich die Gesteine in der Erdkruste duktil, also langsam fließend mit einer plastischen und irreversiblen Dehnung. Hier entstehen bei Gesteinsbewegungen, Faltungen und Überschiebungen (Faltungs- und Überschiebungstektonik mit plastischer Verformung, z.B. in Gebirgen). Auf diese Art bewegen sich große Erdkrustenteile. Ludwigsburg liegt auf der ca. 80.000 km² großen "Süd-deutschen Scholle", die vor 40 - 20 Ma mit 1° - 5° nach Südosten verkippt wurde (Abb. 4). Innerhalb dieses Krustenbereichs verlaufen eine große Anzahl kleiner, mittlerer und auch größerer tektonischer Brüche (Auf- und Abschiebungen), z.T. mit Horst- und Grabenstrukturen (Verwerfungen), sowie langgezogene und wellenartige Mulden- und Sattelstrukturen unabhängig von der generellen südöstlichen Schichtneigung in bevorzugten Richtungen durch das Land (NE - SW = variszische-, NW – SE = herzynische-, NNE - SSW = rheinische Richtung). Diese sind oft für die speziellen geotektonischen und landschaftlichen Verhältnisse mitverantwortlich. Das tektonische Hauptelement in Ludwigsburg ist der "Schwäbisch-Fränkische Sattel" (SFS). Diese etwa 30 km breite und linienhafte Aufwölbung des Grundgebirges (Leistenscholle) lässt sich über 150 km von der Hornisgrinde im Nord-schwarzwald bis zum Kocher im Welzheimer Wald verfolgen. Die Sattelachse verläuft von Südwesten nach Nordosten quer durch die Ludwigsburger Markung. Der SFS wird im Norden von der Stromberg Mulde und von der Neckar-Jagst Furche und im Süden vom Fildergraben begrenzt. Wegen der relativen Hochlage der Schichten im Bereich des Sattels gegenüber der Umgebung wurde die Keupergesteine hier oft stärker abgetragen, während die Flanken vom Keuperstufenrand umrahmt werden. Am Nordwestrand des SFS verlaufen kleinere Mulden- und Sattelstrukturen,

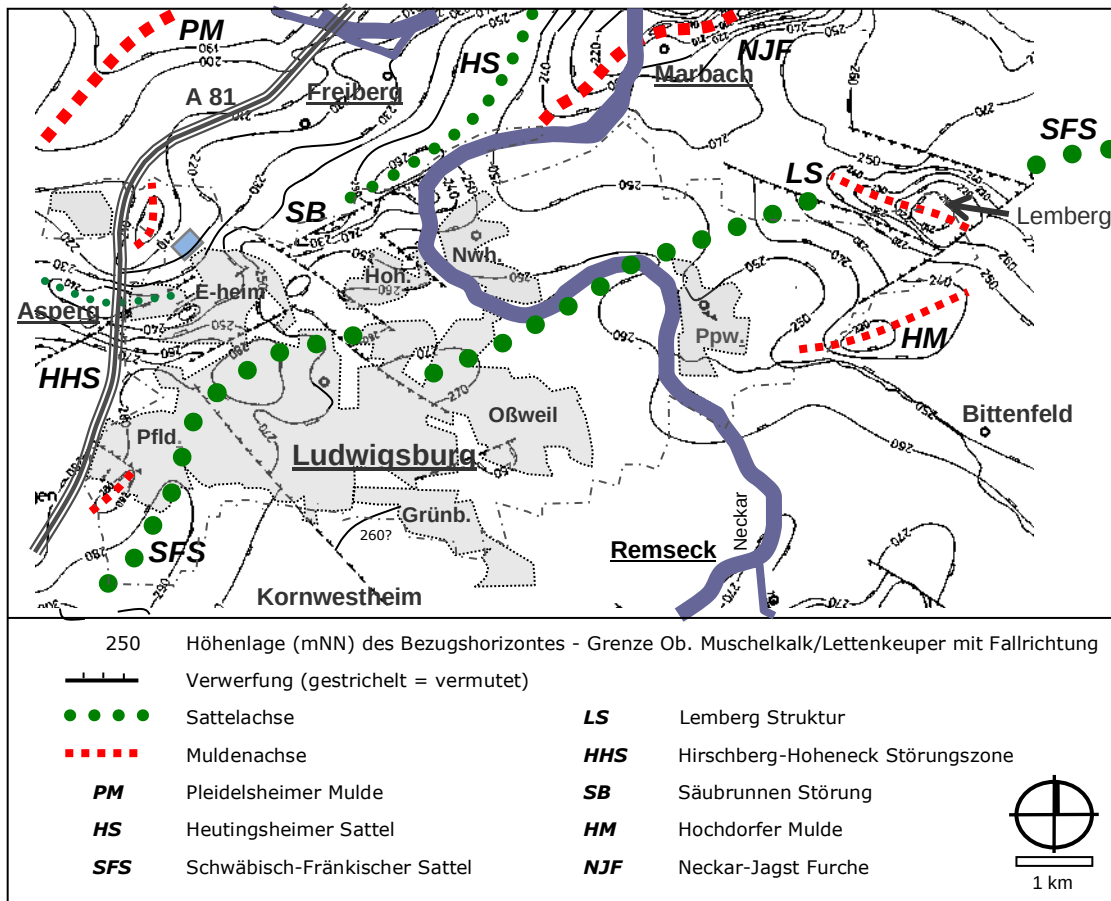


**Abb. 19: Schichtlage-
rung und tektonische
Strukturen im Raum
Ludwigsburg.**

Die wellige Lagerung der geologischen Schichten mit Mulden- und Sattelstrukturen wird durch Linien gleicher Höhe an der Schichtgrenze Oberer Muschelkalk/Lettenkeuper dargestellt. Dieser Bezugshorizont wurde durch zahlreiche Baugrund- und Brunnenbohrungen punktuell erfasst und ist auch im Gelände oft zu finden. Durch rechnerische Interpolation der einzelnen Punkte erhält man eine flächige Darstellung der Höhenlage dieser Schichtgrenze. Die tektonischen Störungszone mit Verwerfungen sind am Versatz der Höhenlinien erkennbar. Die Auf- und Abschiebungen haben oft auch eine horizontale Komponente (transpressiv, transtensiv).
Grafik ergänzt aus
H. Brunner (1998): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1 : 50 000, Erläuterungen Stuttgart und Umgebung. LGRB-BW, Freiburg.*

z.B. die Pleidelsheimer Mulde, der Heutingsheimer Sattel und die Neckar-Jagst Furche. Im Osten von Ludwigsburg wird der SFS von der Lemberg Struktur unterbrochen, eine Verwerfungszone und Mulde, die dort für die Tieflage der Schichten um bis zu 50 m und für die Reliefumkehr verantwortlich ist. Dort ist eine Kappe aus hartem, wasserdurchlässigem und damit erosionsbeständigem Schilfsandstein über den gering wasserdurchlässigen und weicheren Gipskeuper-Tonsteinen erhalten geblieben.

3.6.1 Lemberg und Hohenasperg als Zeugen der Erdgeschichte

Der Lemberg und der Hohenasperg ragen als inselartig isolierte "Zeugenberge" aus der Gäufläche auf und bilden charakteristische Landmarken. Im Bereich dieser heutigen Erhebungen verliefen im Zeitabschnitt des Schilfsandsteins vor etwa 226 Mio. Jahren die Strömungsarme eines hunderte Kilometer breit verzweigten und in den Untergrund eingeschnittenen Flussdeltas (Kap. 3). In diesen Deltaarmen wurden mächtige Sandschichten abgelagert, die später zu den harten Sandsteinen der sogenannten "Rinnenfazies" verfestigt wurden. Im Bereich des heutigen Lembergs wurden diese Gesteinsschichten nach ihrer Ablagerung und Verfestigung durch ein mulden- und grabenartiges Verwerfungssystem und im Bereich des Hohenaspergs durch Muldenbildung in einem eng umgrenzten Bereich gegenüber der Umgebung um ca. 20 bis 60 m tiefer gelegt. Die Ursache waren tektonische Beanspruchungen in der Erdkruste durch die ständige Bewegung der Kontinente und die Bewegung der Afrikanischen Platte nach Norden gegen die Europäische Platte mit der Bildung der Alpen. Nach der tektonischen Eintiefung lagen die Sandsteinschichten am Rande des Verwerfungssystems auf gleicher Höhe mit den älteren Tonsteinschichten des Gipskeupers. Wegen ihrer Härte und vor allem wegen ihrer Klüftigkeit und damit der guten Wasserdurchlässigkeit sind die Sandsteine aber widerstandsfähiger gegenüber der Abtragung (kompetente Gesteine, Stufenbildner), als die weichen und wasserstauenden Tonsteine (inkompetente Gesteine, Sockelbildner). Auch wird der Sandstein von den seitlich angreifenden Bächen erst später erreicht. In den folgenden Jahrmillionen wurde der Schilfsandstein in diesen Bereichen daher weniger stark und langsamer abgetragen als die weichere Gipskeuper-Umgebung und schützt dort bis heute den unterlagernden Gipskeuper vor der Erosion. Auf diese Weise wurden im Bereich der tektonischen Eintiefungen seit ca. 5 Ma der Lemberg und der Hohenasperg als Hochgebiete langsam erosiv herauspräpariert und belegen als "Zeugenberge" das ehemals breitflächig ausgedehnte Flussdelta des jüngeren Schilfsandsteins mit seinen verzweigten Sandrinnen. Diese Vorgänge werden als **Reliefumkehr** bezeichnet und haben in größerer Ausdehnung auch maßgeblich zum Erhalt der Schichten des höheren Keupers (Stubensandstein etc.) am Stromberg und Heuchelberg, der Löwensteiner Berge und der Keuperberge und Filderhochfläche im Raum Stuttgart und Leonberg beigetragen (Fildergraben, Engelberg etc.). Zeugenberge ohne Reliefumkehr (Ausliegerberge, z.B. der Feuerbacher Lemberg) entstehen auch bei flach einfallenden Schichtstufen mit 1 - 2° Neigung durch das komplexe Zusammenspiel der Flächenerosion und der Stufenerosion in Verbindung mit Bächen, Flüssen und deren Anzapfung und Umleitung. Die parallel zum Schichtstreichen (subsequent) verlaufenden Stufenrandflüsse transportieren das Material der quer (obsequent) und steil in die Schichtstufen einschneidenden und damit stärker erodierenden Flüsse ab. Das ist z.B. bei der Stufenrückverlegung mit Rückseitenerosion am stark zerlappten und gebuchteten Nordrand der Schwäbischen Alb und am Keuperstufenrand östlich von Heilbronn gut zu sehen. Die Stufenrückverlegung erfolgt dort nicht nur frontal durch Quelleinschneidung, Abschwemmungen und Rutschungen, sondern viel wirksamer durch Bachhinterschneidung. Die in einem mehr oder weniger stumpfen Winkel zum Stufenrand einschneidenden Quellen, Bäche und Flüsse biegen hinter der Stufe wie eine Zange stufenparallel um und die Schichttafel wird intensiv in einzelne Ausliegerkomplexe und -berge zerlappt und zerlegt. Gut zu sehen ist das am Rand der Keuperberggländer und am Rand der Schwäbischen Alb.

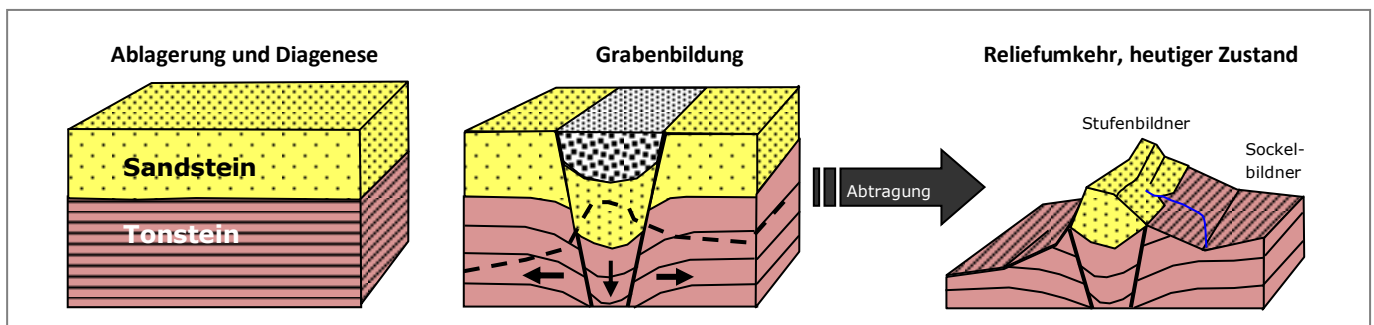


Abb. 19a: Schema der Entstehung eines Zeugenbergs durch Reliefumkehr in einer tektonischen Graben- und Muldenstruktur. Geomorphologische Umwandlung von einer Tieflage durch Dehnung und Grabenbildung zu einer Erhebung mit Abtragung des umgebenden, weicheren Gesteins (siehe Abb. 19e).

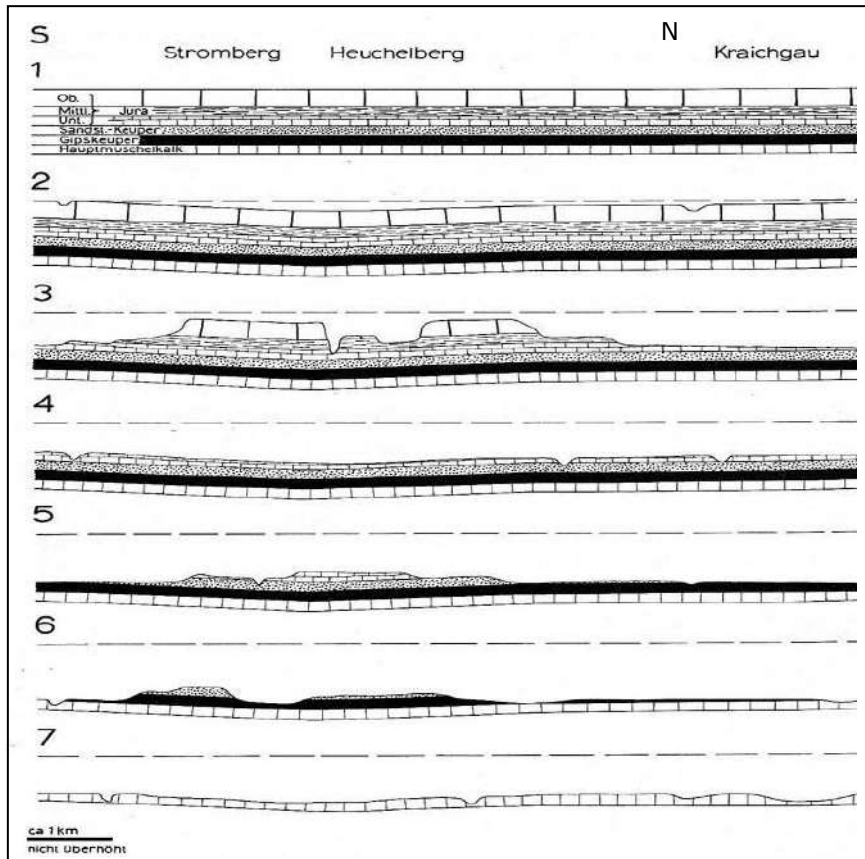


Abb. 19b: Die Entstehung von Stromberg und Heuchelberg durch Reliefumkehr in einer tektonischen Mulde.

Grafik und Text verändert aus O.F. Geyer & M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.

- 1 und 2:** Zustand am Ende des Späten (Oberen) Jura nach der Heraushebung aus dem Meer. Einmuldung und Abtragung, vermutlich seit der Paläogen-Zeit.
- 3:** Erste Reliefumkehr. Weitere Abtragung. Entstehung des ersten Zeugenbergs aus Jura-Gesteinen.
- 4:** Fortschreitende Abtragung. Nach Entfernung der harten Weißjura-Gesteine (Später Jura) und der weichen Braunjura-Gesteine (Mtl. Jura) entstand eine Verebnung auf den harten Schwarzjura-Gesteinen (Früher Jura), ähnlich der heutigen Filderfläche südlich von Stuttgart.
- 5:** Zweite Reliefumkehr. Nach weiterer Abtragung der exponierten Umgebung entstand in der Mulde erneut ein Zeugenberg, zunächst noch mit einer Kappe aus Schwarzjura, die weiter abgetragen wurde.
- 6: Heutiger Zustand.** Schilfsandstein und Stubensandstein bilden die schützende Kappe. In der Umgebung Abtragung bis auf die Keuper-Muschelkalk Gäufläche.
- 7:** Möglicher Zustand in der geologischen Zukunft. Nach der Abtragung der harten Keupersandsteine bildet sich auf dem Oberen Muschelkalk wieder eine Verebnung in einer Mulde.

3.7 Geologische Karten und geologischer Profilschnitt von Ludwigsburg, Fluss- und Landschaftsgeschichte

Die geologische Karte in Abb. 19c zeigt den Bereich der Markung Ludwigsburg, ausgewählt aus dem Karten-Viewer auf der Webseite des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB, 2024). Hier ist der Ausstrich der geologischen Schichten an der Erdoberfläche dargestellt. Ein großer Teil der Fläche wird von den jungen Deckschichten aus Lösslehm, Löss, Abschwemmmassen, Verwitterungslehmen, Fließerden, Hangschutt und Auesedimenten bedeckt, die in der Quartär-Zeit und dort v.a. während der Würm- und Riß-Kaltzeiten diskordant über den viel älteren und stark erodierten Grundschichten der Trias-Zeit abgelagert wurden.

Die geologische Karte in Abb. 19d zeigt den Ausstrich (das Auftreten an der Erdoberfläche) der geologischen Grundschichten aus der Trias-Zeit unterhalb der jüngeren Deckschichten (abgedeckte Karte) und die Talauen-Sedimente aus der Quartär-Zeit. Die 0,5 m bis stellenweise über 10 m mächtigen Deckschichten, welche die Grundschichten flächig und diskordant bedecken, wurden hier aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht dargestellt.

Der geologische Profilschnitt in Abb. 19e zeigt schematisch und überhöht die heute noch ca. 600 - 700 m mächtigen Sedimentschichten des erodierten mesozoischen Deckgebirges über dem variszisch-kristallinen Grundgebirgssockel. Über den Gäuflächen wurden in den vergangenen 145 Ma bis zu 1200 m Gesteinsschichten abgetragen. Die Sedimentschichten liegen flachwellig und diskordant auf dem paläozoisch-variszischen und kristallinen Grundgebirge und werden von Verwerfungen gegeneinander versetzt. Im Bereich von Hohenasperg und Lemberg sieht man die Muldenlage und die tektonische Grabenstruktur, die für die Reliefumkehr dieser Zeugenberge verantwortlich sind. Im Bereich des Neckartals sieht man die Hochlage der Muschelkalkschichten, die durch den von Südwesten nach Osten verlaufenden "Schwäbisch-Fränkischen Sattel" verursacht wird (siehe auch Abb. 2b und 19). Die Lage des Profilschnitts ist in der geologischen Karte markiert. Der Vergleich beider Darstellungen soll die räumliche Lage der geologischen Schichten in Ludwigsburg veranschaulichen. Die Abbildungen 19f, 20 und 21 zeigen die Entwicklung der Flusssysteme und der Landschaften im nördlichen Alpenraum, in Süddeutschland, in Baden-Württemberg und im Raum Ludwigsburg mit der Flussgeschichte des Neckars.

Sehr anschauliche Beschreibungen zur Geologie und Landschaftsgeschichte des Strohgäus und der Keuperschichtstufe zwischen dem Leonberger Engelberg, der Gerlinger Schillerhöhe und dem Schloss Solitude findet man auf den Tafeln des "Geologischen Pfads der Stadt Gerlingen" auf der Webseite des Vereins für Heimatpflege Gerlingen e.V.

<https://heimatpflegeverein-gerlingen.de/geologischer-pfad.html>

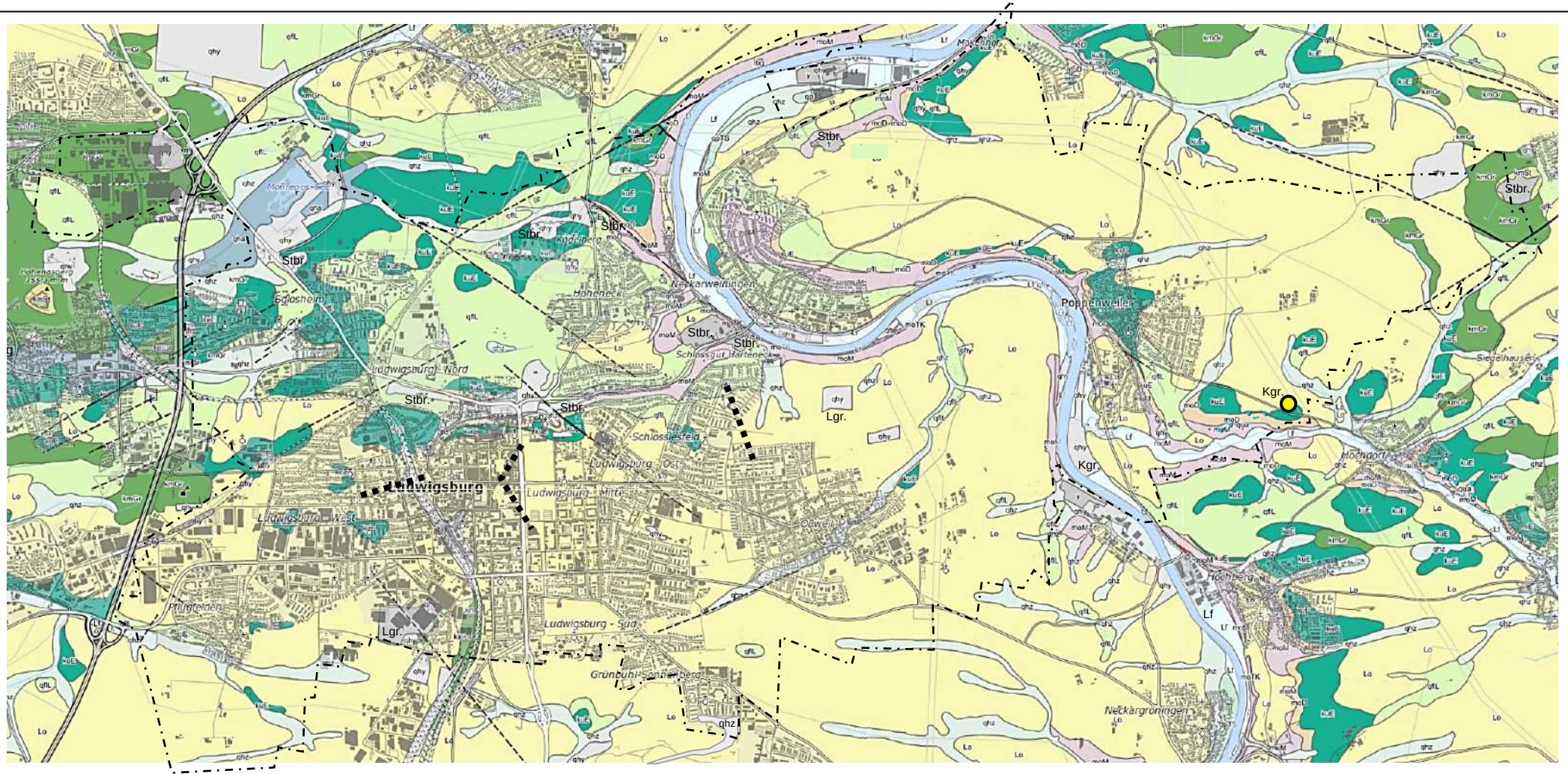


Abb. 19c: Geologische Karte von Ludwigsburg.

Ausschnitt und ergänzt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenvierer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg, RP Freiburg 2024.

Holozäne und pleistozäne Deckschichten

qhhy	Anthropogene Auffüllung
qha	Holozäne Altwasserablagerungen, Anmoor
qhz	Holozäne Abschwemmmassen
Lf	Auenlehm (oft anthropogen)
Lo	Lösslehm, Löss

qfll	Lössführende Fließerden
qpTS	Terrassensedimente (sandige Kiese)

Keuper

kmSt	Schilfsandstein Stuttgart-Formation
kmGr	Gipskeuper Grabfeld-Formation
kuE	Lettenkeuper Erfurt-Formation

Oberer Muschelkalk

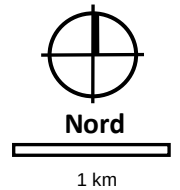
moD	Trigonodus-Dolomit Rotweil-Formation
moM	Ceratitenkalk Meißner-Formation
moTK	Trochitenkalk-Formation

Die Steinbrüche (Stbr.), Kiesgruben (Kgr.) und Lehmgruben (Lgr.) werden heute nicht mehr betrieben und sind teilweise oder ganz verfüllt.

--- Tektonische Störungen, z.T. vermutet

--- Bekannte, mit Tonen plombierte Tälichen

● Ehem. Kiesgrube mit Travertin von Poppenweiler



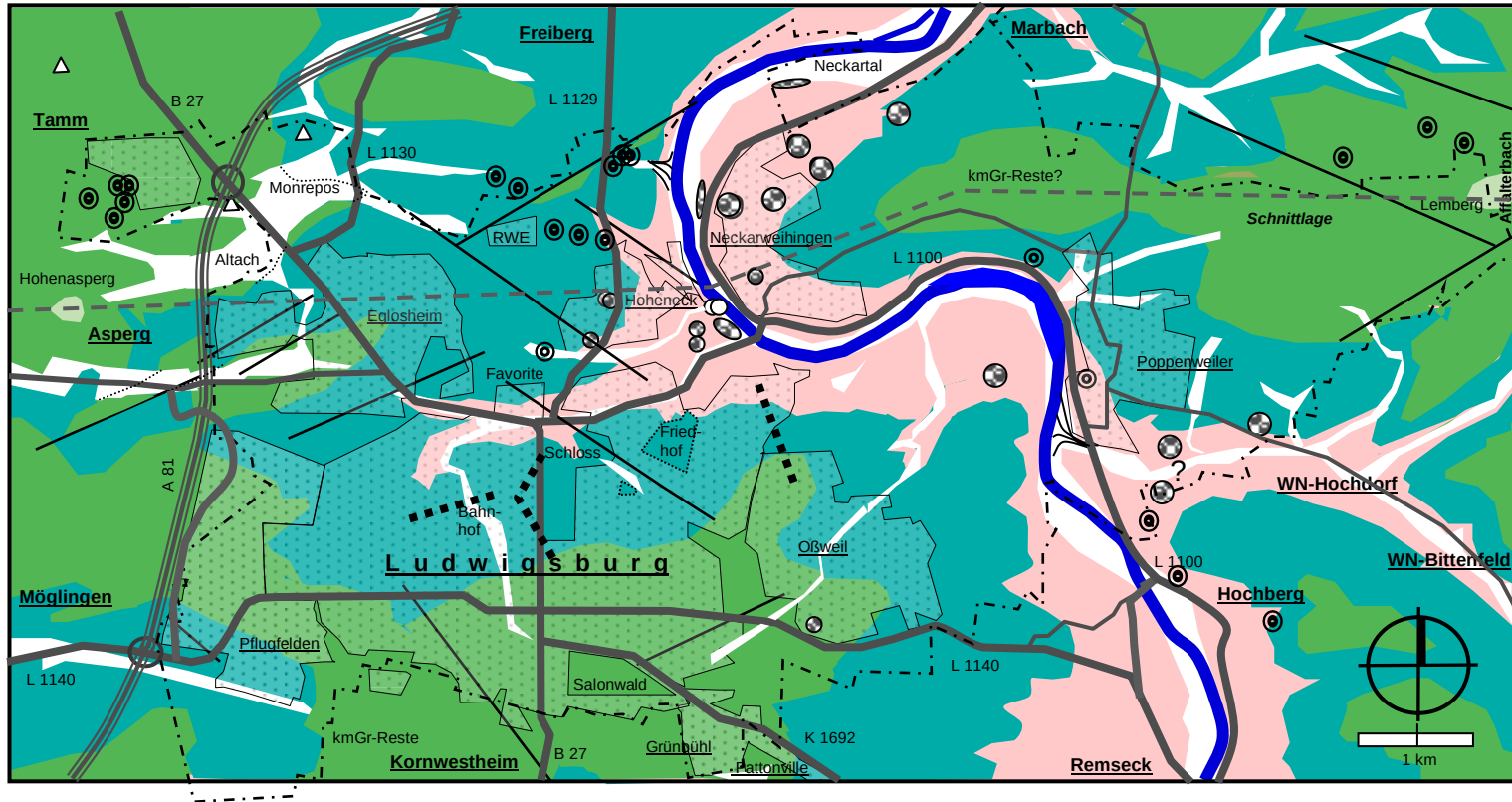


Abb. 19d: Geologische Übersichtskarte der Grundschichten in Ludwigsburg.

Darstellung ohne Deckschichten aus Lösssedimenten, Schuttdecken und Hangschuttmassen (siehe Abb. 19c).

- Talauen. Tallehne und Abschwemmassen, im Neckartal über Schotter der Würm-Kaltzeit, Heilwasserbrunnen Hoheneck.
- Bekannte Erdfälle und kartierte Karststrukturen. Schlotartige Hohlräume im Untergrund mit verstürzten Gesteinsmassen und lehmigen Füllungen.
- Bekannte Reste kaltzeitlicher Terrassenschotter. Rib-Kaltzeiten und ältere Kaltzeiten, oft konglomeratisch verfestigte Weißjuragerölle.
- Kaltzeitlicher Blockschutt. Gerundete Blöcke aus Stubensandstein als Reste kaltzeitlicher Blockströme aus dem Hochgebiet des Ur-Aspergs.
- Schilfsandstein (Mittlerer Keuper) ~ 25 m. Sandsteine und feinsandige Tonsteine (Erosionsrest am Lemberg).
- Gipskeuper (Mittlerer Keuper) bis 100 m. Tonsteine mit einzelnen Karbonatsteinbänken, Sulfatgesteine, Gipsauslaugungsreste.
- Lettenkeuper (Unterer Keuper) bis 23 m. Enge Wechselagerung von Karbonatsteinen, dolomitischen Ton-Schluffsteinen und Sandsteinen.
- Oberer Muschelkalk bis 87 m. Im oberen Bereich 5 - 10 m Dolomitsteinbänke, darunter Kalksteinbänke, getrennt durch dünne Tonstein- und Tonmergelsteinlagen.
- Verwerfungen (Schichtversatz), teilweise vermutet.
- Lage des Profilschnitts

Die Grundschichten werden von 0,5 m bis über 10 m mächtigen quartären Deckschichten aus Lösslehm, Löss, Fließerden, Abschwemmassen und Hangschutt bedeckt. Diese wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit hier nicht dargestellt (abgedeckte Karte).

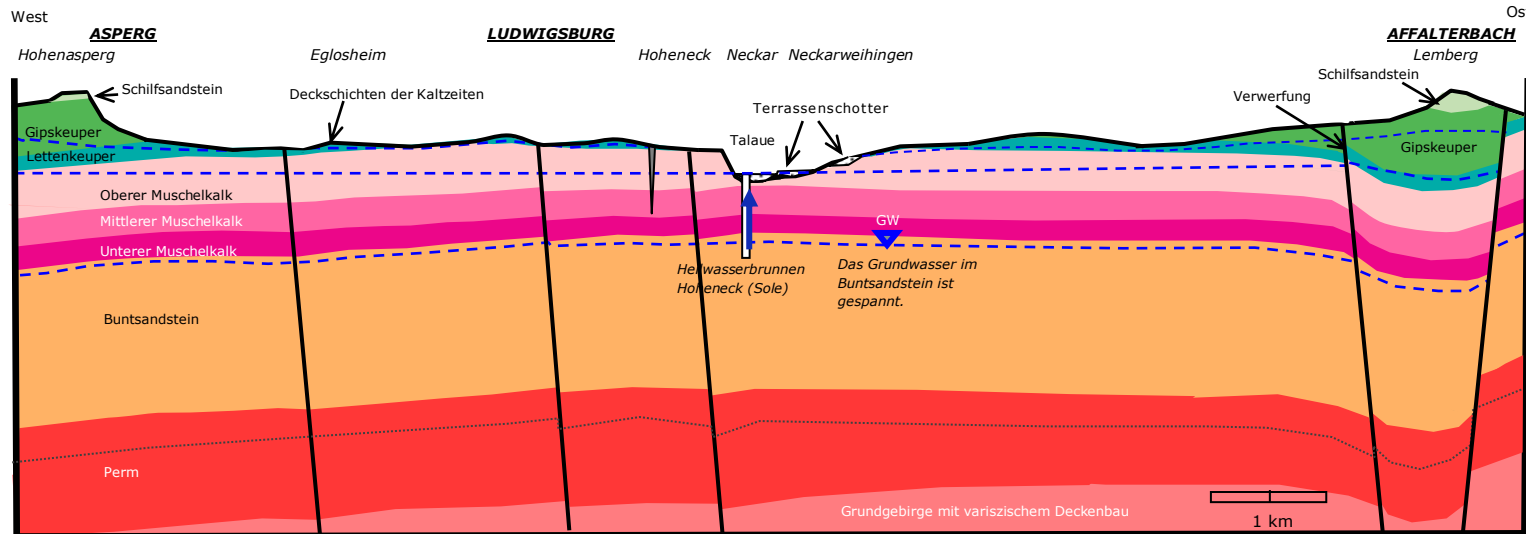


Abb. 19e: Geologischer Profilschnitt. (4-fach überhöht)

- Mittlerer Muschelkalk noch ca. 60 m. Kalkstein- und Dolomitsteinbänke. In Ludwigsburg Auslaugungstone der Salzgestein, Sulfatgesteine in Auslaugung, reduzierte Mächtigkeit.
- Untere Muschelkalk ca. 50 m. Kalkstein- und Dolomitsteinbänke, dolomitische Mergelsteine Tonsteine.
- Buntsandstein ca. 270 m. 5 - 10 m Rötöne an der Grenze zum Muschelkalk. Darunter Sandsteine mit Gerölllagen und vereinzelte Tonsteinlagen (Rötöne).
- Perm ca. 180 m. Terrigener Zechstein über terrestrischem Rotliegenden (Ton-, Dolomit-, Sandsteine, Konglomerate, Vulkanite).
- Grundgebirge. Im Raum Ludwigsburg vermutlich Gneise und Migmatite. Kristallingesteine der Saxothuringisch-Moldanubischen Zone des abgetragenen Variszischen Gebirges.

Die blau gestrichelten Linien sind die Grundwasseroberflächen in den drei Hauptgrundwasserstockwerken bzw. die Druckfläche im Oberen Buntsandstein (Abb. 24). Im Neckartal ist der Heilwasser-Solebrunnen mit dem artesischen Aufstieg des gespannten Grundwassers aus dem Oberen Buntsandstein eingezeichnet.

3.8 Fluss- und Landschaftsgeschichte

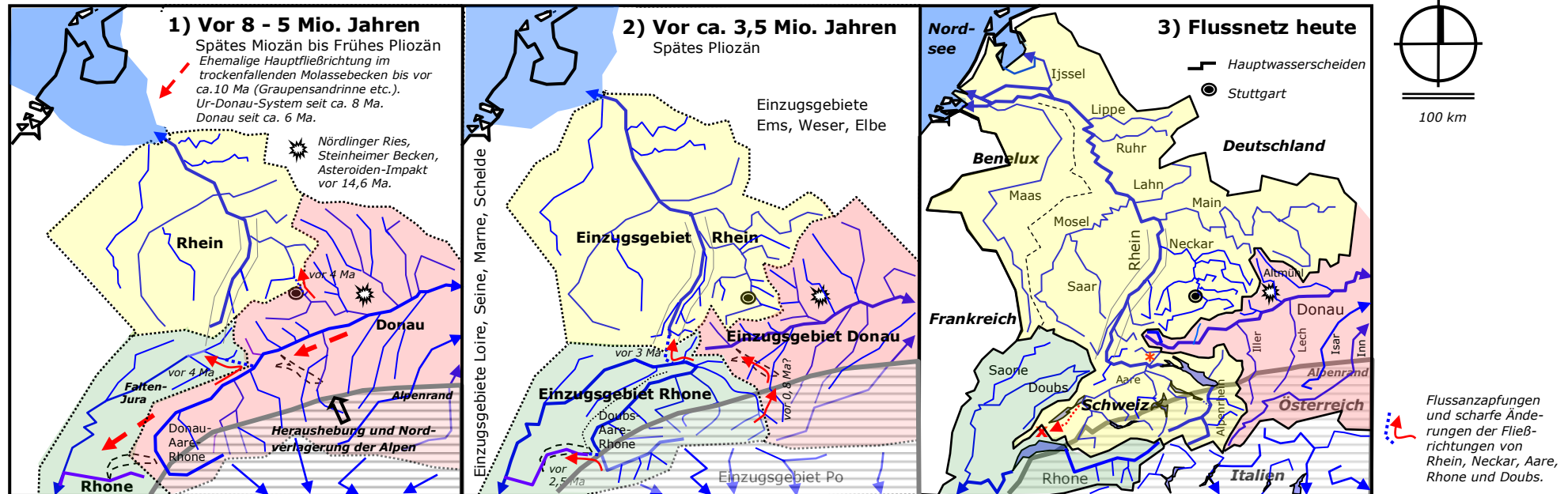


Abb. 19f: Flussgeschichte von Süddeutschland und dem mittleren Alpenraum. Die Veränderung der Einzugsgebiete der Flüsse durch Tektonik und Erosion.

Vor etwa 145 Ma. wurde das Rheinisch-Mitteuropäische Festland weiter tektonisch gehoben und damit wurde auch Süddeutschland aus dem Jurameer herausgehoben und der Abtragung durch die sich bildenden Flusssysteme ausgesetzt. Von einem kurzen Kreidemeer-Vorstoß aus dem Süden sind nur Ablagerungen in Bayern bekannt, ob es in Baden-Württemberg Kreidesedimente gibt, ist noch nicht geklärt. Am Südrand der rheinischen Landmasse sind die Flüsse bei einem tropischen Klima in flachen und breiten Tälern nach Südosten zum Tethys-Ozean geflossen. Im Bereich des Schweizer Mittellandes, Oberschwabens und des Allgäus hat sich dann vor ca. 33 Ma im Zuge der Alpenbildung das Molassebecken mit Meeren und Seen gebildet. Vor ca. 52 Ma begann der Oberrheingraben einzubrechen und senkte sich mit der Hebung von Schwarzwald und Vogesen weiter ab. Vor 28 - 20 Ma entwässerte die Untere Süßwassermolasse nach Osten in die Paratethys. Vor 19 - 10 Ma verlief die Strömung der Oberen Meeresmolasse und die Entwässerung der Oberen Brackwassermolasse nach Südwesten in die Tethys. Durch die Verkippung der Erdkruste vor ca. 10 Ma mit der stärkeren Heraushebung des Südschwarzwaldes und mit der weiteren Absenkung des Molassebeckens hat sich die Entwässerung von Süddeutschland und der Nordalpen von Westen nach Osten in den Pannonischen See umgekehrt. Nach der weiteren Hebung mit dem Trockenfallen des Molassebeckens vor ca. 8 Ma hat sich dort eine weiträumige Seen- und Flusslandschaft mit einer Hauptentwässerung über die entstehende Rhone-Aare-Donau nach Osten in das entstehende Schwarze Meer gebildet.

Bild 1: Vor etwa 8 - 5 Ma sind die nördlichen Alpenflüsse der Schweiz, Walliser-Rhone, Reuss und Alpenrhein nach Norden und Nordosten in das Becken der allmählich verlandenden Oberen Süßwassermolasse und von dort mit dem sich bildenden Aare-Donau-System nach Osten geflossen. Auch die Neckar-Lone (Fils) und die Brenz (Jagst) haben nach Südosten zur Donau entwässert. Es begann die landschaftliche Grobformung von Süddeutschland (siehe Kap. 6, Abb. 6.68).

Bild 2: Das Gefälle der Donau auf ihrem langen Weg zum Pontischen/Schwarzen Meer war und ist bis heute aber recht flach, so dass das Donau-System in Süddeutschland nur eine geringe erosive Kraft hatte. Das Rhone-System mit dem Doubs im Südwesten und das Rhein-System mit dem noch kurzen Rhein-Neckar im Norden hatten und haben bis heute auch durch das Einbrechen des Rhone- und Rheingraben, durch die Austrocknungen des Mittelmeeres von 6 Mio. Jahren und wegen der bis heute andauernde Hebung von Schwarzwald und Vogesen eine tiefere Erosionsbasis, damit ein höheres Gefälle und eine größere Erosionskraft. Das macht sich dort auch durch schroffere Talformen bemerkbar. Die rückschreitende Erosion der Flüsse kam daher im Rhone- und im Rhein-System schneller

Karten mit Daten aus E. Villinger (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., NF., 80. und J. Eberle et al. (2023): Deutschlands Süden. 4. Aufl., Springer, Berlin. Die Karten zeigen den ungefähren Verlauf der Flüsse vor Millionen Jahren.

* = Wutach-Anzapfung der Feldberg-Donau zum Rhein vor 19.000 a; X = zukünftige Aare-Anzapfung zur Rhone?

voran als im flacheren Donau-System, sodass vor etwa 4 Ma der Doubs die Alpenflüsse Aare und Reuss bei Waldshut erreicht hat und durch den Sundgau zum Mittelmeer umlenken konnte. Die Walliser Rhone-Aare wurde vor ca. 2,5 Ma im Bereich des heutigen Genfer Sees von Westen her angezapft, von der Aare getrennt und direkt zum Mittelmeer umgelenkt. Die der Donau tributären Flusssysteme des heutigen Neckars und Teile des Mains wurden vom nördlichen Oberrheingraben her angezapft, zum Teil in ihren Fließrichtungen umgekehrt und der Nordsee zugeführt (Abb. 20). Vor etwa 3 Ma hat dann die Erosionsfront des Rheins das Aare-Doubs-System bei Basel und am heutigen Hochrhein erreicht und die Aare ebenfalls zur Nordsee umgelenkt. Durch weitere rückschreitende Erosion und vermutlich auch durch den Ausbruch von Eisrandseen wurde vor etwa 1,7 - 0,8 Ma der Alpenrhein im Bereich des Bodenseebeckens der Donau entrissen und zum ersten Mal der Nordsee zugeführt. Die Entwässerung des Alpenrheins über den Oberrhein zur Nordsee, oder über die Donau ins Schwarze Meer wurden in den vergangenen 1,5 Ma von den jeweiligen Gletschervorstößen aus den Alpen und von deren Erosions- und Ablagerungsvorgängen beeinflusst.

Bild 3: Der Oberrhein konnte sich wegen seiner starken Erosionskraft mit der Zeit weite Gebiete der hypsographisch flacheren Donau- und Rhone-Systeme einverleiben. Damit waren die Grundlagen für die heutigen Flusssysteme in Südwestdeutschland mit den europäischen Hauptwasserscheiden und mit den Zuflüssen zur Nordsee und zum Schwarzen Meer geschaffen. Zeugnisse dieser grundlegenden Veränderungen der Flusssysteme sind Schotterablagerungen in exponierten Hochlagen, alte geköpfte Talböden am Nordrand der Schwäbische Alb und die scharfen Richtungsänderungen von Aare, Rhein, Neckar und ihrer Nebenflüsse im Bereich der Anzapfgebiete. Der Kampf der Flusssysteme von Rhein und Donau um das Einzugsgebiet dauert an und ist heute in der Wutachschlucht bei Blumberg zu sehen. Dort hat vor 19.000 Jahren das Rhein-System mit der Wutach die sogenannte Feldbergdonau angezapft und von Osten nach Süden umgelenkt und wird sich in Zukunft auch die beiden Quellflüsse der heutigen Donau - Brigach und Breg - einverleiben (*). In ca. 1 - 2 Ma könnte die Rhone die Aare und die Emme im Bereich Genfer-, Neuenburger-, Bieler-See anzapfen und zum Mittelmeer umlenken (x). In ca. 20 Ma könnte die Schwäbische Alb bis zur Oberen Donau abgetragen sein und dieses Gebiet entwässert dann über den Neckar und den Rhein in die Nordsee. In ferner Zukunft ist auch eine Umlenkung von Aare und Hochrhein in den Genfer See oder in den Doubs wieder denkbar (x).

Kleine Fluss- und Landschaftsgeschichte des Neckarraumes.

"Neckar" - "nik-ar" ist keltischen Ursprungs und bedeutet "Wildes Wasser".

Mit der weiteren tektonischen Hebung des nördlich gelegenen Rheinisch-Mitteuropäischen Festlandes gegen Ende der Jura-Zeit vor ca. 145 Jahren zog sich das Meer mit einer kurzen Unterbrechung in der Kreide-Zeit aus Süddeutschland nach Süden zurück. Auf der Süddeutschen Tafel entstand bis ins Frühe Paläogen eine flache Rumpfflächenlandschaft mit Flüssen, die in flachen und breiten Tälern bei einem tropischen Klima nach Südosten in den alpinen Tethys-Ozean entwässerte. Durch die Alpenbildung und deren Nordwestwanderung kam es in Südwestdeutschland zu einer Dehnung und Ausdünnung der Lithosphäre. Das verursachte vermutlich der Aufstieg eines Mantelplumes mit Hebung, was ab ca. 52 Ma zum Einbrechen des Oberrheingrabens als Gewölbescheitelbruch geführt hat. Dabei kam es zur Hebung von Vogesen, Schwarzwald und Odenwald. Zusammen mit der Absenkung des Nordalpinen Molassebeckens ab ca. 35 Ma kam es in Südwestdeutschland ab ca. 20 Ma und verstärkt vor 13 – 10 Ma zu einer Verkippung der Gesteinsschichten nach Südosten um 1° im Norden und um bis zu 5° im Südwesten in Baar und Hegau (Abb. 9). Diese leichte Schrägstellung hat Zusammen mit den zyklischen Hebungen der Süddeutschen Scholle und mit der engen Abfolge der unterschiedlich abtragungsresistenten Gesteine zur Bildung des Schwäbisch-Fränkischen Schichtstufenlandes mit seinen treppenartig und asymmetrisch nach Nordosten aufeinanderfolgenden Schichtstufen mit Verebnungsflächen und Steilstufen geführt. Durch die tektonische Beanspruchung kam es auch zu zahlreichen Verwerfungen, Grabenbildungen, Mulden- und Sattelbildungen in den mesozoischen Gesteinsschichten (Kap. 3.5 und gelbe Signaturen in Abb. 20). Die nach Süden in das Molassebecken mündenden Flüsse mit zunächst noch geringem Gefälle begannen sich mit den Hebungen tiefer einzuschneiden (Kap. 6.7). Die Schichten von Jura und Keuper wurde von Norden her stärker abgetragen und die Landschaftsformen wurden differenzierter. Im Späten Paläogen vor ca. 30 Ma hat in Südwestdeutschland eine stärkere Hebung stattgefunden und das Klima wurde kurzzeitig kühler. Ab ca. 25 Ma wurde es tektonisch wieder ruhiger und mit der weiteren Abtragung ohne nennenswerte Hebung hat sich bei einem nochmals subtropischen Klima wieder ein Flachrelief mit einer niedrigen Juraschwelle vom aufgestiegenen Schwarzwald bis südlich des Stuttgarter Raums entwickelt. Vor ca. 14 Ma waren die landschaftlichen Grundstrukturen von Südwestdeutschland dann weitgehend fertiggestellt und vor ca. 7 - 3 Ma gab es eine weitere Hebungsphase. Die bisher eher angedeuteten Schichtstufen begannen sich nun steiler zu entwickeln und weiter nach Südosten zu verlagern. In dieser Zeit wurde es auch trockener und die heutige Ausformung der Landschaft mit der tieferen Talentwicklung begann. Auch während der Kaltzeiten von 2,6 Ma bis fast heute gab es eine stärkere allgemeine Hebung und im Strohgau wurden ca. 50 m Gesteinsschichten des Keupers abgetragen und der Neckar hat sich um bis zu 80 m eingetieft (Abb. 21).

Auf **Abb. 20-1** ist vor 16 Ma im Zentrum von Baden-Württemberg ein großer und verzweigter Fluss zu sehen, der als **"Neckar-Lone"** zusammen mit den anderen Flüssen vom Rand des Odenwalds und des Schwarzwalds nach Südosten zum Molassebecken floss. Die schubweise Hebung von Süddeutschland als Folge der sich bildenden Alpen hielt an und es kam vor ca. 13 - 10 Ma zu einer stärkeren Hebung des Südschwarzwalds und zu einer weiteren Verkippung von Südwestdeutschland mit dem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau. Das hat die Entstehung der mächtigen **"(Rhône-)Aare-Donau"** als Hauptentwässerung der Nordalpen und von Süddeutschland nach Osten im zu dieser Zeit auch endgültig trockenfallenden Molassebecken unterstützt. Im Oberrheingraben hat inzwischen der zunehmende Höhenversatz zum Odenwald und zum Schwarzwald den zunächst noch kurzen Flüssen und Bächen an den Grabenschultern eine immer höhere Erosionskraft und Erosionsgeschwindigkeit gegenüber den flacheren Donauzuflüssen auf der östlichen Hochfläche verschafft. Auf **Abb. 20-1** ist zu sehen, wie sich einer dieser Flüsse vor über 20 Ma beim heutigen Heidelberg entlang dem südlichen Odenwald zunächst nach Osten und nach Norden zurückgeschnitten und die zur Neckar-Lone fließende Itter bei Eberbach zum Rhein umgeleitet hat. Auf **Abb. 20-2** sieht man, wie dieser steile und erosionskräftige **"Rhein-Neckar"** nach Südosten schwenkt und neben der Elz auch die anderen Bäche und Flüsse am Oberlauf des Ur-Donau-Systems angezapft und nach und nach zum Rhein umgelenkt hat. Damit begann dort eine Neuausrichtung des baden-württembergischen Flusssystems. Im Laufe der weiteren Jahrmillionen wurden dann immer größere Teile des Einzugsgebietes der Neckar-Lone mit ihren Nebenflüssen Zaber, Enz, Gloms, Murr und Rems sowie die Ur-Flüsse der heutigen Kocher und Jagst sukzessive von Norden und Westen her angezapft und von einer generellen Südost-Fließrichtung zur Donau in eine generelle Nord- und West-Fließrichtung zum Rhein umgelenkt. Die Gloms ist vor ca. 3 Ma nicht nach Norden zur Enz, sondern über das "Korntal" nach Osten direkt in den Neckar geflossen. Mit der Eroberung dieser Donauzuflüsse und mit der Umlenkung der wasserreichen Enz nach Norden hat der Rhein-Neckar weiter an Erosionskraft gewonnen und es kam zu einer verstärkten Tiefenerosion im sich rhythmisch hebenden Land. Diese weitreichenden Veränderungen im süddeutschen Gewässernetz haben zu einer allmählichen Südost-Verlagerung der Wasserscheide zwischen Rhein-Neckar (Nordsee) und Neckar-Lone-Donau (Pontischer See - Schwarzes Meer - Mittelmeer) geführt. Vor 6 - 5 Ma lag diese **"Europäische Hauptwasserscheide"** im Raum Ludwigsburg und hat vor etwa 3 Ma bei Plochingen den damaligen Albrand erreicht. Der Rhein-Neckar konnte nun auch den **"Tübinger-Neckar"** zusammen mit einem Rest der unteren Neckar-Lone als heutige Fils komplett nach Norden umlenken (Abb. 20-3) und heute fließt nur noch eine auf 37 km verkürzte östliche Lone ab Ursprung von der Hochfläche der Schwäbischen Alb über die Hürbe und die Brenz zur Donau (Abb. 20-4). Auch Jagst, Kocher, Murr, Rems und Fils vergrößerten ihre Einzugsgebiete auf Kosten der Donau oder kehrten ihre Fließrichtungen um. So wurde der Neckar mit seiner zunehmenden Erosionskraft zum mächtigsten Fluss nördlich der Schwäbischen Alb. Das hatte zur Folge, dass die lange Zeit bestehende Keuperschichtstufe im nördlichen Baden-Württemberg stärker nach Südosten zurückverlegt und intensiver zertalt und zerteilt wurden. In Verbindung mit tektonischen Graben- und Muldenbildungen und durch Reliefumkehr sind so die großen "Keuperinseln" Stromberg und Heuchelberg, die Schwäbisch-Fränkischen Waldberge, sowie mehrere kleine Zeugenberge entstanden. Vor 0,5 Ma hat der "Rhein-Neckar" in seinem Oberlauf dann noch die der Donau zufließende Eschach bei Rottweil nach Norden umgelenkt. Vor 17.000 bis 11.000 Jahren mündete der Neckar nicht wie heute bei Mannheim in den Rhein, sondern mäandrierte im Oberrheingraben entlang dem östlichen Grabenrand ab Ladenburg als Rhein-Randfluss entlang der Bergstraße nach Norden ("Bergstraßen-Neckar") und mündete erst bei Trebur/Darmstadt in den Rhein (Abb. 19g-4). Ursache für diese Flussablenkung waren vermutlich große Dünenbildungen im heutigen Mündungsgebiet des Neckars in den Rhein. Die Strukturen des heutigen Flussnetzes sind auf **Abb. 20-3** vor 3 Ma schon gut erkennbar. Nur in Oberschwaben und am Bodensee stand noch die Richtungsänderung des Alpenrheins von Norden zur Donau nach Westen zum Hochrhein und zum Oberrheingraben bevor, mitbeeinflusst durch tektonische Absenkungen im Bodenseebecken und durch die Erosion der im

Eiszeitalter mehrfach ins Vorland heraustretenden Alpengletscher. Die deutlichen Richtungsänderungen des heutigen Neckars bei Plochingen und Eberbach sind die Zeugen dieses Kampfes von Rhein und Donau um die Einzugsgebiete. Die o.g. Hebung und die südöstliche Verkippung von Baden-Württemberg hat den Verlauf und die Talbildung der Flusssysteme mit "Stufenrandflüssen" und "Rückseitenerosion" bis heute entscheidend geprägt (Kap. 3.6.1). Diese Flüsse sind vor den Jahrmillionen aber noch in viel höheren und jüngeren Gesteinsschichten verlaufen und haben sich dann zusammen mit der allgemeinen Hebung und gleichzeitigen Erosion bis auf das heutige Niveau eingeschnitten. Auch einige größere tektonische Störungszonen, wie z.B. das Schwäbische Lineament am Albrand und der Fildergraben im Stuttgart-Esslinger Raum, haben den Verlauf und das Einschneiden des Neckars und der anderen Flüsse mitbestimmt. Die oft noch flachen Flusstäler haben dann erst ab dem Pliozän durch eine verstärkte Landhebung größere Eintiefungen erfahren und haben sich in den Kaltzeiten weiter vertieft. Beim Durchschneiden der harten Gesteine von Muschelkalk und Buntsandstein in Bereichen von tektonischen Sattelstrukturen haben die Flüsse schmale Durchbruchstäler als enge Schlingentäler (Talmäander) erodiert, wie z.B. der Neckar bei Rottweil und Rotenburg, bei Stuttgart-Hofen, bei Ludwigsburg und Hessigheim und entlang dem südlichen Odenwaldrand. In Bereichen mit weicheren Keupermergel, in Auslaugungsgesteinen (Salz, Gips, Anhydrit) und in tektonisch bedingten, jungen Aufschotterungen fließen der Neckar und seine Nebenflüsse aber auch heute in breiteren Talauen, wie z.B. im Raum Heilbronn. Auffallend ist, dass der nach Südosten herauspräparierte Schichtstufenrand des Späten Jura (jo) schon früh nahe an seiner heutigen Lage angekommen ist, während sich die Schichtstufen des älteren und tiefer liegenden Keupers (k) und des Muschelkalks (m) erst später weiter nach Südosten verlagert haben. Der Stufenrand des Späten Jura (Albtrauf) hat sich bis heute auch nur wenig weiter nach Südosten verlagert. Hier wird vermutet, dass zur Zeit des Späten Jura im nördlichen Baden-Württemberg nahe der Küste zum damaligen Festland des Rheinischen Schiefergebirges keine oder nur wenige Kalkschlämme, sondern v.a. tonig-mergelig-sandige Schlämme abgelagert wurden. Erst weiter südlich kam es im küstenfernen, klaren und tropisch-warmen Flachwasser zur biochemischen Ausfällung von Kalkschlämmen und zur Bildung von mächtigen Schwamm- und Korallenriffen. Die nördlich abgelagerten und nach der diagenetischen Verfestigung relativ weichen Tonmergelsteine wurden nach ihrer Hebung aus dem Meer dann schneller nach Süden abgetragen als die weiter südlich abgelagerten und viel härteren Karbonatsteine und Riffkalke, die heute den Albtrauf bilden. In ferner Zukunft könnte der mittlere Neckar von den heute noch unbedeutenden Flüssen Leimbach, Kraichbach und Saalbach aus dem Kraichgau angezapft werden. Sollten diese Flüssen noch so etwa 70 – 100 m Gestein abtragen, könnten ihre kürzeren und viel steileren Wege zum Rhein tiefe Täler erodieren und den heutigen Neckar zwischen Pleidelsheim und Bad Wimpfen nach Westen durch den Kraichgau direkt zum Oberrhein umleiten. Nagold und Würm könnten den Oberlauf des Neckars anzapfen und über die Pfalz nach Nordwesten auf schnellstem Weg dem Rhein zuführen (H. Seyfried et al. 2021).

Talbildung: Täler entstehen durch gravitative Abtragung bei linienhafter Fluvialerosion (Einschneiden, Seiten-, Tiefen-, rückschreitende Erosion) und durch flächenhafte Hangdenudation (Hangabwärtsbewegung) mit Bodenkriechen, Rutschungen und Felsstürzen. Das findet bevorzugt dort statt, wo die Gesteinseigenschaften, wie z.B. die geringe Härte und die geringe Wasserdurchlässigkeit bei Ton-, Mergel- und Schiefergesteinen, die Erosion begünstigen. Kleinere und v.a. größere tektonische Verwerfungen und Gräben beeinflussen die Talbildung und sind oft für deren deutliche Richtungsänderungen verantwortlich. In den Alpen gibt es einige breite Talzüge, die entlang von großen tektonischen Bruchsystemen mit stark zerrütteten und gut erodierbaren Gesteinen verlaufen (Kap. 6). Auch kleinere Brüche und Klüfte begünstigen die Gesteinsverwitterung und die Abtragung durch die Fließgewässer und diese folgen auch im flachen Land gerne dem geringeren Widerstand, v.a. wenn sich das Land mit der Zeit hebt. Die in Baden-Württemberg je nach Gestein und Alter oft mehr oder weniger dendritischen (verästelten) Flussnetze können auch größerer Bruchmuster und bevorzugte Bruchrichtungen in der oberen Erdkruste erkennbar machen. Während die Bruchmuster im jüngeren und sedimentären Deckgebirge eher einfacher Art sind und die Spannungsverhältnisse der vergangenen 300 Ma abbilden, sind die Bruchgefüge im älteren und kristallinen Grundgebirge komplexer, denn sie begannen dort schon viel früher zu entstehen. So bildeten sich im kristallinen Mittleren- und im Südschwarzwald die engmaschig-komplexen und unregelmäßigen Talnetze, die sich deutlich von den Talnetzen im sedimentären Schichtstufenland unterscheiden. Leicht abtragbare Sedimentgesteine haben oft aufgefiederte und kleinteilige Talnetze, widerstandsfähigere Sedimentgesteine haben weitständigere Talnetze und verkarstete Karbonatgebiete haben wegen der schnellen Wasserversickerung und der unterirdischen Ableitung (unterirdisches Fluss- und Höhlensystem durch Kalklösung) oft nur eine unvollkommene Trockentalbildung mit einer verminderten Netzdichte, wie z.B. die Schwäbische Alb und die Muschelkalk-Gäufelchen. Oft wirken die Gesteinsarten, tektonische Klüfte und Brüche und die Schichtlagerung bei der Talbildung komplex zusammen und immer wieder greift auch eine Flussanzapfung durch rückschreitende Erosion mit ein. Die Talbildung korrespondiert eng mit der Schichtstufenbildung und -abtragung. Diese erfolgt nicht nur durch flächenhafte Hangabtragung an den Stufenfronten (Denudation), sondern stärker und auch linienhaft durch das tiefe und steile Einschneiden der Bäche und Flüsse schräg bis senkrecht zum Stufenrand. Oft von Quellen an der Grenze von wasserdurchlässigen zu wasserstauenden Schichten ausgehend (Kalk- und Sandsteine – Mergel- und Tonsteine), bilden sich an den Stufenrändern kleine Bachverästelungen, deren rasche Erosion in die Stufe hinein zu Zerschneidungen und zu zangenartigen Bachhinterschneidungen, in steilem Gelände auch mit Rutschungen, mit Buchtbildungen und schließlich zur Bildung von isolierten und erosionsanfälligen Ausliegerkomplexen führt. Durch diese rückschreitende Erosion kam es zu einer intensiven Zerlappung und Zerlegung der aus unterschiedlich erosionsbeständigen Gesteinen bestehenden Schichttafeln durch Rückseitenerosion unter Mitwirkung der lokalen Tektonik, heute gut zu sehen an den oft ausgefranzten Schichtstufenrändern der Schwäbischen Alb und der Keuperbergländer (siehe Seite 20).

Mehr zur Fluss- und Landschaftsgeschichte bei

- J. Eberle et al. 2023: *Deutschlands Süden. Vom Erdmittelalter zur Gegenwart*. 4. Aufl., Springer, Berlin.
- H. Seyfried et al. 2021: *Die Landschaften von Baden-Württemberg*. 2. Aufl., Schmidt, Neustadt an der Aisch.
- T. Simon 2010: *Karte zur Landschaftsentwicklung Baden- Württemberg*. LGRB-Information 25, Freiburg.

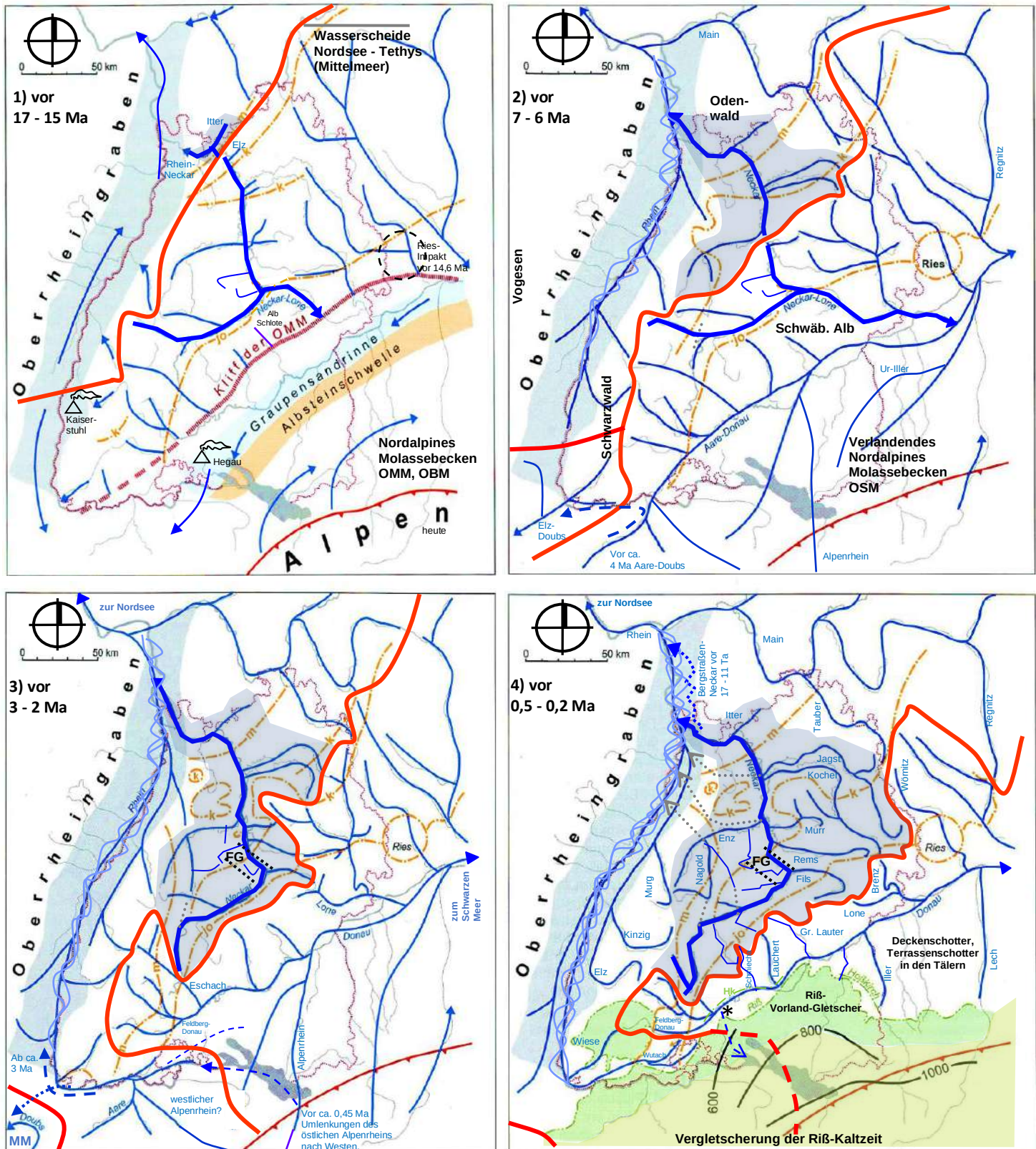


Abb. 20: Karten zur Entwicklung des Neckar-Flusssystems im Neogen und im Pleistozän.

Die Kartenfolge zeigt die Anpassung des alten Neckar-Lone-Systems durch den noch kleinen, aber durch das größere Gefälle kräftig rückschreitend erodierenden Rhein-Neckar von Norden her, sowie die Umkehrung der Fließrichtung von erheblichen Teilen des Neckarsystems von Südosten zur Donau nach Nordwesten zum Rhein. Dadurch kam es auch zur Verlagerung der Europäischen Hauptwasserscheide um bis zu 130 km nach Südosten. Rote Linien: nach Südosten wandernde Europäische Hauptwasserscheide zwischen Rhein (Nordsee) und Donau (Mittelmeer); Grau unterlegt = Einzugsgebiet des Rhein-Neckars. Gelbe Strichpunktmarkierungen: m = Muschelkalk-Schichtstufe; k = Keuper-Schichtstufe; jo = Spätere Jura-Schichtstufe; OMM = Obere Meeresmolasse; FG = Fildergraben, ca. 4 Ma alt; * = mögliche Neckaranzapfungen in der Zukunft durch Leimbach, Kraichbach, Saalbach und Pfingz; <...> = Heute wird die junge Donau bei Immendingen und bei Fridingen von unterirdischen Flüssen in durch Kalklösung gebildeten Karsthöhlräumen in den Gesteinen des Späten Jura unterirdisch angezapft und erhebliche Wassermengen versickern im Flussbett. Das Wasser tritt etwa 12 km südlich am Aachtopf zutage, fließt über die Radolfzeller Aach in den Bodensee und somit über den Rhein in die Nordsee. Es gibt hier also eine topographische oberirdische und eine unterirdische Wasserscheide, wie es auch auf der verkarsteten Schwäbischen Alb der Fall ist. In Zukunft wird die Donau hier gänzlich zum Rhein umgelenkt werden. Im Norden von Baden-Württemberg bestand der Späte Jura vor ca. 100 Ma aus küstennah abgelagerten und weichen Mergelsteinen ohne Schichtstufenbildung, die rasch nach Süden erodiert sind. Nach Süden zunehmend folgten marin abgelagerte und diagenetisch hart verfestigte Karbonatsteine und Riffe und der sich dort verstellende Jura-Stufenrand hat sich seit 20 Ma nur um ca. 20 km weiter nach Südosten verlagert.

Grafik ergänzt aus: T. Simon, (2010): Karte zur Landschaftsentwicklung Baden-Württemberg. LGRB-Information 25, Freiburg.

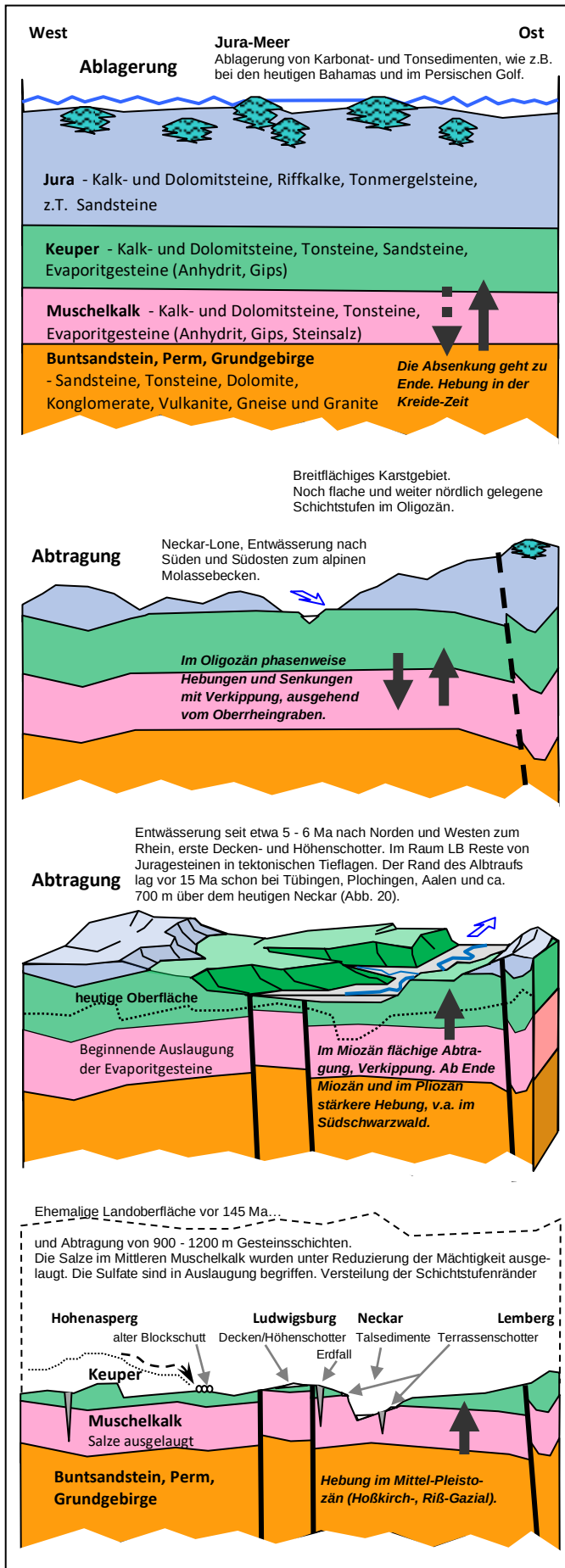


Abb. 21: Profilschnitte zur Landschaftsentwicklung im Raum Ludwigsburg nach dem Ende der Jura-Zeit (schematisch und überhöht).

Starke und rhythmische Abtragung und Einschneiden der Flüsse vom Jura-Niveau bis zum Keuper- und Muschelkalk-Niveau (Abb. 7 und Abb. 19e, f, g).

(1) Ende der Jura-Zeit und Kreide-Zeit vor 145 – 66 Mio. Jahren

Während der Jura-Zeit war der süddeutsche Raum bei einem subtropischen Klima von einem flachen Meer am Nordrand des großen Tethys-Ozeans bedeckt (Abb. 6). Im warmen Wasser wurden Kalk- und Tonmergelschlämme mit Resten von Kalkschalen von Meerestieren abgelagert und es kam zur Bildung von zahlreichen einzelnen Schwamm- und Algenriffstotzen und zu Korallenriffen, deren dichte Massenkalk heute am Albrauf felsbildend sind. Gegen Ende der Jura-Zeit kam die Absenkung im Mitteleuropäischen Beckens allmählich zum Stillstand und mit dem sich aufwölbenden Rheinisch-Mitteleuropäischen Festland hob sich Süddeutschland aus dem Meer. Auch der Druck durch die Nordwanderung der sich bildenden Alpen machte sich zunehmend bemerkbar. Mit dem Ende der marinen Sedimentation wurden die nördlichen Bereiche von Süddeutschland Festland und auf der flachen, kreidezeitlichen Landoberfläche begann bei einem tropisch-feuchteren Klima eine tiefe chemisch-biogene Verwitterung und Abtragung der Gesteine. Die Entwässerung der flachwelligen Rumpfflächenlandschaft erfolgte durch flache und breite Flusstäler zum südlich gelegenen Tethys-Ozean. In der Späten Kreide-Zeit gab es in Süddeutschland eine kurze Meerstransgression nach Norden und die Ablagerungsreste dieses Danubischen Kreidebeckens sind südlich der Donau unter der Molasse und nördlich von Neuburg a.d.D. und von Kelheim bis in den Bayreuther Raum an der Oberfläche erhalten geblieben. Eine mögliche Ablagerung von flächigen kreidezeitlichen Sedimenten in Südwestdeutschland ist noch nicht geklärt.

(2) Paläogen-Zeit vor 66 - 23 Mio. Jahren (Paläozän, Eozän, Oligozän).

Im nördlichen Teil von Süddeutschland wurden große Teile der mesozoischen Gesteinsbedeckung abgetragen und der noch flache Erosionsrand des Juras wurde weiter nach Südosten verlegt und im Oligozän versteilt. Süddeutschland wurde durch die Norddrift der Adriatisch-Apulischen Platte im Zuge der Alpenbildung weiter unter starken tektonischen Stress gesetzt. Dabei wurde der kristalline Untergrund durch die Pyrenäen- und Alpenhebung zunächst gedehnt, zerschert und nach Nordosten gedrückt. Vor 52 Ma begann mit einer tektonischen Aufwölbung (Mantel Pume?) das Einbrechen des Oberrheingraben, verbunden mit den rhythmischen Hebungen von Vogesen, Odenwald und Schwarzwald und die südwestdeutsche Scholle verkippte langsam nach Osten und Südosten (Abb. 4). Die Gesteinsschichten wurden dabei auch wellenartig verbogen und an Brüchen und Verwerfungen gegeneinander um Dezimeter bis über 100 m Meter versetzt. Das hatte einen maßgeblichen Einfluss auf die Entwicklung des Gewässernetzes und auf die spätere Formung des "Schwäbisch-Fränkischen Schichtstufenlandes". An den steilen Rändern des einbrechenden Oberrheingraben schnitten sich kurze Flüsse mit einem starken Gefälle und mit einer verstärkten rückschreitenden Erosion schnell in Richtung Westen und Osten ein, z.B. der Rhein-Neckar bei Heidelberg. Im Frühen Oligozän vor 35 Ma war Südwestdeutschland dann zu einer flachen Basisrumpffläche erodiert und vor ca. 30 Ma setzte wieder eine verstärkte Landhebung und -formung mit Talbildung ein.

(3) Neogen-Zeit vor 23 - 2,6 Mio. Jahren (Miozän, Pliozän).

Im Miozän hat die Hebung nachgelassen und es kam wieder zu einer flächenhaften Abtragung mit einem weitgehenden Reliefausgleich. Die unterschiedlich starken Abtragung der unterschiedlich resistenten Gesteine führte zusammen mit der tektonischen Verkipfung des Tafeldeckgebirges vor 20 – 10 Ma nach Osten und Südosten ab dem Späten Miozän zur morphologischen und tektonischen Grobformung von Süddeutschland. Bei einem anfangs noch tropischen, aber zunehmend kühler und trockener werdenden Steppenklimate schnitten sich die Flüsse tiefer in die Rumpffläche ein und entwässerten noch großteils nach Süden und Südosten in das im Zuge der Alpenbildung vor ca. 35 Ma entstandene "Nordalpine Molassebecken" (Neckar-Lone). Seit etwa 9 - 8 Ma entwässerte hier das Aare-Donau-System im verlandeten Molassebecken nach Osten zum Pontischen See, dem Vorläufer des Schwarzen Meeres. Zur Wende Miozän-Pliozän vor ca. 5 Ma hat sich v.a. der Südschwarzwald wieder gehoben und das Land ist dort stärker nach Südosten verkippt. Die Flüsse schnitten sich tiefer ein, erodierten in den weichen Gesteinen breite Täler und das Klima wurde kühler und trockener. Der zum Rhein fließende und zunächst noch kurze und steile Rhein-Neckar bei Heidelberg konnte mit seiner hohen Erosionskraft die östlich und südlich liegenden und flacheren Nebenflüsse des Donausystems (Neckar-Lone etc.) anzapfen, umlenken und so sein Einzugsgebiet in diese Richtungen deutlich vergrößern (Abb. 20). Die Schichten des Juras wurden im Raum Ludwigsburg bis auf Reste abgetragen. Ab dem Mittleren Pliozän vor ca. 3,5 Ma lagen die markanten werdenden Schichtstufen der mesozoischen Gesteine und v.a. die des Späten Jura schon unweit ihrer heutigen Positionen und wurden im Eiszeitalter seit 2,6 Ma durch Frostverwitterung weiter versteilt. In der Neogen-Zeit begann auch die erosive Herauspräparierung der Keuperinseln von Stromberg und Heuchelberg, der Zeugenberge und die Ausräumung der Keuperbuchten (Backnanger-, Waiblinger- und Stuttgarter Bucht) und damit die Bildung der heutigen Landschaften.

(4) Quartär-Zeit seit 2,6 Mio. Jahren bis heutige Zeit (Pleistozän, Holozän).

Im Pliozän und im Quartär wurde Süddeutschland wieder stärker gehoben, wodurch sich die Erosion der Flüsse verstärkt und vertieft hat. Es wurde noch kühler und im Pleistozän kam es schließlich zu einem häufigen Wechsel von kurzen Warmzeiten mit längeren Kaltzeiten bei einem gemäßigt-warmen bzw. trocken-polaren Klima. Die Schichten des ca. 330 m mächtigen Keupers waren im Strohgäu schon fast abgetragen. Der Gipskeuper und der Schilfsandstein des Mittleren Keupers sind dort nur in tektonischen Muldenlagen durch Reliefumkehr in isolierten Resten am Hohenasperg und am Lemberg erhalten geblieben (Zeugenberge). Auf den Gäuflächen gibt es vereinzelte Reste von Blockschnitt aus Stubensandstein, von alten fluvialen Höhenschottern und eine flächige Bedeckung mit kaltzeitlichen Sedimenten, wie Fließerden, Frostschnitt und Lösssedimenten. Die heutigen Täler haben sich v.a. während der stärkeren Erosionsphasen zu Beginn und am Ende der zahlreichen Kaltzeiten weiter eingeschnitten. An den Rändern dieser Täler findet man heute in unterschiedlichen Höhen Reste von zu Konglomeraten verfestigten Terrassenschottern. Diese wurden von Flüssen abgelagert, die während der kaltzeitlichen Akkumulationsphasen in den damals noch höher liegenden Tälern und jüngeren Gesteinsschichten geflossen sind, und die sich nach und nach in die tieferen und älteren Gesteinsschichten eingeschnitten haben. Während der Kaltzeiten wurden so im Strohgäu ca. 50 m Gesteinsschichten abgetragen und der Neckar hat sich um bis zu 80 m eingetieft. Auslaugungsvorgänge in den Karbonat- und Evaporitgesteinen des Muschelkalks haben zur Bildung von zahlreichen Erdfällen geführt. Bis in die jüngste Zeit wurden sandige Talkiese und anthropogene Hochflutlehm am Neckartal abgelagert.

3.9 Radon in der Bodenluft und in Gebäuden

Der Erdmantel und die feste Erdkruste enthalten das radioaktive Element Uran-238 (Kern mit 92 Protonen und 146 Neutronen) mit einem Anteil von 0,7 % des waffenfähigen (spaltbaren) Isotops Uran-235, sowie die radioaktiven Elemente Thorium-232 und Kalium-40. Diese zerfallen unter Abgabe von 24.000 Milliarden Watt Wärme ständig in andere Elemente. Isotope sind Varianten desselben Elements, immer mit derselben, das Element chemisch charakterisierenden Protonen- und Elektronenzahl, aber mit unterschiedlichen Neutronenzahlen. So haben Uran-Isotope immer 92 Protonen und 92 Elektronen, aber U-235 hat mit 143 eine geringere Masse als U-238 mit 146 Neutronen. Das Uran-238 im Boden zerfällt in mehreren Schritten über Radium-226 in das Edelgas-Isotop Radon-222, das sich in der Bodenluft anreichert. Radon-222 zerfällt mit einer Halbwertszeit von 3,8 Tagen unter Abgabe eines Alpha-Teilchens (Helium-Kern) in das Isotop Polonium-218. Beim weiteren α - und β -Zerfall entstehen radioaktive Isotope der Schwermetalle Wismut und Blei und am Ende steht das stabile Blei-206. Das leichtflüchtige Radongas tritt ständig aus der Erdoberfläche aus, kann sich in schlecht abgedichteten Untergeschossen ansammeln, in die Wohnräume eindringen und setzt dort seine Zerfallsprodukte frei. Diese befinden sich als feinste Aerosole in der Luft, verbleiben nach dem Einatmen längere Zeit in der Lunge und sind für das Krebsrisiko von Radon-222 verantwortlich. Das Radongas selbst wird wieder ausgeatmet. Die Radon-Zerfallsprodukte verursachen die größte Strahlenexposition der Bevölkerung durch natürliche Ursachen und das ist die zweithäufigste Ursache für Lungenkrebs. Man rechnet in Deutschland mit knapp 2000 zusätzlichen Krebstoten pro Jahr. Auf der "Interaktiven Karte des Bundesamtes für Strahlenschutz" wird die Radonkonzentration in der Bodenluft im Raum Ludwigsburg in 1 Meter Tiefe mit 60 - 150 kBq/m³ und die in der bodennahen Freiluft mit > 9 - 15 Bq/m³ angegeben. 1 Becquerel (Bq) ist ein Atomzerfall pro Sekunde. Die durchschnittliche Konzentration in Wohnungen wird im Kreis Ludwigsburg mit 35 - 55 Bq/m³ angegeben. Der Referenzwert (= Maßstab für die Prüfung der Angemessenheit von Maßnahmen in Aufenthaltsräumen, in Gebäuden und an Arbeitsplätzen) liegt in Deutschland und in der EU bei 300 Bq/m³ als durchschnittlicher Jahreswert. Bei 100 - 300 Bq/m³ in Wohnräumen werden zusätzliche Lüftungsmaßnahmen empfohlen. Ab 300 Bq/m³ müssen Maßnahmen zur Sanierung geprüft bzw. durchgeführt werden. Radon in Gebäuden kann mit Detektoren einfach und preiswert gemessen werden. Klüftige Kristallingesteine, v.a. Granite und Rhyolithe aus silikatischen Schmelzen, Gneise und Sedimentgesteine mit hohen Granit-Gneisanteilen, setzen mehr Radon frei als Basalte und karbonatisch-tonige Sedimentgesteine (siehe Kap. 3.4 Keuper, Uran im Schiffsandstein). In Baden-Württemberg treten hohe und gesundheitsgefährliche Radonkonzentrationen in der Bodenluft v.a. im Südschwarzwald auf, wo auch Radonvorsorgegebiete ausgewiesen wurden. Aber auch einige andere Landesteile, wie z.B. der Odenwald, Bereiche mit Keupersandsteinen und mit alpin-kaltzeitlichen Ablagerungen in Oberschwaben, sind erhöht belastet. Weitere Informationen gibt es beim Ministerium für Umwelt, Klima und Energiewirtschaft Baden-Württemberg, bei der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg und beim Bundesamt für Strahlenschutz.

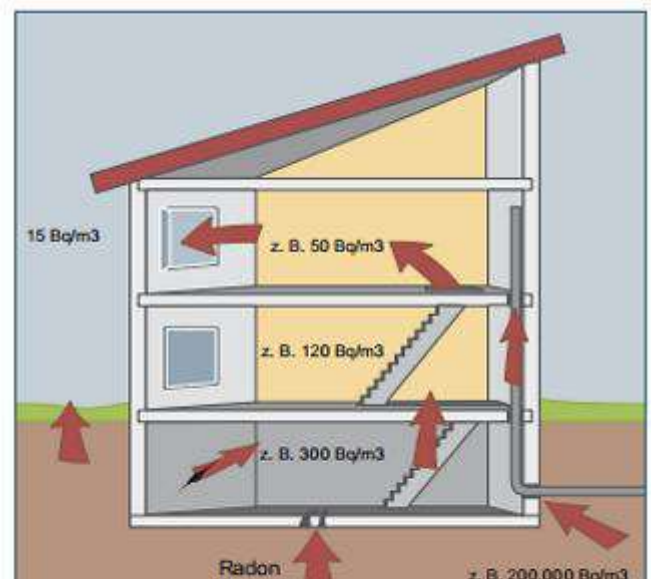
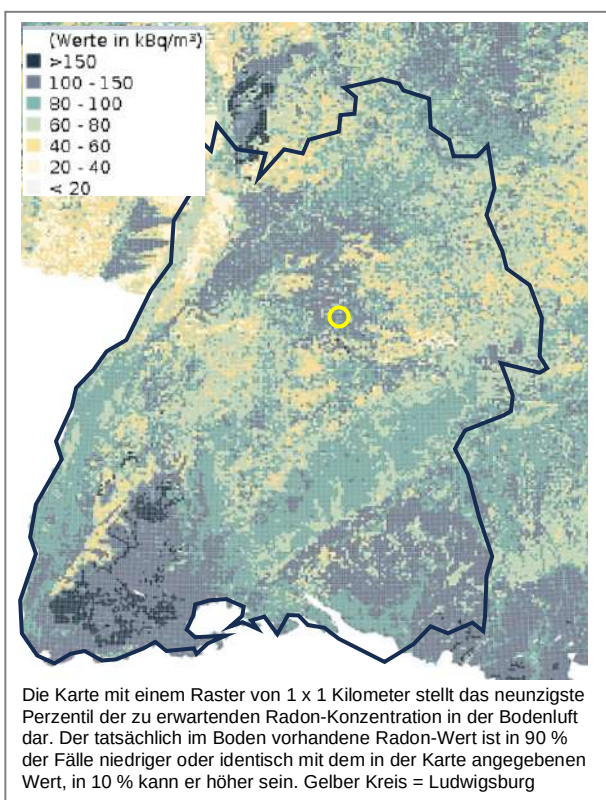


Abb. 22, 23:

Links: Radioaktivitätskonzentration in der Bodenluft in Baden-Württemberg.

Rechts: Migration von Radongas vom Boden in Gebäude.

Quelle: Geoportal des Bundesamts für Strahlenschutz und Reifenhäuser et al. 2011: Radioaktivität und Strahlung. Vorkommen und Überwachung. -- Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.

4. Das Grundwasser im Untergrund von Ludwigsburg

In Ludwigsburg fallen im langjährigen Durchschnitt 750 mm Niederschläge pro Jahr mit Schwankungen von 500 bis 1100 mm/a. Davon verdunsten 60 - 75 % teils direkt und teils über die pflanzliche Transpiration (Evapotranspiration). Ein Teil wird über Bäche und Flüsse abgeführt. 5 - 25 % versickert im Boden und sammeln sich in den Poren und Klüften der Gesteine als zusammenhängendes Grundwasser. In Ludwigsburg versickern je nach Untergrund durchschnittlich ca. 50 - 100 mm/a auf der überwiegend lehmigen Gäufläche und bis über 200 mm/a im Kieskörper des Neckartals. Die verschiedenen Gesteine haben unterschiedliche Eigenschaften hinsichtlich der Speicher- und Leitfähigkeit des Grundwassers. Die locker gelagerten und grob- bis feinkörnigen Deckschichten des Quartärs speichern das Grundwasser in den Zwischenräumen der Sedimentkörner und werden als **Poren-Grundwasserleiter oder Lockergesteins-Grundwasserleiter** bezeichnet. Die Kiese und Sande im Neckartal sind gute Grundwasserspeicher und -leiter und haben oft eine hohe Sickerfähigkeit und Ergiebigkeit. Je größer aber der Feinkornanteil (Schluff und Ton) eines Sedimentes ist, desto geringer ist die Wasserdurchlässigkeit. Der in Ludwigsburg weit verbreitete Lösslehm und Löss wird wegen seines hohen Ton- und Schluffanteils als **Grundwasser-Geringleiter** bezeichnet. Hier halten starke Kapillarkräfte zwischen den winzigen Bodenpartikeln das Wasser fest. Das ist auch der Grund, warum die Versickerung von Oberflächenwasser in Ludwigsburg in Bereichen mit Lösssedimenten nur eingeschränkt oder mit einem größeren Aufwand sinnvoll und möglich ist. Die Festgesteine von Keuper, Muschelkalk und Buntsandstein leiten und speichern das Grundwasser in den zahlreichen engen Klüften und Schichtfugen, die durch tektonische Beanspruchung und durch die Auflockerung (Druckentlastung) in Oberflächennähe entstanden sind. Diese Gesteine werden als **Kluft-Grundwasserleiter oder Festgesteins-Grundwasserleiter** bezeichnet. Die Karbonatgesteine und Sandsteine sind Grundwasserleiter mit oft mittlerer Ergiebigkeit, während die Tonsteine Grundwasser-Geringleiter sind. In den Karbonatgesteinen des Muschelkalks kommt es stellenweise zu stärkeren Lösungsvorgängen und zur Bildung von weiten Klüften und Hohlräumen (Verkarstung). Dann spricht man von einem **Karst-Grundwasserleiter**. Das trifft in Ludwigsburg v.a. auf die Muschelkalkschichten im Bereich des Neckartals zu. Durchgehende Lagen von Gips und Anhydrit sind **Grundwasser-Geringleiter**. Salzgesteine, die noch nicht von der Auflösung betroffen sind und weiche Tone sind so dicht, dass hier nur sehr langsame Fließbewegungen stattfinden. Sie werden daher auch als **Grundwasser-Nichtleiter** bezeichnet (Tab. 1 und 2, Abb. 9a und 24).

Im Raum Ludwigsburg gibt es drei Hauptgrundwasser-Stockwerke:

Das obere Grundwasserstockwerk wird von den fein- und gemischtkörnigen quartären Deckschichten im Verbund mit den klüftigen und etwas porigen Gesteinen des gering durchlässigen Gipskeupers und des schichtigen **Kluftgrundwasserleiters des Lettenkeupers gebildet. Das Grundwasser zirkuliert in den Poren der Deckschichten** und in den Klüften und Schichtfugen der Festgesteine. Das Niederschlagswasser sickert durch den humosen Oberboden und durch die Deckschichten, wo es durch Filtrations- und Sorptionsprozesse gereinigt wird. Dann speist es die engen Klüfte und Poren des ausgelaugten Gipskeupers und die Klüfte der Karbonatstein- und Sandsteinbänke des Lettenkeupers. Die quartären Kiese im Neckartal sind wegen der vielen Poren stärker wasserführend und stehen mit dem Kluft- und Karstgrundwasser im unterlagernden Oberen und Mittleren Muschelkalk in Verbindung. Im Lettenkeuper können der Hauptsandstein und der oft verkarstete Grenzdolomit zum Gipskeuper stärker wasserführend sein. An der Basis des Lettenkeupers bilden die Tonsteine der Esterienschichten die Abdichtung zum Oberen Muschelkalk. Dort, wo diese Schichtgrenze zum Oberen Muschelkalk in Oberflächennähe ausstreicht, kommt es bevorzugt zu Versickerungen in das nächsttiefere Stockwerk und oft zu Quellaustritten. Das Grundwasser und die Quellen im Lettenkeuper hatten für die Besiedelung des Strohbaus eine große Bedeutung und wurden in früheren Zeiten auch in Ludwigsburg stark genutzt. Im an sich gering grundwasserführenden Gipskeuper können Verwitterungszonen, Zonen mit Gipsauslaugung (Grundgipsschichten, Mittlerer Gipshorizont) und einzelne Steinmergelbänke mehr oder weniger grundwasserführend sein. In Tallagen sind örtlich gespannte Grundwasserverhältnisse möglich. Das obere Grundwasserstockwerk ist von geringer bis mittlerer und im Neckartal (sandige Kiese) auch von hoher Ergiebigkeit. Es ist im Bereich der Innenstadt und der Weststadt oft mit "leichtflüchtigen halogenierten Kohlenwasserstoffen" (LHKW), mit Nitrat oberhalb der Schwellenwerte nach der Trinkwasserverordnung und auch bakteriell verunreinigt und spielt bei der Wasserversorgung heute keine Rolle mehr. Auch der Chloridgehalt kann wegen der winterlichen Salzstreuung örtlich erhöht sein.

Das mittlere Grundwasserstockwerk wird von den klüftigen und v.a. in Talnähe oft verkarsteten Gesteinen des Oberen Muschelkalks zusammen mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks gebildet. Hier sind der Mineralbrunnen von Hoheneck mit knapp über 1000 mg/l gelöste Feststoffe, der Brunnen des Freibades und Teile der Notwasserversorgung von Ludwigsburg im Neckartal bei Oßweil gefasst. Die Ergiebigkeit dieses wenig homogenen Grundwasserleiters ist, abhängig von der Anbindung an ein Kluft- oder Karstsystem und von der Verlehmung der Karsthohlräume, gering bis mittel und gelegentlich hoch.

Der wasserführende Kieskörper (Porengrundwasserleiter) in der Aue des Neckartals bildet ein Drainagesystem für das Kluft- und Karstgrundwasser des diesem umgebenden Mittleren und Oberen Muschelkalks.

Das untere Grundwasserstockwerk liegt bei ca. 50 mNN im klüftigen Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins unter den abdichtenden Röttonen. Bei Hoheneck im Neckartal wird aus einer 177 m tiefen Bohrung eine stark salz- und sulfathaltige Heilwassersole mit 29.000 mg/l gelöste Feststoffe mit geringer Ergiebigkeit gefördert. Dieses Wasser steht dort unter artesischem Druck und steigt im Bohrloch auf 193 mNN (beim Anbohren ca. 203 mNN) auf. Der artesische Druck wird durch den höheren Grundwasserspiegel von über 400 mNN im Bereich des südwestlich am Rande des Nordschwarzwalds liegenden Einsickerungsgebiets verursacht. Das Grundwasser im Plattensandstein kann dabei nicht durch die überlagernden und dichten Röttone nach oben durchsickern, sodass die Grundwasserdruckfläche im Neckartal ca. 150 m über dem Grundwasserleiter liegt. Das Alter dieses Grundwassers wird auf 30.000 Jahre und älter geschätzt.

Die oberflächennahen Grundwasserstände liegen in Ludwigsburg in den Tälern und in flachen Senken von Pflugfelden, Monrepos, Innenstadt, Poppenweiler und Neckartal bei ca. 1 - 5 m unter Gelände. Auf den Flächen und auf Kuppen in Eglosheim, in der Weststadt, Oststadt, Favoritepark, Hoheneck und östlich von Neckarweihingen liegen sie bei 5 bis über 10 m unter Gelände. Die Grundwasserstände schwanken in Abhängigkeit der Niederschläge und der Jahreszeiten in Tallagen um ca. 0,5 - 1,5 Meter und im Bereich von Hochflächen und Kuppen um bis über 3 Meter. Im Frühjahr und im Frühsommer liegen die Grundwasserstände oft am höchsten, im Herbst und im Frühwinter am niedrigsten. Örtlich sind gespannte Grundwasserverhältnisse möglich. Im Oberen Muschelkalk liegt die Hauptgrundwasseroberfläche zwischen 192 mNN im Neckartal und ca. 210 - 225 mNN im Südwesten der Gemarkung. Örtlich gibt es höher liegende, schwebende Grundwasserbereiche. Im Neckartal und in Poppenweiler gibt es zwei kleine Trinkwasserschutzgebiete. Nahezu die gesamte Gemarkung ist „Vorläufiges Heilquellenschutzgebiet Zone B/1“ zum Schutz des Solebrunnens in Hoheneck. Bohrungen, z.B. für Erdwärme, werden hier in ihrer Tiefe begrenzt. Die Grundwasservorräte in Baden-Württemberg lagen im Jahr 2023 auf durchschnittlichem Niveau. In Ludwigsburg gibt es über Jahrzehnte keine nennenswerte Veränderung der Grundwasserstände. Klimabedingt kommt es zu kleinen Schwankungen. Weitere Daten dazu gibt es in der Broschüre "Der Baugrund in Ludwigsburg", Kapitel 3.5.1.

Die Grundwasserqualität in Ludwigsburg ist unterschiedlich. Das obere Grundwasserstockwerk im Quartär, im Gipskeuper und im Lettenkeuper ist wegen der geringen Überdeckung und Reinigung oft bakteriell verunreinigt, ist nur für Gieszwecke geeignet und wird dazu in geringem Umfang von Gärtnereien und privat genutzt. Im Bereich der Weststadt und der Innenstadt gibt es oft flächenhafte Verunreinigungen mit „Leichflüchtigen Halogenierten Kohlenwasserstoffen“ (LHKW) deutlich oberhalb des Schwellenwertes der Trinkwasserverordnung von 10 µg/l. Diese Verunreinigungen stammen von ehemaligen chemischen Reinigungen und von Gewerbe- und Industriebetrieben. In Einzelfällen kann diese Verunreinigung so hoch sein, dass das Wasser bei einer Grundwasserhaltung bei Bauvorhaben über Aktivkohle gereinigt werden muss. Dann ist oft auch eine aufwändige Abdichtung des Untergeschosses gegen das Eindringen dieser flüchtigen und gesundheitsschädlichen Substanzen erforderlich. In den vergangenen Jahrzehnten wurden viele dieser Schadensfälle mit Aufwendungen von über 40 Mio. Euro saniert. Dennoch nimmt die Verunreinigung des Grundwassers durch LHKW nur langsam ab. Erhöhte Werte von Mineralölkohlenwasserstoffen und von Aromatischen Kohlenwasserstoffen kommen in Ludwigsburg im Grundwasser nur an wenigen und sehr eng begrenzten Bereichen vor, wo früher Tankstellen oder Lagerplätze betrieben wurden. Pestizide (Pflanzenschutz) und Nitrate (Düngung) können in wenigen Brunnen knapp oberhalb der Schwellenwerte nachgewiesen werden, was dort jeweils mit der Nutzung als Gärtnereibetrieb zusammenhängt. Schwermetalle können in den Ludwigsburger Brunnen nicht oberhalb der Schwellenwerte nachgewiesen werden. In einigen Ludwigsburger Brunnen im Stadtbereich liegt der Chloridgehalt knapp unterhalb und oberhalb des Schwellenwertes von 250 mg/l. Ursache ist hier die Salzsäure im Winter. Durch die verstärkte Salzsäure auf Fuß- und Radwegen hat die Chloridbelastung im Grundwasser in den letzten Jahren wieder zugenommen und das kann Schäden an Bäumen verursachen. Im mittleren Grundwasserstockwerk im Oberen Muschelkalk gibt es nur wenige geogen bedingte Schwellenwertüberschreitungen, z.B. bei Mangan und Sulfat. Stellenweise auftretende Spuren von LHKW unterhalb des Schwellenwertes zeigen, dass die Verunreinigung des oberen Grundwasserstockwerks diesen für die Notwasserversorgung wichtigen Grundwasserleiter bereits erreicht hat. Die LHKW-Werte haben hier aber in den vergangenen Jahren abgenommen. Aus dem unteren Grundwasserstockwerk im Buntsandstein wird eine hochmineralisierte Sole gefördert. Hier liegen die Werte für Chlorid, Sulfat, Uran und für andere Elemente und Verbindungen geologisch bedingt auf hohem Niveau. Diese Brunnen haben Heilwasserstatus und werden im

Heilbad Hoheneck therapeutisch genutzt. Pur trinkbar ist dieses Wasser aber nicht. Nach Angaben der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) wurde im Jahr 2023 in den oberflächennahen Grundwässern von Baden-Württemberg der Warnwert für Nitrat von 37,5 mg/l bei 17 % der Messstellen überschritten. Der Schwellenwert von 50 mg wird noch an 7,7 % überschritten. Insgesamt hat die mittlere Nitratkonzentration seit 1994 aber um 24 % und die Konzentration von über 50 mg um 60 % abgenommen. Der Mittelwert liegt bei 26 mg/l. Überschreitungen des Schwellenwert bei Pflanzenschutzmitteln und deren Abbauprodukte von 0,1 µg/l kommen nur noch bei 1,3 % der Messstellen vor. Andere Schadstoffe, wie z.B. Glyphosat, kommen nur in Spuren oder in sehr eng begrenzten Schadensherden in erhöhter Konzentration vor, wie auch LHKW oder Mineralölkohlenwasserstoffe in Ballungsräumen. Süßstoffe können in einem Drittel der Messstellen nachgewiesen werden. Röntgenkontrastmittel können in zwei Dritteln der "risikobasiert ausgewählten Messstellen" in Spuren nachgewiesen werden. Die Nitratreinträge und die Einträge von Pflanzenschutzmitteln in das Grundwasser müssen weiter minimiert werden. Das betrifft auch das Donauried bei Ulm, aus dem der Raum Stuttgart zum Teil mit Trinkwasser versorgt wird und wo der Nitratgehalt mit 35 mg/l noch unter dem Schwellen- und Warnwert liegt. Das Bodenseewasser hat als gut geschützter und nährstoffarmer Alpenrandsee nur einen geringen natürlichen Nitratgehalt von 4 - 5 mg/l. Reste von Arzneimittel etc. können in Zukunft im Grundwasser zunehmen. Hier müssen Maßnahmen in den Kläranlagen mit Aktivkohlefilter getroffen werden. Die tieferen Grundwasserhorizonte, aus denen zum Teil Trinkwasser gewonnen wird und die für die Notwasserversorgung von Bedeutung sind, sind weitgehend frei von Schwellenwertüberschreitungen bei anthropogenen Schadstoffen.

Bezeichnung LFU- Nr.	Sole- brunnen Heilbad Hoheneck 0182/510	Mineral- wasser- brunnen Hoheneck 0181/510	Brunnen Stadtbad Innenstadt 1134/510	Brunnen Freibad Neckartal 0187/510	Brunnen 2 Eloxalwerk Neckarwh. Buchner Str. 41,5	Pegel Schiller- platz 1131/511	Brunnen Obere Reithaus- straße 0277/510	Brunnen Wilhelm- straße 31 1135/511	Brunnen Wette- markt Obwell 1156/511	Pegel Klei- nes Feldle Pflugfelden 4504/461	Pegel Flattich- straße Hoheneck 0322/510
Tiefe in u. Gelände	177,0	34,4				11,46	18,0	6,7	9,5	17,3	14,93
Grundwasserstockwerk	Buntsandstein	Oberer- Mittlerer Muschelkalk	Letten- keuper	Oberer Mu- schelkalk	Oberer- Mittlerer Muschelkalk	Lettenkeuper	Lettenkeuper	Letten- keuper	Letten- keuper	Letten- keuper	Letten- keuper
Datum der Probenahme	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2009	2007	2009
pH-Wert Grenzwert pH 6,5 – 9,5	6,45**	6,97	6,98	7,05	7,1	7,33	7,56	7,3	7,5	6,9	7,1
Gesamthärte mmol/l	20,26	7,69	41,6	34,8	57	36,9	22,9	41,9	28,8	35,3	27,2
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm) GW 2500 µS/cm	29700**	1370	1330	1090	1800	1620	1530	1850	1510	1160	880
Calcium Ca (mg/l)	700	239	124	188	320	171	132	164	142	184	126
Magnesium Mg (mg/l)	68	42	53	37	54	41	16	55	34	41	37
Natrium Na (mg/l) GW 200 mg/l	7800**	14	34	15	23	94	138	113	140	11	5,9
Kalium Ka (mg/l)	88	2,7	2,4	2,6	2,9	9,8	11	9,7	42	1,1	1,7
Chlorid Cl (mg/l) GW 250 mg/l	9600**	36	107	36	160	258*	263*	315*	226	38	20
Sulfat SO ₄ (mg/l) GW 240 mg/l	4600**	398**	259**	227**	380**	120	120	138	142	103	39
Nitrat NO ₃ (mg/l) GW 50 mg/l	1	25	41	28	25	43	106	33	10	50	36
Uran U (µg/l) (2013) GW 10 µg/l	80	2	3,2	1,3	-	-	-	-	-	-	-
Lfl. halogenierte Kohlen- wasserstoffe (7) (µg/l) GW 10 µg/l	< 1	3	41	1	< 1	52 2011: 1480 2012: 19	< 1	110	< 1	< 1	< 1
Pestizide Einzelsubst. (µg/l) GW 0,1 µg/l	< 0,01	< 0,01	0,2*	< 0,01	-	< 0,01	0,320 ¹ 0,307 ²	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Pestizide Summe (µg/l) GW 0,5 µg/l	< 0,01	< 0,01	0,3	< 0,01	-	< 0,01	0,749	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
KMnO ₄ Verbrauch (mg/l) GW 5 mg/l	1,0	1,0	1,1	1,0	< 5	2,8	3,3	1	3,9	3,8	2,9

GW = Grenzwert nach Trinkwasserverordnung, Fettschrift = Grenzwertüberschreitung - = nicht untersucht

* = Beeinflussung durch Streusalz. Die hohen Chloridwerte, verursacht durch Streusalz haben in den vergangenen Jahren wieder zugenommen.

** = Geogen bedingte Salz- und Sulfatkonzentration im über 30.000 Jahre alten Hohenecker Heilwasser und im Oberen Muschelkalk.

Tabelle: Chemische Zusammensetzung der Grundwässer in Ludwigsburg. Grenzwertüberschreitungen sind fett gedruckt.

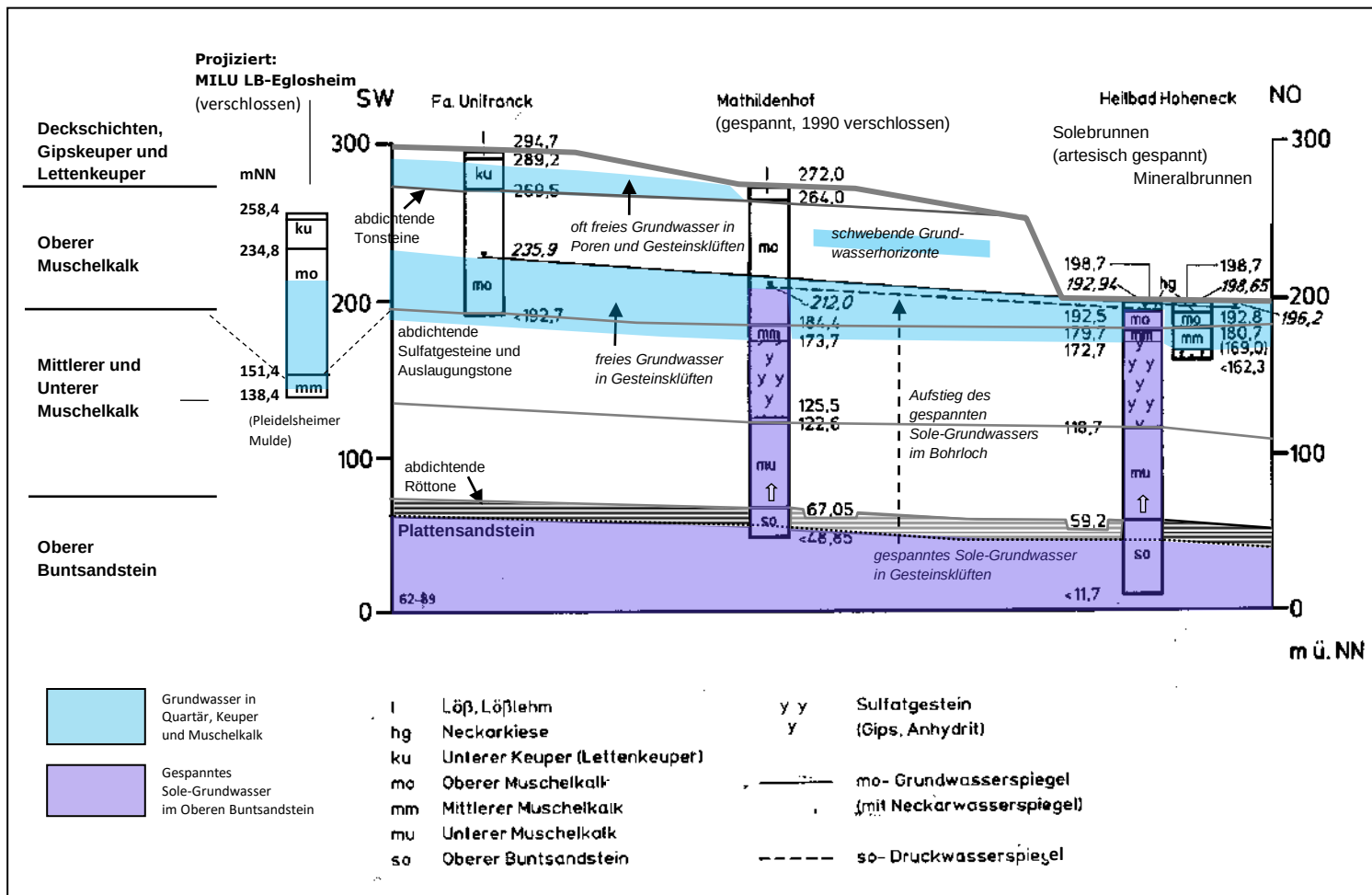


Abb. 24: Schematischer hydrogeologischer Profilschnitt der Tiefbohrungen in Ludwigsburg mit den drei Hauptgrundwasser-Stockwerken.

Die fünf dargestellten Bohrungen wurden zu Brunnen ausgebaut und dienen der Gewinnung von Brauchwasser, Trinkwasser und Heilwasser. In den Brunnen sind die oft ungespannten (freien) Grundwasserstände im Quartär/Lettenkeuper (oberes Grundwasserstockwerk) und im Oberen Muschelkalk zusammen mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks (mittleres Grundwasserstockwerk) dargestellt. Die zugehörigen Grundwasserkörper mit Poren und Klüften sind hellblau dargestellt. Das Grundwasser im klüftigen Oberen Buntsandstein (unteres Grundwasserstockwerk) ist blau dargestellt. Es ist gespannt, d.h. es steht unter Druck und im Neckartal unter artesischem Druck, weil die Schichten des Oberen Buntsandsteins und die Spiegelhöhe des Grundwassers im Versickerungsgebiet am Ostrand des Nordschwarzwaldes mit über 400 mNN deutliche höher liegen, als die Ausflusskante mit 193 mNN im Neckartal. Die abdichtenden Röttone an der Grenze zum Unteren Muschelkalk verhindern den Druckausgleich nach oben. Das Grundwasser im Oberen Buntsandstein wurde im Bereich der punktierten Linie im Neckartal und im Mathildenhof angebohrt und steigt in den Bohrlöchern bis auf das mit gestrichelter Linie dargestellte Niveau an. Die dargestellten Verläufe der Schichtgrenzen und die Grundwasserführung in den Gesteinen wurden bei allen Darstellungen und Beschreibungen dieser Publikation durch Interpolation von Stichpunkten erstellt. Abweichungen sind möglich, alle Angaben sind ohne Gewähr.

Grafik ergänzt aus: *Der Baugrund in Ludwigsburg*. H. Krause, LGRB-BW & A. Wenninger, Stadt Ludwigsburg, 1990.

Die Transmissivität (Durchlässigkeit des Grundwasserleiters) der Kluftgrundwasserleiter hängt stark von deren tektonischer Beanspruchung und von einer Verkarstung der Karbonatgesteine ab und streut in den Kalksteinen des Mittleren und Oberen Muschelkalk zwischen 10^{-1} und 10^{-4} m²/s. Die Verkarstung des Oberen Muschelkalks beginnt spätestens nach der Eintiefung des Talsystems in die Unterkeuper-Schichten aber die Verlehmung der Karsthohlräume verhindert oft hohe Durchlässigkeiten (Geyer et al., 2022. *Geologie von Baden-Württemberg*, 6. Auflage, Schweizerbart). Die Ausstrichsbereiche des Oberen Muschelkalks und Bereiche an den Talrändern und Talsohlen sind stärker verkarstet, während Bereiche mit größerer Überdeckung weniger stark verkarstet sind. Die Grundwasserneubildungsrate im Oberen Muschelkalk mit örtlicher Lettenkeuperüberdeckung liegt bei 5 – 10 l/s je km² und bei geschlossener Bedeckung mit Lettenkeuper und mit ausgelaugtem Gipskeuper bei 1,5 – 3 l/s je km². Im Keuperbergland verhindert der unausgelaugte Gipskeuper zusammen mit unverwitterten Tonsteinen die Grundwasserneubildung im Muschelkalk.

Kein Gestein ist vollkommen wasserdicht! Tone haben einen Durchlässigkeitsbeiwert von ca. 10^{-8} bis 10^{-11} m/s. Auf einer Fläche von 1 m² sickert in einer Sekunde ein Tropfen durch.

- Es kann vorkommen, dass in Festgesteins-Grundwasserleitern, v.a. in Kluft- und Karstgrundwasserleitern (Oberer Muschelkalk), auch tiefe Bohrungen trocken bleiben oder wenig Wasser liefern, weil kein grundwasserführendes Kluftsystem oder nur kleine Klüfte angebohrt wurden oder weil die Karsthohlräume verlehmt sind.
- Durch geotektonische Besonderheiten kann es auch in an sich grundwasserarmen Schichten zu einem erheblichen Grundwasser-Andrang kommen. Vor Bauvorhaben wird immer eine geotechnische und hydrogeologische Begutachtung empfohlen.

Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg:

"Die **Grundwasserfauna** Baden-Württembergs ist mit 106 gefundenen Tierarten sehr artenreich. Das Spektrum der gefundenen Tiere reicht von unter einem Millimeter kleinen Ruderfußkrebsen, Urringelwürmern, Grundwasserasseln und Schnecken bis zu einigen Millimeter großen Höhlenflohkrebsen, Hüpferlingen und Brunnenkrebsen. Dabei wurde 2006 eine bisher unbekannte Art neu entdeckt und als erstes Tier überhaupt nach dem Land benannt: der Brunnenkrebs *Parabathynella badenwuerttembergensis*"

<https://www.lubw.baden-wuerttemberg.de/wasser/grundwasser>

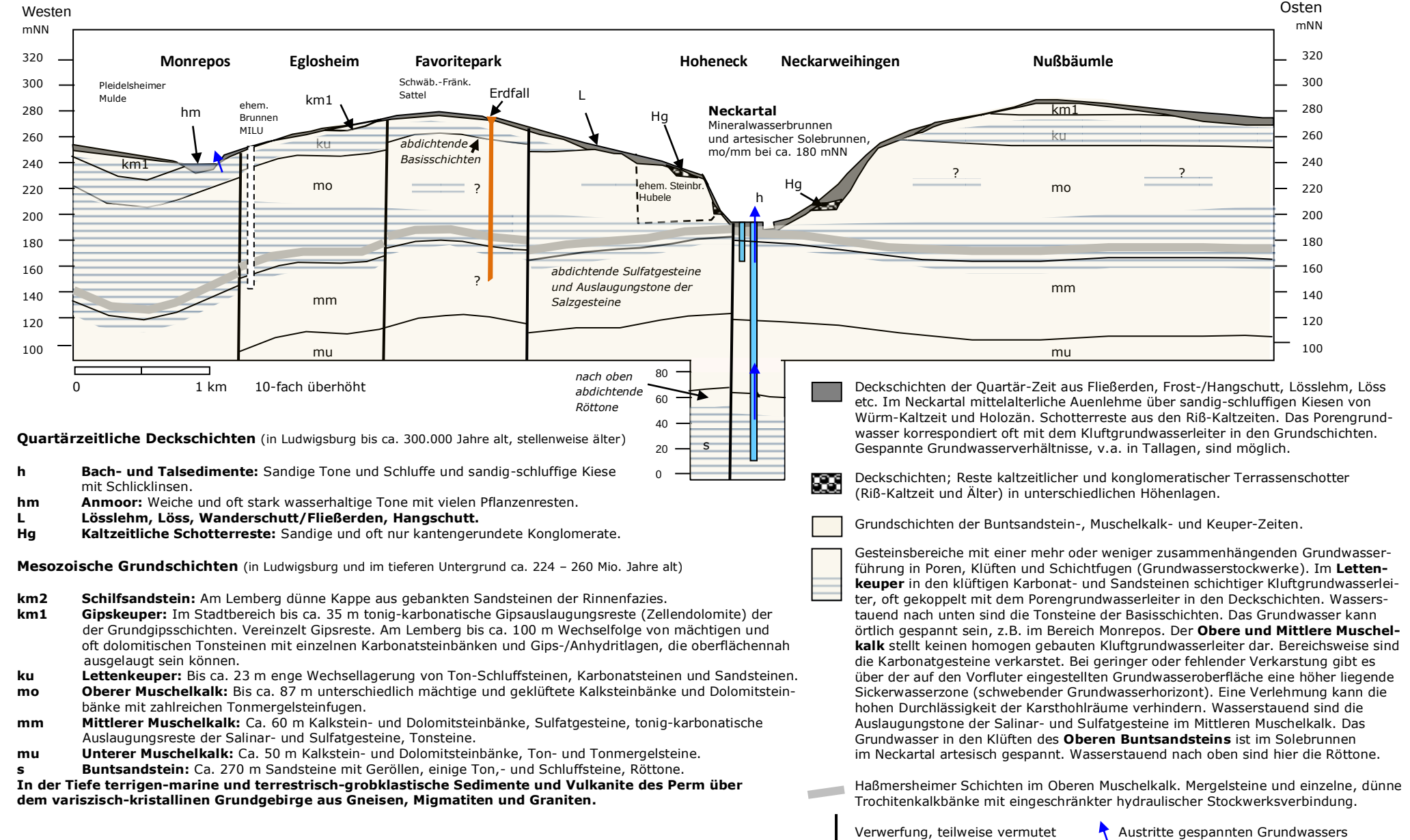


Abb. 24a: Hydrogeologischer Profilschnitt Eglosheim – Neckarweihingen (siehe auch Abb. 9a).

Der Profilschnitt zeigt die drei Hauptgrundwasser-Stockwerke im Raum Ludwigsburg. Alle Angaben sind ohne Gewähr.

- *Oberes Stockwerk*: Quartäre Deckschichten, Gipskeuper, Lettenkeuper (Porengrundwasserleiter und schichtiger Kluftgrundwasserleiter, stellenweise gespannt).
- *Mittleres Stockwerk*: Oberer Muschelkalk mit den Oberen Dolomiten des Mittleren Muschelkalks (Kluftgrundwasserleiter, teilweise verkarstet), Neckarkiese (Porengrundwasserleiter).
- *Unteres Stockwerk*: Plattensandstein im Oberen Buntsandstein (gespannter Kluftgrundwasserleiter mit artesischem Austritt aus dem Bohrloch im Neckartal).

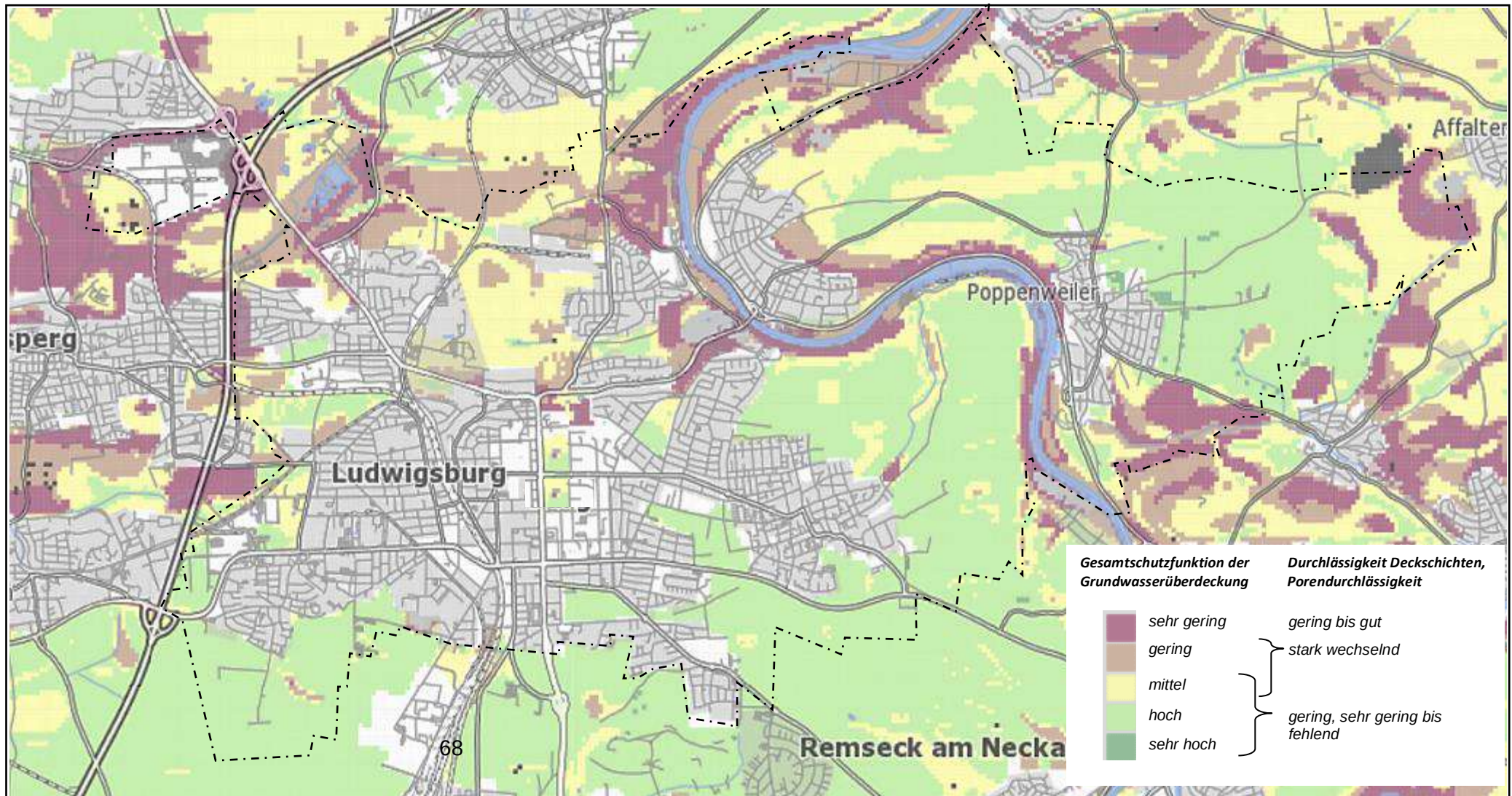
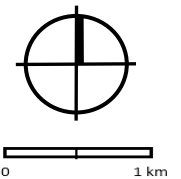


Abb. 24b: Gesamtschutzfunktion der Grundwasserüberdeckung, oberster Grundwasserleiter und Porendurchlässigkeit

(Quartär, Gipskeuper, Lettenkeuper, im Neckartal Oberer Muschelkalk).

Die Gesamtschutzfunktion beinhaltet sowohl die Schutzfunktion des Bodens als auch die der vom Grundwasser ungesättigten Zone unterhalb des Bodens unabhängig von der Nutzung. Die sehr feinkörnigen und lehmigen Lösssedimente haben bei ausreichender Mächtigkeit eine "mittlere bis hohe Schutzfunktion". Die kiesig-sandigen Fluss- und Auen-sedimente und Bereiche der Grundschichten ohne oder mit geringer Auenlehm-Mächtigkeit haben eine "geringe bis sehr geringe Schutzfunktion". Siedlungs- und Nutzflächen sind grau/weiß dargestellt. Details und weitere Unterscheidungen sind dem Kartenviewer des LGRB zu entnehmen.

Ausschnitt aus: Geologische Karte von Baden-Württemberg. Kartenviewer des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Baden-Württemberg, RP Freiburg.



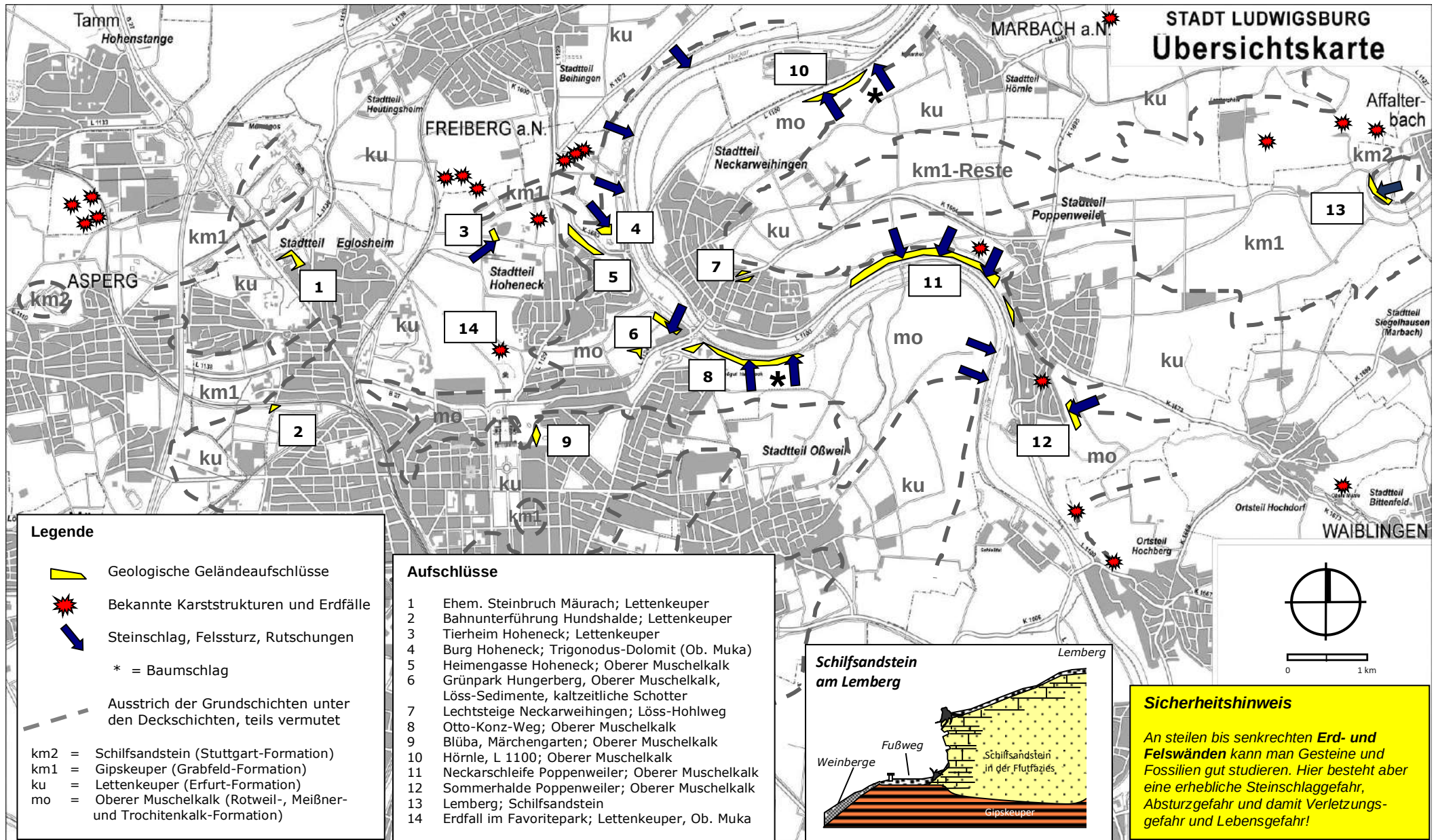


Abb. 25: Geologische Geländeaufschlüsse, Karststrukturen, Steinschläge, Felssturz, Rutschungen auf der Ludwigsburger Gemarkung.

Die gesamte Markung von Ludwigsburg ist verkarstungsgefährdet. Auf der Web-Seite der Stadt Ludwigsburg gibt es ein Manuskript und Merkblätter zu Baugrund, Grundwasser, Altlasten und Erdwärme in Ludwigsburg. Im Kartenviewer des LGRB-Freiburg gibt es eine "Ingenieurgeologische Gefahrenhinweiskarte" <https://maps.lgrb-bw.de/>

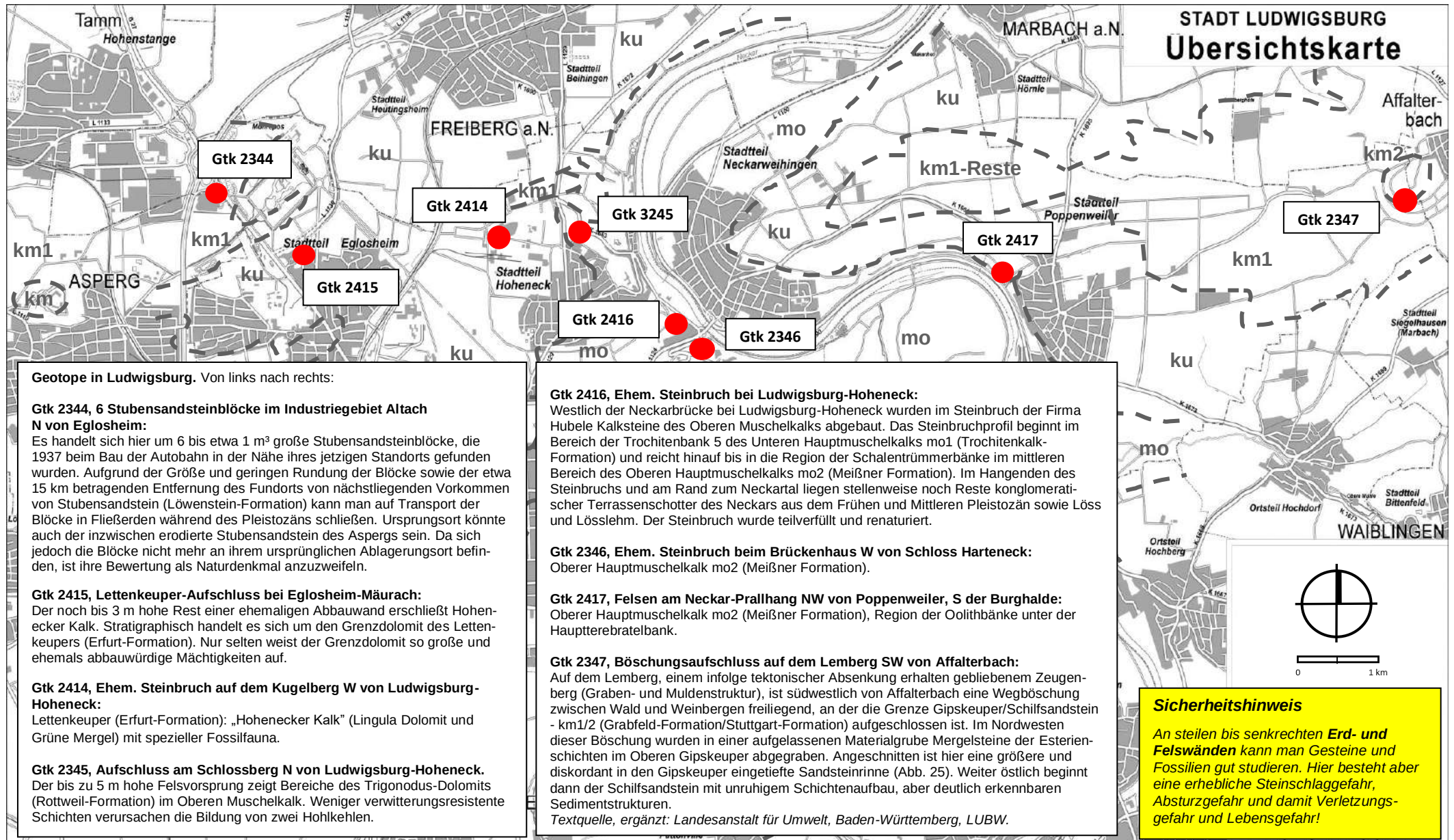


Abb. 26: Geotope in Ludwigsburg.

Auf den Webseiten der Landesanstalt für Umwelt Bad.-Württ. (LUBW) und des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB) werden auf der Gemarkung Ludwigsburg 8 Geotope ausgewiesen. Das LGRB definiert: "Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie besondere Landschaftsteile." In Ludwigsburg handelt es sich um Geländeaufschlüsse mit Gesteinen und Fossilien des Oberen Muschelkalks, des Keupers und des Pleistozäns.

5. Anhang

5.1 Gesteinskunde, der Kreislauf der Gesteine

Gesteine sind natürlich vorkommende, mehr oder weniger feste und oft heterogene Gemenge aus kristallisierten Mineralen, Mineralbruchstücken, mineralisierten Organismenresten, natürlichen Metalllegierungen, amorphen vulkanischen Gläser und biogen aus Torf, Braunkohle, Steinkohle und Asphaltite mit Natur-Asphalt. Gesteine unterscheiden sich stark hinsichtlich der Farbe und der Größe ihrer Kristalle, ihrer Härte und ihre Beständigkeit gegenüber der Verwitterung und Abtragung. Man unterscheidet drei Hauptgesteinsarten: **Magmatische Gesteine**, die glutflüssig aus dem heißen Erdmantel aufsteigen und die noch tief innerhalb der Erdkruste als Magma (Plutonite) oder nach einem Ausbruch untermeerisch oder an der Erdoberfläche als Lava (Vulkanite) abkühlen und fest kristallisieren. **Sedimentgesteine**, die durch Verwitterung, Zerkleinerung, Abtragung, Transport, Ablagerung und anschließender Verfestigung nahe an und unter der Erdoberfläche entstehen. **Metamorphe Gesteine**, die tiefer in der Erdkruste unter hohen Temperatur- und Druckbedingungen (gerichteter Druck), aber ohne aufzuschmelzen aus in die Tiefe versenkten Sediment- und Magmagesteinen umgewandelt wurden. Diese drei Hauptgesteinsarten befinden sich innerhalb der Erdkruste in einem ständigen und langsamen Kreislauf zwischen Bildung, Versenkung, Umwandlung, Heraushebung und Abtragung (Abb. 27b). Die Erdoberfläche besteht zu $\frac{3}{4}$ aus Sedimenten und zu $\frac{1}{4}$ aus kristallinen Magmatiten und Metamorphiten.

- **Gesteine** bestehen aus lockeren oder festen, gleichartigen oder unterschiedlichen und oft kristallisierten Gemischen aus Mineralkörnern, Gesteinsbruchstücken und mineralisierten Organismenresten. Je nach Zusammensetzung können sich die Minerale zu Gesteinsarten zusammenfügen, z.B. Granit aus Feldspat, Quarz und Glimmer. Torf, Braunkohle und Steinkohle sind keine Minerale, sondern biogene Sedimente bzw. Gesteine aus Pflanzenresten. Kohle entsteht diagenetisch unter Luftabschluss und höherem Druck und Temperatur (Inkohlung). Anthrazitkohle ist die höchste und gering metamorphorisierte Inkohlungsstufe und wird bei der weiteren Versenkung und Gesteinsmetamorphose in das hexagonal kristallisierte Mineral Graphit umgewandelt. Flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe (Erdöl, Erdgas) sind ebenfalls diagenetisch bei 60 – 160 bzw. 200 °C umgewandelte und hochkomplexe organogene Verbindungen aus abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Kleinstlebewesen des Meeres (v.a. Algen, Faulschlamm). Als mobile Bestandteile der feinkörnigen und tonig-mergelig-kalkigen Muttergesteine (Ölschiefer) sind sie durch den Überlagerungsdruck in die Poren und Klüfte der darüberliegenden und tektonisch als Erdölfallen gestalteten Speichergesteine aus Sandsteinen und Karbonatsteinen gewandert. Natur-Asphalt (Bitumen) aus Erdöl oder aus Ölschiefer mit Sand- und Kiesanteilen ist ein Gestein (Asphaltit).

- **Minerale** sind feste und gelöste chemische Elemente und Verbindungen, die ausschließlich geologisch (natürlich) entstanden sind. Feste Minerale sind meistens kristallin. Zucker ist kristallin, aber kein Mineral. Geologisch entstandene Metalllegierungen sind Minerale. Diamanten sind kristalline Minerale und bestehen aus kubisch kristallisiertem Kohlenstoff, der vermutlich organogen entstanden ist. Der Kohlenstoff wurde bei der Subduktion von Ozeanböden tiefer in den Erdmantel versenkt und zunächst in Graphit umgewandelt. In großer Tiefe bzw. beim schnellen Wiederaufstieg in vulkanischen Eruptivschloten ist der Graphit bei hohem Druck und bei hohen Temperaturen zu Diamant kristallisiert (Abb. 27b). Schnee und Eis sind kristalline Minerale und können als Gestein betrachtet werden. Schnee ist äquivalent zu Sedimenten, Eis aus Schnee zu Metamorphiten und natürliches, aus Wasser gefrorenes Eis ist äquivalent zu zähplastischem Mantelmaterial. Es sind 5300 Minerale bekannt, von denen 20 für die Gesteinsbildung auf der Erde von Bedeutung sind.

- **Kristalle** sind einzelne Minerale. Es sind homogene und anisotrope Festkörper mit richtungsabhängig unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften, deren Atome, Ionen und Moleküle in einer dreidimensional regelmäßigen und geometrischen Gitterstruktur periodisch angeordnet sind, z.B. Quarzkristalle aus SiO_2 und Salzkristalle aus NaCl . Im Gegensatz dazu sind vulkanische Gesteinsgläser (Obsidian, Asche, Bims) und Lechatelierite (Glas, das in Blitzröhren -Fulgurite- und bei Meteoriteneinschlägen -Tektite- entstanden ist) als amorphe und isotrope Feststoffe keine Kristalle aber natürlich entstandene Minerale. Die Atome und Moleküle sind hier, wie bei Flüssigkeiten, unregelmäßig angeordnet (unterkühlte Flüssigkeit). Künstlich hergestellte Gläser, z.B. aus "Mineral-, Kristall- und Quarzglas", sind amorph und isotrop und sind weder Minerale noch Kristalle.

Magmatische Gesteine (Magmatite; gr. magma = geknetete Masse) sind Primärgesteine und werden in Plutonite und Vulkanite eingeteilt (Abb. 27a, Kap. 5.7).

- **Plutonite** (Intrusiv(Tiefen)gesteine, 7 % der Erdoberfläche) bilden sich aus sehr tief liegenden und 1000 - 1300 °C heißen Magmaschmelzen. Diese entstehen in Bereichen von tektonischen Schwächezonen, z.B. bei Gebirgsbildungen und steigen, durch die Druckverminderung leichter und mobiler geworden, in höher liegende Festgesteine aber noch tief in der Erdkruste auf. Die Festgesteine werden z.T. mit aufgeschmolzen und der Plutonitkörper erstarrt in 5 -10 km Tiefe durch fraktionierte Kristallisation sehr langsam zu unregelmäßig gleichkörnigen und grobkristallinen Gesteinen (Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Peridotit). Durch Hebungen im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen kommen viele Plutonite mit der Zeit an die Erdoberfläche, werden abgetragen und bilden charakteristische Gebirgslandschaften. Zu den Plutoniten gehören auch die Pegmatite -> groß- bis riesenkörnige Gesteine, auskristallisiert aus einer an flüchtigen Bestandteilen reichen plutonischen Restschmelze (Fluide) und die Ganggesteine -> Übergangsmagmatite und Intrusionsgesteine in schmalen Gängen im Umgebungsgestein, z.B. Mineralgänge, Erzgänge, Lamporphyr, Lamproit und Kimberlit.

- **Vulkanite** (Eruptiv-, Effusiv(Erguss)gesteine, 6 % der Erdoberfläche) entstehen beim schmelzflüssigen Austritt eines aus der Tiefe bis zur Erdoberfläche und Unterwasser bis zum Meeresboden aufsteigenden Magmas. Durch die Druckentlastung und Ausdehnung an tektonischen Schwächezonen (Gebirgsbildung, Riftzonen) innerhalb der Erdkruste wird das heiße und plastische Gestein flüssig, spezifisch leichter und steigt unter dem Ausperlen von gelösten Gasen als "Magma" bis zur Erdoberfläche auf. Dort kommt es zur Bildung von Vulkanen und das (teil)geschmolzene Magma tritt als "Lava" mit Gesteinsbrocken und Aschen und durch die weitere Ausdehnung der Gase (95 % Wasserdampf, Kohlendioxid, Schwefelgase etc.) oft explosionsartig an der Oberfläche aus und erstarrt schnell. Der Gas- und Wasseranteil im Magma hat einen großen Einfluss auf die Charakteristik eines Vulkans. Gasreiche Vulkane haben eine zähflüssige und SiO₂-reiche Lava, sind sehr explosiv und bilden oft hohe und geschichtete Strato-Vulkankegel (Vesuv, Mt. St. Helens, Fujiyama). Gasarme Vulkane haben eine dünnflüssigere und SiO₂-arme Lava, sind weniger explosiv und bilden oft flachere Schildvulkane (Hawaii, Island), sowie weiträumige Flutbasalte (Westindien, Sibirien, USA-Oregon). Es gibt auch Mischformen mit abwechselnd gasreichen und gasarmen Eruptionen, z.B. der Ätna auf Sizilien. Die an der Erdoberfläche ausfließenden Laven und die ausgeworfenen Gesteine sind wegen ihrer schnellen Erstarrung an der Erdoberfläche meistens unregelmäßig ungleichkörnig, feinkristallin, durch Entgasung oft blasig und bei sehr schneller Erstarrung auch als nichtkristallines Gesteinsglas (Obsidian) ausgebildet. Sie können aber auch mit grobkristallinen Einsprenglingen (Porphyre) versehen sein. Die Vulkanite werden abhängig von ihrer Zusammensetzung in Rhyolith, Dazit, Trachyt, Andesit, Basalt, pyroklastische Aschen, Tuffe und Bimsstein (pyroklastische Sedimentgesteine) eingeteilt. Vulkane treten an tektonischen Erdkrusten-Plattenrändern (Riftzonen) oft kettenartig auf, z.B. entlang dem großen pazifischen Feuerring und an den untermeerisch langgezogenen ozeanischen Rücken. Sie treten auch in Verbindung mit Gebirgsbildungen als Vulkanketten an Platten-Subduktionszonen (S-Amerika - Anden, N-Amerika – Kalifornien, Italien) und in isolierten Gruppen als Hot-Spot-Vulkane und Ketten (Mantel Plume; Hawaii, Island, Yellowstone, Auvergne im Massif Central) auf. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Olivine).

Sedimentgesteine (lat. sedimentum = Bodensatz, 64 % der Erdoberfläche, davon 22 % Karbonate) sind Sekundärgesteine und entstehen an der Erdoberfläche, in Flüssen, Becken, Seen, als Höhlenablagerungen und im Meer. Man unterscheidet klastische Sedimente, chemische Sedimente, chemisch-biogene Sedimente und Rückstandsgesteine. Die mehr oder weniger weit transportierten und in Seen, in Kontinentalbecken und in flachen und tiefen Meeresbecken abgelagerten Sedimente werden mit der Zeit überdeckt, etwas tiefer in die Erde versenkt, dabei durch den lithostatischen Druck der überlagernden Schichten mechanisch verdichtet (plastische Verformung, Kompaktion) und mit bis zu 50 % Poren- und Volumenverlust entwässert. Dabei kommt es sowohl zur Lösung als auch zur chemischen Ausfällung von Mineralen (Mineralneubildung), oft Kalzit, Eisenoxid, Quarz und Ton, als zementartige Verbindung (Matrix) zwischen den einzelnen Sedimentkörnern (Deposition, Entwässerung, Kompaktion, Zementation -> Diagenese). Durch diesen Prozess entstehen die unterschiedlich stark verfestigten und oft geschichteten Sedimentgesteinen, wie z.B. Ton-, Schluff- und Mergelsteine, Kalk- und Dolomitsteine (Schlammsteine), Sandsteine, Konglomerate und Breccien (-> Lithifizierung). Eingeschlossene Skelett- und Schalenreste von Lebewesen können dabei in versteinerte Fossilien umgewandelt werden. Diagenese findet bei < 150 - 250 °C bei 5 - 10 km Tiefe statt, danach beginnt die Gesteinsmetamorphose. Durch die mehr oder weniger starke und länger anhaltende und zyklische Subsidenz (Absenkung) der Erdkruste in den Sedimentationsräumen und wegen der mehr oder weniger gleichhohen Sedimentationsrate können über Jahrmillionen Sedimentbildungen von hunderten bis tausenden Metern Mächtigkeit entstehen (Sedimentationsgleichgewicht). Je nach dem Ablagerungsmilieu gibt es auch unterschiedliche Ausbildungen der Sedimente (marine, lagunäre, paralische, limnische, fluviatil-klastische, terrestrische, glaziale Fazies etc.)

- **Siliziklastische Sedimente, Trümmergesteine** (gr. klasis = zerbrechen) entstehen v.a. durch physikalische, aber auch durch die chemische Verwitterung und Abtragung von Gesteinskomplexen und durch die mechanische Zerkleinerung beim Transport durch Schwerkraft, Wasser, Wind und Eis (Abrasion, Frost-, Salz-, Insulationsverwitterung) und bestehen v.a. aus Quarz und Feldspat. Auch biogene Einflüsse durch Mikroben, Flechten, Wurzeln und deren ausgeschiedenen Säuren spielen, v.a. bei der Tonmineralbildung, eine große Rolle. Die chemisch-biologische Wechselwirkung zwischen Tonböden mit ihrer großen reaktiven Oberfläche und der Lebewelt ist größer, als früher angenommen wurde. Die Erosionsprodukte der Gesteine, Blöcke, Kies, Sand, Schluff und Ton werden in Flusstäler, in Vorlandgebiete von Gletscher und als Flussdelta in terrestrische und limnische Becken und in das Meer transportiert und werden dabei weiter zerkleinert, sortiert (Stoffeigenschaften), klassiert (Geometrie) und schließlich mit nachlassender Fließgeschwindigkeit abgelagert. Sie werden mit der Zeit durch kalkiges, kieseliges, toniges Bindemittel oder durch Eisenoxide zu Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen, Schluff- und

Tonsteinen diagenetisch verfestigt (Zementation). Vulkanische Aschen, Tuffe und Bimssteine werden als pyroklastische Sedimente (Pyroklastite) bezeichnet.

- **Chemische und chemisch-biogene Sedimente** sind neu gebildete Verbindungen und werden hauptsächlich im marinen und im limnischen Milieu ausgeschieden. Chemische Sedimente i.e.S. entstehen durch Verwitterung, Lösung und anschließender Ausfällung in sehr warmem und an Salzen übersättigtem Wasser, oft unter der Beteiligung von Mikroorganismen oder durch Eindampfung bei einer hohen Verdunstungsrate mit dem Entzug des Wassers aus dem Sediment. Wichtige Vertreter dieser Ausfällungsgesteine sind Karbonatgesteine, wie mikrokristalline Kalksteine, Kalksinter und Dolomitsteine (durch Magnesiumeinlagerung umgewandelte Kalksteine). Durch Eindampfung entstehen die als Evaporite (lat. "aus Verdunstung") bezeichneten Sulfatgesteine Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$) und das bei Wasserzutritt quellfähige Anhydrit (CaSO_4), sowie Steinsalz (Halit, NaCl) und die seltener vorkommenden Kalisalze (Sylvin, KCl) und Bittersalze (MgSO_4). Je nach dem Liefergestein gibt es auch Ablagerungen von Natron (NaHCO_3), Glaubersalz (Na_2SO_4) und Borax ($\text{Na}_2\text{H}_2\text{O}_4\text{B}_{17}$). Weitere chemische Sedimente sind z.B. marine Bändererzminerale (Lagen von Hämatit - Fe_2O_3 und Magnetit - Fe_3O_4 zusammen mit Quarz). Bei einer sehr intensiven chemischen Verwitterung entstehen Rückstandssedimente, wie z.B. die stark aluminiumhaltigen Gesteine Kaolin und Bauxit (Tonerde aus Feldspat und aus Beimengungen) als stabile Reste der silikat- und karbonathaltigen Ausgangsgesteine. Chemisch-biogene Sedimente i.e.S. entstehen mit der Beteiligung von Organismenresten, so z.B. bioklastische Kalksteine aus Kalkschalen des Planktons, aus zerkleinerten Schalen von Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Ammoniten, Seelilien, Schwämmen und Korallen etc. Feinkörnige Kreide entsteht durch die Ablagerung von winzigen Foraminiferenschalen. Mikrokristalline Kieselgesteine entstehen primär chemisch-biogen aus Skeletten der Kieselalgen (Radiolarit, Diatomit). Sie können auch sekundär rein chemisch durch die Verdrängung von Kalziumkarbonat durch siliziumdioxidhaltige Lösungen entstehen, z.B. Hornsteine und Feuersteine in den Kalkablagerungen von Muschelkalk, Jura und Kreide. Auch phosphorhaltige Gesteine (Phosphorite) und einige Erze entstehen unter der Mitwirkung von Organismen. Schnee und Eis sind kristalline Minerale und sind als kondensierter und kristallisierter Wasserdampf ein ausgefälltes Sedimentgestein.

- **Rein biogene (organogene) Sedimente** sind durch pflanzliche und tierische Ablagerungen entstandene Torfe und Faulschlämme. Bei Temperaturen ab 50°C und 100 – 1500 m Tiefe entsteht Braunkohle und bei bis über 150°C und 1000 – 5000 m entsteht Steinkohle. Ab 65 – 160 bzw. 200°C entsteht Erdöl und Erdgas (Kohlenwasserstoffe) als Verwesungsprodukt von Plankton, v.a. Algen (Faulschlamm).

Ein wichtiges Erkennungsmerkmal der Sedimentgesteine ist ihre Schichtung, die durch geringfügige oder markantere Wechsel der Ablagerungsbedingungen oder durch Windablagerung aus unterschiedlichen Richtungen entsteht (Änderungen der Korngröße, Kap. 5.4). Auch kompakte Riffkalke, viele glaziale Moränen und manche Schuttbildungen sind mehr oder weniger geschichtet. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Tonminerale, Karbonate (Kalk-, Mergel- und Dolomitsteine), Sulfate (Gips und Anhydrit, die sich gegeneinander umwandeln können) und Halogenide (Stein-, Kali-, Magnesiumsalze).

Metamorphe Gesteine (Metamorphite; gr. metamorphoos = umgestaltet, 13 % der Erdoberfläche) stellen mit 91 % den größten Anteil der kontinentalen Erdkruste dar und auch der Erdmantel ist ein metamorphes Gestein. Metamorphite entstehen durch tektonische Versenkung von großen Gesteinspaketen in die Erdkruste ab ca. 2 km bis über 80 km Tiefe bei Kontinentalkollisionen und bei Gebirgsbildungen. Die Druckzunahme von 0,2 bis über 2 GPa, oft mit einer Scherbeanspruchung (Spannung) und die Temperaturzunahme im Erdinneren ab 150°C und bis zu 1000°C macht die Minerale instabil und führt unter der Beteiligung von Fluiden als Ionen-Transporteure zu einer Umwandlung, Wachstum, Neubildung (Umkristallisation, Diffusion) und Einregelung der sedimentären und magmatischen Minerale und der Gesteinsstrukturen in festem Zustand (Festkörperumwandlung). Es kommt nicht zur vollkommenen Aufschmelzung. Alle vorhergehenden Strukturen, wie z.B. Schichtung und Fossilien, gehen dabei fast oder oft ganz verloren. Typische Vertreter der metamorphen Gesteine sind gefaltete und oft stark deformierte Schiefergesteine, wie z.B. Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Granulite, Mylonite etc.. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal ist oft eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Schieferung (Foliation = flächenhafte- und Lineation = linienhafte Mineralausrichtung, z.B. gebänderte Gneise). Diese entsteht bei dem hohen und gerichteten Druck und bei hohen Temperaturen v.a. bei Mineralen der Glimmer-, Tonmineral- und Chloritgruppe durch Mineraleinregelung, Mineralneubildung und Mineralentmischung. Es gibt aber auch ungeschieferte (isotrope) Metamorphite, wie z.B. Marmor aus Dolomit- und Kalkstein und Quarzite aus quarzreichem Sandstein. Hornfelse entstehen aus Sedimentgesteinen bei der flacheren oder tieferen Kontaktmetamorphose mit heißen Schmelzen bei

600 - 1000 °C und bei niedrigerem, aber tiefer auch höherem Druck. Sie haben keine Schieferung, also Ausrichtung der Mineralkörner, aber oft eine Paralleltexur (Hornfelsgefüge von Quarz und Feldspat, Streifung, Fleckung). Sehr tief versenkte Gesteine mit Eklogitbildung (Klinopyroxen und Granat) werden Hochdruckmetamorphite genannt. Metamorphite aus Sedimenten bezeichnet man als **Paragesteine**, aus Magmatiten als **Orthogesteine**. Ab Temperaturen von ca. 650 °C in der Tiefe und flacher ab ca. 800 °C schmelzen Metamorphite je nach der chemischen Zusammensetzung teilweise auf (Anatexis) und werden dann **Migmatite** genannt. Sie bilden mit ihrem Fließgefüge den Übergang zu den Magmatiten. Bei höheren Temperaturen entsteht durch die komplette Aufschmelzung sekundäres Magma. Durch Hebungen im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen, wie z.B. bei Gebirgsbildungen, kommen viele metamorphe Gesteine mit der Zeit an die Erdoberfläche, bilden zusammen mit den darin oft später eingeschmolzenen Plutoniten Gebirgslandschaften und werden mit der Zeit wieder abgetragen (Schwarzwald, Bayerischer Wald, Rheinisches Schiefergebirge und Teile der weltweiten Mittel- und Hochgebirge - Alpen, Anden, Himalaya, Appalachen etc.). Eine Rückumwandlung der Minerale bei einem Wiederaufstieg findet selten und nur bei Wasserzutritt statt (Ozeanboden-Metamorphose, Serpentinisierung), aber die in der Tiefe stabilen (neuen) Minerale werden instabil und es kann mit der Druck- und Temperaturabnahme bei einem langsamen Aufstieg eine Mineralneubildungen an den Korngrenzen stattfinden (retrograde Metamorphose, Diaphtorese). Wichtig ist: Je nach der Mineralzusammensetzung des Ausgangsgesteins bilden sich unterschiedliche Metamorphite. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Karbonate (Marmor), Granate, Cordierit, Staurolith und Disthen. Weiteres zu Metamorphose bei Abb. 6.36.

GESTEINS-KLASSEN	UNTERKLASSEN	ENTSTEHUNGSPROZESSE	BEISPIELE IN - BADEN-WÜRTTEMBERG - IN DEN SCHWEIZER ALPEN
Ablagerungs- bzw. Sedimentgesteine	Klastisch-mechanische (detritische) Sedimentgesteine (Trümmergesteine).	Ablagerung von Partikeln, die bei der Verwitterung und Abrasion von Gesteinen entstanden sind, z.B. Gerölle, Sandkörner, Schluff- und Tonpartikel. Diagenese und Lithifizierung bei mehr oder weniger geringer Versenkung mit Kompaktion, Entwässerung und Verkittung.	- Buntsandstein, Keuper, Früher und Mittlerer Jura, Paläogene und Neogene Molasse-Sedimente. - Trias-Sandsteine, Flysch-Sedimente.
	Biogene (organogene) Sedimentgesteine.	Bildung oft im flachen Meer an Küsten und in Seen. Ablagerung von Kalk- und Kieselskeletten und Kalkschalen von Meeresorganismen (Brachiopoden, Crinoiden, Muscheln, Ammoniten, Riffbildnern, Plankton -> Öl, Gas, Bitumen etc.). Biogen beeinflusste, frühdiagenetische Umwandlung von Kalk in Dolomit. Ablagerung auch an Land, v.a. in Sümpfen und Umwandlung in Torf, Braun- und Steinkohle.	- Bioklastische Kalksteine und Dolomitsteine im Muschelkalk, im Keuper und im Jura, Ölschiefer. - Hochgebirgskalk, Schrättalk, Radiolarit.
	Chemische (biogene) Sedimentgesteine und Rückstandsgesteine.	Ausfällung gelöster Stoffe (Karbonate, Sulfate, Salze) aus gesättigten Lösungen, meist im Meerwasser. Wärme, Chemie und Biologie wirken hier oft zusammen. Spätdiagenetische Umwandlung von Kalk in Dolomit. Lithifizierung wie oben.	- Kalk- und Dolomitsteine, Sulfat- und Salzgesteine im Muschelkalk, im Keuper und im Jura. - Sulfat- und Salzgesteine.
Magmatische Gesteine - Magma: geschmolzenes und teilgeschmolzenes Mantelgestein; - Lava: an der Erdoberfläche und im Meer eruptiertes Magma	Plutonite (Tiefengesteine) und Ganggesteine.	Magmaaufstieg und sehr langsame, oft grobkristalline und fraktionierte Auskristallisation in 5 - 10 km Tiefe. Am häufigsten Granite, aber auch weitere Gesteinsarten mit unterschiedlichen Mineralzusammensetzungen.	- Granite im Schwarzwald und im Odenwald. - Aargranit, Mont Blanc-Granit, Julier-Granit, Bernina-Diorit, Bergeller-Granodiorit etc.
	Vulkanite und Pyroklastite (Ergussgesteine).	Magmaaufstieg in der Erdkruste und Entgasung durch Druckentlastung. Glutflüssiges Austreten und schnelle, oft feinkristalline Abkühlung als Lava unter dem Meeresspiegel und an der Erdoberfläche (Basalt). Je nach Zusammensetzung gasarm dünnflüssig oder gasreich zähplastisch und explosiv. Gase, Aschen, Lavafelder, Gerölle.	- Vulkanite im Rotliegenden, Maare auf der Schwäb. Alb, alte und abgetragene Vulkanruinen im Hegau etc.. - Ozeanboden-Basalte, später oft metamorphorisiert (Grüngesteine, Ophiolithe). Vulkanite im Verrucano.
Metamorphe Gesteine - Orthogesteine umgewandelte Magmatite - Paragesteine umgewandelte Sedimente	Druck- und temperaturbetonte Regionalmetamorphose, Orogene-M., Versenkungs-M., Bruchzonen-M., Dislokations(Dynamo)-M., Ozeanboden-M. durch Meerwasser.	Mineralumwandlung von großen Gesteinsmassen bei der Versenkung in wenige bis an die 100 km Tiefe bei oft gerichtetem Druck von 0,1 - 3 GPa und bei Temperaturen ab ca. 150 °C bis um die 1000 °C. Z.B. bei der Plattensubduktion, bei Kontinentkollisionen mit Gebirgsbildungen, bei Horizontalbewegungen von Krustenblöcken und entlang der Mittelozeanischen Rücken.	- Gneise und Migmatite im Schwarzwald und im Odenwald - Weit verbreitet, oft ehemalige basaltische Ozeanböden und Sedimente, z.B. Biotitgneise, Granitgneise, Migmatite, Glimmerschiefer, Amphibolite, Marmore, Quarzite.
	Kontaktmetamorphose (temperaturbetont).	Gesteinsumwandlung durch Hitzeeinwirkung am Rand von heißen plutonischen Intrusionen. Oft in geringer Tiefe bei relativ niedrigem Druck, aber bei hoher Temperatur.	- Vorkommen im Schwarzwald und im Odenwald. - Selten, z.B. am Ostrand der neogenen Bergeller Granitintrusion.
	Hochdruckmetamorphose (druckbetont).	Bei der Kollision von Lithosphärenplatten mit schneller und tiefer Versenkung bei oft noch relativ niedriger Temperatur, aber bei hohem Druck (Eklogite, Gebirgsbildung). Stoßwellenmetamorphose: Extreme Drücke und Temperaturen bei Asteroideneinschlägen.	- Im Krater des Nördlinger Ries, im Wallis und in Graubünden,

Abb. 27: Hautgesteinsklassen

Tabelle mit Daten aus: Schweizer Alpen-Club SAC, Tourenportal, www.sac-cas.ch/de/envirotools/gesteine

Bild 18, Abb. 27b und Abb. 6.31 zeigen Details der Gesteinsgruppen, den Kreislauf der Gesteine und Gesteine in den Alpen.

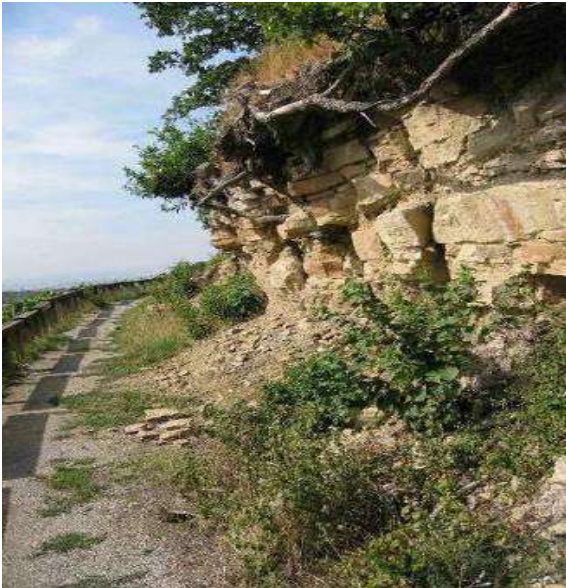
Bildtafeln Gesteinsarten (Beispiele)**Bild 15: Sedimente** (Absetzgesteine an der Erdoberfläche)

Löss und Lösslehm mit Lösskindl: pleistozänes und äolisches Sediment am Hungerberg in Ludwigsburg



Lösskindl: bei der Entkalkung von Löss werden diese Kalkkongregationen in tieferen Schichten wieder ausgeschieden.

Quelle: [Stefan Iefnaer](#), [Lösskindl in SL](#), CC BY-SA 3.0



Schilfsandstein: hier Flutfazies mit gebankten Sandsteinen am Lemberg in Ludwigsburg.



Gipskeuper: hier von Gips durchzogene Tonsteine in Wurmlingen.

Quelle: [Johannes Baier](#), [Gipskeuper Wurmlingen](#), CC BY 3.0



Lettenkeuper: hier feinkörniger Sandstein der Esterien-schichten mit versteinerten Muscheln, Palaeostheria minuta.

Quelle: [BerndH](#), [Esterien 250909](#), CC BY-SA 3.0



Oberer Muschelkalk: mikritischer Kalkstein mit Seelilie, Encrinurus liliiformis, Dinkelberg.

Quelle: www.geologie-des-dinkelbergs.de, Finder: M. Lämmlin

Bild 16: Metamorphite (Umwandlungsgesteine, > 1 – 100 km Tiefe, hohe Temperatur, hoher und gerichteter Druck, Abb. 6.36)



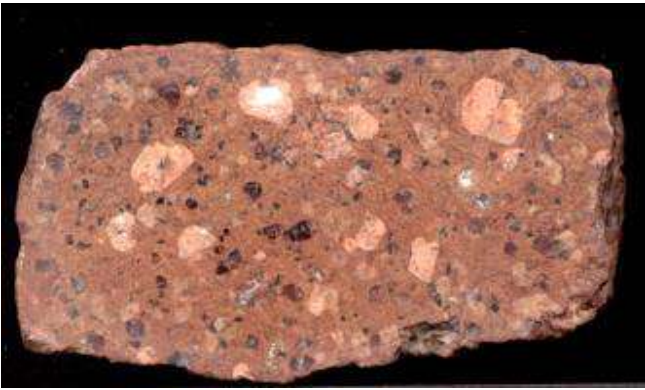
Bändergneis: intensiv gebänderte Lagerung (Foliation). Hell = Feldspat (> 20%) und Quarz; dunkel = Biotit, Amphibol. Quelle: [Grabenstedt at German Wikipedia](#) Modifications: [Cornischong at Luxembourgish Wikipedia](#), [Gneis Bännergneis vum Baikalséj](#), CC BY-SA 3.0



Marmor: mittel- bis grobkristallin aus 50 - 95 % feinkristallinem Calcit, Dolomit, Aragonit entstanden. Oft isotrop und ungeschiefert aber auch mit Falten und mit Fließgefüge (Marmorierung) durch Nebengemengteile und gelegentlich spaltbar mit Richtungsgefüge. Bei der Neukristallisation werden Fossilien und Sedimenttexturen zerstört. Quelle: USGS, [MarbleUSGOV](#),

Bild 17: Magmatite (Erstarrungsgesteine)

- **Vulkanite** (Ergussgesteine, kristallisieren sehr schnell an der Erdoberfläche oder Unterwasser)



Rhyolith (Quarzporphyr): porphyrisches Gefüge, saures Gestein mit SiO₂-Gehalt 65 - 75 %. Feinkristalline Grundmasse mit groben Einsprenglingen aus Quarz und Feldspat. Hier Rhyolith aus dem Rotliegenden der Perm-Zeit. Quelle: [Grabenstedt](#), [Quarzporphyr](#), CC BY-SA 3.0



Basalt: feinkristallines, basisches und nicht sehr verwitterungsbeständiges Gestein mit einem SiO₂-Gehalt < 63 % aus Pyroxen, Plagioklas, Olivin. Die 6-eckigen Säulen entstehen bei sehr langsamer und einseitiger Abkühlung und Schrumpfung des Gesteins nach der Eruption. Quelle: [Mmparedes](#), [Basalto2](#), CC BY-SA 3.0
Kleines Bild [Daniele.51](#), [Basalto afanítico e quasi afirico per i rari e minuti fenocristalli](#), CC BY-SA 4.0

- **Plutonite** (Tiefengesteine, kristallisieren sehr langsam in 5 - 10 km Tiefe)



Granit: grobkristallines, saures Gestein mit SiO₂-Gehalt > 63 %. Hellrosa = Feldspat; dunkel = Glimmer; matt-durchsichtig = Quarz. Quelle: [Der Messer](#), [Granitstück](#), CC BY 3.0

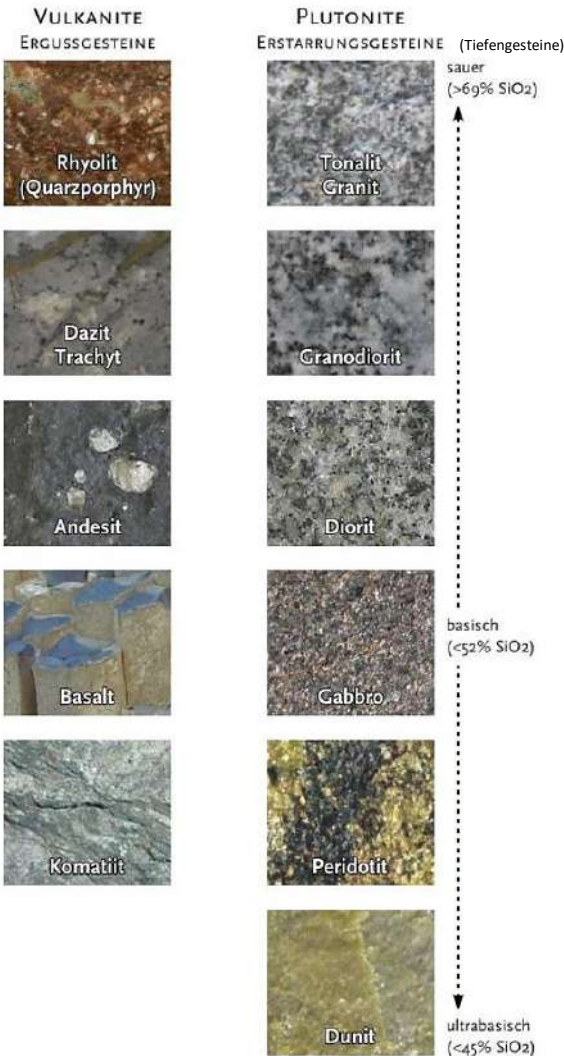


Gabbro: feinkristallines, basisches Gestein, v.a. aus Pyroxen, Olivin, Biotit, Hornblende. Helle Einsprenglinge aus Quarz und Feldspat. SiO₂-Gehalt < 63 %. Basalt/Gabbro metamorphosieren in 10 – 40 km Tiefe bei 550 – 700 °C zu Amphibolit (Hornblende) und druckdominiert zu Eklogit. Quelle: [Wilson44691](#) ([Mark A. Wilson](#), gemeinfrei).

äquivalent

äquivalent

Magmatische Gesteine



Sedimentgesteine



Coquina = fast ausschließlich aus Fossilshalen bestehender Kalk (Fossilalk, Schillkalk, Schalentrümmerkalk, Muschelbreccie, Lumachelle)

Radiolarit (Chert, Hornstein) = marin-biogenes Sedimentgestein aus mikrokristallinem Quarz. Der sehr feinkörnige, harte, spröde und muschelartig brechende Radiolarit besteht hauptsächlich aus mikrokristallinem Quarz mit organischen Resten und gelegentlich mit Karbonatanteilen. Es handelt sich hier um versteinertes Endoskelettmateriale der mikroskopisch kleinen und einzelligen Radiolarien (Strahlentierchen). Diese gehören zum Meeresplankton und kommen heute v.a. in den warmen und oberflächennahen Bereichen des Pazifiks und des Indiks vor. Nach ihrem Absterben sinken sie zum Meeresboden und sind wegen ihrer hohen Anzahl gesteinsbildend. Die Farben sind oft dunkelgrau bis braun-schwarz, auch hellweißlich, grünlich und rötlich. Charakteristisch ist der geschichtete Aufbau und die oft engständige Klüftung. Radiolarite findet man auch in marinen Gesteinsablagerungen der alpinen Gebirge. **Lydit** = stark diagenetisch beanspruchter oder schwach metamorpher Radiolarit.

Feste Ton- Schluff- und Mergelsteine (Schlammsteine) bildeten sich diagenetisch aus weichen, wasserhaltigen und pelitischen Sedimenten mit $< 0,002 \text{ mm}$ (Ton) und $0,002 - 0,063 \text{ mm}$ (Schluff, Silt) Korngröße und mit unterschiedlichen Ton-, Schluff- und Kalkgehalten. Sie sind ein häufig an der Oberfläche, oberflächennah und auch tiefer vorkommendes, geochemisches Mineralgemisch und haben, v.a. in verwittertem Zustand, eine unterschiedlich starke biologische Aktivität. Die Tonminerale sind im baugrundtechnischen Sinne die feinste Kornfraktion der klastischen Sedimente mit einer Korngröße von $< 0,002 \text{ mm}$. Sie entsteht je nach Klima mehr oder weniger permanent durch die mechanisch-chemische Verwitterung des Muttergesteins zusammen mit biochemischen Prozessen von Mikroben, Bodentieren und Pflanzenwurzeln im Oberboden. Dabei entstehen aus den aluminiumhaltigen Primärmineralen der Locker- und Festgesteinen (aus Feldspäten, Glimmer und anderen Aluminosilikate) durch Mineralneubildung und -umlagerung die winzigen blättchen- und stabförmigen Tonminerale (Sekundärminerale) Kaolinit, Halloysit, Illit, Montmorillonit und Chlorit. Die große innere spezifische Oberfläche der mikroskopisch kleinen Mineralplättchen erklärt das sehr aktive bodenphysikalische und das biochemische Verhalten und gibt Tonen eine hohe Wasseraufnahme- und Wasserhaltefähigkeit. Die Haftung der Teilchen untereinander erfolgt durch Kohäsion, d.h. durch den Zusammenhalt der an die Tonminerale gebundenen Wasserteilchen durch elektrische Van der Waal'sche Kräfte (Ränder der Plättchen positiv, Flächen negativ). Die Tonpartikel vermischen sich und interagieren mit den organischen Zersetzungsprodukten (Humus) und mit Säuren der Pflanzen, Bodentieren und Mikroorganismen. Sie bilden so den fruchtbaren Mutter(Ober)boden. Tone kommen oft zusammen mit Schluff als Schlammstein (Ton und Schluff $> 75\%$), mit unterschiedlichen Kalkgehalten als Mergel und mit Sand als Lehm vor. Reine Tone und reiner Schluff sind selten. Löss hat einen hohen Schluffanteil von $60 - 90\%$.

Metamorphe Gesteine

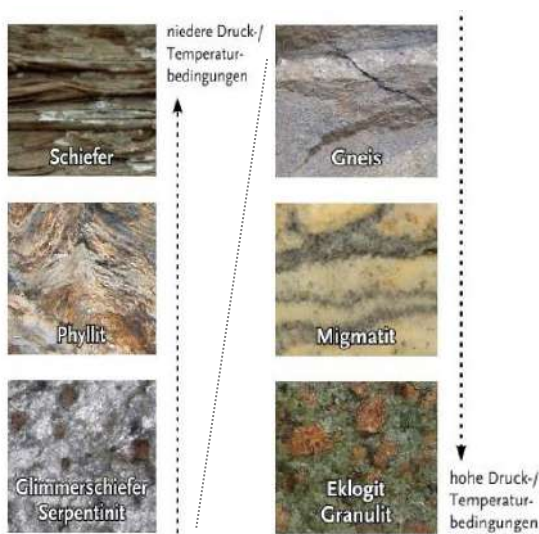


Bild 18: Übersicht der Gesteinsarten
Grafiken aus: Die Entstehung der Alpen. Werden und Vergehen eines Gebirges. Alpine Raumordnung Nr. 42. Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins. Nach: GeoPark Karnische Alpen, 9635 Dellach/Gail 65.

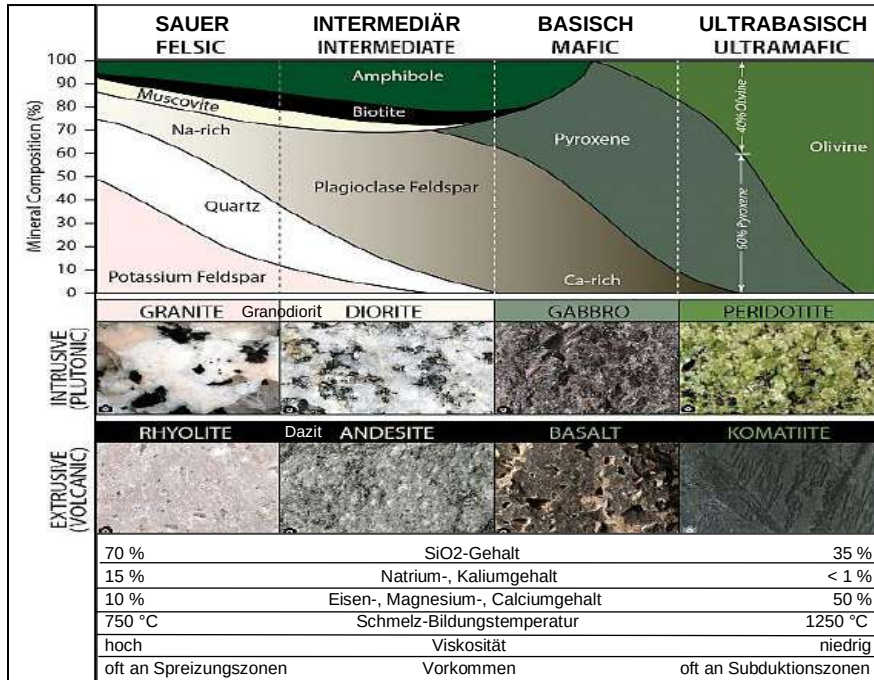


Bild 18-1: Klassifizierung magmatischer Gesteine

Die Klassifizierung erfolgt nach der relativen Häufigkeit der im Gestein enthaltenen Minerale. Das Beispiel bei "Ultrabasisch" (eisen- und magnesiumdominiert) zeigt die Zusammensetzung einer Probe aus Olivinen und Pyroxen in Prozent.

Basische Vulkanite sind typisch für ozeanische Spreizungszonen, saure Vulkanite für Subduktionszonen.

Potassium Feldspar = kaliumreicher Feldspat
 Grafik ergänzt aus: *Physical Geology, First University of Saskatchewan Edition* by Karla Panchuk 2019, CC BY-NC-SA 4.0-Lizenz.

<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/>
 Modified after Steven Earle (2015) CC BY 4.0 and others, with photos by R. Weller/Cochise College.

Abb. – Tab. 27a: Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen der drei Hauptgesteinsarten

Magmatite (Intrusiv- und Eruptivgesteine, Erstarrungsgesteine)

magmatisch	=	Magmatite, Erstarrungsgesteine (Vulkanite und Plutonite).
Magma	=	im duktilen Erdmantel und in der spröden Erdkruste kommt es an Schwächezonen, z.B. bei der Gebirgsbildung (Subduktion), an den Plattengrenzen (Rift) und im Bereich von Plumes durch Druckentlastung bei hoher Temperatur zum Teilschmelzen des Gesteins mit Fluiden, fraktionierter Kristallisation und mit unterschiedlichen Mengen an gelösten und mit dem Aufstieg freigesetzten Gasen.
Plutonite	=	Tiefengesteine, Intrusivgesteine: Aus großer Tiefe aufgestiegenes und in der Tiefe (5 -10 km) steckengebliebenes, zähflüssiges Magma, das sehr langsam zu grobkristallinen Gesteinen auskristallisiert ist (Intrusion). Oft grobkristallin und richtungslos körnig durch die langsame Abkühlung innerhalb der Erdkruste, z.B. Granit, Syenit, Diorit, Gabbro.
Fluide	=	Flüssigkeiten und Gase (Wasser, CO ₂ , CH ₄ etc.) mit Temperatur oberhalb des kritischen Punktes und hohem Druck. Hier verschwindet der Unterschied (Phasenübergang) zwischen flüssig und gasförmig. Fluide senken die Schmelztemperatur von Gesteinen (Granit wasserfrei 1035 °C, wassergesättigt 650 °C bei 0,5 GPa) und spielen bei der Erzbildung in Ganggesteinen eine wichtige Rolle.
Lava	=	Magma, das an der Erdoberfläche oder untermeerisch glutflüssig austritt, weiter entgast, schnell abkühlt und schnell feinkörnig oder mit größeren Einsprenglingen oder als Gesteinsglas (Obsidian, Bimsstein) kristallisiert.
Vulkanite	=	mehr oder weniger gashaltige Ergussgesteine, Eruptivgesteine, Effusivgesteine: Durch vulkanische Vorgänge an der Erdoberfläche ausgeflossene und schnell erstarrte Gesteine (Lava), ausgestoßene Aschen (Tephra), Steine, Tuffe (pyroklastische Sedimente). Oft feinkristallin oder glasig durch die rasche Abkühlung, oder mit kristallinen Einsprenglingen, z.B. Tuff, Quarzporphyr, Rhyolith, Andesit, Trachyt, Basalt, Obsidian, porig-schaumartige Bimsablagerungen und untermeerisch austretende Vulkanite (Basalt).
Pyroklasten	=	Ignimbrite -> Gesteine aus pyroklastischen Strömen, Bimsstein und Aschen.
Pegmatite	=	klastisches Sediment, durch vulkanische Vorgänge an der Erdoberfläche ausgestoßene Aschen, Steine, Tuffe, Bimssteine, siehe auch "Sedimente".
Ganggesteine	=	groß- bis riesenkörnige Intrusionsgesteine, auskristallisiert aus einer fluidreichen, plutonischen Restschmelze inkompatibler Elemente, die unter hohem Druck bei 700 – 400 °C in das Umgebungsgestein gepresst wurde. Oft Quelle von industriell bedeutsamen Mineralen, wie z.B. Seltene Erden, Kalium, Bor, Fluor, Beryllium, Tantal, Niob, Thorium, Lithium, Uran und Phosphor etc..
	=	nahe an die Erdoberfläche reichende Übergangsmagmatite und Intrusionsgesteine (magmatische Gänge), die in schmalen aber oft weiträumigen Gängen (Dykes) in das Umgebungsgestein eingedrungen sind. Oft größere Minerale und Mineraleinsprenglinge z.B. Granitporphyr, Erzgänge, Dolerit, Lamprophyr, Lamproit und Kimberlit, die in Bereichen alter und tief reichender Krustenbereiche (Kratone) auch diamanthaltig sein können. Hydrothermale Gänge (abgekühlte Fluide) können quarz-, erz-, silber- und goldhaltig sein.

Sedimente (Schicht- und Absatzgesteine), Sedimentationsräume

kontinental	=	auf dem Festland abgelagerte Sedimente.
terrestrisch	=	auf dem Festland fluvial und äolisch entstandene und abgelagerte Sedimente. Terrigen = festländische Herkunft.
klastisch	=	durch mechanische Zerstörung und Zerkleinerung bei der physikalisch-chemischen Verwitterung (Erosion) und Sedimentation entstandene Trümmergesteine (Gerölle, Sande, Schluffe, Tone -> Konglomerate, Sandsteine, Schluff- und Tonsteine).
konglomeratisch	=	karbonatisch verfestigte, klastische Sedimente aus gerundeten Geröllen mit längeren, fluvialen und/oder glazialen Transportwegen. Oft als große Schwemmfächer von Gebirgen ins Flachland, z.B. Nagelfluh im Oberrheingebiet.
brecciös	=	karbonatisch verfestigte klastische Sedimente aus kantigen Geröllen mit kurzen und nur z.T. fluvialen Transportwegen, z.B. Gesteinsbildungen durch Vulkanausbrüche und Bergstürze, Schutthalde (Talus) an Felswänden, Muren.
Fanglomerat	=	Schlamm-breccie, oft im ariden Klima nach seltenen Starkregen. Schlammfächer mit unsortiertem Material aller Korngrößen, oft eckig.
fluvial	=	durch Bäche und Flüsse transportierte und abgelagerte Sedimente (Kiese, Sande, Tone, Schluff, Konglomerate und Schuttbildungen, Auenablagerungen, Deltasedimente).
limnisch	=	in den ausgedehnten und stehenden Gewässern des Festlandes gebildete Sedimente.
lakustrin	=	in kleineren stehenden Gewässern und in Sümpfen abgelagerte Sedimente (Tone, Schluff, Sande, Kiese, Deltasedimente, Evaporite).
alluvial	=	Schwemmlandablagerungen in Niederungen, Tälern und an Küsten.
äolisch	=	durch Wind transportierte, sortierte und abgelagerte terrestrische (Staub-)Sedimente (Löss, Dünen, Sand, Vulkanasche).
periglazial	=	in Kaltzeitphasen und rezente in den Polargebieten außerhalb des Einflussbereichs der Gletscher abgelagerte Sedimente. Durch Frost-Tauwechsel und fluviale Vorgänge entstandene oder umgelagerte Sedimente, äolische Sedimente (Löss- Sedimente, Solifluktionböden, Fließerden, Schuttsedimente, Schotter, Beckentone und Torflager).
glazial	=	Ablagerungen der Gletscher und ihre Schmelzwässer.
glazigen	=	direkt vom Gletscher abgelagerte Sedimente (Moränen, Geschiebelehme).
fluvio-glazial	=	durch Schmelzwässer in Gletschern und von Gletschern in Schmelzwasserrinnen transportierte und abgelagerte Sedimente (Blöcke und sandige Schotter, Sande).
glazi-lakustrin	=	durch Schmelzwässer von Gletschern in ehemalige Gletscher(stau)seen und in ausgeräumten Hohlformen transportierte und abgelagerte Beckensedimente (Schotter, Sande und Becken(Bänder)tone, Deltasedimente, Driftblöcke).
glazio-marin	=	von Eismassen aus Gletschern im Meer transportierte, ausgeschmolzene und abgelagerte Sedimente (Driftblöcke, Schotter).
arid, semiarid	=	Ablagerungen in Gebieten mit Wassermangel (mehr Verdunstung als Niederschlag). Sand, Staub und Steine, abgelagert in episodisch fließenden Gewässern und durch Wind in Wüsten und Halbwüsten. episodisch fließenden Gewässern und durch Wind in Wüsten und Halbwüsten. humid,
semihumid	=	Ablagerungen in Gebieten mit Wasserüberschuss. unterschiedliche Sedimente in den Tropen und in den gemäßigten Breiten.

chemisch (biogen)	=	Kalksinter, Mooskalk, Tropfsteine, Travertin und Kieselsinter -> kontinental-fluviatile, chemisch-biogene Sedimente.
pyroklastisch (Pyroklastit)	=	klastisches Sediment, durch vulkanische Vorgänge an der Erdoberfläche ausgestoßene Aschen, Steine, Tuffe, Bimssteine. Durch hohe Temperaturen in pyroklastischen Strömen ist eine Verbackung und Verfestigung zu Ignimbriten (Schmelztuff) möglich.
brackisch	=	Ablagerungen im Grenzbereich zwischen Süß- und Salzwasser. Mündungsgebiete großer Flüsse, Ästuar. Kennzeichnend ist eine artenarme aber individuenreiche Fauna.
marin	=	im Meer abgelagerte Sedimente.
epikontinental	=	in einem Flachmeer abgelagerte Sedimente, das flache Bereiche des Festlandes zeitweise überflutet hat.
flachmarin	=	in einem Flachmeer (Schelfmeer) festlandsnah abgelagerte Sedimente (Ton-, Mergelsteine, Kalksteine, Dolomitsteine, Deltasedimente)
litoral	=	in der Uferregion (Küstenbereich) von Seen und Meeren und in Lagunen abgelagerte Sedimente.
lagunär	=	in lagunenartigen und flachen Buchten abgelagerte Sedimente (litoral), z.B. Riffkalke, Kalk- und Dolomitsteine und Evaporite.
tidal	=	in Gezeitenbereichen abgelagerte Sedimente (Wattsedimente mit charakteristischen Fossilien).
neritisch	=	in seichtem und lichtdurchflutetem Flachmeer über dem Kontinentalschelf abgelagerte Sedimente.
pelagisch	=	festlandsferne Zone des Meeres, Fazies der Tiefseesedimente (rote Tiefseetone, Radiolarien-, Diatomeen-, Globigerinenschlämme).
epipelagisch	=	bis 200 m Tiefe
mesopelagisch	=	in 200 - 1000 m Tiefe abgelagerte Sedimente,
hemipelagisch	=	an den Kontinentalabhängigen von 800 - 2400 m Tiefe abgelagerte Sedimente (Trübestrome, Flysch).
eupelagisch	=	in Tiefen unter 2400 m abgelagerte Sedimente.
bathypelagisch	=	in 1000 - 4000 m Tiefe abgelagerte Sedimente, Abyssopelagial = 4000 - 6000 m, Hadopelagial = 6000 - 11000 m Tiefe.
euxinisch	=	in sehr sauerstoffarmen Bereichen eines Meeres abgelagerte Sedimente. Schwefelwasserstoffreiches Wasser, sehr lebensfeindlich, Faulschlamm v.a. aus Plankton, Erdölmuttergesteine, z.B. tiefe Bereiche im Schwarzen Meer.
paralisch	=	Ablagerung im Bereich von Küstengewässern und Küstenebenen.
turbiditisch	=	zyklische Abfolge von dünnbankigen, fossilarmen Ton-, Kalk- und Sandsteinschichten. Oft als marine Trübestrome (Turbidite, Schlammsteine, Flyschgesteine).
Flysch	=	an Tiefseeabhängigen als Erosionsprodukte, z.B. bei der Gebirgsbildung abgelagerte und dann rasch (in Tagen, Wochen) abgerutschte, fossilarme und oft geschichtete Sedimente, z.B. Flyschgesteine in den Alpen -> Grauwacken.
chemisch-biogen	=	durch Tier- und Pflanzenreste geprägte, marine und kontinentale Sedimente, z.B. bioklastische Sedimente (Schalenrümmerkalke), biogene Riffe, Mooskalk. Torf, Kohle (Pflanzen), Bitumina (Plankton) -> Öl/Gas/Harze, Ölsand, Ölschiefer, Gashydrat (-> C- und CO ₂ -Speicher, Kohlenstoffrecycling). Hornstein -> kieselige Bildungen -> Feuerstein/Opal/Kieselerde/Radiolarit. Schlick, Phosphat-lagerstätten, Bändereisenerze, Bone-Beds. Geringe Anteile an klastischem Material.
bioklastisch	=	durch Schalenrümmer z.B. von Muscheln, Seelilien, Brachiopoden und Riffbildnern (Korallen, Schwämme, Algen) geprägte Sedimente, z.B. bioklastische Kalksteine, Schalenrümmerkalke, z.B. Trochitenkalke im Oberen Muschelkalk. Bioklastische Sande aus Schalen- und Korallenresten. Versteinernte Knochenreste (Bone-Beds), Blatt- und Holzreste (-> C- und CO ₂ -Speicher).
chemisch	=	unter sehr warmen Klimaverhältnissen durch Verdunstung und Ausfällung aus einer übersättigten See- und Meerwasserlösung entstandene und abgelagerte Sedimente (mikrokristalline Kalksteine, Dolomitsteine (-> C- und CO ₂ -Speicher), Evaporite).
evaporitisch	=	unter ariden Klimaverhältnissen (heiß und trocken) durch Verdunstung (Eindampfung) einer übersättigten See- und Meerwasserlösung aus verschiedenen Karbonat-, Sulfat- und Salinargesteine (Kalk, Dolomit, Gips (Anhydrit), Steinsalz, Kali- und Magnesiumsalz).
salinar	=	Ablagerung von Salzgesteinen (Halogenide, Chlorid-, Kali- und Magnesiumsalze) bei starker Verdunstung von übersättigtem See- und Meerwasser.
Tempestit	=	marine und limnische Sedimentablagerung und Schalenreste von durch Unwetter und Sturmfluten strandnah aufgewirbeltem und sortiert umgelagertem Bodenmaterial. Sande mit Trümmergesteinen, wellig-ballige Lagerung und in den Untergrund eingetieft.
Tsunami	=	oft scharf abgegrenzte und unsortierte Flutablagerungen von starken Meer- und Seeüberflutungen (Tsunami), ausgelöst durch Seebeben, Vulkane, Erdbeben, Asteroiden. Wenn jung, mäßig-festes Trümmergestein am Strand, in Strandnähe oder hunderte Meter bis Kilometer landeinwärts. Chaotisch weitgestuft mit Ton, viel grobem Sand, Gesteinsbruchstücken und Steinblöcken aller Größen und Formen (kantengerundet, v.a. eckig und auch zerkratzt). Reste von Meerestieren (Schalen, Korallen) und oft mit menschlichen Artefakten (Holz, Ziegel, Putzreste, Keramik, Glas). Wenn älter, oft verfestigt, ohne menschliche Artefakte und gelegentlich großflächig mit charakteristischen Strömungsmerkmalen, z.B. Chevron-Marken auf Madagaskar und in Nord-Australien (?).

Metamorphite (Umwandlungsgesteine)

metamorph (Metamorphit)	=	Entstehung aus Sedimenten (Paragesteine) und aus Magmatiten/Metamorphiten (Orthogesteine) nach Versenkung in Tiefen von 2 bis weit über 10 km. Änderung der Mineralzusammensetzung und des Gesteinsgefüges durch Rekristallisation und Diffusion bei hoher Temperatur (> 150 °C), bei hohem, gerichtetem Druck (Spannung) und unter Fluidbeteiligung (keine Aufschmelzung, Rekristallisation, Festkörperumwandlung). Metamorphite sind oft mittel - grobkristallin und haben durch den gerichteten Druck oft eine geschieferte Textur (Foliation, Lineation), z.B. Tonschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Eklogit. Es gibt aber auch ungeschieferte Metamorphite, wie z.B. Quarzit und Marmor. Unter bestimmten Bedingungen bilden sich grobkristalline Porphyroblasten in einer feinkristallinen Matrix.
Anatexit, Migmatit	=	Teilaufschmelzung sehr tief versenkter Metamorphite in größerem Umfang durch hohe Temperaturen (> 650 – 800 °C). Das kristalline Phasengemenge eines Magmas hat unterschiedliche Schmelzpunkte. Das wieder abgekühlte Gestein kann dann aus Lagen der Schmelze und aus Lagen des nicht geschmolzenen, metamorphen Teils bestehen. Metatexis = Anfangsstadium; Diatexis = höheres, fast aufgeschmolzenes Stadium (Kumulat, fraktionierte Kristallisation = sukzessive Abtrennung auskristallisierter Minerale).

Bezeichnungen für Lockersedimente und für Gesteine aus Lockersedimenten

Ton(stein)	=	feinklastisches Schlammsediment und Verwitterungsprodukte mit einer Korngröße von < 0,002 mm. Umwandlung der Silikatminerale in Tonminerale. Teilentwässert -> plastisch oder entwässert. Wenn älter, diagenetisch zu Tonstein verfestigt (Abb. 18).
Schieferton	=	Ton mit schieferähnlichem Parallelgefüge entlang von Schichtflächen. Nicht zu verwechseln mit "Tonschiefer"..., das ist ein niedrigmetamorpher Tonstein, dem durch die Metamorphose eine echte Schieferung aufgeprägt wurde.
Schluff(stein)	=	feinklastisches Lockersediment mit einer Korngröße von 0,002 - 0,063 mm. Entsteht durch feinste Zerkleinerung von Gesteinen. Wenn älter, diagenetisch zu Schluffstein verfestigt. Ein schwachverfestigtes Schluffsediment ist äolisch verfrachteter Löss.
Schlamm(stein)	=	siliziklastisches Gestein aus verfestigtem und ehemals schlammigem Lockersediment mit > 75% Ton und Schluff (Pelit) und karbonatisches Gestein aus ausgefälltem und verfestigtem Kalkschlamm (Mikrit, Kalk-, Dolomit-, Mergelstein).
Sand(stein)	=	klastisches Lockersediment mit einer Korngröße von 0,063 - 2 mm. Entsteht durch die Zerkleinerung von Steinen und Geröllern in Wüsten, in Gletschern, in Flüssen und in Küstengebieten. Diagenetisch verfestigter und fast reiner Sandstein besteht aus 90 % Quarzkörnern (Quarzarenit). Mit > 10 % Feldspatminerale wird er als Arkose und mit > 10 % Ton und Gesteinstrümmern als Litharenit bezeichnet. Sehr alte und oft graugrüne Sandsteine mit Feldspat und mit anderen Matrixbestandteilen werden Grauwacke genannt. Es gibt auch Sande und Sandsteine aus Kalkschalenresten von Muscheln, Korallen und z.B. auf Hawaii auch weiße Feinsandstrände aus von Papageifischen gefressen und wieder ausgeschieden Korallen. Sowie Sande aus vulkanischen Gesteinen, aus verwitterungsbeständigen Mineralen (Granat) und in ariden Gebieten aus Gips, z.B. die Gipsande des „White Sands National Monument“, NM-USA.
Kies (Konglomerat, Breccie)	=	grobklastisches Lockersediment mit einer Korngröße von 2 – 63 mm. Verfestigt: gerundet = Konglomerat, kantig = Breccie. Zerkleinerung und Rundung an Küsten und durch Transport in Flüssen, in Schmelzwasserläufen und in und vor Gletschern.
Löss	=	äolisches, staubartiges und poröses Lockersediment. Quarz- und kalkhaltiger Schluff, auch mit Feinsand- und Tonanteilen. Durch starke Winde v.a. während der Glazialzeiten aus oft abgetrockneten und vegetationsarmen Schotterebenen ausgeblasen und mit nachlassender Windgeschwindigkeit in grabbewachsenen Muldenlagen, auf Vernebnungsflächen und in Leegebieten abgelagert.
Lösslehm	=	bei der Verwitterung von Löss entstandener entkalkter, verlehmt (Tonminerale), verdichteter und feuchter Lösslehm mit Bodenbildung zu (Para-)Braunerden und Schwarzerden. Lösslehm hält und leitet die Feuchtigkeit gut, was mit ausschlaggebend für die hohe Fruchtbarkeit und für die gute Bearbeitbarkeit seiner Böden ist.
Lehm	=	Verwitterungsprodukt und Gemisch aus Ton, Schluff und Sand, kalkarm bis entkalkt. Anthropogener Auenlehm ist oft kalkreich.
Letten	=	lokale Bezeichnung für sandig-schluffige und halbfeste bis felsartige Tone (-steine), mit geringem Kalkgehalt.
Mergel(stein)	=	verwitterter oder verfestigter Gemenge aus Ton und Kalk, z.T. mit Schluff und Sand. Je nach Kalk-/Tongehalt wird mergeliger Kalk, Mergelkalk, Kalkmergel, Mergel, Tonmergel, Mergelton und mergeliger Ton unterschieden.

GLIEDERUNG**Erdkruste**

5 – 50 km und unter Gebirgen bei bis zu 800 °C 60 – 80 km mächtig. **Sedimente, Granite, Gneise etc.**

Kontinentale Oberkruste

Leichte kontinentale Kruste aus granitischen Silikaten (SiAl: O, Si, Al, K). Von sehr jung bis zu 4 Ga alt. Dichte 2,5 – 2,8 g/cm³. Druck bis 1,2 GPa, tiefer bis 2,3 GPa. Mechanisch steif mit Bruchtektonik, ab 10 – 30 km Tiefe bei sehr langsamer Bewegung zunehmend plastisch (duktil) verformbar.

- **Conrad-Diskontinuität** (Dichtesprung in 10 – 20 km Tiefe)

Kontinentale/ozeanische (?) Unterkruste

(siehe rechts oben) SiMa: O, Si, Mg, Fe. Je nach Mineralart (Calcit, Quarz) ab 300 – 500 °C und ca. 10 – 20 km Tiefe duktil. Dichte ab 2,9 g/cm³.

- Mohorovicic-Diskontinuität

Grenze Kruste/Mantel
Dichtesprung, in BW in 24 – 30 km Tiefe, 400 – 800 °C.

Lithosphärischer Erdmantel

Gesteine höherer Dichte 3,3 – 3,5 g/cm³, (Olivin – Mg-Fe-Silikate -> **Peridotit**). Druck bis 5 GPa. Von oberflächennah (Rift) bis um 100 km, stellenweise bis 260 km Tiefe. Bei 400 °C plastisch-fest und tiefer bis 1200 °C stärker verformbar.

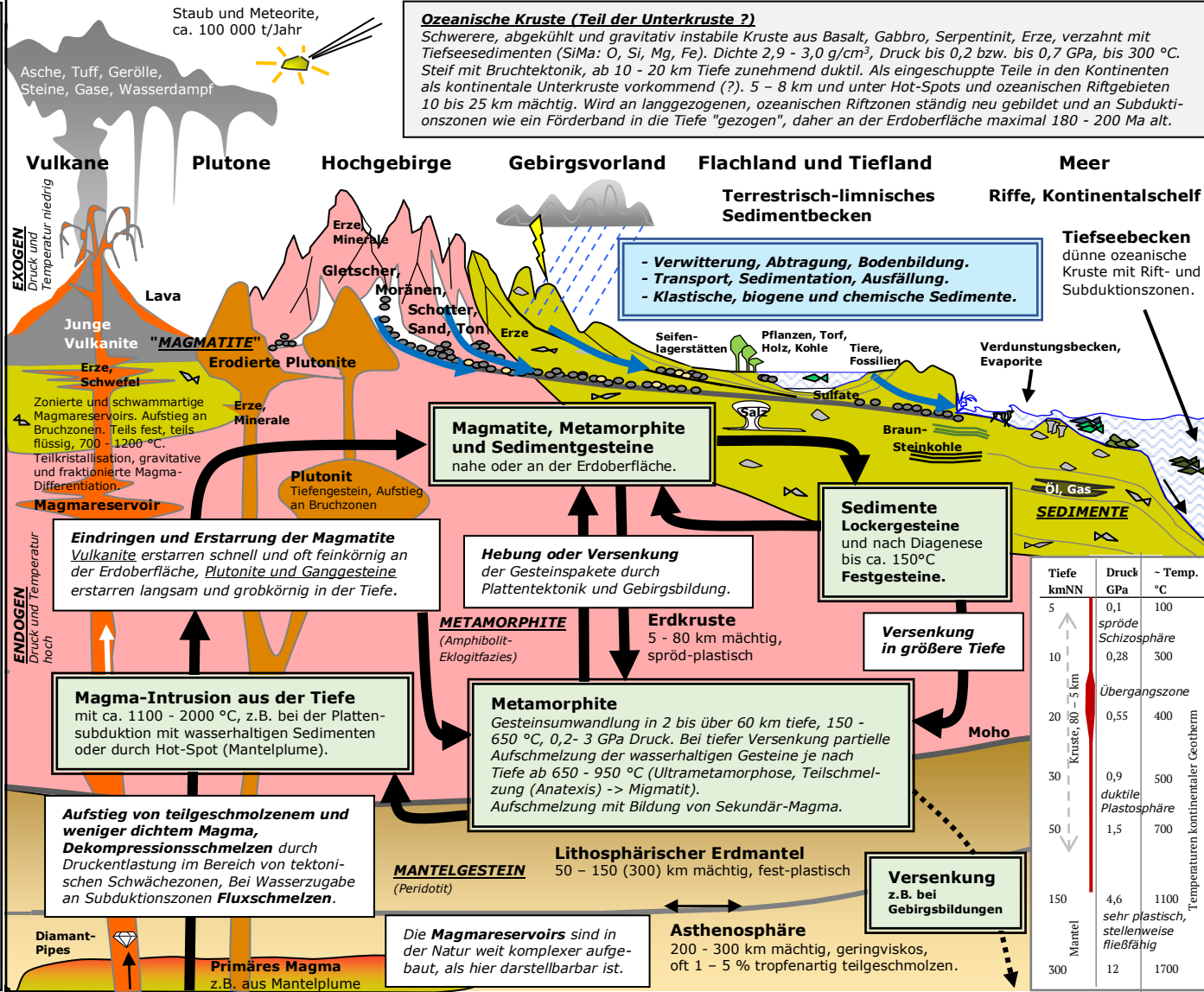
- Gutenberg-Diskontinuität

In Ozeanen flach bis ca. 160 km tief

Oberer Erdmantel

"Asthenosphäre"
Mineralisch wie der Lithosphärische Erdmantel. Mittlere Dichte 3,3 g/cm³. Druck zur Tiefe zunehmend 1,8 – 15 GPa. 1100 – 1500 °C. Von ozeanisch oberflächennah bis in 50 – 410 km Tiefe, Übergangszone bis 650 km. Geringviskos und stellenweise fließfähig, Gleitschicht für die Lithosphärenplatten. Ab ca. 650 km fest-plastische Silikatgesteine des

Unteren Erdmantels mit dichter Packung der Atome, 5,3 g/cm³. Thermische Konvektionszellen.

**VORGÄNGE**

Verwitterung, Zerkleinerung und Lösung der Gesteine, Bodenbildung durch mechanisch-physikalische und chemisch-biogene Verwitterung unter dem Einfluss von Niederschlägen, Wasser, Eis, Temperaturunterschieden, Atmosphärien, Wind, Wellenschlag, Pflanzen und Mikroben, Schwerkraft und in Gebirgen auch durch Erdbeben und Blitzschlag.

Abtragung und Transport von Geröll, Sand, Schluff und Ton durch Schwerkraft, Gletscher, Wind, Bäche und Flüsse -> Strömungen, Schlamm- und Geröllfluten.

Sedimentation, Ausfällung, Eindampfung und beginnende Kompaktion in Tälern, Seen, Meeren und in absinkenden Sedimentbecken. Einbau von gelösten Karbonaten in die Schalen und Skelette von Tieren. Bildung von Kalkriffen, von Schalenrümmerkalken und von Evaporiten (Karbonate, Sulfate, Chloride) im Meer.

Versenkung, Entwässerung, Kompaktion, z.T. Deformation und Verfestigung durch Zementation, Mineralneubildung (Diagenese, Lithifizierung) unter lithostatischem Druck in Becken und bei der Gebirgsbildung. Bildung von Festgesteinen und Fossilien, Kohle, Erdöl und Erdgas. Aufstieg von leichten Salzdiapiren.

Hebung oder tiefere Versenkung und Metamorphose, z.B. durch Subduktion, Kontinentkollision mit Gebirgsbildung und an Riftzonen. Deformation und Gesteinsumwandlung durch hohe und oft gerichtete Drücke (Spannung) und hohe Temperaturen. Rekristallisation in festem, aber steifplastischem Zustand unter Beteiligung von im Gestein eingeschlossenem Wasser.

Partielle Aufschmelzung (Anatexis) einzelner Minerale je nach Tiefe und Zusammensetzung ab ca. 650 °C. Der Schmelzpunkt des Magmas steigt mit zunehmendem Druck.

Bei tiefer Versenkung Aufschmelzung
Plattenbewegungen auf der Asthenosphäre bei 1100 – 1500 °C. Geringviskose bis teilgeschmolzene Gleitschicht für die Lithosphärenplatten bei der Kontinentalverschiebung. Hier entsteht Magma, das Plutonite bildet, oder das als Lava an der Erdoberfläche austritt.

Abb. 27b: Profilschnitt – "Kleiner Kreislauf" der Gesteine (schematisch und nicht maßstäblich überhöht!).

Die Erdoberfläche besteht zu ¾ aus Sedimenten und zu ¼ aus Magmatiten und Metamorphiten. Mit der chemisch-physikalischen Verwitterung der Gesteine an der Erdoberfläche wird der Gesteinsschutt aus Blöcken, Kies, Sand, Schluff und Ton v.a. durch Wasser und Schwerkraft, aber auch durch Eis und Wind in Täler, Senken, Seen und schließlich in die Kontinental- und Meeresbecken transportiert und abgelagert. Dort kommt es mit der Zeit durch den überlagernden Druck zur Versenkung, Verdichtung, Entwässerung und zur kristallinen Verfestigung der Sedimente bis hin zur Gesteinsbildung (Diagenese). Durch die ständigen Bewegungen der Kontinentalplatten (Plattentektonik) und v.a. bei Gebirgsbildungen können weiträumig abgelagerte Gesteinspakete und auch basaltische Ozeanböden tiefer versenkt (Kontinentkollision, Subduktion), dort bei hohen Temperaturen und bei gerichtetem Druck metamorph umgewandelt und später wieder angehoben werden (Kap. 6). Bei sehr tiefer Versenkung werden die Gesteine stark umgewandelt (Rekristallisation) und auch teil- und aufgeschmolzen. Das ist der vertikale "Kleine Kreislauf" der Gesteine innerhalb der Erdkruste. Der "Große Kreislauf" der Gesteine findet im tiefen und fest-plastischen Erdmantel statt. Die Zumischung und Auskristallisation von aufsteigenden Magmen aus dem Erdmantel vervollständigen die Gesteinsvielfalt, aus der sich die unterschiedlichen Landschaften an der Erdoberfläche bilden. Die Tiefenlagen und die Mächtigkeiten der Krusten- und Mantelschichten streuen je nach ihrer Lage breit, z.B. Kontinente mit Kratonen, Gebirge, Ozean, Riftzone etc. **D** = Diamanten entstanden als kubisch kristallisierter Kohlenstoff. Dieser stammt möglicherweise von marinen Bakterien, die an alten Subduktionszonen 150 – 250 (800?) km tief an den unteren Rand von Kratonen versenkt wurden. Kratonen sind Teile frühzeitlicher Kontinentbildungen. Durch einen schlagartigen und oberflächennah bis überschallgeschallenen Aufstieg (?) des Magmas in Schloten (Pipes) mit Drücken um 7 – 12 GPa und bei etwas reduzierten Temperaturen von 1000 – 1400 °C kann der kubische Diamant-Kohlenstoff nicht in hexagonalen Grafit-Kohlenstoff umkristallisieren. Diese Bedingungen herrschten bis vor ca. 1 Ga, aber auch vor einigen 100 Ma oft am Fuß von alten und leicht abgekühlten Kontinentkratonen nach dem Auseinanderbrechen der Kontinente im Zuge der Plattentektonik, z.B. im Kimberlit-Gestein in Südafrika (Abb. 2b).

5.2 Schichtung, Klüfte, Schieferung

Schichtgrenzen sind weitgehend parallel verlaufende Grenzflächen in Sedimentgesteinen. In Baden-Württemberg verlaufen sie oft horizontal bis leicht geneigt, in bestimmten tektonischen Situationen auch stärker geneigt und in Gebirgen sind sie oft komplex verfaltet und verschoben. Schichtgrenzen entstehen, wenn sich die Ablagerungsbedingungen ändern und es unter Wasser zu einem Materialwechsel, z.B. von Karbonaten zur Ablagerung von Sanden oder Tonen kommt. Ebenso bei einem Wechsel der Korngröße, z.B. von feinem Kalk zu gröberem Kalk oder zu Kalkschalentrümmern, oder wenn auf Kiese grobe Sande und Feinsande folgen (gradierte Schichtung, Flysch). Bei der Sedimentation von Sanddünen kommt es bei wechselnde Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten zur Bildung einer Schichtung (Kreuzschichtung, Schrägschichtung, gradierte Schichtung), die in der später verfestigten Düne gut sichtbar ist. Wenn die Ablagerung unterbrochen wird und die Sedimente nach der Ablagerung einige Zeit an der Erdoberfläche oder im Wasser liegen, bilden oft eine kalkhaltige oder mangan- und eisenhaltige Kruste. Nach weiterer Sedimentation kann das dann eine sichtbare Grenze sein (Änderung der Mineralart, -größe und -farbe). Biologisch verursachte, dünne Überzüge oder Reste von Schalen und Knochen (Bonebeds) auf Ablagerungen an der Erdoberfläche oder unter Wasser können nach der Verfestigung zu Gestein ebenfalls sichtbare Grenzen bilden. Schichtung kann Einflüsse auf die Landschaftsbildung haben. Auf Schichtflächen ist v.a. bei Schluff und Ton die Reibungs- und Verbandsfestigkeit der Gesteine abgemindert und sie können nach sekundären Veränderungen, z.B. durch Verwitterung, leicht zu Gleitflächen werden und bei Belastung und Durchfeuchtung abrutschen, so passiert 1963 beim Staudammunglück in der Vajont-Schlucht in Italien mit 2000 Toten.

Klüfte sind Bruchstellen und Trennflächen in ehemals kompakten Gesteinen in der obersten Erdkruste. Innerhalb der harten Sediment- und Kristallingesteine verlaufen mehr oder weniger eng stehende und oft parallele oder netzartige Gesteinsklüfte. Sie entstehen als Dehnungsbrüche durch tektonische Kräfte bei der langsamen Bewegung der Erdkrusten(Lithosphären)platten, bei Gebirgsbildungen, nichttektonisch durch Abkühlung und Kontraktion des durch die Sonne oder beim Vulkanismus aufgeheizten Gesteins und bei der Erosion, einhergehend mit Druckentlastung, v.a. bei der Talbildung. Auch starke Erdbeben, Vulkanausbrüche und Druckbelastung durch Sedimentation und durch große Asteroideneinschläge können kompakte Gesteinspartien klüftig zerlegen. Die Klüfte sind zunächst sehr eng und verzahnt. An und nahe der Erdoberfläche und an Talböden und -rändern sind sie durch Erosion und der damit einhergehenden Druckentlastung oft Millimeter bis Zentimeter zu Spalten geöffnet. Die chemische, biogene und physikalische Gesteinsverwitterung greift bevorzugt an Klüften und Schichtfugen an und erweitert diese. In lösungsfähigen Gesteinen, wie z.B. in Karbonat- und Sulfatgesteinen, kommt es dann zur Bildung von Spalten, Gängen, Höhlen und Erdfällen durch Auslaugung (Karst). Klüfte haben eine große Bedeutung bei der Speicherung von Grundwasser und in Klüften lagern sich oft Minerale aus heißen und unter Druck stehenden fluiden Lösungen aus dem Erdinneren ab, z.B. Kalzit, Quarz, Gold und Erze. Klüfte können einen erheblichen Einfluss auf die Formung von Landschaften im Zusammenhang mit der Erosion des Wassers haben. Gesteine brechen und gleiten bevorzugt entlang von Schicht-, Schieferungs-, Kluffflächen und an Mineralkorngrenzen.

Schieferungsflächen (Textur) sind charakteristische Grenzflächen in metamorphen Gesteinen, z.B. in Schiefen und in Gneisen. Sie werden durch den hohen, gerichteten Druck und durch hohe Temperaturen tief in der Erdkruste verursacht (scherende Deformation = Schieferung bei geringer Temperatur -> Tonstein, Dachschiefer; Foliation = flächige Lagen der Minerale, Lineation = linienhafte Ausrichtung der Minerale bei hoher Temperatur, Granit -> Augengneis). Durch die Entmischung, Neubildung und gerichteten Einregelung der zuvor regellos verteilten Minerale, z.B. im Granit, entstehen Gneise mit einer hell-dunkel-Bänderung. Marmor, metamorph entstanden aus Kalkstein und Dolomit, ist ungeschiefert und oft regellos grobkörnig. Wie bei Klüften und Schichtgrenzen hat auch die Schieferung oft Einflüsse auf die Landschaftsbildung.

5.3 Gesteinsverwitterung

Die bei der Lithifizierung verfestigten Gesteine werden in Oberflächennähe und v.a. an Talflanken und in Talböden von feinen und breiteren Entlastungsklüften, von Rissen und von erweiterten Schichtflächen durchzogen. An diesen offenen Trennflächen und an den Mineralkorngrenzen beginnen die physikalische und die chemisch-biogene Verwitterung. Die Intensität der Verwitterung ist temperatur- und damit klimaabhängig, wobei auch dem Wasser eine entscheidende Bedeutung zukommt. Sowohl eine erosive als auch eine chemisch-biogene Wirkung durch Bakterien, Bodenlebewesen, Flechten, Wurzeln (Säuren etc.) können je nach Standort erheblich sein.

Die physikalische Verwitterung ist eine Entfestigung mit einer raschen Abnahme der Korngröße, die in den kühleren Breiten und in kalten Gebirgs- und Polarregionen nahe oder an der Erdoberfläche dominiert. Sie setzt an Klüften, Spalten, Schichtfugen, an Korngrenzen und dort v.a. an den weichen Bestandteilen an und ist eine mechanische Gesteinszertrümmerung. Das Eindringen von Wasser führt zu Volumensänderungen durch Quelldruck, z.B. bei Tonmineralen und Anhydrit, und zur Keilung durch Frostsprengung und Salzsprengung, auch an Gesteinen der Meeresküsten und durch Streusalz an Steinsockeln von Häusern. Dazu kommen Wurzelsprengung (mechanisch-biogen) und Abplatzen von Gestein durch Temperaturschwankungen bei starker Sonnenbestrahlung (Insolation) mit anschließender und schneller Abkühlung. Die Spannungen und Druckentlastungen im Gestein führen dann zu rundlichen Abschalungen bei den in der Tiefe stark komprimierten und kluftarmen Graniten (Exfoliation, Half Dome im Yosemite Nationalpark, Nevada, USA). In steilen Gebirgen brechen klüftig verwitterte Gesteine mit der Zeit auseinander. Die chemisch-mechanisch zerlegten Minerale und Gesteine werden durch Wasser, Wind und Eis erfasst, abtransportiert und mechanisch weiter zerkleinert (Steine -> Kies -> Sand -> Schluff -> Ton). So bilden sich auf Hoch- und in Tiefebene, in Tälern und in Küstengebieten mächtige klastische Sedimente, wie z.B. Löss, Lehme, Sande, Kiese und Konglomerate, die sich später wieder zu Gesteinen verfestigen können. Sehr verwitterungsbeständig sind Sande aus Quarz, die oft mehrere Zyklen durchlaufen und dabei ihre Korngröße nur wenig verändern (Granit -> Sand -> Sandstein -> Sand -> Sandstein...).

Die chemische und chemisch-biogene Verwitterung ist eine Gesteinszersetzung mit einer chemisch-mineralogischen Auflösung und stofflichen Veränderung der Gesteine, oft unter einer Bodenbedeckung, wobei Wasser und Wärme eine große Rolle spielen. Die chemisch-biogene Verwitterung durch die Besiedelung von Bakterien, Algen und Flechten zur Nahrungsgewinnung (Auflösung der Minerale durch organische Säuren etc.) bis hin zur physikalischen Gesteinssprengung durch Wurzeln greift ebenfalls an den Korngrenzen der Minerale, in kleinen Schichtfugen, in Klüften und v.a. an zuvor physikalisch zerkleinerten Gesteinen an. Mit dem Wasser kommt es zur Minerallösung, Mineralumwandlung und Mineralneubildung, oft einhergehend mit einer Volumensvergrößerung und mit Farbveränderungen. Mit dem Fortschreiten der Verwitterungsprozesse zerfällt das Festgestein in ein zunehmend feinkörniges und wenig dichtes Lockergestein bis hin zu feinsten und biochemisch hochaktiven Tonmineralen. Quarz ist schwer löslich und reichert sich als Sand an.

- Verwitterung durch Hydratation

Die Hydratation (Anlagerung von Wasser an das Kristallgitter) gehört zum Übergangsbereich zwischen chemischer und physikalischer Verwitterung. Anhydrit verwittert im Grundwasser durch Hydratation unter Volumenzunahme und Gesteinssprengung zu Gips. Hämatit (Eisenoxid) verwittert durch Hydratation zu Limonit und Goethit (Rostverwitterung, Eisenhydroxid). Calciumoxid (Brantkalk) wird zu Calciumhydroxid (Löschkalk).

- Verwitterung durch Hydrolyse

Primäre Silikatminerale, wie z.B. Feldspäte und Glimmer aus einem Granit und Gneis und Olivin aus Gabbro, Peridotit und Basalt, verwittern durch Hydrolyse (Aufspaltung einer Verbindung, Anlagerung von Wasser, Lösung durch die geladenen Ionen des Wassers, H^+ und OH^- , Herauslösung der metallischen Komponenten) und durch die Einwirkung von kohlendioxidhaltigem Regenwasser (Kohlensäure, H_2CO_3) zu aluminium- und $(OH)^-$ haltigen Tonmineralen, Aluminiumhydroxid und Kieselsäure (Sekundärminerale). Die bei der Hydrolyse entstehenden Tonminerale, z.B. Kaolinit und Montmorillonit, sind für die Bodenbildung und für die Biosphäre von großer Bedeutung und schwerlösbares Aluminium und Quarz reichern sich an. Im feuchten und warmen Klima der Tropen mit viel Wasser, Vegetation und Mikroorganismen ist die Hydrolyse am intensivsten und kann Tiefen von 100 m erreichen. Es entstehen weicher Saprolith und Lateritböden aus neugebildeten Tonmineralen und aus dem sehr verwitterungsresistenten Quarz.

- Lösungsverwitterung leicht löslicher Minerale

Manche ionisch gebundene Substanzen wie Kalisalz, Steinsalz, Anhydrit und Gips lösen sich gut in reinem Wasser, während sich Kalk in kaltem und kohlensaurem Wasser (H_2CO_3) gut löst. Die gelösten und vom Wasser abtransportierten Minerale können bei einem heißen Klima in Seen und in Meeresbecken durch Übersättigung und chemischer Ausfällung wieder neue Sedimente und Gesteine bilden, z.B. Karbonate, Sulfat- und Salzsedimente, oft auch zusammen mit eingeschwemmten Tonsedimenten (Kap. 5.5, Karstgesteine).

- Kohlensäureverwitterung schwer löslicher Minerale Karbonatgesteine (Kaliumkarbonat) gehen unter der Einwirkung von Kohlensäure im Regenwasser in Lösung. H_2O (Regen) + CO_2 (Luft) reagieren zu H_2CO_3 (Kohlensäure). Diese wandelt Kaliumkarbonat ($CaCO_3$) in Kaliumhydrogenkarbonat ($Ca(HCO_3)_2$) um, das im Gegensatz zu Quarz gut wasserlöslich ist und abgeführt wird (siehe Kap. 5.5).

- Verwitterung durch Oxidation

Eisensilikate, wie z.B. Pyroxen, Olivin, Biotit, (dunkle Silikate) und Fe- und Mn-Karbonate und Sulfide setzen bei der Hydrolyse 2-wertiges Eisen frei, das durch Oxidation mit in Wasser gelöstem Sauerstoff unter einer das Gesteinsgefüge sprengenden Volumenzunahme in schwer lösliches 3-wertiges Eisen umgewandelt wird (Rostverwitterung, Rostsprengung). Das Gestein erhält eine braune bis rötliche Farbe (Braunerden).

- Quelldruckverwitterung

Beim Wechsel zwischen Durchfeuchtung und Trocknung kommt es bei quellfähigen Tonmineralen zur Volumenschwankung mit einer Lockerung und Zerstörung des Gesteinsverbandes.

Pflanzenwurzeln, Flechten, Algen und Bodenbakterien bilden bei der Nahrungsgewinnung aus Mineralen organische Säuren, Kohlendioxid (mit Wasser Kohlensäure) und andere Stoffe. Diese sind, wie auch Schwefel- und Salpetersäure aus Vulkanen und aus Sümpfen, zusammen mit Wasser stark an der chemisch-biogenen Verwitterung der Gesteine, an der Bildung des Mutter(Ober)bodens und an der Entstehung von den für die Bodenbildung und Bodenfruchtbarkeit sehr bedeutenden Tonmineralen (Sekundärsilikate) beteiligt. Die chemische und die chemisch-biogene Verwitterung sind in den feuchten Tropen durch die hohen Temperaturen und durch die dichte Besiedelung mit Pflanzen und Mikroorganismen am stärksten. Die Verwitterungsarten wirken je nach Klima mit unterschiedlicher Intensität zusammen, gehen oft ineinander über und sind nicht immer scharf zu trennen. Man unterscheidet verwitterungsbeständige Gesteine, wie z.B. Grauwacken und z.T. Tonschiefer und verwitterungsempfindliche Gesteine, wie z.B. Ton- und Mergelsteine, oft in dünnbankigen Wechsellagen. Dunkle, graue und grünliche Sedimentgesteine sind anfälliger gegenüber Verwitterungsprozessen als helle, rote oder violettrote Sedimentgesteine. Besonders anfällig sind schwarzgraue Gesteine, die feinverteilten Pyrit (FeS_2) enthalten. Gesteine, die von der Verwitterung schnell und stark beeinflusst werden, nennt man veränderlichste Gesteine oder Halbfestgesteine. Auch Lockergesteine unterliegen der weiteren Verwitterung. Löss (kalk- und silikathaltiger Schluff) verwittert unter dem Einfluss von kohlendioxidhaltigem Niederschlagswasser durch Kalklösung und -abführung und durch die Umwandlung der Primärsilikate in Tonminerale in Lösslehm (entkalkter, toniger Schluff). Die lockeren und feuchten Lösslehm Böden sind sehr fruchtbar und gut bearbeitbar, haben aber schlechtere Baugrundeigenschaften.

Verwitterungsgrade nach Wallrauch 1969	V5 völlig verwittert	V4 stark verwittert	V3 verwittert	V2 mäßig verwittert	V1 angewittert	V0 unverwittert
Nach Einsele 1985	W5 Bodenbildung	W4 vollständig verwittert	W3 stark verwittert	W2 mäßig verwittert	W1 angewittert	W0 unverwittert
Gesteinstyp	Boden, Lockergestein	Halbfestgestein			Festgestein	
Zerlegung	zerlegt, ohne Gefüge	Restgefüge	Auflockerung an den Trennflächen... ...stark bis vollständig ...teilweise, schwach		beginnende Zerlegung	keine Zerlegung
Bohrkern	grusig, bindig	blättrig/bröckelig/stückig		Kernstück, Kernscheiben	Vollkern	
Festigkeit nach DIN 1054, einaxiale Druckfestigkeit $q_{u,k}$ in MN/m ²	Boden	sehr mürb < 1,25	mürb-hart 1,25 - < 5,0 5 - < 12,5	mäßig hart 12,5 - < 50,0	hart > 50,0	sehr hart > 100
Vorherrschende Verwitterung	stark chemisch und biologisch		chemisch-mechanisch, zunehmend biologisch	mechanisch beginnend, chemisch, biologisch		keine Verwitterung
Verwitterungsgrade nach FGSV 1991	Boden	VZ zersetzt	VE entfestigt	VA angewittert	VU unverwittert	
Intensität, Mineralneubildung, Verfärbung	Vollständige Mineralneubildung und Verfärbung. Die Strukturen sind aufgelöst.	Verlust der mineralischen Bindung, Eigen- schaft eines Lockergesteins. Umwandlung in Tonminerale.	Das Gestein ist zerbro- chen und entfestigt und zeigt vollständige Auflo- ckerung an Trennflächen. Der ursprüngliche Gesteinsverband ist aber noch zu sehen.	Das Gestein zeigt teilweise Auflockerung an Trennflächen. Beginnende Mineralneubildung und Verfärbung auf Trennflächen.		Das Gestein zeigt keine Verwitterungs- erscheinungen und keine Mine- ral-Neubildung.

Verwitterungsgrade nach Wallrauch 1969, Einsele 1985, Forschungsgesellschaft für Straßen und Verkehrswesen e.V. 1991.

5.4 Gesteinsfarben

Die Farben der Gesteine entstehen primär durch unterschiedlich gefärbte Minerale. Sedimentgesteine aus verwitterten Primärgesteinen erhalten, abhängig von ihrem Ausgangsgestein im Liefergebiet, von den

Sedimentationsbedingungen und von den Klimaverhältnissen zur Zeit der Sedimentation, unterschiedliche Färbungen in ihrem Inneren. Auch diagenetische Vorgänge nach der Sedimentation und Wasserdurchströmung können einen Einfluss auf die Gesteinsfarben haben (Entfärbung). An den freien Oberflächen sind die Gesteinsfarben oft sekundär durch Verwitterung mit Krustenbildung (rostbraun, dunkelbraun, hellgrau) und durch organischen Besatz (gelbgrün, grau, schwarz) verändert. Daher werden Steine und Felswände zur Farb-, Textur- und Mineralbestimmung immer mit dem Hammer aufgeschlagen. Die Gesteinsfarbe ist aber nur eine von mehreren Merkmalen bei der Gesteinsbestimmung. Die sedimentären Tonsteine und Schlufftonsteine im Lettenkeuper und v.a. die im Mittleren Keuper zeigen im Geländeaufschluss oft lebhafte und wechselnde Gesteinsfarben. Grauschattierte bis fast schwarze Gesteine wechseln sich ab mit rötlichen, rotbraunen, gelblichen, grünlichen, violetten Gesteinen.

- Grau-grüne bis grün-bläuliche Farben

Die oft grau-grünen und grün-bläulichen Farben der Gesteine des Lettenkeupers und des Gipskeupers (Sandsteine, Ton(Mergel)steine) sind bei der reduzierenden Zersetzung von organischem Material und von Feldspäten und Biotit aus der terrestrischen Verwitterung von Graniten und Gneisen in einem relativ flachen Meeres- und Tieflandbecken entstanden. Dort herrschte ein reduzierendes, d.h. sauerstoffarmes Milieu, in dem es zur Bildung des grünlich-blauen Silikatminerals Glaukonit (Grünsande) gekommen ist. Wegen der reduzierenden Verhältnisse im Meerwasser bei ca. 200 m Tiefe war eine Bildung von rötlichem Eisen³⁺-oxid (Fe_2O_3 , Hämatit) nicht möglich, so dass Eisen²⁺-oxid (FeO , Eisenodydul) in Verbindung mit K, Na, Al, Mg, Si entstanden ist. Zur Glaukonitbildung kommt es auch im Verdauungstrakt einiger Meereslebewesen.

- Rötliche und violette Farben

Rötliche und violette Farben bilden sich unter rein oxidierenden (Abgabe eines Elektrons), d.h. sauerstoffreichen Verhältnisse bei der Verwitterung von eisenhaltigen Mineralen bei einem warmen und semiariden (halbtrockenen) Steppenklimate auf dem Festland, z.B. Pyroxen, Biotit und Olivin mit Fe^{2+} . Farbbildend sind hier die wasserfreien und weitgehend unlöslichen Eisen³⁺-oxide (Fe_2O_3 Hämatit, Fe_3O_4 Magnetit), die bei der vollständigen Oxidation des Eisens der Minerale entstehen. Diese Farben sind bei den bunten Ton- und Schlufftonsteinen des Mittleren Keupers oft zu sehen (Gipskeuper, Dunkelrote Mergel, Esterienschiefer, Knollenmergel). Auch die rötlichen Farben der Sandsteine des Keupers und des Buntsandsteins sind so entstanden. Intensiv rot gefärbte eisen- und aluminiumhaltige und lehmige Lateritböden bilden sich in wechselfeuchten tropischen und subtropischen Gebieten mit ausgeprägten Niederschlägen als Reste nach der Verwitterung der Tonminerale. Das Aluminiumerz Bauxit (Mischung aus Hämatit, Goethit, Kaolinit mit wenig Titanoxid) ist ein fossiler Laterit. Violette Farben entstehen auch oft in Schichten mit einer alten Bodenbildung.

- Weiße und hellgelbe Farben

Weiß gefärbte Sandsteine entstehen oft durch sekundäre Entfärbung (Bleichung) der Mineralkörner durch zirkulierende Wässer nach der Ablagerung und Verfestigung. Hellgelbe Sandsteine haben oft einen erhöhten Anteil des Minerals Feldspat, das sich zu weißem Kaolin zersetzt. Die grau-weißen Lehrbergsschichten an der Basis des Kieselsandsteins im Mittleren Keuper setzen sich aus baryt-, bleiglanz- und malachitführenden Steinmergeln zusammen. Kalksteine können durch Eisenkarbonat gelblich gefärbt sein. Sehr feldspatreiche Gesteine verwittern unter vollhumiden (ganzjährig feuchten) Klimabedingungen oft zu dem weißen bis cremefarbenen und aluminiumhaltigen Tonmineral Kaolinit (Saprolith), das ein wichtiger Rohstoff für die Keramikproduktion ist. Marmor besteht oft aus weißen bis fast durchsichtigen Calcitkristallen (CaCO_3), die durch die Metamorphose grobkristallin gewachsen sind, kann aber auch schwarz-gesteift, rosa, grünlich oder gelblich verwittert sein. Schlierenartige, gebänderte und gefleckte Fremdeinfärbungen (Ton) sind bei Marmor häufig.

- Gelbliche und ocker bis rotbraune Farben

Im Strohgäu sind braun-gelblich bis rostbraun gefärbte Lösslehmböden über fahl- bis hellgelb gefärbtem, unverwittertem Löss charakteristisch. Bei der Verwitterung zu Lösslehm in unserem feuchtgemäßigten Klima wird 2-wertiges Eisen (FeO) im karbonatischen Bindemittel zu weitgehend unlöslichem 3-wertigem Hämatit (Fe_2O_3) oxidiert. Dieses wird dann durch Hydratation in rostbraune Eisen³⁺-hydroxide umgewandelt und überzieht die winzigen Quarzkörnchen als dünne Haut. Gelbe Gesteinsfarben kommen auch durch das Mineral Pyrit, z.B. im Stubensandstein oder durch Schwefelverbindungen zustande. Schwarzgraue Dolomite im Keuper verwittern oft nach ockergelb. Bräunlich-rötliche Farben kommen auch von Glaukonit, wenn dieser zu dem Mineral Goethit oxidiert wird. Bei Kalksteinen und Tonsteinen sind die färbenden Beimengungen:

- Limonit = braun bis gelblich (Goethit, Lepidokrokit), $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3\text{H}_2\text{O}$
- Hämatit = rötlich, Fe_2O_3
- Glaukonit = grünlich $(\text{K},\text{Na})(\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Mg})_2(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
- organische Kohlenstoffverbindungen = grau bis fast schwarz, komplexe Mischungen aus C, O, H, N, mit P, S und Spurenelementen

- Graue bis schwarze Farben

Dunkelgraue bis nahezu schwarze Gesteinsfarben deuten auf ein sauerstoffarmes Ablagerungsmilieu und auf organisches Material hin, z.B. kohlige Pflanzenreste, bituminöse Einschlüsse oder fein verteilter Pyrit und Eisen³⁺-sulfid (FeS, FeS₂, Fe₂S₃), z.B. Tonsteine und Vitriolschiefer im Muschelkalk, Keuper und Jura. Unter Sauerstoffabschluss zersetzten Schwefelbakterien direkt nach der Sedimentation das eiweißreiche organische Material der in die Sedimente abgesunkenen toten Lebewesen und wandeln es in dunkle Sulfide um, z.B. Faulschlämme im Schwarzen Meer. Hier kann es auch zur Bildung von goldfarbenen Pyritkristallen und pyritisierten Fossilien kommen. Kohlige Pflanzenreste und Kohle können in geringer bis mittlerer Tiefe entstehen. Bitumina entstehen in größerer Tiefe unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen aus organischem Material (Abb. 6.15-1). Dunkelgrauer bis schwarzer Radiolarit ist ein marin-biogenes Kieselgestein des Tief- und des Flachwassers, das aus mikroskopischen Schalenresten mit organischen Anteilen von Plankton-Einzellern besteht (Abb. 18). In trockenen und warmen Wüstengebieten kommt es zur Bildung einer dünnen und schwarz-braun gefärbten Kruste der Gesteine an der Oberfläche, dem sogenannten Wüstenlack. Er besteht aus Tonmineralen mit Eisenoxidhydraten und Manganoxiden, die durch kapillares Aufsaugen von Lösungen aus dem Inneren des Gesteins und Niederschlag des Lösungsinhaltes auf der Gesteinsoberfläche infolge starker Verdunstung entstanden sind. Ein Einfluss durch Mikroorganismen ist hier möglich.

- **Bei magmatischen und metamorphen Gesteinen** bestimmen die Anteile unterschiedlich gefärbter Minerale und der Verwitterungsgrad die Gesteinsfarben. Granite und Gneise sind grau-, weiß-, rosa- oder bläulich gesprenkelt bzw. gebändert und bestehen aus milchig-durchsichtigem Quarz, rötlich, bläulich oder weißem Feldspat und schwarzen und silbrigen Glimmerplättchen (-> saure Gesteine mit hohem Kieselsäure-, Natrium- und Kaliumgehalt). Granite sind an der angewitterten Oberfläche oft hellgrau bis gelblich gefärbt. Je weniger Quarz diese Gesteine enthalten, desto dunkler sind sie. Gesteine mit vielen Amphibol-, Pyroxen- und Olivinmineralen sind sehr dunkel bis nahezu schwarz, z.B. Diorit, Andesit, Gabbro, Basalt (-> basische Gesteine mit hohem Eisen-, Magnesium- und Calciumgehalt). Vulkanaschen sind dunkelgrau bis hellgrau und können rötlich bis gelblich oder sehr hellgrau verwittern. Porphyre sind oft grau bis rötlich gefleckt. Lavagesteine, -kiese und -sande sind oft dunkelgrau bis fast schwarz. Bimsstein ist eine durch die Gase stark aufgeschäumte, glasige Lava und kann je nach Zusammensetzung und Blasengröße auch grau bis fast weiß sein.

5.5 Karstgesteine

Gesteine, die durch chemische Lösungsprozesse stark angegriffen und gelöst werden, werden als Karstgesteine bezeichnet. Der Name Karst kommt vom indogermanischen "Karre" = "Stein oder karg" und gibt einer Landschaft in Kroatien an der Nordwestadria ihren Namen. Die Auflösung und Abführung von Karbonat-, Sulfat- und Chloridgesteinen (Salinarkarst) durch zirkulierendes Grundwasser nennt man **Subrosion** (chemische Lösung durch Korrosion und unterirdische Erosion). Die Lösung und Abschwemmung kleinster Bodenteilchen mit Hohlraumbildung, z.B. im Löss, nennt man **Suffosion**. Selten kommt es auch in kalkig gebundenen Sandsteinen zu Karsterscheinungen. Quarz in Sandstein und in Granit löst sich durch Subrosion ausgesprochen langsam und bilden z.B. auf den Seychellen Silikatkarst. In Gebirgen verkarsten Karbonatgesteinen an der Oberfläche oft zu tiefen und kantigen Karren und Schratten, wie z.B. auf dem Gottesacker-Plateau im Kleinen Walsertal. Die Löslichkeit von Salz zu Gips zu Kalk verhält sich wie 10 000 : 100 : 1. Kalkgesteine (Kalziumkarbonat = CaCO₃) werden durch kohlendioxidhaltiges Niederschlagswasser entlang von tektonischen Klüften und Schichtfugen und v.a. dort, wo diese kreuzen, aufgelöst (Kohlensäureverwitterung). Der natürliche CO₂-Gehalt der Atmosphäre bildet mit Regenwasser Kohlensäure (H₂O + CO₂ = H₂CO₃) mit einem pH-Wert von 4 - 5. Die chemische Gleichung der Kalklösung lautet: $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$, also Kalziumkarbonat (Kalk) + Kohlensäure $\rightleftharpoons$ Kalzium-Ion + Hydrogenkarbonat-Ion. Das Kalzium-Ion und das Hydrogenkarbonat-Ion sind besser wasserlöslich als Kalk. Beide gehen v.a. im kalten Wasser und unter Druck gut in Lösung und werden abgeführt. Der umgekehrte Prozess dieser Gleichung ist die Kalkausfällung bei Erwärmung und nachlassendem Druck, z.B. bei der Tropfsteinbildung in Höhlen, bei der Bildung von Kalksinter unter der Mitwirkung von Mikroorganismen und Pflanzen an Quellaustritten und großräumig bei der Kalksedimentation, auch unter der Mitwirkung von Mikroorganismen, in warmen Meeresbecken. Im Lauf der Jahrtausende bilden sich in Kalkgesteinen durch Kalklösung und auch abhängig vom Klima immer größer werdende und zusammenhängende Spaltensysteme, die sich zu großen Höhlensystemen und zu Erdfällen ausweiten können (Schwäbische Alb, Gäuflächen, Teile der Alpen, Kroatien, Florida, Yucatan). In diese sickert das Niederschlags- und Oberflächenwasser schneller ein und bildet einen oft ergiebigen aber verschmutzungsempfindlichen Grundwasserleiter. Das Grundwasser tritt an Quellen und Quelltöpfen in den Tälern oft in großen Mengen zutage, so z.B. am Blautopf und am Aachtopf am Südrand der Schwäbischen Alb.

Oberflächengewässer sind in Karstgebieten selten oder bestehen nur episodisch nach Starkregenfällen und versickern nach kurzer Fließstrecke, so dass die Oberflächen von Karstgebieten trocken sind. Es bilden sich charakteristische Landschaftsformen mit Erdfällen (Dolinen), Poljen (große, geschlossene Becken), Trockentälern und Bachschwinden, wie z.B. die Donauversickerung bei Immendingen. Besonders von der Verkarstung betroffen sind unbedeckte oder mit geringmächtigen und unverkarsteten Gesteinsschichten und Verwitterungsbildungen bedeckte Kalksteinschichten, wie z.B. die Schwäbische Alb (Jurakalk), das Heckengäu und teilweise auch das Strohgäu (Muschelkalk). Auch Talhänge und Talböden in Karbonatgesteinen sind wegen deren Auflockerung durch Hangentlastung oft stärker verkarstet. Im Raum Ludwigsburg ist das Steinsalz des Mittleren Muschelkalks ausgelaugt und die Sulfatgesteine (Anhydrit, Gips) befinden sich in Auslaugung. Die Hohlräume sind schon an einigen Stellen als schlotartige **Erdfälle** durch den Oberen Muschelkalk und durch den Lettenkeuper bis zur Erdoberfläche durchgebrochen. In Ludwigsburg gibt es im Mittleren und im Oberen Muschelkalk v.a. oberflächennah und im Neckartal Verkarstungen in Form von offenen und oft lehmgefüllten Spalten und auch kleine Höhlen kommen vor.

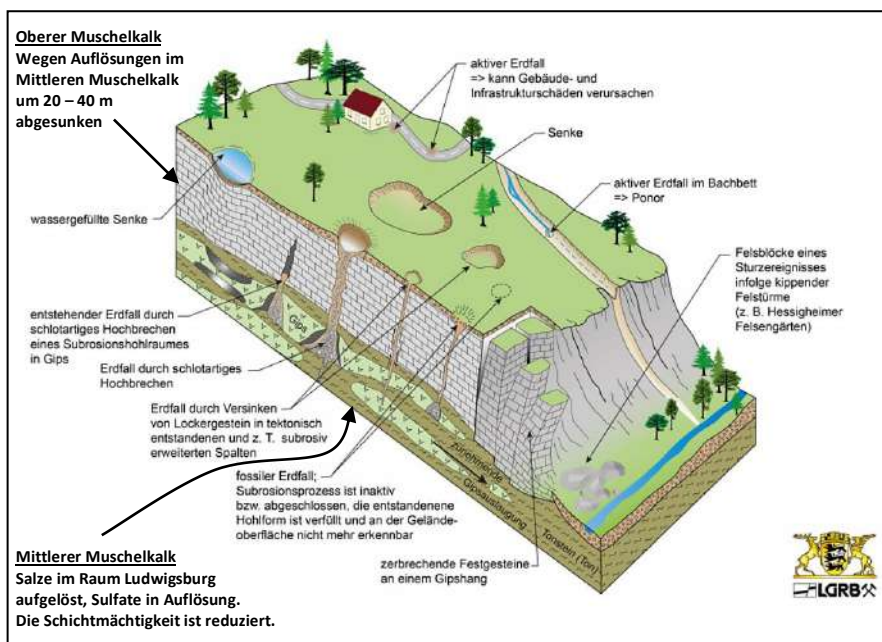


Abb. 28: Sulfatverkarstung

Die erdfallartigen Karststrukturen im Oberen Muschelkalk und im Lettenkeuper im Raum Ludwigsburg und in den Gäuen haben ihren Ursprung in der hier bereits abgeschlossenen Auflösung der Salzgesteine und v.a. in der noch nicht abgeschlossenen Auflösung der Sulfatgesteine des Mittleren Muschelkalks. Durch diese Subrosion ist das darüberliegende Gesteinspaket des Oberen Muschelkalks um ca. 20 – 40 m abgesunken und dabei in sich zerbrochen. Auch die Karbonatgesteine des Oberen Muschelkalks sind, v.a. in Talnähe, oft stärker verkarstet und es kann zum Durchbruch von Karsthohlräumen bis zur Oberfläche und auch durch den überlagernden Lettenkeuper kommen. Das LGRB-Freiburg führt eine "Ingenieurgeologische Gefahrenhinweiskarte (IGHK50)"

<https://maps.lgrb-bw.de/>

Grafik: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), RP Freiburg, Baden-Württemberg. LGRBwissen – Ingenieurgeologie, Verkarstung, Sulfatkarst.

<https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/>

5.6 Erdbeben (siehe Kap. 3.6 Tektonik)

Bei der Erdbebenitätigkeit in Deutschland handelt es sich nicht um die weltweit häufig vorkommenden Plattenrandbeben, wo große und relativ starre Erdkrusten(Lithosphären)platten untereinander abtauchen oder schräg bzw. horizontal aneinander vorbeigleiten, wie z.B. in Kalifornien, Japan, Sumatra, Chile, Türkei und in Italien, sondern um die selteneren Intraplattenbeben, die sich oft an alten Riftzonen ereignen. Die Erdbeben in Deutschland sind die Auswirkungen lokaler Spannungskonzentrationen (Differentialspannung), hervorgerufen durch Heterogenitäten in der oberen spröden Erdkruste. Hauptverursachend ist die Wanderung der Afrikanischen und der Adriatischen Platte nach Norden gegen die Europäische Platte mit der Bildung der Alpen (siehe Abb. 9 oben und Kap. 6). Von Nordwesten drückt die untermeerische Materialneubildung an der Mittelatlantischen Schwelle gegen Europa. Die sich aufbauende Scherspannung führt zu einer elastischen und reversiblen Verformung der Gesteine im Untergrund. Übersteigen die Spannungen die Bruchfestigkeit der Gesteine, so kommt es zum ruckartigen Bruch und zum Zurückschnappen des Gesteins (elastischer Rückprall). Die aufgestaute Energie wird in Form von Wärme und Vibrationen als seismischen Wellen (p-Wellen, s-Wellen, Oberflächen-Wellen) freigesetzt und je nach Stärke und Tiefe an der Oberfläche als Erdbeben wahrgenommen. Die beiden Hauptzentren der baden-württembergischen Erdbebenitätigkeit liegen im Dreiländereck im Raum Lörrach/Basel und seit Anfang des 20. Jahrhunderts auch im Zollernalbkreis bei Albstadt und Balingen in ca. 3 – 10 km Tiefe. Der Bruchtyp dokumentiert eine horizontal und nordwestlich orientierte Kompression. Innerhalb der durch Bruchtektonik geprägten Südwestdeutschen Scholle werden zwei in Süd-Nord-Richtung verlaufende Scherzonen vermutet: die Kaiserstuhl-Scherzone von Basel bis Lorsch und die Albstadt-Scherzone vom Schweizer Kanton Glarus bis in den Stuttgarter Raum (Abb. 4). Die Erdbeben führen in Südwestdeutschland zu Blattverschiebungen, wobei sich der westliche Teil der Scherfläche nach

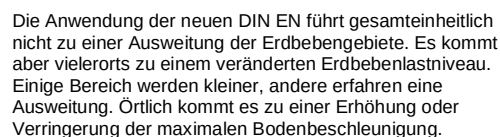
Süden und der östliche Teil nach Norden bewegen. Die Erdbebenaktivitäten im Oberrheingraben finden ihre Fortsetzung nach Nordwesten und Westen bis in die Niederrheinische Bucht (Raum Köln) und nach Belgien und Holland, wo weitere Erdbebenschwerpunkte in Deutschland und in Europa liegen. An der Landesgrenze von Sachsen und Thüringen im Vogtland liegt ebenfalls ein Gebiet mit erhöhter Erdbebentätigkeit (Abb. 30). Bei der Auslösung von tiefen Erdbeben spielt auch der Wassergehalt der Gesteine eine wichtige Rolle. Die Wasserabgabe des Gesteins in der Tiefe kann über komplexen Prozesse zu Erdbeben führen (Abb. 6.6).

Die Energie eines Erdbebens im Erdbebenherd wird bis $M_L = 6,5$ oft noch nach der logarithmischen "Richter-Skala M_L " angegeben. Für stärkere Beben wird die logarithmische "Moment-Magnituden-Skala M_w " verwendet, welche die Vorgänge im Erdbebenherd mathematisch-physikalisch genauer beschreibt und über große Entfernungen besser anwendbar ist. Das seismische Moment (M_w) entspricht hier der verrichteten mechanischen Arbeit. Beide Skalen sind mathematisch-theoretisch nach oben offen, wobei aus physikalischen Gründen eine Erdbebenstärke über $M_w = 10,5$ nicht möglich ist und die Richter-Skala ab $M_L = 6,5$ ungenau wird. Die Erdbebenskalen sind logarithmisch. Ein Magnitudensprung z.B. von 4 auf 5 bedeutet eine 10-fach stärkere Bodenbewegung und die 33-fache Energie. Die Schäden an der Erdoberfläche (Schadensintensität = I_0) sind von der Entfernung zum Erdbebenherd und vom geologischen Aufbau des Untergrundes abhängig. Sie werden nach der 12-teiligen "Europäischen Makro-seismischen Skala -EMS-" bewertet, die aus der Mercalli-Skala entwickelt wurde. Bei Erdbeben in Meeresgebieten kommt es gelegentlich zu verheerenden Flutwellen (Tsunami), die viele Todesopfer fordern können (Sumatra, Japan, Chile, Hawaii, Alaska, Oregon, Mittelmeer). In den vergangenen 200 Jahren wurden in Baden-Württemberg Erdbeben mit einer Richter-Magnitude bis zur Stärke $M_L = 6,1$ und mit einer Schadensintensität nach der Makro-seismischen Skala von bis zu $I = 8$ registriert. Im Jahr 1356 hat sich in Basel ein verheerendes Erdbeben mit der Magnitude 6,5 - 7,1 und der Schadensintensität $I = 9$ ereignet. Entlang dem Oberrheingraben kommt es häufig zu mittelstarken Erdstößen. Beim bisher stärksten Beben auf der Schwäbischen Alb im Jahr 1911 mit einer Magnitude von $M_L = 6,1$ und $M_w = 5,7$ sind im Raum Ludwigsburg Schäden der Intensität $I = 6 - 7$ aufgetreten. Man geht davon aus, dass in Südwestdeutschland maximale Erdbebenstärken der Magnitude $M_w = 6,5$ auftreten können. Dann wäre in der Nähe des Epizentrums mit Schäden der Intensität um $I = 8 - 9$ zu rechnen. In Baden-Württemberg ist etwa alle 10 - 20 Jahre mit einem mittelstarken Erdbeben mit Gebäudeschäden und Betriebsstörungen in größerem Umfang zu rechnen (EMS 6 - 7). Als Ursache für Erdbeben werden neben den Bewegungen der Kontinentalplatten auch Auswirkungen des elektrisch geladenen Sonnenwindes diskutiert.

Erdbebengerechtes Bauen (DIN EN 1998-1:2010-12 -Eurocode 8 und DIN EN 1998-1/NA:2023-11)

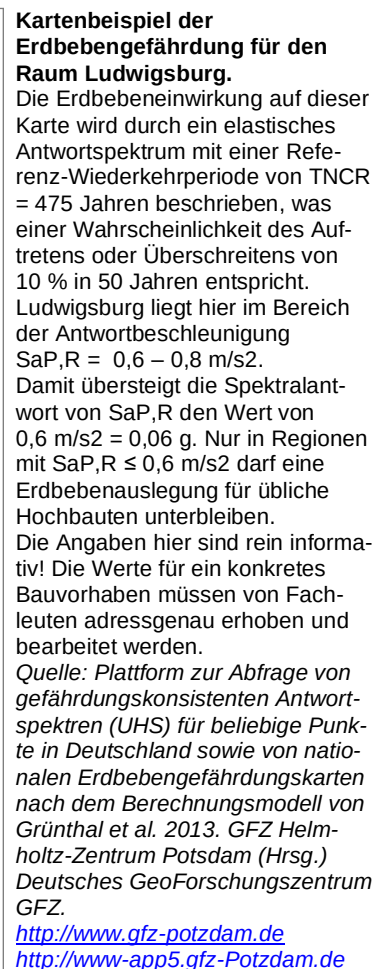
Die erdbebengefährdeten Gebiete in Deutschland (Bayern, Baden-Württemberg, Thüringen, Sachsen und entlang des Niederrheins) wurden bisher in der DIN 4149:2005-4 in 4 Erdbebenzonen (Zone 0 bis 3) mit unterschiedlichen Intensitätsintervallen und Bemessungswerten für die Bodenbeschleunigung (a_g) unterteilt. Innerhalb dieser Zonen werden 3 geologische Untergrundklassen R, S, T und 3 Baugrundklassen A, B, C unterschieden. Weil die Erdbebengefahr örtlich unterschätzt wurde, wurde im Jahr 2021 die DIN 4149:2005-4 durch die neue DIN EN 1998-1:2010-12 (Eurocode 8) mit dem derzeit aktuellen "Nationalen Anhang" DIN EN 1998-1/NA:2023-11 abgelöst, die in Baden-Württemberg anscheinend noch nicht bauaufsichtlich eingeführt wurde, aber zivilrechtlich gültig ist. Bauaufsichtlich ist noch die DIN 4149 mit aller Vorsicht die für die Genehmigungsseite geltende Norm. "Der Tragwerksplaner schuldet dem Bauherrn aber ein Bauwerk nach dem Stand der aktuellen Technik und die Entwürfe müssen nach der neuen Norm oder gleichwertig bemessen werden" (Prof. Sadegh-Azar, *Fachzeitschrift bauingenieur*, 08.02.2023). Es ist somit naheliegend, dass die neue DIN nebst dem Nationalen Anhang die allgemein anerkannten Regeln der Technik darstellt und angewendet werden sollte. Die neue DIN basiert auf einer Neueinschätzung der Erdbebengefährdung unter Berücksichtigung der o.g. Untergrund- und Baugrundklassen, die weiterhin gelten. Die ingenieurseismologische Kenngröße zur Bestimmung der anzusetzenden Erdbebenlast hat sich geändert, so dass nun örtlich mit höheren oder mit geringeren Erdbebenlasten als zuvor zu rechnen ist. Die 4 Erdbebenzonen der DIN 4149 fallen zugunsten eines engen Erdbebengefährdungsrasters weg und es gibt auch keine Erdbebenkarte und Intensitätsintervalle in der bisherigen Form mehr (Abb. 28a). Die Erdbebenbeschleunigung (nicht Bodenbeschleunigung, sondern Antwortbeschleunigung – SaP,R = Plateauwert des Antwortspektrums, umrechenbar auf die alte Referenz-Spitzenbodenbeschleunigung agR : $agR = SaP,R/2,5$) kann für jeden Ort in Deutschland auf entsprechenden Internetseiten abgerufen werden, z.B. beim Geoforschungszentrum Potsdam unter <https://www-app5.gfz-potsdam.de/d-eghaz16/>

Zur Risikobewertung gibt es die **Bedeutungskategorien I, II, III, IV** nach DIN EN 1998-5/NA (Eurocode 8). Damit werden Bauwerken hinsichtlich ihrer Bedeutung für die öffentliche Sicherheit und deren Auswirkungen im Falle eines Erdbebens klassifiziert. Bedeutungskategorie I umfasst Bauwerke mit geringer Bedeutung, II umfasst Bauwerke mit normaler Bedeutung, III und VI umfasst sehr sensible und sicherheitsrelevante Bauwerke.



Untergrundtyp	S (Parameter)
A - R	1,00
B - R	1,25
C - R	1,50
B - T	1,00
C - T	1,25
C - S	0,75

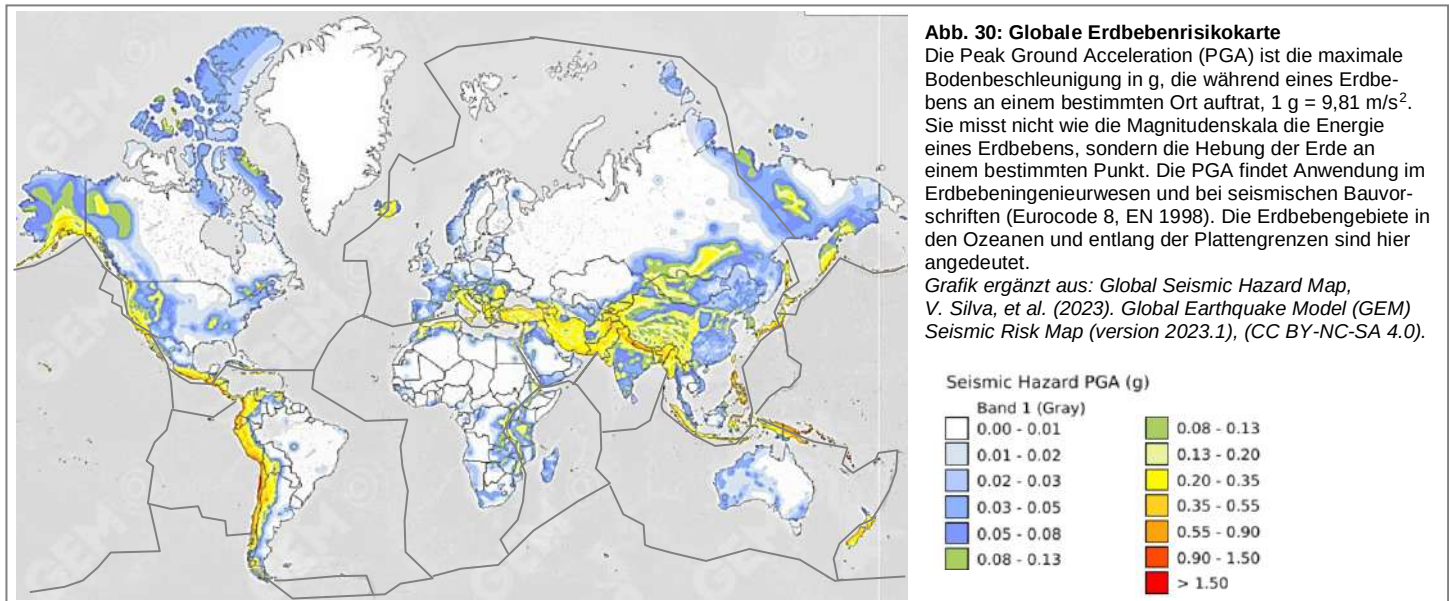
Baugrund- und Untergrundklassen
Quelle: Muhammed Al Koussini, et al. 2021:
Vergleich der neuen Erdbebenkarten in Deutschland und mit den Anrainerstaaten.
Fraunhofer IRB Verlag, Stuttgart.



Schadensintensität I_0 nach der Europäischen Makroseismischen Skala - 1998. EMS-98 Kurzfassung, abgeleitet von der Mercalli-Skala).

Die Schadensintensität I_0 ist nur ungefähr mit der Magnitude M korrelierbar. Sie hängt nicht nur von der Magnitude, sondern auch von der Tiefe und Entfernung des Hypozentrums und stark vom geologisch-tektonischen Aufbau des Untergrundes ab. Bindige und körnige Sedimente, v.a. mit Porenwasser, reagieren empfindlicher auf Erdbebenwellen als harte und felsartige Sedimente (Wackelpuddingeffect). Die Richterskala M_L ist nur bis 6,5 zuverlässig anwendbar. Stärkere Beben werden mit der Moment-Magnituden-Skala M_w bestimmt. Diese vereinfachte und verallgemeinerte Ansicht der EMS-98 ist nicht für Intensitätszuordnungen geeignet!

Schadensintensität I_0	Charakterisierung	Wahrnehmungen und Schäden	Ungefähre Magnitude	Bodenbeschleunigung (Näherungswerte) (1 g = 9,81m/s ²) g m/s ²
I	nicht fühlbar	Nur instrumentell zu beobachten.	1 - 2	
II	kaum bemerkbar	Nur vereinzelt von ruhenden Personen wahrgenommen.	2 - 3	
III	schwach wahrnehmbar	Von wenigen Personen in Gebäuden wahrgenommen. Ruhende Personen fühlen ein leichtes Schwingen oder Erschüttern.	2 - 3 <i>Oft in Vulkangebieten, z.B. Neapel, Ätna.</i>	
IV	deutlich wahrnehmbar	Im Freien vereinzelt, in Gebäuden von vielen Personen wahrgenommen. Einige Schlafende erwachen. Geschirr und Fensterklirren, Türen klappern	3 - 4 <i>Beben bei den tiefen Geothermiebohrungen in Basel 2006 und St. Gallen 2013.</i>	0,003 0,03 <i>Vorkommen etwa 130.000 Mal pro Jahr.</i>
V	stark wahrnehmbar	Im Freien von wenigen, in Gebäuden von den meisten Personen wahrgenommen. Viele Schlafende erwachen. Wenige werden verängstigt. Gebäude werden insgesamt erschüttert. Hängende Gegenstände pendeln stark, kleine Gegenstände werden verschoben. Türen und Fenster schlagen auf oder zu.	4	0,01 - 0,03 0,1 - 0,3
VI	leichte Gebäudeschäden	Viele Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Einige Gegenstände fallen um. An vielen Häusern in schlechterem Zustand entstehen leichte Schäden, wie feine Mauerisse und das Abfallen von kleinen Verputzteilen, Herabfallen von Schornsteinen.	4 - 5 <i>Albstadt 2022, bei New York 2024, bei Neapel 2025.</i>	0,03 - 0,05 0,3 - 0,5 <i>Vorkommen etwa 14.000 Mal pro Jahr.</i>
VII	Gebäudeschäden	Die meisten Personen erschrecken und flüchten ins Freie. Möbel werden verschoben. Gegenstände fallen in großen Mengen aus den Regalen. An vielen Häusern solider Bauart treten mittlere Schäden auf (kleine Mauerisse, Abfallen von Putz, Herabfallen von Schornsteinteilen). Vornehmlich Gebäude in schlechtem Zustand zeigen größere Mauerisse und Einsturz von Zwischenwänden.	5 - 7 <i>Bei Köln 1756, Albstadt 1911, 1978, Japan 2024, Istanbul 2025.</i>	0,06 - 0,09 0,6 - 0,9
VIII	schwere Gebäudeschäden	Viele Personen verlieren das Gleichgewicht. An vielen Gebäuden einfacher Bausubstanz treten schwere Schäden auf, d.h. Giebelteile und Dachsimse stürzen ein. Einige Gebäude sehr einfacher Bauart stürzen ein.	6 - 8 <i>Basel 1356, Mittelitalien 2009, 2016, Marokko, Afghanistan, Japan 2023, Alaska 2025</i>	
IX	zerstörend	Allgemeine Panik unter den Betroffenen. Auch gut gebaute aber gewöhnliche Bauten zeigen sehr schwere Schäden und teilweisen Einsturz tragender Bauteile. Viele schwächere Bauten stürzen ein.	7 - 9 <i>San Francisco 1906, Friaul 1976, Haiti und Sulawesi 2001, Nepal 2015, Osttürkei 2023, Taiwan 2024, Myanmar 2025, Kamtschatka 2025</i>	0,3 - 0,4 3 - 4 <i>Vorkommen etwa 20 Mal pro Jahr.</i>
X	sehr zerstörend	Viele gut gebaute Gebäude und alle schlechten Bauwerke werden zerstört. Bergrutsche und Spalten treten auf.	8 - 9 <i>Mexiko-City 1985, Sumatra 2006, Chile 2010.</i>	0,5 - 0,6 4 - 5 <i>Vorkommen etwa 1 Mal pro Jahr.</i>
XI	verwüstend	Die meisten Bauwerke, selbst einige mit guter, erdbebengerechter Konstruktion und Ausführung werden zerstört. Bergrutsche und große Spalten treten auf.	9 <i>Kaskadien-USA 1700, Chile 1960, vor Sumatra 2004, vor Japan 2011, jeweils mit Tsunami.</i>	0,6 6 <i>Vorkommen etwa 5 - 10 Mal pro 100 Jahre.</i>
XII	vollständig verwüstend	Nahezu alle Konstruktionen werden zerstört. Die Erdoberfläche/Landschaft wird stark verändert.	10 <i>Noch nie registriert. Asteroideneinschlag, globale Katastrophe.</i>	



Vorhersage von Erdbeben

Stärkere Erdbeben fordern oft viele Todesopfer. Im 20. Jahrhundert sind über 1 Mio. Menschen durch Erdbeben und Tsunamis ums Leben gekommen. Im Jahr 1976 gab es in China bei einem Erdbeben mehr als 250000 Tote, wobei hier noch die schlechten Infra- und Organisationsstrukturen der Kulturrevolution und die für Erdstöße sehr anfälligen Gebäude eine Rolle gespielt haben. Bei dem von einem Erdbeben ausgelösten Tsunami vor Sumatra im Dezember 2004 sind 230000 Menschen umgekommen. Vor 8000 Jahren kam es am Ätna zu einem großen Berg-rutsch mit Tsunami und 1908 hat ein Erdbeben-Tsunami in Messina 2000 Todesopfer gefordert. Der Tsunami vor Japan 2011 hat 19000 Todesopfer gefordert und hat einen Kernkraftwerkskomplex zerstört. In Mittelitalien sind 2009 bei einem Erdbeben 308 Menschen ums Leben gekommen, nachdem die Fachleute trotz zahlreicher Vorbeben Entwarnung gegeben haben – *"Es besteht keine Gefahr, geht nach Hause und entspannt euch bei einem Glas Wein."* Daraufhin haben viele Bewohner wieder in ihren Häusern übernachtet und sind von dem zerstörenden Beben überrascht worden. So eine Aussage in einem Gebiet, das seit Urzeiten immer wieder von starken Erdbeben heimgesucht wird (1915 30000 Tote), ist unfachmännisch und hat zu einem Strafverfahren gegen die Verantwortlichen geführt, das 2014 eingestellt wurde. Dieses juristische Vorgehen soll vielleicht auch von Bausünden in italienischen Erdbebengebieten ablenken. Im August und im Oktober 2016 kam es in derselben Region in Italien wieder zu Beben der Stärke 6,5 mit über 300 Toten. Wegen der wachsenden Weltbevölkerung und Industrialisierung wäre eine zuverlässige und kurzfristige Vorhersage von Erdbeben für Zeiträume von Tagen oder Wochen zu wünschen. Das ist nach dem derzeitigen Stand der Forschung in absehbarer Zeit aber nicht möglich. Erdbeben treten v.a. an den Plattenrändern der Erdkruste und an Subduktionszonen regelmäßig auf. Je länger das letzte Erdbeben in einem Gebiet zurückliegt, desto wahrscheinlicher ist das nächste Beben. Die Zeitintervalle zwischen den Beben sind oft sehr unterschiedlich und können nur als grobe Anhaltspunkte dienen. Treten z.B. an der südkalifornischen San Andreas-Störung starke und zerstörende Erdbeben durchschnittlich alle 200 Jahre auf, muss man davon ausgehen, dass das mögliche Zeitfenster von 150 bis 300 Jahre reicht. Dort ist heute jederzeit mit einem starken Beben zu rechnen, aber eine kurzfristige Vorhersage, mit der geeignete Schutzmaßnahmen ergriffen werden könnten, ist nicht möglich. Und das, obwohl Kalifornien zu den am besten untersuchten und überwachten Erdbebengebieten der Erde gehört. Die Seismologen sind optimistisch, dass in Zukunft eine zuverlässige Vorhersage im Bereich von Monaten oder wenigen Jahren für gut untersuchte Gebiete möglich sein wird. Das löst aber nicht die Probleme in Ballungsräumen bezüglich teurer Vorsorgemaßnahmen oder Evakuierungen. In jüngerer Zeit wurden Systeme entwickelt, welche die bei einem Erdbeben als erste eintreffenden, schnellen aber schwächeren p-Raumwellen (Primär-, Longitudinal-, Kompressionswellen) registrieren. Dann können z.B. Versorgungsleitungen, Anlagen und Züge automatisch abgeschaltet werden. Die Warnung vor den langsameren und mehrere Sekunden später folgenden s-Raumwellen (Sekundär-, Scherwellen) und von den aus den p- und s-Wellen durch Beugung und Brechung an der Oberfläche entstehenden und noch langsameren Rayleigh-Wellen und von den seltenen Love-Wellen (Oberflächenwellen mit zerstörenden Rollbewegungen) kann Menschen noch Flucht- und Schutzmöglichkeiten bieten. Dieses Vorgehen hat sich auch schon bewährt. Neue Forschungen lassen vermuten, dass große Erdbeben ca. alle 32 Jahre gehäuft auftreten. Ursache soll die periodisch minimale Veränderung der Geschwindigkeit der Erdrotation

sein (Millisekunden/Jahr). Mit einer Verlangsamung kommt es zu mehr Erdbeben. Ein Zusammenhang zwischen Erdbeben und nahegelegenen Vulkanausbrüchen ist zu vermuten. Die beste Erdbebenvorsorge ist aber nach wie vor das erdbebensichere Bauen von Gebäuden, Verkehrswegen, technischen Anlagen und Versorgungsleitungen und das Vorhalten von öffentlicher und privater Notfallausrüstung.

"Nicht Erdbeben töten Menschen, sondern Bauwerke."

5.7 Vulkanausbrüche

Auf dem Festland gibt es pro Jahr 50 - 100 Vulkanausbrüche, 5 ständig aktive Vulkane und knapp 1900 Vulkane waren in den vergangenen 10.000 Jahren aktiv. Vulkane, die seit 10.000 Jahre nicht ausgebrochen sind, galten früher als erloschen. Dieser grobe Annahme gilt aber nicht Calder-Vulkane und auch Vulkane, die über 10.000 Jahre nicht ausgebrochen sind, können wieder ausbrechen (Eifel, zuletzt vor 12.500 Jahre). Pro 10 Jahre gibt es 3 - 4 Ausbrüche, die größere Schäden anrichten und besonders gefährlich sind die selten ausbrechenden Vulkane. Über die große Anzahl der untermeerisch ausbrechenden Vulkanen gibt es nur ungenaue Erkenntnisse. Der Vulkanismus auf der Erde wird durch den Wärmeausgleich des über 6000 °C heißen Erdkerns über den Erdmantel zur kalten Erdkruste am Rand des -270 °C kalten Weltalls und durch die so verursachten und sehr langsamen Bewegungen im fest-plastischen Erdmantel angetrieben. Das führte vor 4 – 3,5 Milliarden Jahren zu einer Fragmentierung der dünnen und fester werdenden Erdkruste in verschiedene Platten und zu deren ständigen und langsamen Bewegungen, heute im Millimeter- bis Zentimeterbereich pro Jahr (Abb. 2b, 3). Vulkanische Aktivitäten an der Erdoberfläche und am Meeresboden gibt es bevorzugt in Bereichen mit tektonischen Schwächezonen in der Erdkruste. Unterhalb der festen und tiefer auch duktilen **Erdkruste** und dem gerade noch festen **Lithosphärischen Erdmantel** liegt im Oberen Erdmantel die **"Asthenosphäre"**, eine Schicht mit unterschiedlich weichen, wasserhaltigen und bei ca. 150 km Tiefe teilgeschmolzenen Gesteinen (Abb. 2b, 27a, 32c-2). Zwischen den sich auseinander bewegenden Kontinentalplatten, oft dünner und schwerer Ozeanboden zwischen dicken und leichten Kontinentalplatten und Kratonen, kommt es an den sich ausdünnenden Plattenändern zu einer Druckentlastung. Das führt zu einer Teilverflüssigung mit einer fraktionierten Teilkristallisation des um die 1200 °C heißen Materials und zum Ausperlen von gelösten Gasen mit 95 % Wasserdampf, Schwefelverbindungen, Kohlendioxid u.a.. Diese Dekompressions(teil)schmelzen werden **"Magma"** genannt und die spezifisch leichter gewordene Magma-Gas-Mischung steigt in Spalten- und Gangsystemen bis nahe an die Erdoberfläche und schmilzt dabei Krustenmaterial mit auf (Magmareservoirs, Abb. 32). Das Magma tritt unter weiter abnehmendem Druck oberirdisch und untermeerisch an langen Vulkanketten und an Spaltensystemen als **"Lava"** aus. An den auseinanderdriftenden Kontinentalplatten (Divergenz) bilden sich in den Ozeanen tausende Kilometer lange, aber relativ schmale Riftzonen mit dem Austritt von basisch-siliziumarmen und dünnflüssig-basaltischen Laven an untermeerischen Vulkanen und Spalten. Das führt zu einer ständigen Verbreiterung der Ozeanböden (Seafloor-Spreading) mit der Bildung von Vulkaninseln. Im Bereich der kontinentalen Grabenbrüche entstehen ebenfalls Vulkane, wie z.B. der Kilimanjaro in Ostafrika und vor 19 – 16 Ma der heute erloschene Kaiserstuhl im Oberrheingraben. Diese Plattendivergenz wird an anderer Stelle durch den Zusammenschub und durch die Versenkung der Ozeankruste an Tiefseegräben, oft mit einer Gebirgsbildung, kompensiert (Konvergenz). Hier bilden sich Subduktionszonen, an denen die dünnen und schweren ozeanischen Platten mit der Bildung von vulkanischen Inselbögen untereinander oder unter die leichten und dicken Kontinentalplatten in den Erdmantel gezogen werden. Dabei werden auch sehr wasserhaltige Tiefseegesteine mit in den Erdmantel gezogen. Das Wasser wird im tieferen Subduktionsbereich unter Druck durch Mineralumwandlung freigesetzt, dringt in das umgebende Gestein ein und führt dort zu einer Schmelzpunktabenkung. Das geschmolzene und damit leichter gewordenen Magma steigt auf und Wasserdampf entgast (Abb. 6.6-2). So bildeten sich die Subduktionsvulkane im Mittelmeer, in den Anden, in Südostasien, in Japan, an der US-Westküste und viele Inselbögen im Pazifik. Die Subduktionsvulkane haben oft eine sauer-siliziumreiche ($> 65\% \text{ SiO}_2$) und zähflüssig-gasreiche Andesit-, Trachyt- und Rhyolith-Lava und sind damit sehr explosiv. Die zähflüssige Lava lässt oft steile und hohe Schichtvulkanen mit hoch in die Atmosphäre reichenden Ascheauswürfen und mit pyroklastischen Strömen entstehen, wie z.B. Vesuv, Mt. St. Helens, Mt. Rainier, Fujiyama und z.T. am Ätna (Abb. 31), die in Zeiträumen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten auch stark und oft explosiv ausbrechen. Es gibt auch wenige Vulkane, die ständig aktiv sind, wie z.B. der Stromboli vor der Westküste Italiens. An einige Stellen liegen Vulkane innerhalb von Kontinentalplatten und bilden, oft am Ende einer langen Kette von erloschenen und erodierten Vulkanen liegend, punktförmig-aktive Vulkanzonen. Der Ursprung dieser **Hot-Spot-Vulkane** liegt tief im Erdmantel und oft an der Grenze zum Erdkern. Während sich die Kontinentalplatten langsam bewegen, bleibt der 100 bis über 200 km breiten Hot-Spot-Plume im Erdmantel weitgehend stationär. Diese Vulkane lassen mit ihrer heißen ($> 1000\text{ °C}$),

basisch-siliziumarmen ($< 52\% \text{ SiO}_2$) und dünnflüssig-gasarmen Basalt- und Basanit-Lava die sehr flachen und weniger explosiven Schildvulkane entstehen, z.B. die 5000 km lange und größtenteils unter Wasser liegende Vulkan-Inselkette von Midway-Hawaii, die Malediven, die Kapverden, die Kanaren, die Yellowstone-Caldera, die Vulkane in der Eifel (?) und in der Auvergne (Abb. 2b). Eine gefährliche Besonderheit sind die 55 großen und gasreichen **Caldera-Vulkane**, wie z.B. die **Yellowstone-Caldera in den USA**, die **Toba-, Krakatau- und die Taal-Calderen in Indonesien**, die **Phlegräischen Felder bei Neapel**, **Santorin in Griechenland** und die **Eifel-Vulkane**. Diese viele Kilometer breiten, aber oft flachen, weil in sich zusammengebrochenen Vulkanstrukturen können zyklisch nach Ruhephasen von tausenden bis hunderttausenden Jahren ausbrechen und schleudern oft große Mengen an Aschen und Gase hoch in die Erdatmosphäre. Das kann zu weiträumigen und auch kontinentübergreifenden Zerstörungen führen. Starke Ascheregen und Gasausbrüche bilden sauren Regen und zerstören großräumig die Vegetation. Staub und Gase, wie Schwefeldioxid und Kohlendioxid können das Klima und die Lebenswelt weltweit stark beeinträchtigen. Die Auswirkungen auf das Klima, die bei einzelnen Vulkanausbrüchen durchaus bemerkbar sein können, sind bei Caldera-Ausbrüchen weltweit oft verheerend und länger anhaltend. Ob der vor 74.000 Jahren auf der Insel Java ausgebrochene Vulkan **Toba** den Homo sapiens stark dezimiert hat, ist aber fraglich. Der genetische Flaschenhals kann auch andere Ursachen haben. Die **Phlegräischen Felder** bei Neapel sind vor 39.000, vor 29.000 und vor 15.000 Jahren massiv ausgebrochen. Der starke Aschenregen über Kontinente hinweg und der Rückgang der Temperaturen über Monate oder Jahre haben vor 39.000 Jahren möglicherweise zum Aussterben der Neandertaler beigetragen. Heute ist dieser Supervulkan einer der gefährlichsten in Europa, ist seismisch sehr aktiv und es gilt dort Alarmstufe gelb. Vor 3.600 Jahren ist der Vulkan **Thera** auf der heutigen Insel Santorin in Griechenland ausgebrochen und hat mit 20 m hohen Tsunamiwellen die Minoische Kultur auf Kreta (Atlantis?) und das gesamte östliche Mittelmeer stark beeinträchtigt. Im Jahr 536 n.Chr. ist der **Ilopango** in El Salvador ausgebrochen und hat zu einer weltweiten und länger anhaltenden Abkühlung geführt. Das hat vermutlich das Ende der Spätantike eingeläutet und zum Beginn des "finsteren Mittelalters" mit wiederkehrenden Seuchen und Hungersnöten beigetragen. Im Jahr 1257 ist auf der Insel Lomбок in Indonesien der große Vulkan **Rinjani** ausgebrochen, was zu weltweiten Hungersnöten und zu einer jahrelangen Abkühlung geführt hat. Der Ausbruch des **Tambora** 1815 in Indonesien hat weltweit viele Todesopfer gefordert und in Europa zu einem Jahr ohne Sommer geführt. Die Verbreitung der Cholera von Südostasien bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts über die ganze Welt ging auch auf dieses Ereignis zurück. Europa war von Ernteausfällen und von einer Hungersnot betroffen und es kam zu Auswanderungswellen nach Amerika. Im Jahr 1883 ist der **Krakatau** in der Sundastraße ausgebrochen. Die pyroklastischen Ströme und der bis zu 40 m hohe Tsunami haben fast 40.000 Menschen das Leben gekostet. Im Dezember 2018 ist der **Anak-Krakatau** wieder ausgebrochen und der anschließende Tsunami hat ca. 500 Todesopfer gefordert. Solche großen Vulkanausbrüche sind neben starken Ausbrüchen mit ionisierender Strahlung (Elektronen, Protonen, Atomkerne) von der Sonne und aus dem Weltall und der dadurch ausgelösten Zerstörung der elektrischen Infrastruktur die gefährlichsten Naturereignisse für die heute über 8 Milliarden zählende Menschheit. Wegen der weiträumigen Wirkung auf das Klima und auf die Pflanzenwelt würden die Nahrungsmittelproduktion und auch die sozialen Strukturen rasch zusammenbrechen. Die Ausbrüche einzelner Vulkane fordern oft Todesopfer, aber nicht in dem hohen Maße wie stärkere Erdbeben. Das hängt auch damit zusammen, dass sich Vulkanausbrüche besser geophysikalisch überwachen und vorhersagen lassen. Vor einem Ausbruch kommt es tief unter dem Vulkan zu einer Umwälzung und zum Aufstieg von Magma. In weniger tiefen Bereichen kommt es dann zu einer Druckentlastung und zum Austritt der im Magma gelösten Gase. Das führt zu charakteristischen Bodenbewegungen, dem vulkanischen Tremor, wo die zunächst kleinen und hochfrequenten Erdbeben in niederfrequente und anhaltende Beben übergehen. Bei den an der Oberfläche austretenden Gasen kommt es zu charakteristischen chemischen Veränderungen. Damit können Ausbrüche bei gut überwachten Vulkanen einigermaßen zuverlässig vorhergesagt werden. Die zu erwartende Stärke und die Dauer eines Ausbruchs sind aber kaum vorhersagbar. Tödlich sind bei Vulkanausbrüchen weniger die fließende Lava, sondern die bis zu 700 °C heißen und bis zu 300 km schnellen Gas- und Ascheströme (pyroklastische Ströme), welche die Vulkanhänge "herunterfließen" und Schlammströme (Lahare), die durch Regenfälle und Gletscherschmelzen ausgelöst werden und die auch entfernte Siedlungen in den Tälern rasch erreichen und zerstören können. Sehr selten, aber katastrophal sind große Bergrutsche (Flankenkollaps) an Vulkanabhängen, wie z.B. vor 1,5 Ma auf der **Hawaii-Insel Molokai**, wo mehr als die halbe und über 500 m hohe Insel 300 km weit ins Meer gerutscht ist. Ebenso schon mehrfach auf den **Kanarischen Inseln**, in **Indonesien**, vor 8.000 Jahren am **Ätna** auf Sizilien, vor 600 Jahren am **Stromboli** im Mittelmeer, 1980 am **Mt. St. Helens** in den USA und ohne vulkanische Beteiligung am untermeerischen Kontinentalabhang vor **Norwegen**. Dabei können Flutwellen (Tsunami) im Meer von über 100 m Höhe entstehen. Es gilt hier die Regel, dass eine Flutwelle etwa so hoch sein wird, wie das Objekt, das ins Wasser rutscht. Bei ihrer Reise über das Meer teilt sich die Welle dann in mehrere 10 - 20 m hohe Einzelwellen auf und überschwemmen die Küstengebiete auch

von weitentfernten Inseln und Kontinenten. Auch im Mittelmeer gab es immer wieder Tsunamis, zuletzt 1908 vor Messina, Sizilien. In jüngerer Zeit hat man im **Eger-Becken** (Vogtland) im Grenzgebiet von Tschechien, Sachsen und Bayern zunehmende seismische Aktivitäten, sogenannte Schwarmbeben festgestellt. Daraus kann man schließen, dass sich in der Tiefe eventuell eine Magmareservoir umwälzt. Das Gebiet ist wegen seiner vulkanischen Tätigkeit vor 720.000 Jahren bekannt. Heute noch gibt es dort heiße Quellen und Ausgasungen von Kohlendioxid und von Heliumisotopen. Wissenschaftler schließen hier die Bildung eines neuen Vulkans nicht aus. Die **Eifel** ist ein Caldera-Vulkangebiet, das seit ca. 400.000 Jahren aktiv ist. Dort kam es zuletzt vor 12.000 Jahren zu phreatomagmatischen Vulkaneruptionen, als aufsteigendes Magma auf Grundwasser getroffen ist. Das führte zu einer schlagartigen Verdampfung mit hoher Explosionskraft. So sind dort die heute mit Wasser gefüllten Maare und Lavaströme entstanden. Als Ursache wird die Alpenbildung oder ein stationärer und aktiver Mantelplume vermutet, der die Vulkaneifel heute um ca. 1mm/ Jahr anhebt. In der Zukunft sind dort weitere und auch stärkere Vulkanausbrüche zu erwarten und Vorhersagen wären nur kurzfristig möglich. Wenig Erfahrung hat man mit starken und untermeerischen (submarinen) Vulkanausbrüchen, wie im Januar 2022 im Bereich des Tonga-Archipels im Westpazifik. Diese bisher stärkste aufgezeichnete Vulkaneruption wurde durch große Meerwassermengen ausgelöst, die beim untermeerischen Zusammensturz der großen Vulkancaldera **Hunga Tonga** mit dem heißen Magma in Berührung gekommen sind (phreatische Eruption). Der schlagartig entstehende Wasserdampf mit der 1700-fachen Ausdehnung entwickelte gewaltige Kräfte. Es wurden 146 Megatonnen Wasserdampf in die Stratosphäre geschleudert, die den Wasserdampfanteil um 10 % erhöht haben. Ein Tsunami hat 15 m Höhe erreicht und 4 Todesopfer gefordert. Forscher vermuten Auswirkungen auf das Weltklima und auf die Ozonschicht. Im Dezember 2023 brach auf der isländischen Halbinsel **Reykjanes** eine Vulkanspalte auf, an der immer wieder dünnflüssig-gasarme Basalt-Lava austritt. Auch im übrigen Island (Mischform von Hot Spot und Rift-Vulkan) kann es jederzeit auch zu explosiven und phreatomagmatischen Vulkanausbrüchen unter dem Einfluss der durch die Vulkanhitze schmelzenden Gletschern und mit überregionalen Auswirkungen kommen. Die neuen Aktivitäten Anfang 2025 bei der griechischen Insel **Santorini** nahe der Kolumbos-Caldera können noch nicht eingeordnet werden (Tektonik oder Vulkanismus).

Flutbasalte: In den vergangenen 600 Ma gab es immer wieder große Artensterben auf der Erde und bei einigen geht man von vulkanischen Ursachen aus. An der Perm/Trias-Grenze kam es in Sibirien vor 252 Ma zu einem gigantischen und mehrere 10.000 bis 100.000 Jahre andauernden Ausbruch von dünnflüssiger Basaltlava an langgezogenen Spaltensystemen (Sibirischer Trapp). Auslöser war vermutlich ein großer vulkanischer Plume im Erdmantel (Abb. 2b). Diese Flutbasalte bedecken noch heute ein Gebiet von der Größe der USA und haben durch Ausgasungen und Temperaturerhöhungen zum Aussterben von 85 % aller Arten geführt. An der Kreide/Paläogen-Grenze kam es vor 66 Ma zu einem Flutbasaltaustritt in Indien (Dekkan Trapp). Dieser könnte durch den Einschlag eines ca. 14 km großen Asteroiden im Bereich der heutigen Halbinsel Yucatan in Mexiko ausgelöst oder verstärkt worden sein und beides hat das letzte große Massenaussterben (Dinosaurier etc.) verursacht. Weitere Flutbasalte unterschiedlichen Alters und Ausdehnung gibt es z.B. in den USA, in China, in Südamerika und in Afrika.

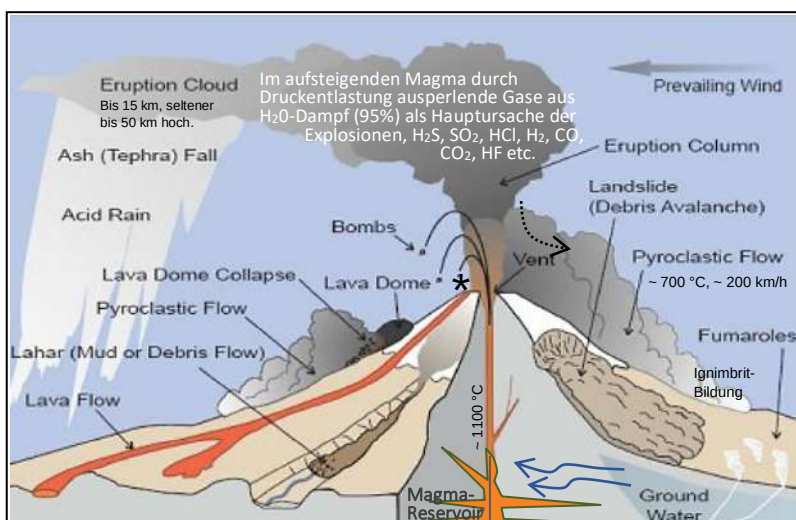


Abb. 31: Strato(Schicht)vulkan

Die Darstellung zeigt vulkanische Ereignisse und Ablagerungen rund um einen durch Plattensubduktion entstandenen und oft explosiv (eruptiv) ausbrechenden **Schicht-vulkan** (Lava – Tephra – Lava... etc.), wie z.B. Vesuv, Stromboli, Fujiyama, Mt. St. Helens. Charakteristisch sind hier großen Gas- und Aschemengen und gröbere Lapilli aus einer explosiv fragmentierten, stark siliziumhaltigen und zähflüssigen Lava, pyroklastische Ströme aus kollabierten Aschesäulen, sowie weitreichende Schlammströme (Lahare) in Verbindung mit Wasser aus Regen, Eis und Schnee. Die effusiv ausbrechende basaltische Lava von flachen und sehr breiten **Schildvulkanen**, die bei Riftbildungen und bei Hot-Spots entstehen (Hawaii, Island), hat einen geringeren Siliziumgehalt, ist heißer, dünnflüssiger, gasärmer und tritt oft an seitlichen Spalten aus. Starke Ascheexplosionen kommen hier selten vor, wenn nicht, wie z.B. auf Island, Gletscherwasser zutritt. Es gibt auch Mischtypen, wie z.B. der Ätna auf Sizilien, der aus einem älteren Schildvulkan entstanden ist.

★ = Austritt der Partikel und Gase mit ca. 400 und bis zu > 1000 km/h.

Grafik ergänzt: US Geological Survey.

Magma-Reservoirs:

Neue Forschungen zeigen, dass die "**Magma-Reservoirs**" in der Erdkruste unterhalb der Vulkane in der Natur nicht als die bisher oft dargestellten "Kammern oder Blasen" voll glutflüssiger Magma vorliegen, sondern als eher dünne und weiträumig komplex verzweigte, horizontale und vertikale Gänge aufgebaut sind (Magmatic Sils, Rhyolite Mush). Diese enthalten je nach den Mischungsverhältnissen eine fast feste bis breiartige Masse mit einem schwammartigen Netzwerk aus festen und geschmolzenen Kristallen, wasserhaltigen Fluiden und etwas Gas. Die flüssige Schmelze hat sich in kleinen Taschen zwischen den festen Kristallen gesammelt. Der Übergang zwischen Magma und dem Umgebungsgestein kann fließend sein. Das Material ist vermutlich ab ca. 50 % Schmelzanteil fließfähig und steigt, angetrieben von Überdruck und Auftrieb, in schmalen Gängen nach oben. Das fest-flüssig-gashaltige Material erstarrt dann schnell in den Gängen und kann nur bei einem ständigen und starken Nachschub von heißem Magma aus größerer Tiefe flüssig bleiben, weiter aufsteigen, entgasen und an der Oberfläche ausbrechen. Die verzweigten Gänge können auch ein gemeinsames Reservoir für mehrere benachbarte Vulkane bilden und in unterschiedlichen Tiefen liegen. Bei der Yellowstone-Vulkan-Caldera (siehe unten) wird die Schmelzanteil derzeit auf ca. 28% geschätzt und es ist in absehbarer Zeit nicht mit einem Ausbruch zu rechnen. Wenn nahe unter der Erdoberfläche eine zähflüssige Magma-Gas-Gesteinsmischung explosiv in großer Menge ausbricht, kann das nachströmende Material die feste Gesteinsdecke auch seitlich nicht mehr tragen und es kommt gegen Ende der Eruption zum kollapsartigen Einbrechen eines größeren und auch quadratkilometerweiten Bereiches des Vulkangebäudes und seiner Umgebung. So entstehen die relativ flachen aber oft viele Kilometer breiten Caldera-Vulkane. Die Erforschung der Magma-Reservoirs durch Seismik, aber auch durch direktes Anbohren, z.B. auf Island, ist im Gange.

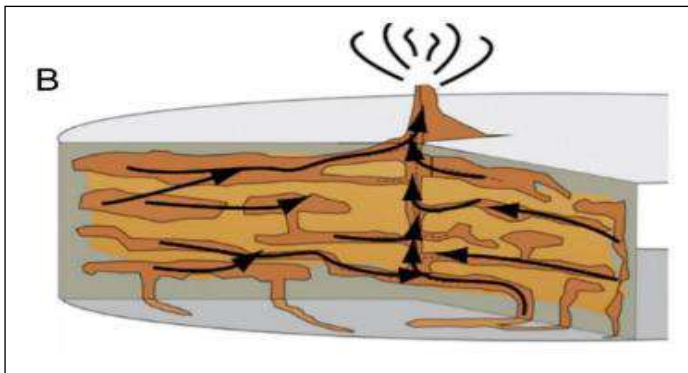


Abb. 32: Der Yellowstone-Vulkan hat mehrere Magmareservoirs.

Originaltext: Das Diagramm in (B) zeigt das aktuelle Modell für Magma-speicher in großen vulkanischen Systemen. Dieses Modell umfasst ein Netzwerk von miteinander verbundenen und/oder isolierten Schmelztaschen, die sequentiell durch den Verlauf einer Eruption angezapft werden.

Grafik aus: M. Myers, 2019: Yellowstone volcano has multiple magma chambers. Yellowstone Caldera Chronicles, Mar 5, 2019, USGS (U.S. Geological Survey), Yellowstone Volcano Observatory.

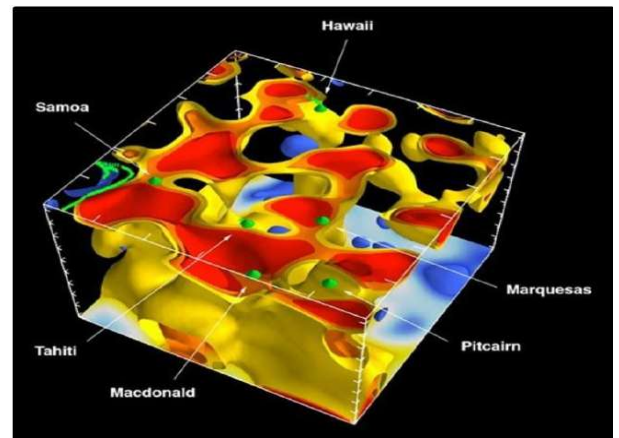


Abb. 32-1: Die 3D-Grafik zeigt die verzweigten Zuflüsse der Hotspotvulkane im Pazifik.

So stellt man sich die Plumes mit ihren Verzweigungen im Erdmantel vor, siehe Abb. 2.

Grafik aus: S.W. French, B. Romanowicz, 2015: Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. Nature 525 (2015).

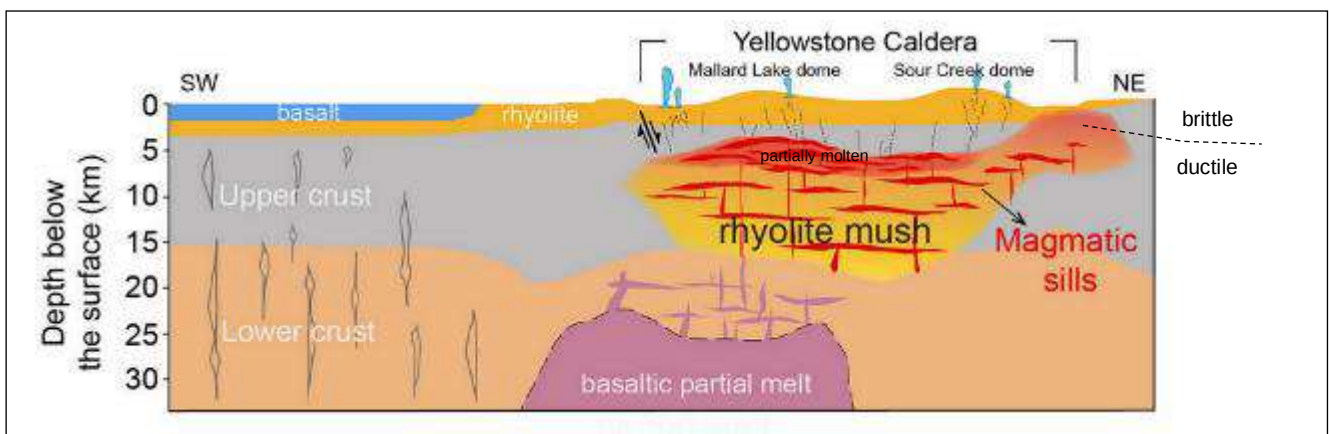


Abb. 33: Schematisches Modell des unterirdischen magmatischen Sill-Komplexes von Yellowstone, basierend auf seismischen Daten aus dem Jahr 2020.

Originaltext: Das Vorhandensein magmatischer Sills mit höheren Schmelzmengen – etwa 28 % – im Vergleich zu ihrer Umgebung wird durch Daten belegt, die im August und September 2020 durch einen dichten Einsatz von etwa 650 3-Komponenten-Seismometern (die vertikalen und horizontalen Bewegungen messen können) im Yellowstone-Nationalpark gesammelt wurden. Trotz der Bedeutung der jüngsten Erkenntnisse bleiben viele wichtige Fragen zum magmatischen System von Yellowstone offen. Gibt es klare Grenzen zwischen dem Magmareservoir und dem umgebenden Material? Wie ist die genaue Zusammensetzung (magmatische Flüssigkeit, Gas und Schmelze) innerhalb des Reservoirs? Wie interagiert das tiefe magmatische System mit dem flachen hydrothermalen System?

Angepasst nach [Wu et al. \(2023\)](#). Siehe auch Abb. 6.2ff.

Grafik ergänzt aus: Sin Mei Wu et al., 2023: A view of how magma is stores beneath Yellowstone provided by hundreds of seismic sensors. Yellowstone Caldera Chronicles, July 31, 2023. USGS (U.S. Geological Survey), Yellowstone Volcano Observatory.

6. Exkurs: Geologie der Alpen

In diesem Manuskript wird oft auf den Schub der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte und der großen Afrikanischen Kontinentalplatte nach Norden gegen die Eurasische Kontinentalplatte als treibende Kraft für die Alpenbildung und für weitere geologische und tektonische Vorgänge in Deutschland und in Europa hingewiesen. So sind z.B. die Bildung von Einbruchsgräben und von großen Becken (Oberrheingraben mit der Hebung von Schwarzwald und Vogesen, Rhone-Bresse-Graben, Fildergraben, Molassebecken etc.), die Verkippung der Schichtlagerung in Süddeutschland, Mulden- und Sattelstrukturen, Verwerfungen, Klüfte und Erdbeben und die europäischen Vulkangebiete stark oder ausschließlich durch die nach Norden gerichtete alpine Kollisionstektonik beeinflusst worden. Aus diesem Grunde erfolgt hier ein Exkurs zur Entstehung der Alpen.

"Die Alpen sind als zentrales europäischen Hochgebirge die wichtigste Klima- und Wasserscheide in Europa und liegen auf den Gebieten von Frankreich, Monaco, Italien, Schweiz, Liechtenstein, Deutschland, Österreich und Slowenien. Sie werden von 13 Mio. Menschen bewohnt und sind ein bedeutender Wirtschafts- und Erholungsraum" (Wikipedia, CIPRA).

Die Entstehung und der Aufbau der Alpen und der benachbarten und gleichalten Gebirge im Verbund mit den alpin-geotektonischen Vorgängen im gesamten Mittelmeerraum sind sehr komplex und sind noch nicht in allen Details erforscht. Das Wort „Alpen“ kommt von vorindogermanisch Begriff "Alp" für "hoher Berg". Möglich ist auch der ligurisch-keltische Begriff „Alpe“: „al“ = hoch, „pe“ = nährend, was "Bergweide" bedeutet, oder das lateinische "alba" für die Farbe "weiß".

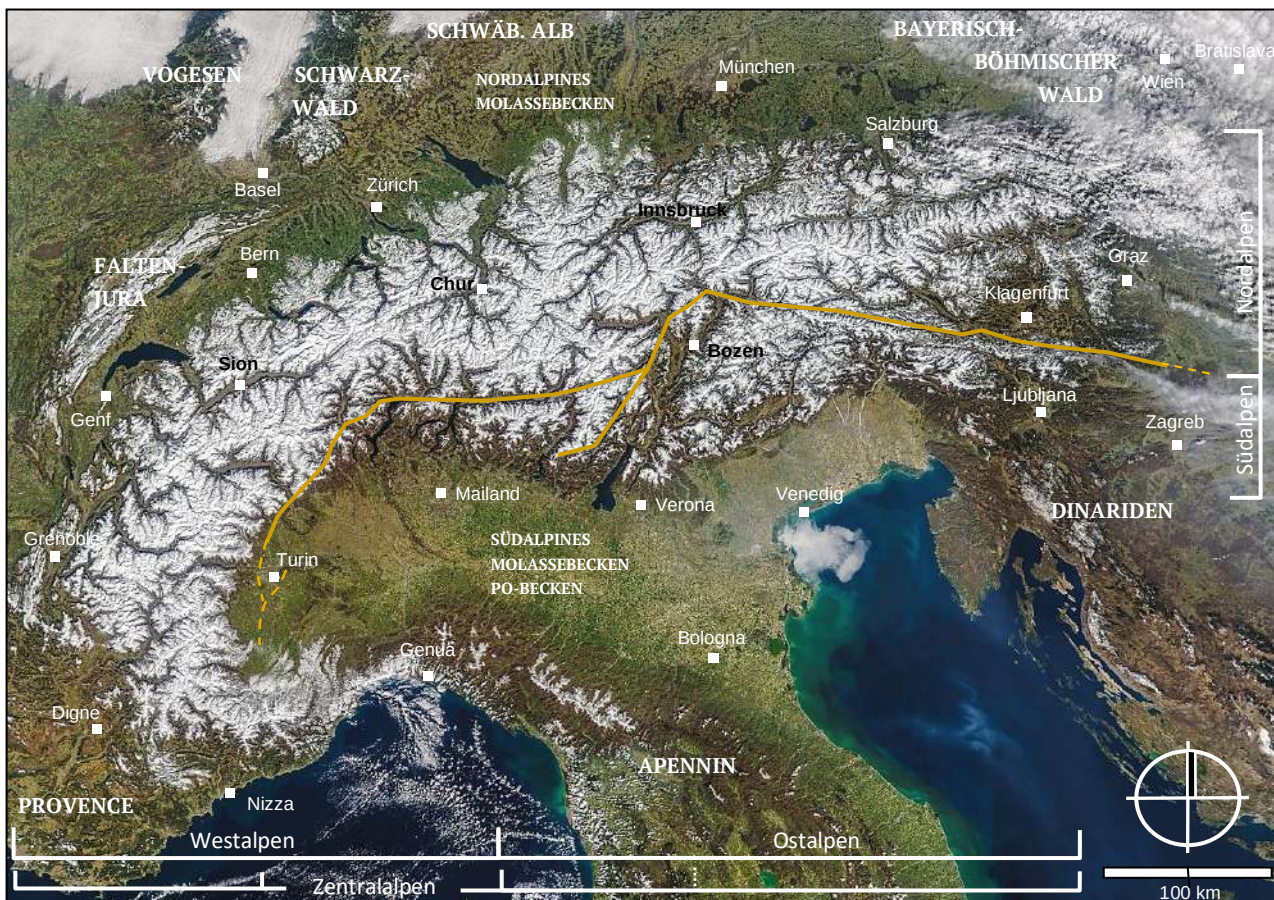


Abb. 6.1: Die Alpen aus dem Weltraum, Gliederung der Alpen.

In Deutschland und in Österreich werden die Alpen in "Westalpen und in Ostalpen" gegliedert, was auch im wissenschaftlichen und legislativen Kontext Akzeptanz findet. In Frankreich, Italien und in der Schweiz wird eine historisch-geographische Dreigliederung mit den "Zentralalpen" bevorzugt. Die orange Linie markiert das Periadriatische Bruchsystem, das heute die großen Europäischen Lithosphärenplatte im Norden von der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte im Süden trennt und die Grenze zwischen "Südalpen" und "Nordalpen" ist. Bild ergänzt: Satellitenbild der NASA vom 19.03.2016, Visible Earth, Jeff Schmaltz.

Zusammenfassung

Die Alpen sind ein **Decken- und Kollisionsgebirge** und gehören erdgeschichtlich zu den jüngsten Hochgebirgen. Sie erstrecken sich in einem asymmetrischen und größtenteils nord-, aber auch west- und in den Südalpen südvergente Bogen von ca. 1200 km Länge, 130 bis 250 km Breite und mit ca. 200 000 km² Fläche vom Mittelmeer bei Nizza bis nach Graz und Wien. Seine Fortsetzung finden der alpine Gebirgszug unter den mächtigen und jungen Erosionsablagerungen der intramontanen Wiener Becken, Steirisches Becken und Pannonisches Becken nach Osten und nach Süden in den Karpaten und in den Dinariden entlang der Adria. Auch das Apenninen-Gebirge in Italien ist im Zuge der Alpenbildung als ein an einer Subduktionszone aufgestauchter Akkretionskeil (Orogenkeil) entstanden. Die Gipfelhöhen der Alpen liegen heute oft über 2500 m und 3000 m und sie sind in den Westalpen generell etwas höher als in den Ostalpen. 129 Berge sind höher als 4000 m und der höchste Gipfel ist mit 4810 mNN der Mont Blanc in den französisch-italienischen Westalpen.

Die Durchschnittshöhe liegt bei 1500 mNN, die des Festlandes der Erde liegt bei 840 mNN. Dieses geologisch sehr heterogene und am besten erforschte Hochgebirge der Erde ist durch einen mehrstufigen, sedimentären und kontinentalen Subduktions-Kollisions-Hebungszyklus in Verbindung mit komplexen plattentektonischen Vorgängen entstanden und wurden seit 2,6 Ma durch die eiszeitlichen Gletscher und durch die Frostverwitterung schroff erodiert. Das Alpengebirge besteht großteils aus ehemaligem und ab ca. 125 Ma zusammengeschobenem Boden aus mehreren tiefen Meeres(Ozean)becken mit untermeerisch ausgetretenen und abgelagerten Magmatiten und Tiefseesedimenten und aus Sedimentgesteinen von Flachmeeren auf Mikrokontinenten. Bei der Alpenbildung wurden auch große Gesteinsmassen aus Sedimenten und Magmatiten durch tektonische Vorgänge (Subduktion) sehr tief versenkt und in Metamorphite umgewandelt. Die Alpen gleichen einem Eisberg. Nur ein kleiner und verwitterter Teil schaut an der Oberfläche heraus, der größere Teil liegt in der Tiefe und ein erheblicher Teil wurde schon abgetragen, wie z.B. im Lepontin in der Schweiz ca. 20 km.

Die Alpenbildung ist das bisher letzte Glied von mehreren Phasen des Werdens und Vergehens von Gebirgs-, Sediment- und Meeresbecken im Präkambrium, Paläozoikum und im Mesozoikum, die zur Formung des heutigen Europa geführt haben. Europa wurde seit 1200 Ma Zug um Zug durch die Kollision verschiedener Erdkrustenteile mit Gebirgsbildungen "zusammengebaut" (geotektonische Konsolidationsbereiche). Die ältesten Spuren einer Gebirgsbildung in Europa gehören zur nordamerikanischen Grenville Orogenese vor 1200 – 900 Ma mit der Entstehung des Superkontinents Rodinia. Von Europa existierte damals nur der Ur-Kontinent Baltica (Skandinavien, Russland) (Abb. 6.7 - 6.9). Vor 450 – 420 Ma entstanden bei der Kaledonischen Orogenese Teile von England, Norddeutschland und Polen (Paläo-Europa) und seit dieser Zeit wurden die Gesteine der Alpen geknetet, zerbrochen, überschoben, gehoben und abgetragen. Vor ca. 380 – 300 Ma vergrößerte sich Europa durch das Andocken von großen Teilen Spaniens, Frankreichs und Osteuropas. Dabei entstand der Superkontinent Pangäa mit dem Variszischen Gebirge (Meso-Europa). Mit der alpinen Gebirgsbildung vor 100 – 5 Ma wurden das heutige Italien, der Balkan, Griechenland und die Türkei an Südeuropa angelagert (Neo-Europa), siehe Abb. 6.5-2.

Was letztlich zur Bildung der Alpen und der Gebirge bis zum Himalaya geführt hat, war der Zerfall des Superkontinents Pangäa, beginnend vor ca. 250 Ma. Mit den weiträumigen und konvergenten Plattenbewegungen bis zu den heutigen Einzelkontinenten entstanden vor ca. 180 Ma zwischen Ur-Amerika und Ur-Afrika-Eurasia der Mittel- und der Nordatlantik. Im Zuge der damit eingeleiteten Ostwärtsbewegung der afrikanischen Großplatte kam es zwischen Eurasia und Afrika zunächst zu einer weiträumigen Extensionsphase (Dehnung) mit einer Ausdünnung der Erdkruste auf der Lithosphäre. Es bildeten sich mehrere Mikroplatten, wie z.B. die Adriatisch-Apulische-, die Ägäische- und die Anatolische Mikroplatte mit einer oft flachen Meeresbedeckung. In diesen tropisch-warmen Flachmeeren mit Inselgruppen wurden v.a. auf der großen Adriatisch-Apulischen Platte von der Perm-Zeit bis ins Frühe Neogen vor ca. 260 - 20 Ma bei einer langsamen und rhythmischen Absenkung überwiegend flachmarine Karbonat-sedimente abgelagert. Weil die Absenkungsrate über die Jahrmillionen mit der Sedimentationsrate in etwa im Gleichgewicht war, beträgt die Mächtigkeit dieser Ablagerungen oft mehrere tausend Meter (Sedimentationsgleichgewicht). Das waren biochemisch ausgefällte und teils auch in Dolomite umgewandelte mikrokristalline Kalke, kalkige Schalenreste von Meerestieren, kalkige Riffkomplexe, Gips, Salze, in tieferen Bereichen Tiefseekalke, Mergel, Tone und kieselige Radiolarite und randlich zum Festland auch terrestrische Sande und Konglomerate. Zwischen den Plattformen bildeten sich nacheinander tiefere und durch das Auseinanderdriften der Tiefseeböden (Seafloor-Spreading) breiter werdende, aber relativ kleine Randmeere des großen Neotethys Ozeans, wie z.B. der Meliata-Hallstatt- und der Vardar-Ozean. Dort kam es an den schmalen, aber langgezogenen Spreizungs-Riftzonen mit Transformstörungen zum Aufstieg von Gabbro-Magmen und zum untermeerischen Austritt von großen Mengen basaltischen Laven, die später bei der Gebirgsbildung zusammen mit den o.g. Tiefseesedimenten mächtige Ophiolith-Gesteinskomplexe gebildet haben. Mit der fortschreitenden Atlantiköffnung im Zuge der weiteren Ostwanderung der afrikanischen Platte haben sich ab ca. 160 Ma vom westlichen Atlantik ausgehend zwischen Europa und Adria/Apulia die tiefmarinen Ablagerungsräume des zweigeteilten Penninischen Ozeanbeckens ("Alpine Tethys") mit der flachmarin-terrestrischen und später teils tiefmarinen Briançonnais-Schwelle dazwischen gebildet. Diese Ozeane sind ebenfalls durch Gabbrobildungen und Basaltaustritte mit der Bildung von neuer Ozeankruste immer breiter geworden. Auf diese Weise hat sich der Penninische Ozeanraum auf über 700 km Breite, über 1000 km Länge und bis über 4000 m Tiefe vergrößert (Abb. 6.1-1, 6.9, 6.9-1).

In den Alpen werden die 6 Ablagerungsräume (Domänen) und tektono-lithologischen Einheiten **Helvetikum**, **Salassikum**, **Ostalpin**, **Südalpin** (überwiegend kontinentale Flachmeere) und **Penninikum**, **Lepontikum** (ozeanische Tiefseebecken mit Übergangsbereich und kontinentaler Schwelle) unterschieden (Abb. 6.1-1). Mit der plattentektonischen Rotation und Bewegung der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte von Osten nach Norden vor ca. 140 Ma kam es zu deren endgültiger Abspaltung von Nordafrika und es kam dort durch Erdkrustenverkürzung zu ersten Faltungen und Decken-Überschiebungen der zu Gesteinen verfestigten Sedimente des Ostalpins (ältere Gesteine schieben sich über jüngere). Vor ca. 120 - 100 Ma öffnete sich auch der Südatlantik und Afrika rotierte in seiner Bewegungsrichtung nun ebenfalls von Osten nach Norden gegen Adria und Eurasia. Am Nordwestrand der nun von Süden und Südosten verstärkt gegen Europa schiebenden Adriatisch-Apulische Platte wurden die breiten penninischen Ozeanböden bei einer **Ozean-Kontinent-Kollision** an einer langen Subduktionszone tief in den Erdmantel versenkt (subduziert). In den dabei entstandenen Tiefseegräben kam es zu mächtigen Ablagerungen von untermeerisch abgerutschten und marin-klastischen Flyschsedimenten und es wurden erhebliche Teile des basaltisch-sedimentären Meeresbodens als Akkretionskeile (Anwachskeile) zunächst untermeerisch abgeschabt, dann tiefer versenkt, oft metamorph umgewandelt und übereinander geschoben. Vor ca. 100 Ma kam es zu ersten Faltungen und Überschiebungen der Nördlichen Kalkalpen und der ostalpine Deckenstapel wurde im Laufe viel Millionen Jahre 100 – 200 km weit nach Norden auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben. In der Paläogen- und Neogen-Zeit begann mit der Schließung der penninischen Ozeanbecken vor ca. 60 Ma bzw. 45 Ma die Hauptorogenese der Alpen (Orogenese = "Berg erzeugen"). Dabei ging die Plattensubduktion in die direkte

Kontinent-Kontinent Kollision von Adria/Apulia mit Europa über. Die schon subduzierten Ozeanböden wurden weiter zusammengestaucht, in Decken unterschiedlicher Größe zerlegt und gestapelt. Die dabei stattfindende plastische Verformung der Gesteine hat in 10 bis über 50 km Tiefe bei ca. 200 – 900 °C sehr langsam stattgefunden, bei schnellerer Bewegung bricht das Gestein der oberen Erdkruste (Abb. 6.78). Durch diese weitreichende horizontale Einengung, Aufstapelung und vertikale Subduktion hat sich die Mächtigkeit der alpinen Erdkruste am südeuropäischen Kontinentalrand bis auf über 60 km verdoppelt und mit dem ebenfalls zunehmenden Gewicht wurde diese tiefer in den plastischen Erdmantel aus schwereren Gesteinen gepresst. Damit begann eine langsame isostatische Ausgleichsbewegung (Auftrieb) dieses spezifisch leichteren Erdkrustentapfels. Am Höhenpunkt der Kompressions- und Hebungsphase vor ca. 35 - 15 Ma gerieten auch Teile des südeuropäischen Kontinentalrandes mit in die Subduktionszone und wurden ein Stück unter die Adriatische Platte gezogen und später wurden in den Ostalpen auch Teile der adriatisch-apulischen Platte unter Südeuropa gezogen. Die 35 - 40 km dicke, stabile europäische Kontinentalkruste ist wegen ihres geringen spezifischen Gewichts aber kaum subduzierbar. Es kam zur Verkeilung von Adria/Apulia mit dem südeuropäischen Kontinent und zu Abrissen des über 150 km tief in die Asthenosphäre subduzierten europäischen und auch des adriatischen Lithosphärensporns an mehreren Stellen. Diese Plattenabriss hatten tiefgreifende Auswirkungen auf die Gebirgsbildung und führten durch die Gewichtsentlastung und durch weitere physikalische Effekte zu einer Erhöhung des Auftriebs mit einer schnellen und schubweisen Heraushebung und weiteren Überschiebungen der alpinen Erdkruste aus dem Erdmantel. Es entstand das tektonisch bivergente (strukturell nord- und südgerichtete) Alpengebirge mit seinen angehobenen europäischen Kristallinkernen. In der Spätphase der Gebirgsbildung vor ca. 25 – 5 Ma kam es zu weiträumigen und rhythmischen Hebungen mit der Bildung von Inselgruppen und gebirgigen Festländer und schließlich zum breiten Aufstieg der jungen Alpen aus dem Tethys-Ozean. Damit begann die Abtragung des Gebirges, die aber durch die damit verursachte und noch stärkere Hebung überkompensiert wurde. Teile der tief versenkten, überschobenen und gestapelten gabbroid-basaltisch-sedimentären Meeresböden wurden weiter gehoben und bilden heute als Ophiolithkomplexe und -suturen v.a. in den West- und Zentralalpen viele Gebirgsformationen. Ab ca. 35 Ma ging die schmale und tiefe Flyschsedimentation des Abtragungsschutts in die breite und flachere Molassesedimentation in den Vorländern an den Alpenrändern über. In den zentralen Gebieten der Alpen treten durch die dort starken Hebungen heute die 600 – 250 Ma alte Gneise, Migmatite und Graniten des tieferen und viel älteren Untergrunds als Kristallinkerne (Grundgebirge) zutage. Diese wurden vor und während der vor ca. 400 - 250 Ma stattfindenden variszischen Gebirgsbildung metamorphosiert und wurden mit Granitintrusionen durchschmolzen, z.B. das Argentera-, Belledonne-, Pelvoux-, Mont Blanc-, Aiguilles Rouges-, Aar- und das Tauern-Massiv und die Gotthard-Decke. Teile davon wurden auch alpin-metamorph überprägt. Die zunächst hügeligen und in den Ostalpen vielleicht nur 1000 m hohen Ur-Alpen wurden erst ab ca. 32 Ma durch Auftrieb in Verbindung mit den Abrissen der Lithosphärenplatten schubweise zu einem Hochgebirge. Die Alpen haben ihre größte Höhe wahrscheinlich heute und heben sich mit netto bis zu 1 mm/a langsam weiter. Beim Zusammenschub der Kontinentalplatten nach Norden und mit der Bildung des Alpenbogens auch nach Westen wurden die Gesteine der flach- und tiefmarinen Ablagerungsräume (Sedimente und untermeerische Vulkanite) durch Faltungen, aber v.a. durch die Bildung, Überschiebung und Stapelung der großen tektonischen Gesteinsdecken im tieferen Untergrund von ca. 1000 km Breite bis heute auf ein nur noch 150 – 250 km breites Hochgebirge zusammengeschoben. So hätte z.B. der Abstand der Städte Zürich und Mailand früher fast 1000 km betragen und beträgt heute nur noch 220 km. Durch ein kollapsartiges Ausweichen der in der Tiefe relativ weichen Gesteine wurden die Alpen dabei in ihrer Ost-West-Länge um ca. 300 km auf 1200 km gedehnt. In den vergangenen 2,6 Mio. Jahren wurden das Gebirge dann durch die Erosion der Gletscher des Eiszeitalters (Pleistozän) und durch verstärkte Frostverwitterung morphologisch schroff geformt und die Täler wurden übertieft. Auch heute noch bewegen sich die Adriatisch-Apulische Mikroplatte und die Afrikanische Platte im Alpenraum und im Mittelmeer mit einigen Millimetern pro Jahr horizontal gegen die Eurasische Platte. Dabei kommt es in den Alpen, v.a. im italienischen Friaul, und von Italien über Griechenland bis in die Türkei und in den Iran immer wieder zu stärkeren Erdbeben und zu Vulkanismus.

Die Kollision von Adria/Apulia mit Europa hat auch direkt zur Gebirgsbildung der Apenninen und der Dinariden geführt. Die spätere Kollision von Afrika mit Eurasia hat die o.g. Gebirgsbildungen maßgeblich unterstützt und darüber hinaus zur Bildung der Gebirge von Atlas und Rif in Nordafrika, der Betiden und der Pyrenäen in Spanien, sowie der Karpaten, Rhodopen, Heleniden, Taurus, Pontiden, Zagros und Elbrus geführt. Der insgesamt ca. 25 000 km lange Gebirgsgürtel von Eurasia über den Hindu-Kusch, Pamir, Karakorum und Himalaya bis nach Indochina und Malaysia gehört ebenso wie die Hebungen der nord- und der südamerikanischen Kordilleren in den Zeitraum zwischen der Kreide- und der Neogen-Zeit vor ca. 100 - 5 Ma, in dem die "Alpinen Orogenese" stattgefunden hat (Abb. 6.60).

Für die **Einstufung des Alters der Alpen** gibt es mehrere Möglichkeiten. Oft werden 100 Ma genannt, als Afrika von seiner ursprünglichen Ostbewegung nach Norden gegen Eurasien rotiert ist und als mit der Ozean-Kontinent Kollision und der darauf folgenden Kontinent-Kontinent Kollision die eigentliche Orogenese der Alpen begann. Mehr dazu im Text in Kap. 6.5.

Die Geologie und die Tektonik von der Oberfläche der Alpen bis in wenige Kilometer Tiefe wurden in den vergangenen 300 Jahren gut erforscht und dargestellt. Mit der Anerkennung und Erforschung der Plattentektonik auf der Erdoberfläche in den 1960er Jahren kamen dann bedeutende neue Erkenntnisse zur Ursache und zum Ablauf von Gebirgsbildungen hinzu. Tiefreichende seismische Untersuchungen bis in den Oberen und Unteren Erdmantel und geochemisch-physikalische Untersuchungen zur Gesteinszusammensetzung, zur Mineralumwandlung und zum genauen Gesteins-, Mineral- und Metamorphosealter führten in den vergangenen Jahrzehnten zu unserem heutigen Bild der Geologie und Tektonik der Alpen (Kap. 6.6). Die Erforschung der Geologie der Alpen und anderer Gebirge ist noch lange nicht abgeschlossen und viele Fragen werden kontrovers diskutiert.

Begriffsklärung

Bei der Alpenbildung spielt die **"Adriatisch-Apulische Mikro-Lithosphärenplatte", "Adria/Apulia",** oft kurz **"Adria"** genannt, eine wichtige Rolle. Der Nordteil (Adria) grenzte mit dem ostalpinen Ablagerungsraum am Beginn der Trias-Zeit an den Südrand der Europäischen Platte. Der Südteil (Apulia) grenzte mit dem südalpinen Ablagerungsraum und mit weiter östlich gelegenen Ablagerungsräumen als Bruchstück an den Nordrand der Afrikanischen Platte. Dazwischen lag der kleine Meliata-Hallstatt-Ozean am Westrand der Neotethys. Ab der Jura-Zeit löste sich Apulia langsam von Afrika und driftete als Mikroplatte nach Osten. Adria löste unter der Bildung des Oberpenninischen Ozeans vom südeuropäischen Rand ab. Spätestens ab der Kreide-Zeit vor ca. 140 Ma kamen beide Plattenteile mit der Schließung des Meliata-Ozeans zusammen und drifteten nun nach Norden gegen Europa. Bei diesen Mikroplatten handelte es sich um oft flache und randlich auch tiefer überflutete Teile kontinentaler Erdkruste mit kleinen Inseln. In den tropisch-warmen Flachmeeren wurden mächtige und überwiegend marine Sedimente aus Kalkschlämmen, karbonatischen Schalenresten von Meerestieren, Riffkalken, Dolomiten, Ton- und Tonmergel und sulfatisch-salinaren Eindampfungssedimenten abgelagert. Die komplexe Tektonik und die Bewegungen der zahlreichen Mikroplatten, Bruchschollen und der kleinen Ozeane zwischen Afrika und Eurasia sind noch in der Erforschung (Abb. 6.9-1). Als "Alpine Ozeane" werden die kleinen Meere bezeichnet, die durch die Bildung und Spreizung einer "ozeanischen Erdkruste" aus Gabbros und aus untermeerisch ausgeflossenen Basalten entstanden sind (Riftbildung, Seafloor-Spreading).

In touristischen Informationen ist oft zu lesen, dass bei der Alpenbildung Teile von Nordafrika über den Rand von Südeuropa geschoben wurden, z.B. das **Matterhorn** bei Zermatt. Das ist "etwas weit hergeholt". Der fragliche Bereich ist die Adriatisch-Apulische Mikroplatte mit dem von ihrem Nordwestrand abgelösten Cervinia-Terrane des salassischen Ablagerungsraumes. Diese Mikroplatte hat sich vor ca. 140 Ma von Nordafrika gelöst und ist, wie oben beschrieben wurde, mit einer eigenständigen Entwicklung zunächst nach Osten und dann nach Norden gegen Südeuropa gewandert. Dabei wurde das kleine Cervinia-Terrane wieder angedockt, bei der Plattensubduktion in die Tiefe des Erdmantels gezogen und wurde metamorph stark überprägt. Beim Zusammenschub und bei der Heraushebung der Alpen ist Cervinia (Sesia-Zone) wieder an die Oberfläche gekommen, wurde als Mt. Mary- und Dt. Blanche-Decke über die penninischen Gesteine nach Norden auf Südeuropa geschoben und wurde dort bis heute klippenartig erodiert. Dabei wurden das Matterhorn und die anderen Berggipfel v.a. während der Kaltzeiten durch die Erosion der Gletscher markant herauspräpariert. Afrika ist zunächst weiter nach Osten und ab ca. 100 Ma ebenfalls nach Norden gewandert und hat dann die adriatisch-apulische Nordwanderung beschleunigt. Viele Alpengeologen sehen Adria-Apulia mit dem Salassikum und mit dem Matterhorn als eigenständige Mikroplatte zwischen Afrika und Europa (Abb. 6.1-1, 6.9-3 und 6.15).

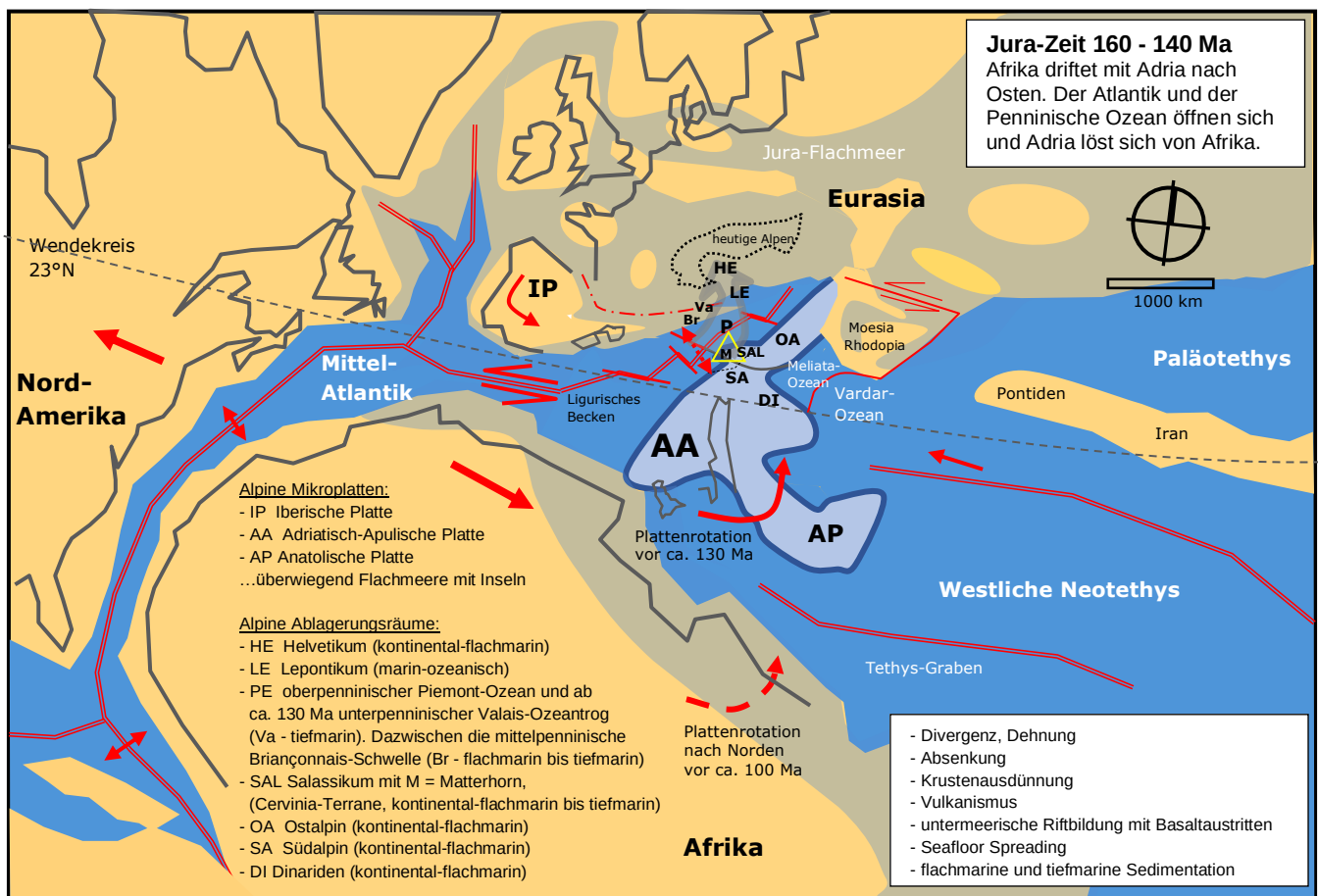


Abb. 6.1-1: Paläogeographische Karte und die Ablagerungsräume der alpinen Gebirgsbildung zur Jura-Zeit vor 160 -140 Ma. Die Karte zeigt die sich vom Superkontinent Pangäa ablösenden afrikanische Lithosphärenplatte und ihr Driften nach Osten. Zwischen Eurasia und Afrika kommt es zu einer Erdkrustendehnung mit Krustenausdünnung, Vulkanismus und mit Absenkungen. Der Neotethys-Ozean dringt weiter nach Westen vor. Zusammen mit der Bildung des Mittel(Proto)Atlantiks entstehen dort verschiedene Mikroplatten, wie z.B. die Adriatisch-Apulische Platte und kleine Ozeane, wie z.B. die Penninischen Ozeane. Dort werden unterschiedlich mächtige, flach- und tiefmarine Sedimente und, von den mittelozeanischen Riftbildungen ausgehend, mächtige gabbroid-basaltische Ozeanböden abgelagert. Durch die Konvergenz zwischen Afrika und Europa ab der Kreide-Zeit kam es zum Zusammenschub, zur Subduktion und zur Stapelung der alpinen Sedimente und Vulkanite in der Tiefe. Diese verfestigten, metamorphosierten und dann weit nach Norden und Nordwesten überschoben und wieder gehobenen Gesteine bauen heute die Alpen auf (Abb. 6.15, 6.15-1).

Zusammenfassung der Vorgänge bei der Bildung der Alpen und vergleichbarer Gebirge.

Bei der Entstehung der Alpen kam es zu horizontal-divergenten, konvergenten, transversalen und vertikalen Bewegungen der kontinentalen und der ozeanischen Lithosphärenplatten. Das führte zu Ozeanbildungen, zu Subduktionen, zu Faltungen und zu großen Überschiebungen mit einer Aufstapelung der v.a. in den Meeren abgelagerten Sediment- und Vulkangesteine. Die Alpen bestehen im Wesentlichen aus zusammengeschobenem Meeresboden und gleichen einem Eisberg. Nur ein kleiner Teil ist an der Oberfläche sichtbar, ein erheblicher Teil wurde schon abgetragen und ein großer Teil befindet sich im Untergrund.

- 1) Divergenz, Rifting, Spreading und Drifting, Extension in der Perm-, Trias- und Jura-Zeit:** Weitreichende Plattentektonische Bewegungen im Zuge des Zerfalls von Pangäa mit der Öffnung des Mittelatlantiks. Ostwanderung von Afrika und dadurch in der Westethys zwischen Afrika und Eurasia Krustendehnung (Divergenz), Krustenausdünnung mit Vulkanismus und Grabenbildung. Bildung von Mikrokontinenten und kleinen ozeanartigen Becken mit Rift-Vulkanismus. Ablagerung von mehr oder weniger mächtigen Tiefseesedimenten und großflächige Bildung von mächtigem und neuem Meeresboden aus Gabbro und Basalt an den untermeerischen Riftzonen (Seafloor-Spreading, ozeanische Kruste). Mächtige chemisch-biogene und stellenweise klastische Sedimentation in den flachen Schelfmeeren auf den Mikrokontinenten.
- 2) Ozean-Kontinent Kollision, Konvergenz und Subduktion in der Kreide- und Paläogen-Zeit:** Seit ca. 130 Ma Krustenverkürzung (Konvergenz) in den Meeren zwischen Adria, Afrika und Eurasia. Versenkung der schweren Ozeanböden an Subduktionszonen in den Erdmantel mit untermeerischer Abschürfung der Sedimente und Vulkanite an Akkretionskeilen. Versenkung, Kompression und Überschiebung mit Hochdruck-Metamorphose und Vulkanismus. Ab 100 Ma durch weitere Konvergenz und Nordschiebung, Bildung von tiefen Flyschbecken und -rinnen mit klastischer Sedimentation der Erosionsprodukte der aus dem Meer aufsteigenden Inseln und Festländer. "Eoalpine Orogenese" der Ostalpen.
- 3) Kontinent-Kontinent Kollision in der Paläogen- und Neogen-Zeit:** Nach der Subduktion der schweren Ozeanböden, Kollision der steifen, weniger dichten, damit leichten und daher kaum subduzierbaren europäischen mit der adriatischen Kontinentalplatte. Verkeilung der Platten und tiefes Einsinken, Kompression und Stapelung der harten sedimentären und der vulkanischen Gesteine und der (auch älteren) Metamorphite in den relativ weichen europäischen Erdmantel. Dabei Erdkrustenverdickung auf über 60 km. Orogenese der gesamten Alpen.
- 4) Hebung und Abtragung von der Späten Paläogen-Zeit bis heute:** Weiterer Schub nach Norden und Nordwesten mit Hebung (Obduktion) der Sedimentgesteine und von Teilen der subduzierten Ozeanböden durch isostatischen Aufstieg der leichteren Erdkruste bei der Gebirgsbildung. Weitere Faltung, Stauchung, Überschiebung und Aufstapelung der Gesteine und Bildung von Ophiolithen aus den vulkanischen Tiefseeböden. Ab ca. 33 Ma unter den Ost-, Zentral- und Westalpen bis heute mehrere Abrisse der tief versenkten Lithosphärenplatten und durch die Entlastung verstärkte isostatische Hebung der mächtigen und leichten Erdkruste aus dem schwereren Erdmantel. Aufstieg aus dem Meer zum Hochgebirge. Dadurch zunehmende Verwitterung, Abtragung und Ablagerung der Schuttmassen in den tiefen und schmaler werdenden Flyschrinnen und ab 35 Ma übergehend in die breiter und flacher werdenden Molassebecken in den Vorländern des Gebirges (Kap. 6.7). Die stärkere Verwitterung des wachsenden Gebirges beschleunigt den isostatischen Aufstieg.
- 5) Morphologische Formung in der Kalt- und Warmzeiten während der Quartär-Zeit:** Tiefgreifende morphologische Umgestaltung des Alpengebirges durch mehrmalige und massive Vergletscherungen, Frostverwitterung, Lockerung und Abschürfung großer Gesteinsmassen. Versteilung der Gipfelregionen mit Karbildung, Vertiefung der Täler. V-Täler werden zu U-Täler erodiert. Nach den Gletscherrückschmelzungen verstärkte Abtragung mit großen Bergstürzen und mit mächtigen Schutt- und Schotterablagerungen in den Tälern und in den Gebirgsvorländern (Kap. 6.8).

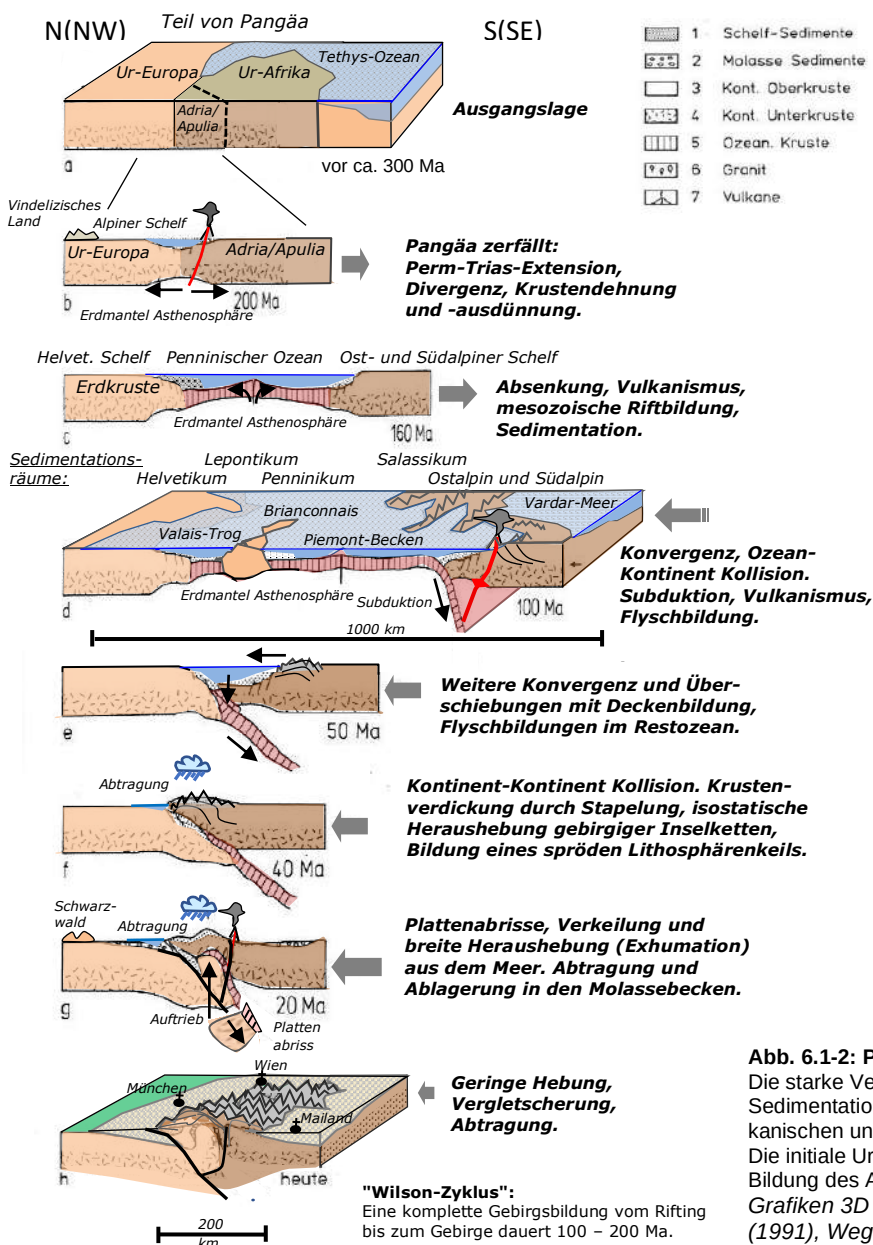


Abb. 6.1-2: Profilschnitte und Blockbilder zur Entstehung der Alpen. Die starke Verkürzung der ursprünglichen an die 1000 km breiten alpinen Sedimentationsräume auf etwa 150 - 270 km durch den Schub der Afrikanischen und der Apulisch-Adriatischen Platte ist deutlich erkennbar. Die initiale Ursache der Alpenbildung ist der Zerfall von Pangäa mit der Bildung des Atlantiks durch die Ostwanderung von Afrika. Grafiken 3D und farbig umgezeichnet und ergänzt aus: B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

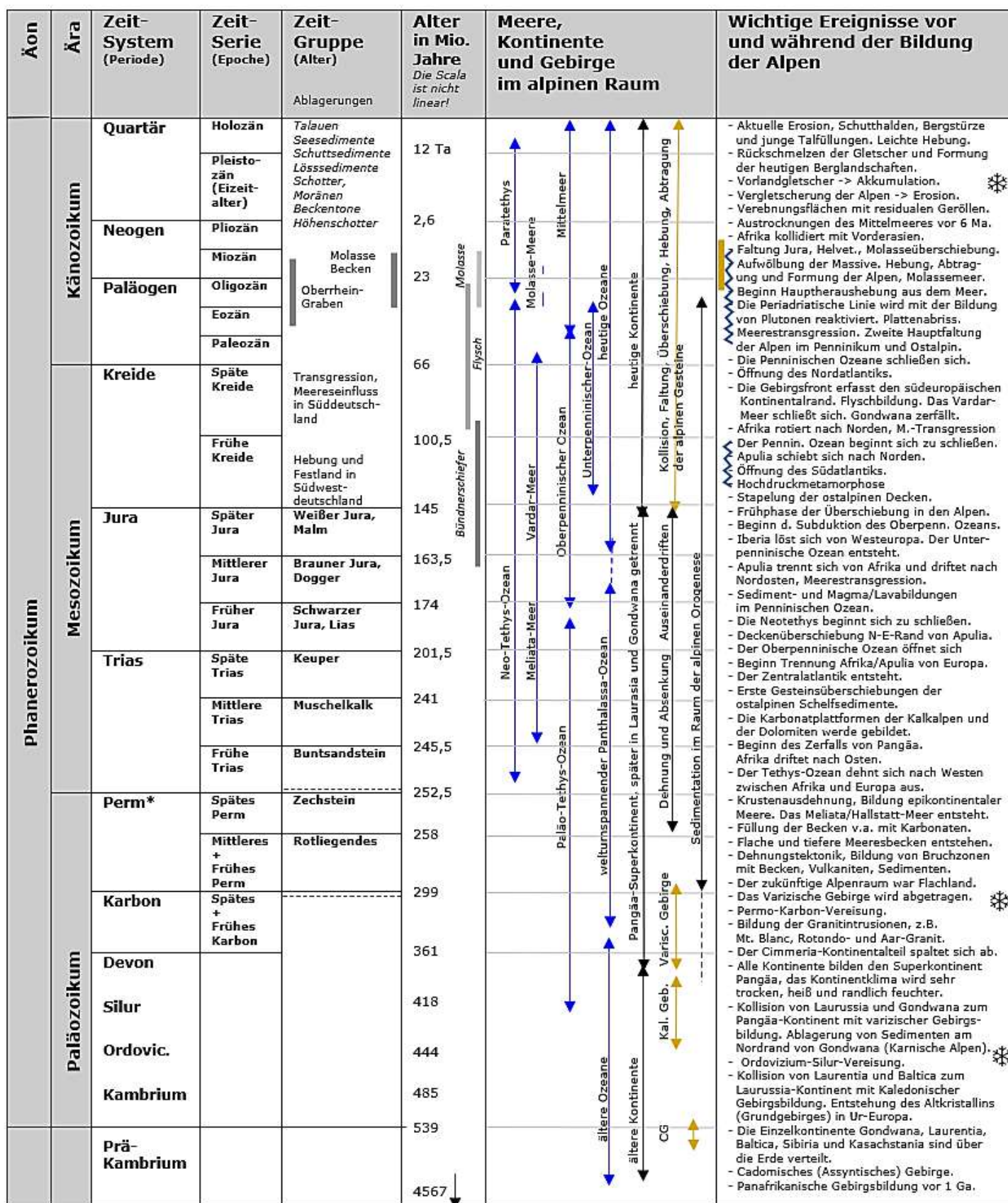


Abb. 6.2: Zeittafel der Alpenbildung.

Die Tafel, die man am besten von unten nach oben liest, zeigt die zeitlichen Abläufe der wichtigsten Vorgänge im Zusammenhang mit den Kontinentalverschiebungen, den Meeresbildungen, den Sedimentablagerungen und den Gebirgsbildungen im heutigen alpinen Raum. Zeitangaben gerundet nach STDK 2022.

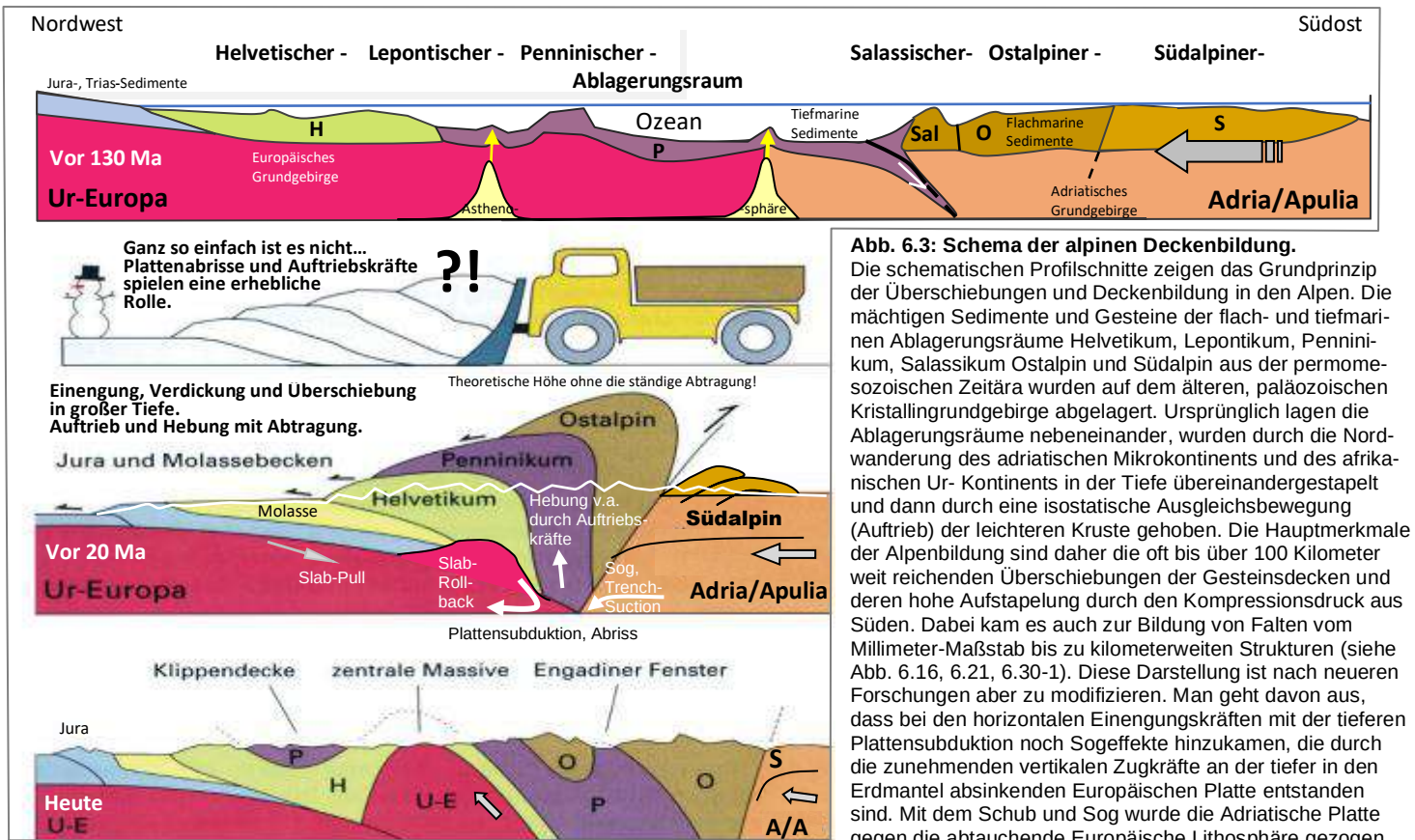


Wichtige Überschiebungsphasen in den Alpen.



Füllung der Molassebecken am Nord- und Südrand der Alpen. Überfahren und Faltung eines Teils des nördlichen Molassebeckens durch die helvetischen Decken.

*Perm: Die lithostratigraphischen Gruppen Zechstein und Rotliegendes sind diachron, d.h. sie reichen sowohl ins ältere Karbon als auch in die jüngere Trias.



Die Deckenbildung und der spätere Aufstieg zum Gebirge wurden damit beschleunigt ("Trench Suction, Slab-Rollback"). Unterstützt wurden diese Kräfte durch Abrisse der Lithosphärenplatten, z.B. in den Zentralalpen vor ca. 32 - 20 Ma, die zu einem langsamen Zurückschnellen der in die Tiefe gezogene Erdkruste und damit zu einem schnelleren Gebirgsaufstieg in Verbindung mit der verstärkten Erosion geführt haben (Abb. 6.6, 6.54-1). Dabei kam es zu einer Abscherung und Überschiebung der europäischen Oberkruste von der Unterkruste (Delamination) und zur Zerschneidungen des Grundgebirges (Aar-, Mt. Blanc Massiv, siehe Abb. 2, 6.51ff). Slab-Pull, Slab-Rollback, Sog- und Auftriebskräfte werden als Hauptfaktoren für die Gebirgsbildung der Alpen diskutiert. Grafik mit oberem Bild ergänzt aus: F. auf der Maur, P. Jordan (2002): *Geotope. Fenster in die Urzeit*. Ott, Thun.

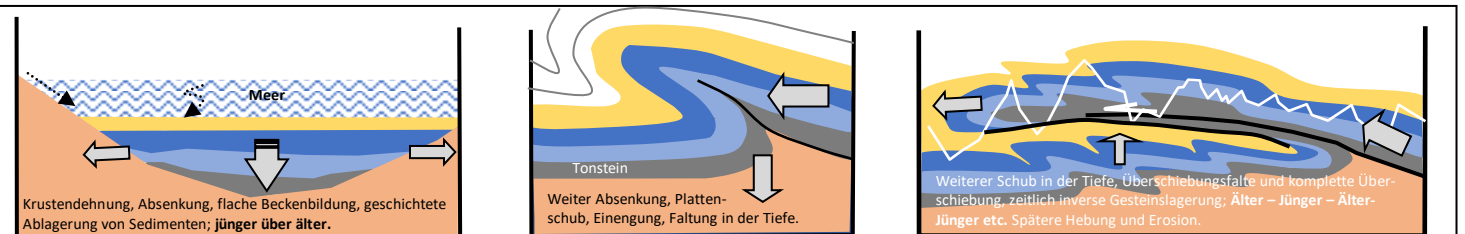


Abb. 6.4: Schema der Entwicklung von Gesteinsfalten und Überschiebungsdecken (Abb. 6.24-2).

Die Darstellungen zeigen einen Querschnitt durch die Lagerung von sedimentierten Gesteinsschichten.

Oben links: Weitgehend horizontale Ablagerung von unterschiedlichen Sedimenten in einem flachen, sich verbreiternden und rhythmisch absinkenden Meeresbecken. **Jüngere Sedimente liegen über den Älteren**, Superpositionstheorie von Nicolaus Steno.

Mitte: Tiefere Versenkung, Entwässerung, Lithifizierung, Erwärmung und plastische Faltung oft untermeerisch und innerhalb der Oberen Erdkruste durch den einseitigen Schub (Spannung) einer Lithosphärenplatte. Liegende Faltung (Antiklinale) und Beginn der Überschiebung.

Rechts: Weiterer gerichteter Schub und Druck mit Bildung einer Faltendecke und Überschiebungsdecke. Oft metamorphe Gesteinsumwandlung in der Tiefe. Leicht verformbare Gesteine mit geringer Scherfestigkeit, wie z.B. Ton-, Mergel- und Sulfat/Salinargesteine, begünstigen als "Schmiermittel" die Deckenbildung (Deckentrenner). Inverse Lagerung der Schichten. **Ältere Sedimente liegen über Jüngeren**. Überschiebungen sind nicht unbedingt, aber oft an eine vorangegangene Faltenbildung gebunden. In den Alpen kam es zu Überschiebungsbeträgen von 20, 50 und mehr als 100 Kilometern.



Unten links: Horizontale Schichtung der Sedimentgesteine des Oberen Muschelkalks in der Wutachschlucht im Südschwarzwald.

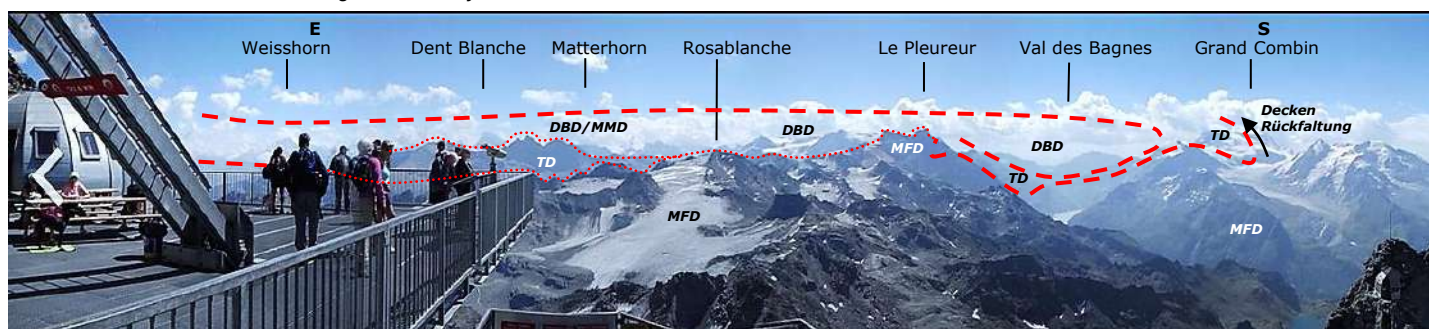
Mitte: Liegende Falten der Doldenhorndecke (Unterhelvetikum) aus Kalksteinen der Kreide-Zeit im Gasteretal, Kanton Bern, Schweiz.

Rechts: Überschiebung von älteren helvetischen Gesteinen aus der Perm-Zeit (Verrucano) über jüngere infra- und ultrahelvetiche Gesteine der Kreide-Zeit (Kalk) und der Paläogen-Zeit (Flysch) in der Tektónica arena Sardona, Kanton Graubünden/St. Gallen/Glarus, Schweiz (Abb. 6.16). Große Deckenüberschiebungen sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform.

Bilder: li: Ustill, *Wutach Muschelkalk-Aufschluss*, CC BY-SA 2.0 DE; mitte: Woudloper, *Folding Gasteretal* CC BY-SA 1.0; re: Tektónica arena Sardona, R. Homberger. Siehe auch K. Stüwe und R. Homberger, 2015: *Die Geologie der Alpen aus der Luft*. 5. Aufl. Weishaupt, Gnas

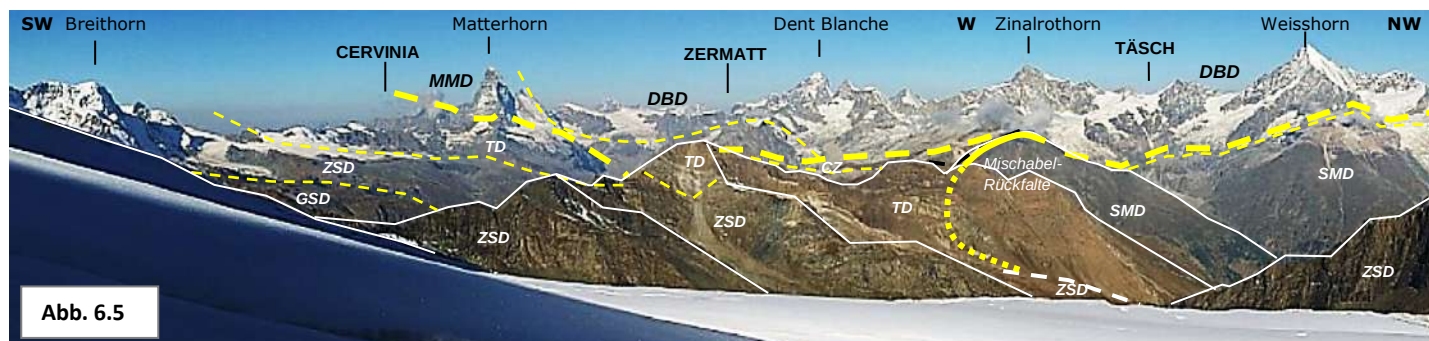


Westalpen-Schweiz. Blick von der Jungfrau (4158 mNN, Aar-Massiv) in den Berner Alpen nach Südosten ins Lepontin und ins östliche Wallis. Zusammenfluss von vier Gletschern zum Großen-Aletsch-Gletscher am "Konkordia-Platz". Gneise und Granite des Aar-Massivs (Unterhelvetikum), im Süd-osten und Süden Kristallindecken des Lepontikums und im Wallis überwiegend Kristallingesteine und Metasedimente des Ober- und Mittelpenninikums und des Salassikums. Bild ergänzt: Pixabay, Simon.



Westalpen-Schweiz, Wallis. Panoramablick vom Mont Fort (3230 mNN), Walliser Alpen von Osten nach Süden. Kristallindecken des Salassikums (Dt. Blanche-/Mt. Mary-Decke - DBD) und des Mittel- und Oberpenninikums (Mont Fort-Decke - MFD und Tsate-Decke - TD).

Bild ergänzt: [Gamemaster669](#), [180 grad panorama mont fort verbier](#), [CC BY-SA 3.0](#)



Westalpen-Schweiz. Panoramablick vom Allalainpass (3556 mNN) im Wallis nach Westen über Zermatt und das Mattertal. Links im Südwesten neben dem Monte Rosa-Massiv (Decke) das Breithorn (komplett aus Serpentin) und nach Westen und Nordwesten die Gipfel der Mt. Mary- und der Dt. Blanche-Decke. Gestrichelt die Grenzen der tektonischen Decken: MMD, DBD = Mt.-Mary- und Dt. Blanche-Decke (Salassikum) darunter die Penninischen Decken - TD = Tsate-Decke; ZSD = Zermatt-Saas-Decke; GSD = Gornergrat-Stockhorn-Decke; SMD = Sivez-Mischabel-Decke mit Mischabel-Rückfalte; weiße Linien = Gebirgskämme (siehe Abb. 6.42-1, 6.44). Die Mischabel-Rückfalte ist eine große Umbiegung der Kristallingesteine der mittelpenninischen Sivez-Mischabel-Decke im Mattertal zwischen Zermatt und Täsch. Im Gegensatz zur bevorzugten nord- und westvergenten Überschiebungs- und Faltungsrichtung des Penninikums erfolgte hier eine Faltung und Rückaufschiebung nach Süden auf Gesteine der Zermatt-Saas-Decke und der Combin-Zone. Die Rückfaltung erfolgte vor ca. 37 - 25 Ma im Zuge der Überschiebung der Europäischen Kruste unter die nach Norden schiebenden Adriatisch-Apulische Platte (Abb. 6.30-1, 6.44-2). Bild ergänzt: [Mg-k](#), [Wallis Allalainpass pano mg-k](#), [CC BY-SA 3.0](#)



Ostalpen-Österreich. Panoramablick vom Seefelder-Joch (Karwendel, 2060 mNN) in Tirol von Südwest nach Nordwest. Links die Kristallingesteine des Ötztal-Deckenkomplexes (ÖD), das breite Inn-Tal und die Kristallingesteine der Silvretta-Decke (SD). In der Mitte und rechts die Gesteine der Lechtal- (LD) und der Inn-Tal-Decke (ID) mit der Mieminger Kette (Hohen Munde), ein Stück Allgäu-Decke (AD) und das Wettersteinmassiv (LD) aus den flachmarin-karbonatischen Sedimentgesteinen der Nördlichen Kalkalpen. Bild ergänzt: [Chianti](#), [Rosshuette Pano 04 kl](#), [CC BY-SA 3.0 DE](#)

6.1 Ausgangslage – Rodinia, Pannotia, Proto-Alpen, Pangäa, Ozeane, Mikrokontinente

Die ältesten Gesteine in den Alpen gehörten zum ca. 1 Milliarde Jahre (Ga) alten **Superkontinent Rodinia** und befinden sich in den Gneiskernen der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern (Abb. 6.7). Die etwa 600 - 440 Ma alte Gesteine aus dem Präkambrium und Kambrium, Magmatite, Schiefer und Kalke, der sogenannten **Proto-Alpen** stammen aus Ablagerungsräumen und plutonischen Einschmelzungen während und nach der **Cadomischen Gebirgsbildung** am Rand des "**Superkontinents Pannotia**" (Abb. 6.8). Diese bauen heute Teile der Silvretta, der Ötztaler und Stubai Alpen, der Hohen Tauern, der Seckauer Tauern, der Deferegger Alpen, der westlichen Karnischen Alpen und Teile in Südtirol auf und sind auch in den Westalpen zu finden. Pannotia zerfiel durch plattentektonische Bewegungen der Lithosphäre vor ca. 540 Ma und die dabei entstandenen Kontinente wanderten, angetrieben durch aufsteigende Mantelplumes, durch wärme-konvektive Bewegungen im plastischen Erdmantel und v.a. durch Plattenzug und Plattenschub, über die Erde. Bis zur Späten Karbon-Zeit vor ca. 325 Ma haben sich diese Kontinente zum **Superkontinent Pangäa** zusammengeschoben (Abb. 6.9), der seit ca. 250 - 200 Ma in die heutigen 7 Kontinente zerfallen ist. Bei der großen Pangäa-Kontinent-Kollision kam es entlang der über 10000 km langen Kollisionszone vor 400 – 300 Ma zur Bildung der bis zu 1000 km breiten **Variszischen Hochgebirgszüge**, die aber im Perm vor ca. 260 Ma schon wieder weit abgetragen waren. Bis heute sind von diesen überwiegend aus zu Gneisen metamorphosierten Granit- und Vulkanbergen nur noch hügelige Abtragungsreste, oft nach einer neuerlichen Hebung als Mittelgebirge übriggeblieben, heute sichtbar z.B. im Schwarzwald, Odenwald, Vogesen, Massif Central, Ural und Teile der komplex aufgebauten Appalachen. Im Untergrund bildet dieses **Variszikum** aus gefalteten und überschobenen Gneisen und Migmatiten mit den dort spät- und postvariszisch eingeschmolzenen Granitplutonen heute den Sockel des kristallinen Grundgebirges von Deutschland und von Westeuropa. Auch der Untergrund und Sockel unter den permomesozoisch-känozoischen Sedimenten der alpinen Ablagerungsräume mit den heute herausgehobenen Gneis-, Migmatit- und Granitmassiven, z.B. Teile der Hohen Tauern und die Massive Aar-, Mt. Blanc-, Aiguilles Rouges-, Belledonne-, Pelvoux und Argentera etc., besteht aus diesen alten Kristallgesteinen und diese wurden z.T. in die alpine Gebirgsbildung miteinbezogen. Die Gesteine dieser kontinentalen Kruste haben eine postvariszische (> 400 Ma), variszische (380 – 250 Ma) und auch eine alpine Metamorphose (110 – 15 Ma) erlebt und man findet darin bis zu 1 Ga alte und winzige Einzelminerale. Pangäa war vom großen **Panthalassa-Ozean** umgeben, von dem heute der Pazifik übriggeblieben ist. Die große östliche Bucht von Pangäa wird **Neotethys-Ozean** genannt und ist mit der Abspaltung des **Cimmeria-Superterrane**s am Rande der Südostküste von Pangäa aus der **Paläotethys** entstanden. Ab der Perm-Zeit und v.a. in der Trias-Zeit dehnte sich die Neotethys-Ozeanbucht auch weiter nach Westen aus. In teils langgezogenen Trögen, in flachen Schelfmeeren und in den sich bildenden tiefen Ozeanbecken wurden bis in die Neogen-Zeit vor ca. 20 - 10 Ma die mächtigen und oft marinen Sedimentstapel und untermeerische Vulkanite abgelagert, die zu Gesteinen verfestigt, gefaltet und überschoben, das heutige Alpenhochgebirge bilden. Die eigentliche Alpenbildung mit dem Zusammenschub der Gesteine und etwas später mit dem langsamen und schubweisen Aufstieg zum Hochgebirge begann aber erst vor ca. 100 Ma mit Höhepunkten vor ca. 35 - 5 Ma.

Die Lage am Südrand von Europa

Am Beginn der Perm-Zeit vor ca. 290 Ma kam es am flachen Rand von Südeuropa in der westlichen Tethysbucht im Zuge der Nordostwanderung des Cimmeria-Terranes im Erdmantel zu einer Hebung der Asthenosphäre. Das führte dort zu einer ausgeprägten Nord-Süd-Dehnung mit einer Ausdünnung und Spreizung der Erdkruste. Durch diese Extensionstektonik kam es zur Bildung von Bruchzonen und Gräben mit oft saurem Vulkanismus und zu einer weiteren Verflachung des Meeres. Es entstand eine große und bei einem zunehmend heiß-ariden Klima immer wieder austrocknende Binnensenke und Schwemmebene am Südwestrand des schon stark abgetragenen Variszischen Hochgebirges. Die einmündenden Flüsse haben hier den bis zu 2000 m mächtigen Abtragungsschutt aus den umliegenden Hochländern und Gebirgen abgelagert. Es kam zur Ablagerung von Strand- und Flachwassersedimenten, Salz- und Gipsablagerungen (Salze in Hallstatt und Berchtesgaden) und von roten (eisenhaltigen) Schwemm-Sedimenten der terrestrischen **Verrucano-Fazies**, die heute in langgezogenen und tiefen Gräben erhalten geblieben sind. Innerhalb dieser ausgedünnten und geschwächten Erdkruste wurden am Meeresboden auch aufsteigende Magmen und Laven abgelagert und örtlich sind saure Vulkanite auch an der Erdoberfläche ausgetreten (Bozener Quarzporphyr). Diese Nord-Süd-Dehnung endete am Beginn der Trias-Zeit vor ca. 250 Ma mit plattentektonischen Bewegungen und mit Vulkanismus im Zentrum des Pangäa-Superkontinents und dessen Zerfall begann. An den Nahtstellen der späteren Kontinente Afrika, Eurasia, India, Antarktika, Australia und Nord-Südamerika kam es zu Grabenbrüchen und Riftbildungen mit sich durch untermeereichen Vulkanismus verbreiternden Meeresarmen. In der Trias-Zeit drang mit dem Absinken der Lithosphäre zwischen Afrika und Europa das Tethys-Randmeer weiter nach Westen vor und überflutete dort die flachen Teile des **Adriatisch-Apulischen Mikrokontinents** nahe an Nordafrika (Abb. 6.9). Auch die tiefmarinen Transgression der Tethys setzte sich nach Westen fort und es entstand, getrennt durch Mikrokontinente, ein System von kleinen Becken mit einer mehr oder weniger deutlichen ozeanischen Erdkrustenbildung, wie z.B. der **Meliata-Hallstatt-Ozean** und ab der Trias-Jura-Zeit der **Vardar-Ozean** mit der Ablagerung von Radiolariten, Mergel und mit Tiefwasserkalken (Abb. 6.9, 6.9-3, 6.15). Am Westrand von Adria/Apulia bildeten sich die tropischen Flachmeere der **Ost- und der Südalpinen Ablagerungsräume**. Dort wurden zunächst sandige Ablagerungen und ab der Mittleren Trias mehrere Kilometer mächtige und fossilreiche Kalk-, Dolomit- und Mergelsedimente, z.T. mit Gips- und Salzsedimenten und mit Riffkomplexen aus Algen, Schwämmen und aus Korallen in weitflächigen und lichtdurchfluteten Wattenmeeren und auf lagunären Flachwasserplattformen, ähnlich den heutigen Bahamas, abgelagert. Diese flach- und tiefmarine Randfazies der Tethys wird als **Alpine Trias** bezeichnet und die oft mächtigen Sedimentpakete bilden heute zusammen mit den danach abgelagerten flachmarinen Karbonatsedimenten der Jura- und der Kreide-Zeit die großen Kalk- und Dolomitgebirge in den Alpen.

Eine wichtige Rolle für die Alpenbildung spielte der weitere Zerfall von Pangäa mit der Öffnung des Atlantiks in der Jura-Zeit vor ca. 190 - 150 Ma. Dabei wanderte Afrika mit dem adriatisch-apulischen Mikrokontinent nach Osten an Eurasia vorbei und das führte zu einer weiteren Erdkrustendehnung und -ausdünnung zwischen Europa und Adria/Apulia. Es bildeten sich zahlreiche linksgerichtete Seitenverschiebungen und schließlich entstanden der tiefe **Oberpenninische Ozean** und etwas später der schmale **Unterpenninische Ozean** als langgezogene und östlicher Ausläufer des Mittelatlantiks. Die Benennung als "Ozeane" erfolgte nicht wegen der Größe, diese Ozeane waren recht klein, sondern wegen der ozeanartig durch Vulkanismus entstandenen Meeresböden. In den sich im alpinen Raum schubartig vertiefenden, kleinen und ozeanartigen Becken wurden unterschiedlich mächtige Tiefseesedimente abgelagert und durch die ständigen untermeerisch-vulkanischen Aktivitäten an den Nahtstellen der auseinanderdriftenden Kontinentalplatten kam es zur untermeerischen Ablagerung und zum Austritt von großen Mengen an Magmatiten. Das führte mit der Zeit zur großflächigen Neubildung von ozeanischer Erdkruste und Meeresböden aus Basalten (Kissenlava) und in der Tiefe aus Gabbros und weichen Serpentiniten (-> mit sehr heißem Meerwasser umgewandelter Peridotit, Hydratation). Mit der Öffnung und Verbreiterung der Penninischen und der anderen kleinen Ozeane wurde der Platz auf der Erdkruste knapp. Zum Ausgleich entstanden ab ca. 170 Ma an den Nahtstellen der Ozeane zu den stabilen Mikroplatten Subduktionszonen, an denen die schwere und dünne Ozeankruste tief in den Erdmantel versank und es kann zu ersten Überschiebungen im Ostalpin. Dieses plattentektonische Auseinanderdriften der Ozeane und der Kontinente an den langgezogenen aber relativ schmalen **Riftzonen** (Seafloor-Spreading, Mittelozeanische Rücken) und die tiefe Subduktion von altem Meeresboden in den Erdmantel am Rand und unter die Kontinente oder intraozeanisch an Plattengrenzen hält auch weltweit bis heute an. So sind aus dem ehemaligen Superkontinent Pangäa die heutigen 7 Kontinente und Ozeane entstanden und auch die vorangegangenen Superkontinente haben sich so gebildet und sind wieder zerfallen (Abb. 3a). Der Boden des nordöstlich von Adria/Apulia liegenden Meliata-Hallstatt-Ozeans wurde ab dem Ende der Trias-Zeit an einer intraozeanischen Subduktionszone nach Südosten unter den neu entstehenden **Vardar-Ozean** subduziert und nördlich des Penninischen Ozeans vergrößerte sich nach der Abtragung des Vindelizischen Landes auf dem südeuropäischen Kontinentalrand der **Helvetische Schelf** mit flachmarinen und später auch mit tiefermarinen Sedimentablagerungen (Abb. 6.9-1, 6.15). In der Jura- und in der Frühen Kreide-Zeit vor 200 – 100 Ma wurden in den warmen Flachmeeren von Adria/Apulia und auf dem südeuropäischen Helvetischen Schelf am Rand der tieferen Ozeanbecken weiterhin massige Riffe mit Riffschutt und mächtige Sedimentserien aus geschichteten Karbonat- und Tonsedimenten abgelagert, die heute z.B. die großen Kalksteinwände des Tödi, des Titlis, des Eigers, des Säntis und auch den Faltenjura in der Schweiz aufbauen. Ab der Kreide-Zeit vor 145 Ma löste sich Apulia von Afrika ab und driftete mit Adria nach Norden gegen Europa. Mit dieser Einengung bildete sich am Nord- und Nordwestrand von Adria/Apulia eine lange Subduktionszone, an der der oberpenninische Ozeanboden in den Erdmantel versank. Vor ca. 125 Ma begann mit der Öffnung des Südatlantiks der südliche Teil des ehemaligen Pangäa-Superkontinents, **Gondwana** genannt, in die neuen Kontinente Afrika, Südamerika, Indien, Australien und Antarktika zu zerfallen. Zuge der Südatlantik-Öffnung rotierte ab der Späten Kreide-Zeit vor ca. 100 Ma auch Afrika mit seiner Bewegung von Osten nach Norden gegen Europa und die begonnenen Einengung und Schließung der Penninischen Ozeane beschleunigte sich. Damit begann die eigentliche alpine Gebirgsbildung, die ab Kap. 6.3 bis 6.5 näher beschrieben wird.

Die Lage in Mitteleuropa

Nördlich der alpinen Ablagerungsräume ist auch in Mitteleuropa im Zuge der Bildung und der Abtragung des Variszischen Hochgebirges während der Karbon- und der Perm-Zeit durch Krustendehnung eine von Südwesten nach Nordosten verlaufende Trog-, Becken- und Schwellenlandschaft entstanden. Diese wurde mit dem oft grobklastischen Abtragungsschutt des Gebirges und mit Vulkaniten aufgefüllt und eingeebnet. Diese **Rotliegenden** genannten Sedimente (Äquivalent zum alpinen Verrucano) wurde dann von Norden her bis etwa Rottweil vom flachen **Zechsteinmeer** überflutet und es wurden dort siliziklastische, karbonatische und evaporitische Sedimente abgelagert. Ab der Perm-Trias-Zeit bildete sich das rhythmisch absinkende **Mitteuropäische Tieflandbecken**, das vom südlich gelegenen Tethys-Ozean zunächst noch durch das **Vindelizische (Alemannisch-Böhmische) Hochland** als Rest des Variszischen Gebirges getrennt war. In diesem von Skandinavien bis nach Burgund reichenden Becken kam es zur Ablagerung von mächtigen Sedimentserien, die wegen ihrer typischen Dreigliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper als **Germanische Trias** bezeichnet werden (siehe Kapitel 3). Ab der Frühen Jura-Zeit wurde das Vindelizische Hochland dann zur schmalen Insel und schließlich ganz abgetragen und Mitteleuropa grenzte nun direkt an den Tethys-Raum mit dem Helvetikum und mit dem sich dort gerade öffnenden Penninischen Ozean an. Im Mittleren Jura wurden im Mitteleuropäischen Becken bei einem tropischen Klima zunächst mächtige Tonmergelserien mit Sandeinschüttungen abgelagert. Im warmen Flachmeer des Späten Jura wurden dann mächtige und massige Schwamm- und Algenriffsedimente und geschichtete mikrokristalline Kalke mit Schalenresten von Ammoniten, Muscheln, Brachiopoden, Seeigeln und Krinoiden, sowie Mergel sedimentiert, die heute die Schwäbisch-Fränkische Alb aufbauen. Ab der Frühen Kreide-Zeit vor 145 Ma wurden große Teile von Süddeutschland durch die Hebung des nördlich angrenzenden **Ardennisch-Rheinisch-Böhmischen Massivs** zu einem Festland. In der Späten Kreide gab es dort eine kurzzeitige Flachmeer-Transgression mit Ablagerungen am Ostrand der Fränkischen Alb und im östlichen Molassebecken (Danubisches Kreidebecken). Seit der Paläogen-Zeit vor 66 Ma ist der nördliche Teil von Süddeutschland endgültig Festland, während ab der Oligozän-Zeit vor ca. 35 Ma der südliche Teil im Zuge der Alpenbildung langsam keilartig eingesunken ist. Dort wurde der bis zu 6 km mächtige Abtragungsschutt der Alpen im teils marinen, aber überwiegend terrestrisch-limnischen **Nordalpinen Molassebecken** abgelagert (Kap. 6.7). Vor ca. 35 Ma wurde im Zuge der Kollision von Afrika und Indien mit Eurasien die nördlich gelegene **Paratethys** von der Neotethys abgetrennt und schließlich wurde der Tethys-Ozean ganz geschlossen. Reste des Tethys-Ozeanbodens befinden sich heute noch im Mittelmeer, im Schwarzen Meer und bei Australien (Abb. 6.9.3).

Die kontinentale Erdkruste mit Kratonen

ist zusammen mit der ozeanischen Kruste die oberste Schicht der Lithosphäre (Abb. 2b), entsteht oft bei der Gebirgsbildung und besteht aus leichten granitischen Silikaten mit viel Quarz (SiAl: O, Si, Al, K) und mit einer Dichte von $2,5 - 2,9 \text{ g/cm}^3$. Sie "schwimmt" zusammen mit dem sie unterlagernden und schwereren lithosphärischen Erdmantel aus Olivin-Mg-Fe-Silikaten -> Peridotit mit einer Dichte von $3,3 - 3,5 \text{ g/cm}^3$ auf der sehr plastischen Asthenosphäre mit $D = 3,25 - 3,4 \text{ g/cm}^3$. In ca. 20 km Tiefe befindet sich die Conrad-Diskontinuität als nicht immer durchgängige seismische Trennschicht, die die Oberkruste (SiAl, $D = 2,5 - 2,7 \text{ g/cm}^3$) von der Unterkruste (SiMa, $D \sim 2,9 \text{ g/cm}^3$, eingeschuppte ozeanische Kruste?) trennt. Der obere Teil der oft sehr alten kontinentalen Kruste ist mechanisch spröde mit Bruchtektonik (Schizosphäre), aber je nach Mineralart (Calcit, Quarz) ab $200 - 300^\circ\text{C}$ und ab ca. 10 - 30 km Tiefe bei sehr langsamer Bewegung zunehmend plastisch verformbar (Plastosphäre, Abb. 6.9-6). Allgemein gilt: die Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird gestapelt und die Unterkruste wird frei deformiert. Unter den Kontinenten mit ihren Schelfbereichen ist die Kruste 20 - 50 km und unter Gebirgen bis über 70 km mächtig. Sie besteht v.a. im Bereich der Gebirge aus einer Vielzahl von Gesteinsarten. Etwa 2/3 der kontinentalen Kruste sind vor 3,5 - 4 Ga vermutlich aus aufgeschmolzener ozeanischer Kruste entstanden, wobei große Teile davon durch Subduktion bei der Wanderung der Kontinente wieder in den Erdmantel gezogen und "recycelt" wurden. Die Erdkruste wird von dem sie unterlagernden lithosphärischen Erdmantel durch die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) getrennt. Die Kerngebiete der heutigen Kontinente bestehen aus 1,5 - 4 Ga alten, relativ starren und mit dem lithosphärischen Erdmantel bis 200 - 300 km tief reichenden Plattenteilen, die "**Kratone**" (Schilder, Tafeln) genannt werden. Diese wurzelartig tiefreichenden Erdkrustenteile mit einem hohen Schmelzpunkt sind seit über 2,5 Ga von keiner Gebirgsbildung mehr erfasst worden und bestehen v.a. aus Metamorphiten und aus darin eingeschmolzenen und auskristallisierten Granitplutonen. An ihren Rändern wurden im Laufe der Jahrmillionen jüngere Krustenteile durch Gebirgsbildungen angeheftet. Der afrikanische Kontinent besteht aus 4 Kratonen.

Die ozeanische Erdkruste

besteht hauptsächlich aus Basalt und Gabbro, mit weniger Quarz und Aluminium, dafür mit mehr Magnesium und Eisen (SiMa: O, Si, Mg, Fe). Sie ist mit $D = 2,9 - 3,0 \text{ g/cm}^3$ etwas schwerer als die kontinentale Kruste und hat weniger Auftrieb. Sie ist sehr steif mit Bruchtektonik, ist härter als die kontinentale Kruste, ist 5 - 10 km und unter Hot-Spots in ozeanischen Riftgebieten unter Inselbögen auch 10 - 30 km mächtig und setzt sich vermutlich unter die kontinentale Kruste fort. Bei der Kartierung der Ozeanböden hat man weltumspannende und Tausende Kilometer lange Unterwassergebirge mit 70 000 km Gesamtlänge entdeckt, die aber nur einige Hundert Kilometer breit sind und die "Mittelozeanische Rücken" genannt werden. Im Zentrum und entlang dieser Rücken, auch "Rift" genannt, kommt es durch den Aufstieg von Magma aus dem Erdmantel nahezu ständig zur Bildung von Gabbro und am Meeresboden zum glutförmigen Austritt von Basalt-Lava ("gefrorener Mantel"). Diese "Kissenlava" erstarrt unter Wasser sofort zu festem Gestein und so kam es seit 3 - 4 Ga und kommt es bis heute an der langen Naht zweier Kontinentalplatten zur Bildung von neuem, basaltischem Meeresboden. Das führte zu Platzproblemen und setzte die Kontinentalplatten in Bewegung. Entscheidend für die Plattenbewegungen ist aber nicht der Druck des neugebildeten Gesteins, sondern der gravitative Schub durch das eigene Gewicht der sich verbreitenden und relativ schweren Platten, die sich durch Hangabtriebskräfte wie ein Förderband weg von den erhöht liegenden Riftzonen bewegen (Ridge Push). Dabei kommt es zur Abkühlung, die Kruste wird schwerer und wird gravitativ instabiler. Diese Krusten Neubildung muss an anderer Stelle ausgeglichen werden. An diesen Kollisionsbereichen zweier Kontinentalplatten biegt sich die dünne und schwere ozeanische Kruste um, wird durch das eigene Gewicht an den langgezogenen Subduktionszonen in die z.T. angeschmolzene und leichtere Asthenosphäre gezogen und versinkt tief im plastischen Erdmantel (Slab Pull). Beide Vorgänge führen seit Jahrmillionen zu einem langsamen und divergierenden Auseinanderdriften der Kontinentalplatten mit Geschwindigkeiten von einigen Millimetern bis 17 cm pro Jahr (Seafloor-Spreading). An den Subduktionszonen gibt es Kollisionen von "Ozeanplatten mit Ozeanplatten", von "Ozeanplatten mit den leichteren, steifen und dicken Kontinentalplatten", oft mit Gebirgsbildung, z.B. die Anden, und von "Kontinentalplatten miteinander". Die Kontinentalplatten verkeilen sich nach einer kurzen Subduktionsphase ineinander und es kommt dann ebenfalls oft zu einer Gebirgsbildung, wie z.B. bei den Alpen (Abb. 2b, 27a, 6.6-2, 6.40). Wegen der permanenten Subduktion ist die ozeanische Erdkruste weltweit nur maximal 180 - 200 Ma alt, denn die älteren Teile wurden in die Tiefe subduziert, also praktisch recycelt. Die ozeanische Kruste wird bei der Subduktion oft auch bis zur Mantel-Kern-Grenze versenkt und schließlich aufgeschmolzen (Plattenfriedhof). Die Mantelkonvektion spielt bei diesen Plattenbewegungen eher eine untergeordnete Rolle, ist aber für den Wärmetransport von innen nach außen verantwortlich. Die Tiefseesedimente auf der ozeanischen Kruste sind zwischen 0 m, einigen 100 m und selten bis 5 km mächtig und die Mächtigkeit nimmt mit der Entfernung zum Rift zu. In den Alpen sind Fragmente der ozeanischen Krustengesteine in großen und überschobenen Deckenkomplexen v.a. im Penninikum weit verbreitet und sind oft mit den Tiefseesedimenten verzahnt. Dort treten diese Gesteine heute als Ophiolith zutage und bilden Teile großer Gebirgszüge. Die Gliederung und die Daten der Erdkruste und des Oberen Erdmantels mit der Asthenosphäre sind in Abb. 2b und in Abb. 27b, "Kreislauf der Gesteine" dargestellt.

Alpine Ozeane (Alpine Tethys)

Die oft langgezogenen Meeresbecken, die hier im Zuge der Alpenbildung als "Alpine Ozeane" bezeichnet werden, wie z.B. der Piemont-Ozean und der Valais-Ozeantrag des Penninikums oder die Meliata-Hallstatt-Vardar-Ozeane, hatten bei weitem nicht die Größe des heutigen Atlantiks oder des Indiks. Sie werden aber als "Ozeane" bezeichnet, weil es an ihren Meeresböden durch intensiven Magmatismus zur Bildung einer "Ozeanischen Kruste" gekommen ist (Abb. 27b). Im schmalen Valais-Ozean bildete sich es aber wohl nur eine sehr unvollständige Ozeankruste. Hier sind, genauso wie bei den großen Ozeanen, auch Gabbros und basaltische Laven an auseinanderdriftenden Riftzonen (Seafloor-Spreading) ausgetreten und haben zusammen mit Tiefseesedimenten den Meeresboden gebildet und stetig verbreitert. Bei der Gebirgsbildung entstehen aus den Splintern der ozeanischen Kruste, die nach der tiefen Subduktion wieder gehoben wurden, die heute in den Alpen verbreiteten Ophiolith-Gesteine (Abb. 6.34, 6.28). Es gibt hier aber einige Unterschiede zu den Basalten in den großen Ozeanen, wie z.B. weniger Gabbros (Gabbro ist das Tiefengesteins-Äquivalent zum Ergussgestein Basalt), keine Gangkomplexe und eine Mantel-Lithosphäre direkt am Meeresboden. Die genaue Anzahl und der Werdegang der alpinen Ozeanbecken und der oft flachmarinen Kontinentfragmente sind noch in der Erforschung.

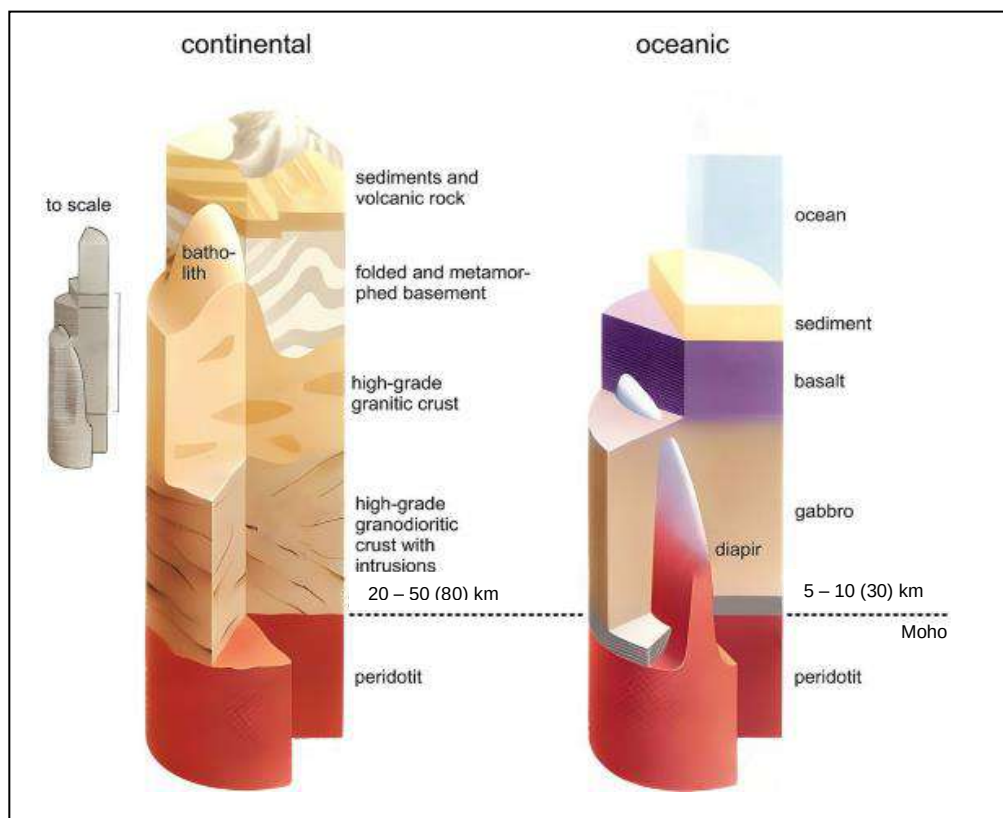


Abb. 6.5-1: Vergleich Aufbau der kontinentalen und der ozeanischen Erdkruste (Abb. 6.34).

Grafik ergänzt: *Simplified Earth's Crust Structure, comparison between averaged continental and oceanic crust. Wikipedia, Luke Triton. Based on E. Kissling (2017) and Smith (1991), Plate Tectonics – Tectonics of lithosphere plates, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich Swiss, Federal Institute of Technology Zurich. CC BY-SA 4.0.*

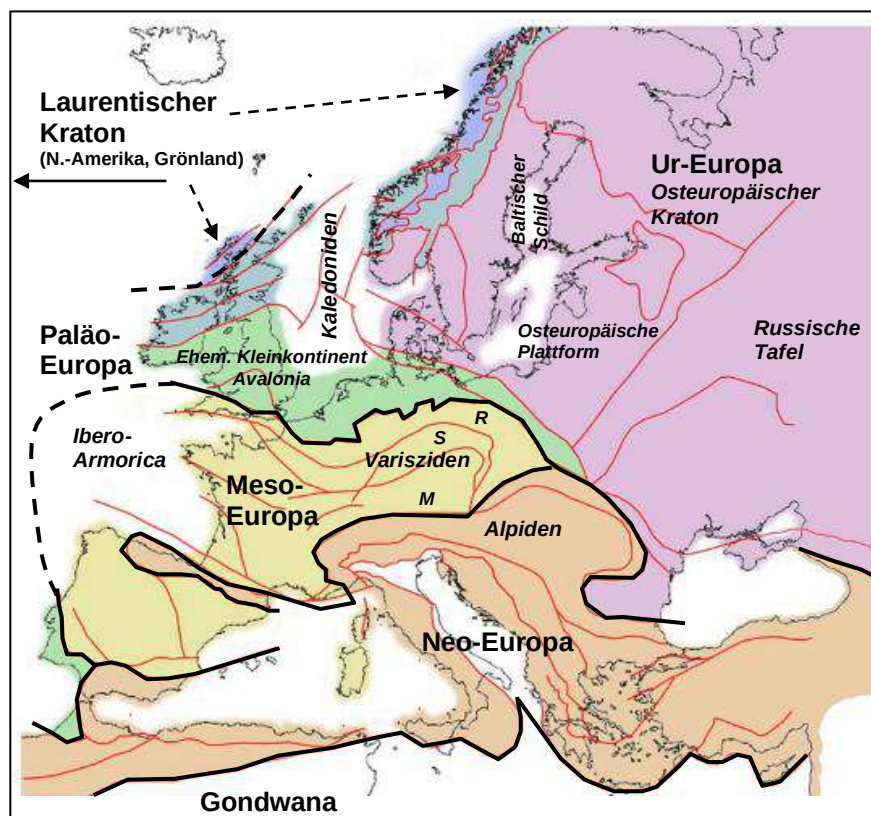


Abb. 6.5-2: Geotektonische Großeinheiten und Konsolidationsbereiche in Europa.

Die Grafik zeigt die Zyklen der geotektonischen Entwicklung von Europa vom Präkambrium bis zur alpinen Gebirgsbildung. Das heutige Europa wurde seit 1200 Ma Zug um Zug durch die Kollision verschiedener Erdkrustenteile mit Gebirgsbildungen "zusammengebaut" (geotektonische Konsolidationsbereiche). Die ältesten Spuren einer Gebirgsbildung in Europa gehören zur nordamerikanischen Grenville Orogenese vor 1200 – 900 Ma mit der Entstehung des Superkontinents Rodinia. Von Europa existierte damals nur der Ur-Kontinent Baltica (Skandinavien, Russland) (Abb. 6.7 - 6.9). Vor 450 – 420 Ma entstanden bei der Kaledonischen Orogenese Teile von England, Norddeutschland und Polen (Paläo-Europa) und seit dieser Zeit wurden die Gesteine der Alpen geknetet, zerbrochen, überschoben, gehoben und abgetragen. Vor ca. 380 – 300 Ma vergrößerte sich Europa durch das Andocken von großen Teilen Spaniens, Frankreichs und Osteuropas. Dabei entstand der Superkontinent Pangäa mit dem Variszischen Gebirge – Rhenherzynikum (R), Saxothuringikum (S), Moldanubikum (M) (Meso-Europa). Mit der alpinen Gebirgsbildung vor 100 – 5 Ma wurden das heutige Italien, der Balkan, Griechenland und die Türkei an Südeuropa angelagert (Neo-Europa).

Grafik ergänzt: *Wikimedia Commons, Tektonik Map Europe. Woudlooper, 2008. Gemeinfrei.*

- Hauptsächlich Baltischer Schild und Osteuropäische Plattform, jüngste Faltung im Präkambrium vor ca. 1,6 Ga.
- Reste laurentischer Kruste in Nordwesteuropa, jüngste Faltung während der Kaledonischen Orogenese im zusammenhängenden Nordamerika und Nordeuropa im Altpaläozoikum vor ca. 400 Ma.
- Während der Kaledonischen Orogenese gefaltete Kruste Balticas.
- Avalonische Kruste, jüngste Faltung während der Kaledonischen Orogenese.
- Krustenblöcke, die während der Variszischen Orogenese (Ibero-Armorica) im Jungpaläozoikum vor ca. 300 Ma akkretiert und zuletzt gefaltet wurden.
- Krustenblöcke, die während der Alpidischen Orogenese im späten Mesozoikum und Känozoikum ab ca. 100 Ma akkretiert und zuletzt gefaltet wurden.

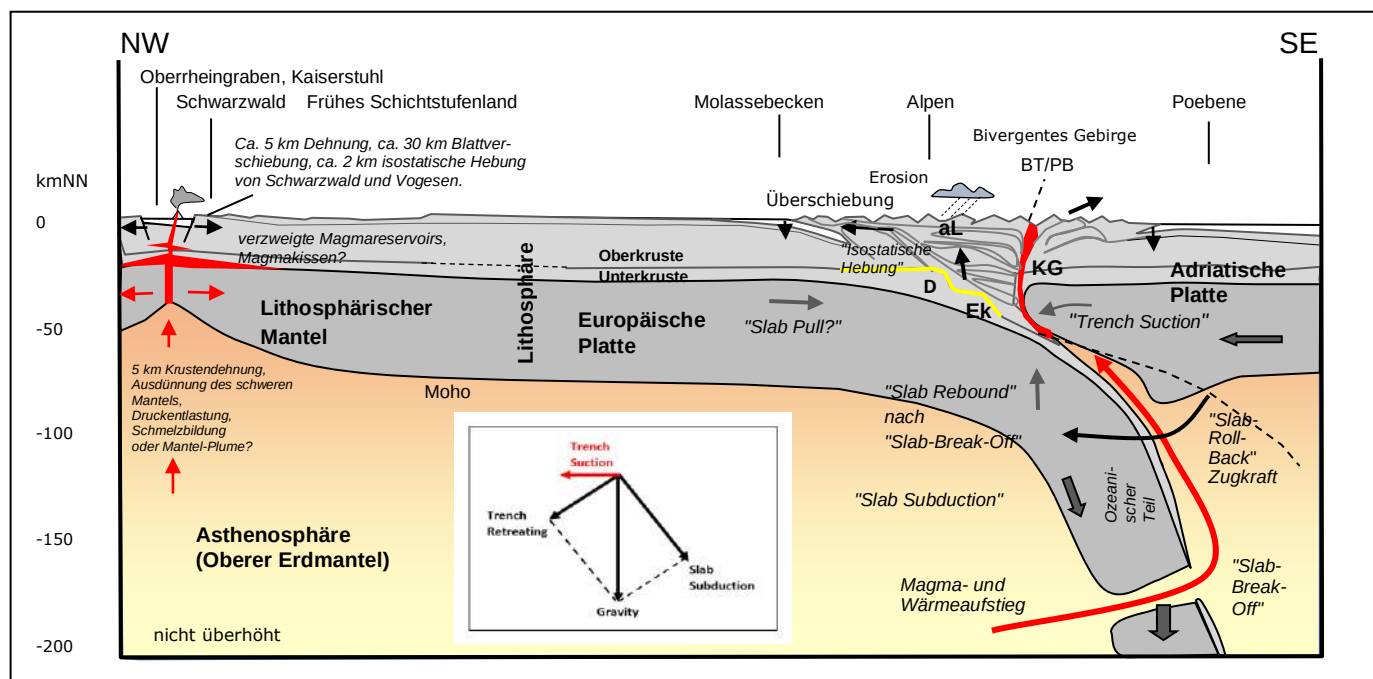
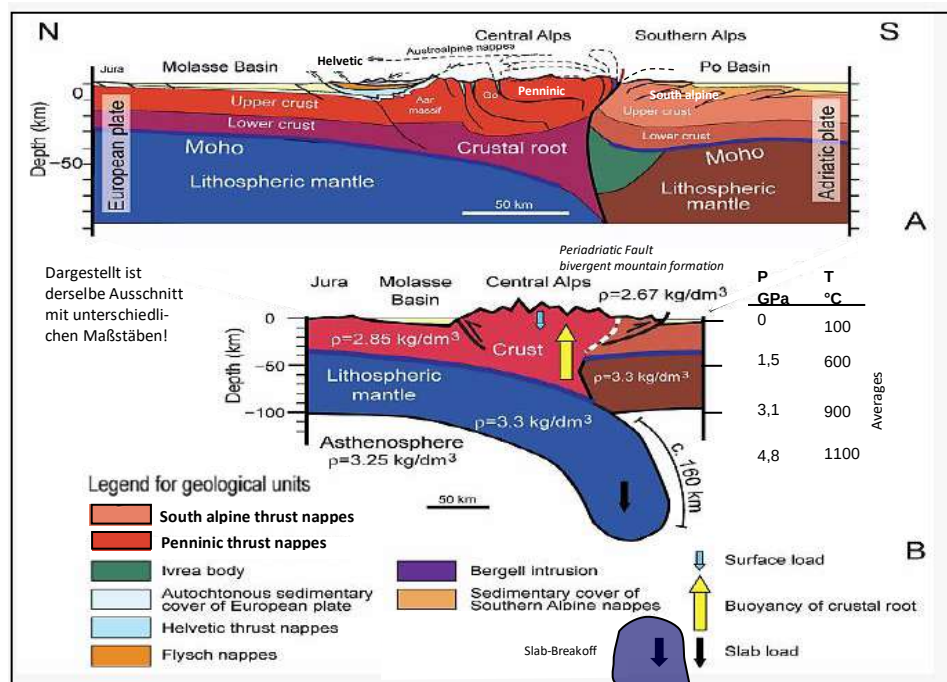


Abb. 6.6: Geotektonischer Tiefenschnitt Deutschland - Schweiz – Norditalien vor ca. 10 - 15 Ma, Kontinent-Kontinent-Kollision.

Der nicht überhöhte Nord-Süd-Schnitt zeigt schematisch die Kontinent-Kontinent Kollision der Europäischen Lithosphärenplatte mit der Adriatisch-Apulischen Platte und das Abtauchen des Europäischen Plattenspons in den Erdmantel im Bereich des zentralen Alpenraums. Die mit der Eklogitisierung (Ek) dichter werdende und damit schneller absinkende Europäische Platte bog sich zurück und tauchte immer steiler ab ("Slab-Rollback"). Die Subduktionszone rollt nach Norden zurück und es bildet sich ein Plattenrückrollgebirge. Dabei wurden an der Grenze zur Adriatischen Platte Sogeffekte wirksam, die noch durch die zunehmenden vertikalen Zugkräfte (Gravity) an der immer tiefer und steiler in den Erdmantel absinkenden Europäischen Platte verstärkt wurden. So wurde die Adriatische Erdkruste gegen die abtauchende Europäische Kruste gezogen und der Aufstieg zum Gebirge wurde beschleunigt ("Trench Suction"). Die Abscherung und Überschiebung der europäischen Oberkruste von der Unterkruste (Delamination in 25 – 30 km Tiefe - D) mit Auftrieb und die Zerscherungen des Grundgebirges, z.B. von Aar- und Mt. Blanc-Massiv, setzte sich langsam fort (Abb. 2b, 6.3). Die stabile und leichte Europäische Platte lässt sich wegen der geringeren Dichte aber kaum noch subduzieren, so dass die Subduktion gestoppt wurde. Die Platten verkeilten sich ineinander und vor 33 - 30 Ma brach der untere Teil der in die gering-viskose Asthenosphäre subduzierten Platte durch starke Zerspannungen unter den Zentralalpen ab. Das hat zusammen mit weiteren Plattenabrissen in den Ost- und Westalpen zu einer Entlastung und zum Zurückschnellen der in die Tiefe gezogenen Erdkruste und damit zu einem schnelleren isostatischen Gebirgsaufstieg über den Meeresspiegel beigetragen ("Slab Rebound", Rückschiebung entlang des Periadriatischen Bruchsystems, z.B. die Mischabel Rückfalte bei Zermatt). Das führte zu einer zunehmenden Erosion durch Niederschläge, Bäche und Flüsse und die daraus folgende weitere Gewichtsentslastung führte zur weiteren Hebung etc. (Abb. 6.24-3). Heute vermutet man die Reste der abgerissenen Platten ca. 600 km tief im Erdmantel liegend. Erst mit den Plattenabrissen entwickelten sich die Alpen auch zu einem bivergenten Gebirge.

→ = Magma- und Wärmeaufstieg im Zuge des Plattenabrisses mit Bildung der Bergell-Tonalit Intrusion (BT) am Periadriatischen Bruchsystem (PB); Ek = Eklogitisierung an der Subduktion (-> Metamorphose v.a. durch Druckerhöhung, Verdichtung, Granatbildung); D = Delamination der europäischen Oberkruste von der Unterkruste ab ca. 20 Ma, Aufstapelung der leichteren Gesteine, damit Verstärkung der isostatischen Hebung; KG = Kollisionszonen-Granit, im Mantel entstanden; aL = herausgepresster alpiner Lithosphärenkeil. Die Details der Subduktion und der Plattenabrisse sind in der Realität komplexer und noch nicht vollkommen erforscht (Kap. 6.6). Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, T. Simon (2011): *Geologie von Baden-Württemberg*, 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart. Kleines Bild: Slab-Rollback und Auftriebskräfte werden als Hauptfaktoren für die Gebirgsbildung der Zentralalpen diskutiert. Quelle: Yaoling Niu (2014): *Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives*. Durham University. Researgate.net.



Tiefenschnitte der heutigen Zentral-Alpen

A): Der vereinfachte Schnitt im Bereich der West-(Zentral)alpen zeigt die heutige Situation nach dem Zusammenschub der Alpen von über 1000 km auf 150 – 270 km Breite und die Bildung des bivergenten Hochgebirges.

B): Der schematische Tiefenschnitt zeigt die Subduktion der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte bei der Kontinent-Kontinent Kollision. Der schwerere lithosphärische Mantelsporn taucht in die leichtere und relativ weiche Asthenosphäre ab. Die leichte, nach der Deckenaufstapelung ca. 60 km mächtige und tief versenkte Erdkruste unter den Alpen hat Auftrieb und hebt sich. Die Druck- und Temperaturangaben können örtlich abweichen. Die Darstellung der Plattenabrisse ist stark schematisch. In der Realität handelt es sich um komplexe Vorgänge, welche die Platten bei der Versenkung und Platznahme in der Tiefe dünn auseinanderziehen, einreisen, wie einen Reißverschluss abreissen lassen und auch schlauchartig fragmentieren (Kap. 6.6).

Grafik ergänzt aus F. Schlunegger & E. Kissling, 2022: *Slab Load Controls Beneath the Alps on the Source-to-Sink Sedimentary Pathways in the Molasse Basin*. *Geosciences* 2022, 12(6).

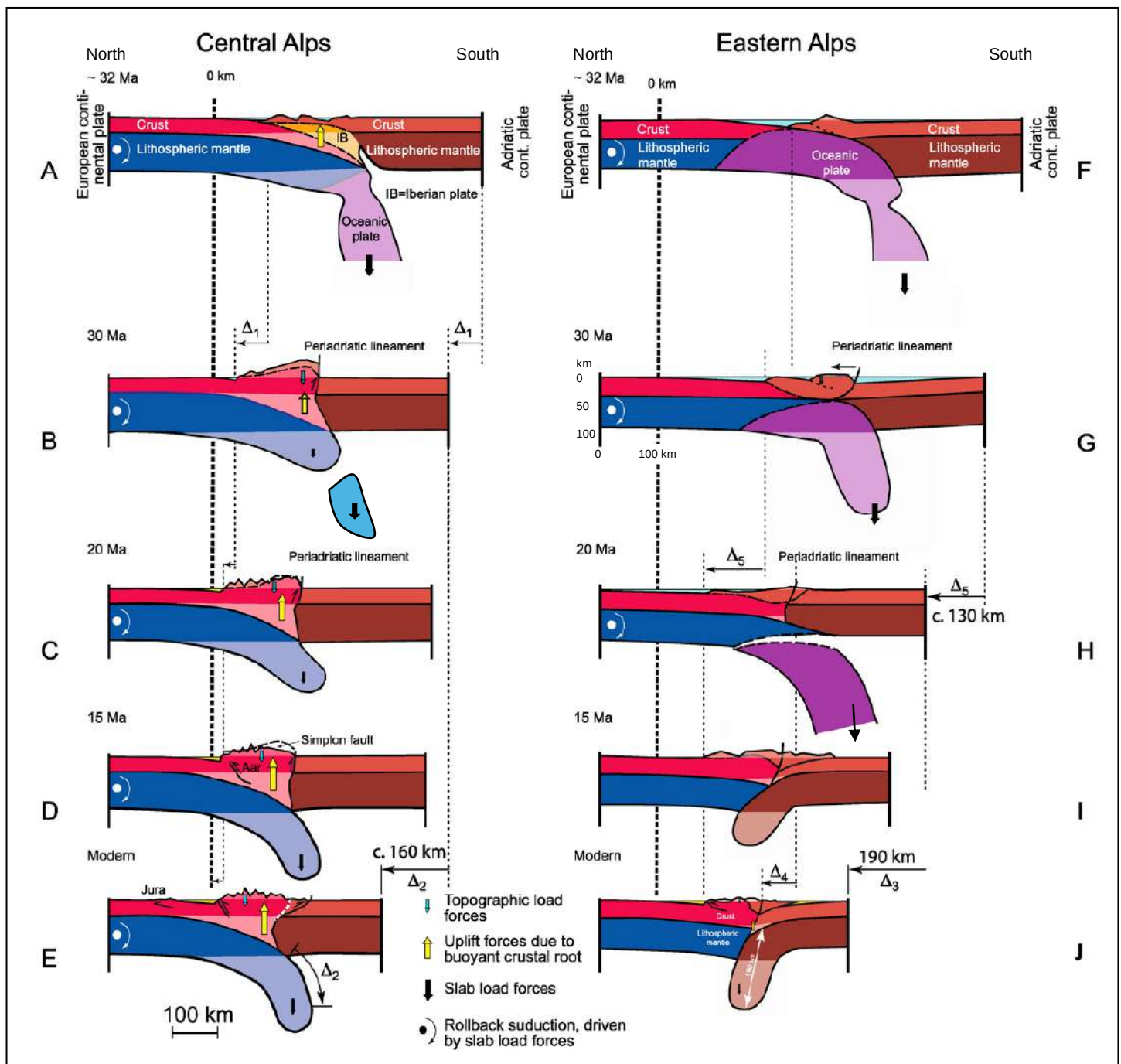


Abb. 6.6-1: Schema der tektonischen Entwicklung der alpinen Platten im Tiefenprofil.

(A): Vor 35–32 Ma schob sich der Ostteil der Iberischen Platte (Iberia-Briançonnais) in den Bereich der Zentralalpen und bildete einen Stapel schwimmender Krustengesteine. Die penninisch-ozeanische Platte mit hoher Dichte, die die europäische Vorlandplatte nach unten abgelenkt hat, war noch mit der europäischen Platte verbunden.

(A, B): Vor 32–30 Ma führte der Widerstand der europäischen Krustenwurzel beim Eindringen in den Subduktionskanal zu einem Plattenabbruch, bei dem die dichte ozeanisch-europäische Platte von der kontinental-europäischen Platte gelöst wurde. Da die nach unten gerichtete Plattenkraft wegfiel, erfuhr die Platte durch den zusätzlichen Auftrieb der Krustenwurzel eine Rückfederung. Damit begann vor 30 – 25 Ma der Anstieg der alpinen Topographie.

(B, C–E): Nach 30 Ma löste sich unterhalb der Zentralalpen die lithosphärische Mantelplatte weiter von der kontinentalen Kruste (Delamination) und subduzierte sie, blieb aber mit der europäischen Platte verbunden.

(F): Unter den Ostalpen wurden keine iberischen Krustengesteine angelagert und aufschwimmendes Material fehlte weitgehend. Der ozeanische Teil der europäischen Platte war mit der kontinentalen Platte verbunden und lenkte die Vorlandplatte nach Süden ab.

(G): Vor 30 Ma war die ozeanisch-europäische Platte immer noch mit der kontinental-europäischen Platte verbunden, was eine nach Süden gerichtete Biegung dieser Platte verursacht hat.

(H): Der tief subduzierte ozeanische Teil der europäischen Platte löste sich vor ca. 20 Ma unterhalb der Ostalpen und das verursachte eine Rückfederung der Vorlandplatte, jedoch nicht so stark wie in den Zentralalpen, da dort nur eine kleine aufschwimmende Krustenwurzel existierte.

(I, J): Unter den Ostalpen wurde die abgetrennte europäisch-ozeanische Platte nach 20 Mio. Jahren schließlich durch die nun subduzierte Adriatischen Platte ersetzt.

Grafik und Text ergänzt und übersetzt aus: F. Schlunegger & E. Kissling, 2022: *Slab Load Controls Beneath the Alps on the Source-to-Sink Sedimentary Pathways in the Molasse Basin*. *Geosciences* 2022, 12(6).

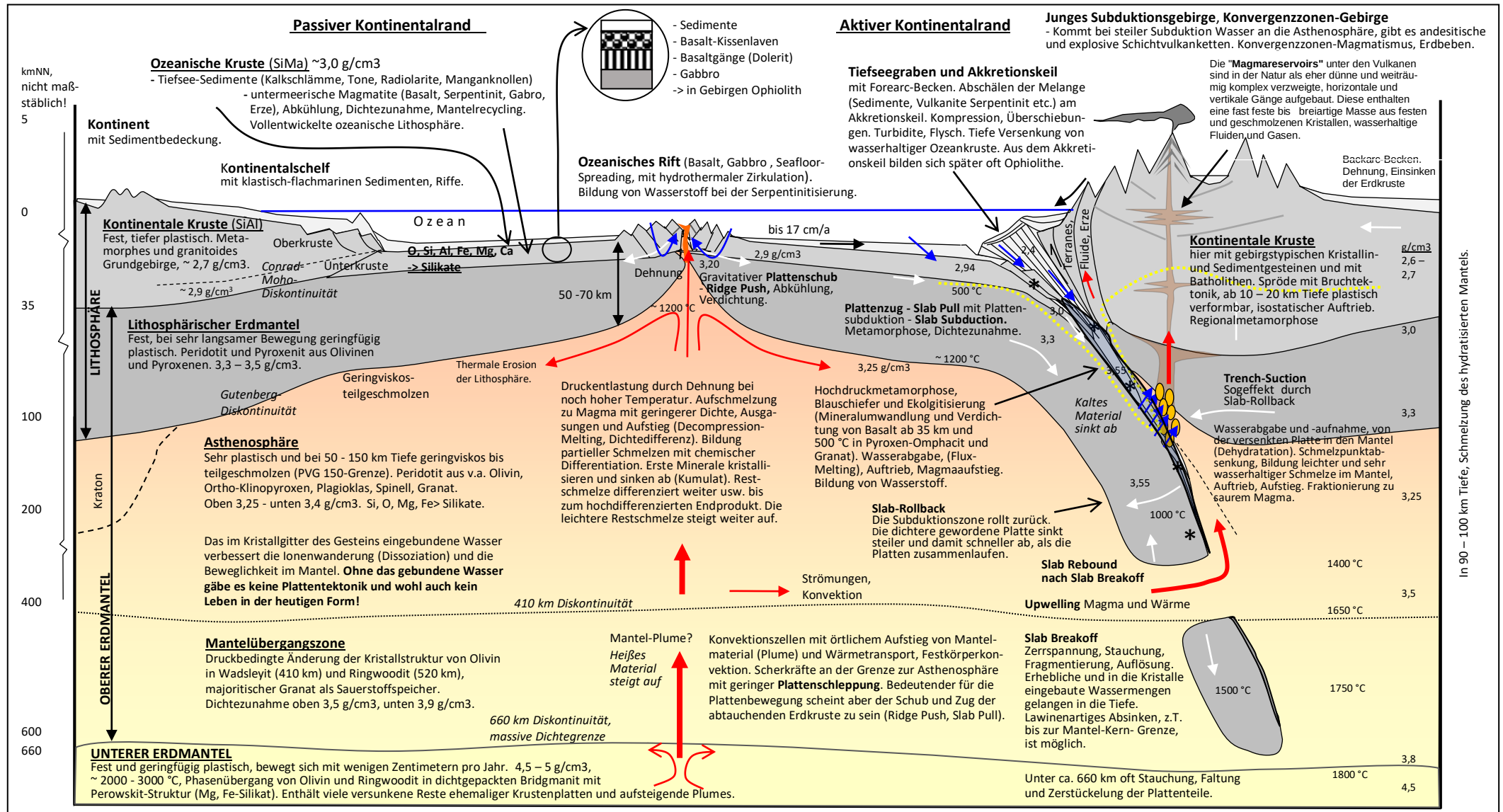


Abb. 6.6-2: Schematischer Tiefenschnitt Kruste-Mantel mit einer Ozean-Kontinent Kollision, mit Subduktion und mit dem Abriss der ozeanischen Lithosphärenplatte.

Vor der eigentlichen alpinen Gebirgsbildung der Alpen kam es zunächst zu einer **Ozean-Kontinent Kollision** (Penninischer Ozean – Adria/Apulia-Mikrokontinent, Konvergenzzonen-Gebirge mit Magmatismus). Nachdem die Penninischen Ozeane vollkommen in die Tiefe subduziert war, kollidierte Adria/Apulia bei einer **Kontinent-Kontinent Kollision** direkt mit Eurasia (Kollisionszonen-Gebirge). Das stabile und spezifisch leichtere Eurasia lässt sich im Gegensatz zum schwereren und dünnen penninischen Ozeanboden aber kaum subduzieren, der untere Plattenteil riss ab und die Platten haben sich ineinander verkeilt. Zusammen mit weiteren plattentektonischen Vorgängen hat sich dann das heutige Alpengebirge zusammengeschoben, überschoben aufgestapelt und gehoben (Kollisions-Obduktion). Eklogit = Hochdruck - Niedrigtemperatur-Metamorphose, Ab etwa 60 km Tiefe Bildung schwerere und damit schneller absinkender Eklogite; * = **Erdbebenzonen** entlang der Subduktion. Man unterscheidet flache Dehnungs- und Überschiebungsbeben, oft in 5 – 30 km und maximal bis in ca. 70 km Tiefe (Sprödbuch und Reibungsgleiten), Zwischenbeben (Sprödbuch mit Mikrorissen durch Freisetzung von Wasser aus Serpentin-Mineralen) und Tiefbeben ab ca. 300 km bis in 680 km Tiefe (komplexe Verwerfungs-bildungen durch thermische Kettenreaktionen mit Anti-Mikrorissen bei der druckbedingten Olivin-Spinell-Umwandlung).

Bei der Serpentinisierung an Riftzonen und bei der Subduktion von Platten können erhebliche Mengen an Wasserstoff gebildet werden, deren wirtschaftliche Nutzung derzeit geprüft wird.

Zu Abb. 6.6-2 Vorgänge im Erdinneren

Die Wärmeabgabe der Erde, im Erdkern über 6000 °C, an die Kälte des Weltalls mit -270 °C führt trotz des ständigen aber auch langsam nachlassenden radioaktiven Zerfalls der Isotope Uran, Thorium und Kalium etc. zu einer langsamen Abkühlung der Erde. Der große Temperaturunterschied zwischen Innen und Außen ist eine wichtige Ursache der Plattentektonik. Entlang der Trennlinie zwischen zwei Kontinentalplatten im Meer, dem langgezogenen aber schmalen ozeanischen Rift, kommt es wegen der langsamen Auseinanderbewegungen zu einer Ausdünnung der Erdkruste mit einer Druckentlastung im tieferen Gestein. Das führt zur Bildung eines differenzierten Magmas als Mischung aus Schmelze, Kristallen und Gasen aus der sehr plastischen, teilgeschmolzenen und örtlich fließfähigen Asthenosphäre (Decompression-Melting). Die Kristalle sinken ab und die leichtere Restschmelze steigt weiter auf. Es kommt dort Bildung von Gabbro, durch Wasseraufnahme von Serpentin und darüber zum untermeerischen Austritt und zur sofortigen Abkühlung einer ca. 1200 °C heißen, spezifisch schweren und basaltischen Lava mit der Neubildung von Meeresboden und im Lauf der Jahrmillionen zur Bildung der weltumspannenden "Mittelozeanischen Gebirgsrücken" (Abb. 6.34). Auf diese Weise bildet sich seit 3 – 4 Ga bis heute die dünne aber relativ schwere ozeanische Erdkruste, die von oft geringmächtigen und leichteren tieferen Sedimenten bedeckt wird, bzw. mit diesen verzahnt ist. Dieser ständig neugebildete Meeresboden bewegt sich zusammen mit dem Lithosphärischen Erdmantel wie ein Förderband mit einigen Zentimetern/Jahr vom Riftbereich und untermeerischen Gebirge weg. Ursache ist jedoch weniger die Mantelkonvektion, sondern weit mehr der gravitative Schub (Ridge Push, Hangabtriebskraft) von erhöhten Riftbereich und hauptsächlich der Zug (Slab Pull) des eigenen Plattengewichts bei der Subduktion und Verdichtung unter eine andere ozeanische Platte oder unter eine kontinentale Platte. An manchen Stellen mit sehr langsamen Bewegungen versiegt die Schmelzbildung im Riftbereich und es bildet sich statt ozeanischer Kruste kuppelförmig freigelegtes Mantelmaterial (Megamullion, z.B. der Godzilla Megamullion zwischen Japan und den Philippinen und die St. Peter und Paul Rocks im äquatorialen Atlantik). Die neugebildete ozeanische Kruste nimmt Meerwasser auf und während ihrer Wanderung weg vom Rift kommt es zu einer Abkühlung und zur zunehmenden Verdichtung und spezifischen Beschwerung dieses Gesteins. Diese schwere ozeanische Platte stößt dann gegen eine andere ozeanische Platte oder gegen einen starren, aber spezifisch leichteren Kontinentalblock und taucht dort in die sehr weiche Asthenosphäre des Erdmantels (Slab Pull, Abb. 2b) und wahrscheinlich auch bis zum Erdkern ab. Durch die Materialverdrängung könnten im Mantel neue und mächtige Plums entstehen und aufsteigen. Mit zunehmender Tiefe erhöhen sich Druck und Temperatur und das absinkende Gestein (Basalt, Gabbro, Serpentin) wird ab ca. 60 km Tiefe in schwerere Eklogite aus Klinopyroxen und Granat umgewandelt (3,2 – 3,6 g/cm³, metamorphose-Fazies der höchsten Drücke von 1,4 GPa und Temperatur > 500 °C). Das verstärkt und stabilisiert den Zug in die Tiefe und der dichtere gewordene Plattensporn sinkt schneller ab, als die Kontinentalplatten zusammenlaufen. Das lässt die Platte noch steiler abtauchen und biegt sie, auch unter dem Einfluss der Mantelströmung, zurück (Slab-Rollback). Die gravitative Dehnung und Zerrspannungen der abgesunkenen und langsam erwärmten Lithosphärenplatte führt in der Tiefe oft zu Abrissen der Erdkruste mit dem lithosphärischen Mantel (Slab-Breakoff), wie z.B. vor 35 - 20 Ma unter den Alpen, was die Gebirgsentwicklung deutlich beeinflusst hat. Mit der durch den Abriss eintretenden Gewichtsentlastung kommt es zu einem langsamen Zurückschnellen (Rückprall, Slab-Rebound) des versenkten Lithosphärensporns und damit zu einer Zunahme des isostatischen Aufstiegs der überlagernden und leichteren Kontinentalkruste, verbunden mit einer Gebirgsbildung. Der abgebrochene Plattenteil bleibt oft in ca. 660 km Tiefe stecken oder sinkt möglicherweise episodisch und lawinenartig bis zur Grenze des Erdkerns ab. Oft kommt es auch zu Abscherungen der Oberkruste von der Unterkruste (Delamination) und zu Zerschuerungen des Grundgebirges, wie z.B. in den Alpen im Aar- und im Mt. Blanc Massiv. An der Grenze zum Kontinent kommen zu den horizontalen Einengungskräften noch Sogeffekte hinzu, die den Kontinent gegen die abtauchende Ozeanplatte ziehen (Trench Suction, siehe Abb. 6.6). Bei der hier beispielhaft dargestellten Ozean-Kontinent Kollision bildet sich ein Subduktionsgebirge mit durch die Plattensubduktion initiierten Vulkanketten, wie z.B. die Anden in Südamerika. Die Subduktion, die Plattenabriss, die Plattenversenkung und die Vorgänge im Erdmantel sind in der Realität aber noch weit komplexer, als hier darstellbar und sind noch nicht in allen Einzelheiten erforscht (Kap. 6.6).

H. Hwang, et al. (2017) haben beschreiben, dass Minerale der ozeanischen Kruste, z.B. das Tonmineral Kaolinit, bei der Subduktion unter hohem Druck ab 2,5 GPa und bei Temperaturen ab 200 °C in ca. 75 km Tiefe beim Übergang in eine superhydratierte Phase große Mengen an Wasser aus den Ozeansedimenten in ihre Kristallstruktur einbauen. Dieses Wasser wird mit den Mineralen weiter in die Tiefe gezogen und macht das Gestein um den Faktor 100 weicher und beweglicher. Die abgesunkene Platte schmilzt im Erdmantel nur schwach und randlich an, denn ihre Temperatur liegt wegen des schnellen Versinkens noch unter dem Schmelzpunkt von Basalt. Unterhalb von 200 km bei 500 °C und 5 GPa wird das in den Mineralen gebundene Wasser beim Mineralzerfall wieder freigesetzt, ist aber im Erdmantel außerhalb der Plattenminerale ein inkompatibles Element. Das Wasser wandert in die Strukturen der umgebenden Mantelminerale und führt dort zu einer Schmelzpunktabenkung und Umwandlung in ein wasserreiches, fraktioniertes, flüssiges und leichteres Basaltmagma, das wegen seiner geringeren Dichte bevorzugt an tektonischen Schwächezonen aufsteigt (Flux-Melting - flussinduziertes Schmelzen; im Gegensatz zum Decompression-Melting durch Druckentlastung an Schwächezonen am Rift). "Fraktionierte Magmen" bezeichnet den Vorgang der Kristallisationsdifferentiation: Das ursprünglich gemischte Magma entmischt sich beim Aufstieg durch Differentiation über die Schwerkraft und durch fraktionierte Kristallisation über temperaturabgestuft in der Schmelze auskristallisierte Minerale, z.B. von quarzarmen Basalten über Andesite bis zu quarzreichen Rhyolithen. Die Restschmelze wird mobiler und weiter steigt auf. Beim isostatischen Aufstieg entstehen dann Granite, Gabbros und Andesite. Es wird auch vermutet, dass die superhydratierte Minerale durch den Wasserentzug zur Vergrößerung der Gesteinsreibung beitragen und so die Erdbebenaktivität in bis zu 100 km Tiefe verstärken; H. Hwang, et al. (2017): *A role for subducted superhydrated kaolinite in the Earth's deep water cycle*; *Nature Geoscience*, 2017.

Tingting Gu et al. 2022 haben publiziert, dass mit den absinkenden Platten große Mengen an in den Mineralen Wadsleyit und Ringwoodit eingebautes Wasser bis in die Mantelübergangszone versenkt wird. Das erklärt die Dynamik in diesem Teil des Erdmantels; Tingting Gu et al.: *Hydrous peridotitic fragments of Earth's mantle 660 km discontinuity sampled by a diamond*. *Nature Geoscience* 2022.

Auffallend ist, dass sich heute der Atlantik ohne Subduktionszonen nur durch Ridge Pusch öffnet, während der große Pazifik von Subduktionszonen umgeben ist. Die möglicherweise entscheidende Rolle des Pazifiks bei der Plattentektonik ist hier noch zu klären. Ohne die beträchtlichen Wassermengen, die in die Kristallstrukturen der Erdkruste und des Erdmantels eingebunden sind und die bei der Plattensubduktion und bei der Gebirgsbildung in der Tiefe ausgetauscht werden, gäbe es keine Plattentektonik und wohl auch kein Leben auf der Erde in der jetzigen Form. Die Lithosphären-Subduktion in den Erdmantel gibt es seit ca. 3 - 4 Ga. Erst als vor 2,5 - 3 Ga die innere Wärmeproduktion der Erde durch radioaktiven Zerfall schwächer wurde (sie nimmt auch weiterhin langsam ab), konnte die an ein festes Material gebundene Eklogitbildung in der ozeanischen Lithosphäre die notwendige Tiefe und damit den notwendigen hohen Druck ab 35 km ohne aufzuschmelzen erreichen. Diese Eklogitisierung (Umwandlung von Basalten), verbundenen einer Verdichtung und spezifischen Beschwerung des Gesteins, erhöhte den Subduktionszug der Platten nach unten und verstärkte die weltweiten Plattenbewegungen. Die ständige Bildung von neuer und basaltischer Erdkruste aus dem Erdmantel an den Riftzonen und die gleichzeitige Versenkung an den Subduktionszonen hat über die Jahrtausende zu einer starken Differentiation der Zusammensetzung der Kruste aus leichtschmelzendem und mit Plumes aufsteigendem Silizium-Aluminium-Magnesium und des Mantels aus schwerer schmelzendem Silizium-Magnesium-Eisen geführt. Dadurch sind viele für die Biosphäre bedeutende Elemente in die Obere Erdkruste gewandert, wie z.B. Stickstoff, Kohlenstoff, Chlor, Kalium, Phosphor, Schwefel, Calcium. Das gilt auch für Metalle, wie z.B. Silber, Gold, Zinn, Blei, Chrom, Uran, Zink, Kupfer, Mangan, Nickel und Seltene Erden die durch spezielle Vorgänge an vielen Stellen der Oberen Erdkruste konzentriert angereichert wurden.

Es wird angenommen, dass die sich **ausbreitende Lebewelt** die Chemie und die Physik auf der Erdoberfläche und im Erdinneren bis heute wechselwirkend und auch verstärkend erheblich beeinflusst. Am Beispiel des Sauerstoffs lässt sich das darstellen: Zunächst waren die Erdatmosphäre und die Meere nahezu frei von Sauerstoff (anoxisch). Vor 3,8 Ga begannen frühe Cyanobakterien in den lichtdurchfluteten Meeren über die Photosynthese als Abfallprodukt ihres Stoffwechsel Sauerstoff freizusetzen und tun das als Hauptsauerstoffproduzent bis heute. Der Sauerstoff hat das im Meerwasser leicht lösliche Eisen vulkanischen Ursprungs (Fe^{2+} , z.B. aus Pyrit, FeS_2) in schwer lösliches Eisen $^{3+}$ (Hämatit, Fe_2O_3 und Magnetit, Fe_3O_4) oxidiert. Dieses wurde ausgefällt und in großen Mengen als rote Bändereisenerze am Meeresgrund zu den heute begehrten Eisenerzlagern sedimentiert. Vor 2,48 Ga trat mit der allmählichen Verarmung von Fe^{2+} wegen dem nachlassenden Vulkanismus erstmals freier Sauerstoff in die Meere und mit ca. 0,5 % erstmals in die Atmosphäre über und es bildeten sich durch die Oxidation des Eisens im Gestein rote Böden auf der Erdoberfläche. Vor 1,6 Ga war das gelöste Fe^{2+} im Meerwasser fast erschöpft, es wurden immer weniger Bändereisenerze gebildet und der Sauerstoffgehalt im Meer und übergehend in die Atmosphäre stieg stark an. Durch die UV-Strahlung von der Sonne bildete sich aus dem Sauerstoff die schützende Ozonschicht, die ihrerseits die Erdoberfläche vor zu viel UV-Strahlung schützt ($\text{O}_2 + \text{UV-C} \rightarrow \text{O} + \text{O}$. $\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{O}_3$). So konnte sich die Lebewelt seit ca. 600 Ma vom Einzeller bis zu den Säugetieren rasant entwickeln. Die schweren Bändereisenerze am Meeresgrund wurden zu einem großen Teil per Subduktion in den Erdmantel transportiert und haben diesem den Sauerstoff hinzugefügt (Majoritärer Granat). Der Mantel und vielleicht auch der Erdkern wurden also durch die Tätigkeit der photosynthese-treibenden Organismen oxidativ mit Sauerstoff angereichert und das dürfte den Materialkreislauf der Erde und damit wiederum die Lebewelt bis heute erheblich beeinflussen. Ähnliche Wechselwirkungen sind auch für weitere chemische Elemente und Verbindung zu vermuten (Gaia Hypothese).



Abb. 6.6-3: Bändereisenerz

Deformed Banded Iron Formation in Dales Gorge, Pilbara, West Australia.

Bild: [Geomartin](#), [Deformed BIF Dales Gorge](#), CC BY-SA 4.0

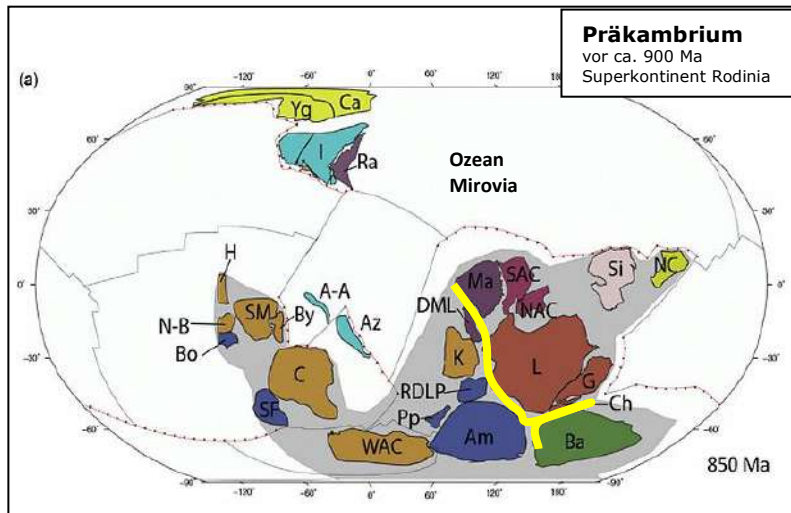


Abb. 6.7: Paläogeographische Rekonstruktion des Superkontinents Rodinia (grau schattiert) vor ca. 900 Ma.

Durch die langsame Wanderung der relativ starren Kontinentalplatten auf dem plastischen Erdmantel kam es auf der Erde zur Bildung von 7 Superkratonen und -kontinenten. Die Äteren, Vaalbara, Ur, Kenorland und Columbia, sind hypothetisch (Abb.3). Nach Columbia vor ca. 2,5 -1,5 Ga entstand vor ca. 1,1 Ga der Superkontinent Rodinia, der vor ca. 800 Ma wieder auseinandergebrochen ist. Vor ca. 550 Ma begann der Zerfall des kurzzeitig am Südpol existierenden Superkontinents Pannotia (600 – 540 Ma). Es ist noch nicht klar, ob Pannotia ein echter Superkontinent war, oder nur eine lockere Zusammenlagerung einzelner Kontinentschollen.

— = Grenville Orogenese

Beide Grafiken aus: R.D. Nance, J.B. Murphy, 2018: Supercontinents and the case for Pannotia. Article in Geological Society London Special Publications · March 2018.

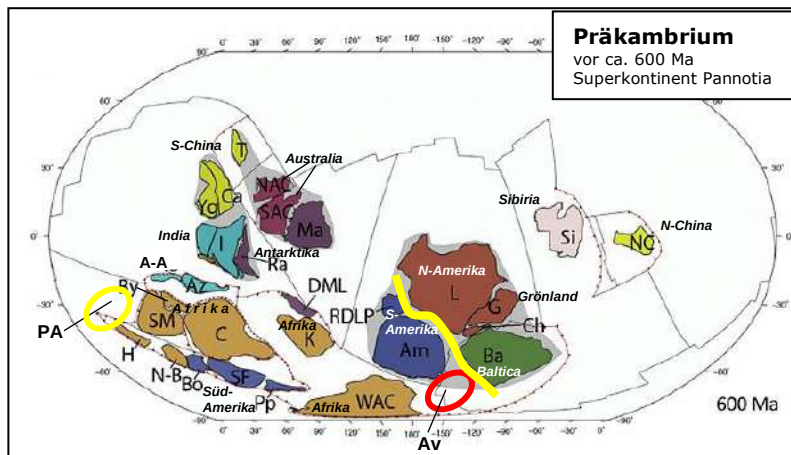


Abb.6.8: Paläogeographische Rekonstruktion des Superkontinents Pannotia (Groß-Gondwana) vor ca. 600 Ma mit der Lage der Proto-Alpen (PA).

A-A = Afif-Abas Terrane (Arabien); Am = Amazonia (S-Amerika); Av = Avalonia und America mit Nord-Süddeutschland?; Az = Azania (Somalia, Madagaskar); Ba = Baltica (N-Europa); Bo = Borborema (S-Amerika); By = Bayuda (N-Afrika); Ca = Cathaysia (S-China); C = Congo (Afrika); Ch = Chortis (Mtl.-Amerika); DML = Dro.-Maud Land; G = Grönland; H = Hoggar (N-Afrika); I = India; K = Kalahari (S-Afrika); L = Laurentia (N-Amerika); Ma = Mawson (Antarktika); NAC = Nordaustralien; N-B = Nigeria-Benin (Afrika); NC = N-China; PA = Proto-Alpen; Pp = Paranapanema (S-Amerika); Ra = Rayner (Antarktis); RDLP = Rio de la Plata (S-Amerika); SAC = Südastralien; SF = Sao Francisco (S-Amerika); Si = Sibiria; SM = Sahara Metacraton (N-Afrika); T = Tarim (China); WAC = Westafrika; Yg = Yangtze (China).

Farben: Nordamerika, Südamerika, Baltica, Sibiria, India und Mittlerer Osten, China, Afrika, Australia, Antarktika.

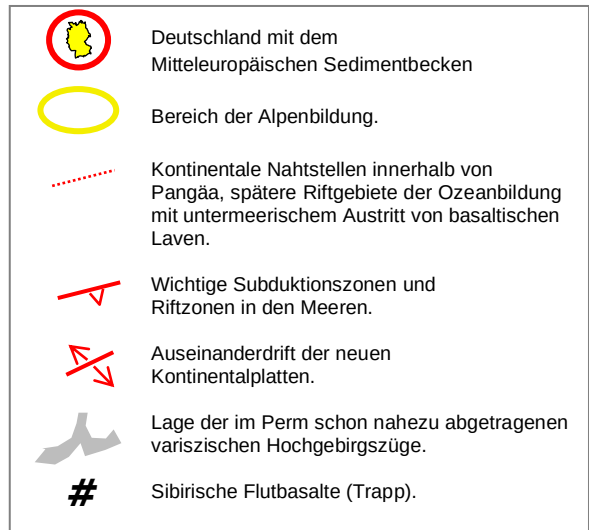
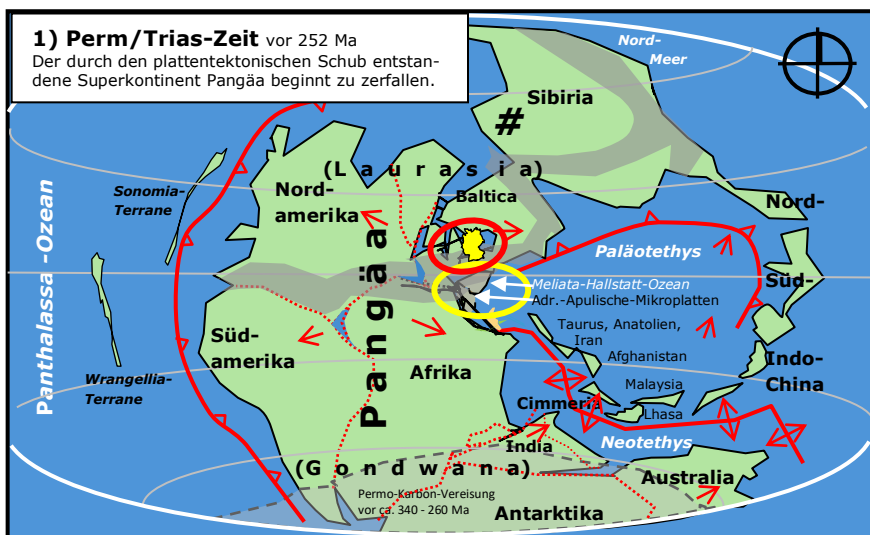


Abb. 6.9: Paläogeographische Karte des Superkontinents Pangäa vor ca. 250 - 200 Ma.

Nach dem Zerfall des Superkontinents Pannotia (Abb. 6.8) vor ca. 540 Ma sind die Kontinente bzw. Kontinentalplatten durch langsame Bewegungen auf der plastischen Asthenosphäre und unter der Neubildung von vulkanisch-basaltischem Meeresboden wieder auseinandergefrüht. Während der Devon- und Karbon-Zeit vor 400 - 300 Ma wurden die einzelnen Kontinente durch diese plattentektonischen Bewegungen wieder zu einem neuen Superkontinent zusammengeschoben, der Pangäa genannt wird (Abb. 6.9). Dieser war vom **Panthalassa-Ozean** umgeben und seine große östliche Bucht wird **Tethys-Ozean** genannt. Die bei der Bildung von Pangäa entstandenen Variszischen Hochgebirgsszüge waren am Ende der Perm-Zeit vor 250 Ma wieder abgetragen. Das kimmerische Superterrane (Cimmeria) begann sich vor ca. 280 Ma mit Inselketten von Ost-Pangäa zu lösen und wanderte in der Perm/Trias-Zeit unter Bildung des Neotethys-Ozeans nach Norden. Dabei wurde der paläotethysche Meeresboden in den Untergrund von Laurasia gezogen und subduziert. An der Trias-Jura-Wende verschwindet die Paläotethys dann ganz. Cimmeria kollidierte vor ca. 190 Ma unter Bildung eines Faltengebirgs unter Bildung eines Faltengebirgs zwischen dem Balkan und Südostasien. Fortsetzung Abb. 6.9-1.

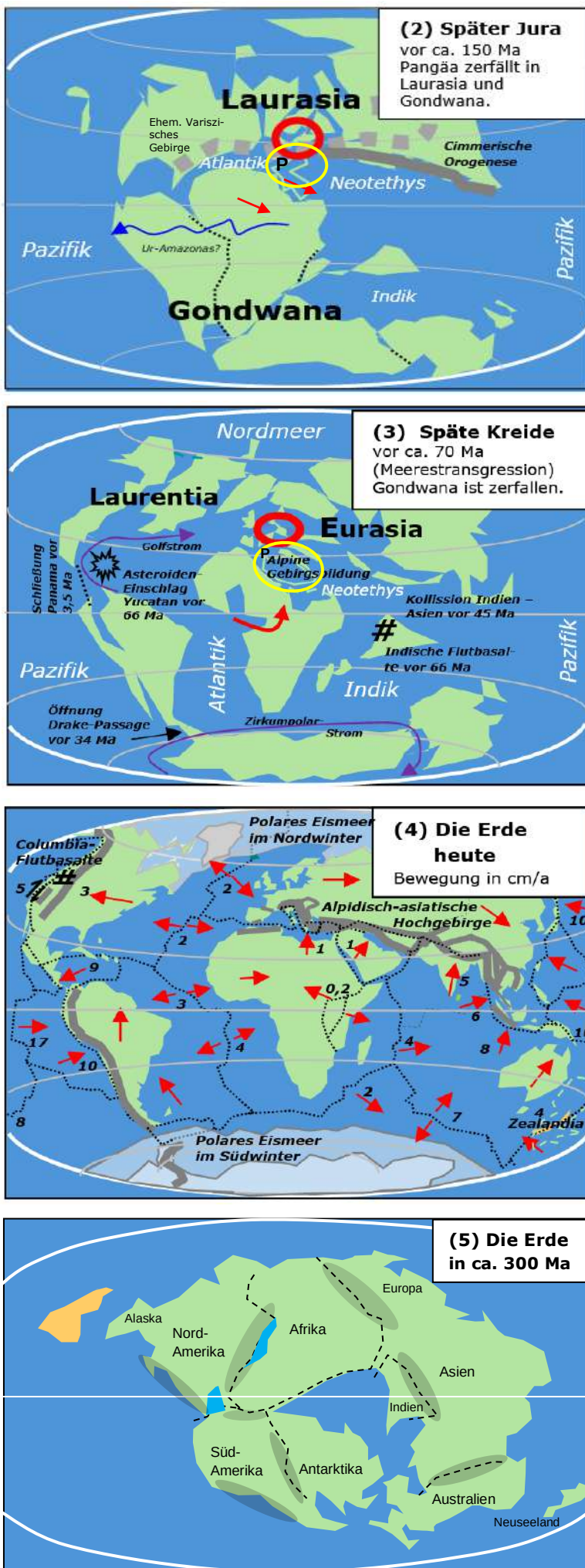


Abb. 6.9-1: Paläogeographische Karten der Verteilung von Land und Meer von der Jura- und Kreide-Zeit bis heute (Abb. 3).

Fortsetzung von Abb. 6.9

Im Zentrum des sich vor 325 Ma bildenden Superkontinents Pangäa kam es ab der Späten Trias-Zeit vor ca. 250 Ma zu ersten tektonischen Rissen und Riftbildungen. Vor 230 Ma begann der Zerfall des Superkontinents in die Teilgroßkontinente **Laurasia** im Norden und **Gondwana** im Süden. Vor ca. 220 Ma breitete sich der Neotethys-Ozean im Zuge des Pangäa-Zerfalls auch langsam nach Westen zwischen Eurasia und Afrika aus und vor ca. 170 Ma öffnete sich zwischen Nordamerika und Afrika zunächst der Mittel- und der Nordatlantik, der sich über den Penninischen Ozean mit der Tethys verband. Die Teile der Adriatisch-Apulischen Mikrokontinentalplatte im Bereich der West-Tethys, die bei der Alpenbildung eine zentrale Rolle spielen, sind in der Perm/Trias-Zeit vor 250 Ma noch mit Afrika bzw. Europa verbunden und wurden vom kleinen Meliata-Hallstatt-Ozean getrennt. Afrika wanderte mit Adria langsam nach Osten. Durch die damit einhergehende Krustendehnung und durch die Bildung des Mittelatlantiks entstanden von diesem ausgehend am Westrand der Tethys zwischen Europa und Afrika die beiden **Penninischen Ozeane** (P, Alpine Tethys). Vor ca. 140 Ma löste sich Adria/Apulien von Nordafrika und wanderte zunächst weiter nach Osten und dann nach Norden gegen Eurasia. Vor ca. 110 Ma öffnete sich mit dem Zerfall von Gondwana auch der Südatlantik und Afrika begann vor 100 Ma ebenfalls nach Norden gegen Eurasia zu rotieren. Das führte vor 60 Ma zur Schließung des oberpenninischen Piemont-Ozeans, zur Subduktion der mittelpenninischen Briançonnais-Schwelle und vor 45 Ma auch zur Schließung des unterpenninischen Valais-Ozeantrogs. Vor 90 Ma begann mit der eoalpinen Orogenese die Gebirgsbildung der Ostalpen. Laurasia bestand noch bis vor ca. 60 Ma, bevor es sich mit der weiteren Öffnung des Nordatlantiks in Eurasia und Laurentia (Nordamerika) aufgeteilt hat. Damit waren die heutigen 7 Kontinente entstanden. Die dick gepunkteten grauen Linien in Bild 2 sind die ehemaligen variszischen Hochgebirgszüge, die beim Zusammenprall der Kontinente vor 380 - 310 Ma entstanden sind und die während der Späten Karbon- und der Frühen Perm-Zeit wieder abgetragen wurden. Dabei wurde Europa bis vor ca. 30 Ma mit Sedimenten zugeschüttet. Heute sind z.B. die Mittelgebirge von Schwarzwald, Vogesen, Bayerischem Wald, Rheinischem Schiefergebirge, Ural, Massif Central, Teile des Atlasgebirges und Teile der komplex aufgebauten Appalachen basale und später teilweise wieder herausgehobene Reste dieses ehemals größten Gebirges der Erde. Siehe auch Abb. 6.15 und 6.14-1.

Trennung Australien-Antarktika vor ca. 40 Ma, Entstehung des Zirkumpolar-Stroms, Beginn der Abkühlung. Entstehung des Himalayas und der tibetischen Hochlandes vor ca. 22 Ma. Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke vor 3,5 Ma, Entstehung des Golfstroms. Roter Kreis = Mitteleuropäisches Sedimentbecken Gelber Kreis = Bereich der Alpenbildung

Abb. 6.9-2 Pangäa-Proxima - Die Verteilung der Kontinente in der Zukunft.

Das ist eines von mehreren Szenarien, wie die Erdoberfläche durch die plattentektonischen Bewegungen in 250 - 400 Ma aussehen könnte. Es bildet sich der Superkontinent Pangäa-Proxima. Die möglichen neuen Gebirgsbildungen entlang der Kollisionszonen der ehemaligen Kontinente sind grau dargestellt. Grafik umgezeichnet und verändert nach National Geographic, The Walt Disney Company (Germany) GmbH.

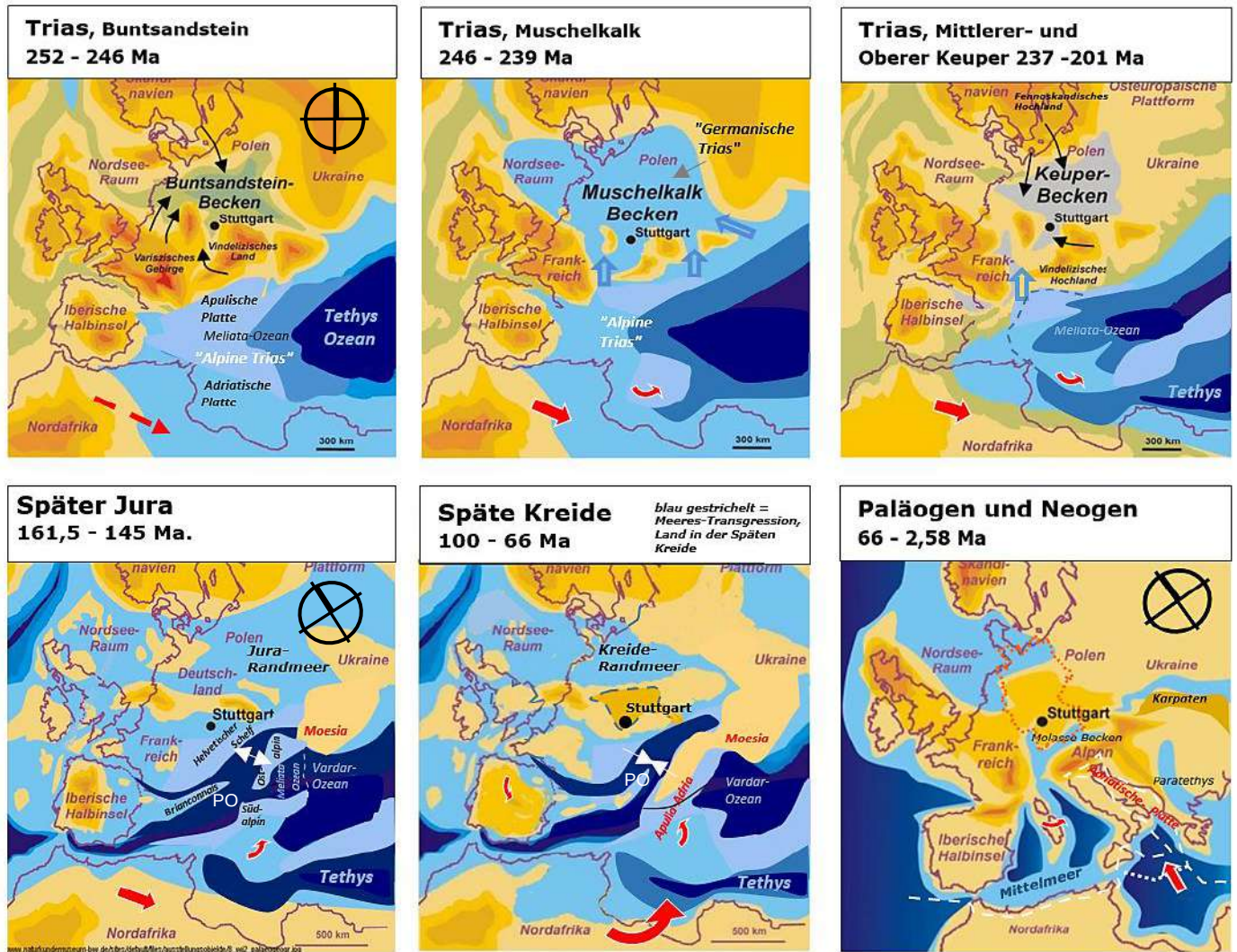


Abb. 6.9-3: Paläogeographische Karten der Verteilung von Land und Meer in Europa von der Jura-Zeit bis heute.

Dargestellt ist die Lage des Mitteleuropäischen Beckens mit der germanischen Trias im Norden und die Adriatisch-Apulischen Platte mit der alpinen Trias im Süden. Mit dem Auseinanderbrechen von Pangäa bewegte sich Afrika zunächst nach Osten. Das führte zu einer Erdkrustendehnung mit Ausdünnung und Vulkanismus. Es kam zur Westausdehnung des Tethys-Meeres mit der Bildung von einigen kleinen ozeanischen Meeresbecken und von Mikrokontinenten. Mit der Öffnung des Zentralatlantiks vor ca. 170 Ma entstand südlich vor Europa die Penninischen Ozeane (PO) und dabei wurden Tiefwassersedimente und basaltischer Meeresboden an auseinanderdriftenden Riftzonen abgelagert. Auf den flachmarinen Kontinentalschelfen von Südeuropa (Helvetikum) und der Apulisch-Adriatischen Platte (Ost- und Südalpin) wurden bei einem tropischen Klima mächtige und großteils karbonatische Sedimente mit Rifften abgelagert. Mit der Nordrotation von Adria/Apulia und ab 100 Ma von Afrika wurde die Erdkruste mit diesen Ablagerungen komprimiert, Ozeanböden wurden subduziert und die ozeanischen und die flachmarin-kontinentalen Sedimente wurden nach Norden bis über den Rand von Südeuropa zusammengeschoben, überschoben, gefaltet und aufgestapelt. Schließlich wurden diese leichtere Erdkruste auch unter dem Einfluss von Plattenabbrissen in der weichen Asthenosphäre isostatisch herausgehoben und der Erosion ausgesetzt. Die heutigen Alpen sind entstanden (Abb. 6.15). Grafik verändert und ergänzt nach R. Schoch, Staatliches Museum für Naturkunde, Stuttgart, www.naturkundemuseum-bw.de.



Abb. 6.9-4: Eine sehr alte Marmorplatte auf einem Friedhof in Baltimore als Beispiel für die Plastizität (Duktilität) von Gesteinen.

Diese Marmorplatte liegt schon 100 Jahre oder länger und hat sich durch die Schwerkraft nach unten verformt. Marmor ist also, ebenso wie Steinsalz, auch unter Oberflächenbedingungen plastisch.

Originaltext: "A marble monument at the Westminster Hall and Burying Ground in Baltimore, Maryland. The horizontal surface is undergoing slow ductile deformation as it sags beneath its own weight. The author Edgar Allan Poe is interred nearby".

Bild und Text aus: *Physical Geology*, First University of Saskatchewan Edition von Karla Panchuk, CC BY-NC-SA 4.0

<https://openpress.usask.ca/physicalgeology/>

Bild: Ray Pennisi (2007) CC BY-NC 2.0

6.2 Alpine Ablagerungsräume und die tektono-lithologischen Einheiten der Alpen

Abb. 6.9.3 - 6.16: Von der Späten Trias bis zum Mittleren Jura vor ca. 230 - 160 Ma wurde das Vindelizisch-Böhmische Land (Vindelizische Schwelle) als Rest des variszischen Gebirges am Südostrand des Mitteleuropäischen Beckens abgetragen. Dort bildete sich zwischen dem Nordrand der westlichen Neotethys und dem südeuropäischen Kontinentalrand mit dem Mitteleuropäischen Sedimentbecken ein flacher Ablagerungsraum, der **Alpiner Schelf** genannt wird (Abb. 6.9.3, 6.29-1). Zunächst fand dort noch eine germanisch-faziell dominierte und terrestrisch-limnisch-marine Sedimentation statt, die dann in eine mächtige und alpin-vollmarine Sedimentation überging. Mit der Bildung des Mittel(Proto)atlantiks zerfiel der Superkontinent Pangäa währenddessen in zwei Teile: **Laurasia** mit Nordamerika und Eurasia im Norden und **Gondwana** mit Südamerika, Afrika, Indien, Antarktika und Australien im Süden (Abb. 6.9-1). Afrika wanderte mit Gondwana langsam nach Osten. Das führte an der Grenze zu Laurasia im Bereich der Neotethys zu einer Dehnung und Ausdünnung der Lithosphäre und Erdkruste mit Vulkanismus. Der Neotethys-Ozean vergrößerte sich durch die Bildung kleiner Teilozane mit Mikrokontinenten weiter nach Westen und so wurden Afrika und Eurasia getrennt. Verursacht durch langsame und konvektive Massenbewegungen und durch aufsteigende Mantelplumes im tiefen, heißen und plastischen Erdmantel, aber v.a. durch gravitative Bewegungen der Lithosphäre haben sich die Europäische-, die Adriatisch-Apulische- und die Afrikanische Kontinentalplatte dabei zunächst einige Jahrmillionen lang auseinanderbewegt. An den schmal-langgezogenen und als **Riftzonen** bezeichneten Nahtstellen dieser Platten kam es in den bis zu 4000 m tiefen, aber kleinen Ozeanbecken zum Aufstieg und zum untermeerisch-glutflüssigem Austritt von großen Mengen an basaltischen Vulkaniten (Kissenlaven) und in der Tiefe wurden Gabbros und Serpentine aus dem Erdmantel abgelagert. Das führte zusammen mit der Ablagerung von unterschiedlich mächtigen Tiefseesedimenten aus Mergel, Tonen, Kalken und Radio-lariten zu einer Neubildung von basaltisch-gabbroidem Ozeanboden mit einer langsamen Verbreiterung der Ozeane (Abb. 2, Abb., 6.29-1). Heute bauen Fragmente dieser Ablagerungen als **Ophiolith-Deckenkomplexe** (Abb. 6.34) v.a. im Penninikum viele Gesteinsdecken und Gebirgszüge in den Alpen auf. Auf die selbe Weise bildete sich zwischen Nordamerika und Afrika/Europa und später zwischen Afrika und Südamerika der Atlantik.

Ab dem Frühen Jura vor ca. 190 – 160 Ma bildete sich, vom sich öffnenden Mittelatlantik ausgehend, nach Osten eine Tiefseerinne, die sich in den folgenden Jahrmillionen zum 600 - 800 km breiten, über 1000 km langen und zweigegliederten **Penninischen Ozeanbecken** vergrößert hat. Damit wurde der **Alpine Schelf** in den an Südeuropa angrenzenden **Helvetischen Schelf** mit dem tieferen **Lepontikum** an seinem Südrand und in den z.T. noch an Nordafrika angrenzenden **Adriatisch-Apulischen Schelf und Mikrokontinent** (Adria/Apulia) mit den flachmarinen **Ostalpinen- und Südalpinen Ablagerungsräumen** und mit dem daran hängenden **Salassikum** aufgeteilt (Abb. 6.9-3, 6.30-2). Innerhalb der rhythmisch langsam absinkenden Flachmeerbereiche auf Adria/Apulia und am helvetischen Rand von Südeuropa kam es zur Ablagerung von mächtigen Kalk-, Dolomit-, Mergel- und auch von Sulfat- und Salinarsedimenten. In den penninischen Ozeanen wurden unterschiedlich mächtige Tiefseesedimente und oft mächtige und untermeerisch austretenden Lavamassen, einhergehend mit einer Spreizung des Meeresbodens an Riftzonen abgelagert. Damit wurden über lange Zeiträume die sedimentär-magmatischen Grundlagen für das spätere Alpengebirge geschaffen. Vor ca. 135 Ma löste sich Adria/Apulia von Nordafrika/Gondwana ab und änderte seine Plattenbewegung von Osten nach Norden gegen Europa. Damit endete die Verbreiterung des Oberpenninischen Ozeans. Es kam zum Zusammenschub und zur Versenkung seiner Tiefseesedimente mit den magmatisch-vulkanitischen Ozeanböden an langgezogenen Subduktionszonen in den Erdmantel. Vor ca. 110 Ma begann mit der Öffnung des Südatlantiks das Auseinanderbrechen von Gondwana und Afrika, Antarktika, Australien und Indien wurden selbständige Kontinente. Das führte auch zur Rotation der Bewegung von Afrika von Osten nach Norden gegen Eurasia und Adria/Apulia wurde noch mehr gegen und schließlich auf den europäischen Kontinentalrand geschoben. Mit dieser Kontinent-Kontinent Kollision intensivierte sich der Zusammenschub und der Überinanderschiebung der zuvor abgelagerten und zu Gesteinen verfestigten flach- und tiefmarinen Sedimente und Magmatite und es begann die eigentliche Gebirgsbildung der Alpen wie wir sie heute sehen.

Die 6 alpinen Ablagerungsräume (Domänen) **Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum, Ostalpin und Südalpin** stellen die unterschiedlich entstandenen **Tektono-Lithologischen Einheiten der Alpen** dar und bilden mit ihren Gesteinen heute die großen Deckensysteme und Gebirgsteile (Abb. 6.58, 6.25-3, 6.9-4). Die ursprünglich nebeneinander liegenden Ablagerungsräume sind eine räumlich-fazielle Gliederung, in deren Gesteine die Ablagerungszeiträume von der Perm- bis zur Neogen-Zeit mehr oder weniger ausgeprägt vertreten sind. Sie waren damals, wie auf den Abbildungen 6.15, 6.24 und 6.30-2 zu sehen ist, teils ozeanartige Tiefseebecken und -tröge und teils mehr oder weniger flache Meeres- und Schelfgebiete, oft mit achipelartigen Inselgruppen, später mit kleinen gebirgigen Festländern und mit unterschiedlichen Raumlagen zwischen den eurasischen und afrikanischen Urkontinenten. Je nachdem, ob es sich um flache und warme Schelfmeere, tiefere Schelfmeere, untermeerische Kontinentalabhänge oder um Tiefseebecken gehandelt hat, kam es dort zur Ablagerung von unterschiedlichen Sedimenten. Festlandsnah wurden terrestrisch-fluvioklastische Konglomerate, Sand-, Ton- und Mergelsedimente eingeschwemmt und abgelagert. In den weiträumigen, lichtdurchfluteten und tropisch-warmen Watt- und Flachmeeren wurden durch chemisch-biogene Ausfällung mikrokristalline Kalkschlämme lagenweise sedimentiert oder es sind frühdiagenetische Dolomite entstanden. Im heiß-ariden Klima wurden bei Austrocknung dieser episodisch vom Weltmeer abgeschnürten Meeresbereiche auch sulfatisch-salinare Evaporite abgelagert. Aus den im Flachmeer und in Strandnähe oft zermalenen Schalenresten abgestorbener Meerestiere (Ammoniten, Brachiopoden, Muscheln, Riffbildner etc.) wurden bioklastische Kalke (Schalenrümmerkalke, Schillkalke) gebildet. Oft bildeten sich im tropisch-warmen Flachwasser große Algen-, Schwamm- und später auch Korallenriffzüge, die zusammen mit dem mächtigem Riffschutt heute in den Alpen viele Gebirgszüge aufbauen, z.B. die Dolomiten. Manche flachmarine Kalksedimente wurden durch die Aufnahme von Magnesium aus dem Meerwasser spätdiagenetisch in

fossilarne Dolomite umgewandelt, die heute in den italienischen Dolomiten und in vielen anderen Teilen der Alpen unterschiedlich stark gebirgsbildend sind. Die flachen Schelfgebiete haben sich unter dem Gewicht der mal mehr und mal weniger starken Sedimentation zwar rhythmisch abgesenkt, sie hatten infolge dieser dynamischen Sedimentation aber eine nur wenig schwankende und meistens geringe Wassertiefe. Durch dieses Sedimentationsgleichgewicht konnten sich dort mit der Zeit mehrerer Tausend Meter mächtige und zyklisch geschichtete Flachmeer- und Gezeitensedimente ablageren. In den festlandsfernen und etwas tieferen Mesopelagial-Bereichen wurden auch Tonmergel und Radiolarite abgelagert. In den ozeanischen Tiefseebecken und -trögen wurden Tiefseetone, kieselige Radiolarite, geringmächtige karbonatische Sedimente und im Oberpenninischen Ozean wurden mächtige untermeerisch und glutflüssig austretende Lavabildungen entlang der sich spreizenden und vulkanischen Riftzonen abgelagert (Basalte, in der Tiefe Gabbros und Serpentine, Abb. 6.34). Im schmalen und nicht so tiefen unterpenninischen Meerestrog hat sich nur eine unvollständige ozeanische Kruste mit wenigen Vulkaniten und Magmatiten entwickelt, es wurden aber mächtige und sandige Kalk-Ton-Schiefer, sogenannte **Bündnerschiefer** abgelagert. An den steilen Abhängen der Kontinentalschelfe in die Tiefseebecken und -rinnen kam es mit der zusammenschiebenden Gebirgsbildung zwischen 100 und 30 Ma und v.a. im Bereich der steilen und tiefen Subduktionszonen bei der Versenkung der Ozeanplatten zum Abrutschen von großen und auch durch Erdbeben instabil gewordenen Sedimentpaketen. Diese submarinen Rutschmassen, oft aus den Bündnerschiefern übergehend, werden **Flyschsedimente** genannt und bestehen aus einer engen Wechselfolge von Sand-, Ton- und Mergelsteinen, teilweise mit Kalksteinbänken, mit Geröllen und mit Blöcken (Wildflysch), die durch die Erosion der nahegelegenen kleinen Festländer und Inseln eingeschwemmt wurden (Abb. 6.12.-1, 6.33, -1, -2).

Das Helvetikum (Helvetier = keltischer Volksstamm, Helvetia = neulateinisch für Schweiz, von Schwyz - indogermanisch = "Das helle Tal") wird in Unter(Nord)helvetikum und Ober(Süd)helvetikum mit dem Ultrahelvetikum gegliedert und wird in Frankreich "Dauphinois" genannt. Das Helvetikum ist der nördlichste (externe) alpine Sedimentationsraum und die tektono-lithologisch tiefste Einheit in den Alpen. Es wurde als letzte Einheit von der nord- und westgerichteten Alpenüberschiebung und -faltung erfasst und ist in den Zentral- und Westalpen an der Oberfläche weit verbreitet. Die Sedimente wurden auf dem flachen und küstenfern auch tieferen und subtropischen Helvetischen Schelf entlang der südeuropäischen Küste des Tethys-Ozeans abgelagert, das Unterhelvetikum im Norden und das mächtigere Oberhelvetikum weiter südlich. Schon während der Perm-Zeit wurden am südeuropäischen Kontinentalrand die Abtragungsreste der Variszischen Gebirges als siliziklastische Schuttmassen und Vulkanite in großen Schwemmfächer auf der durch die permische Dehnungstektonik entstandene Trog- und Schwellenlandschaft als Gegenstück zu den Rotliegendesedimenten in Mitteleuropa abgelagert. Diese im alpinen Raum **Verrucano** genannten Sedimente sind in einigen tiefer eingesenkten und von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Graben- und Beckenstrukturen erhalten geblieben und wurden in die alpine Tektonik miteinbezogen. Der Verrucano besteht aus terrestrisch-fluvioklastischen und durch Eisenoxid (Fe_2O_3) oft rötlich gefärbten Schuttmassen aus später schwach metamorphisierten Tonen, Sanden und konglomeratischen Geröllen mit Vulkaniten (Abb. 6.35). Auch die Sedimente der Trias wurden in Südeuropa zunächst noch als überwiegend terrestrische Fazies (Germanische Trias) flächig abgelagert. Nach der Abtragung des Vindelischen Landes als Rest des Variszischen Gebirges am Südrand des europäischen Kontinents von der Späten Trias- bis zum Mittleren Jura-Zeit entwickelte sich die kontinental-helvetische Plattform zu einem vollmarinen Schelf. Bei einer unregelmäßigen Subsidenz kam es zur diskordanten und zyklischen Ablagerung von teils noch sandigen, aber überwiegend flachmarinen und karbonatischen Sedimenten mit Oolithen (Alpine Trias). Die Tiefe dieses Schelfs nahm mit der Entfernung zum nördlichen Festland zu, sodass dort auch tonig-mergelige Sedimente abgelagert wurden. Der Schelf grenzte aber noch direkt an den adriatischen Schelf der Westtethys an. Mit dem Einbrechen des Oberpenninischen Ozeantrogs zwischen Europa und Adria/Apulia, ausgehend von dem sich im Westen öffnenden Atlantik, senkte sich ab dem Mittleren Jura vor ca. 180 - 160 Ma der breite Schelfbereich etwas ab und das Helvetikum wurde zum Südrand von Europa. Damit waren Europa und Adria/Apulia getrennt. Von der Jura- und Kreide-Zeit vor ca. 170 - 66 Ma bis in die Späte Paläogen-Zeit vor ca. 25 Ma kam es auf dem helvetischen Schelf bei weiteren rhythmischen Absenkungen festlandsnah zu detritisch-klastischen und zu bioklastischen Ablagerungen (Schillkalke aus Schalenresten von Muscheln, Ammoniten, Foraminiferen, Riffschutt etc.) und im sehr warmen und flachen Meerwasser zu einer ruhigen Sedimentation von mächtigen und (bio)chemisch entstandenen Kalkschlämmen mit der Bildung von Schwamm-, Algen- und Korallenriffen. Daraus sind die oft massigen, geschichteten und fossilreichen Kalksteinen mit z.T. mächtigen Lagen von Mergelsteinen entstanden, z.B. der Quintenkalk, Schrattenkalk, Seewenkalk, Drusberg-Schichten und als Hauptgipfelbildner der Kieselkalk. Mit dem Beginn der Alpenüberschiebung im südlich gelegenen Tethys-Raum vor ca. 100 - 80 Ma senkte sich das helvetische Schelfmeer weiter ab und in den tieferen und küstenfern-mesopelagischen Bereichen wurden vermehrt dunkle Tonmergel und Tone abgelagert, z.B. die Seewen-, Amden- und die Wang-Formation. Die Mächtigkeit dieser Sedimente nimmt mit der Entfernung zum nördlichen Festland zu. Diese Gesteine bilden heute die mächtigen Kalkgebirge mit Mergellagen entlang dem Nordrand der Schweizer Alpen von Savoyen, Berner Oberland, Appenzellerland bis nach Vorarlberg (Schweizer Kalkalpen). Die aus dem Meer aufsteigenden kleinen Inseln und Festländer waren der Erosion ausgesetzt und die Sedimente wurden in tiefen Meeresrinnen als Nordhelvetischer Flysch abgelagert. Wegen Sedimentationsunterbrechungen und Erosion fehlen in der helvetischen Schichtfolge einige erdgeschichtliche Bereiche. Bei der Gebirgsbildung wurden die oberhelvetischen Gesteinsdecken im Miozän vor ca. 25 Ma gehoben, vom kristallinen Untergrund der südeuropäischen Externmassive abgeschert und als allochthone Gesteinsdecken weit nach Norden und Nordwesten über den Flysch und über die Molasse viele Kilometer auf den europäischen Kontinentalrand geschoben und in Schuppen und Falten gelegt. In Frankreich wurden die Dauphinois-Decken nach ihrer Abscherung nur gering nach Westen verschoben und sind damit parautochthon. "Autochthon" = die Gesteine wurde allenfalls minimal bewegt und sind im Verband. "Parautochthon" = die Gesteine wurde gering gegenüber der ursprünglichen Unterlage verschoben. "Allochthon" = die Gesteine wurde weit verschoben und ist nicht mehr im Verband.

- **Zum Unterhelvetikum** (früher Infrahelvetikum) gehören die prävariszisch- und variszisch-kristallinen Extern(Zentral)massive und deren (par)autochthone Sedimentbedeckung. In Frankreich sind das das Mt. Blanc-, Aiguilles Rouges-, Belledonne-, Pelvoux- und das Mercantour/Argentiera-Massiv und in der Schweiz das Aar-Massiv mit seiner (par)autochthonen Sedimentbedeckung. In der Schweiz gehören zum Unterhelvetikum alle Decken unterhalb der Hauptüberschiebung des Glarner- und des Wildhorn-Diablerets-Deckenkomplexes und der Axen-Drusberg-Decke, z.B. die Morcles-Decke als Abscherung des Mont Blanc-Massivs, die Doldenhorn-Decke, die Sardona-Decke und die Tschep-Schuppe mit Sedimenten von Perm bis Paläogen. Dazu gehören auch die in der Schweiz besonders verbreiteten Subalpinen Flyschdecken (Unter-, bzw. Nordhelvetischer Flysch), die in der stark kompressiven Spätphase der Alpenbildung untermeerisch von den steilen Kontinentalabhängen als lawinenartige Suspensions- und Schuttströme in die sich durch die Kompression bildenden Tiefseegräben und -becken abgerutscht sind. Das kristalline Tauernmassiv mit seiner Sedimenthülle in Österreich wird heute ebenfalls ins Unterhelvetikum gestellt. Die Externmassive aus variszischen und älteren (ordovizischen) Gneisen und Migmatiten mit den darin vor ca. 340 - 280 Ma durch Krustendehnung spät- und postvariszisch eingeschmolzenen Graniten und mit ihrer permomesozoischen Sedimenthülle wurden beim Zusammenschub der überlagernden Decken zwar nicht komplett in die alpine Tektonik miteinbezogen, aber in der Tiefe schwach alpin-metamorph überprägt, plastisch deformiert, durch kleine Überschiebungen tektonisch zerlegt, verschuppt und um mehrere Kilometer nach Westen, Nordwesten und Norden verkippt und verschoben. Dabei wurden sie z.T. eingeklemmt und später als große Krustenspäne blasenartig herausgepresst. Mit der Hebung, dem Abrutschen und der Abtragung ihrer südlichen Sedimenthülle sind diese Massive vor ca. 20 - 12 Ma an die Erdoberfläche gekommen und sind seitdem ebenfalls der Abtragung ausgesetzt. Dadurch ergeben sich heute gute Einblicke in diese z.T. über 300 Ma alten Gesteine. Das Kristallin des externen Aar-Massivs ist vor 14 – 12 Ma die Oberfläche gekommen und dieses kann mit seinen zahlreichen kleinen Abscherungen und Verschiebungen auch als Ansatz einer tektonischen Decke betrachtet werden (Abb. 6.40).

- **Zum Oberhelvetikum** gehören neben den permzeitlich-terrestrischen und teils schwach metamorphen Verrucano-Sedimenten (Ilanz-, Tavetsch-, Glarner-Decke) und der paläozoischen Gotthard-Kristallindecke die sedimentären und im Paläogen/Neogen allenfalls sehr schwach metamorphisierten Gesteinsdecken (Anchizone, 150 – 250 °C) aus den Karbonatplattformen der küstenferneren Flachscheffbereiche aus der Zeit von Trias bis Eozän vor ca. 200 - 35 Ma. Diese liegen heute oberhalb der Helvetischen und der Glarner Hauptüberschiebungen, z.B. der Wildhorn-Diablerets Deckenkomplex, die Axen-Decke, die Säntis-Drusberg-Decke und die Glarner-Deckenkomplexe mit dem Verrucano. Bei der Gebirgsbildung wurden die oberhelvetischen Karbonatgesteinsdecken im Miozän vor ca. 25 Ma gehoben und vor 20 Ma als letzte der vier alpinen Großeinheiten vom kristallinen Untergrund der südeuropäischen Externmassive abgeschert. Sie wurden in einigen Kilometern Tiefe bei bis zu 250 °C und bevorzugt auf den weichen Ton- und Mergelgesteinen als allochthone Gesteinsdecken über das Aar-Massiv und dessen Sedimenthülle 40 – 60 km weit nach Norden und Nordwesten auf den europäischen Kontinentalrand geschoben. Dabei wurden sie auf komplizierte Weise überschoben, verschuppt, verfault und deformiert, heute eindrucksvoll zu sehen im Säntis-Gebirge in der Schweiz (Abb. 6.40). Auch der Unterhelvetische Flysch wurde dabei überschoben und die weichen Molasseschichten wurden bis zu 25 km weit überfahren, gestaucht, verfault und auch in sich überschoben (Kap. 6.7).

Das Ultrahelvetikum westlich des Thuner Sees wird in der neuen tektonischen Karte der Schweiz -TK 500- ins Oberhelvetikum gestellt und ist der tiefere Übergangsbereich (Tiefscheff) mit mesopelagischen Kalk- und Mergelsedimenten zwischen dem flachen ober(süd)helvetischen Schelf im Norden, dem Lepontikum und dem penninischen Tiefseetrog im Süden.

Die helvetischen Gesteine treten heute breitflächig in den französischen Westalpen (parautochthones Dauphinois) und ab der Linie Rhonetal – Chur in den Schweizer Nordalpen, aber nur als schmaler und unterbrochener Schuppensaum in den Ostalpen am Nordrand der deutsch-österreichischen Nördlichen Kalkalpen und im Tauernfenster zutage. Die nach Westen und Norden geschobenen oberhelvetischen Decken in Frankreich, in der Schweiz und am Alpennordrand liegen oft wenige bis viele Kilometer weit von ihrem Ablagerungsort entfernt und sind damit "parautochthon" und "allochthon".

Das Lepontikum (Lepontier = keltisch-etruskischer Stamm zwischen Gotthard und Lago Maggiore) ist ein Teil der europäischen Kontinentalplatte und ist der Übergang vom Außenbereich des flachen südeuropäisch-helvetischen Schelfmeers zu den tiefen penninischen Ozeanbecken (ehemals Sub- bzw. Infrapenninikum). Bei der Plattenkollision zwischen Eurasia und Afrika vor ca. 30 Ma wurde das Lepontikum nach Nordwesten geschoben. Es besteht im Kern aus tiefer versenktem, variszisch-europäischem Grundgebirge (Ortho- und Paragneise, Amphibolite) mit einer vor ca. 32 – 18 Ma alpin metamorphisierten, autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung aus perm- und triaszeitlichen Konglomeraten, Quarziten und Dolomiten sowie aus jung-mesozoischen Kalken, Marmoren, Mergel und Brekzien, die teilweise mehrere orogene Zyklen durchlaufen haben (kaledonisch, variszisch, alpin) (Abb. 6.9-4 bis -6). Die Gesteine bilden heute im schweizerischen Tessin und in Norditalien südlich der Gotthard-Massivdecke den vor ca. 15 Ma wahrscheinlich im Zuge der Plattenablösung bei der Subduktion in den Erdmantel und durch den Nordschub des Insubrischen (Ivrea)-Indenters als transpressive Bewegung um fast 20 km herausgehobenen Lepontischen Dom (vertikale Einengung, seitliche Zerdehnung), z.B. die Antigorio-, Monte Leone-, Lebendun-, Cima-Lunga-, Simano-, Verampio-, Maggia-, Adula- und Leventina-Lucomagno-Decke und der Gruf-Komplex (Migmatite). Tektonisch wird das Lepontikum von der Toce- und Ticino-Kulmination geprägt und wird seitlich von der Simplon-Rhone-Störung im Westen und von der Forcola- Störung im Osten begrenzt.

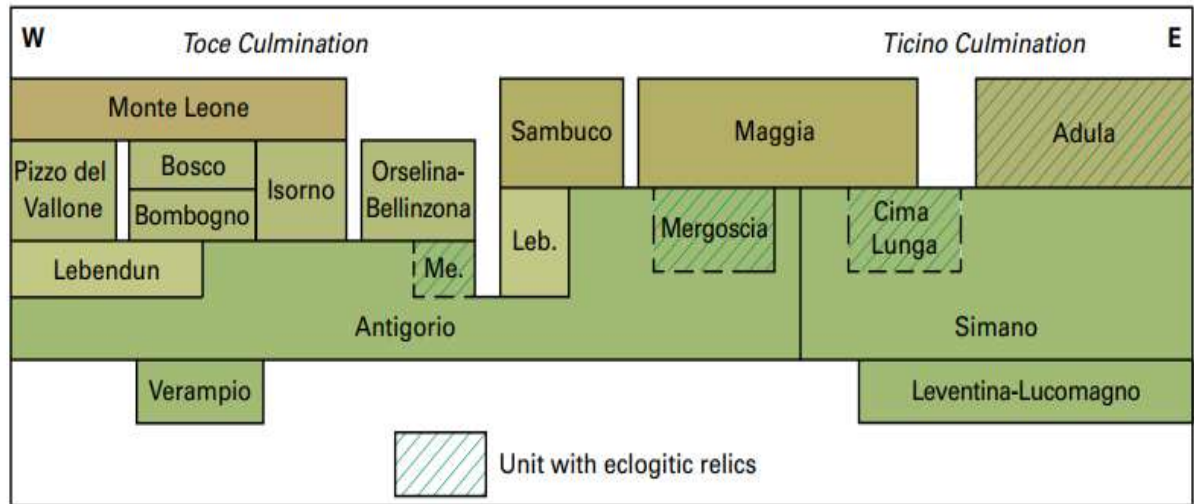


Abb. 6.9-4: Diagramm der Überlagerung der lepontischen Einheiten.

Die gestrichelten Linien stellen die betreffenden Deckenkontakte dar.

Quelle: D. Bernoulli et al 2024: Tectonic Map of Switzerland 1:500'000, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern, Ed. Ves Gouffon.

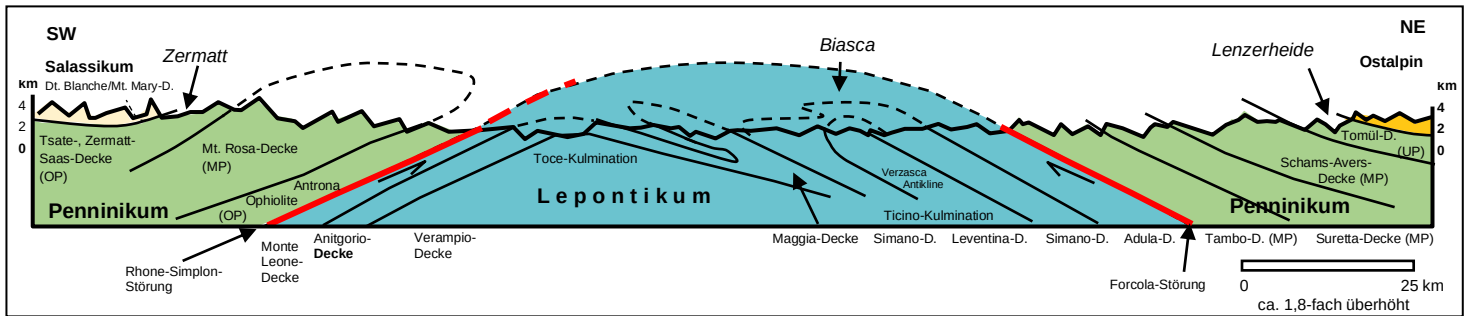


Abb. 6.9-5: Schematischer geotektonischer Profilschnitt Zermatt - Lenzerheide mit dem Lepontikum.

Die ehemals sub(infra)penninischen Gesteine im Lepontin der Schweiz und Italiens, die Monte Leone-Decke im Südwesten bis zur Adula-Decke im Nordosten (Lepontischer Dom), werden in die neue tektonische Einheit "**Lepontikum**" gestellt, das ursprünglich am südeuropäischen Rand zwischen dem Unterpenninikum und dem Helvetikum lag. Es besteht heute aus knapp 300 Ma alten kristallinen Grundgesteinen (Granite, Gneise, Glimmerschiefer) und wird lokal durch eine dünne autochthone oder parautochthone und mesozoische Metasedimentdecke begrenzt (Trias bis Eozän, Glimmerschiefer, Marmore, Quarzite). Die Gesteinseinheiten wurden vor ca. 32 - 18 Ma amphibolitfazial alpin metamorph überprägt und wurden vor ca. 15 Ma im Zuge der Plattenablösung bei der Subduktion im Erdmantel gehoben.

OP = Oberpenninikum, MP = Mittelpenninikum, UP = Unterpenninikum.

Grafik umgezeichnet und verändert aus: A. Steck et al. 2013: Tectonics of the Lepontine Alps: Ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. Swiss Journal of Geosciences 106.

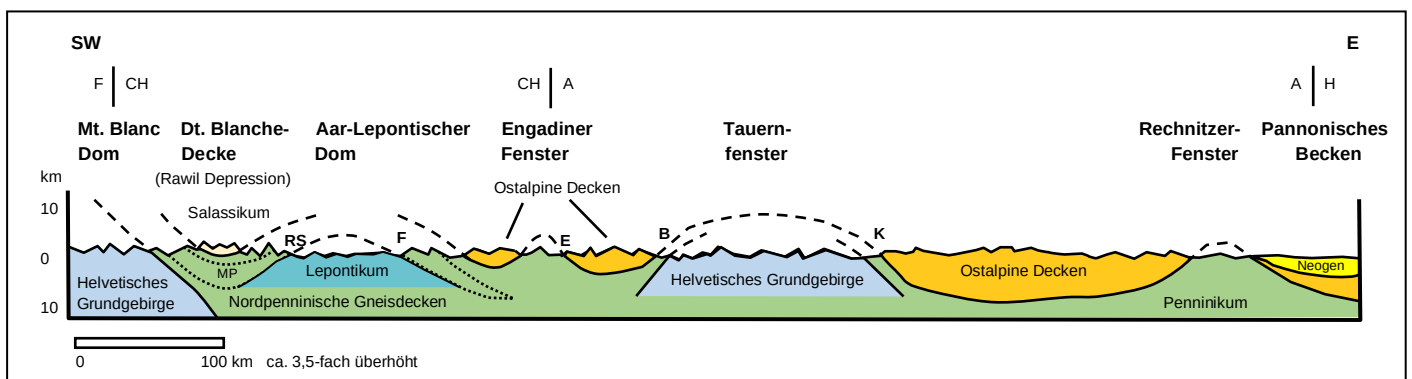


Abb. 6.9-6: Geotektonisches Tiefenprofil vom Mt. Blanc-Dom zum Pannonischen Becken.

Das schematische Längsprofil von Nordwesten nach Osten zeigt den unregelmäßig wellenförmigen Verlauf der Lagerung der alpinen Überschiebungsdecken entlang der Alpenlängsachse von den französischen über Schweizer und die österreichischen Alpen in das Pannonische Becken. Das Profil erstreckt sich über ca. 850 km Länge und zeigt die fensterartigen "Dome", oft Kristallinaufbrüche, unterbrochen von muldenartigen "Depressionen". Die Wellenlängen schwanken zwischen knapp 100 km und über 350 km, die Amplituden liegen bei ca. 5 - 10 km. Die Ursachen für diese Wellen sind die West-Ost-Zerdehnung der Alpen und die unterschiedlichen Fensterstrukturen von West-, Zentral- und Ostalpen. Diese Tektonik zeigt uns tiefe Einblicke in den Bau der Alpen. Schnittlage siehe Abb. 6.25.

Große Abschiebungsbrüche, die bei der Ost-West-Zerdehnung der Alpen entstanden sind:

RS = Rhone-Simplon-Störung; F = Forcola-Störung; E = Engadiner-Störung; B = Brenner-Störung; K = Katschberg-Störung; MP = Mittelpenninikum.

Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: Jürg Meyer (2021): Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie.

Kap. 22: Die Alpenwellen. Haupt, Bern. Nach W. Fritsch, I. Dunkl, J. Kulemann. 2000: Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps. Tectonophysics 327.

Das Penninikum (penninus, keltisch = Götter der Berge, später für Pass oder Berg, römisch für St. Bernhard-Pass – Mons Penninus und Penninische Alpen, heute Walliser Alpen genannt) wird in Unter(Nord)penninikum, Mittelpenninikum und in Ober(Süd)penninikum gegliedert. Es liegt als große Kernzone der Alpen heute tektonisch zwischen dem Helvetikum, dem Lepontikum, dem Ostalpin und dem Südalpin und ist in den Zentral- und in den Westalpen besonders ausgeprägt und dort an der Oberfläche weit verbreitet. Das Penninikum ist in große und dachziegelartig sehr komplex zerhackte, sedimentäre und magmatisch-kristalline Decken überschoben, gestapelt und verfaltet und ist auch wegen der starken Einbeziehung des basalen und älteren kristallinen Grundgebirges in die Überschiebungen der am stärksten tektonisch beanspruchte Teil des Alpengebirges. Mit dem langsamen Auseinanderdriften der Pangäa-Kontinentalplatten von Amerika und Afrika, beginnend vor etwa 230 Ma, hat sich die afrikanische Kontinentalplatte mit der noch daran hängenden Adriatisch-Apulischen Mikroplatte entlang von Transformstörungen (seitlich-horizontale Blattverschiebungen in Kontinentalplatten) nach Osten an Europa vorbeigeschoben. Das führte an der Grenze zwischen dem helvetischen Schelfbereich am Südrand der Europäischen Platte und dem ost- und südalpinen Schelfbereich auf der Adriatisch-Apulischen Platte zu einer Dehnung und Ausdünnung der Erdkruste mit Vulkanismus. Ab dem Mittleren Jura vor etwa 170 Ma entstand zwischen Afrika und Europa vom sich bildenden Mittelatlantik ausgehend ein zunächst ein- und dann zweigeteilter und relativ schmaler Meeres- und Ablagerungsraum, der **Penninischer Ozean** (Ober- und Unterpenninikum) genannt wird. Dieser erreichte vor etwa 130 – 120 Ma seine größte Breite und damit waren Afrika mit Adria/Apulia und Europa endgültig getrennt. Vor 60 Ma bzw. 45 Ma wurden die z.T. auch unvollständigen penninischen Ozeanböden im Zuge der Alpenbildung in den Erdmantel subduziert, und die in die Tiefe verschluckten Gesteine erfuhren eine oft druckbetonte Metamorphose mit Blauschiefern und Eklogiten. Der penninische Ablagerungsraum gehörte zum Ozeanbecken der westlichen Neotethys und wird wie folgt gegliedert (Abb. 6.11, 6.15, 6.15-1):

- **Das breitere Piemont-Ligurische-Ozeanbecken** wird **Ober(Süd)penninikum** genannt, lag nördlich bis nordwestlich des flachmeerischen ost- und südalpinen Kontinentalrandes von Adria/Apulia und bestand ab der Jura-Zeit bis ins Paläogen vor ca. 160 – 60 Ma. Bis in die Kreide-Zeit hat sich das bis zu 4000 m tiefe Becken durch die Bildung von großen Mengen an neuem, magmatisch entstandenem Meeresboden entlang von langgezogenen aber schmalen Spreizungs-Riftzonen und Transformstörungen an den divergierenden Plattenrändern bis auf 400 - 500 km verbreitert. Die untermeerisch und glutflüssig austretenden Basalte (Kissenlava) und die tiefer gebildeten Gabros und Serpentine wurden großflächig als mächtige ozeanische Kruste abgelagert. Dazu wurden eher geringmächtige und dünnbankige Tiefseekalke, Tone und Radiolarite (-> Hornstein, Quarzsedimente aus den Kieselsäure-Skeletten von Einzellern -Radiolarien) sedimentiert.

- **Der schmalere Valais-Ozeantrog** wird **Unter(Nord)penninikum** genannt und entstand im Zuge der weiteren Atlantiköffnung und der Ablösung von Iberia von Westeuropa zusammen mit dem Pyrenäen-Becken ab der Frühen Kreide-Zeit bis ins Paläogen vor ca. 130 - 45 Ma (Abb. 6.15). Er bildete einen ca. 500 – 600 km langen, ca. 200 km breiten, nicht ganz so tiefen und in Ansätzen ozeanartigen Trog, der südlich bis südöstlich des flachmarinen, südeuropäisch-helvetischen und des lepontischen Ablagerungsraumes lag. Wie im Piemont-Ligurischen Becken kam es auch hier durch die Plattendivergenz über Jahrmillionen zu einer rhythmischen Absenkung mit einer Verbreiterung und Ausdünnung des Meeresbodens, aber wohl nur örtlich zu untermeerischen Austritten von Basalten und Gabbros. In diesem nicht so weit nach Nordosten reichenden Trog bildete sich daher keine vollkommene ozeanische Kruste aus und es gibt dort weniger Basalte. Über der dünnen ozeanischen Kruste und mit dieser verzahnt wurden im Valais-Trog aber sehr mächtige und tiefmarine Sedimente, wie z.B. fossilarme, dünnbankige, glimmerhaltige und dunkle Tiefseekalke, Kalksande, Mergel, Tone (Bündnerschiefer), Radiolarite und einige Evaporite abgelagert, die heute als Überreste eines Akkretionskeils mit ozeanischen und randlich-kontinentalen Gesteinen angesehen werden. Mit dem Beginn der alpinen Einengung ab ca. 100 Ma sind randlich auch mächtige Flyschsedimente in das Becken abgerutscht.

Ab der Kreide-Zeit wurden in beiden "Ozeanbecken" vermehrt sandige Kalke und im Paläogen auch Sande abgelagert. Aus dem trockengefallenen Südeuropa wurden Tonen und Mergel in den Valais-Trog geschwemmt. Diese kalkig-tonig-sandigen Sedimente (Kalk-Ton-Schiefer) wurden bei der Subduktion oft schwach bis mittelgradig metamorphorisiert. Sie werden in der Schweiz und in Österreich **Bündnerschiefer**, in Frankreich **Schistes Lustres** und in Italien **Calceschisti** genannt (Abb. 6.35) und kommen im Unterpenninikum häufiger und mächtiger vor als im Oberpenninikum. Sie treten heute in den französischen Alpen, in den Schweizer Alpen im Wallis, in Graubünden und im Engadiner Fenster (Abb. 6.11-2) und in Österreich in der tektonischen Aufwölbung des Tauernfensters und im Rechnitzer Fenster oft mächtig und breitflächig zutage. Die breiten sedimentären und die magmatisch-vulkanischen Meeresböden des oberpenninischen Piemont-Ozeans wurden schon im Mesozoikum von Transformstörungen zerhackt, in Schollen zerlegt, bei der Subduktion (Versenkung) durch die nach Norden schiebende Adriatische Platte an Akkretionskeilen spanartig fragmentiert und in der Tiefe metamorphorisiert (Abb. 6.29). Bei der anschließenden Obduktion (Wiederaufstieg) mit dem Zusammenschub der ozeanischen und der kontinentale Mikroplatten gegen die kontinentaleuropäische Platte und mit der dadurch ausgelösten alpinen Gebirgsbildung wurden sie weiter fragmentiert und z.T. ausgewalzt. Ob es im unterpenninischen Valais-Trog eine tiefere Subduktion gab, ist noch nicht geklärt. Die wieder gehobenen Reste der penninisch-ozeanischen Erdkruste bilden heute als große **Ophiolith-Komplexe** die Suturen als Grenze zwischen den konvergierenden ozeanischen Kontinentalplatten in den West- und Zentralalpen und im Tauernfenster (Abb. 6.34). Im Unterpenninikum gibt es aber nur wenige Ophiolite. Am deutsch-österreichischen Nordrand der Ostalpen tritt das Unterpenninikum ab Feldkirch heute nur noch als saumartig langgezogener und allenfalls schwachmetamorpher Rhenodanubischer Flysch, überwiegend aus Ton- und Sandsteinen, zutage (Abb. 6.22).

- **Die schmale Iberia-Briançonnais-Schwelle** wird **Mittelpenninikum** genannt und war ein ca. 600 - 800 km langer, 100 - 200 km breiter und zunächst noch flachmariner Kontinentalsporn mit Inseln. Er trennte als kontinentaler und submariner Rücken mit Inseln das unter(nord)- und das ober(süd)penninische Tiefseebecken und kann zusammen mit dem später noch um 90° nach Osten gedrehten Korsika-Sardinien als Ostausläufer der westeuropäischen Iberischen Mikroplatte angesehen werden. Die Gesteine dieser kontinentalen Erdkruste waren relativ leicht und wurden daher bei der Subduktion unter die Adriatische Platte vor 50 Ma weniger tief subduziert, aber deformiert und teils metamorph überprägt. Sie bestehen heute aus mächtigen, fast vollkommen vom paläozoischen Grundgebirge abgescherten und teils metamorphisierten, flachmarinen bis mesopelagischen Ablagerungen mit Breccien in Randbereichen. Das sind Quarzite und kohleführenden Schichten des Paläozoikums und v.a. tonig-mergelig-sandige Kalke und Dolomite, Tonmergelsteinen und Evaporite mesozoisch-känozoischen Alters. Wie im übrigen Penninikum wurden auch hier die variszisch und postvariszisch geprägten und polymetamorphen Grundgebirgsgesteine aus Gneisen, Migmatiten und Graniten bei den Deckenüberschiebungen mit eingefaltet und überschoben. In der Kreidezeit sank die Briançonnais-Schwelle bis ca. 1000 m unter den Meeresspiegel ins Mesopelagial ab und es wurden v.a. Mergel abgelagert. Der schmale Briançonnais-Ablagerungsraum lief nach Osten ins heutige Österreich spornartig aus, sodass die Gesteine heute nur in den West- und in den Zentralalpen, nicht aber östlich des Engadiner Fensters zu finden sind. Auch die mittel- bis hochmetamorphen Internmassive Monte Rosa, Gran Paradiso und Dora Maira werden als von dem europäischen Grundgebirge abgescherte und blasenartig eingeklemmte Fragmente ins Mittelpenninikum gestellt und werden heute als Decken bezeichnet.

Am externen Nordwestrand der Alpen in Frankreich und in der Schweiz befinden sich heute zwei markante und vom südöstlich liegenden "Hauptpenninikum" isolierte Gebirgsstöcke, die Préalpes-Chablais und die Préalpes-Romandes, sowie einige kleine Insellagen. Diese werden als **allochthone Klippendecken** bezeichnet und gehören mit ihren allenfalls schwach metamorph beeinflussten mesozoischen Sedimenten zum Mittel- und teilweise zum Oberpenninikum. Sie wurden bei der Alpenkompression im Süden von ihrem kristallinen Untergrund der Siviez-Mischabel- und der Mont Fort-Decke abgeschert und als tektonische Decken aus dem Briançonnais und z.T. aus dem Piemontais über das Valais, das Helvetikum und teilweise auch über die Faltenmolasse ca. 100 km weit an den Nordwest- und Nordrand der heutigen Alpen überschoben. Diese Klippen bestehen v.a. aus Kalksteinen, aber auch aus Ton- und Flyschgesteinen und aus Evaporiten. Dazu gehören auch die penninischen Deckenreste weiter im Osten in der Zentralschweiz mit den sandig-tonigen Flyschgesteinen der Schlieren- und der Wägitaler-Decke, die Deckenfragmente am Stanserhorn und am Buochserhorn, die Mythen-Klippen und die Iberger-Klippen mit oberostalpinen Gesteinsresten. Dort wurde die ursprünglich viel mächtigere penninische Bedeckung bis auf diese Reste abgetragen.

Verursacht durch die Bewegungsänderung von Adria/Apulia vor ca. 135 Ma und von Afrika vor ca. 100 Ma von Osten nach Norden gegen Europa und verbunden mit dem Ende der Subduktion der penninischen Ozeanböden und mit der Schließung der beiden Penninischen Ozeane vor ca. 60 Ma und 45 Ma kam es zu einer bis heute anhaltenden Kontinent-Kontinent Kollision von Adria/Apulia mit Europa. Mit dieser weiteren horizontalen Einengung und Lithosphärenverkürzung (Abb. 6.50-1) begann die eigentliche Gebirgsbildung der Alpen. Es kam zu einer starken Verfaltungen und Aufstapelung der Gesteinsdecken am Südrand von Europa und damit zu einer Verdickung der spezifisch leichten, oben festen und unten plastischen Erdkruste auf über 60 km mit deren Einsinken in die schwerere und sehr plastische Asthenosphäre des Oberen Erdmantels. Das führte zu einer isostatischen Ausgleichsbewegung, bei der Teile der subduzierten und metamorphisierten penninischen Ablagerungen wieder gehoben und mit dem Nordschub, z.T. als Ophiolith-Komplexe, in zahlreichen kompliziert zerhackten und verschachtelten Decken auf die nördlich gelegenen helvetischen Decken und mit diesen weiter auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben wurden. Diese Gesteinsdecken können heute Flächen von über 20 km quer und über 50 km längs zu den Alpen mit 3 - 5 km Mächtigkeit haben (Abb. 6.16). Vor ca. 35 - 20 Ma kam es in der weichen Asthenosphäre im Oberen Erdmantel auch zu mehreren Abrissen der subduzierten südeuropäischen und der ostalpinen Lithosphärenplatten und die damit einhergehende Gewichtsentlastung hat die isostatische Hebung der tief versenkten Alpengesteine mit der Heraushebungen von Inselbögen und mit gebirgigen Festländern weiter unterstützt (Abb. 6.6). In den sich beim Zusammenschub der Alpen bildenden Tiefseerinnen wurde der Abtragungsschutt des langsam und rhythmisch aus dem Meer aufsteigenden Gebirges als abrutschende Flysch-sedimente abgelagert, z.B. der unterpenninische Rhenodanubische Flysch am östlichen Nordrand der Alpen und der oberpenninische (?) Helminthoiden Flysch in den französischen Westalpen.

Die penninischen Gesteinsdecken bestehen heute aus im Neogen teils schwach und mittel bis stark metamorphisierten mesozoischen Sedimentgesteinen, aus magmatisch-vulkanischen Ozeanböden und aus nochmals alpin-metamorphisiertem, variszisch-kristallinem Grundgebirge. Dieses wurde, anders als im Helvetikum, bei der späteren Gebirgsbildung in die Decken-tektonik miteinbezogen. In den West- und in den Zentralalpen treten die penninischen Gesteinsdecken in den französischen, westitalienischen und in den Schweizer Alpen südlich des Rhonetals und südlich und östlich des Rheintals bis etwa zur Linie Lichtenstein, Prättigau, Lenzerheide und Bergell/Bernina breitflächig zutage und bilden dort die Gebirgszüge. Weiter nach Osten taucht das penninische Deckengebäude in die Tiefe ab, sodass in der Ostschweiz und in Österreich die ostalpinen Deckenstapel die überwiegenden Bereiche der Gebirgslandschaften an der Oberfläche aufbauen (Abb. 6.11-2, 6.11, 6.22). In den zentralen Ostalpen treten mittel- bis hochmetamorphe penninische Gesteine aber in vier später domartig herausgehobenen und erodierten Bereichen im Engadiner Fenster, im Gargellenfenster (Abb. 6.11-2), im großen Tauernfenster (Großglockner) und am Ostrand der Alpen im Rechnitzer Fenster zutage. Ansonsten ist das Penninikum dort unter den breitflächig darüber geschobenen ostalpinen Gesteinsdecken begraben und überdeckt seinerseits die tiefliegenden helvetischen Gesteinsdecken (Abb. 6.47). Die Gesamtmächtigkeit der penninischen Ablagerungen (Tiefseesedimente, untermeerische Magmatite und Vulkanite, Flysch) wird auf bis zu 5000 m geschätzt. Die Hauptmasse des Penninikums ist aber bei der Plattensubduktion im Erdmantel verschwunden, oder wurde bei der Heraushebung der Alpen aus dem Meer schon abgetragen.

Die Beschreibungen der tektonischen Einheiten "Salassikum, Südalpin und Ostalpin" gibt es ab Seite 138 und 142.

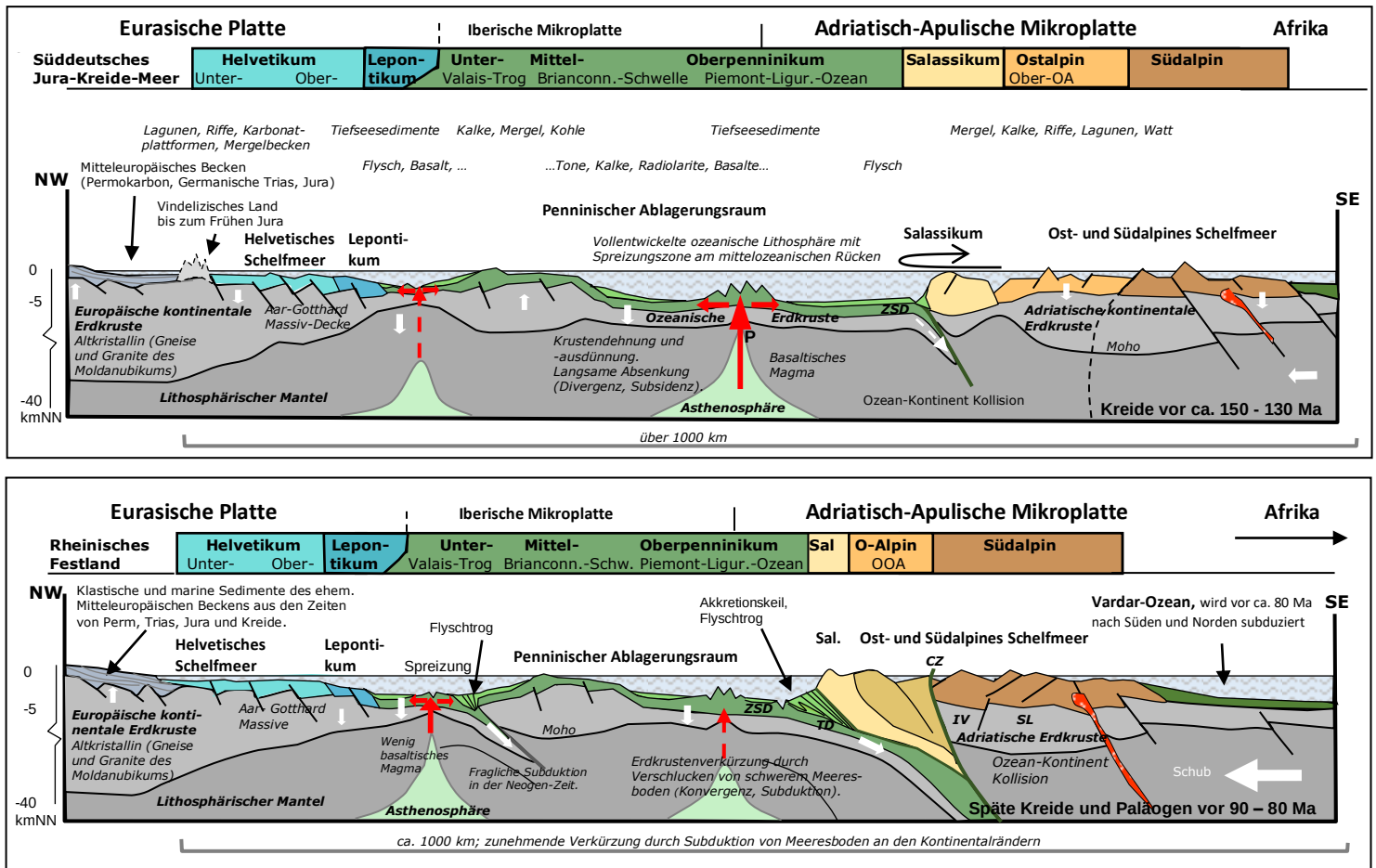


Abb. 6.10: Geotektonische Profilschnitte der alpinen Ablagerungsräume in der Kreide- und in der Paläogen-Zeit.

Durch das Auseinanderdriften der großen Kontinentalplatten (Divergenz) im Zuge des Zerfalls von Pangäa kam es zwischen Eurasia und Nordafrika zu einer Krustendehnung mit dem Aufstieg und untermeerischen Austritt von Magma und Lava (Riftbildung, Seafloor-Spreading). An diesem Mittel-ozeanischen Rücken entstand die (nichtsedimentäre) Ozeanische Kruste. Im frühalpiner Raum ist dort über die Jahrmillionen der über 1000 km lange, unterschiedlich tiefe, in sich gegliederte und überwiegend tiefmarin-ozeanische Penninische Ablagerungsraum entstanden. Dieser ist dabei schubweise abgesunken (Subsidenz) und wurde mit z.T. mehrere tausend Meter mächtigen Sedimenten, mit untermeerisch-basaltischen Magmatiten (ozeanische Kruste) und ab 100 Ma auch mit dem Abtragungsschutt der kleinen Inseln und Festländer (Flysch) gefüllt (Bild oben). An den Rändern dieses Ablagerungsraums lagen flachmarine Mikrokontinente, auf denen bei einem tropischen Klima überwiegend mächtige Karbonatsedimente mit Riffen abgelagert wurden. Durch den nun beginnenden Schub der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte nach Norden und Nordwesten gegen Europa und später auch von Afrika wurde die gegliederten marinen und kontinentalen Ablagerungsräume über Jahrmillionen bis heute auf etwa 150 - 250 km zusammengeschoben (Konvergenz). Die mit dem Zusammenschub immer mächtiger werdenden Sedimentpakete und die Magmatite wurden bis über 60 km tief in den plastischen Lithosphärischen Erdmantel versenkt (Subduktion), dabei oft unter hoher Hitze und Druck in kristalline Metamorphite umgewandelt und z.T. auch angeschmolzen. Die Gesteine wurden dabei gefaltet, zerschert und in Decken übereinander gestapelt. Durch eine isostatische Ausgleichsbewegung in Verbindung mit mehreren Abrissen der tief in die Asthenosphäre subduzierten Lithosphärenplatten wurden die Gesteine zum Teil wieder bis an die Erdoberfläche gehoben (Obduktion), weiter überschoben und bilden heute das schroff zerraltete Alpengebirge (Abb. 6.6, 6.6-1).

Bild oben: Der schematische Profilschnitt zeigt die alpinen Ablagerungsräume zwischen der Südgrenze von Eurasia und der Nordgrenze von Afrika in der Zeit vom Späten Jura bis in die Frühe Kreide. Der kleine **Ablagerungsraum des Salassikums** hat sich vom Ostalpin getrennt und hatte eine andere tektonische Entwicklung. Nach dem Wiederandocken wurde es in den Akkretionskeil der Subduktion miteinbezogen, tief versenkt und metamorphosiert. P = partielle Aufschmelzung durch Druckentlastung.

Bild unten: Der schematische Profilschnitt zeigt die alpinen Sedimentationsräume beim Zusammenschub des Oberpenninischen Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision) zur Zeit der Späten Kreide bis ins Frühe Paläogen, als der Nordschub von Afrika dazugekommen ist.

Hellgrau = kristallines Grundgebirge; TD = Töise-Decke; ZSD = Zermatt-Saas-Decke; IV = Ivrea-Verbano-Zone; CZ = Canavese-Zone des Periadriatischen Bruchsystems – Seitenverschiebung und später Rücküberschiebung; Sal. = Salassikum (Mt. Mary/Dt. Blanche-Decke, Sesia-Zone – Cervinia-Terrane); SL = Serie dei Laghi (Südalpin).

Nächste Seite Abb. 6.11 oben: Karte der stratigraphische Gliederung der Alpen und die Lage der Profilschnitte.

Die Karte zeigt die stratigraphische Gliederung der Alpen mit den Ablagerungszeiten der Gesteine. Das geochronologische Alter ist in Klammern angegeben.

PB = Periadriatisches Bruchsystem von West nach Ost: Canavese- und Tonale-Störung (Insubrische-Störung), Giudicarie-Störung, Pustertal-Störung, Gailtal-Störung, Karawanken-(Drautal)-Störung, Save-Störung.

Weitere große Störungszonen von West nach Ost:

Mt. Blanc/Rhone-Simplon-, Pogallo-, Engadin-, Brenner-, Inntal-Störung, SEMP-Störung (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung), Mölltal-, Katschberg-, Lavanttal- und Murr-Münz-Störung. I-ID und D-ID sind der Insubrische- und der Dolomiten-Indenter. Hier schiebt sich die Adriatische Platte seit ca. 30 Ma und bis heute horizontal mit ca. 2 mm/a keilartig nach Nordwesten und nach Norden gegen den relativ starren Südeuropäischen Kontinent. Dabei wurde das Periadriatische Bruchsystem weiter nach Norden versetzt und die alpinen Gesteine wurden gestaucht, rücküberschoben und rückgefaltet. Das Südalpin wurden mit einer rechtssinnigen Seitenverschiebung um ca. 150 km nach Westen geschoben. Das hat zu Dehnungen und zur Bildung des Westalpenbogens beigetragen und der Lepontin-Dom wurde um fast 20 km gehoben. Das östliche Südalpin wurden um ca. 80 km nach Norden geschoben, wurde dabei rautenartig zerschert und ca. 150 km weit nach Osten in den pannonischen Raum gedehnt (Late-ralextension) und die Hohen Tauern (Tauernfenster) wurden gehoben (Abb. 6.23).

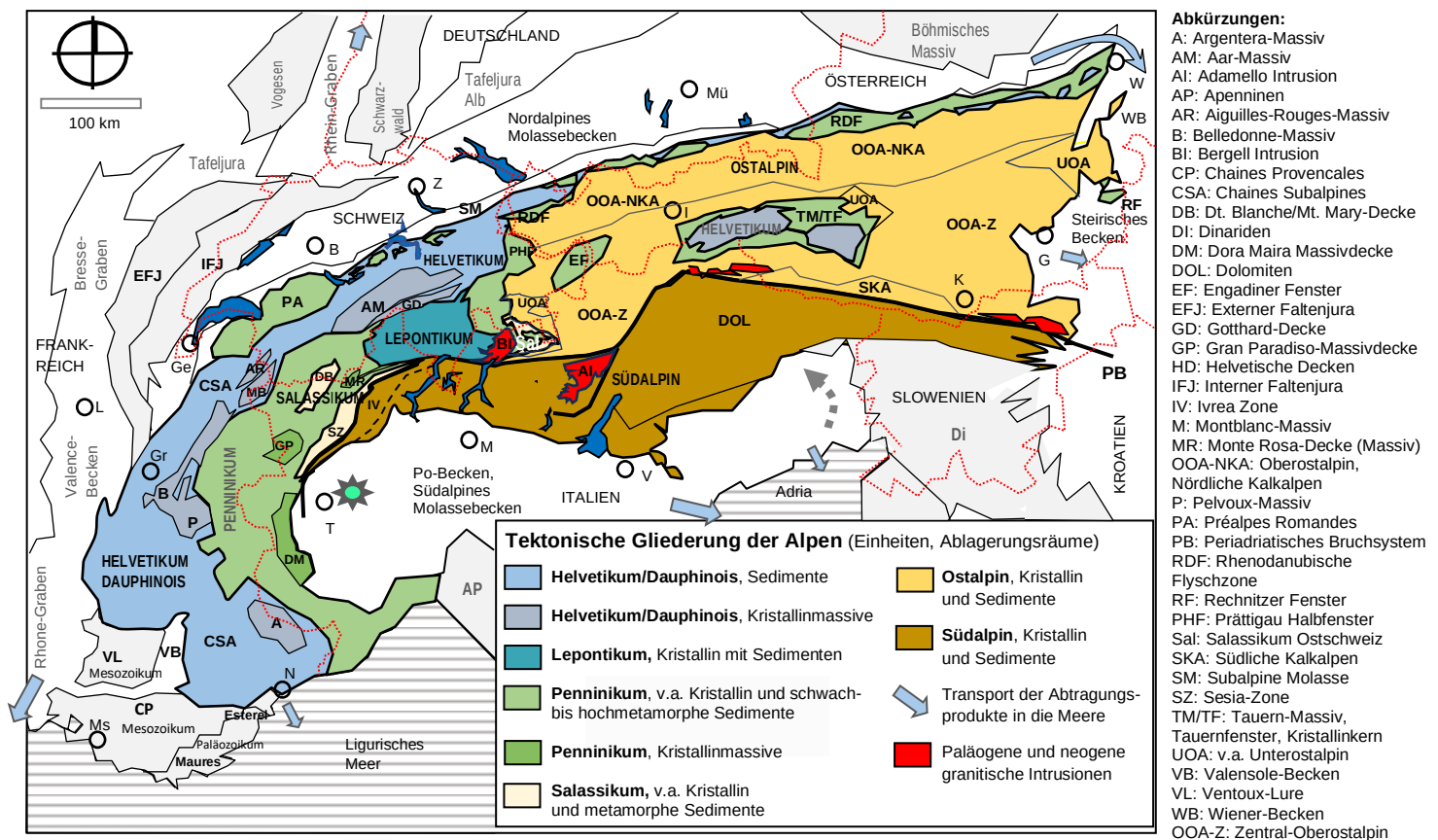
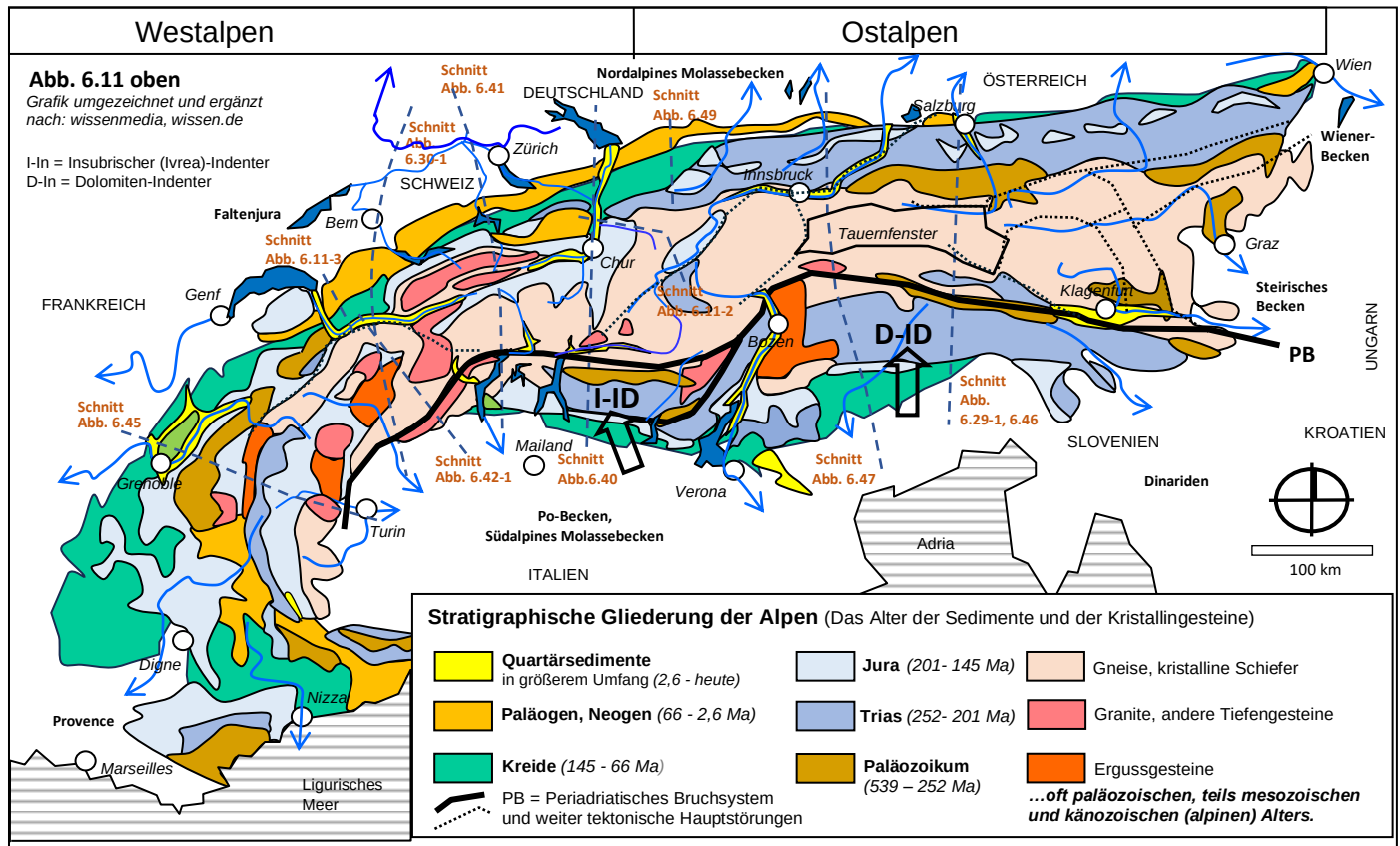


Abb. 6.11 unten: Übersichtskarte mit der Lage der tektono-lithologischen Einheiten in den Alpen.

Die Gesteine der alpinen Sedimentationsräume (Domänen) **Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum, Ostalpin und Südalpin** wurden im Zuge der Alpenbildung, überschoben, gestapelt und gefaltet. Dabei wurden sie weit nach Norden und Westen und beim Südalpin, beeinflusst durch einen Plattenabriss, wieder etwas nach Süden überschoben (bivergentes Gebirge). Der Abtragungsschutt der Alpen liegt großteils in den randlichen paläogenen und neogenen Becken und Gräben und in den angrenzenden Meeren. EF- Engadiner Fenster, TF- Tauernfenster, PF- Prättigau-Halbfenster und RF- Reznitzer Fenster sind sogenannte **geotektonische Fenster**, in denen nach örtlich starker und kuppelartiger Heraushebung und gleichzeitiger Erosion tiefer und oft metamorphe tektono-lithologische Einheiten der Alpen an die Oberfläche gekommen sind (erosiver Durchbruch). Im Wiener-, im Steirischen- und im Pannonischen Becken liegen die Reste der dort tiefer eingesunkenen und abgetragen Alpen unter jungen Molasse-Schuttsedimenten. Karte mit Daten aus: Tektonische Karte der Schweiz, 2024, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern.

★ = Die Adriatisch-Apulische Platte wandert heute kaum noch nach Norden, aber sie dreht sich mitsamt dem italienischen Stiefel mit einem halben Grad/Mio. Jahre gegen den Uhrzeigersinn um einen Punkt bei Turin. Der größte Schub dieser Platte wird heute nördlich von Udine in Friaul, Italien mit etwa 2 – 3 mm/a gemessen. Das ist auch die erdbebenreichste Region der Alpen.

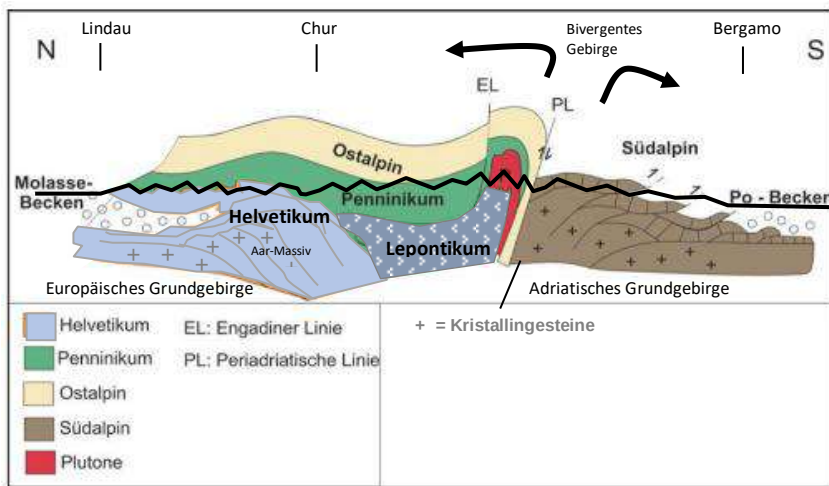


Abb. 6.11-1: Schematischer geotektonischer Profilschnitt der Zentralalpen heute.

Überschiebungen der tektono-lithologischen Einheiten der Alpen nach Norden und nach Süden. EL = Engadiner Linie; PL = Periadriatische Lineament (bedeutende tektonische Verwerfungen bzw. Störungen und Bruchzonen in den Alpen)

Ergänzt aus: B. Gritsch (2020): *Geologie und Geochronologie der Norischen Decke der Grauwackenzone. Masterarbeit am Institut für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz.*

Aus: N. Froitzheim, Vorlesungsskript "Geologie der Alpen". Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Universität Bonn.

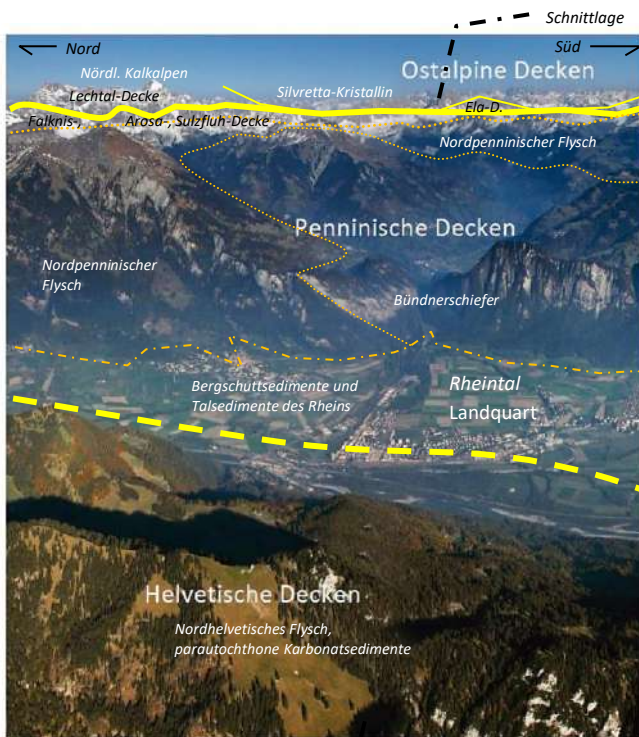


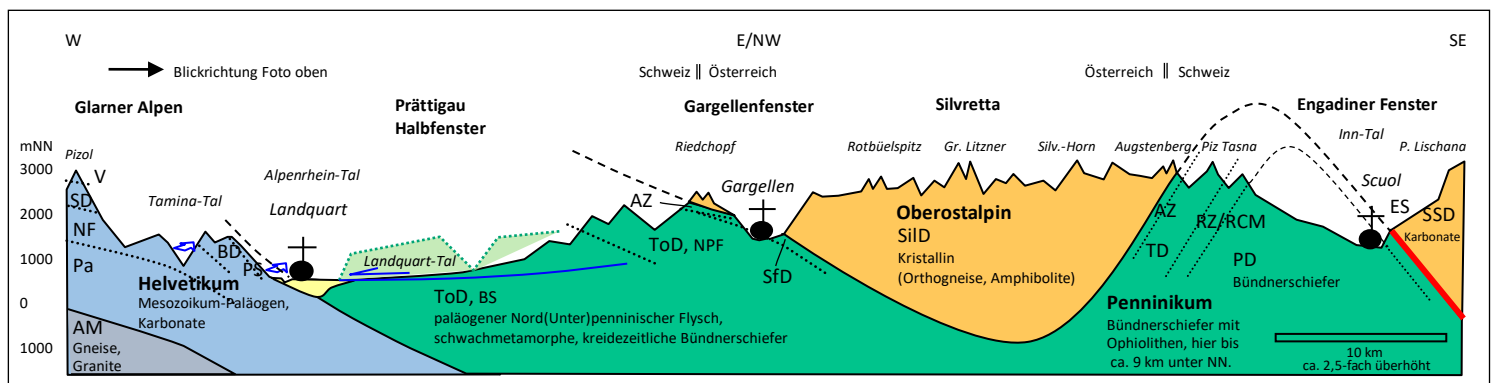
Abb. 6.11-2: Deckenbau in der Ostschweiz, Prättigau Halfenster, Gargellenfenster und Engadiner Fenster.

Blick über das Rheintal bei Landquart (Graubünden, CH) nach Osten ins Prättigau (geotektonisch Prättigau-Halfenster genannt) und zu den österreichischen Ostalpen. Die Deckenpakete des zuunterst liegenden Helvetikums, des Penninikums und zuoberst des Ostalpins liegen nach Osten hin stark einfallend. Das Südalpin liegt außerhalb des rechten Bildes.

Gelbe Linien = Decken-Hauptgrenzen; gestrichelt = ...unter ca. 300 - 400 m mächtigen Talschutt-Sedimenten des Alpenrheins liegend (Abb. 6.11).

Bild ergänzt aus: *Helvetisch – Penninisch – Ostalpin – Südalpin. Zentrale Begriffe der Alpengeologie mit hohem Verwirrungs-Potenzial.* J. Maier, Schweizer-Alpinclub SAC, www.rundumberge.ch www.sac-cas.ch/de/

Der schematische Profilschnitt unten zeigt im Westen das mit ca. 10° (18 %) starke Abtauchen der alpinen Deckenkomplexe im Prättigau-Halfenster in der Ostschweiz vom Rheintal über das Prättigau zur Silvretta in Österreich. Die Tamina-Schlucht ist, genau wie das Hochtal der Lenzerheide, ein mehrere 100.000 Jahre altes Urtal des Alpenrheins. Mit der Alpenhebung hat sich der Rhein dann ein neues Tal gesucht und sich im Bereich des weichen Penninikums eingeschnitten. Im Südosten wölbte sich das Penninikum mit dem vor 10 – 5 Ma angelegten Innalgebirge auf. Dort wurde das Penninikum im Unterengadiner Fenster ab ca. 7 Ma erosiv freigelegt um nach wenigen Kilometern wieder unter den Ostalpinen Decken des Engadins im Untergrund zu verschwinden (Abb. 6.9-6). Farben wie in Abb. 6.11.



Oberstalpin:

SilD= Silvretta- Decke, Kristallin; SSD = S-carl-Sesvenna-Decke, Karbonatsedimente.

Penninikum:

AZ = Aroser Zone (Oberpenninikum); SfD = Sulzfluh-Decke (Mittelpenninikum); TD = Tasna(Fimber)-Decke (Mittelpenninikum, Flysch); RCM = Roz-Campatsch-Melange (Unterpenninikum, Flysch, Sedimente); RZ = Ramosch-Zone (Unterpenninikum, Ophiolithe); PD = Pfunds-Decke (Unterpenninikum, Sedimente, Ophiolithe); ToD = Tomül-Decke mit BS = Bündnerschiefer; NPF = Nordpenninischer Flysch - Unterpenninikum); ES = Engadiner Störung, bedeutende Seitenverschiebung mit Hochpressen der leicht formbaren penninischen Gesteine.

Helvetikum:

V = Verrucano (Glarner Deckenkomplex, Oberhelvetikum); SD = Sardona-Decke (Unterhelvetikum); BD = Bad Ragaz-Decke (Unterhelvetikum); PS = Pizalun-Schuppe (Unterhelvetikum); NF = Unter(Nord)helvetischer (Aar) Flysch; Pa = Parautochthon (Kaminspitz-Schuppe, Unterhelvetikum); AM= Aar-Massiv (Unterhelvetikum);

Grafik mit Daten aus: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern; und aus: M.P. Gwinner (1971): *Geologie der Alpen*, Abb. 318, Schweizerbart, Stuttgart.

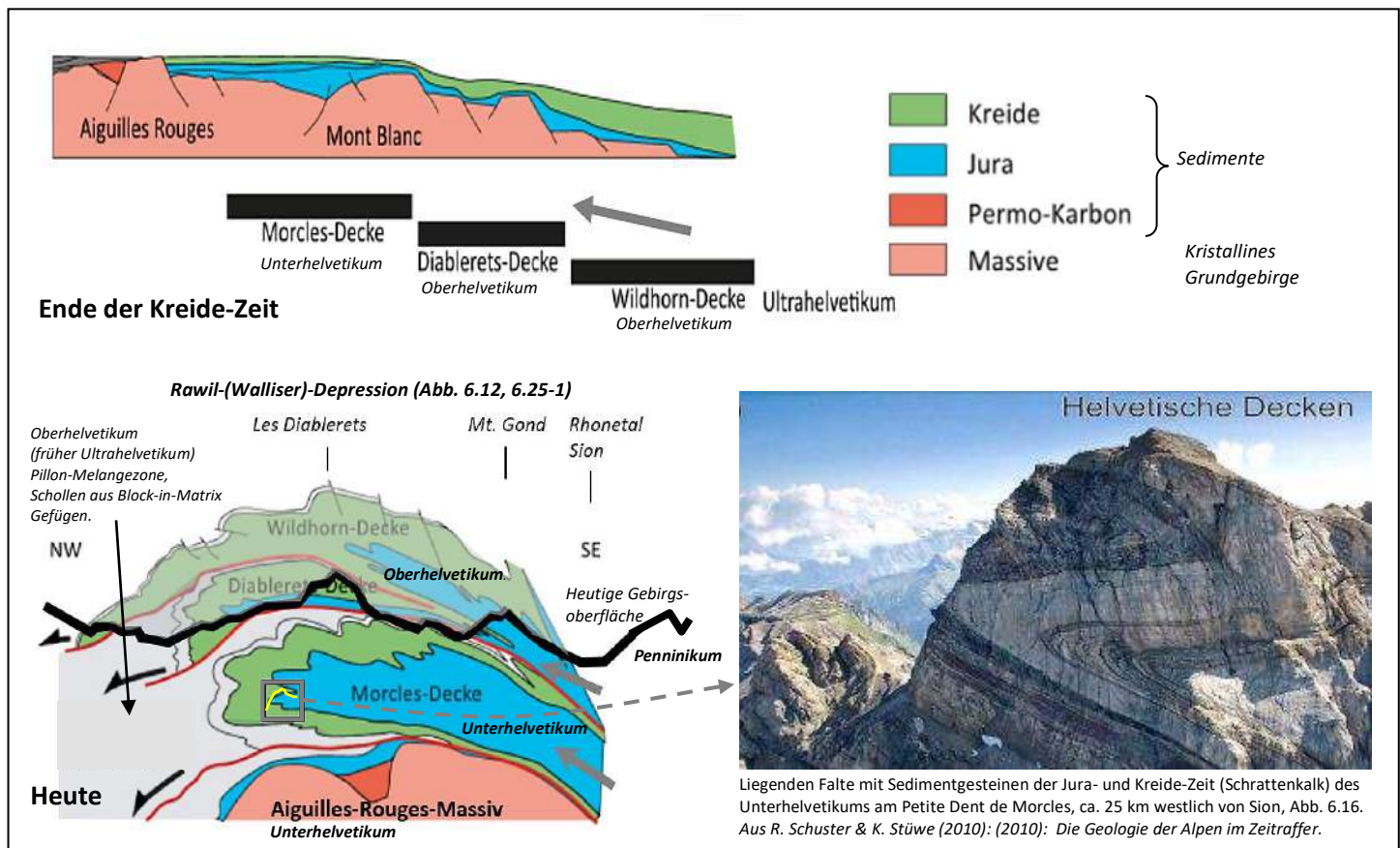


Abb. 6.11-3: Paläogeographischer Schnitt und Rekonstruktion des helvetischen Deckenstapels im Bereich Rhonetal – Les Diablerets in der West-Schweiz.

Bild oben: Die Situation nach der Sedimentation am Ende der Kreide-Zeit und vor der Überschiebung der tektonischen Decken nach Nordwesten.

Bild unten: Die heutige Lage der Decken als liegende Riesenfalte nach der Überschiebung. Die bis heute abgetragenen Bereiche sind grau unterlegt. Grafik ergänzt aus: Ramsay, 1985 und Huggenberger, 1985; aus: H. Weissert, I. Stössel (2009): Der Ozean im Gebirge. 3. Aufl., vdf Hochschulverlag, ETH Zürich.

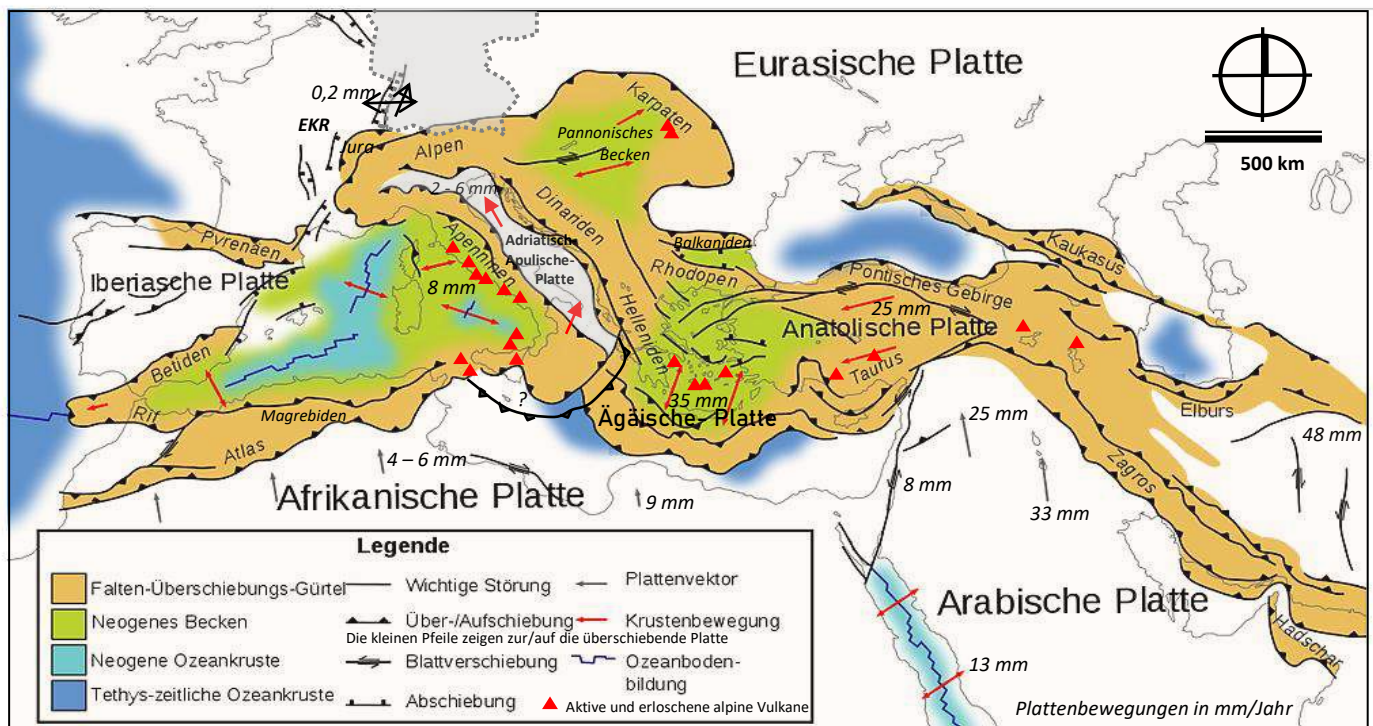


Abb. 6.11-4: Großtektonische Übersichtskarte des heutigen alpinen Mittelmeerraumes von Nordafrika bis zum Persischen Golf.

Die Karte zeigt die alpidischen Gebirgszüge, ihre tektonischen Strukturen und Abgrenzungen an der Erdoberfläche und die Reste alter Ozeankrusten. Die Anzahl der in Fragmente unterteilten Mikroplatten zwischen Eurasia und Afrika/Arabia ist noch in der Erforschung. Das nördliche Alpenvorland wandert nach SSE. Die Adriatische Platte wandert weiter nach N und NW. Die Apenninen werden gedehnt und werden niedriger, während die Dinariden wie auch die Alpen weiter eingeengt werden und in die Höhe wachsen. Die Alpen verkürzen sich mit wenigen Millimetern/Jahr in NNW-SSE-Richtung. EKR = Europäisches Känozoisches Riftsystem, hier zerbricht Europa unter dem Druck des von Süden schiebenden Adria und Afrika. Grafik, ergänzt: [Woudloper](#), [Tectonic map Mediterranean EN](#), [CC BY-SA 1.0](#)

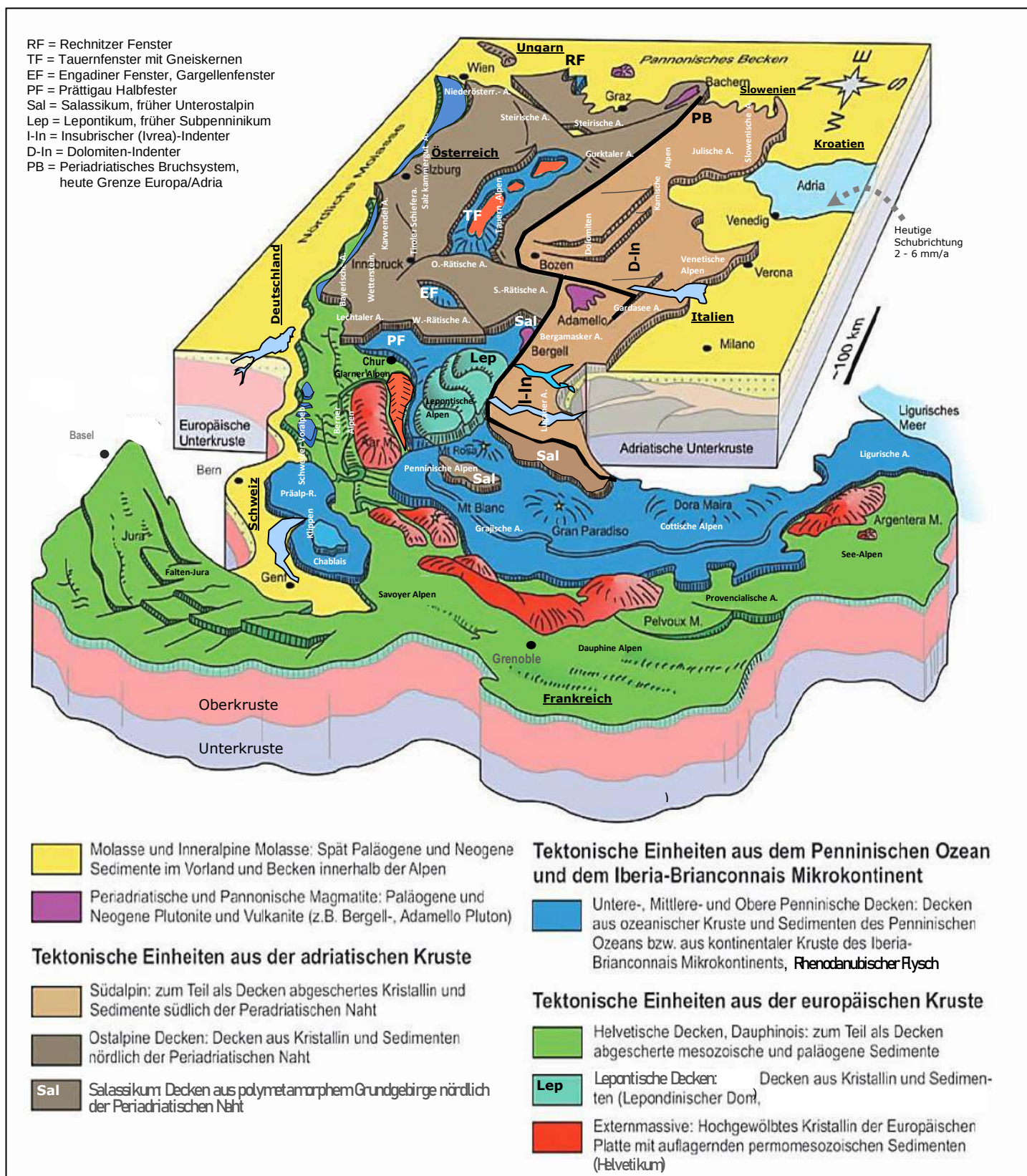
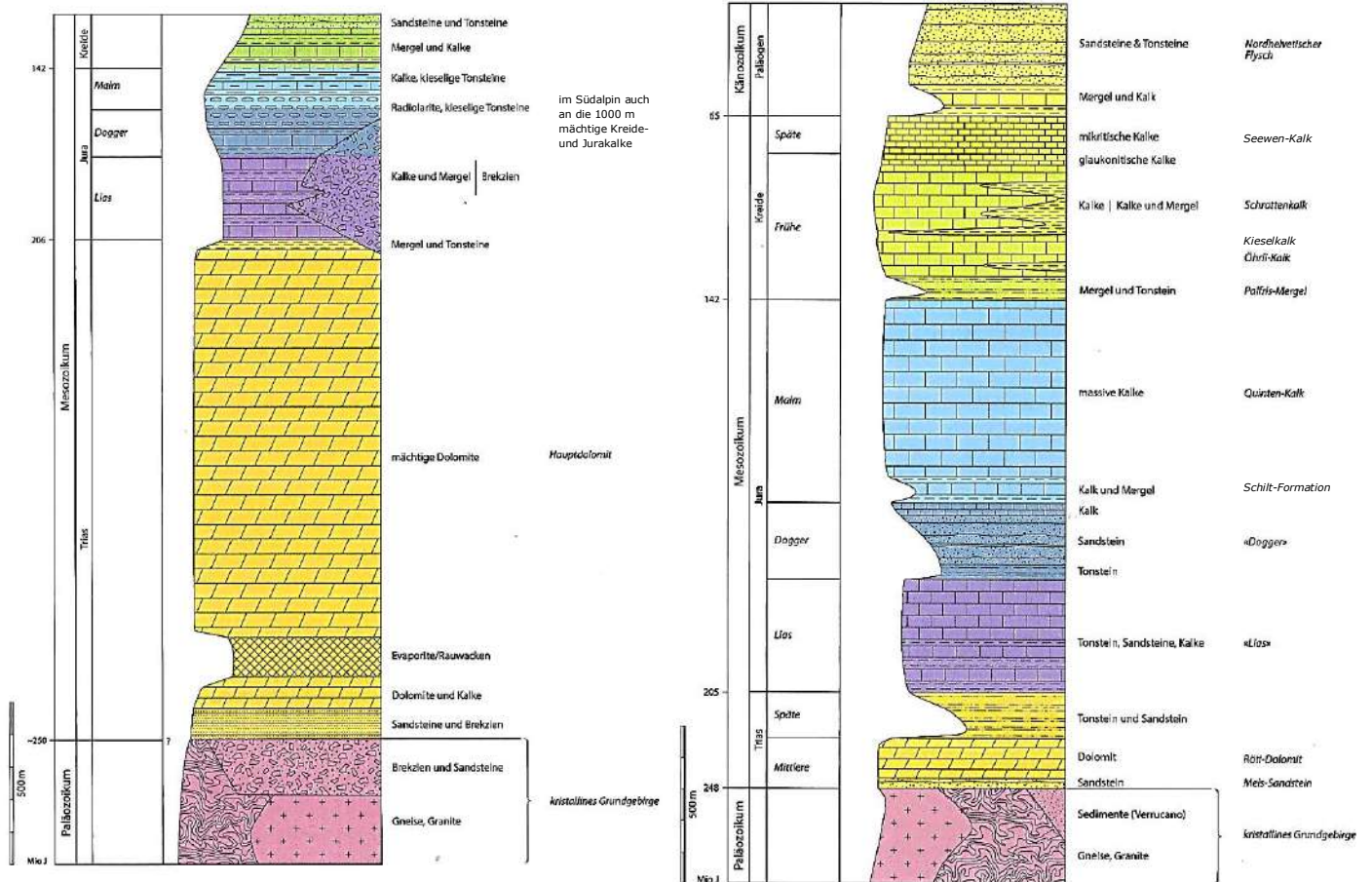


Abb. 6.12: Schematisches Blockbild der tektonischen Einheiten der Alpen in heutiger Zeit.

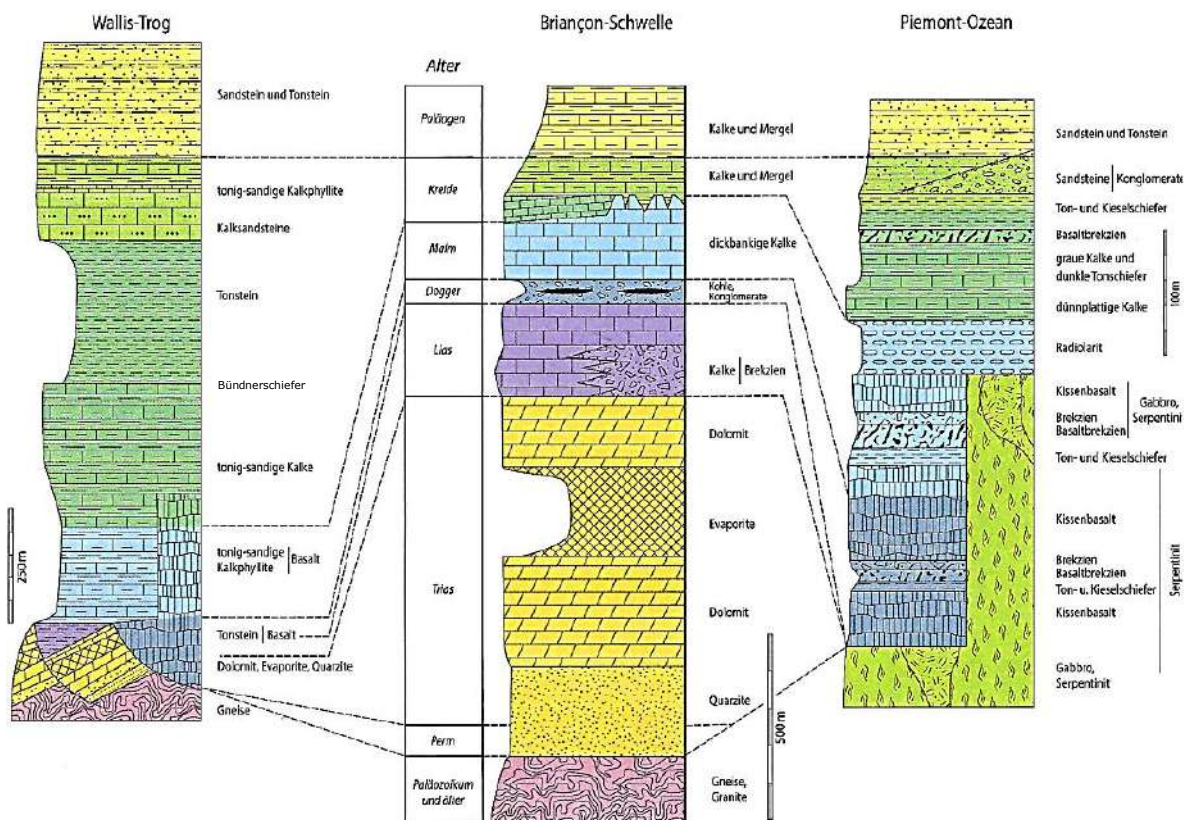
Der Blick geht von Westen nach Osten. "Tektonische Fenster" sind durch die Erosion entstandene Lücken in durch große tektonische Brüche beeinflusste und oft angehobene und überschobene Gebirgsstrukturen, die Einblicke in den tieferen Untergrund (Deckenbau, Grundgebirge) zeigen. Geographische Gliederung nach SOIUSA.

Grafik verändert und ergänzt aus: R. Schuster, & K. Stüwe (2010): *Die Geologie der Alpen im Zeitraffer*. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark Bd. 140, Graz 2010.



Ost- und Südalpin

Helvetikum



Penninikum

Abb. 6.13: Vereinfachte Schemata der Abfolge der Sedimentschichten und der ozeanischen Magmatite in den Schweizer Alpen. Dargestellt sind die abgelagerten Schichtfolgen (Zeit-Systeme und -Serien) vor der Kompression, Deformation und vor den Überschiebungen zu den heutigen Alpen (Abb. 6.56).

Grafik aus: O.A. Pfiffner (2019): *Landschaften und Geologie in der Schweiz*. 1. Auflage, Haupt, Bern.

Abb. 6.14:
Schematischer
geotektonischer
Profisschnitt der
Ablagerungsräume
vor 90 - 80 Ma.
(Abb. 6.15, Bild 2)
Text siehe Abb. 6.39.

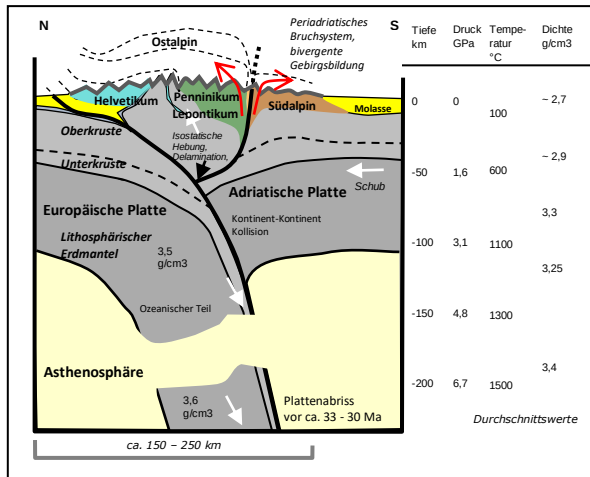
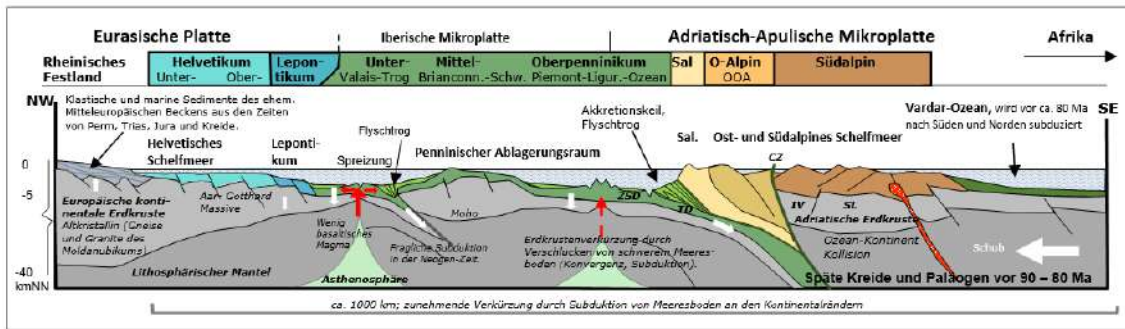


Abb. 6.14-1: Schematisches geotektonisches Tiefenprofil der Zentralalpen heute.

Der Profilschnitt zeigt die heutige Situation nach dem Zusammenschub der Alpen von über 1000 km auf 150 – 270 km Breite. Die Bildung des bivergenten Hochgebirges und des Periadriatischen Bruchsystems wurde auch mit ausgelöst durch die Abrisse in die weiche Asthenosphäre subduzierten, südeuropäischen und der adriatischen lithosphärischen Platten im Bereich der Ostalpen, der Zentralalpen und der Westalpen. Zu den Plattenabrissen kommt es durch die Erwärmung und damit Schwächung der Platten zusammen mit dem Zug des Gewichts (Zerrspannung). Die Darstellung der Abrisse als "durchgebrochenes Brett" ist schematisch. In der Realität vermutet man komplexe Vorgänge, welche die Platten dünn auseinanderziehen, wie einen Reißverschluss einreisen, abreisen und schlauchartig fragmentieren (Kap. 6.6). In den West-, Zentral- und Ostalpen wurde die Europäische Platte ein Stück weit unter die Adriatische Platte subduziert, in den Ostalpen hat sich das später umgekehrt (Abb. 6.47). Die Temperaturangaben sind Anhaltswerte. In Subduktionsgebieten steigen die Temperaturen mit der Tiefe langsamer, im Bereich von mittelozeanischen Rifts und Hot Spots deutlich schneller.

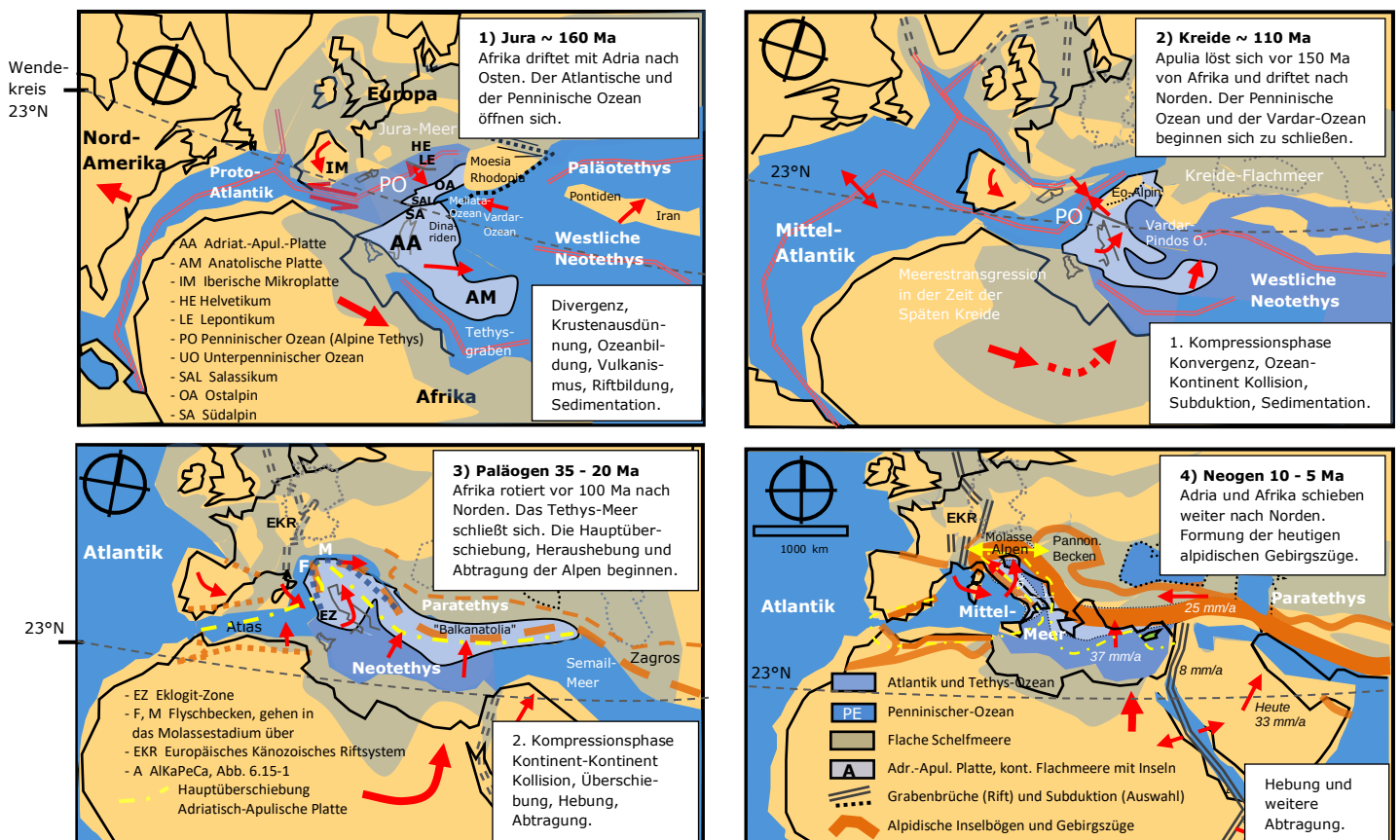


Abb. 6.15: Paläogeographische Übersichtskarten zur Entstehung der Alpen (siehe Abb. 6.59).

Die Westausdehnung der Tethys führte vor ca. 250 Ma zu ersten Riftbildungen im Zentrum von Pangäa. Mit dem anschließenden Zerfall des Superkontinents vor ca. 230 – 150 Ma wanderte die große afrikanische Kontinentalplatte zunächst nach Osten. An ihrem Nordrand entstanden im Bereich der Westtethys kleine Kontinentfragmente mit dazwischenliegenden kleinen Ozeanen und vor ca. 170 Ma öffnete sich dort der Oberpenninische Ozean. Durch die Öffnung des Südatlantiks rotierte Afrika ab ca. 100 Ma und verstärkt seit ca. 80 Ma nach Norden und drückt bis heute gegen den relativ starren eurasischen Kontinent. Dadurch schoben sich die inzwischen von Nordafrika getrennte Adriatisch-Apulischen Mikroplatten und weitere östlich gelegene Mikroplatten ebenfalls nach Norden und Nordosten. Dieser Schub führte zur Schließung der kleinen alpinen Ozeane, insbesondere der Penninischen Ozeane an Subduktionszonen. Es kam zur Überschiebung und Aufstapelung der mächtigen und zu Gesteinen verfestigten flachmarinen und tiefmarinen Sedimente und Magmatite. Seit ca. 35 Ma kommt es durch einen isostatischen Ausgleich dieses tief in den Erdmantel eingesunkenen Gesteinspakets zur Hebung der Alpen. $\longleftrightarrow$ = Lateralextrusion der Alpen. Grafiken mit Darstellungen nach R. Blakey, NAU Geology. Deep Time Maps, <https://deeptimemaps.com/> und nach B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

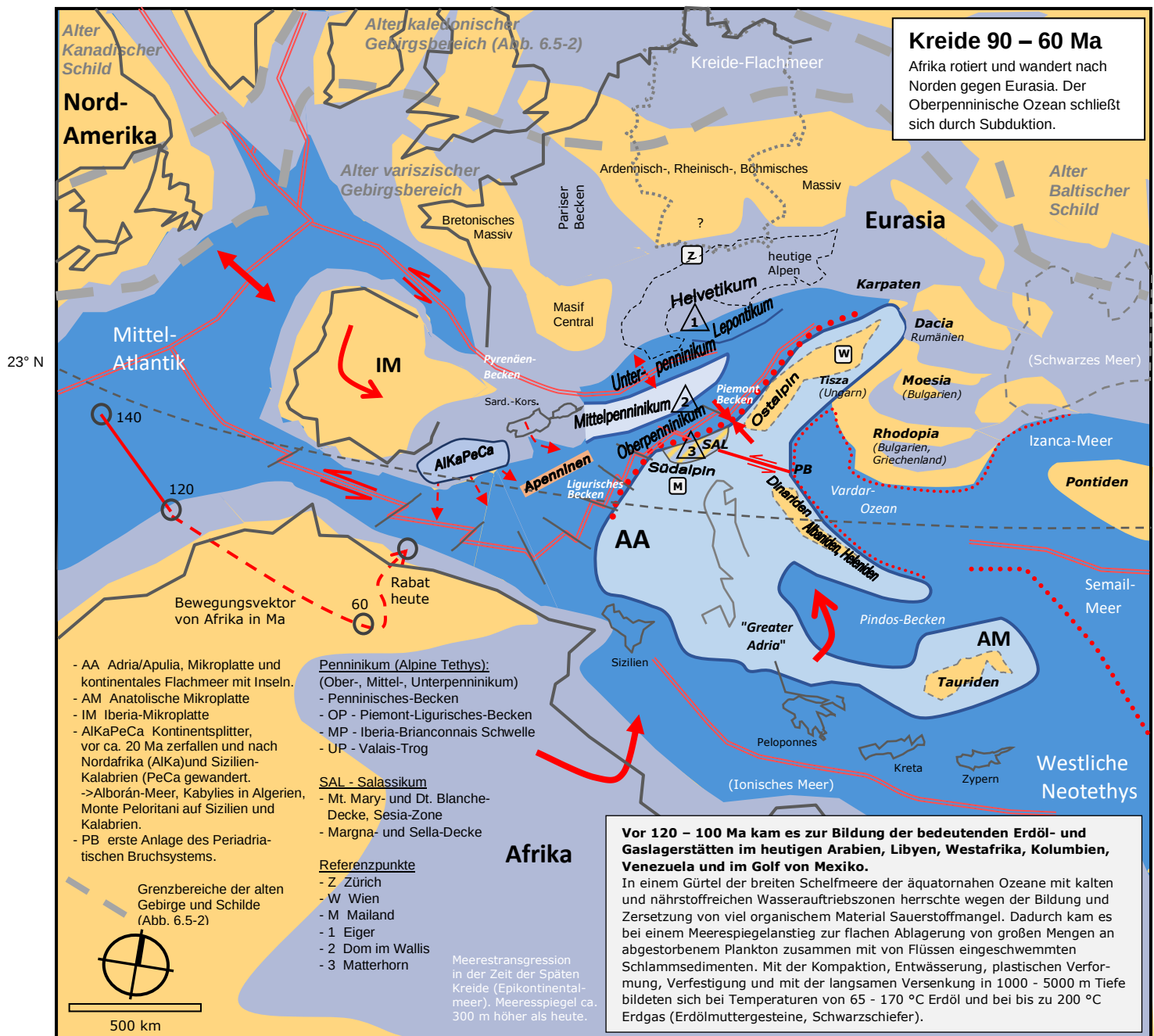


Abb. 6.15-1: Paläogeographische und -tektonische Übersichtskarte der Adriatisch-Apulischen und der Anatolischen Mikroplatte mit den alpinen Ablagerungsräumen und den Meeren der alpinen Westtethys in der Kreide-Zeit vor ca. 90 – 60 Ma.

Ab dem frühen Mesozoikum vor ca. 230 Ma führte das Heraustreten der Afrikanischen Großplatte aus dem Superkontinent Pangäa zu deren Bewegung nach Südosten und Osten. Diese plattentektonischen Bewegungen führten ab 160 Ma zur Öffnung des Mittel- des Nord- und später auch des Südatlantiks. Die Iberische Mikroplatte mit ihrem weit nach Osten reichenden Briançonnais-Sporn drehte sich unter Öffnung der Biskaya gegen den Uhrzeigersinn nach Südosten. Verursacht durch die Drehung der Bewegungsrichtung von Adria/Apulien vor ca. 150 Ma und von Afrika vor ca. 100 Ma von Osten nach Norden und durch deren Plattenschub schlossen sich nacheinander der Vardar-Ozean vor 75 Ma, die Penninischen Ozeane vor 60 - 45 Ma, die westliche Paläotethys und später auch die Neotethys. Die schwere und tiefmarin-basaltische Erdkruste mit den oft geringmächtigen Sedimenten der alpinen Ozeane wurden nach Südosten in den Erdmantel gezogen (subduziert) und metamorphosiert. Einige Fragmente wurden später beim Zusammenschub wieder gehoben und zusammen mit den am Akkretionskeil abgeschabten Flysch-Sedimenten als Ophiolithe in die Gebirgsbildung miteinbezogen. Die leichteren und mächtigeren kontinental-flachmarinen Sedimente auf Adria/Apulien und auf dem Briançonnais wurden beim Zusammenschub ebenfalls versenkt und je nach Tiefe unter Druck und Wärme z.T. metamorph umgewandelt. Nach ihrem isostatischen Wiederaufstieg bei der Gebirgsbildung wurden die in der Tiefe gefalteten, aufgestapelten und überschoben Gesteinspakete über dem Meeresspiegel der Abtragung ausgesetzt. Der südliche und der östliche Teil der Adriatisch-Apulischen Platte wurde stark fragmentiert und zu einem großen Teil unter Süd- und Osteuropa in den Erdmantel versenkt (Greater Adria). Vor etwa 100 Ma sind im Tethys-Meer die großen Erdölvorkommen vom Mittleren Osten bis nach Kasachstan entstanden. Die abgestorbenen Reste von Meereskleinlebewesen (v.a. Algen) haben sich in tieferen Schelfbereichen unter Sauerstoffabschluss und bei 60 – 200 °C mit der Zeit von Faulschlamm in Öl und in Gas umgewandelt. Rote Doppellinien = Grabenbrüche und Transformstörungen, Divergenz, Platten bewegen sich auseinander oder aneinander vorbei; Rote gepunktete Linien = Subduktionszonen, Konvergenz, Platten kollidieren, "Verschlucken" (Subduktion) von Meeresboden in den Erdmantel.

Grafik mit Darstellungen nach R. Blakey, NAU Geology. Deep Time Maps, <https://deeptimemaps.com/> und nach J. Maier (2021): Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie. Haupt, Bern.

Die Darstellungen in den paläogeographischen Karten in diesem Manuskript können die Lage der Festländer, Küstenlinien, Ozeane, Meere und der Mikroplatten zu den Zeiten nur ungefähr wiedergeben und weichen je nach Autor etwas voneinander ab. Sie zeigen aber auf der Grundlage der aktuellen Forschung die prinzipiellen geotektonischen Situationen und veranschaulichen großräumig die plattentektonischen Vorgänge bei der Kontinentaldrift, die auch zur Bildung der Alpen geführt hat.

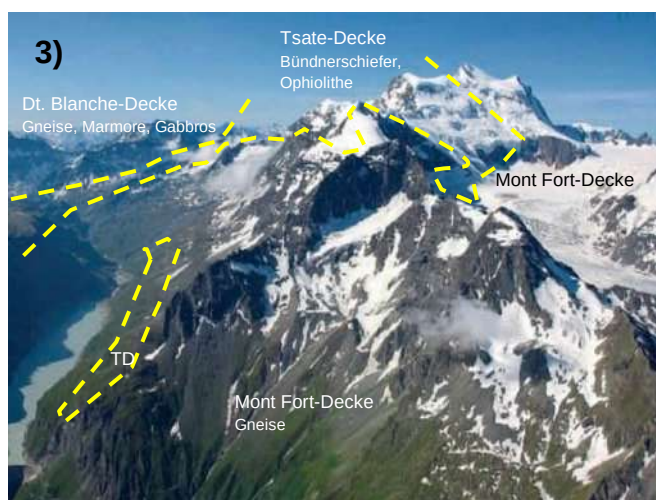
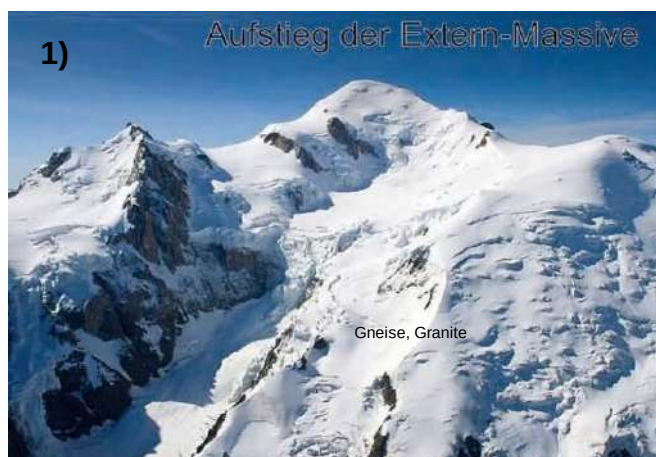


Abb. 6.16: Charakteristische Gebirgszüge in den Westalpen.

1) Der Mt. Blanc (4808 mNN) gehört zu einem unterhelvetischen Extern-Massiv aus variszischen Gneisen und Graniten.

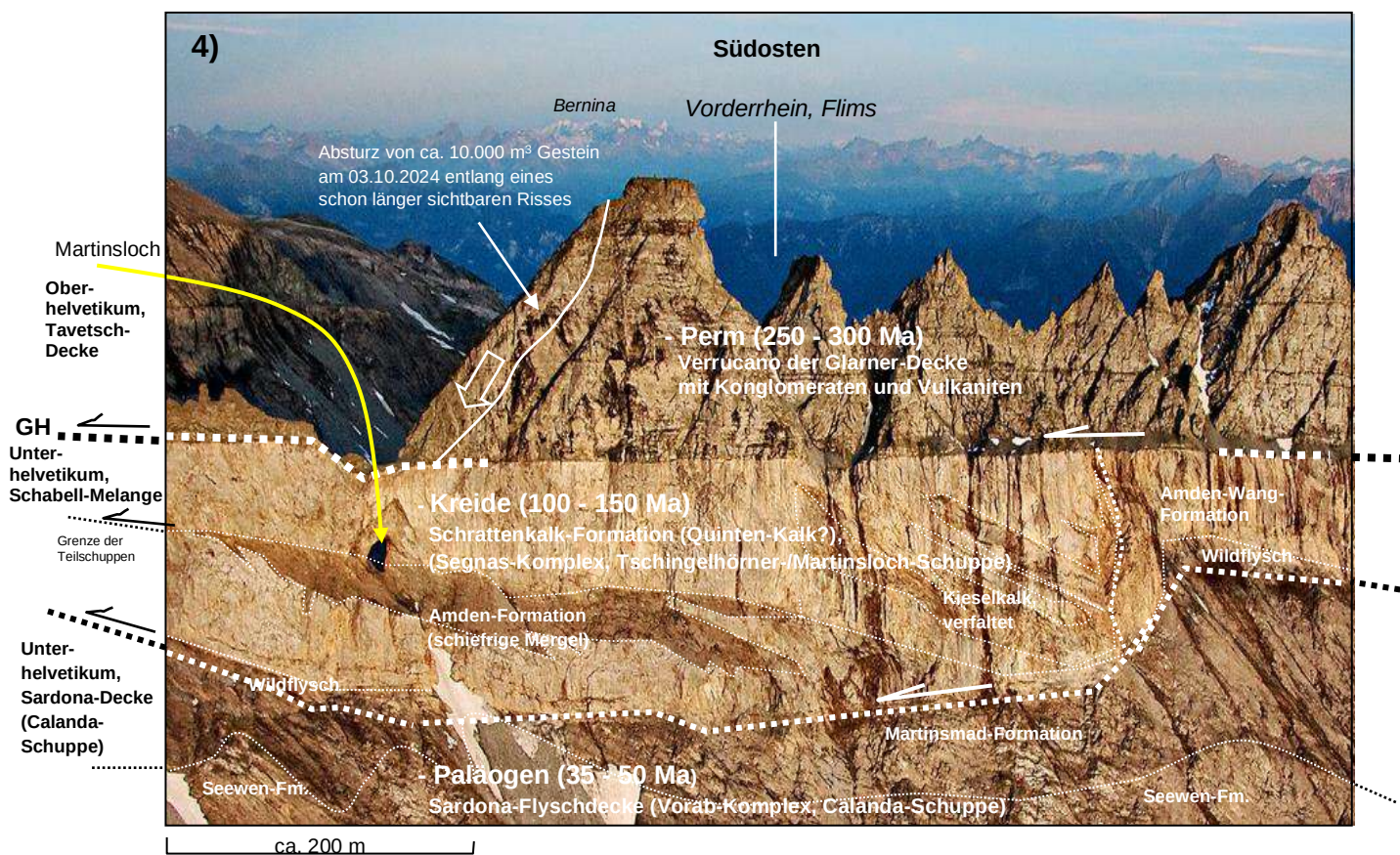
2) Liegende Falte der unter(infra)helvetischen Morcles-Decke aus Kalksteinen der Kreide-Zeit (Schrattenkalk) im Gipfelbereich des Petite Dent de Morcles (2929 mNN) in der Westschweiz (Abb. 6.11-3).

3) Die Gneise der mittelpenninischen Mont Fort-Decke, die oft weicher geformten aber hier härteren Bündnerschiefer und die Ophiolithe der oberpenninischen Tsate-Decke (Ozeansedimente) bilden als Überschiebung und Rückfaltung die West- und Ostflanke des Grand Combin (4314 mNN) im Wallis in der Westschweiz.

4) Zeitlich inverse Gesteinslagerung an der Glarner Hauptüberschiebung (GH) mit den Tschingelhörnern (2849 mNN) zwischen Flims und Elm in der Schweiz. Hier wurde vor 25 - 10 Mio. Jahren ein 3 km dickes und 5000 km² großes oberhelvetisches Gesteinspaket aus siliziklastischen Konglomeraten mit Vulkaniten (Verrucano) aus der Perm-Zeit in ca. 10 - 15 km Tiefe bei 320 °C mit einigen Zentimetern pro Jahr 40 km weit nach Norden über jüngere unterhelvetische Gesteine der Kreide- und der Jura-Zeit und über Flyschgesteine der Paläogen-Zeit überschoben (Pfeile = Schubrichtung). Der engräumige Deckenbau und die Verschuppungen

innerhalb der Decken zeigen die Komplexität. Das Martinsloch ist durch Erosion in der hier nur einige Meter schmalen Felswand entstanden. Hier kreuzen sich zwei tektonischen Klüfte im Kalkstein und im weicheren Mergel und schwächen die Felswand.

Bild 1) - 3) ergänzt aus R. Schuster & K. Stüwe (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, Bd. 140, Graz. Bild 4): Touristeninfo Glarnerland.ch, Foto von R. Homberger. Geologische Deutung nach Bas den Brok et al. 2021, Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, 1174 Elm, Erläuterungen. Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.



Zum Salassikum (Salasser = keltischer Stamm im Aostatal) gehören die ehemals ins Unterostalpin gestellten Margna- und Sella-Decke in Graubünden und die Decken der Dt.-Blanche-Decke im Schweizer Wallis. Dort sind die flach liegende Mt. Mary- und Dt.-Blanche-Decke die nordwestliche Fortsetzung der steil stehenden Sesia-Zone im norditalienischen Piemont, mit der diese Decken vor der Erosion durch die Hebung der Alpen zusammenhing. Das variszisch metamorphosierte Salassikum wurde in der Jura-Zeit vor ca. 120 Ma mit der Öffnung des Oberpenninischen Ozeans vom passiven Rand der Adriatischen Platte als Mikrokontinent (Cervinia-Terrane) in den östlichen Piemont-Ozean abgetrennt (Dehnungsallochthon) und dockte in der Kreide-Zeit wieder an den sich bildenden Akkretionskeil von Adria/Apulia an (Abb. 6.10). Am Ende der Kreide-Zeit vor ca. 67 Ma wurde es im Zuge der Schließung des Oberpenninischen Ozeans nach Südosten unter Adria/Apulia tief subduziert und hochdruckmetamorph überprägt. Später wurde dieses kontinentale Grundgebirge bei der nordgerichteten Überschiebung wieder um einige 10er Kilometer gehoben, dabei als große Decke nach Norden überschoben und kam im Bereich der heutigen Westalpen im Piemont und vom Wallis bis Graubünden an die Oberfläche (Abb. 6.39). Dort wurde das Salassikum dann bis auf die heutigen Reste in Graubünden, im Wallis und im Piemont abgetragen (Abb. 6.44).

Das Südalpin besteht aus Vulkaniten und Sedimenten, die auf dem an Nordafrika vorgelagerten apulischen Schelf und Mikrokontinent abgelagert wurden. Dieser löste sich vor ca. 220 Ma von Afrika, wanderte nach Norden und schloss sich als kontinental-flachmariner Ablagerungsraum ohne tiefes Meer direkt an den adriatisch-ostalpinen Ablagerungsraum an. Heute liegt das Südalpin, abgegrenzt durch das Periadriatische Bruchsystem, südlich neben dem Ostalpin und dem Penninikum (Abb. 6.11). Es besteht an seinem Nordrand aus hoch- und niedrigmetamorphem Basement der kontinentalen Kristallinkruste und aus Sedimenten, die vor ca. 360 – 320 Ma während der variszischen Gebirgsbildung zuletzt metamorphosiert wurden und deren Metamorphosegrad von Westen nach Osten abnimmt. Südlich liegen an der Oberfläche großteils mächtige, mesozoische Karbonatsedimente und permotriadische Plutonite und Vulkanite. Eine alpine Metamorphose hat im Südalpin nur örtlich und geringgradig stattgefunden und es gab keine kreidezeitlichen Überschreibungen. Im Gegensatz zu den weit nordvergent überschobenen Alpen ist es tektonisch auch weniger komplex aufgebaut und wurde ab ca. 25 Ma einige Kilometer weit südvergent (nach Süden gerichtet) auf die Po-Ebene rücküberschoben (Abb. 6.30-1). Im Südosten der Alpen geht das Südalpin in die externen Dinariden über.

- **Im östlichen Südalpin** (Italien - Trentino, Südtirol, Friaul, Venetien und Slowenien) gehört der Brixner Quarzphyllit aus vor ca. 540 - 440 Ma im Kambrium und im Ordovizium sedimentierten und variszisch geringgradig metamorphosierten Sand- und Tonsteinen mit Magmatit-Intrusionen zum kristallinen Basement. Vor 290 – 280 Ma ist der Brixner Granit dort in der Tiefe eingeschmolzen und langsam auskristallisiert. Darüber beginnt die Gesteinsfolge der "eigentlichen Dolomiten", z.B. das in wüstenhafter Umgebung abgelagerte Waidbrucker Konglomerat aus vor ca. 320 – 290 Ma abgetragenen Brixner Quarzphyllit. Darüber folgt der frühpermzeitliche, bis zu 4000 m mächtige und sich über 2000 km² ausdehnende Bozener-Quarzporphyr (Etschtaler Vulkanit-Gruppe), der vor 290 – 274 Ma aus einer ca. 50 km breiten Vulkancaldera in Form von glühenden Tuffen (Glutwolken, alte Ignimbrite) explosiv ausgeworfen wurde. Es war das größte vulkanische Ereignis im Alpenraum. Darüber liegen diskordant abgelagerte Konglomerate, Sand- und Tonsedimente der Grödner-Formation aus der Abtragung des Quarzporphyrs. Darauf folgen die für das heutige Dolomitengebirge so charakteristischen, oft massigen und sehr mächtigen, flachmarinen und oolithischen Karbonatsteinserien der Südlichen Kalkalpen aus der Permo-Trias und örtlich auch aus der Jura-, Kreide- und Paläogen-Zeit. Diese bestehen aus Algen-, Schwamm- und teils aus Korallenriffsedimenten mit Riffkalkschutt, aus Schalenresten von Meerestieren (Muscheln, Ammoniten, Brachiopoden etc.), sowie aus Beckensedimenten, wie mikrokristallinen Kalken, Tonen und Mergel (Abb. 6.18, 6.20). Die Karbonatserien der mächtigen Hauptmassive der Dolomiten wurden in der Späten Perm-Zeit, großteils in der Trias-Zeit vor 240 – 205 Ma und mit Mergel auch noch in der Jura- und Kreide-Zeit auf diesen flachmarin-lagunären und unregelmäßig, aber recht schnell absinkenden und tropischen Riffplattformen und in den dazwischen liegenden breiten Beckenbereichen (Riff-Becken-Relief) bei einem über die Millionen Jahre oft schwankenden Meeresspiegel abgelagert. Dabei kam es auch zu Phasen mit tieferem Wasser und zu Verlandungen. In den Dolomiten sind das die Bellerophon- und Werfener-Formation, Sarl- und Schlerndolomit, Wengener- und Raibler-Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk (Abb. 6.24, 6.38, 6.47), sowie paläozoische Karbonatgesteine in den Karnischen- und Julischen Alpen und in den Südkarawanken. In den Kalksedimenten wurde das Calcium-Ion dann teilweise durch das kleinere Magnesium-Ion aus dem Meerwasser ersetzt ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Dieser "Dolomitisierung" genannte Prozess kann primär (frühdiagenetisch) im flachen und sehr salzhaltigen Meer schon während der Ablagerung durch Ausfällung unter Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien stattfinden, oder sekundär (spätdiagenetisch) durch Mineralaustausch aus eindringendem und magnesiumhaltigem Porenwasser nach der Ablagerung der Kalkschlämme (Abb. 6.20). Das wegen der mineralischen Umwandlung von Calcit in Dolomit oft fossilarme Dolomitgestein macht aber nur einen Teil der südalpinen Karbonatgebirge aus. Große Teile bestehen auch aus Kalksteinen, Mergel, Sandsteinen und aus Konglomeraten. Punktuell gibt es aus der Tiefe aufgestiegene, aber noch innerhalb der überlagernden Sedimentgesteine langsam auskristallisierte, magmatische Plutone, wie z.B. der permzeitliche Cima d'Asta-Granit und der triaszeitliche Monzoni-Granit. In der Trias-Zeit gab es bis vor 236 Ma auch durch Krustendehnung verursachte basisch-vulkanische Aktivitäten an der Oberfläche und in den Becken zwischen den großen Riffkomplexen lagerten sich Pillowlaven und hyaloklastische Brekzien ab (Erkalten von Lava unter Wasser- oder Eisbedeckung). Das belegt eine intensive Dehnungs- und Bruchtektonik zu Beginn der alpidischen Sedimentabfolge.

Anders als die meisten west- und nordalpinen Berglandschaften sind die Berge der südalpinen Dolomiten durch einen zunächst eher sanft gewellten und oft weitflächigen Anstieg der Almen aus den Tälern heraus mit einem dann abrupten Wechsel zu steilen und oft senkrechten Zinnen, Türmen und pultartigen Felsplateaus charakterisiert (Abb. 6.17-1).

Diese markanten Gebirgsgruppen sind die trotz der Erosion heute noch gut erhaltenen und freipräparierten ehemaligen Riffkomplexe. Sie sind somit die Reste einer alten und flachen Atoll-Landschaft, die ähnlich wie die heutigen Bahamas entstanden ist. Stellenweise kann man noch die alten Riffabhänge mit dem abgerutschten Riffschutt erkennen (Abb. 6.19). Die heutigen Täler und Joche sind oft an die leicht erodierbaren Ablagerungen der tieferen Meeresbecken mit Schutt- und Mergelablagerungen gebunden, welche die rundlichen Riffkomplexe getrennt haben. Da die ursprüngliche Form des Ablagerungsraumes inselartig war und da das östliche Südalpin mit den Dolomiten von der nördlich stattfindenden und oft aufgewölbten Gebirgsbildung der Alpen kaum beeinflusst und deformiert wurden, sind die Berggruppen und Täler seltener in der alpentypisch oft vorkommenden Südwest-Nordost-Richtung ausgerichtet. Die rundlichen Riffkomplexe entwässern bis heute auch radial in alle Richtungen. Nur in der Spätphase der Gebirgsbildung kam es zu kleinen und südgerichteten Überschiebungen.

Im Folgenden ein Zitat aus L. Keim, 2008, Geologie im Gebiet Schlern – Seiser Alm: Vom Tethysmeer zum Gebirge. Gredleriana Vol. 8/2008: *"Das Gebiet des Schlern und der Seiser Alm gilt als Paradebeispiel einer Riff-Becken-Landschaft aus der Zeit der Mittel- und Obertrias. Dieses im ehemaligen Tethysmeer entstandenen Gebirge liegt heute nahezu unverändert an der Landoberfläche und kann daher bestens erforscht werden. Der Touristensteig führt vom einstigen tiefen Meeresbecken der Seiser Alm entlang des Riffhanges auf das Riff und die dahinter liegende Lagune bei den Schlernhäusern."* (Abb. 6.18).

Die "Dolomiten" wurden nach dem französischen Geologen Déodat de Dolomieu benannt, der das nur schwach mit Salzsäure reagierende, kantiger als Kalk brechende und wegen des Eisengehalts oft gelbliche Dolomitgestein in den Stubai Alpen in Österreich gesammelt und vom Schweizer Mineralogen Henri de Saussure hat analysieren lassen. Früher wurden die Dolomiten "Monti Pallidi – Bleiche Berge" genannt. Größere Teile der Dolomiten bestehen aber auch aus weißlich-grauem Kalkstein, aus Mergel und aus Vulkaniten.

- **Der Westteil des Südalpins** (Italien - Lombardei, Piemont und Schweiz - Tessin) ist tektonisch etwas stärker deformiert und wird heute vom Lombardisch-Giudicarischen Falten- und Überschiebungsgürtel geprägt, der sich vom Späten Oligozän bis zum Späten Miozän vor ca. 27 – 19 Ma entwickelt hat. Er umfasst südlich entlang des Periadriatischen Bruchsystems ebenfalls das prävariszische und das variszische Grundgebirge mit der Strona-Ceneri-Zone (Serie dei Laghi - Rhyolithe, Gneise, Amphibolite der mittleren Kruste) und mit der Ivrea-Verbano-Zone (Gabbro, Diorite, Gneise, Kinzigite der unteren Kruste). Das ist der bei der Alpenbildung im Oligozän und im Miozän am Nordrand des Südalpins nahezu senkrecht gestellte und permzeitlich hochmetamorphe mittlere und untere Teil der kontinentalen Kruste mit hoher Dichte. Am Südostrand entlang der Periadriatischen Bruchzone treten an einigen Stellen linsenartig die ultrabasischen Gesteine des Ivrea-Körpers zutage. Diese Peridotite mit einer Dichte von $3,2 - 3,5 \text{ g/cm}^3$ sind die an der heutigen Oberfläche erodierte Intrusionen des Oberen Erdmantels, der hier durch die Alpenbildung ebenfalls schräg bis senkrecht gestellt wurde. Das dichtere Gestein führt dort auch in der weiteren Umgebung zu einer deutlich messbaren Schwereanomalie (Abb. 6.17-1). Die östlich liegenden Bereiche im Lombardischen Basin mit dem Monte Nudo-Becken, (Südliche Kalkalpen) über terrestrischem Jungpaläozikum (Verrucano mit frühpermischen Vulkaniten) und von paläozoischen Gneisgesteinen (Orobischen Decken) im Norden aufgebaut (Abb. 6.17-1, 6.41).

Das Südalpin wird heute vom weit nach Norden über den südeuropäischen Kontinentalrand geschobenen Ostalpin und vom Penninikum durch das sich von Italien bis nach Slowenien erstreckende, vermutlich prävariszisch angelegte und vor 35 - 30 Ma wieder reaktivierte **Periadriatische Bruchsystem** tektonisch getrennt. Nördlich von dieser 700 km langen, ca. 1 km breiten und bedeutendsten Bruchzone der Alpen mit einem breiten Mylonitgürtel wurden das Ostalpin und das Penninikum um ca. 20 km angehoben, sodass dort hochmetamorphe Kristallingesteine mit großen Verschiebungen an die Oberfläche kamen, während südlich auch Sedimente vorherrschen. Das Südalpin wurde hier auch um ca. 150 km horizontal rechtsdrehend nach Westen verschoben (Abb. 6.11). Verursacht wurde die Reaktivierung dieser Störungszone durch die Nord(west)wanderung der Adriatisch-Apulischen Platte mit dem **Insubrischen(Ivrea)-Indenter** und mit dem **Dolomiten-Indenter** (Abb. 6.12). Das hat die West- und Ostalpen komprimiert, so dass diese nach Westen geschoben und gebogen wurden und auch weit nach Osten ins Pannonische Becken ausgewichen sind (Abb. 6.23). Infolge dieser tektonischen Trennung von Ostalpin und Südalpin wurden die südalpinen Gesteinsdecken bei der Alpenhebung, auch in Verbindung mit einem Plattenabriss, vor ca. 35 - 25 Ma, um 5 - 10 km und an tiefer liegenden Überschiebungsflächen um maximal 30 km nach Süden über die Poebene geschoben und geneigt, während die nördlich liegenden Gesteinsdecken und -falten von Helvetikum, Lepontikum, Penninikum, Salassikum und Ostalpin weit nach Norden und Westen überschoben und geneigt wurden (Abb. 6.47). Die Alpen sind so zu einem tektonisch **bivergenten Gebirge** geworden (in zwei Richtungen gekippt, Abb. 6.11-1) und die Horizontal- und Vertikalbewegungen wurden im Subduktionsraum der alpinen Kontinentkollision durch weitere Plattenabriss in der Asthenosphäre noch entscheidend unterstützt (Abb. 6.54-1). Während der Paläogen-Zeit kam es vor ca. 35 Ma im Bereich der tektonischen Schwächezonen des Periadriatischen Bruchsystems zum Aufstieg von einer Kette von granitischen Plutonen, wie z.B. der Traversella- und Biella-Granit, Bergeller-Granodiorit, Adamello-Tonalit, Rensen-Granit, Riesenferner-Granodiorit, Karawanken-Tonalit, Smrekovec-Andesit und der Pohorje-Granodiorit. Das sind die einzigen Granitbildungen, die während der alpinen Gebirgsorogenese entstanden sind. Die Granite in den Intern- und Externmassiven bzw. Decken von Aar, Gotthard, Mt. Blanc, Monte Rosa, Gran Paradiso etc. sind schon weit vor der Alpenbildung vor ca. 300 Ma spätvariszischen intrudiert. Im Südalpin gibt es einige perm- und triaszeitliche Granitintrusionen, wie z.B. der permzeitliche Brixener Granit. Entlang der Periadriatischen Bruchzone verlaufen auch große Längstäler, wie z.B. das Valtellinatal, Addatal, Drautal, Gailtal und das Pustertal, deren erodierende Flüsse in den tektonisch zerrütteten und intensiv geklüfteten Gesteinen weniger Widerstand vorfanden. Die Dolomiten haben sich vor 13 – 7 Ma stärker gehoben. Südalpine Gesteine bauen heute das Alpengebirge in der Schweiz im Südtessin, in Italien in den Provinzen Piemont, Lombardei, Südtirol/Trentino, Venetien, Friaul und in Slowenien auf. Ganz im Südosten geht das Südalpin in die externen Dinariden über, wo sich entlang der Adria die verkarsteten Karbonatplattformen in Slowenien, Kroatien, Bosnien, Serbien, Montenegro und Albanien anschließen. Siehe Abb. 6.17-1 - 6.20 und Abb. 6.47.



Abb. 6.17: Berglandschaften in den Dolomiten (Südalpin) und am Aar-Massiv (Helvetikum).

Links: Breite und aus den Tälern flach ansteigende Almen mit einem abrupten Wechsel zu den steilen zinnen- und pultartigen Bergmassiven an der Seiser-Alm in den Dolomiten. Das sind durch die Erosion herauspräparierten Reste ehemaliger und rundlicher Rifffkomplexe.

Rechts: Enge U- und V-Täler mit direkt ansteigenden Bergflanken in den Gneisen und Graniten des Aar-Massivs am Aletsch-Gletscher.

Bildquelle: Pixabay, Paelzerbu, MyriRoet.

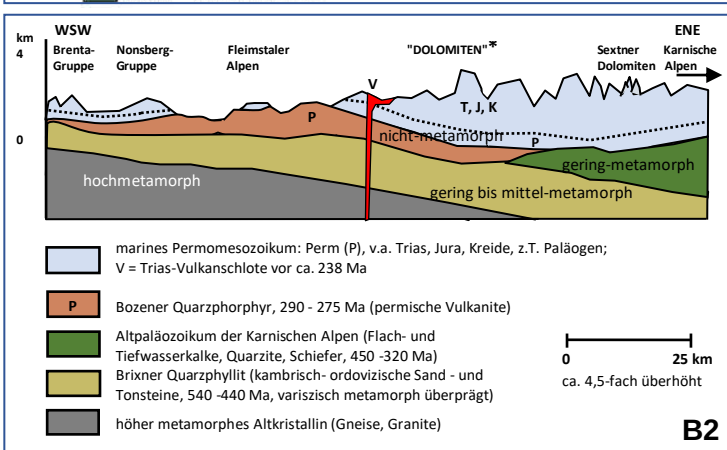
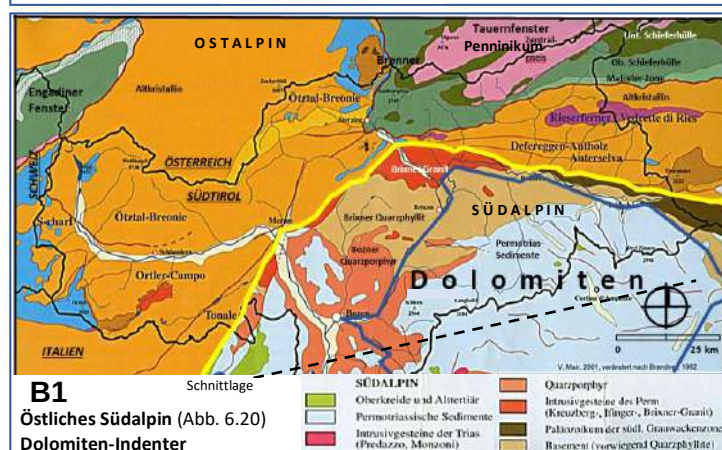
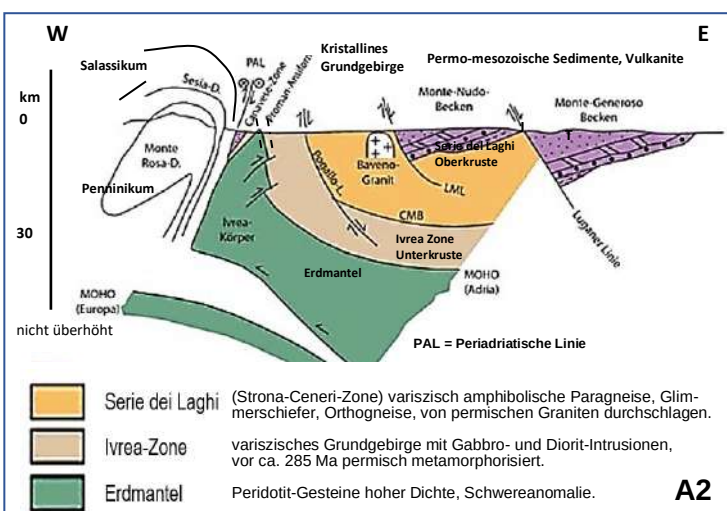
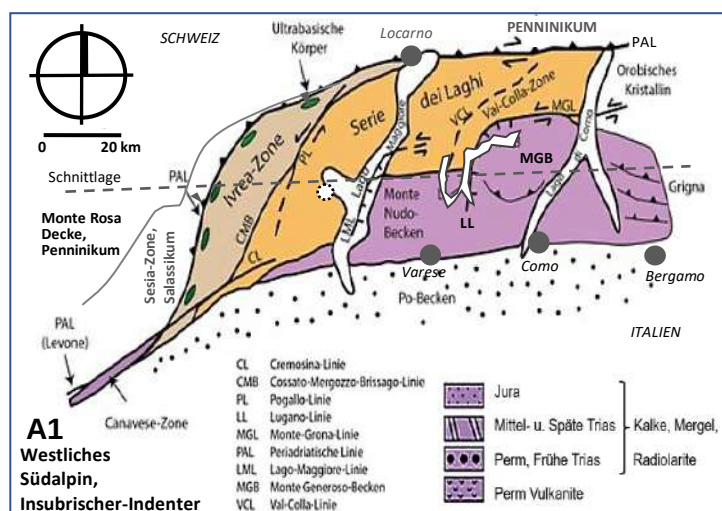


Abb. 6.17-1:

Oben A1, A2: Geotektonische Karte und Profilschnitt des westlichen Südalpins.

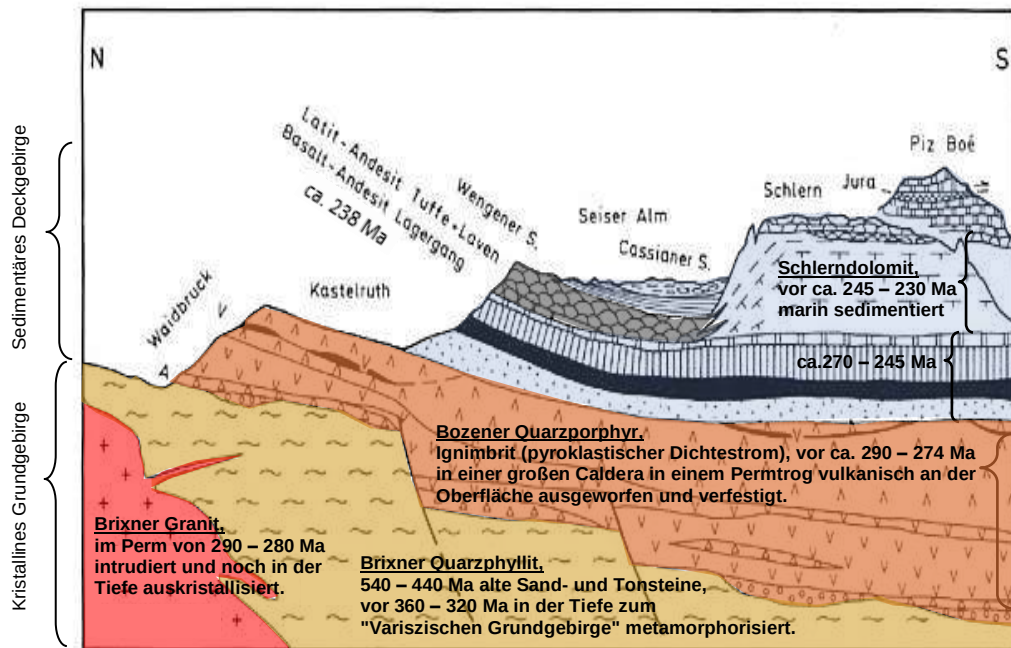
Die Karte und der Tiefschnitt zeigen den tektonischen Aufbau des Südalpins westlich des Comer Sees.

Unten B1, B2: Geotektonische Karte und Profilschnitt des östlichen Südalpins.

Die Karte zeigt den tektonischen Aufbau in Südtirol. Der schematische Profilschnitt zeigt die Abnahme des variszischen Metamorphosegrades im Untergrund von Westen nach Osten, siehe Abb. 6.20. * Die Sedimente und Vulkanite der Dolomiten wurden vor 300 – 30 Ma über Quarzphyllit und Quarzporphyr an Land, an Küsten, in flachen und in tieferen Meeresbecken abgelagert und haben sich mit der Zeit zu Felsgesteinen verfestigt.

Text und Grafiken ergänzt: oben aus: N. Froizheim, Geologie der Alpen Teil 3: Das Südalpin, Univ. Bonn.

Unten links aus: Stingl, V. & Mair, V. (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ), und unten rechts umgezeichnet und verändert mit Daten nach N. Froizheim s.o. und Bögel & Schmidt (1976), Kleine Geologie der Ostalpen, Ott Verlag, Thun.



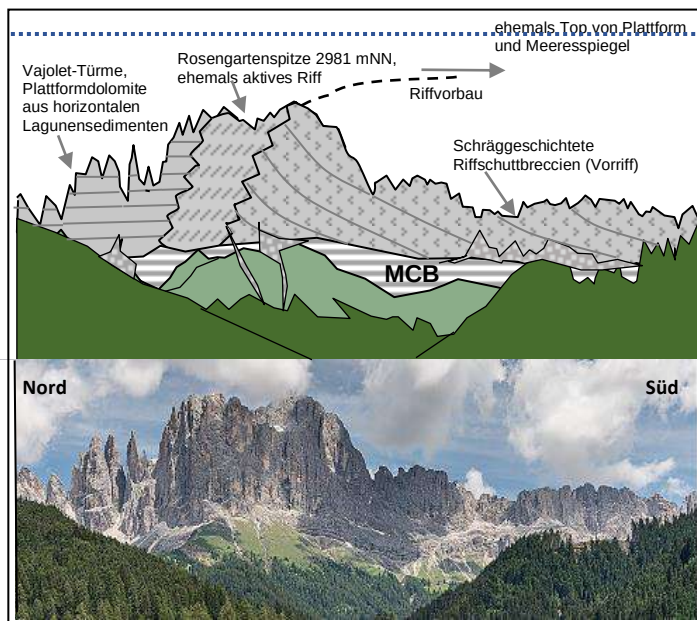
Die Farben entsprechen der Abb. 6.17-B.

Grafik ergänzt aus: B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

Abb. 6.18: Geologisches Schemaprofil der Dolomiten.

Permomesozoisches Deckgebirge:

- 15 Unterkreide- und Jura-Kalke im Bereich der Gipfelüberschiebungen.
 - 14 Hauptdolomit (Dolomia Principale, Dachsteindolomit)
 - 13 Raibler Schichten (Schlernplateau-Schichten).
 - 12 Schlerndolomit (Marmoladalk, Rosengartenspitze) mit Ladinischem Vulkanismus.
 - 11 Sarldolomit (Concrinkalk) und auflagernde Buchensteiner Schichten.
 - 10 Werfener Schichten.
 - 9 Bellerophonschichten.
 - 8 Grödnert Sandstein.
 - 7 Mergel und Kalkmergel als Sedimente mit Fossilresten (Schichten von Tregiovo).
 - 6= Obere Ignimbritfolge, vorwiegend rhyolitisch.
 - 5 Einschaltung von Tuffen, vulkanischen Brekzien und Konglomeraten.
 - 4 Untere Ignimbritfolge (vorwiegend Dazit und Rhyodazit).
 - 3 Trostburg-Melaphyr und basale Tuffe, Latitandesite und Dazit.
 - 2 Basiskonglomerat (Waidbrucker Konglomerat, ca. 290 Ma).
- Variszisches Grundgebirge:**
- 1 Quarzphyllit und Paragneise (Kambrium, Ordovizium).
- Links: vor 290 Ma eingeschmolzener Brixner Granit.
- Jura, Kreide**
- Trias**
- Perm (bis 4 km)**
- Karbon**
- Kambrium – Karbon**



Links Abb. 6.19: Rosengartengruppe (2981 mNN, Schlerndolomit) östlich von Bozen.

Profilschnitt durch die vor ca. 230 Ma in der Trias-Zeit abgelagerten Lagunensedimente der Rosengarten-Formation aus Algenriffen und Riffschutt, heute an die 3000 mNN hoch. MCB = Morbiac-, Contrin-Flachwasser- und Buchenstein-Beckenformation. Grafik umgezeichnet nach:

B. Baumgarten, A. Werth, 2003: Zur Entstehung der Dolomiten. – Das Rosengarten-Riff. Video des Museum of Nature South Tyrol.

<https://www.youtube.com/watch?v=ma5buO6rY6k> Bild: Giorgio Galeotti, Tiersertal - St. Zyprian, Tiers, Bozen, Italy - July 4, 2020 02, CC BY 4.0

Rechts Abb. 6.19-1: Drei Zinnen (2999 mNN, Hauptdolomit) im Südalpin der Sextner Dolomiten in Italien.

Blick nach Südosten. In der Zeit von Spätem Perm und Trias vor ca. 260 – 200 Ma kam es auf dem südalpinen Teil der Adriatisch-Apulischen Platte auf einer tropisch-warmen und flachlagunären Küstenebene mit einem Riff-Becken-Relief zur Ablagerung von sehr mächtigen und flachmarinen Karbonatserien und von Magmatiten. Neben Algen-, Schwamm- und untergeordnet auch Korallenriffkalke mit Schalenresten (Schlern-Dolomit) wurden in den zwischen den Riffen liegenden und langsam absinkenden Becken und im später tieferen Wasser auch fossilarme Kalkschlämme mit Mergel abgelagert. In den Kalksedimenten wurde das Calcium dann teilweise durch kleinere Magnesium-Ionen aus dem übersalzten Poren-Meerwasser ersetzt ($\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) und es entstand vor 230 - 210 Ma der "Hauptdolomit" der Drei Zinnen. Dieser "Dolomitisierung" genannte Prozess kann primär (frühdiaogenetisch) im flachen und sehr salzhaltigen Meer bei der Ablagerung durch Ausfällung und unter dem Einfluss von sulfatreduzierenden Bakterien (deren Stoffwechsel liefert die Energie für den Ionenaustausch), oder sekundär (spätdiaogenetisch) durch Mineralaustausch von zirkulierendem Meerwasser nach der Ablagerung des Kalkschlammes stattfinden. Wegen der kleineren Magnesium-Ionen wird das sich bildende Gestein dann löchrig und die in reinem Kalkstein gut sichtbaren Feinschichtungen und auch viele Fossilien gehen durch die spätdiaogenetische Dolomitisierung oft verloren. Kalkstein und Dolomitstein können durch den Salzsäuretest unterschieden werden. Kalkstein schäumt stark, Dolomitstein wird von der verdünnten Salzsäure kaum angegriffen. In der Jura- und Kreide-Zeit wurden weiter Karbonat-sedimente in geringerem Umfang abgelagert. Bild: [kallerna](#), [Tri Cime panorama 2](#), CC BY-SA 4.0

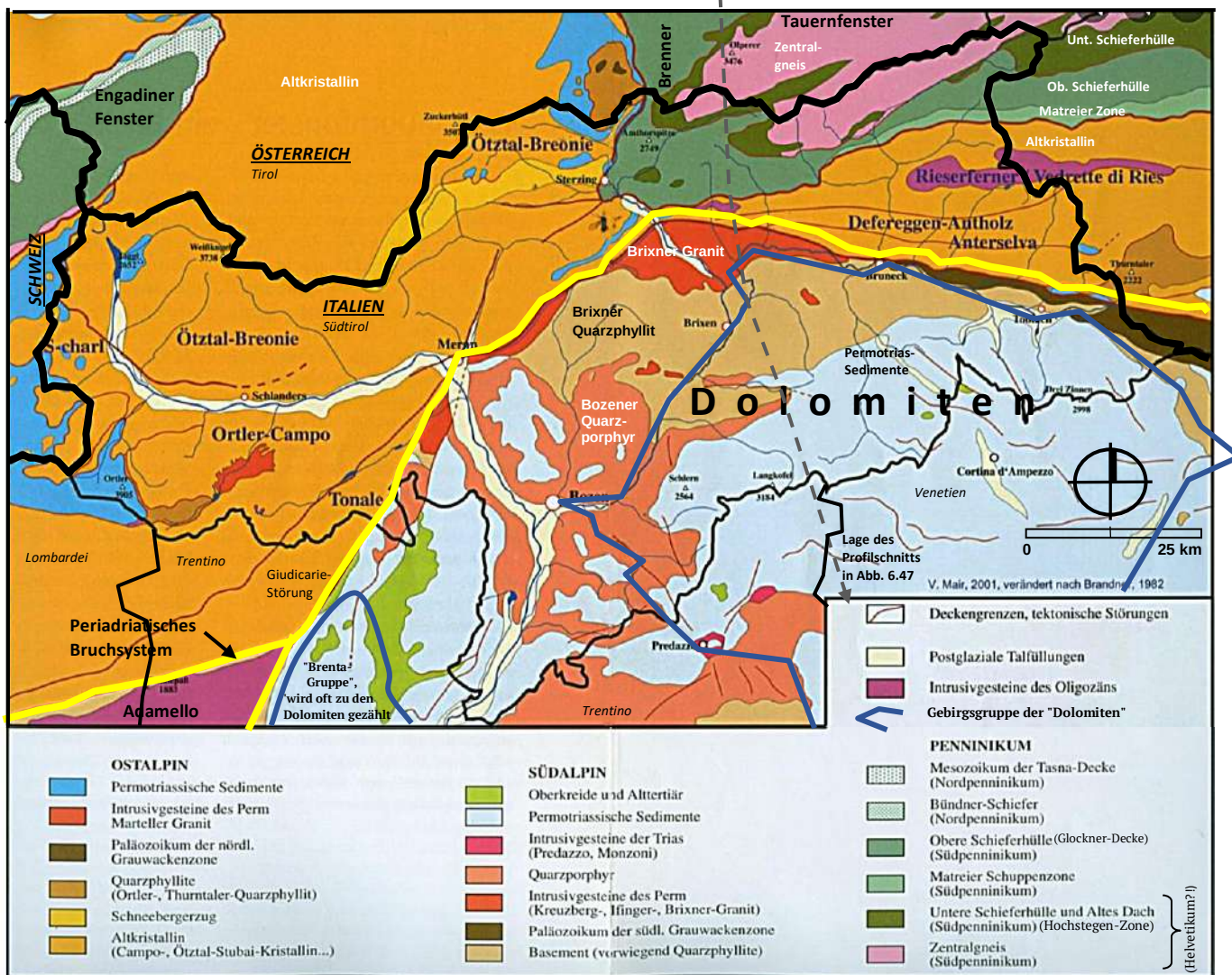


Abb. 6.20: Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Südtirol.

Die Karte zeigt die Geologie von Ostalpin und Penninikum nördlich und nordwestlich des Periadriatischen Bruchsystems. Südlich ist das Südalpin mit den Dolomiten dargestellt. Vergleiche auch mit dem geotektonischen Profilschnitt in Abb. 6.47.

Grafik ergänzt aus: Stingl, V. & Mair, V. (2005): *Einführung in die Geologie Südtirols*. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ).

Das Ostalpin ("Austroalpin", Österreich latinisiert = "Austria", ursprünglich urgermanisch und althochdeutsch von austar = "Im Osten") wird in Unterostalpin und in Oberostalpin mit dem Oberen- und Unteren Zentralostalpin gegliedert (Abb. 6.21, 6.22). Im Wallis, im Piemont und bei einigen Decken in Graubünden wird das frühere Unterostalpin wegen der anderen tektonischen Entwicklung heute eigenständig als "Salassikum" bezeichnet. Das Ostalpin wurde auf dem nördlichen, flachmarinen und auch von Inselgruppen geprägten Bereich des adriatischen Mikrokontinents abgelagert, der vor ca. 180 Ma bei der Bildung des Penninischen Ozeans vom südeuropäisch-helvetischen Kontinentalrand abgetrennt wurde. Das Unterostalpin wurde im Norden, das Oberostalpin wurde weiter südlich abgelagert. Das frühere Mittelostalpin wird zum Oberostalpin gezählt. Die Gliederung des Ostalpin ist in der Diskussion. Der apulische Mikrokontinent mit dem Südalpin war damals noch durch den Meliata-Ozean von Adria getrennt und war Nordafrika vorgelagert (Abb. 6.9-3). Die Schließung dieses Ozeans begann vor ca. 200 Ma. Damit haben Adria und Apulia vor ca. 150 – 140 Ma zum Adriatisch-Apulischen Mikrokontinent vereinigt. Der genaue Werdegang dieser Plattenbewegungen mit kleinen Ozeanen und mit Mikrokontinenten ist in der Erforschung. Das Ostalpin ist heute der tektonisch höchste Deckenstapel der Alpen und besteht aus mächtigen und karbonatischen Sedimentgesteinen (z.B. Nördliche Kalkalpen), aber auch aus weitverbreiteten und mächtigen Kristallingesteinsdecken als Unterkruste der Adriatischen Platte, z.B. die österreichischen Zentralalpen. Ab der Mittleren Trias-Zeit vor ca. 240 Ma wurden die damals noch kontinentalen Bereiche von Adria und Apulia am westlichen Tethysrand durch weitere Absenkungen der sich ausdünnenden Erdkruste von einem Schelfmeer der sich nach Westen ausdehnenden Neotethys überflutet, das während der Trias/Jura-Zeit noch direkt an das südeuropäische Helvetikum angrenzt hat. Auf dem schnell absinkenden Flachscheff kam es während der Mittleren und Späten Trias in warmen, flachen und atollartigen Lagunen und in Wattenmeeren zur chemisch-biologischen Ausfällung und Ablagerung von über 4000 m mächtigen und geschichteten Seichtwasserkarbonaten, oft Dolomite mit Evaporiten und ab der Jura-Zeit Kalke und Mergel, z.T. mit Schalenresten von Meerestieren (bioklastische Schillkalke) und zur Bildung von Schwamm-, Algen- und später auch von Korallenriffsedimenten. Wie im Helvetikum hat auch auf diesen Karbonatplattformen die hohe Sedimentationsrate die zyklische Absenkung mal mehr und mal weniger ausgeglichen, so dass die

Meerestiefe zunächst nur geringfügigen Schwankungen unterlag (Abb. 6.23). Mit der weiteren Absenkung des Meeresbodens und der Schelfränder vom Beginn der Jura-Zeit bis in die Kreide und ins Frühe Paläogen kam es im tieferen mesopelagialen Meer zur Ausbildung von Ammonitenkalken und Mergel, Radiolariten und Kieselkalken. Ab dem Mittleren Jura vor ca. 170 Ma kam es im südöstlichen Ostalpin im Hallstätter- und Berchtesgadener Faziesraum auch zu ersten Deckenstapelungen.

Vor ca. 130 Ma wurde das nördliche Unterostalpin unter das südliche Oberostalpin geschoben, dort intrakontinental in der Tiefe gestapelt und vor ca. 100 Ma bei hohen Drücken aber eher mäßigen Temperaturen bis zur Eklogit-Fazies (Pyroxen, Granat) metamorphosiert (Abb. 6.29-1, Abb. 6.30). Es kam zum Abgleiten von Deckenteilen in tiefere Beckenbereiche und damit begann die ostalpine Gebirgsbildung. Im Eozän vor ca. 50 Ma wurde der gesamte ostalpine Deckenstapel mit den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone gehoben, von der Unterkruste abgeschert und über 150 km weit über das nördlich vorgelagerte Penninikum und über das Helvetikum auf den Rand der sich langsam absenkenden südeuropäische Lithosphärenplatte geschoben. Durch den starken Horizontaldruck des Dolomiten-Indenters aus Süden wurde das Ostalpin ab 25 Ma weiter nach Norden gegen Europa geschoben, dabei zerschert und ist ca. 150 km weit horizontal nach Osten ausgewichen (Abb. 6.22, 6.23). Große tektonische Auffaltungen wie im Helvetikum und im Penninikum sind im Ostalpin nicht bekannt. Ostalpine Gesteine treten heute als oberste nordvergente Deckenkomplexe in den nördlichen italienischen Alpen in den Provinzen Piemont, Lombardei und Trentino und in der Schweiz im Tessin und in Ostgraubünden zutage. Flächendeckend verbreitet sind sie in Österreich in den westlichen, zentralen und östlichen Ostalpen, im südlich gelegenen Drauzug sowie in den langgezogenen Nördlichen Kalkalpen mit einem schmalen deutschen Anteil und in Slowenien (Abb. 6.11). Die ostalpinen Trias-Kalke gehören wegen ihrer Erosionsbeständigkeit heute zu den wichtigen Höhenbildnern dieser Gebirgsteile. Siehe Abb. 6.22 - 6.24 und Abb. 6.47 - 49.

- **Das Oberostalpin** macht die Hauptmasse der ostalpinen Gesteine aus. Es besteht im Norden aus den bis über 3000 m mächtigen und vom Perm bis zum Frühen Jura abgelagerten Seichtwasserkarbonaten aus Kalken, Dolomiten und Mergel mit klastischen Ton- und Sandsteinen. Sie bilden die heute über 500 km lang und 20 - 50 km breit aufgeschlossenen und allenfalls an der Basis sehr schwach metamorphen Nördlichen Kalkalpen, die in die Allgäu-Decke (Bajuvarikum), in die Inntal-Lechtal-Decke (Karwendel-Decke; Tirolikum) und in der Osthälfte in die Dachstein-, Berchtesgaden- und Hallstatt-Decken (am höchsten liegendes Juvavikum) gegliedert werden. Diese Deckengliederung ist in der Diskussion. Im Jura sank der Meeresboden um über 1000 m ab und es wurden geringmächtige kieselige Sedimente abgelagert. Die ca. 90 - 40 Ma alten, bis zu 2600 m mächtigen und transgressiven Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Kalksteine der Gosau-Gruppe sind der Abtragungsschutt einer bergigen Inselwelt in marine Becken, die durch eine Ost-West-Streckung des Deckenstapels entstanden sind (Abb. 6.29-1, Bild 4). Die ursprünglich v.a. in der Trias-Zeit weit im Süden abgelagerten Karbonatsedimente der Nördlichen Kalkalpen wurde vor ca. 120 - 100 Ma in Decken gelegt. Bei der nordvergenten Gebirgsbildung wurden sie vor ca. 50 Ma von ihrem kristallinen Untergrund der aufsteigenden Hohen Tauern abgeschert und sind bevorzugt entlang der basalen Schiefer- und Salzgesteine abgeglitten. Dabei wurden sie in mehreren Teildecken zerlegt, dachziegelartig als Scherdecken gestapelt und komplett über 100 Kilometer weit nach Norden über das nördlicher abgelagerte Unterostalpin, sowie über das Helvetikum und das Penninikum geschoben. Südlich der komplett allochthonen Nördlichen Kalkalpen bilden die ebenfalls breit über das Penninikum und das Helvetikum geschobenen, zentralostalpinen Decken die Gebirgsoberfläche. Diese bestehen aus über 540 Ma alten Sedimenten und Vulkaniten, die zusammen mit darin intrudieren Granitgneisen zunächst z.T. prävariszisch, hochgradig variszisch und dann in der Kreide-Zeit teilweise nochmals basal und randlich alpin metamorphosierten wurden. Dieses Grundgebirge mit der Silvretta-, Ortler-, S-charl-, Ötztal-, Gurktal-Decke etc. und mit dem Koralpe-Wölz-Deckensystem besteht heute aus Ortho- und Paragneisen mit hochdruckmetamorphen Eklogiten, aus Quarziten, Amphiboliten, Quarzphylliten, Grün- und Glimmerschiefern und Marmoren und hat stellenweise eine permomesozoische Sedimentbedeckung (Abb. 6.24, 6.22, 6.31, 6.47). Zum Oberostalpin gehören auch die südlich gelegenen Karbonatgesteine der Gailtaler-Alpen mit dem Drauzug und der Nord-Karawanken (südliche Kalkalpen), sowie die Schiefer, Phyllite und die Kalksteine der Nördlichen Grauwackenzone. Je südlicher die ostalpinen Gesteine abgelagert wurden, desto nördlicher liegen sie heute.

- **Das Unterostalpin** stammt vom nordwestlichen Kontinentalrand Adrias und besteht aus den heute in den Ostalpen nur lokal und basal auftretenden, hochmetamorphen Kristallingesteinen (kontinentales Krustenmaterial vom Proterozoikum bis ins Karbon, polymetamorphes Grundgebirge) und aus alpin metamorphen Sedimenten der Perm- bis Jura-Zeit. Diese sind an den Kontinentalrändern zum Helvetikum und zum Penninikum entstanden, z.B. das Tarntaler Mesozoikum, die Radstädter Decken, die Semmering- und Wechsel-Decken und der Innsbrucker- und Landecker Quarzphyllit (Oberostalpin?). In der Südostschweiz (Engadin, Poschiavo) tritt das paläozoisch-kristalline Unterostalpin mit der Err-, Bernina-, Tschirpen- und Ela-Decke stellenweise auch mit permomesozoischen Sedimenten auf.

Durch den starken Norddruck der Adriatisch-Apulischen Platte übten dort ab dem Frühen Neogen vor 25 Ma die zwei keilartig schiebenden **Platten-Indenter** einen starken Horizontaldruck auf die West- und auf die Ostalpen aus. Dabei wurde das **Periadriatische Bruchsystem**, heute die Trennung zwischen Europa und Adria/Apulia, im Bereich östlich des Etschtals durch den **Dolomiten-Indenter** um über 80 km nach Norden versetzt. Auch weil eine weitere Verschiebung gegen das nördlich gelegene, alte und harte Böhmisches Kristallinmassiv nicht möglich war, kam es zu einem tektonischen und rautenartigen

Zerscheren und Zergleiten der noch relativ weichen ostalpinen Überschiebungsdecken mit einer Bewegung der Gesteinsdecken um ca. 150 km nach Osten in Richtung des Pannonischen Beckens. Dieser Druck und die Entlastung durch das abgleitende Deckgebirge unterstützte auch die Emporwölbung der Hohen Tauern mit der erosiven Herauspräparierung der unterlagernden penninischen und helvetischen Kristallingesteine im Tauernfenster ab ca. 20 Ma (Abb. 6.23). Durch diese starke und kollapsartige Längszerdehnung wurden im Ostalpin weniger Gesteine abgetragen als in den Westalpen. Im Westen hat der **Insubrische(Ivrea)-Indenter** durch die leichte Drehung von Adria/Apulia als rechtssinnige Seitenverschiebung seit 30 Ma keilartig nach Norden und nach Westen gedrückt, den Lepontinischen-Dom im Tessin angehoben und, auch bedingt durch den bei hohen Temperaturen nicht plastisch verformbaren weil quarzfreien Ivrea-Körper (Peridotite des Erdmantels), den Westalpenbogen mit Rückfaltungen und Rücküberschiebungen mitverursacht. Beide Indenter sind damit auch für die bivergente Tektonik der Alpen seit 30 Ma mitverantwortlich. Bei der Alpenbildung gibt es also nicht nur eine Nord- und Westkompression mit weiten Überschiebungen, sondern vor 23 – 10 Ma aus unterschiedlichen Gründen auch eine seitliche Zerdehnung und ein Auseinanderfließen tiefliegender, erhitzter und damit relativ plastischer Gesteine in Ost-West-Richtung (Einenkung, Herauspressung, seitliche Dehnung, transpressive Bewegung). Die gesamte Längszerdehnung (Lateralextrusion) der Alpen wird auf ca. 300 km geschätzt. Weitere bedeutende Seitenverschiebungen gab es entlang des Adriatischen Bruchsystems, wo das Südalpin um ca. 150 km nach Westen versetzt wurde, in den Westalpen an der Rhone-Simplon- und Forcola-Störung als Begrenzung des Lepontinischen-Doms und in den Ostalpen an der Engadiner-Störung, an der Inntal-Störung, an der Lavanttal-Störung und an der SEMP-Störung.

	Unterostalpine Decken	Oberostalpin: Untere Zentralostalpine Decken	Oberostalpin: Obere Zentralostalpine Decken
Permomesozoikum	östliches Graubünden (z. B. Piz Ela), südliche Tuxer Alpen (<i>Tarntal-Decke</i>), Radstädter Tauern, Wechsel Fenster, Wiesmather Fenster; von Schmid ^[4] auch als permomesozoische Bedeckung der oberostalpinen Grundgebirgsdecken betrachtet: Mürtal – Semmering, Westrand von Leithagebirge und Hundsheimer Berge (vermitteln bereits zu den Kleinen Karpaten)	tiefteste Decke der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum) ^[5] Hoch Ducan, Sesvenna-Gruppe, westliche Ortler-Alpen, Südrand des Rätikons, Brenner-Mesozoikum (Kalkkögel, Series-Kette, Tribulaune), schmale Vorkommen in den Nockbergen (Stangalm-Mesozoikum) und Murbergen, Ostrand der Seckauer Tauern (Alpiner Verrucano)	höhere Decken der Nördlichen Kalkalpen (Tirolikum, Juvavikum) inkl. Gosau-Becken, Blaser-Decke (über dem Brenner-Mesozoikum), schmale Vorkommen in den Nockbergen (eingerollt und überkippt am Pfannock ^[6]), Kainach-Gosau, unter dem Grazer Paläozoikum eingeklemmte Gosau-Schuppen, Krappfeld, Sankt Paul im Lavanttal, <i>Drauzug</i> mit nordöstlichen Karawanken (Hochobir, Petzen) und Hauptkamm der Gailtaler Alpen (Dobrarsch, Reifkofelgruppe, Lienzer Dolomiten)
schwach metamorphes Paläozoikum	(fehlt)	(fehlt)	Steinacher-Decke – Sattelberg, Grauwackenzone, Eisenkappel, Gurktaler Decke (östliche Nockberge) – Murauer Paläozoikum, Grazer Paläozoikum, Sausal, Poßruck, kleine inselartige Vorkommen im Südburgenland
Heute SALASSIKUM!	Sesia-Zone / Dent-Blanche-Decke (Matterhorn), östliches Graubünden (Piz d'Err, Piz Bernina),	Silvretta, Ötztaler und Stubai Alpen, östliche Ortler-Alpen, Südrand der Venedigergruppe (Lasöring), Schobergruppe, Bundschuh – westliche Nockberge, Niedere Tauern, Seetaler Alpen, Saualpe, Bachergebirge, Poßruck, Koralpe, Pack- und Stubalpe, Gleinalpe, Troiseck-Floring-Zug	klassisches Oberostalpin (Tollmann): einzelne kleine Schürflinge an der Basis der Grauwackenzone (Kristallin von Anger, Kaintalegg, Traidersberg); Oberes Zentralostalpin: auch Villgratner Berge, Kreuzeckgruppe, Basis der Gailtaler Alpen, Eisenkappel ^[9]
polymetamorphes Grundgebirge	Wechsel Fenster, Wiesmather Fenster; von Schmid ^[7] auch als oberostalpine * Grundgebirgsdecken betrachtet: Tuxer Alpen (Innsbrucker Quarzphyllit, Mürtal (Stuhleck), Bucklige Welt, Ödenburger Gebirge, Leithagebirge, Ostrand der Hundsheimer Berge (vermitteln bereits zu den Kleinen Karpaten)		Die Gliederung ist in der Diskussion!

Abb. 6.21: Geotektonische Gliederung des Ostalpins.

* Die Sesia-Zone, die Mt. Mary- und die Dt. Blanche-Decke im Wallis sowie die Margna- und Sella-Decke im östlichen Graubünden gehörten zum Adriatisch-Apulischen Mikrokontinent. Sie wurden aber früh abgetrennt und hatten vor ihrem Wiederandocken eine andere tektonische Entwicklung. Heute werden sie eigenständig als "Salassikum" bezeichnet. Die Lechtal-Decke war wohl einmal das sedimentäre Oberteil der kristallinen Silvretta-Decke. Tirolikum und Grauwackenzone lagen über der kristallinen Koralpe-Wörz-Decke.

Quelle ergänzt: Wikipedia "Ostalpin".

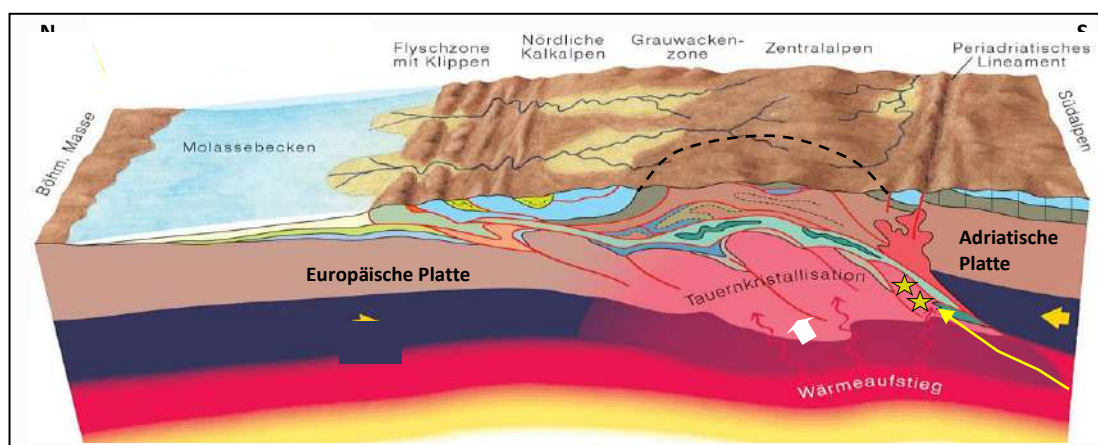


Abb. 6.21-1: Geotektonische 3D-Darstellung - Molasse-Becken - Zentrale Ostalpen - Südalpen im Späten Paläogen vor ca. 35 Ma.

Das überhöhte und vereinfachte Blockbild zeigt den Nordschub der Adriatisch-Apulischen Platte mit Faltungen und Überschiebungen auf den Südrand der Europäischen Platte.

IP = alpin intrudierte Plutonite; AK = europäisches Altkristallin, Kristallingesteine, die überwiegend vor oder während der variszischen Ära

gebildet, metamorphosiert und später von Granitplutonen durchschmolzen wurden. Grafik ergänzt aus: R. Schuster et al. (2013): *Rocky Austria – Eine bunte Erdgeschichte von Österreich*. Verlag der Geologischen Bundesanstalt Österreich.

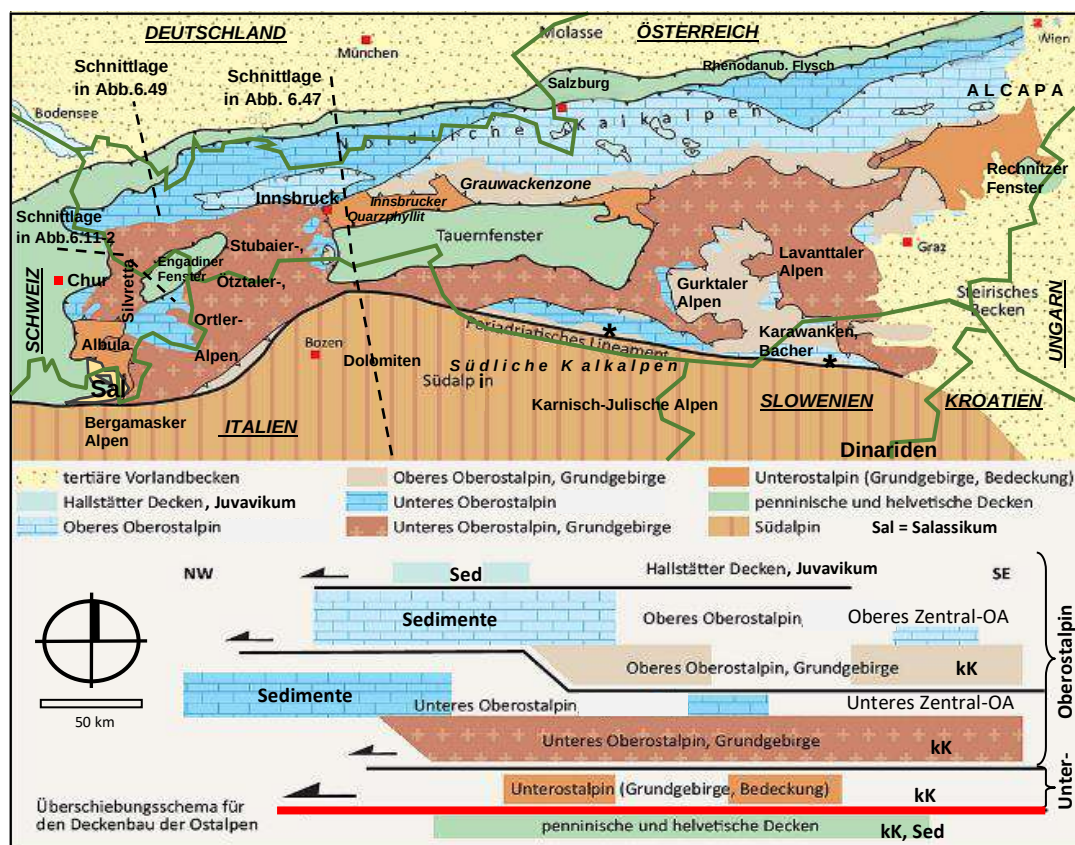


Abb. 6.22: Geotektonische Karte und Überschiebungsschema für den Deckenbau im Ostalpin.

Oben: Geotektonische Karte der Ostalpen.

▲ = Überschiebungsschritt, die Pfeile zeigen zur überschiebenden Decke.

ALCAPA = Alpine-Carpathische-Pannonische Region;

Unten: Schemaprofil mit den Überschiebungen der Ostalpinen Decken über die Penninischen und Helvetischen Decken (siehe auch Abb. 6.47).

Sal = Salassikum;

Sed = Sedimentbedeckung;

kK = kontinentale Kruste;

★ = die Gailtaler Alpen mit Drauzug, die Lienzer Dolomiten, die Nordkarawanken und das Bachergebirge in Slowenien gehörten geographisch zu den Südlichen Kalkalpen, geotektonisch aber zu den Nördlichen Kalkalpen. Der "Innsbrucker Quarzphyllit" wird von manchen Autoren ins Oberostalpin gestellt. Die Ostalpin mit dem Ostalpin und mit dem Südalpin sind mit weniger komplexen Überschiebungen tektonisch einfacher aufgebaut als das Helvetikum und das Penninikum in den Westalpen

(Abb. 6.11, 6.12). Grafik ergänzt aus: M. Meschede (2015): Die Entwicklung der Alpen. In: Geologie Deutschlands. Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg; verändert nach M. Janak et al. (2004): First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. Tectonics, Vol. 23, TC 5014, 2004.

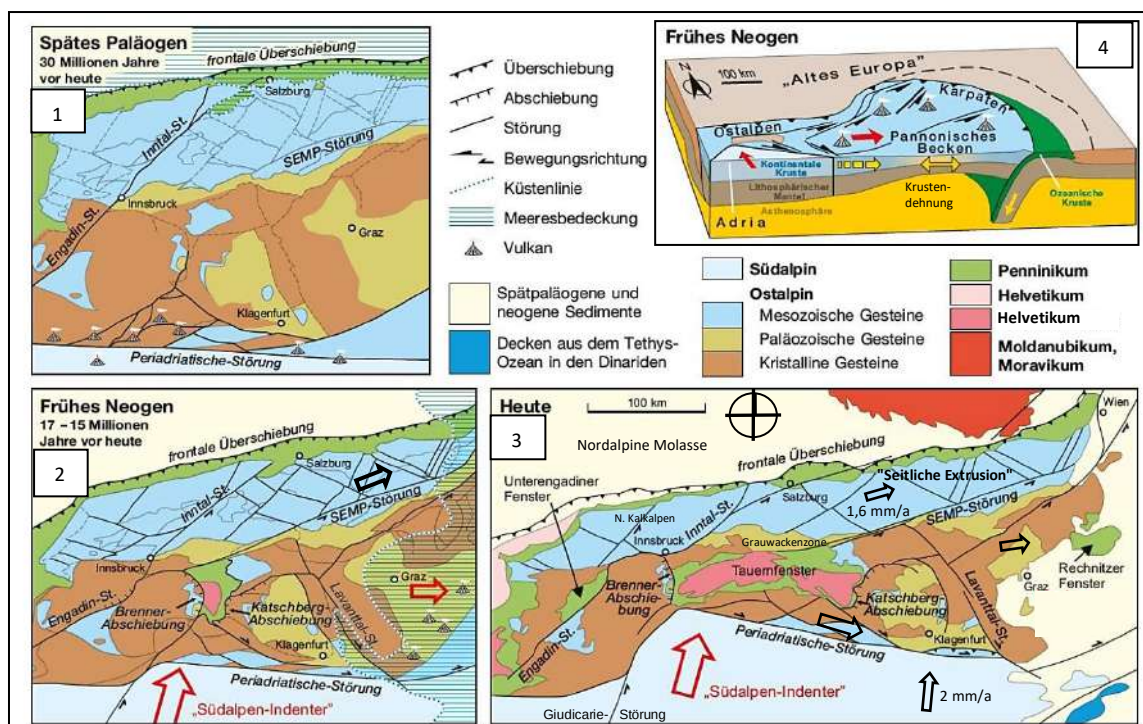


Abb. 6.23: Paläotektonische Karten zur Lateralextrusion von Teilen der Ostalpen nach Osten – Dolomiten-(Südalpen)-Indenter.

Der anhaltende Nordschub der Adriatischen Platte mit der Aufstapelung und Verdickung der alpinen Kruste führte zu einer vertikalen Stauchung und horizontalen Verschiebung entlang der Giudicarie-Störung im Bereich der Ostalpen um ca. 100 km nach Norden. Die penninischen Decken wurden in der Tiefe plastisch verformt und die darüber geschobenen ostalpinen Decken wurden ab ca. 30 Ma durch den Druck in einzelne Krustenblöcke zerschert. Diese sind an langen Seitenverschiebungen um 150 km kollapsartig nach Osten in den sich dehrenden Pannonischen Raum der Paratethys ausgewichen, unter dem

die weiter im Osten liegenden Karpaten subduziert wurden. Die Hohen Tauern wurden zusammengepresst und angehoben. Das kühlte die Gesteine ab und es entstanden Klüfte, in denen Minerale aus heißen Fluiden auskristallisiert sind (Tauerngold, Bergkristalle etc.). Die Abbildungen zeigen die großen Störungszonen als Hauptbewegungsbereiche der Extrusion: Inntal-Störung, SEMP- (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg)-Störung, Mur-Mürz-Störung, Lavanttal-Störung, Periodiatische-Störung, die Katschberg- und Brenner-Abschiebung als Begrenzung des Tauernfensters, die Lavanttal-Störung und an der Grenze zu den Westalpen die Engadin-Störung. Hier nicht dargestellt sind die Rhone-Simplon- und die Forcola-Störung als Begrenzung des Lepontin-Doms und die Aosta-Ranzola-Störung in den Westalpen, die ebenfalls durch die Raumverkürzung und Zerdehnung in den Alpen seit 30 Ma entstanden sind. Im Bereich der SEMP-Störung werden heute noch Bewegungen von 1,6 mm pro Jahr nach Osten gemessen und es sind hier, wie in anderen Alpengebieten, auch stärkere Erdbeben möglich. Entlang der Störungen wurden Gebirgsgruppen herausgehoben und anderenorts sind Becken und tektonische Fenster entstanden. Bei der alpinen Gebirgsbildung gibt es also nicht nur Kompression mit Überschiebungen und Faltungen, sondern aus unterschiedlichen Gründen auch eine seitliche Zerdehnungen und ein Auseinanderfließen tiefliegender, erhitzter und damit weicher Gesteinsbereiche (mit dem Gebirgsaufstieg gravitativer Kollaps). Beispiele sind der Lepontinische-Dom und das Tauernfenster (Einengung durch zwei Indenter, Herauspressung, seitliche Dehnung - transpressive Bewegung). Die gesamte West-Ost-Längszerdehnung der Alpen wird auf ca. 300 km geschätzt.

Grafik ergänzt aus: H.P. Schönlaub (2019): Die Entstehung der Alpen. Werden und Vergehen eines Gebirges. Alpine Raumordnung Nr. 42.

Fachbeiträge des Österreichischen Alpenvereins. Quelle: Geologische Bundesanstalt, Wien.

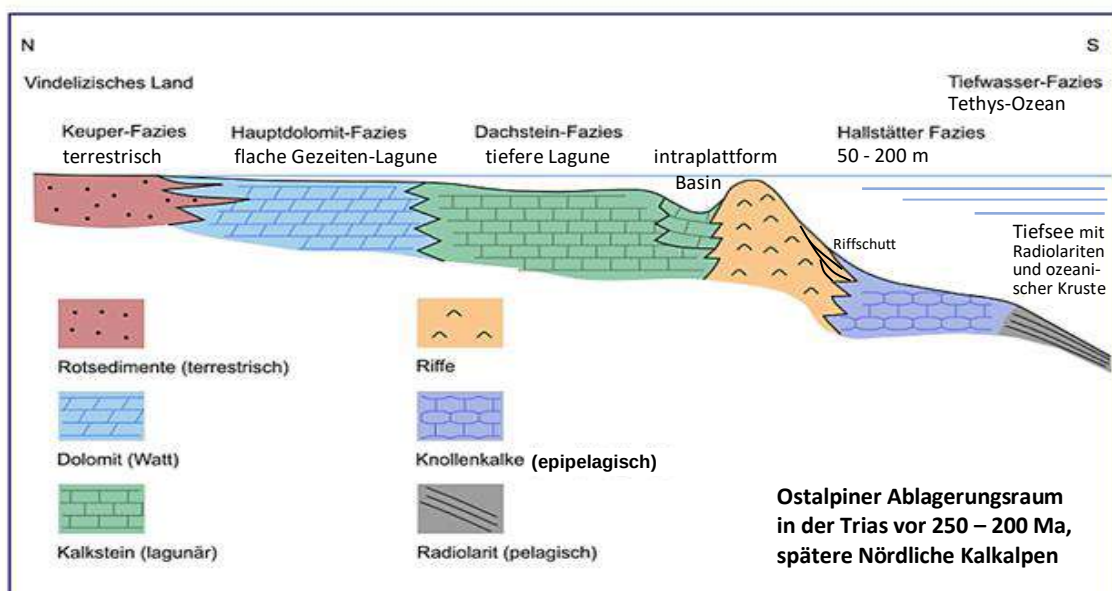


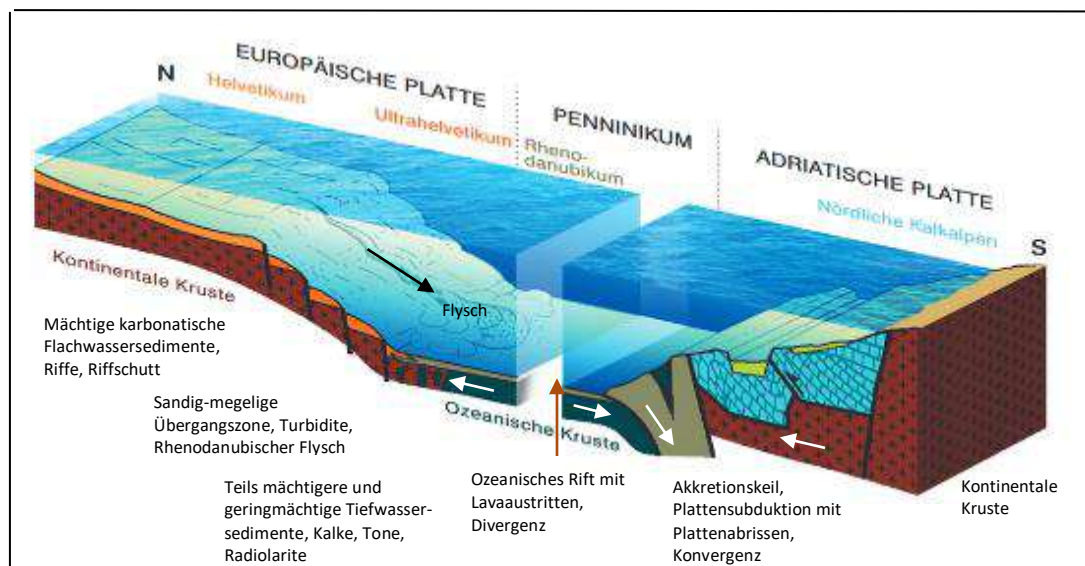
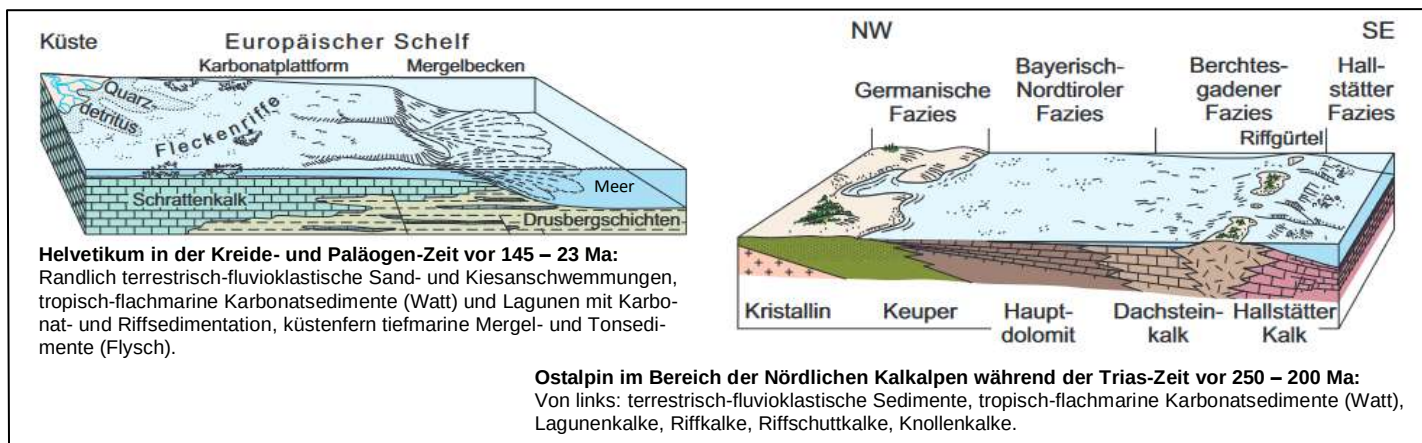
Abb. 6.24: Schemaschnitt der Faziesräume der Nördlichen Kalkalpen im ostalpinen Flachmeer der Trias-Zeit.

"In den Nördlichen Kalkalpen können für die Trias-Zeit drei karbonatische Faziesbereiche unterteilt werden. Sie repräsentieren etwa die Nord-Südabfolge der Sedimentationsräume vom südeuropäischen Festland über einen Watt- und Lagunenbereich zu Riffkalen und Riffschutt an der Außengrenze des Schelfmeeres, das schließlich zur Tiefsee mit dem offenen Ozean der Tethys überging. In der Jura-Zeit zerbrach diese Karbonatplattform und es wurden Mergel und Radiolarite abgelagert" (Abb. 6.24-1).

Text und Grafik ergänzt aus: *Geologie-digital.de*, nach P. Faupl (2003): *Historische Geologie*, Wien.

Epipelagisch = bis 200 m Tiefe; pelagisch = uferferner Freiwasserbereich (Abb. 27a).

An den Außenrändern der Riffe bildeten sich große Mengen an kalkigem und abgerutschtem Riffschutt. Im Karbon und Perm waren das v.a. Algen- und Schwammriffe und im Mesozoikum Schwamm-, Algen und später auch Korallenriffe. In den flachmarinen Lagunen zwischen den Riffsäumen und einzelnen Inseln wurden in den mit Kalzium übersättigten Gezeitenbereichen mit wenig Wellenschlag fein laminiert Kalkschlamm unter dem Einfluss von Bakterien (Mikrobenmatten), sowie Kalksandbänke aus Schalenresten von Meeres-tieren abgelagert. Die großen und oft isolierten Karbonatplattformen in den alpinen Flachmeeren und heute im Bereich der Bahamas senkten sich unter dem Gewicht der biogenen Karbonatproduktion und -sedimentation langsam ab, wobei die geringe Wassertiefe wegen der schnellen Nachproduktion mehr oder weniger konstant geblieben ist (Sedimentationsgleichgewicht).



Alpine Gesteinsdecken, Deckentektonik (Abb. 6.4)

Bei der geologischen Kartierung der Alpen und auch bei vielen anderen Gebirgen wurde festgestellt, dass die Gesteinsschichten oft nicht **jünger über älter** liegen, wie es nach der Sedimentation üblich wäre (Superpositionstheorie von Nicolaus Steno 1669), sondern man findet häufig über weite Bereiche eine wellig-horizontale oder flach bis steiler geneigte und **zeitlich inverse Gesteinslagerung**, "**älter über jünger**" liegend. An den zeitinversen Nahtstellen der Schichten ist oft eine mehr oder weniger scharfe Trennlinie mit ausgewalzten Gesteinsfragmenten und mit Fließ- und Knetstrukturen (Mylonit, Kataklasit, Kakirit) zu erkennen. So wurde klar, dass hier kilometerlange Gesteinsüberschiebungen in der Tiefe bei hohen Druck- und Temperaturbedingungen aus einer Richtung stattgefunden haben müssen (Abb. 6.16). Der Millionen Jahre andauernden Zusammenschub der flachmarinen und tiefmarin-ozeanischen Gesteine der sechs alpinen Ablagerungsräume durch die Nordwanderung von Adria/Apulia und von Afrika gegen das relativ starre Eurasia fand oft im Bereich der Subduktionszonen statt. Bei der Versenkung wurden die noch zusammenhängenden und weitgehend horizontal liegenden Gesteinsschichten durch die seitlich einengende Lithosphärenbewegung der alpinen Kompressionstektonik ohne Ausweichmöglichkeiten an den Akkretionskeilen der Subduktionszonen abgeschabt, wellig gefaltet und deformiert. Mit dem weiteren Schub wurden die Gesteine der Erdkruste bis über 60 km tief in den weicheren Lithosphärischen Erdmantel gedrückt, dabei schräg- und steilgestellt, auch überkippt, weiter zerlegt und deckenartig übereinandergestapelt. So kam es zu den inversen Gesteinslagerungen. Mit zunehmender Versenkungstiefe wurden die Gesteine erhitzt und unterschiedlich stark und oft druckbetont metamorph umgewandelt. Die Faltungen und die Zerlegung der Gesteine in Decken und deren langsamer Transport und Stapelung fanden bei der Versenkung und bei der späteren Hebung in 10 km bis über 70 km Tiefe statt, wo die Gesteinstemperaturen bei 200 - 900 °C liegen (Abb. 6.4, 6.28, 6.44). Ab 10 - 20 km Tiefe und ab 300 - 500 °C sind Calcit, Quarz und Feldspäte an den Kristallgrenzen plastisch verformbar und die Gesteine reagieren hier bei sehr langsamen Bewegungen durch die wandernden Kontinentalplatten unter den Scherbelastungen (Spannung) nicht spröde-brüchig, sondern nachgiebig (duktil) (Abb. 6.78). Die Gesteinsdecken entstehen und bewegten sich bevorzugt an und auf Abscher- und Gleithorizonten aus leicht verformbaren Gesteinen, wie Kalk-Tonschiefer, Mergel-, Gips- und Salzgesteinen und deren Auslaugungsresten (Rauwacken). Hochmetamorphe paläozoische Gneisdecken werden oft durch dünn ausgewalzte und mesozoische Schiefer (Bündnerschiefer), Quarzite, Dolomite, Marmore und Flyschgesteine voneinander getrennt (Deckentrenner, Leithorizonte). Decken, die an tektonisch aufsteigenden Gebirgstücken viele Kilometer weit abgerutscht sind und dabei gefaltet wurden, wie z.B. die Helvetischen Decken an der Nordseite des Aar-Massivs (Säntis-Decke), nennt man Gleitdecken (Abb. 6.30-1). Im Zuge der isostatischen Alpenhebung und der damit verbundenen starken Erosion über dem Meeresspiegel sind Teile der tief versenkten Decken wieder nach oben gepresst worden, wurden dabei weiter übereinander geschoben und sind noch tief in der Erdkruste von den sich hebenden Bereichen auch kilometerweit abgeglitten. Diese **Überschiebungsdecken** sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform. Die über 200 tektonischen Decken sind von einigen Metern bis fast 10 km mächtig, können einige Kilometer und bis über 150 km weit transportiert worden sein und können von wenigen km² bis zu 1600 km² umfassen, z.B. die Silvretta-Decke im Ostalpin. Die Überschiebungsdecken der Alpen bestehen aus überwiegend flach- und tiefmarinen, permomesozoischen und känozoischen Sedimentgesteinen und aus ozeanischen Magmatiten (Ophiolithe), die auch oft metamorph sein können. Im Penninikum wurde auch das unterlagernde und bei den Überschiebungen ebenfalls mit abgescherte paläozoisch-kristalline Grundgebirge in größerem Ausmaß in die Deckentektonik miteinbezogen (Grundgebirgsdecken). Manche Decken und die abgescherten, etwas verschobenen und auch dachziegelartig gestapelten Massive bestehen ganz aus diesen Kristallingesteinen (Aar-Massiv, Gotthard-Decke etc.). Auch die känozoischen Sedimentgesteine der Subalpinen Molasse wurden durch den Nordschub der Alpen relativ oberflächennah und ohne Metamorphose zerlegt, gefaltet, verschuppt und deckenartig überschoben. Gesteinsdecken sind fast immer allochthon und liegen heute weit weg von ihren Ursprungs- und Ablagerungsorten. Gering verschobene Decken und Gesteine, z.B. am Aar-Massiv, werden als Parautochthon bezeichnet. Der genaue Mechanismus der Deckenbildung und des Deckenschubs in der Tiefe der Erdkruste, bei dem auch ein erhöhter Porenwasserdruck, heiße Fluide und Methangase eine Rolle spielen, ist in der Erforschung.

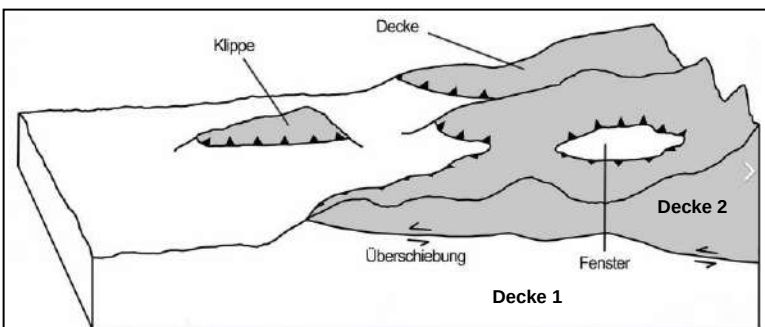
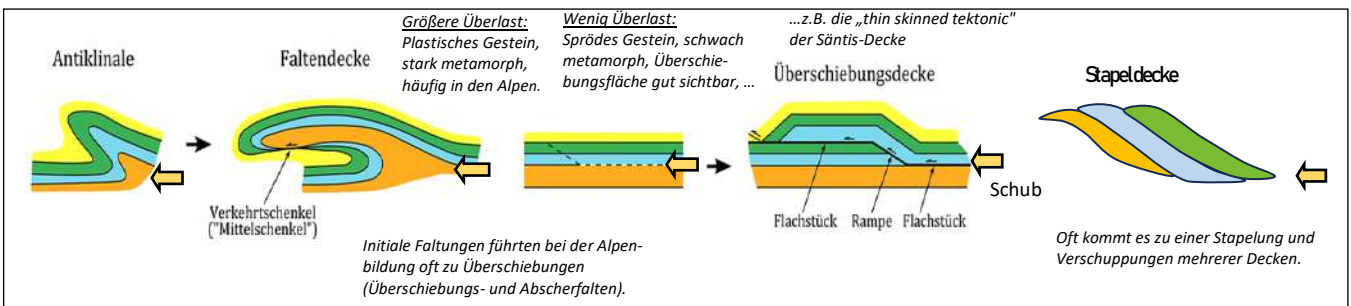


Abb. 6.24-2: Deckenüberschiebung

"Tektonische Fenster" sind durch die Erosion und oft in Verbindung mit domartigen Hebungen entstandene Lücken in überschobenen Gebirgsstrukturen, die Einblicke in den tieferen Untergrund (Decken, Grundgebirge) ermöglichen.

Grafik: [Woudloper](#), [Überschiebungs-system](#), [CC BY-SA 3.0](#)

Deckenbildung

Grafik ergänzt aus: N. Froizheim, Geologie der Alpen Teil 1, Vorlesungsmanuskript. Steinmann-Institut, Universität Bonn.

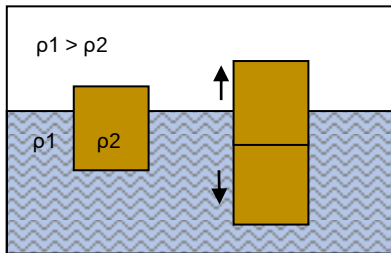
Talbildung in den Alpen

Man könnte annehmen, dass die Alpentäler mit ihren Flüssen in etwa radial, dem Gefälle von den Kernen Gebirges nach außen folgend, in Richtung der Vorländer verlaufen sollten. Das ist in Decken- und Überschiebungsgebirgen aber nicht ausschließlich der Fall. Letztlich verlassen viele Flüsse die Alpen zwar in etwa radial, aber auf Karten und Luftbildern erkennt man innerhalb des Gebirges auch viele breite und tiefe **Längstäler**, die über lange Strecken und recht geradlinig in etwa entlang der Längsachse des Alpenbogens verlaufen und das innere Gebirge entwässern. Auch im Himalaya, in den Kordilleren der Anden und in den Rocky Mountains gibt es diese großen Längstäler. Bäche und Flüsse erodieren ihre Täler bevorzugt im Ausstrichsbereich von relativ weichen, oft schwer wasserdurchlässigen und damit erosionsempfindlichen Ablagerungen, wie z.B. in Ton-, Mergel-, Schiefergesteinen und in tongebundenen Sandsteinen. Bei den Alpen verläuft der west- und umbiegend der nordvergente Decken- und Faltenbau weitgehend parallel zur Gebirgslängsachse. Daher verlaufen die Ausstriche der geschichteten Ablagerungen und Deckenaufstapelungen mit abwechselnd härteren und weicheren Gesteinen oft über viele 10er oder an die 100 km weit ungefähr längsachsenparallel. Vergleicht man nun die Verläufe einiger großer Alpenflüsse und Täler mit der Tektonik und mit den Gesteinsarten, wird der Zusammenhang erkennbar. Diese Längstäler sind also bevorzugt entlang der Grenze von weicheren und härteren Gesteinen entstanden, wo die Flüsse weniger Widerstand für ihre Erosion vorgefunden haben, oder/und wo sie an härteren Gesteinen abgelenkt wurden. Erst nach einer längeren Strecke innerhalb des Gebirges kam es dann irgendwo wieder zur radialen Anzapfung und zum Durchbruch nach Westen, Norden oder Süden in die Molassevorländer. Denselben Effekt auf die Bildung von Längstälern haben auch die langgezogenen tektonischen Störungszonen. Das sind Auf- und Abschiebungen und Horizontalverschiebungen der Gesteinsschichten gegeneinander, die bei der Alpenbildung durch die Subduktions-Kollisions-Hebungszyklen sehr zahlreich und langgestreckt entstanden, und die über viele Millionen Jahre bis heute wirksam sind. Durch die scherenden Bewegungen der an den Grenzflächen aneinander vorbeigleitenden Gesteinen bildeten sich auch in härteren Gesteinsschichten oft viele hundert Meter breite und sehr langegezogene Bereiche mit einer enggeklüfteten Auflockerung, Verwitterung und starken Gesteinszertrümmerung. Das zerriebene Gestein wird bei niedrigerer Temperatur "Kakirit, Katakasit" und ab 280 °C Bildungstemperatur "Mylonit" genannt. An diesen tektonischen Schwächezonen greift auch die Wassererosion bevorzugt an und beschleunigt die Talbildung. Oft wirken die gesteinsauflockernden Störungszonen und Grenzbereiche von harten und weichen Gesteinen auch zusammen. Beispielhaft dafür ist das Waliser Rhonetal in der Schweiz von Martigny bis Brig. In der Achse dieses breiten und tiefen Längstals verläuft die Rhone-Simplon-Störung mit ihren zertrümmerten und tief verwitterten Gesteinsbereichen und ebenso die Grenze zwischen den harten und steil südfallenden Kalksteinen des Helvetikums am Nordrand und den weicheren Sand-, Ton- und Schiefergesteinen des Penninikums am Südrand des Tals (Abb. 6.25-1). Das hat die breite und tiefe Erosion im Rhonetals stark begünstigt. Die vom Penninikum im Süden kommenden Flüsse des Wallis biegen im Rhonetal an den harten helvetischen Gesteinen nach Süden um und schneiden sich als Rhone in die weichen penninischen Gesteine im Talgrund ein. Die östliche Fortsetzung des Rhonetals verläuft im schmalen und weichen Sedimentbereich zwischen den harten Kristallgesteinen von Aar-Massiv und Gotthard-Decke über den Furkapass, das Urserental und den Oberalp pass zur Surselva in das Vorder- rheintal (Abb. 6.12). Dieselbe Situation gibt es auch im Tal von Chamonix in den weichen Parautochthon-Sedimenten zwischen den Granit- und Gneisgebirgen des Mont Blanc- und des Aiguille Rouges-Massivs. Auch die Längstäler des Briener-Sees und des Walensees verlaufen entlang solcher hart-weicher Gesteinsgrenzen. Die fluviale Erosion entlang von zerrütteten Störungszonen war und ist auch im Engadiner Inntal (Engadin-Störung), im Inntal zwischen Landeck und Wörgl (Inntal-Störung), sowie entlang dem längs durch die Alpen verlaufenden Periadriatischen Bruchsystem im Veltlin, im Val Morobbia-Centovalli, im Addatal, im Val di Sole, im Drautal, im Gailtal und im Pustertal bei der Talbildung wirksam (Abb. 6.11, 6.12, 6.25-1). Entlang der rautenartigen Störungszonen, die im Rahmen der Ostausdehnung (Extrusion) der Ostalpen in das Pannonische Becken entstanden sind, haben sich ebenfalls bevorzugt Täler gebildet (Abb. 6.23). Auch die kaltzeitliche Gletscher haben in den dort durch die Tektonik zerrütteten Gesteinen besonders effizient erodiert. Irgendwann muss das Flusswasser der Längstäler die Alpen verlassen und das geschieht oft über die **Quertäler**. Diese erodieren zwar auch bevorzugt in weicheren Gesteinen, in den Alpen haben sich viele Quertäler aber auch in Bereichen von quer zum Gebirgssstreichen verlaufenden und aufgelockerten Störungszonen eingeschnitten. Nach einer rückschreitenden Erosion von den Vorländern in das sich hebende Gebirge haben sie dort die Längstäler angezapft oder wurden von diesen angezapft. Ein anschauliches Beispiel ist das Rhone-Längstal, das bei Martigny scharf nach Nordwesten zum Genfer See umbiegt und sich nun quer zum Gebirgs- und Deckenstreichen der helvetischen und der penninischen Decken und auch durch die harten Kristallgesteine des Aiguilles Rouges-Massivs eingeschnitten hat. Inneralpine und alte Quertäler sind viele Täler im Wallis, wie z.B. das Val d'Heremence, das Val d'Herens, das Val d'Anniviers, das Mattertal und das Saastal, welche die Alpen am Beginn ihrer Hebung als Quertäler verlassen haben, aber später nach weiterer Heraushebung und Erosion vom jüngeren Rhone-Längstal angezapft und umgelenkt wurden. Auch das Hinterreintal (Domleschg, Schons), das Safiental und das Valsertal haben sich quer durch die unterschiedlich harten penninischen Decken eingeschnitten. Spektakulär eingetieft ist das quer zum Gebirgssstreichen verlaufende Reusstal, das sich vom Gotthard-Pass nach Norden über Andermatt und über die enge und tiefe Schöllenenenschlucht bis zum Urnersee im Vierwaldstätter See tief in die harten Kristallgesteine von Gotthard-Decke und Aar-Massiv und in die Kalksteine der helvetischen Decken eingeschnitten hat. Ursächlich ist hier eine N-S verlaufende Störung im Helvetikum. Das Vorderrhein-Längstal biegt bei Chur nach Norden zu einem asymmetrischen Quertal um, verläuft aber weiterhin bis Maienfeld entlang der nach Norden abknickenden tektonischen Grenze zwischen den harten helvetischen Kalken am Westrand und den weicheren penninischen Sand-Tonsteinen am Ost- rand, die hier im Rheintalgrund verläuft ("Unechtes Quertal", Abb. 6.10-a.). Von Sargans bis Balzers und von Buchs bis zum Bodensee durchquert der Rhein dann die SW-NE streichenden Strukturen von Helvetikum und Subalpiner Molasse bis zum Bodensee ("Echtes Quertal – quer zu den Schichten"). Am Beginn der Heraushebung und Erosion der Alpen gab es eher kurze Längstäler, die schnell radial umbogen sind. Mit der nord- und westvergenten Kompression, Hebung, Gesteinsüberschiebung und mit der Ost-West-Verlängerung der Alpen sind dann die heutigen Längstäler entstanden und vertieft worden. Schließlich haben auch die mächtigen kaltzeitlichen Gletscher mit ihren Schuttmassen und Schmelzwässern in den vergangenen 2 Ma entscheidend zur Ausformung der Alpentäler beigetragen (V-Form -> U-Form) und haben diese oft noch verbreitert und erheblich vertieft (Kap. 6.8). Der Abriss der ab ca. 32 Ma in die Asthenosphäre subduzierten Lithosphärenplatten hat durch die Entlastung die Alpenhebung erheblich beschleunigt und das hatte auch Auswirkungen auf die dann schnellere und schubweise Talbildung in den Alpen.

Abb. 6.24-3: Täler machen Berge

Text und Grafik unten zusammengestellt, ergänzt und umgezeichnet nach Jürg Meyer (2021):
 "Wie Berge entstehen und vergehen. In 30 Etappen durch die Alpengeologie. Haupt, Bern.

Die Anwendung des archimedischen Auftriebsprinzips auf das System Erdmantel – Erdkruste hat sehr zum Verständnis der Zusammenhänge von Tal- und Gebirgsbildung zusammen mit dem örtlichen Klima beigetragen. Die Gesteine der Lithosphäre (Erdkruste, Lithosphärischer Mantel) sind spezifisch leichter als die Gesteine der Asthenosphäre und es Unteren Erdmantels, auf dem sie "schwimmen". Bei der stark einengenden (konvergenten) Gebirgsbildung der Alpen und ähnlicher Gebirge wurden mächtige und oft flachmarine Gesteinsschichten und tief untermeerisch ausgeflossene und basaltische Ozeanböden als kontinentale und ozeanische Erdkrustenblöcke abgesichert und zahlreich übereinander geschoben. Diese Deckenüberschiebungen finden plastisch in größerer Tiefe ab 150 °C bis über 300 °C statt. Das führte im Laufe der Zeit zu einer Verdickung und Beschwerung der Erdkruste und diese versank mit dem Lithosphärischen Erdmantel nun tiefer in die schwerere und weiche Asthenosphäre. Es ist wie bei einem im Wasser schwimmenden Holzstück, auf das ein weiteres Holzstück aufgelegt wird. Man erkennt, dass das jetzt dickere Holzpaket (Krustenpaket) zwar tiefer einsinkt, aber auch etwas höher aus dem Wasser herausragt als zuvor. Das ist ein Grundprinzip der horizontalen und vertikalen Krusten- und Plattenbewegungen und Gebirgsbildungen auf der Erde und wird "isostatischer Ausgleich" genannt.

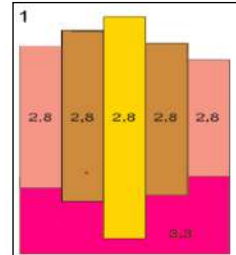


Auftriebsprinzip nach Archimedes, Isostasie:

li: Holzstück im isostatischen Kräftegleichgewicht: 3/4 unter Wasser 1/4 über Wasser.

p = Dichte Wasser und Holz

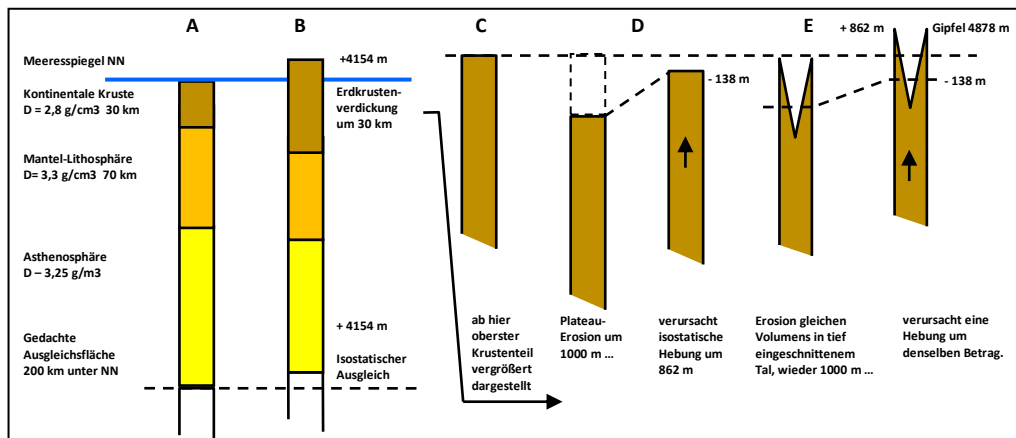
re: Ein zweites, gleichschweres Holzstück wird daraufgelegt: Das doppelt so dicke und schwere Holz reicht tiefer ins Wasser, ragt aber auch höher heraus. Ein Gebirge ragt etwa um das 5 – 6-fache seiner Höhe in den Erdmantel hinein. Durch die ständige und wegen der Höhe schnelleren Abtragung steigt der Erdkrustenteil immer weiter aus dem Mantel auf.



Isostasie nach Airy: Leichte Lithosphären-Krustenstücke ($D = 2,8 \text{ g/cm}^3$) schwimmen auf dem schwereren, plastischen Erdmantel ($D = 3,5 \text{ g/cm}^3$) und drücken sich in diesen ein. Ausgleich durch Auftrieb.

Grafik: Wikipedia, Kurgus, gemeinfrei.

Wenn Erdkrustenteile isostatisch über den Meeresspiegel herausgehoben werden, setzt sofort die Erosion durch fließendes Wasser ein. Die Erosion wird mit zunehmender Höhe verstärkt und es wird mehr Gestein abgetragen. An einem theoretischen Beispiel veranschaulicht sieht das wie folgt aus: An einem 4154 mNN hoch liegenden Hochplateau werden 1000 m Gestein sehr gleichmäßig wegerodiert. Isostatisch berechnet steigt diese Platte dabei um 862 m auf. Damit liegt die Oberfläche nach 1000 m Abtrag also nur um 138 m tiefer auf 4016 mNN. Auf diese Art können Gesteine aus großer Tiefe an die Oberfläche gelangen, während das Niveau nur geringfügig absinkt. In der Realität erodiert nicht eine breite Platte vollkommen gleichmäßig, sondern als Beispiel ein Gebirgsstück mit einem tief eingeschnittenen V-Tal. Das "mittlere Krustenniveau" sinkt wie vorher um 138 m, aber das V-Tal wird durch die Erosion eines mächtigen Flusses wesentlich tiefer liegen. Zum Ausgleich haben sich die seitlichen Bergspitzen auf 4878 mNN angehoben. "Je tiefer die Täler, je höher die Berge! Täler machen Berge".



- A) Erdoberfläche auf Meereshöhe.
- B) Verdickung der Kruste durch Kontinentkollision.
- C) Ab hier oberster Krustenteil vergrößert.
- D) Plattenerosion und isostatische Hebung.
- E) Gebirgserosion mit tiefem V-Tal und isostatischer Hebung. Mittleres Krustenniveau gleich wie D, Gebirgsgipfel höher.

Grafik umgezeichnet nach: W. Frisch, M. Meschede, 2013: Plattentektonik. Primus-Verlag, 5. Auflage.
 Model nach P. Molnar & Ph. England, 1990: Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? Nature 346.

Weil die alpine Erosion wesentlich vom Klima und v.a. von den Niederschlägen abhängig ist, wird klar: mehr Niederschläge, mehr Erosion, tiefere Täler, höhere Berge... höheres Relief, mehr Erosion... – Rückkopplungseffekt. Mit dieser Schlussfolgerung kann man annehmen, dass der indische Monsun (jahreszeitlich abhängige und starke Niederschläge an der Süabdachung des Himalayas) mitverantwortlich ist für den über 8000 m hohen und tief zertalten Südrand des Himalayas. Beim Mt. Everest wird eine zusätzliche Erhöhung um bis zu 50 m durch die vor 89.000 Jahren begonnene und sehr tiefe Erosion des benachbarten und wasserreichen Flusses Arun vermutet. Das nördlich anschließende, aber sehr trockene tibetische Hochland ist bei derselben Erdkrustendicke ein 4000 - 5500 mNN hohes und nur flach zertaltes Plateau. Das saisonale und sehr niederschlagsreiche Monsunklima in Indien hat zur Erosion tiefer Täler im Himalaya geführt und hat vermutlich zum hohen Aufstieg dieses Gebirges beigetragen, weil eine stärkere Talerosion aus isostatischen Gründen die Gebirgshebung verstärkt. Die Erosionsraten in den Alpen liegen heute zwischen 0,2 und 0,4 mm/a, auch mitverursacht durch den zusätzlichen isostatischen Aufstieg wegen der nach der Würm-Kaltzeit abgeschmolzenen Gletscher. Die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei ca. 0,5 mm/a und in den Zentralalpen bei Chur und im Rhonetal bei 1 mm/a, auch weil sich dort die Flüsse schneller in die relativ weichen Bündnerschiefer einschneiden. Im westlichen Alpenbogen ist die Hebung im Gleichgewicht zur Erosion und in den Ostalpen ist die Erosion stärker. Vermutlich klimatisch bedingt beschleunigte sich die Erosion in den Alpen in der Späten Neogen-Zeit vor ca. 10 Ma und in der nachfolgenden Quartär-Zeit nahm sie nochmals zu. Ursächlich waren vermutlich veränderte Windsysteme mit zunehmenden Niederschlägen und in der Quartär-Zeit seit 2,6 Ma die starken Erosionskräfte in den Kaltzeiten mit der verstärkten Abtragung durch die Gletscher, sowie Bergstürze, Hangrutsche und Flüsse nach dem Rückschmelzen der Gletscher am Beginn der darauffolgenden Warmzeiten. Klima und Niederschläge scheinen bei Gebirgsbildungen eine wichtige Rolle zu spielen. Die Erosion der Alpen wird noch einige 10er-Millionen Jahre andauern, bis die Lithosphäre ihre normale Dicke von ca. 35 – 40 km erreicht hat und die Isostasie ausgeglichen ist. Sollte die Wanderung von Afrika nach Norden aber so lange anhalten, könnte südlich der Alpen ein weiteres Hochgebirge entstehen und den Werdegang der Alpen und der Apenninen stark beeinflussen.

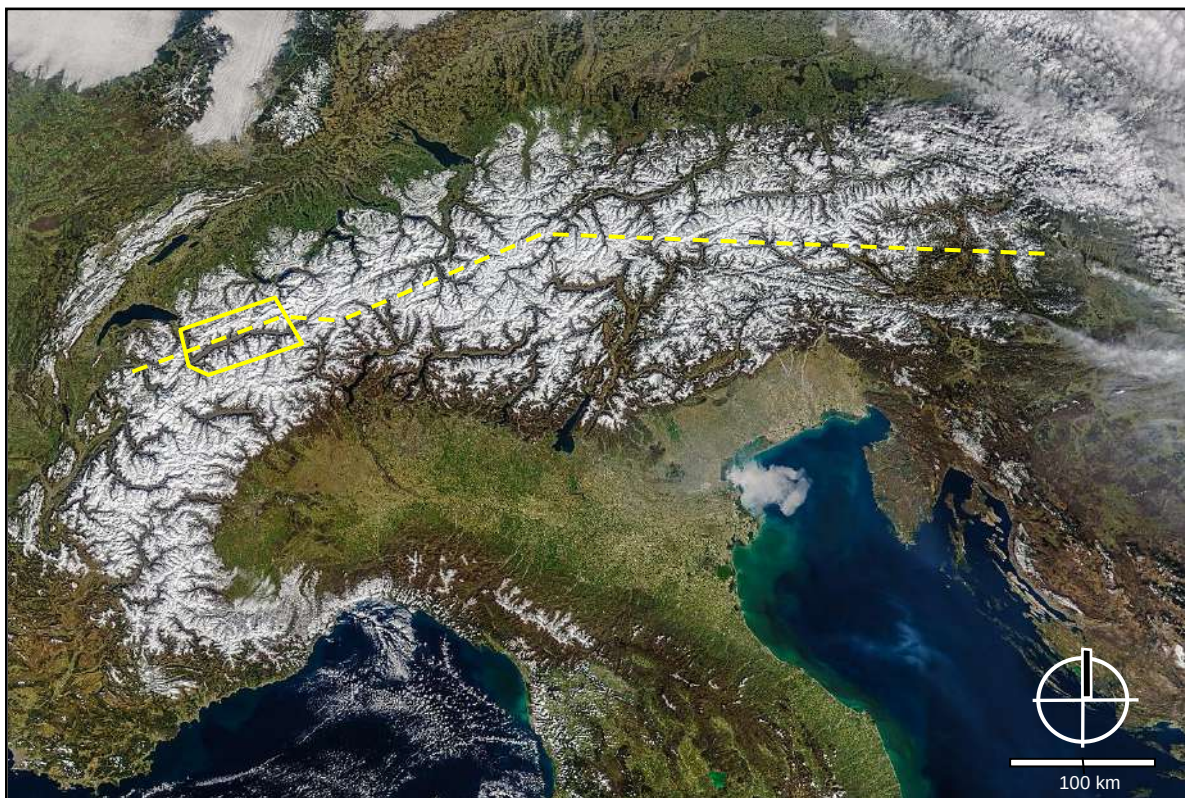


Abb. 6.25: Auf diesem Satellitenbild...

sind die oft kürzeren Quertäler und die großen Längstäler zu erkennen, die sich v.a. in den zentralen Alpen und in den Ostalpen entlang der tektonischen Störungszonen eingeschnitten haben. Gelber Kasten = Lage von Abb. 6.25-1; Gelbe Linie = Schnitt in Abb. 6.9-6.

Bild: Satellitenbild der NASA vom 19.03.2016, Visible Earth, Jeff Schmaltz.

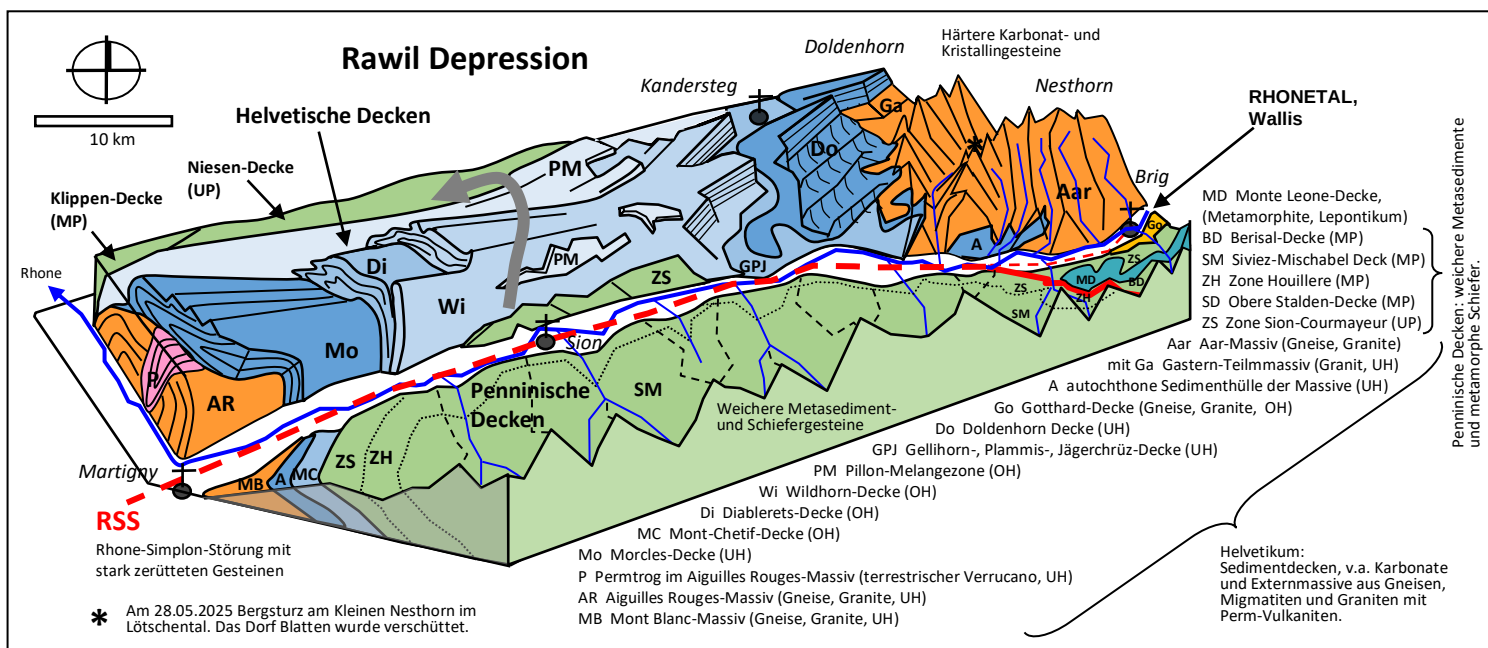


Abb. 6.25-1: Geotektonische 3D-Ansicht der Rawil-Depression mit dem Rhone-Längstal in der Westschweiz.

Die schematische Darstellung mit teils angedeutetem Relief zeigt das steile Auftauchen und die Nordüberschiebung der helvetischen Decken aus dem Untergrund entlang dem Rhone-Längstal zwischen Martigny und Brig in der Schweiz, bzw. zwischen den dachziegelartig gestauchten und gelagerten Kristallingesteinen des Aar-Massivs (Aar-Lepontinischer-Dom) und dem Aiguilles Rouges/Mont Blanc-Massiv (Dom). Die Dome, wie auch das Engadiner Fenster und das Tauernfenster, wurden in Verbindung mit der Nordwestverschiebung des Adriatischen-Indenter und der dadurch erfolgten Ost-West-Zerdehnung der Alpen gehoben und die helvetischen Decken wurden dabei wellenartigen und mit Faltungen nach Norden überschoben (Abb. 6.42-1, 6.11-3). Nordwestlich und nördlich des Rhonetals liegen die härteren Karbonatgesteine der helvetischen Decken und die harten Kristallingesteine des Aar-Massivs. Südöstlich liegen die weicheren Sediment- und Schiefergesteine der penninischen Decken. Die Erosion des breiten Rhonetals erfolgte großteils im weicheren Penninikum, das im Talboden vom harten Helvetikum auch durch die Rhone-Simplon-Störung (RSS) tektonisch getrennt wird. Die Gesteinszerrüttung (Kataklasit) an dieser tektonischen Scherfläche erleichtert die Erosion durch die Rhone. Die Rawil-Depression ist Teil einer großen und wellenartig verlaufenden tektonischen Struktur, die von Südwesten nach Osten entlang der Längsachse der Alpen mit Amplituden von 10 km und mit Wellenlängen von 100 bis über 350 km verläuft (Abb. 6.9-6). An den Hochpunkten (tektonische Fenster) tritt oft das Grundgebirge (Kristallinaufbrüche) wie an einer Perlenschur aufgereiht zutage, z.B. in den Massiven Argentera-Mercantour, Pelvoux, Belledonne, Mt. Blanc-Aig.-Rouges, Aar-Gothard mit Lepontin-Dom und das Tauern-Massiv (-Fenster). Dazu gehören auch, ohne Grundgebirge, das Engadiner- und das Rechnitzer-Fenster (Abb. 6.11, 6.11). *Grafik umgezeichnet und ergänzt nach: G. L. Cardello et al. (2015): Determining the timing of formation of the Rawil Depression in the Helvetic Alps by palaeomagnetic and structural methods. Geological Society, London, Special Publications, 425. Nach A. Heim (1921): Geologie der Alpen. Tauchnitz, Leipzig*

6.3 Erste Kompressionsphase der Alpen in der Jura- und Kreide-Zeit

(NW-SE gerichtete eoalpine Kreide-Orogenese, 145 – 70 Ma mit Schwerpunkt vor 100 – 90 Ma)

Schließung des Meliata-Ozeans, Ozean-Kontinent Kollision, Subduktion der oberpenninischen Ozeankruste unter die Adriatisch-Apulische Platte, Öffnung des Valais-Ozeantrogs, Orogenese des Ostalpins, Deformation Südseite.

Abb. 6.15, 6.15-1: Mit dem Zerfall des Superkontinents Pangäa ab ca. 250 Ma und mit der Öffnung des Mittel- und des Nordatlantiks ab ca. 190 -170 Ma wurde der südliche Teil "Gondwana" mit Afrika aus Pangäa herausgelöst. Afrika ist nach Osten gewandert und das führte auch zur Ostwanderung der zunächst noch mit Nordafrika verbundenen Apulischen Mikroplatte. Das übte Druck auf die mächtigen Sedimentkomplexe an ihrem Südostrand aus und im Mittleren Jura vor ca. 160 Ma kam es zusammen mit der beginnenden Schließung es sich vor ca. 250 Ma keilartig öffnenden Meliata-Hallstatt Ozeans am Ostrand von Adria/Apulia zu ersten Überschiebungen der ostalpinen Schelfsedimente. Es bildeten sich die ersten tektonischen Strukturen der Nördlichen Kalkalpen, der Dolomiten und die Ophiolithe in den Dinariden und in den Karpaten, während im Helvetikum und im zentral- und westalpinen Penninikum weiterhin Sedimente und Magmatite abgelagert wurden. (Abb. 6.29-1). Die Relikte des Meliata-Ozeanbodens finden sich heute als Ophiolith-Decken in den Westkarpaten und in den internen Dinariden. Die Details der Bildung, Entwicklung und der Schließung dieser kleinen und ozeanartigen Meere und der Mikrokontinente im Zuge des Zerfalls von Pangäa sind noch in der Erforschung.

Mit der Ostwanderung von Adria/Apulia hatte der vor ca. 180 – 170 Ma entstandene Oberpenninische Ozean zwischen der Europäischen und der Adriatisch-Apulischen Platte vor ca. 130 - 110 Ma seine größte Breite. Vor ca. 140 Ma löste sich die Apulische Mikroplatte mit dem flachmarin-südalpinen Ablagerungsraum von nordafrikanischen Kontinentalrand ab, rotierte mit ihrer Bewegung von Osten nach Norden und grenzte nach der Schließung des Meliata-Ozeans ab ca. 120 Ma an die Adriatischen Platte. In der Späten Jura-Zeit vor ca. 135 Ma setzte die eoalpine Faltungsphase in den Ostalpen ein und griff allmählich auch auf die Westalpen über (Abb. 6.29-1). Durch diese weiter nach Norden einengende Plattenbewegung bildete sich auch innerhalb von Adria/Apulia eine Subduktionszone und der nördliche Teil schob sich unter den südlichen Teil. Dabei wurden die ostalpinen Decken von der Unterkruste und vom Mantel abgetrennt, komplex gestapelt und über die Gesteine des gerade in Subduktion übergehenden Oberpenninikums geschoben (Abb. 6.29-1, 6.30-1). So entstanden die Decken der ostalpinen Nördlichen Kalkalpen. Am Ende der Kreide-Zeit wurde dieses frühalpide Gebirge wieder weit abgetragen und es wurden die fluviatil-klastischen Gosau-Sedimente abgelagert. Adria/Apulia drückte nun zunehmend und leicht gegen den Uhrzeigersinn rotierend nach Norden und damit begann deren bis heute anhalten Bewegung gegen Europa, während sich Afrika noch weiter nach Osten bewegte (Abb. 6.23, 6.29-1).

Vor etwa 140 Ma löste sich der Iberia-Mikrokontinent (Spanien) von Westeuropa und rotierte unter Öffnung der Biscaya nach Süden. Am östlichen Iberia trennte sich im Zuge der weiteren Öffnung von Atlantik und Biscaya das kontinental-mittelpenninische Iberia-Briançonnais als flach- und später tiefmariner Sporn mit Inseln zusammen mit Korsika und Sardinien von der heutigen Provence ab und dazwischen bildete sich der schmale, ozeanisch-tiefmarine und unterpenninische Valais-Trog (Abb. 6.16). Die in der Tiefe oft metamorph umgewandelten lepontischen und penninischen Decken und ihre Gesteine, oft Bündnerschiefer (v.a. im Valais-Trog) und Ophiolithe (v.a. im Piemont-Ozean), bilden heute große Teile der Zentral- und der Westalpen und sind durch Hebungen und der damit verstärkten Erosion in den domartig aufgewölbten "Geologischen Fenstern" im Lepontin, im Engadin, bei Gargellen, in den Hohen Tauern (Großglockner) und bei Rechnitz im Burgenland in Österreich unter den ostalpinen Decken freigelegt worden. Die stark einengende Plattentektonik führte auf den Mikroplatten entlang der Akkretionskeile zur Heraushebung von Inseln und kleinen Festländern über den Meeresspiegel und damit zu deren Erosion. Die Erosionsschutt wurden in der Kreide- und Paläogen-Zeit vor ca. 100 - 34 Ma und stellenweise bis vor ca. 22 Ma an den steilen Kontinentalabhängen zwischen den Schelfrändern und den Tiefseebecken und v.a. an den Subduktionszonen untermeerisch in schmalen und langgezogenen Tiefseerinnen als marin-klastische **Flysch-sedimente** abgelagert. Diese wurden mit der weiteren Gebirgsbildung langsam nach Norden und Nordwesten verlagert und wurden dabei auch von den alpinen Decken überschoben, verformt, tiefer versenkt und teilweise metamorph umgewandelt (Abb. 6.33-1, 6.33-2). Der südöstliche Teil der Adriatisch-Apulischen Platte, "Greater Adria" genannt, wurde bei der Alpenbildung stark fragmentiert und in Einzelteilen unter dem heutigen Südeuropa und unter Kleinasien bis zu 1500 km tief in den Erdmantel versenkt. Teile und Reste dieser Gesteinseinheiten sind heute in den Gebirgen des Balkans, in Griechenland und in der Türkei bis hin zum Kaukasus zu finden (Abb. 6.26-1). Mit der Öffnung des Südatlantiks ab ca. 100 Ma begann nun auch Afrika gegen den Uhrzeigersinn nach Norden zu rotieren und drückte seit ca. 90 Ma verstärkt gegen Adria/Apulia und gegen Eurasia. Damit wurde der passive Kontinentalrand zwischen dem Südpenninischen Ozean und dem adriatisch-apulischen Mikrokontinent mit dem ostalpine Deckenstapel endgültig zu einem aktiven Kontinentalrand mit einer Ozean-Kontinent Kollision und Ozeanplatten-Subduktion. Die Rotation und Nordwanderung von Afrika ab ca. 100 Ma setzte auch Adria/Apulia mit seinen schon überschobenen Decken wieder in Bewegung und es kollidierte mit seinem nördlichen Teil mit 10 - 20 mm/a direkt mit dem relativ starren Europäischen Kontinent. Dabei gelangte auch die oberpenninisch-ozeanische Kruste in die Subduktionszone und die tiefmarinen und leichten Sedimente und der schwere magmatische Ozeanboden wurden als breite Akkretionskeile unter der Bildung von Flysch-Ablagerungen abgeschabt, in Fragmenten und Spänen an die von Süden heranschiebende Adriatisch-Apulische Platte angelagert, mehr oder weniger tief in den Erdmantel subduziert und der Oberpenninische Ozean begann sich zu schließen. Die nicht so tief subduzierten Teile wurden nach der Erhitzung und metamorphen Umwandlung in der zweiten Kompressionsphase wieder gehoben, gestapelt und als große Deckenkomplexe, oft mit Ophiolithen, auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben (Abb. 6.21, 6.29, 6.29-1, 6.30, 6.30-1, 6.30-2.).

In den Abb. 6.6 und 6.6-2 ist dargestellt und beschrieben, dass die ozeanischen Kontinentalplatten nicht so sehr von der Mantelkonvektion bewegt wurden und werden, sondern hauptsächlich durch gravitative Schub- und Zugkräfte innerhalb der Platten weg vom der erhöhten vulkanischen Riftzone. Beim Anprall gegen die Gesteine eines massiven aber leichten Kontinentalblocks tauchen die dünneren und schwereren ozeanischen Plattenteile unter zunehmendem gravitativen Zug tief in den Erdmantel ab. Ergänzend zum Plattenschub von Apulia und Afrika haben der Zug und der Sog der subduzierten Penninischen Ozeanplatte eine erhebliche Rolle bei der Nord- und Westkompression der Alpengesteine gespielt ("Slab-Rollback-Effect" und "Trench Suction-Effect", Abb. 6.30-1).

6.4 Zweite Kompressionsphase der Alpen in der Paläogen- und Neogen-Zeit

(N-S gerichtete känozoische Orogenese, 65 – 5 Ma mit Schwerpunkt vor 35 – 20 Ma)

Schließung der penninischen Ozeane, Kontinent-Kontinent Kollision, Deformation Nordseite.

Abb. 6.15, 6.15-1, 6.30-1: Die zweite Gebirgsbildungsphase erfasste den gesamten Alpenraum und damit endete auch die Erweiterung des Neotethys-Ozeans. Adria/Apulia bewegte sich weiter nach Norden und vor ca. 60 Ma bzw. 45 Ma schlossen sich der oberpenninische Piemont-Ozean und der unterpenninische Valais-Trog mit der Subduktion ihrer Ozeanböden nach Süden in den Erdmantel. Dabei wurden die tief subduzierten und metamorph umgewandelten penninischen Gesteine von ihrer kristallinen Unterlage abgesichert, als Gesteinsdecken übereinander geschoben, dabei gestaucht, gefaltet und verschuppt. Auch erhebliche Teile ihres kristallinen Untergrundes wurden mit abgesichert und in die penninische Deckentektonik miteinbezogen. Am Höhenpunkt dieser zweiten Kompressionsphase vor ca. 35 – 20 Ma schob sich der nördliche Teil von Adria/Apulia mit den ostalpinen und mit den schon tief subduzierten penninischen Gesteinsdecken weiter nach Norden und Nordwesten gegen und auf den südeuropäischen Kontinentalrand. Dieser trat in die Subduktion mit ein und bog sich nach unten in die Asthenosphäre. Die 35 – 40 km mächtige, leichte und stabile europäische Erdkruste lässt sich aber kaum subduzieren und so wurde die Subduktion gestoppt. Die Subduktion ging in eine Kontinent-Kontinent Kollision über und seitdem verkeilt sich Europa mit Adria/Apulia. Das führte zu einer weiteren Stapelung und Versenkung der alpinen Decken aus Sediment- und Kristallingesteinen auf über 60 km Mächtigkeit. Diese verdickte Erdkruste sank dabei immer tiefer in den plastischen Erdmantel ein und das führte schließlich zu einer isostatischen Hebung (Obduktion) des spezifisch leichteren Krustenmaterials aus dem schwereren Erdmantel, zunächst in den Zentralalpen und dann auch in den Westalpen. Der schon tief in die weichen Asthenosphäre subduzierte, aber noch feste südeuropäisch-penninische Lithosphärensporn unter den Zentralalpen unterlag starken Zerrspannungen, riss vor ca. 32 Ma in 150 km Tiefe ab und versank im Erdmantel. Weitere Plattenabrisse der tief subduzierten Lithosphäre in den Ost- und in den Westalpen haben auch zu einer Gewichtsentslastung geführt und das hat den isostatischen Auftrieb verstärkt. Die schnelle Erosion der über dem Meeresspiegel aufsteigenden Gesteine hat diese Hebung zum Gebirge weiter beschleunigt und das war der Beginn der **Hauptphase der alpinen Orogenese** mit einer Hebung von bis zu 5 mm/a.

Der Abriss der subduzierten Erdmantelsporne in der Asthenosphäre hat dann auch zur weiteren Reaktivierung des vermutlich schon variszisch oder prävariszisch angelegten **Periadriatische Bruchsystems** beigetragen. Das ist eine 700 km lange, ca. 1 km breite und steil stehende tektonische Störungszone, die von Norditalien bei Turin längs durch die Alpen bis nach Slowenien verläuft (siehe Kap. 6.2 – Südalpin, Abb. 6.30-1, 39). Entlang dieser bedeutendsten tektonische Bruchzone der Alpen hat sich das südlich liegende Südalpin um ca. 150 km rechtsdrehend nach Westen verschoben und das nördlich liegende und tief versenkte Ostalpin und das Penninikum wurde um ca. 20 km Kilometer angehoben, so dass dort tiefer liegende Kristallingesteine an die Oberfläche kamen. Dieses Bruchsystem war ursprünglich eine Seitenverschiebung, die mit der Alpenbildung zu einer Rücküberschiebung für die südalpinen Decken wurde. Südlich dieser großen Störung entwickelte sich das Südalpin als eigenständiger und nun tektonisch südvergenter Teil mit relativ kurzen Überschiebungen von 10 km bis in der Tiefe 30 km Länge auf die Po-Ebene und das macht die Alpen zu einem ein bivergenten Gebirge. Verursacht durch das Aufsteigen der heißen Asthenosphäre im Zuge der Plattenabrisse stiegen vor ca. 30 Ma entlang dieser Bruchzone innerhalb der Erdkruste granitische Schmelzen auf und kristallisierten als die einzigen alpinen Plutone noch in der Tiefe langsam aus, z.B. die Granite und Tonalite von Traversella, Biella, Bergell, Adamello, Brixen (Perm), Rensen, Riesenferner und das Pohorje-Massiv in Slowenien. Die heute in Südbayern und in Österreich liegenden Nördlichen Kalkalpen des Ostalpins sind vor 90 - 25 Ma von den sich hebenden Hohen Tauern abgerutscht und wurden, in zahlreiche Deckenfragmente zerlegt und über 100 Kilometer weit nach Norden über die penninischen und helvetischen Gesteinsdecken auf den südeuropäischen Kontinentalrand geschoben (Abb. 6.49). Die in der Tiefe und durch den starken tektonischen Schub wirkenden Temperaturen und die hohen Drücke verursachten in den unterlagernden penninischen Gesteinen eine druckdominierte Dynamometamorphose mit Eklogitbildung, zu sehen z.B. im Tauernfenster (Abb. 6.46). Die helvetischen Gesteine am südeuropäischen Kontinentalabhang (früher Ultrahelvetikum) und die Flysch-sedimente wurden von ihrer sich hebenden kristallinen Unterlage des Aar-Massivs und von der Gotthard-Decke abgetrennt und weit nach Norden bis auf die Molasse überschoben und verfaultet. Der ehemalige Untergrund der helvetischen Decken südlich der Internmassive wurde tiefer versenkt, z.T. metamorph umgeformt und später nach oben gepresst (Abb. 9.29, 6.30-1).

Vor ca. 60 Ma begann sich der Tethys-Ozean in Kleinasien zu schließen. In den verbliebenen Restmeeren der sich vor ca. 35 Ma bildenden **Paratethys** entstanden die langgezogenen und gebirgigen Inselketten und Festländer der weiter aufsteigenden und über dem Meeresspiegel der Abtragung ausgesetzten Ur-Alpen. Weiter im Osten entstehenden Gebirgszüge auf dem Balkan und in Vorderasien. Vor 45 – 35 Ma wurden die im zentralen Alpenraum sehr tief versenkten und metamorphen Anteile

der Erdkruste vom Mantel abgeschernt, gestapelt und verfaultet. Sie bilden heute die Decken im Lepontikum in der Schweiz und in Italien. Mit der weiteren Kompression ging vor ca. 35 Ma die schmale und tiefmarine Flyschsedimentation in die flache und überwiegend terrestrisch-limnische Molassesedimentation der westlichen Paratethys über und das langgestreckte und asymmetrische Nordalpine Molassebecken als Ablagerungstrog für den alpinen Abtragungsschutt entstand (Kap. 6.7). Die tiefen Flyschbecken wurde vor 34 - 22 Ma zugeschüttet und überfahren. Der über viele Millionen Jahre andauernde Schub und Zug der Kontinentalplatten hat die zu Festgesteinen umgewandelten Ablagerungen so weit zusammengeschoben, dass diese heute stellenweise bis über 100 - 200 Kilometer weit entfernt von ihren ursprünglichen Ablagerungsgebieten liegen (Abb. 6.6, 6.6-2). Sie sind oft verfaultet, oft metamorph verändert und als über 200 tektonische Gesteinsdecken dachziegelartig und verschuppt übereinandergestapelt. So gehören z.B. im Gebiet um Zermatt einige Gipfelregionen zur 750 km² großen Dt. Blanche- und Mt. Mary-Decke (Matterhorn, Abb. 6.42 bis 6.45), deren Gesteine ursprünglich weit südlich im Grenzbereich von Penninikum, Ostalpin und Südalpin im Ablagerungsraum des **Salassikums** lagen. Diese Gesteine aus einem zu Gneisen metamorphisierten Granitpluton, aus Gabro, Marmoren und aus metamorphen Schelfsedimenten, wurden weit nach Norden überschoben und liegen heute als klippenartige Erosionsreste über Resten jurazeitlicher Ablagerungen aus Bündnerschiefer der mittleren Tiefsee und aus Ophiolithen des nordwestlich von Adria/Apulia gelegenen oberpenninischen Ozeanbeckens. Der Hauptteil dieses alten und schweren Ozeanbodens wurde bei der Kontinentalkollision aber tief in den Erdmantel unter Adria/Apulia subduziert. Die Abbildungen 6.30-1, 6.30-2 und -2a zeigen die ursprünglichen und weit südlich gelegenen Ablagerungsräume vor ca. 110 - 90 Ma und die heutige Lage der Gesteine in den Schweizer Alpen. Die viele Kilometer weit reichenden Überschiebungen, Verschuppungen und Faltungen führten in allen Teilen der Alpen zu einer **zeitlich inversen Lagerung der Gesteinsschichten**. Das bedeutet, dass man in dem heute von der Erosion tief zertalten Hochgebirge oft mächtige und ältere Gesteinspakete und -decken über kilometerweite Bereiche über jüngeren Gesteinen liegend findet, obwohl Sedimente und Vulkanite auf der Erde zunächst immer jünger über älter abgelagert werden (Superpositionstheorie von Nicolaus Steno 1669). Sobald aber eine anhaltende und weitreichende Kompressionstektonik und Subduktion mit ins Spiel kommt, können v.a. die schweren ozeanischen Lava- und Magmagesteine in die Tiefe gezogen und dort, bzw. beim späteren Wiederaufstieg, schräggestellt, steilgestellt, verfaultet, überkippt und weit überschoben werden. So entstanden die kilometerweiten Decken mit inversen Gesteinslagerungen, wie wir sie heute überall in den Alpen sehen (Abb. 6.4). Eine Ausnahme zur Superpositionstheorie sind die oft in großer Tiefe schmelzflüssig intrudierten und auskristallisierten Plutonite und Ganggesteine, welche die älteren Gesteine durchdringen, sodass hier "jung" neben, zwischen und unter "alt" liegen kann (Prinzip der gegenseitigen Schnittverhältnisse). Die viele Quadratkilometer großen und oft mächtigen Überschiebungsdecken sind die in den Alpen dominierende tektonische Bauform und machen diese zu einem **Überschiebungsgebirge**. Ein bekanntes Beispiel und Weltnaturerbe ist die gut sichtbare **Glarner Hauptüberschiebung** in der 330 km² großen **Tektonik-Arena Sardona** in den Schweizer Kantonen Glarus, Graubünden und St. Gallen. Hier wurde eine 250 - 300 Ma alte Gesteinsdecke aus permzeitlichem Verrucano (schwach metamorphe und klastische Schuttmassen mit Vulkaniten) in 10 - 15 km Tiefe bei über 300°C etwa 40 km weit über die 150 Ma alten Kreidekalke (Schratten-Kalk mit Wildflysch) und über die nur 35 - 50 Ma alten nordhelvetischen Flyschgesteine aus der Paläogen-Zeit (Sardona-Flysch in der Sardona-Decke) geschoben. Mit diesen oft mehrfachen Deckenüberschiebungen und Verschuppungen haben sich hier, wie auch in vielen anderen überschobenen Teilen der Alpen, die normalen zeitlichen Ablagerungsverhältnisse der Sedimentation umgekehrt (Abb. 6.4, 6.16).

6.5 Heraushebung und Abtragung der Alpen

Die Abbildungen 6.15 und 6.15-1 zeigen die paläogeographische Entwicklung des Alpenraums. Die in den vorigen Kapiteln dargestellten Vorgänge werden nochmal kurz zusammengefasst: Mit der Erdkrustendehnung und Ausdünnung (Divergenz) kam es zwischen Eurasia und Nordafrika mit der Vergrößerung der Westethys und auch vom sich bildenden Atlantik ausgehend zur Entstehung von mehreren kleinen und bis zu 4000 m tiefen und Meeren. In diesen wurden unterschiedlich mächtige Tiefseesedimente und an den divergierenden vulkanischen Riftzonen mehr oder weniger gut entwickelte, aber mächtige basaltisch-gabbroide Ozean-Tiefseeböden gebildet. Dazwischen lagen mehreren kontinentale Mikroplatten, auf den es in lagunenartigen Flachmeeren mit Riffen zu mächtigen und überwiegend flachmarin-karbonatischen und randlich auch zu klastischen Ablagerungen kam. Die dann folgende Nordbewegung von Adria/Apulia und später zusammen mit Afrika gegen Eurasia führte zu einer Erdkrustenverkürzung (Konvergenz) mit einer tiefen Versenkung und Metamorphose der Ozeankruste an einer langen Subduktionszone am Südrand des Oberpenninischen Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision). Mit der Schließung der Penninischen Ozeane vor 60 bzw. vor 45 Ma kam es zur Kontinent-Kontinent Kollision von Adria/Apulia mit Europa. Bei diesem massive Krustenzusammenschub nach Norden wurde nach der schweren europäisch-ozeanischen Kruste auch der südeuropäische Kontinentalrand von Adria/Apulia überschoben, wurde nach unten gebogen und wurde etwas subduziert. Da sich die leichte, mächtige und steife europäische Platte aber kaum subduzieren lässt, kam die Subduktion zum Stillstand und es kam zu einer Verkeilung der beiden Platten mit dem Einsinken und einer Stapelung der alpinen Decken in den Erdmantel auf über 60 km Mächtigkeit. Das hat zu einer isostatischen Hebung (Obduktion) des leichteren Krustenmaterials aus dem schwereren Erdmantel geführt. Vor 33 - 20 Ma kam es zu Abrissen der tief in den Erdmantel versenkten europäisch-ozeanischen und der adriatisch-ozeanischen Lithosphärensporne in den Westalpen, in den Zentralalpen und in den Ostalpen. Das hatte tiefgreifende Auswirkungen auf die Gebirgsbildung, führte zu einer Gewichtsentlastung und hat wie eine Art Rückfederung die schubweise isostatische Hebung der alpinen Erdkruste bis auf 5 mm/a weiter verstärkt (Abb. 6.14-1). Auch "Slab-Rollback- und Trench-Suction-Effekte" an den abtauchenden Platten werden in Verbindung mit den Auftriebskräften als weitere bedeutende Faktoren bei der Gebirgsbildung angenommen (Plattenrückroll-Gebirge, Abb. 6.3, 6.6, 6.6-2). Damit der begann die Hauptphase der alpinen Orogenese.

Mit der schnelleren Hebung und mit dem Auftauchen von Inselbögen und kleinen gebirgigen Festländern über den Meeresspiegel vor 30 – 15 Ma setzte die Verwitterung und rasche Abtragung der jungen Alpen durch Niederschläge ein, was die schubweise Gebirgshebung durch Gewichtsentlastung weiter beschleunigt hat (Abb. 6.42-2, 6.30-1, 6.39). Das Zusammenspiel zwischen der Gebirgshebung und der Erosion durch Niederschläge zusammen mit einer tiefen Talbildung ist z.B. auch im Himalaya von erheblicher Bedeutung. Bei diesen plattentektonischen Vorgängen wurde der ursprünglich über 1000 km breite alpine Ablagerungsraum zu einem heute noch 150 - 270 km schmalen und langegezogenen Gebirgssaum zusammengeschoben, aufgestapelt und im Westen auch horizontal stark umgebogen. Eine weitere Folge der Plattenabrisse und des verstärkten und keilartigen Schubs von Adria/Apulia nach Norden und nach Nordwesten war die Reaktivierung des **Periadriatischen Bruchsystems**. Südlich von dieser großen Störung entwickelte sich das Südalpin als eigenständiger und nun tektonisch südvergent rücküberschobener Teil und so wurden die Alpen zu einem einbivergenten Gebirge.

Durch den permanenten Nord- und Nordwestschub von Adria/Apulia sind ab ca. 20 Ma die nördlichen Teile von Adria (Adriatischer Indenter) am und mit dem Periadriatischen Bruchsystem als **Insubrischer (Ivrea)-Indenter** im Westen und als **Dolomiten-(Südalpen)-Indenter** im Osten keilartig nach Nordwesten und nach Norden geschoben worden (Abb. 6.23). Das hatte wieder eine Umgestaltung und Hebung der jungen Alpen zur Folge. Die Vertikalbewegungen am Periadriatischen Bruchsystem um bis zu 20 km haben zum Aufsteigen des Lepontinischen Doms und der Hohen Tauern mit der Bildung des Tauernfensters vor ca. 14 Ma geführt. Die Horizontalbewegung der Südalpen um ca. 100 km nach Westen haben in Verbindung mit der Aufheizung und Erweichung der Gesteine in der Tiefe zur Bildung des Westalpenbogens beigetragen. Der Dolomiten-Indenter wurde an einem markanten Knick entlang der SW-NE streichenden Giudicarie-Störung ca. 100 km weit nach Norden geschoben und dabei wurden die über die penninischen Decken geschobenen ostalpinen Decken durch den Druck rautenartig in einzelne Krustenblöcke zerschert. Diese sind dann an langen Seitenverschiebungen mit Abschiebungen um 150 km kollapsartig nach Osten in den sich dehrenden Pannonischen Raum der Paratethys mit dem bis zu 5 km tiefen und mit Sand und Tonen gefüllten Wiener Becken und Sterisches Becken ausgewichen, weil eine weitere Nordwanderung von den alten und harten Kristallingesteinen des Böhmisches Massivs gestoppt und abgelenkt wurde. Insgesamt wurde in den Alpen eine seitlichen Zerschörungen und Ausweichbewegungen und damit eine axialen Ost-West-Zerdehnung um insgesamt ca. 300 km als Lateralextrusion verursacht (Abb. 6.23). Diese tektonischen Bewegungen haben sich an großen Störungszonen in den Alpen abgespielt, die reaktiviert, verstärkt und neu gebildet wurden, z.B. die Mt. Blanc/Rhone/Simplon-, Pogallo-, Engadin-, Brenner-, Katschberg- Inntal-Störung und die SEMP-Störung (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg). Weiter Störungszonen gibt es entlang vom Pöls-, Lavant-, Mur-, Mürz-, Isel- und Mölltal. Die Bildung des Engadiner-, des Tauern- und des Rechnitzer Fensters erfolgten an einigen dieser großen Abschiebungen. Vor 30 – 20 Ma wurden die Zentralalpen hochgepresst und die Südalpen wurden weiter nach Süden verkippt und verschoben.

Vor etwa 25 - 20 Ma stiegen die z.T. blasenartig eingepressten Kristallindome auf. In den Westalpen sind das die helvetisch-europäischen Externmassive Argentera/Mercantour, Pelvoux, Belledonne, Aiguilles Rouges und Mt. Blanc und die mittelpenninischen Internmassive Dora Maira, Gran Paradiso und die Monte Rosa-Decke. In den Zentral- und in den Ostalpen sind vor 20 – 10 Ma das unterhelvetische Aar-Massiv, die oberhelvetische Gotthard-Decke und das unterhelvetische Tauern-Massiv durch den Horizontalschub des Insubrischen- und des Dolomiten-Indenters mit heute noch ca. 2 mm/a in Verbindung mit tektonischen Abschiebungen am Brenner und am Katschberg an die Oberfläche gekommen (Abb. 6.23). Diese Massive wurden schon während der prävariszischen Gebirgsbildung vor ca. 450 Ma und während der variszischen Gebirgsbildungen vor ca. 400 - 350 Ma tief in der Erdkruste gefaltet und metamorphorisiert. Spät- und postvariszisch sind dort vor ca. 335 - 295 Ma im Zuge des Auseinanderfließens des Gebirges unter seiner eigenen Last und verbunden mit einer Druckentlastung Granit-schmelzen intrudiert und als Plutone in der Tiefe langsam auskristallisiert. Das gesamte Aar-Massiv inklusiv seiner (par)autochthonen Sedimenthülle wurden dann nochmal alpin bei mindestens 300 °C schwachmetamorph überprägt und ist damit polymetamorph. Bei einem normalen geothermischen Gradienten war also die Überdeckung mindestens 12 - 15 km mächtig. Über dem Tauern-Massiv in Österreich wird eine Überdeckung von mindestens 10 km vermutet. Durch die starke Hebung der Massive und der dadurch verursachten Erosion ihrer mächtigen Bedeckung wurden die Massive direkt der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt und so hat man heute gute Einblicke in den tieferen Untergrund dieses alten und präalpinen Grundgebirges. Mit ihrer Aufwölbung wurden einige Massive auch um 15 – 50 km nach Norden und Nordwesten verschoben bzw. verkippt und haben damit Deckencharakter. Die starke alpine Hebung der Massive hat dazu geführt, dass die angelagerten und überlagernden oberhelvetischen Gesteinsdecken an der Nordseite des Aar-Massivs nach Norden abgeglitten sind und dabei überschoben, verschuppt und intensiv verfault wurden, heute gut sichtbar im Säntis-Gebirge in der Schweiz. Vor ca. 20 Ma stieg auch der **Lepontische-Dom (Lepontikum)** aus variszischem Grundgebirge (Gneise, Amphibolite) mit einer alpin metamorphen Sedimentbedeckung aus perm- und triaszeitlichen Konglomeraten, Quarziten und Dolomiten sowie aus jungmesozoischen Kalken, Mergel und Brekzien in der Zentralschweiz um ca. 20 km auf (Abb. 6.41).

Der zunehmende Erosionsschutt der zunächst nur als Inseln des alpinen Akkretionskeils und später als kleine Festländer über den Meeresspiegel herausgehobenen alpinen Gesteine wurde ab ca. 100 Ma in die sich beim Zusammenschub bildenden, tiefmarinen und alpenparallel schmaler werdenden **Flyschrinnen** verfrachtet (unterfüllte Becken). Durch die weiteren Überschiebungen der Gesteinsdecken auf den Südrand der Europäischen Platte und durch den immer voluminöser werdenden Abtragungsschutt wurden die tiefen Flyschrinnen mit der Zeit nach Norden und nach Nordwesten verlagert und wurden mit der endgültigen Heraushebung der Alpen vor 35 - 22 Ma zugeschüttet, überschoben, versenkt und z.T. metamorph überprägt. Der südeuropäische Plattenrand wurde mit dem aufgestapelten Gewicht des Akkretionskeils weiter nach unten in den Erdmantel gebogen (Abb. 6.29-1, Bild 4). Das hat vor ca. 35 Ma zur Bildung des ca. 900 km langen, bis zu 140 km breiten,

heute bis zu 6 km tiefen und teils marinen, aber v.a. fluviatil-limnischen **Nordalpinen Molassebeckens** geführt, das seitdem einen Großteil des des Abtragungsschutts der nördlichen Alpen aufnimmt (überfülltes Becken, Abb. 6.30-1, Kap. 6.7). Weitere und bis zu 10 km tiefe Molasse- und Schuttablagerungen gibt es in Italien unter der Po-Ebene, in Frankreich, Österreich, Ungarn, Slowenien, Kroatien und in den angrenzenden Meeren (Abb. 6.63). Der immer weiter nach Norden schiebende Alpenkörper hat sich vor etwa 20 – 10 Ma auch bis zu 30 km weit über Teile der Nordalpinen Molasse geschoben und deren Sedimentgesteine entlang der Alpen aufgebogen, abgeschert, verschuppt, verfaltet und in sich überschoben. So sind die **Aufgerichtete Vorlandmolasse und die Überschiebungen und Verschuppungen der Faltenmolasse (Subalpine Molasse)** entstanden (Abb. 6.65). Dabei wurde der Molassetrog auch weiter nach Norden zur Schwäbischen Alb abgedrängt (Kap. 6.7). Der Schub durch die aufsteigenden Externmassive wirkte in der Westschweiz unter dem Molassekörper hindurch weit nach Nordwesten (Fernschub) und verfaltete vor etwa 10 - 2 Ma Teile des **Schweizer- und des Französischen Juras** (Abb. 6.41). Die Abscherungsflächen und die Gleitschichten für diese Faltung waren die relativ weichen und mobilen Sulfat- und Salzschiechten aus der Trias-Zeit. Die letzten Deckenvorschübe in den Alpen erfolgten vor 15 – 5 Ma und erfassten v.a. den Alpen-nordrand. Die **Dolomiten** haben vor 13 – 7 Ma eine stärkere Hebung erfahren. Vor ca. 20 Ma sind bei der Bildung des Westligurischen Ozeans die Teile des **AlKaPeCa-Kontinentsplitters** vor Südostspanien zerfallen und nach Nordafrika, nach Sizilien und nach Kalabrien gewandert (Abb. 6.15, 6.15-1). Dabei drifteten und drehten sich vor 35 – 15 Ma auch **Korsika und Sardinien** um 90° nach Osten. Das führte zur Öffnung des provencalischen Meeresbeckens und hat die Krümmung des Westalpenbogens weiter verstärkt. Vor 15 Ma wurden die **Kettengebirge im Nahen Osten** aufgefaltet und das **Rote Meer** zwischen Afrika und Arabien riss auf. Afrika und die Ägäisch-Anatolische Mikroplatte kollidierten mit Vorderasien und nördlich davon wurde vor 12 Ma das **Paratethys-Meer** vom Weltmeer abgetrennt. Vor ca. 10 Ma bildete sich mit der Ostdrift von Kalabrien das **Tyrrhenische Meer** und bei Indien und Australien verschwanden durch die Plattensubduktion die Reste des Tethys-Ozeans. Das heutige Mittelmeer ist ein Restmeer des ehemaligen westlichen Tethys-Ozeans, und von der im Nordosten liegenden Paratethys sind seit ca. 7 Ma das **Pannonische Becken, das Schwarze Meer, das Kaspische Meer und die heute nahezu trockengefallene Aralsenke** übriggeblieben. Der große Süßwassersee im Pannonischen Becken trocknete vor 6 - 4 Ma aus und die weiten Grassteppen der Pannonischen Tiefebene sind entstanden. Vor 6 - 4 Ma ist der Meeresspiegel durch eine Maximalvereisung des Südpols (1000 m mehr Eisbedeckung und 100 km mehr Schelfeis als heute) um ca. 70 m gefallen und es kam zusammen mit tektonischen Bewegungen zur Schließung der Straße von Gibraltar. Das führte zu einer mehrfachen Austrocknung des Mittelmeers und in den tiefen Meeresbecken haben sich mächtige Steinsalzschiechten gebildet. Während dieser **Messinischen Salinitätskrise** kam es auch zu einer deutlich stärkeren Tiefenerosion der nach Süden entwässernden Alpenflüsse mit bis zu 700 m unter dem heutigen Meeresspiegel liegenden Canyons. So sind auch die ursprünglich sehr tiefen und V-förmigen Schluchten der heutigen Südalpen-Seen Gardasee, Iseo, Comer See und Lago Maggiore entstanden, deren heutige Becken von den alpinen Gletschern und Schmelzwässern während der pleistozänen Kaltzeiten U-förmig überprägt und nach deren Rückschmelzen mit glazigenen Sedimenten wieder um einige 100 Meter aufgefüllt wurden. Der tiefe Einschnitt des Gorges du Verdon in der französischen Provence wurde auch durch die Austrocknung des Mittelmeeres beeinflusst. Im Mittelmeer verdunstet auch heute noch mehr Wasser (ca. 1,2 m/Jahr), als durch die Flüsse und Niederschläge nachkommt.

Es wird angenommen, dass die Alpen erst vor ca. 32 - 25 Ma durch die isostatische Hebung der auf über 60 km verdickten Erdkruste in Verbindung mit den tektonischen Vorgängen bei mehreren Plattenabrissen von Westen her bis zur Brenner-Linie zu einem 2000 bis über 3000 m hohen Gebirge wurden. Das wurde vor ca. 22 Ma wieder etwas abgetragen und sanfter geformt als heute. Vor ca. 10 Ma endete die Deckenstapelung der Alpen und vor 10 - 7 Ma begann im gesamten Alpenraum einschließlich der vorgelagerten Becken eine langsame statische Hebung ohne nennenswerte Tektonik. In den letzten 7 Ma haben sich die Alpen um stellenweise über 1000 m zum heutigen Hochgebirge gehoben. Auf den Gipfelfluren der Kalkalpen, z.B. auf dem Dachstein und Hochschwab in Österreich, liegen Schotterreste, die dort vor mehr als 20 Ma in noch viel tieferer topographischer Position von Flüssen abgelagert wurden. Das ist ein Hinweis darauf, dass die Hebung der Alpen in diesem Teil sehr jung ist. Während der pleistozänen Kaltzeiten in den vergangene 2,5 Ma gab es in den Alpen und auch in anderen Gebirgen eine verstärkte Erosion durch den periodischen Wechsel von Vergletscherungen und Abschmelzungen in Verbindung mit einer starken Frostverwitterung. Die Hebung in den Alpen hat sich dann als isostatischer Ausgleich zur Erosion im Vergleich zur Neogen-Zeit verstärkt. Weil die Hebung im Durchschnitt bis heute stärker als die Abtragung ist, haben sich auch unter dem Einfluss der Erosion der eiszeitlichen Gletscher mit ihrer schuttbeladenen Schmelzwässern tief zertalte und schroff zerklüftete Hochgebirgsketten mit steilen und pyramidenartigen Berggipfeln und mit instabilen Felswänden gebildet, die je nach den Abtragungs- und Hebungsraten mal flacher und mal höher waren. Die genaue Höhe der Ur-Alpen lässt sich nicht rekonstruieren, aber wahrscheinlich erleben wir die höchste Phase gerade jetzt. Die höchsten Berge der Alpen, z.B. Mont Blanc, Dufourspitze, Matterhorn, Finsteraarhorn, Bernina und Großglockner bestehen vorwiegend aus härteren Gesteinen, wie z.B. Graniten, Amphibolit, Diorit und Gneisen. Die gesamte Hebung der alpinen Gesteinsstapel hat bisher ca. 15 bis 30 km betragen (Abb. 6.39) und die Gebirgswurzel sollte bei 1500 mNN Durchschnittshöhe in ca. 50 km Tiefe liegen. Sie liegt aber bei 60 km Tiefe, so dass die Alpenhebung etwas zurückgeblieben ist und die Alpen noch höher aufsteigen können. Diese Vorgänge sind aber noch nicht geklärt. Die Hebung der Alpen beträgt heute ca. 0,3 - 1,8 mm/a, mitverursacht durch die starke pleistozäne Erosion und durch die Gewichtsentlastung des vor 12.000 Jahren weit abgeschmolzene Gletschereis der Würm-Kaltzeit (Kap. 6.8). Die Erosionsraten liegen heute zwischen 0,2 und 0,4 mm/a, die Nettohebung liegt im Durchschnitt bei ca. 0,5 mm/a und in den Zentralalpen bei Chur und im Rhonetal bei 1 mm/a, auch weil sich dort die Flüsse schnell in die relativ weichen Bündnerschiefer einschneiden. Das sind 1000 m Nettohebung pro 1 Mio. Jahre. Im westlichen Alpenbogen ist die Hebung im Gleichgewicht zur Erosion und in den Ostalpen ist die Erosion etwas stärker.

Der isostatische Ausgleich ist erreicht, wenn nach langer Abtragung die tief in den Erdmantel eingedrückte Erdkruste und Gebirgswurzel so weit aufsteigen konnte und abgetragen wurde, dass der Auftrieb wegfällt und die Krustenverdickung bei ca. 35 - 40 km ausgeglichen ist. Ab dann, in vielleicht 30 - 40 Ma, wird das Restgebirge nur noch abgetragen. Das ist z.B. beim viel älteren und schon Ende der Perm-Zeit wieder abgetragen Variszischen Gebirge der Fall. Hochgebirge können nur bis zu einer bestimmten Grenze wachsen. Die immer stärker verdickte Kruste sinkt in den weichen Mantel tiefer ein, erwärmt sich und wird weich. Es kommt zur Delamination der unteren Lithosphäre und das hoch aufgestiegene Gebirge fließt unter seinem eigenen Gewicht in der Tiefe gravitativ auseinander. Darüber hinaus wird die mächtige Oberkruste brüchig und fällt auseinander. Dieser "Orogenkollaps" genannte Vorgang kündigt sich möglicherweise am Tibetplateau in Asien an. In den Alpen können heute Horizontalbewegungen von 0,5 mm nach Norden und 1,3 mm nach Nordosten gemessen werden.

Der starke plattentektonische Nord- und Nordwestschub von Afrika und Adria/Apulia mit der Bildung der Pyrenäen und der Alpen hat in Europa in Verbindung mit dem schwächeren Gegenschub der nordatlantischen Riftzone bei Island auch zur Bildung der Grabenbrüche des 1100 km langen **Europäischen-Känozoischen-Riftsystems** (European Central Rift System - ECRIS) beigetragen, das vom Viking- und Zentralgraben in der Nordsee über den Niederrheingraben, den Leine- und Hessengraben, den Oberrheingraben mit der Heraushebung von Vogesen und Schwarzwald bis zum Limagne- und Rhone-Bresse Graben im Süden Frankreichs und dort weiter ins Mittelmeer verläuft. Diese Gräben markieren den Beginn des Auseinanderbrechens von Europa und stehen wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit dem Rote-Meer- und mit dem Jordan-Graben. Es kann aber nicht vorhergesagt werden, ob der europäische Kontinent im Zuge des weiteren Nordschubs von Afrika wirklich auseinanderbricht, oder sich wieder zusammenschiebt und ein neues Gebirge südlich der Alpen entsteht. Der Alpenschub verursachte und beeinflusst bis heute auch die Bildung vieler tektonischer Strukturen in Mitteleuropa bis hin zu den Britischen Inseln, z.B. die Bildung von tektonischen Gräben, Bruchschollen, Mulden- und Sattelstrukturen, Verwerfungen, Schichtverbiegungen, Gesteinsklüften und die Erdbebentätigkeit. Die Abb. 6.50-1 zeigt die heutigen Alpen, Apenninen und Dinariden mit den südeuropäischen, mit den adriatisch-apulischen und mit den ozeanartigen tektonischen Einheiten, sowie die aktuellen horizontalen und vertikalen Krustenbewegungen.

Für das Alter der Alpen können 4 Möglichkeiten rekonstruiert werden:

- 1) Ab ca. 250 Ma** kam es nach dem Aufbrechen des Superkontinents Pangäa und ab ca. 180 - 170 Ma mit der Öffnung des Mittel- und des Nordatlantiks zur allmählichen Bildung der alpinen Ablagerungsräume am Südrand von Eurasia. Es begann die Ablagerung von mächtigen Flachmeer-Sedimenten und von Tiefsee-Vulkaniten, die heute weite Teile der Alpen aufbauen.
- 2) Vor ca. 135 Ma** begann die erste Einengung, als sich Adria/Apulia als eigenständige Mikroplatte von Afrika weg gegen den Penninischen Ozean und damit gegen Europa bewegte. Das führte zu einer Ozean-Kontinent Kollision mit einer nach Süden und Südosten gerichteten Subduktion des Ozeanbodens mit breiten Akkretions(Orogen)keilen und zu Überschiebungen im Ostalpin.
- 3) Vor ca. 100 Ma** verstärkte sich diese Ozean-Kontinent Kollision durch die nun beginnende Nordwanderung von Afrika gegen Adria/Apulia und gegen Eurasia. Dabei kam es zur tiefen und südgerichteten Subduktion von großen Bereichen der Ozeanböden mit mächtigen Gesteinsüberschiebungen und Aufstapelungen. Das führte zu einer Krustenverkürzung mit einer starken horizontalen Süd-Nord-Einengung des Gebiets und es begann die eigentliche Orogenese der Alpen.
- 4) Vor 50 – 20 Ma** begann nach der Schließung der Penninischen Ozeane die Kontinent-Kontinent Kollision von Eurasia mit Adria. Die dabei entstandene Erdkrustenverdickung auf über 60 km am südeuropäischen Kontinentalrand führte ab ca. 35 - 30 Ma in Verbindung mit mehreren Plattenabrissen zu einer starken isostatischen Hebung mit Erosion und vor ca. 10 - 7 Ma wurden die Alpen nach einer weiteren statischen Hebung zum heutigen Hochgebirge.

Häufig wird die 100 Ma-Marke als Geburtsdatum der Alpen genannt.

Die Gesteinskomplexe, die am Bau der Alpen beteiligt sind, können bezüglich ihres Alters und ihrer Entstehung in sechs Gruppen eingeteilt werden (Abb. 6.31):

1. Ehemaliges variszisches Grundgebirge: bei der variszischen Orogenese im Karbon verformte und/oder metamorph überprägte Gesteine. Der variszische Metamorphosegrad geht von unmetamorph bis eklogit- und granulitfaziell.
 2. Ehemalige Bedeckung des variszischen Grundgebirges (Perm-Mesozoikum-Känozoikum): vorwiegend Sedimentgesteine, untergeordnet Vulkanite.
 3. Mesozoische Ophiolithe, also ehemalige Ozeanböden (v.a. Serpentin, Gabbro, Basalt).
 4. Ehemalige Sedimentbedeckung der mesozoischen Ozeanböden.
 5. Paläogen und Neogen Intrusiva, meist Tonalit und Granodiorit.
 6. Posttektonische Sedimentbedeckung mit untergeordneten Vulkaniten (meist Paläogen/Neogen).
- Nr. 1 bis 4 können alpin metamorph oder unmetamorph vorliegen („alpin“ bedeutet, dass die Metamorphose während der alpinen Orogenese stattfand, also seit dem späten Jura). Ehemaliges variszisches Grundgebirge kann also polymetamorph sein, d.h., mehrere Zyklen von Metamorphose mitgemacht haben.

Text ergänzt aus: N. Froizheim, Geologie der Alpen Teil 1: Allgemeines und Ostalpin, Univ. Bonn.

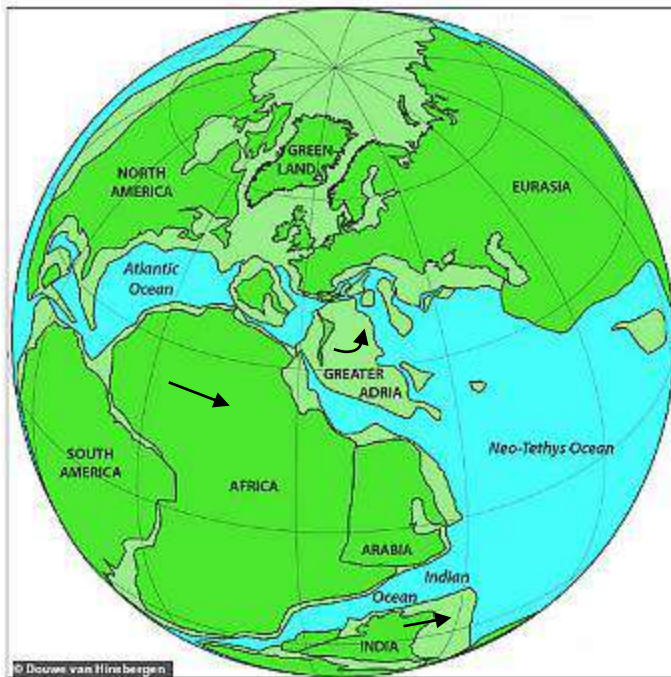


Abb. 6.26: Lage von Greater Adria in der westlichen Bucht des Neotethys Ozeans vor 140 Ma.

In einer Veröffentlichung von 2019 wird die Adriatisch-Apulische Mikroplatte zusammen mit dem großen südlichen und östlichen Teil "Greater Adria" genannt und als "heute nahezu versunkener Mikrokontinent" bezeichnet. Greater Adria (Adria-Apulia) wurde von der Trias bis zur Kreide überwiegend von tropisch-warmen Flachmeeren mit Riff-Lagunen bedeckt und es kam dort zu mächtigen Kalk-, Dolomit- und Mergelablagerungen aus Flachwasser-, Becken- und Riffschutt-Sedimenten. Dieser kleine Kontinent begann sich vor etwa 160 Ma vom Afrika abzulösen, ist zunächst noch nach Osten und dann nach Norden gewandert. Vor 120 Ma stieß Greater Adria mit Europa und mit Kleinasien zusammen und die im Norden an der Oberfläche abgelagerten und marinen Sedimente wurden bei dieser Kollision abgeschabt und bilden heute die Südalpen und die Dinariden. Ein südlich gelegener Teil bildet einen Streifen von Turin über den Apennin und die Adria bis zum italienischen Stiefelabsatz. Der größte Teil dieser Lithosphärenplatte wurde aber bei der alpinen Kontinentkollision stark fragmentiert und unter Südeuropa bis zu 1500 km tief in den Erdmantel gezogen. Reste der abgeschabten Plattenfragmente (u.a. Ophiolithe - Meeresboden) sind in den Gebirgen der Balkanstaaten, in Griechenland und in der Türkei bis hin zum Kaukasus erhalten geblieben. (Abb. 6.26-1). Hellgrün = oft überflutete Schelfbereiche.

Grafik ergänzt aus: Douwe van Hinsbergen et al. (2019).

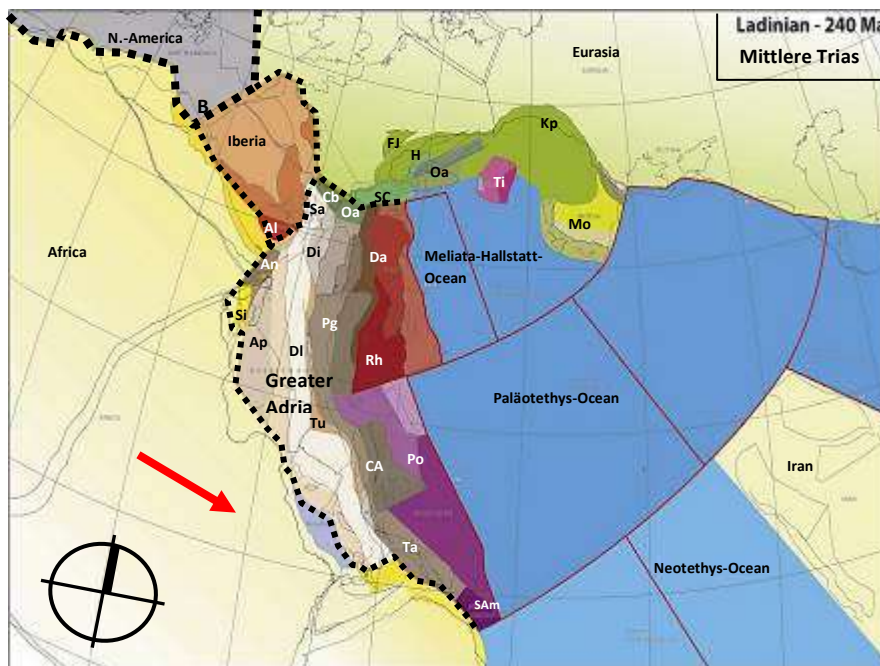
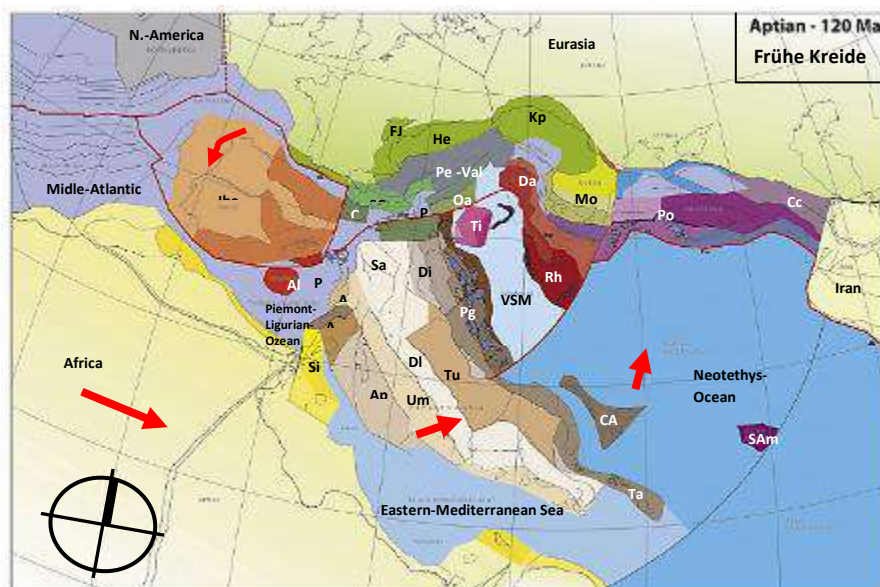


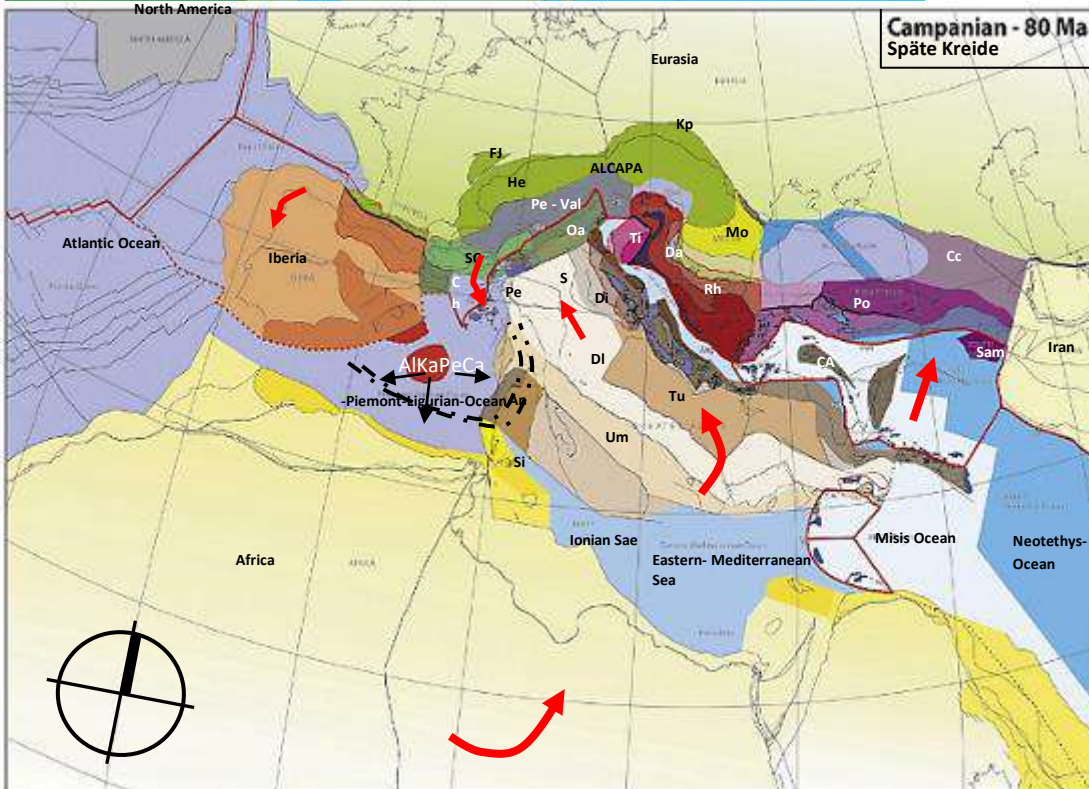
Abb. 6.26-1: Greater Adria, 240 Ma – Present.

Die Wanderung der Sedimentationsgebiete und der Plattenfragmente von Greater Adria vor 240, 140, 120, 80 Ma und die heutige Lage.

ALCAPA Alpine-Carpatische-Pannonische Region
 Al AlKaPeCa
 An Apennin
 Ap Apulia
 B entstehende Bruchzonen vom sich öffnenden Mittelatlantik nach Osten
 CA Central Anatolia
 Cb Calabria
 Cc Caucaisa
 Da Dacia
 Di Dinariden
 DI Dalmatia,
 FJ Falten-Jura
 He Helvetikum
 Grün europäischer passiver Kontinentalrand
 HI = Heleniden
 Kp Karpaten
 Mo Moesia
 Oa Ostalpin,
 Pe Penninikum
 Pg Pelagonia
 Po Pontiden
 Rh Rhodopia
 Sa Südalpin,
 SAm Süd-Armenien
 SC Sardinia-Corsica, Briançonnais
 Si Sicilia
 Ta Tauriden
 Ti Tisza
 Tu Tuscan
 Um Umbria
 Val Valais
 VSM Vardar-Sava-Meer
 Zg =Zagros



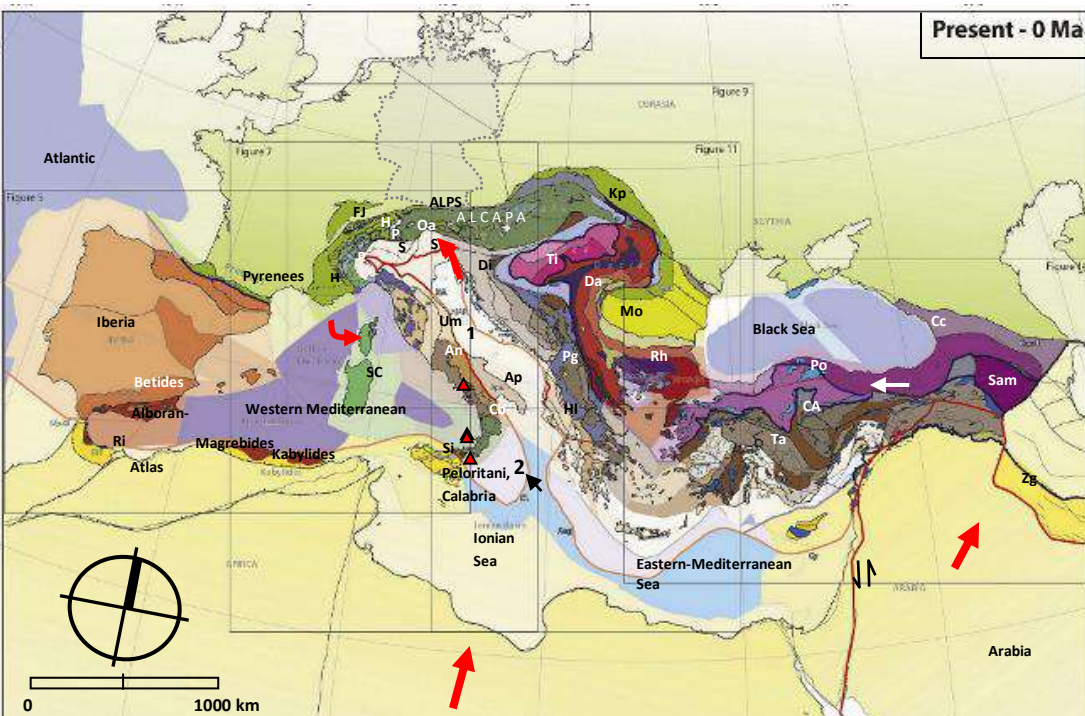
Fortsetzung nächste Seite.



AlKaPeCa = südost-iberischer Kontinentsplitter (Terrane), der vor ca. 20 Ma zerfallen und dessen Fragmente nach Nordafrika und Sizilien-Süditalien gewandert sind, -> Alborán-Meer, Costa del Sol in Spanien, Kabyliides in Algerien, Monte Peloritani auf Sizilien und Calabria in Süditalien.

▲ zugehörige Vulkane der Liparischen Inseln und Vesuv/Phlegräische Felder. Der Ätna auf Ostsizilien ist vermutlich ein basaltischer Hotspot-Vulkan. Neben der Bedrohung durch einen Ausbruch besteht dort auch die Gefahr eines großen Erdbebens mit Tsunami, wie er vor 8000 Jahren schon einmal vorgekommen ist.

1 = heutige Flyschablagerung aus dem Apennin.
2 = Subduktion ozeanischer Kruste der Resttethys mit Akkretionskeil.



Die paläotektonischen Karten verdeutlichen die Verschiebungen und Fragmentierungen der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte und weiterer Mikroplatten im Zuge der Alpenbildung und zeigen die tektonische Komplexität der alpinen Gebirge von Nordafrika bis nach Vorderasien. Detaillierte Beschreibung der Vorgänge siehe Abb. 6.30-1.

Grafiken ergänzt. Details und die umfangreiche Kartenlegende sind nachzulesen bei: Douwe J.J. van Hinsbergen et al. (2019): *Orogenic architecture of the Mediterranean region and tectonic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic*. – Univ. Utrecht/NL, Gondwana Research, Sept. 2019, Elsevier und DIE WELT.

<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X19302230>

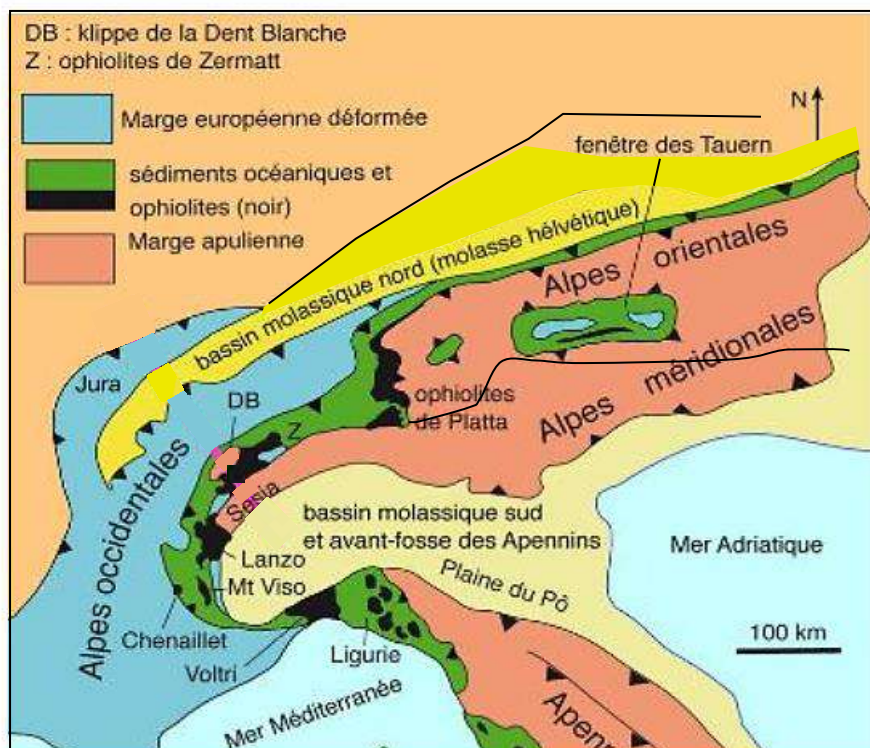


Abb. 6.28: Geographische Grobgliederung der Alpen mit dem penninischen Ophiolith-Gürtel.

Die Karte zeigt die West-, Ost- und Südalpen mit den Molassegebieten. Grün und Schwarz hervorgehoben sind die an der Oberfläche liegenden ozeanischen Sedimente des Penninikums mit den Ophiolithen (Ophiolith-Gürtel, Abb. 6.34). Die Ophiolithe markieren hier die Suture (Naht) der kollidierten Kontinente Adria/Apulien und Europa. Große Ophiolith-Vorkommen gibt es auch in den alpinen Gebirgen auf dem Balkan, in Griechenland und in der Türkei (Abb. 6.50-1).

Grafik ergänzt aus: Christian Nicollet: *TP Alpes: reconstitution de L'histoire géologique*, BCPST et 2 Géologie Ed Dunod Géosciences Ed Berlin.

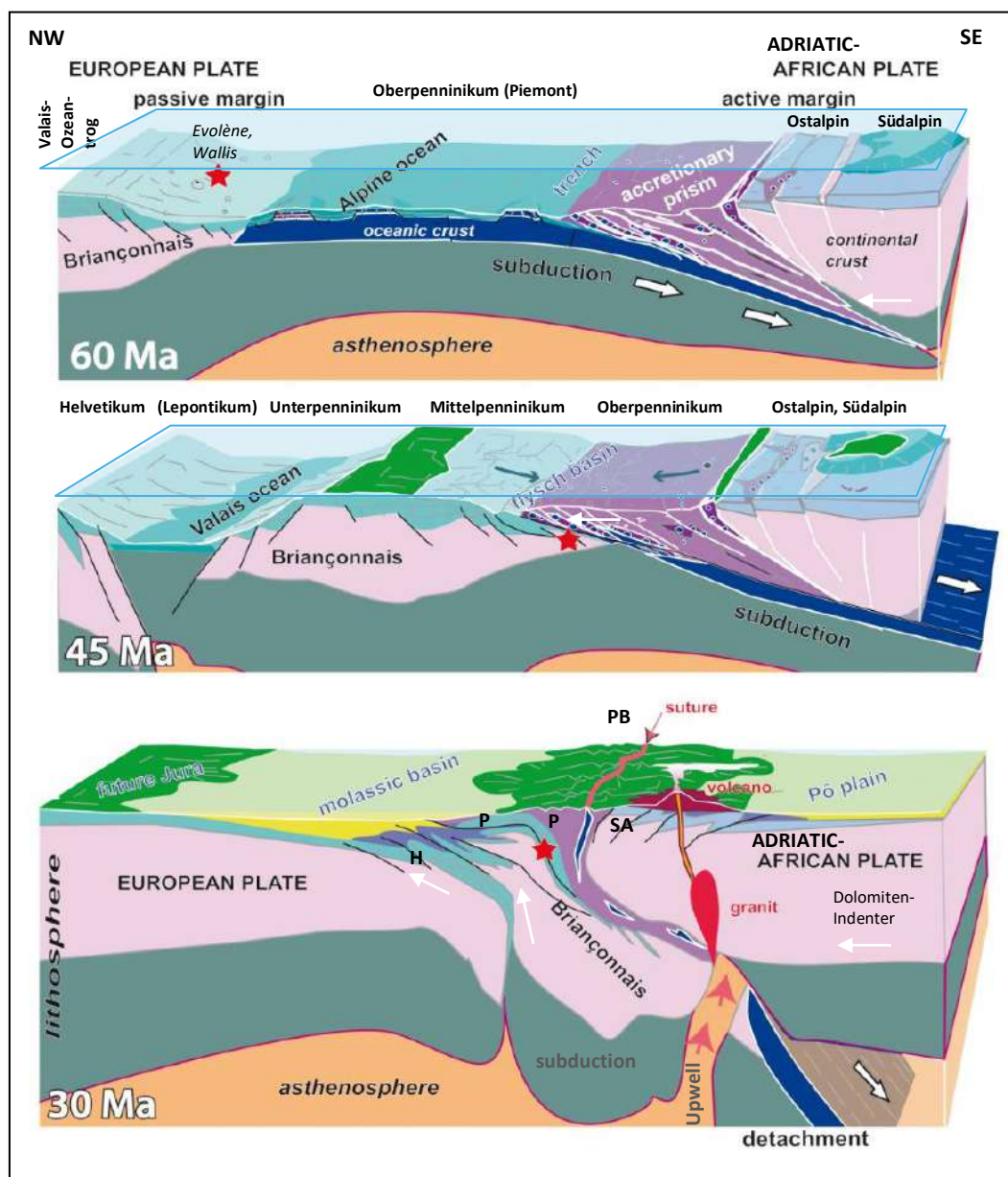


Abb. 6.29: Paläotektonische 3D-Rekonstruktion der Schließung des Penninischen Ozeans für den Bereich der Westschweiz.

Ab ca. 120 Ma wurde der oberpenninische Ozeanboden aus Magmatiten und Tiefseesedimenten durch den Nordschub der Adriatisch-Apulischen Platte nach Süden und Südosten unter diese tief subduziert und es begann die Schließung dieses Ozeans (Ozean-Kontinent Kollision). Zur Zeit der zweiten Kompressionsphase der Alpenbildung wurden vor ca. 60 bzw. 45 Ma der oberpenninische Piemont-Ozean und der unterpenninische Valais-Trog geschlossen. Die Bildfolge zeigt diese Subduktion mit der Bildung eines Tiefseegrabens mit Flyschbecken und mit der Bildung von Akkretionskeilen (accretionary prism). Die dabei abgeschabten und abgesicherten ozeanischen Sedimente und Magmatite wurden in den Erdmantel versenkt, metamorphorisiert und später teils als penninische Gesteinsdecken wieder gehoben und nach Norden und Westen über das dabei mitüberschobene Briançonnais und über das Helvetikum auf den Südrand der Europäischen Platte geschoben. Vor ca. 32 Ma hat ein Plattenabriss bei der Kontinent-Kontinent Kollision in der Tiefe die damals beginnende isostatische Hebung und damit die Erosion der Alpen über dem Meeresspiegel noch beschleunigt. Material aus der Asthenosphäre konnte aufsteigen und hat granitische Plutone und Vulkanite in und auf der Erdkruste gebildet. PB = Periadriatische Bruchzone, Trennung zwischen Europäischer und Adriatischer Platte; H = Helvetikum; P = Penninikum; SA = Südalpin; ★ Lage der Gemeinde Evolène im Wallis.

Grafik ergänzt aus: Evolène Geo. *Geology of Val d'Herens*. Evolène-Région Tourisme. Place du Clos Lombard 6, 1883 Evolène, Wallis, Swiss. <https://www.evolene-geologie.ch/geology/geology-herens-159.html>

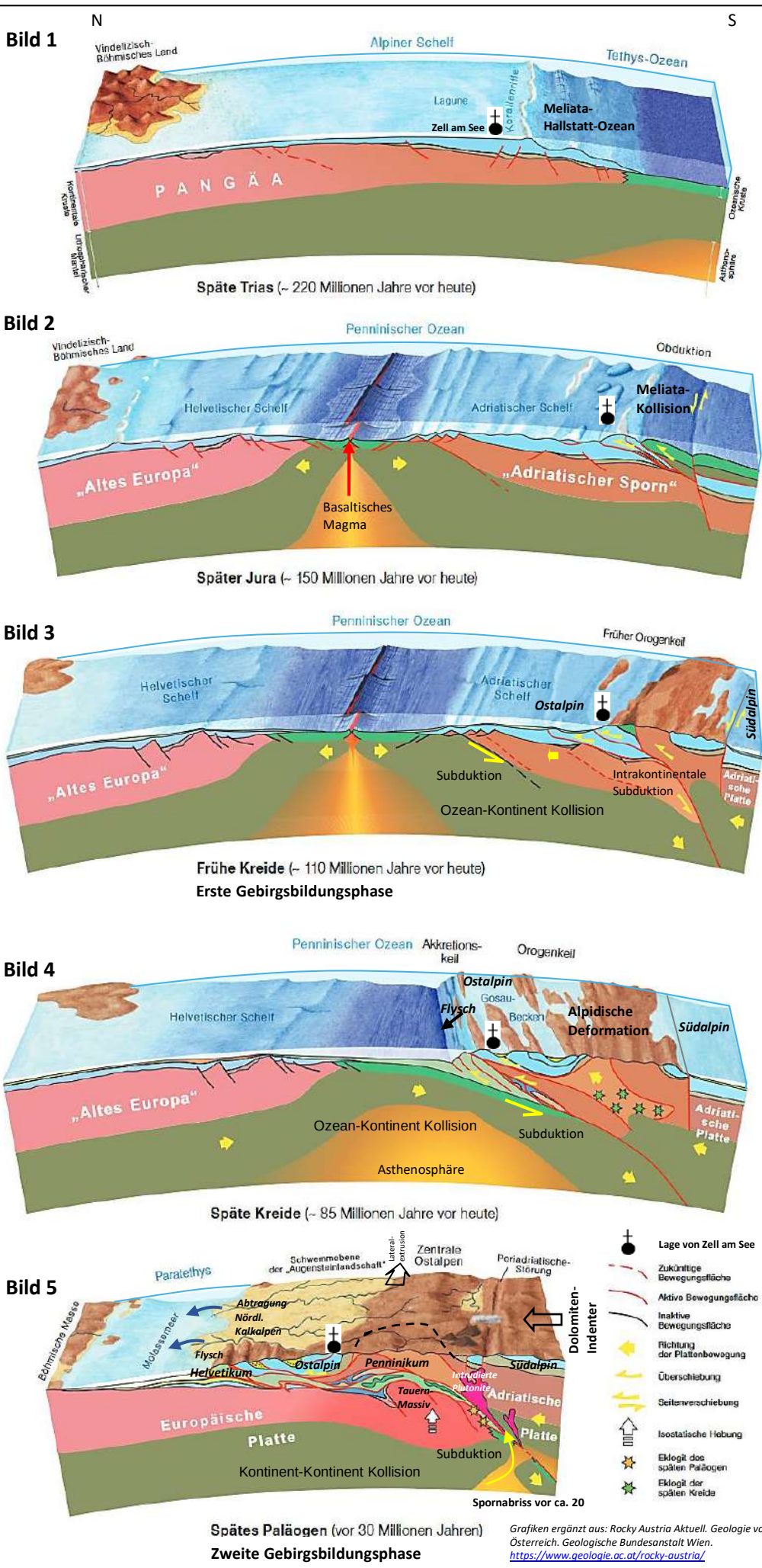


Abb. 6.29-1: Paläotektonische 3D-Rekonstruktion der Bildung und Schließung des Penninischen Ozeans für den Bereich der Ostalpen (Tauernfenster).

Bild 1: In der Trias-Zeit lag südlich des Vindelizisch-Böhmischen Landes der alpine Kontinentalschelf als warmes und flach-lagunäres Randmeer des tiefen und westlichen Tethys-Ozeans. Dort wurden in Gezeitenbereichen (Watt) und Flachmeeren große Mengen an Kalkschlämmen mit Kalkschalenresten von Meerestieren (Algen, Korallen, Schwämme, Muscheln etc.) und mit Tonen und Tonmergel abgelagert, die zu Gesteinen verfestigt heute die Kalkalpen bilden.

Bild 2: In der Jura-Zeit kam es mit der Ostwanderung von Afrika im Zuge des Zerfalls des Superkontinents Pangäa und mit der Öffnung des Mittelatlantiks im westlichsten Ausläufer der Neotethys zu einer Erdkrustendehnung. Dort entstand zwischen Europa und Adria/Apulien der Oberpenninische Ozean, dessen dünne Erdkruste sich durch Riftbildungen mit dem untermeerischen Austreten basaltischer Magmatite stetig verbreitert hat. Der kontinentale Flachwasser-Südrand von Europa wird Helvetischer Schelf bzw. -Sedimentationsraum genannt und südlich des tiefmarinen Penninischen Ozeans befand sich auf dem Adriatischen Sporn seit der Mittleren Trias ein kontinentaler Flachschelf mit den ostalpinen und den südalpinen Sedimentationsräumen. Vom Vardar-Ozean ausgehend gab es erste Überschiebungen auf den Adriatischen Schelf.

Bild 3: Die Sedimentablagerungen auf den Schelfen und die sedimentär-magmatischen Ablagerungen in den tiefen Ozeanbecken wurden breiter und mächtiger. Mit der Überschiebung eines Teils der Adriatischen Platte auf den ostalpinen Schelf kam es zur ersten Gebirgsbildungsphase mit Überschiebungen und Auffaltungen und zur Bildung erster Festländer. Die Schließung des Penninischen Ozeans durch diesen Plattenschub von Südosten begann.

Bild 4: Der Oberpenninische Ozean wurde durch den Subduktionsschub der Adriatischen Platte schon deutlich verkleinert und verschwanden vor ca. 60 Ma. Der penninische Ozeanboden wurde überschoben und größtenteils in den Erdmantel unter die Adriatische Platte gezogen. An der Subduktionszone bildeten sich mächtige Akkretionskeile aus den Ablagerungen und mit Flyschsedimenten aus der Abtragung der aufsteigenden Inseln und Festländer. In der Tiefe kam es zur Überschiebung und zur metamorphen Umwandlung der versenkten Gesteine. Im Gosau-Becken wurde von der Späten Kreide bis ins Eozän der Abtragungsschutt der bergigen Inselwelt abgelagert.

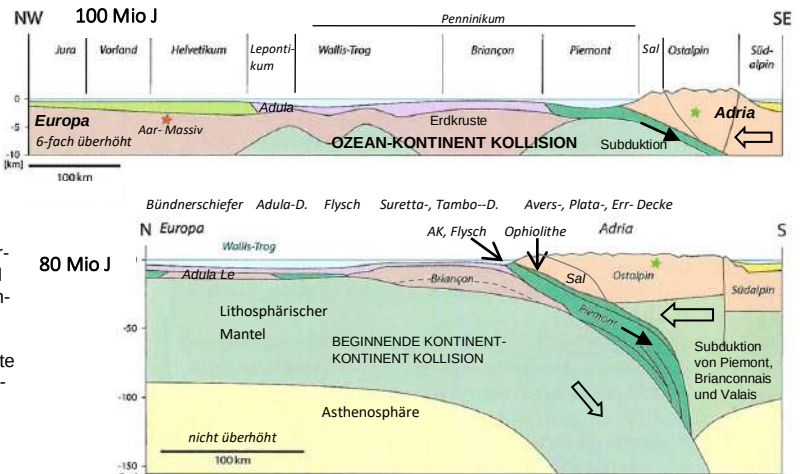
Bild 5: Die Adriatische Platte mit dem Ostalpin wurde weit nach Norden auf den Südrand der Europäischen Platte geschoben und hat, in mehrere Decken zerlegt, die Ablagerungen des Helvetikums und des darüberliegenden Penninikums überschoben (Kontinent-Kontinent Kollision). Der Dolomiten-Indenter wurde nach Norden geschoben und hat die Lateralextrusion der Ostalpen ausgelöst (Abb. 6.23). Damit begann sich vor ca. 50 Ma der Kristallindom unter den Tauern zu heben und das Oberostalpin ist von dort nach Norden "abgeglitten". Mit der Subduktion und dem Abreißen des europäischen Plattensporns im Erdmantel vor ca. 33 - 30 Ma beschleunigten sich die Hebung und die Abtragung und die Ablagerung der Erosionsprodukte ging vom schmalen und tiefen Flyschstadium in das flache und breitere Molassestadium in den Vorländern der Alpen über. Weitere Plattenabrisse in den Ost- und Westalpen unterstützten die zweite Gebirgsbildungsphase mit der Hauptheraushebung der Alpen zum heutigen Hochgebirge.

Gebirgsbildung im Bereich der Ostschweiz

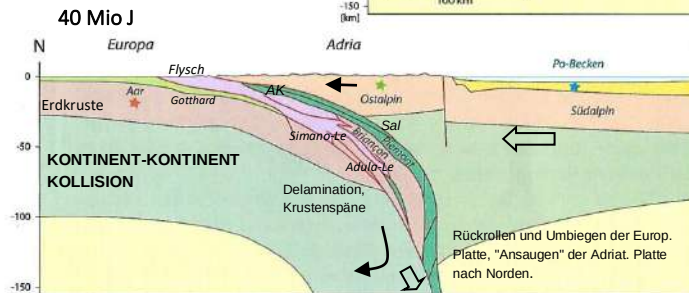
Durch den Nordschub von Adria/Apulia und etwas später von Afrika begann sich der oberpenninische Piemont-Ozean vor ca. 130 Ma an einer nach Süden und Südosten unter das Ostalpin abtauchenden Subduktionszone wieder zu schließen.

Der Piemont-Ozean ist kurz vor der Schließung. Die basaltisch-ozeanische Kruste mit den Tiefseesedimenten und das Salassikum wurden unter Bildung eines Akkretionskeils (AK) übereinander geschoben, großteils in den Lithosphärischen Erdmantel gezogen (subduziert), überschoben, gestapelt und oft unter Eklogitbildung metamorphisiert. Teile davon wurden später wieder gehoben (obduziert) und von den ostalpinen Gesteinsdecken weiter überschoben. Im teils flach- und teils tiefmarinen Briançonnais hat die Subduktion begonnen. In den langgezogenen aber schmalen Tiefseegräben am Subduktionsrand wurde der Erosionsschutt als Flysch abgelagert. Der Flysch wirkte wegen seines hohen Tongehalts wie ein Schmiermittel und unterstützte als Deckentrenner das Gleiten der Überschiebungsdecken.

Der Piemont-Ozean, die mittelpenninische Briançonnais-Schwelle und der unterpenninische Valais-Trog wurden komplett von der Adriatischen Platte überschoben und die kleinen Ozeane sind verschwunden. Die versenkten ozeanischen und kontinentalen Krustenteile und die zugehörigen Sedimente wurden in der Tiefe weiter überschoben, später zum Teil wieder gehoben und liegen als metamorphe Gesteine unter den ostalpinen Überschiebungsdecken. Die Subduktion und Unterplattung hat den europäischen Kontinentalrand erreicht und die Umbiegung der Europäischen Platte wandert weiter nach Norden (Plattenrückrollgebirge, Abb. 6.6).

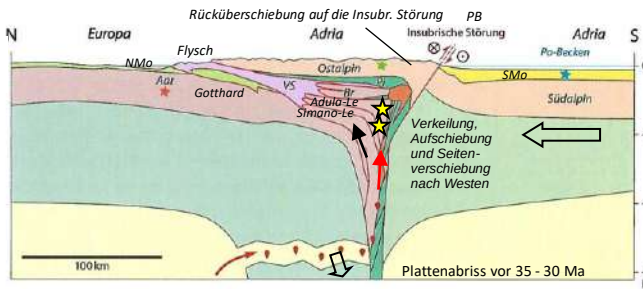


80 Mio J

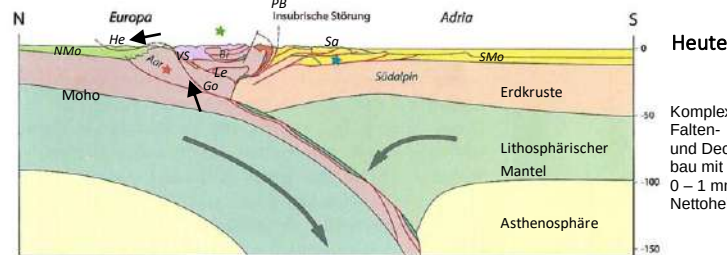
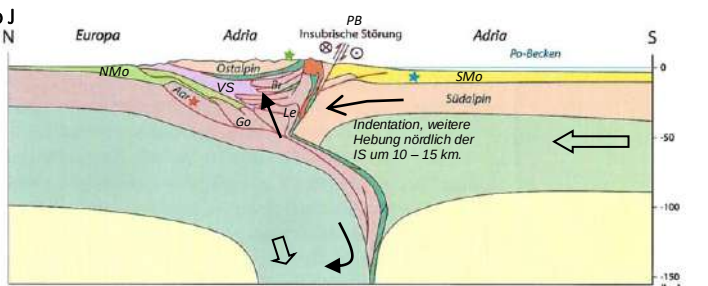


Ab 35 Ma wurde die Europäische Platte stärker in die Subduktion miteinbezogen und verlangsamt bzw. stoppte diese wegen ihrer größeren Steifigkeit. Die sich im Alpenraum zunehmend aufgestapelte und stark verdickende Erdkruste drückte sich tief in den südeuropäischen Erdmantel ein und der isostatische Aufstieg und Ausgleich in Verbindung mit der Abtragung begann. Einige subduzierte und sich lösende Erdkrustenspanne wurden übereinandergestapelt, stiegen wieder auf und bildeten Überschiebungsdecken.

32 Mio J



19 Mio J



NMo Nordalpine Molasse
SMo Südalpine Molasse
Sa Südalpin
Sal Salassikum (früher Unterostalpin)
Pe Penninikum-Sedimente
Br Briançonnais (Mittelpenninikum)
Le Lepontikum (früher Subpennin.)

VS Valais (Unterpenninikum, oft Bündnerschiefer)
Go Gotthard-Decke (oberhelvetisches Kristallin)
He Oberhelvetikum-Sedimente
Aar Aar-Massiv (unterhelvetisches Kristallin)
PB Periadriatisches (Insubrisches) Bruchsystem
AK Akkretionskeil (Bündnerschiefer, Ophiolithe, kristallines Grundgebirge)

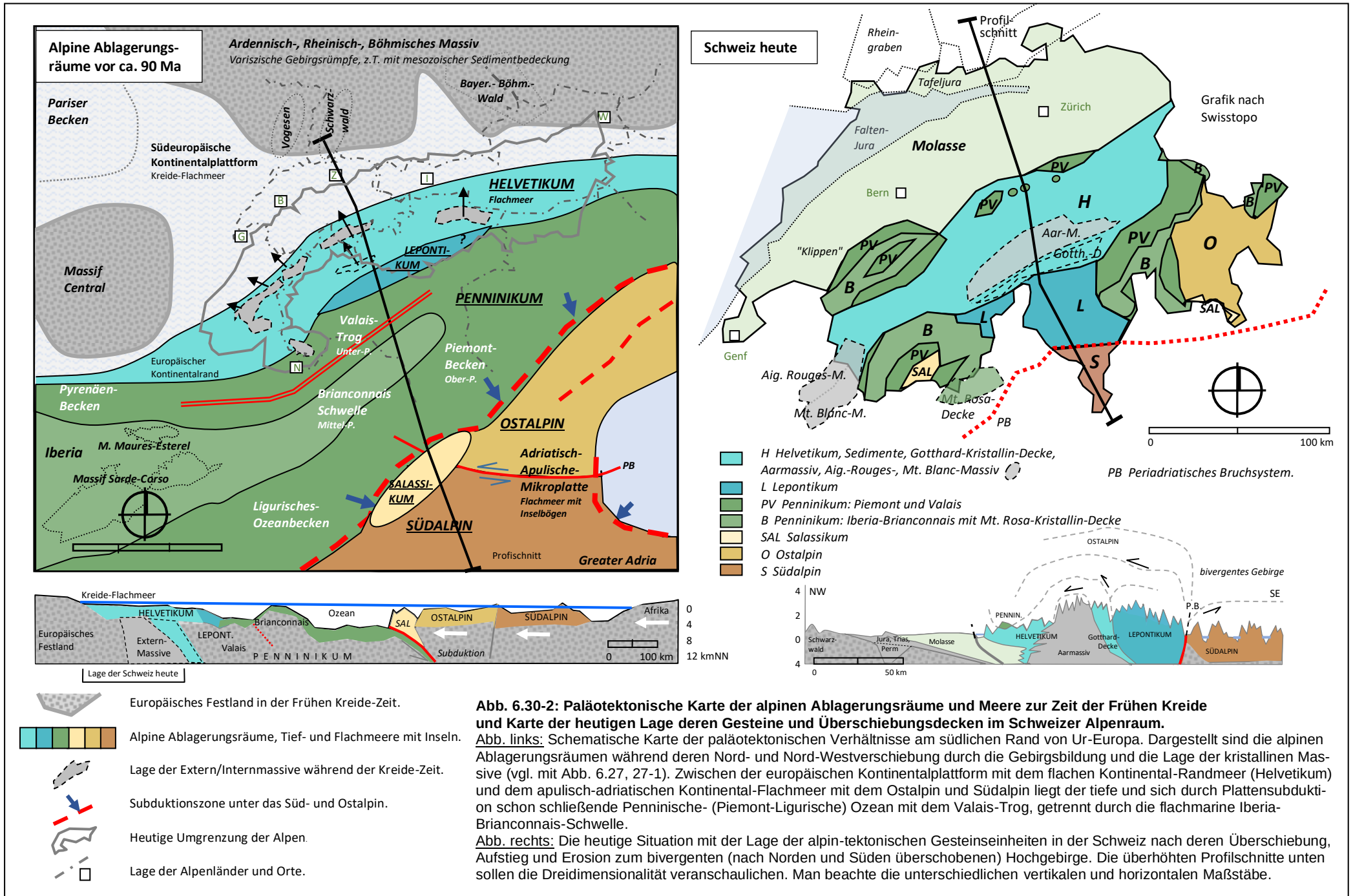


Die alpinen Decken schoben sich weiter auf Südeuropa und die Platten begannen sich zu verkeilen. Der tief subduzierte und schwere europäisch-ozeanische Plattensporn riss durch die Zerrspannung ab und versank in der Tiefe. Das führte zu einer Entlastung, Rückfederung und zu Sogeffekten mit einer beschleunigten Hebung und Abtragung der jungen Alpen. In die entstehende Lücke zwischen den Plattenteilen strömte Material der plastischen und auch fließfähigen Asthenosphäre ein. Die sich dabei bildenden, leichten Schmelztropfen stiegen in die Kruste auf und kristallisierten in der Tiefe langsam zu Granitintrusionen (z.B. Bergell) aus. Die Flysch-Sedimentation in den sich schließenden Meeresrinnen ging bis vor ca. 22 Ma in die flache und breite Molasse-Sedimentation (N-SMo) in den Vorländern über. Dort wurde der Abtragungsschutt der sich nun stärker hebenden Alpen abgelagert und es kam vor ca. 25 Ma zu ersten Überschiebungen im Helvetikum. Der adriatische Keil (Insubrischer- und Dolomiten-Indenter) wurde stärker nach Nordwesten und Norden in die europäische Kruste geschoben und es bildete sich der Westalpenbogen. Dabei wurde auch das Periadriatische Bruchsystem (PB) reaktiviert und es kam dort zu einer rechtsdrehenden Verschiebung um 150 km mit einer Hebung des nördlich liegenden Bereichs um ca. 15 - 20 km. Die südalpinen Gesteinsdecken wurden dabei nach Süden rücküberschoben und es bildete sich das tektonisch bivergente Alpengebirge. Die ostalpinen Decken schoben sich über 100 km weit nach Norden.

Der adriatische Keil wurde weiter nach Norden geschoben und die Deformation der tektonischen Einheiten nördlich und südlich des Periadriatischen Bruchsystems nahm zu. Der nördlich der Störung liegende Bereich, z.B. der hochmetamorphe Lepontinische Dom, wurde dabei mit 1 - 2 mm/a weiter gehoben und das Ostalpin und das Salassikum in der Westschweiz wurden abgetragen. Damit ist der vor ca. 33 Ma eingeschmolzene Bergell-Pluton aus Granodiorit und Tonalit an die Oberfläche gekommen und wurde mit den penninischen Decken weiter abgetragen. Das Aar-Massiv wurde zusammen mit den angrenzenden und darüberliegenden oberhelvetischen Decken herausgewölbt, die Decken glitten weit nach Norden ab und wurden dabei stark verschuppt und verfalltet (Säntis). Diese Überschiebungen nach Norden und Nordwesten stauchten, falteten und überführten auch Teile der Nordalpinen (Subalpinen) Molasse. Die Alpen wurden zum Hochgebirge und die Verwitterung und die Erosion nahm zu.

Abb. 6.30-1: Paläotektonische Rekonstruktion für den Bereich der heutigen Zentralalpen von der Späten Kreide-Zeit bis heute.

Die nicht überhöhten Tiefenschnitte zeigen die Entwicklung der Deckentektonik im Bereich der Ostschweiz und in Norditalien von vor 90 Ma bis heute. Die Teile des Penninischen Ozeans schlossen sich vor ca. 55 - 45 Ma in Etappen. Die mächtigen Sediment- und Basaltgesteine der breiten alpinen Ablagerungsräume und Teile des kristallinen Basementes wurden über die Jahrmillionen durch den Schub der Adriatisch-Apulischen Platte und des afrikanischen Kontinents z.T. subduziert, zusammengeschoben, z.T. wieder obduziert, gefaltet und überschoben. Seit ca. 34 Ma werden diese Gesteine im Zusammenhang mit Plattenabbrissen zum heutigen Alpengebirge gehoben und der Abtragung ausgesetzt. Grafiken ergänzt aus: O.A. Pfiffner (2019): *Landschaften und Geologie der Schweiz*, 1. Aufl., Haupt, Bern.



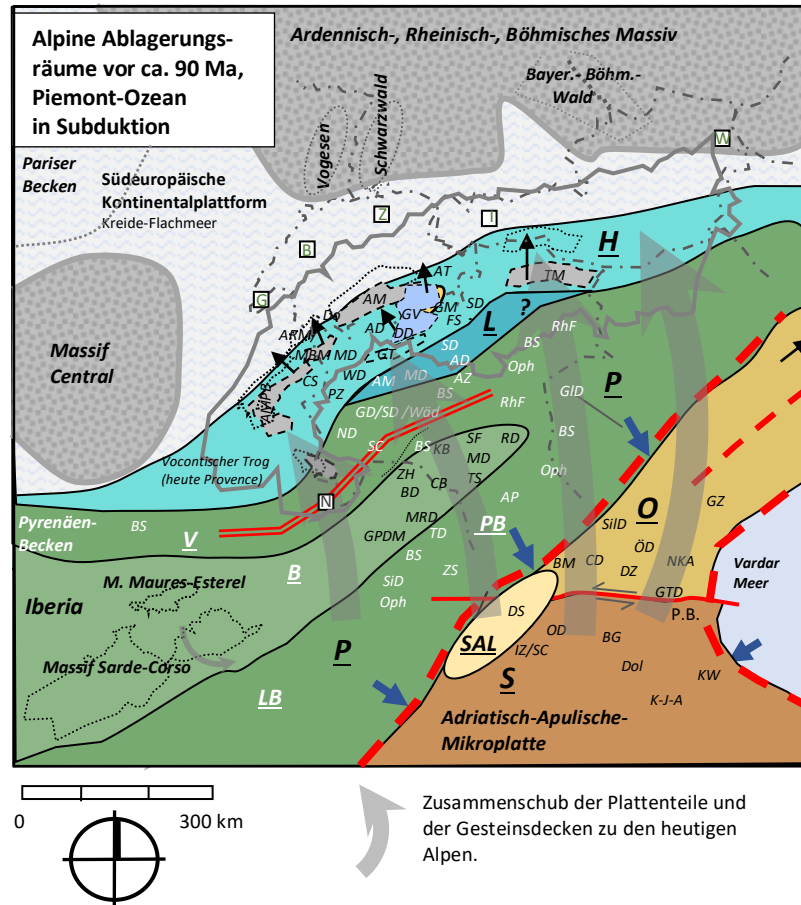


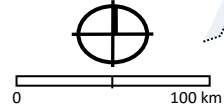
Abb. 6.30-3: Karten der alpinen Ablagerungsräume mit den tektonischen Decken zur Zeit der Frühen Kreide und die heutige Lage der Überschiebungsdecken im Schweizer Alpenraum.

Karten wie bei Abb. 6.30-1, zusätzlich mit der Lage einiger alpiner Gesteinsdecken zur Zeit ihrer Ablagerung (links) und deren heutige Lage nach der Faltung und Überschiebung (rechts). Kartenlegende siehe Abb. 6.30-2.

Grafiken mit Daten und Ausschnitten aus: Tektonische Karte der Schweiz, 1 : 500 000, Bundesamt für Landestopographie, swisstopo, 3084 Wabern und mit Daten aus: O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen, 4. Auflage, Haupt, Bern und aus M.P. Gwinner (1971): Geologie der Alpen, Schweizerbart, Stuttgart.

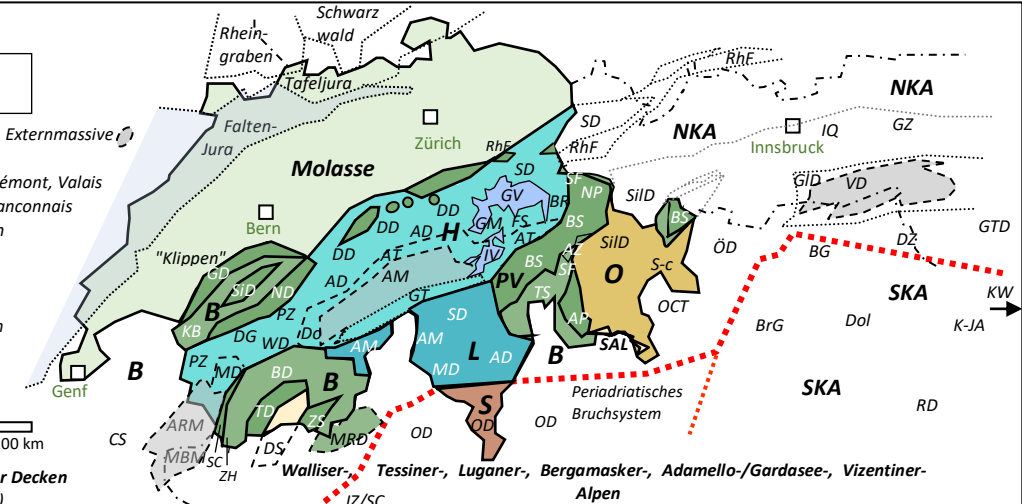
Schweiz heute

- H Helvetikum, Externmassive
- L Lepontikum
- PV Pennin.: Piemont, Valais
- B Pennin.: Briançonnais
- Sal Salassikum
- O Ostalpin
- S Südalpin
- Autochthon, Parautochthon



Auswahl tektonischer Decken (jeweils alphabetisch)

Helvetikum	Unter- und Oberhelvetikum	AD-DD-SD Axen-, Drusberg-, Säntis-Decke (OH) AT Autochthon, Parautochthon, Tschep-Schuppe (UH) BR Bad-Ragaz-Decke (UH) CS Chaines Subalpines (UH) DG Diablerets-, Mt. Gond-, und Gellhorn-Decke (OH) FS Subalpiner Flysch und Sardona-Decke (UH) GM Glarner-(Schilt)-, Mürtchen-Decken (OH) GT Gotthard- und Tavetscher-Kristallin-Decke (OH) GV-IV Glarner-, Ilanzer-, Tavetscher Verrucano (OH) MD-Do Morcles-, Doldenh.-Decke, Autochth.-Paraut. (UH) PZ Pilon-Melangezone (OH) WD Wildhorn-Decke (OH)
		AM Antigorio-, Mt. Leone-, Lebendun-Decke AD Adula-Decke MD Maggia-Decke SD Simano-Decke
Lepontikum	Valais Unterpenninikum	BS Bündnerschiefer - Schistes-Lustres (Aul-, Vals-, Tomül-, Grava-Decke) und Misoxer Zone GD-Sch-Wäd Gurnigel-, Schlieren-, Wägitaler-Decke (Flysch) GID Glockner-Decke NP Nordpenninischer Flysch (Prättigau-Flysch) ND Niesen-Decke (Flysch) RhF Rhodanubischer Flysch (Üntschen-, Sigiswang-Decke) SC Zone Sion-Courmayeur
		BD Bernhard-Decke = Siviez-Mischabel-D., Mt.-Fort-Decke CB Cimes-Blanches-, Frilhorn-Decke KB Klippen-, Breccien-Decke MRD Mt. Rosa-Kristallin-Decke SF Schamser-, Falknis-, Sulzfluh-, Tasna-Decke TS Tambo-, Suretta-Decke ZH Zone Houlliere-Decke, Pontis-Ruginenta-Decke
Penninikum	Briançonnais Mittel-	AP Avers-, Plata-Decke AZ Arosa-Zone Oph Ophiolithe SiD Simmen-Decke (Flysch) TD Tsaté-Decke ZS Zermatt-Saas-Decke (Schistes-Lustres, Ophiolithe etc.)
Piemont Ober-		



Sal.	Unter- und Oberostalpin	DS Dt. Blanche-, Mt. Mary-Decke, Sesia-Zone mit Diorit-Kinzigt-Zone im Wallis und im Piemont. Margna-, Sella-Decke (MS) in der Ostschweiz
		BM Bernina-, Err-, Ela-Decke (Unterostalpin -UO) IQ Innsbrucker Quarzphyllit (UO, OO ?) DZ Drau-Zug, Nord-Karawanken (Wurzel Oberostalpin -OO)* GTD Gurktaler-Decke (OO) GZ Grauwacken-Zone (OO) NKA Nördliche Kalkalpen (Inntal-, Lechtal-, Allgäu-Decke) (OO) OCT Ortlter-, Campo-, Tonale-Decke (OO) ÖD Ötztal-Decke (OO) S-c S-charl-Decke (OO) SiD Silvretta-Decke (OO)
Südalpin		BG Brixen-Granit BrG Brenta-Gruppe* Dol Dolomiten* (Brixner Quarzphyllit, Bozener Quarzporphyr, permomesozoische und känozoische Sedimente - SKA) IZ/SC Ivrea-Zone, Strona Ceneri-Zone K-JA Karnische- und Julische Alpen* KW Süd-Karawanken* OD Orobische Decken * = Südliche Kalkalpen (SKA)

Auswahl Kristallin-Massive

Helvetikum		AM Aar-Massiv (UH) (Gotthard Decke (OH) siehe helvetische Decken) AMPB Argentara/Mercantour-, Pelvoux-, Belledonne-Massiv (UH) ARM/MBM Aiguilles-Rouges-, Mont-Blanc-Massiv (UH) VD Venediger-Kristallin-Deckensystem im Tauernfenster (UH)
		Bri. GPDM Gran-Paradiso-, Dora-Maira-Massiv (MP)

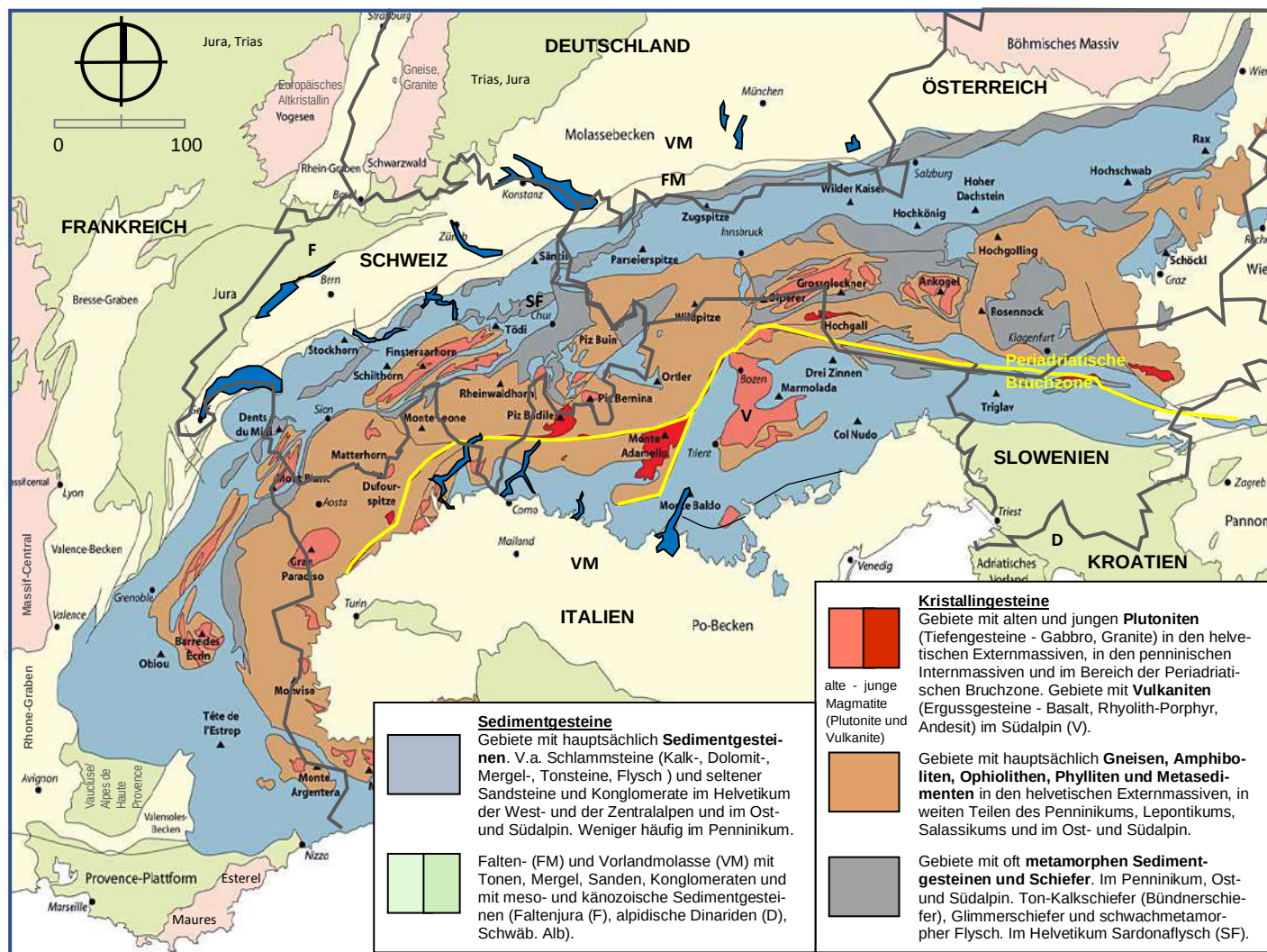


Abb. 6.31: Gesteinsverbände und Gesteinsarten in den Alpen.

Die Karte zeigt die Verbreitung der Hauptgesteinsarten in den Alpen. Siehe auch Abb. 27. Verändert und ergänzt aus: J. Meyer, Th. Schreiber (2011): Achtung Stein! Teil 1, in bergundsteigen 2/2011. Nach O.A. Pfiffner (2010): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.



Bild: [Mmparedes, Basalto1](#), CC BY-SA 3.0

Basalte: Dünflüssige, SiO_2 -arme (basische) und dunkle Ergussgesteine (Vulkanite aus Plagioklas, Pyroxen und Olivin). Auf dem Festland und weltweit untermeerisch an ozeanischen Riftzonen austretend und zu feinkörniger Kissenlava kristallisierend. Bilden zusammen mit dem gleich zusammengesetzten Tiefengestein **Gabbro** (Plutonit) und mit Sedimenten die tiefen und breiten Ozeanböden. Diese wurden oft fragmentiert in alpine Akkretionskeile eingebunden und sind heute Bestandteil der bei der Gebirgsbildung entstandenen Ophiolithkomplexe. Vorkommen alpenweit v.a. im Penninikum. Hochdruckmetamorphe Basalte und Gabbros werden **Eklogite** genannt.



Bild: [Ondrej Pelech, Rochovce granite01](#), CC BY-SA 3.0

Granite: Sammelbegriff für richtungslos mittel- bis grobkörnige, gesprenkelte, SiO_2 -reiche (saure) Tiefengesteine (Magmatit - Plutonit aus Feldspat, Quarz, Glimmer). Oft entstanden in der oberen kontinentalen Erdkruste in 5 – 50 km Tiefe. In den Alpen als Einschmelzungen in den Gneismassiven während und kurz nach der variszischen Gebirgsbildung vorkommend (Mt. Blanc-Massiv, Aar-Massiv etc.). Rein alpin nur als plutonische Intrusionen während der Paläogen- und Neogenzeiten entlang dem Periadriatischen Bruchsystems entstanden (Bergell, Adamello, Riesenerferner etc.).



Bild: [Grabenstedt, Quarzporphyr](#), CC BY-SA 3.0

Rhyolithe (Quarzporphyr): Feinkörnig-glasige, sehr SiO_2 -reiche (saure) und schwer fließfähige Ergussgesteine mit gut sichtbaren Kristalleinsprenglingen in der Grundmasse. Durch die Verwitterung von Eisenmineralen oft rötlich gefärbt. Entlang von Bruchzonen zur Oberfläche aufsteigend mit explosivem Vulkanismus in Form von Glutwolken und Aschen als Äquivalent zum Tiefengestein **Granit**. Vorkommen im Südalpin Italiens (Bozener Quarzporphyr aus einer großen Vulkan-Caldera), im Penninikum des Wallis und im Helvetikum als Bestandteil von Verrucano in den Glarner Alpen in der Schweiz.



Bild: [Grabenstedt at German Wikipedia](#) Modifications: [Cornischong at Luxembourgish Wikipedia](#), [Gneis Bännergneis vom Baikalséi](#), CC BY-SA 3.0

Gneise: Sammelbegriff für Metamorphite (Umwandlungsgesteine) der Amphibolitfazies. Entstehen unter oft gerichtetem Druck (Spannung, 0,3 - 1,2 GPa) und Temperaturen um 500 - 600 °C in 10 - 50 km Tiefe aus Magmatiten (oft Granit -> Orthogneise, deformierter Granit) und aus metamorphisierten tonig-, mergelig, sandigen Sedimenten (Paragneise). Im Gegensatz zu feinkristallinen Schiefern mittel- bis grobkristallin, grobplattig, gebändert, parallel eingeregelt und auch mit linsigen Strukturen. Gneise bilden zusammen mit den darin eingeschmolzenen Graniten die zentralen Massiv der Alpen und den tieferen prävariszischen und variszischen Untergrund in Europa (Grundgebirge aus Altkristallin).



Ophiolith-Komplexe: Charakteristische und oft fragmentierte Gesteinsabfolge aus überwiegend basaltisch-gabbroidem Ozeanboden, die im Zuge einer Ozean-Kontinent Kollision bei der Gebirgsbildung überschoben und verfaltet wurde. Oft polymetromorph und weit verbreitet im Penninikum (Abb. 6.34).



Bild: Mineralienatlas.de
(CC-BY-NC-SA) V.3.0

Kristalline Schiefer: Sammelbegriff für metamorph umgewandelte Magmatite und tonreiche Sedimente zu sehr feinkristallinen, feinlagig eingeregelter und gut spaltbaren Gesteinen. Weit verbreitet als Bündnerschiefer (Ton-Kalk-Glimmerschiefer) im Penninikum und als Tonschiefer, Grünschiefer (Phyllite) und Glimmerschiefer im Ostalpin (Innsbrucker Quarzphyllit, Grauwackenzone) und im Südalpin (Brixener Quarzphyllit).



Bild: Lysippos, Lydite kbt 1,
(CC BY-SA 3.0)

Radiolarite: Flach- und tiefmarines, oft rot, grün, grau, schwarzes und gebändertes Sedimentgestein (Hornstein) aus mikrokristallinem Quarz. Besteht hauptsächlich aus dem Endoskelettmaterial der einzelligen Radiolarien des Meeresplanktons. Vorkommen im Penninikum Frankreichs und Graubündens, in den Ostalpen (Nördl. Kalkalpen) und in den Südalpen (Südkarawanken).



Bild: Luidger, Hochkarspitze
Woerner MQ, (CC BY-SA 3.0)

Kalksteine: Marine Sedimente aus Calciumkarbonat (CaCO_3), die v.a. bei flachmariner Entstehung auf langsam absinkenden Plattformen mächtige, dunkel- bis blaugraue und hellgraue bis gelbliche Sedimentgesteine bilden. Kalkstein ist oft biogenen Ursprungs und ist aus Schalenresten von Meerestieren, als Reste von Schwamm-, Algen- und Korallenriffen oder biochemisch durch Ausfällung aus übersättigten Meerwasserlösungen unter dem Einfluss von Bakterien als mikrokristalliner Schlamm entstanden (Schlammsteine). Weite Verbreitung in den Alpen im Helvetikum (Seealpen, Ligurische-, Provenzalische-, Dauphine- und Savoyer Alpen, Berner- und Glarner Alpen, Rätikon), im Ostalpin (Nördliche Kalkalpen - Wettersteinkalk, Dachsteinkalk, Drauzug, Nordkarawanken) und im Südalpin (Dolomiten, Südkarawanken, Karnische Alpen, Julische Alpen).

Bild ganz oben: Ophiolith
Matt Affolter (Qf1247) (talk)
(Transferred by [bramfab](#)/Original
uploaded by [Matt Affolter](#)
(Qf1247)), [ItalyPillowBasalt](#),
(CC BY-SA 3.0)



Bild: kallerna, Tri Cime
panorama 2, (CC BY-SA 4.0)

Dolomitsteine: Oft seichtmarine Sedimentgesteine als Magnesiumkarbonat $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, die primär chemisch durch Ausfällung von Calciumpartikel mit Zufuhr von Magnesium aus dem Meerwasser oder sekundär durch spätere Dolomitisierung von Kalksteinen entstanden sind. D. ist oft grau, verwittert gelblich bis bräunlich, ist oft gröber-kristallin, etwas härter, spröder und oft kantiger als Kalkstein und reagieren schwächer mit Salzsäure. Weite Verbreitung v.a. im Ostalpin und im Südalpin (Dolomiten). Kalksteine und Dolomitsteine metamorphosieren unter hohem Druck/Temperatur in grobkristallinen **Marmor**.



Bild: Philipendula, Col St Jean
(Marnes bleues) 3 F,
(CC BY-SA 3.0)

Mergelsteine: Marin-klastische, auch chemisch-biogene, graue und graugelbe Sedimentgesteine (Schlammsteine) aus feinen, siliziklastischen Ton- und Schluffablagerungen mit unterschiedlichen Anteilen an gleichzeitig ausgefälltem Kalk. Entstehen oft in seichten bis tieferen Schelfbereichen, z.B. im Helvetikum und im Penninikum.

Tonsteine: Unterschiedlich gefärbte und aus feinsten, im ruhigen und oft tieferen Wasser abgesetzten Schwebeteilchen ($< 0,002$ mm, Tonminerale). Vorkommen auch als Ton- und Mergelsteinfugen zwischen mächtigen Karbonatsteinverbänden im Ostalpin, im Südalpin und in den Flyschgesteinen. In den Alpen oft zu Tonschiefer, Phyllit, Hornfels, Blauschiefer und Glimmerschiefer metamorphosiert.



Bild: Vined auf Pixabay

Sandsteine: Klastisch-fluviatile, glaziale und äolische Sedimentgesteine aus Quarzkörnern (SiO_2) als rötliche bis gelbliche verwitterungsresistente Reste von plutonischen und vulkanitischen Gesteinen mit Ton- und Feldspatanteilen. Ablagerung auch als Anschwemmungen von Festländern in küstennahe Flachmeere und Schelfe. In den Alpen oft gemischt mit anderen Gesteinsarten, z.B. in der Grauwackenzone des Ostalpins, im Südalpin (Grödnere Sandstein und Wengen-Formation), in Flyschgesteinen, in Bündnerschiefern, in Kalksandsteinen und weiträumig in den voralpinen Molassesedimenten. In Gebirgen oft zu **Quarzit** metamorphosiert. Es gibt auch Sande aus Karbonaten, Vulkaniten und Gips.



Bild: Hans Weingartz, Tuerk35,
(CC BY-SA 2.0 DE)

Konglomerate: Grobkörnige, oft graugelbliche, klastische Sedimentgesteine aus fluviatil gerundeten Kiesen und Geröllen unterschiedlicher Herkunft mit sandiger Matrix und karbonatisch fest verbacken. Größere Vorkommen v.a. am Alpenrand und im Alpenvorland (große Nagelfluhschwemmfächer der Molasse, -> Napf-, Hörnli-, Hochgrat-Fächer etc.) sowie örtlich am Ostrand des Tauernfensters, im Verrucano des Helvetikums, an der penninisch-ostalpinen Deckengrenze und in den Dolomiten, z.B. das Marmolada-Lava-Konglomerat.



Bild: Tomasz Kuran
(Meteor2017), Carpathian
flysch cm04, (CC BY-SA 3.0)

Flysch: Fein- bis grobklastische und fossilarme Tiefseesedimente und Gesteinsverbände aus rhythmisch abgelagerten, helleren und harten Sandsteinen und seltener Kalksteinen in Wechsellagerung mit oft dunklen und weichen Mergel- und Tonsteinen (Schlammsteine), oft mit gradiert Schichtung und mit Geröllen. Entsteht beim Zusammenschub und bei der Subduktion alpiner Gesteinsdecken durch das untermeerische Abrutschen und Absetzen von Erosionssedimenten vom Kontinentalabhäng in Tiefseebecken und -rinnen. Flysch ist oft nachträglich gefaltet und schwach- bis mittelgradig metamorphosiert. Größere Vorkommen gibt es in der schmalen aber ca. 800 km langen "Flyschzone" am Nordrand der Ostalpen in Deutschland und in Österreich (unterpenninischer Rhenodanubischer Flysch), sowie im Penninikum und im Helvetikum in Frankreich und in der Schweiz (Simmen-, Gurnigel-, Schlieren-, Wägitaler-, Prättigau-Flysch, helvetische-Flysche) und im Südalpin, Lombardischer Flysch (Abb. 6.33ff).

Flyschsedimente, Trübestrome, Suspensionsströme, Turbidite

findet sich in unterfüllten Becken tiefmarin abgelagerte, fossilarme und klastische Abtragungsschutt eines sich bildenden Gebirges und entstehen oft über Subduktionszonen mit sedimentären Akkretionskeilen (Abb. 6.6-2). Der Begriff „Flysch“ bezeichnet einen schiefrigen, leicht spaltbaren, oft zu Plättchen verwitternden, oft gut geschichteten, oft gering verfestigten und leicht erodierbaren Gesteinsverband mit sehr unterschiedlicher Zusammensetzung. „Flysch“ entstammt dem lokalen Dialekt im schweizerischen Simmental und soll auf einen alten Flurnamen für "rutschendes Gestein" zurückgehen. Während der Kreide- und der Paläogen-Zeit vor 100 - 30 Ma kam es durch die Wanderung von Adria/Apulia von Südosten nach Norden und Nordwesten zur Subduktion des penninischen Meeresbodens unter diesen Mikrokontinent. An den Subduktionszonen entstanden mit dem Abhobeln des Meeresbodens breite Akkretionskeile und langgezogene gebirgsparallele Meereströge, die mit der langsamen Nord- und Nordwestwanderung und mit der Hebung des adriatisch-apulischen Flachmeeres schmaler, steiler und tiefer wurden. Gleichzeitig hoben sich aus dem Flachmeer immer mehr Inselgruppen und gebirgige Festländer, die sofort der Abtragung ausgesetzt waren. Dieser fein- bis grobklastische Erosionsschutt aus Schlamm, Sand und aus Geröllen mit Gesteinsblöcken wurde auf die vorgelagerten und schmaler werdenden kontinentalen Schelfränder und Akkretionskeile am Rand der penninischen und der helvetischen Ablagerungsräume geschwemmt. Mit der zunehmenden Ablagerungsmächtigkeit und mit der Verteilung der Kontinentalabhänge wurden dieser Schutt instabil und es kam, ausgelöst durch Scherbrüche und Erdbeben, alle paar Hundert Jahre zum lawinenartigen Abrutschen dieser Sedimente als mächtige Suspensions- und Schuttströme in die vorgelagerten und tiefen Meereströge (Abb. 6.33ff, 6.39). Diese sogenannten "Turbidite" bildeten dann in kurzer Zeit (Tage, Wochen) große, bis über 100 km lange Areale und erodierten auch tiefe Canyons. Nach dem Absetzen der schnell transportierten Rutschsedimente lagerte sich darüber eine enge Wechselfolge mit den "normal" und in Jahrhunderten abgesetzten, tiefmarinen (pelagischen) Ton-, Mergel und Kalksedimenten ab. Flysch ist also eine rhythmische Abfolge aus diesen sehr langsam abgesetzten, fossilarmen und feinkörnigen Schlammsedimenten (oft weiche und dunkle Tonsteine und Tonschiefer) mit lawinenartig abgelagerten, gradiert geschichteten und fein- bis grobklastischen Schuttsedimenten (oft harte und grau-gelbliche Sandsteine). Später verfestigten sich diese Sedimentkomplexe zu mehr oder weniger eng geschichteten Gesteinsabfolgen (Bouma-Sequenz). Ungeschichtete und sandig-brekziöse Gesteinsmassen mit mächtigen Felsblöcken (Olistholithe) werden Wildflysch genannt. Oft wurden Flyschsedimente auch unterhalb der Kalkkompensationstiefe von 3500 – 5000 mNN abgelagert. Hier lösten sich absinkende Karbonate infolge der niedrigen Temperatur und des hohen Drucks auf und es kam dort nicht zur Ablagerung von Karbonaten. Die Flyschtröge entwickelten sich oft aus den Ablagerungen der Bündnerschiefer und wurden beim Zusammenschub von den alpinen Gesteinsdecken zugeschoben und als weiche Deckentrenner in die Deckenstapel miteingebaut. Dabei wurden die Sedimente und -gesteine z.T. auch in die Subduktion miteinbezogen, verschuppt, verformt, tiefer versenkt und dann oft schwach- bis mittelgradig metamorph umgewandelt. Nach den Plattenabrissen und der damit verbundenen starken Hebung der Alpen geht die Flyschsedimentation (unterfüllte Becken) ab ca. 32 Ma (Abb. 6.6) und in Österreich ab ca. 20 Ma in die breiter werdende und überwiegend flache Molasse-Sedimentation in den Gebirgsvorländern über (überfüllte Becken, Kap. 6.7). Wegen der immer weiter nach Norden und Nordwesten gewanderten Subduktionszonen werden die heute in den Alpen anzutreffenden Flyschbildungen von SE nach NW immer jünger (südalpine und penninische Flysche 100 - 56 Ma, helvetische Flysche am südeuropäischen Kontinentalrand 65 - 20 Ma). Flysch neigt wegen seines oft höheren Tonanteils im verwitterten Zustand zu Rutschungen und wurde von den eiszeitlichen Gletschern oft zu gerundeten Bergkuppen mit weiten Tälern erodiert. Flyschsedimente gibt es auch in älteren Gebirgen, wie z.B. die Kulm-Fazies im stark abgetragenen und variszischen Rheinischen Schiefergebirge.

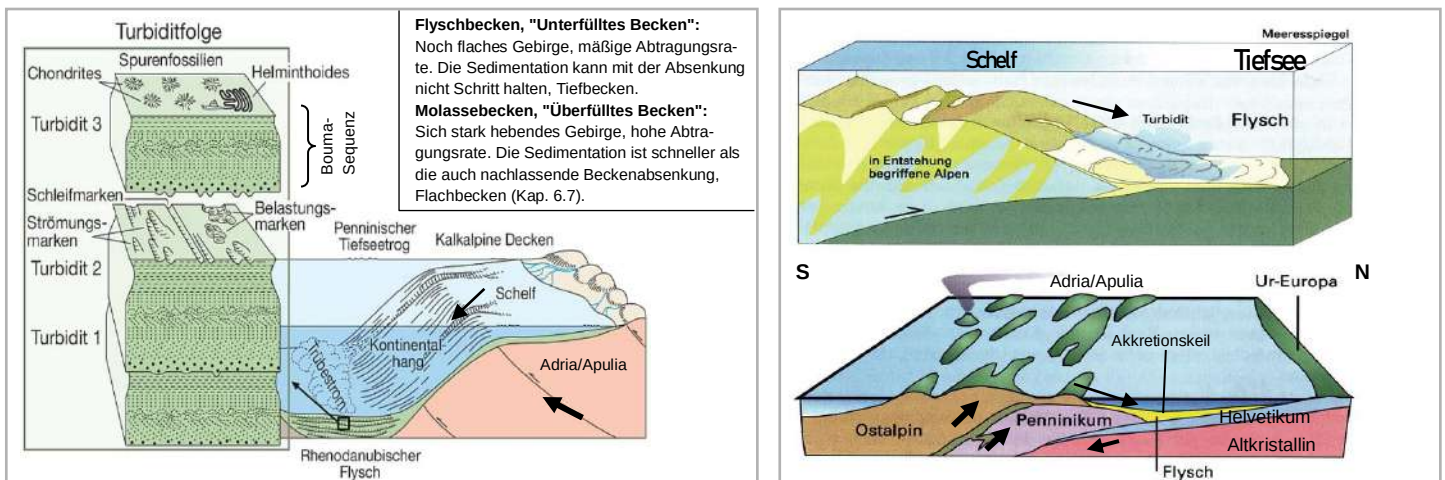


Abb. 6.33: Schema und 3D-Blockbilder der Turbidit-Flysch-Sedimentation.

Die Grafiken zeigen das untermeerische Absetzen der terrestrischen und marin-klastischen Sedimente von einem Kontinentalabhang in einen Tiefseegraben und den rhythmischen Wechsel der Ablagerungszyklen mit gradierter Schichtung (Partikelgröße nimmt zur Oberseite ab).

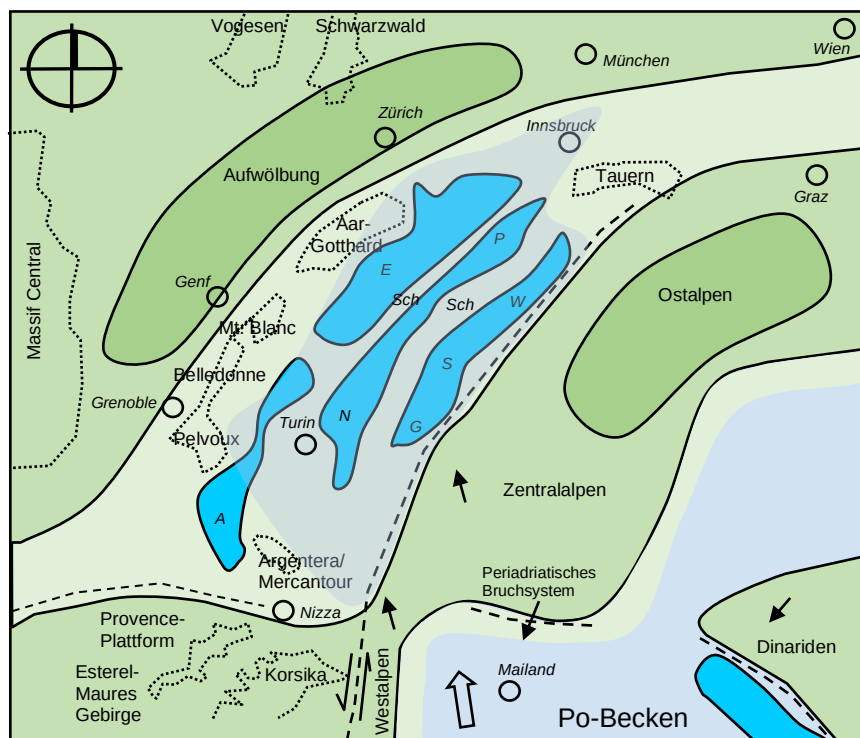


Die Bilder zeigen Rhenodanubischen Flysch des Unterpenninikums aus dunkelgelbem Sandstein und grauem Schieferthon im Röthenbachtal bei Halblech-Füssen am Nordrand der bayerischen Alpen. Die Schichten wurden im Zuge der Alpenkompression steilgestellt.

Grafik oben links und Bild unten rechts: LFU-Bayern – Geotope, Flysch im Rötenebental. Bild oben rechts ergänzt aus: Präsentation von M. Feldmann, Geologie der Schweiz, Auffaltung der Alpen und Metamorphose, ETH-Zürich, geo-life.ch. Bild unten links: [Jensibua](#), [Röthenbach Flysch](#), CC0 1.0.

Die Karte zeigt schematisch die helvetischen und die penninischen Flyschtröge in den Alpen und in den Dinariden. Der mineralische Detritus wurde von den benachbarten Hochländern und von den Schwellen (Sch) zwischen den Trögen in diese geschüttet. Im Laufe der Nord- und West-Wanderung der Alpen wandern die Flysch-Tröge mit, werden dabei schmaler, werden z.T. überfahren, tiefer versenkt und metamorphosiert und gehen in die flachere Molassesedimentation der Gebirgsvorländer über. Die Städte und die gepunktet dargestellten Massive zeigen deren heutige Lage.

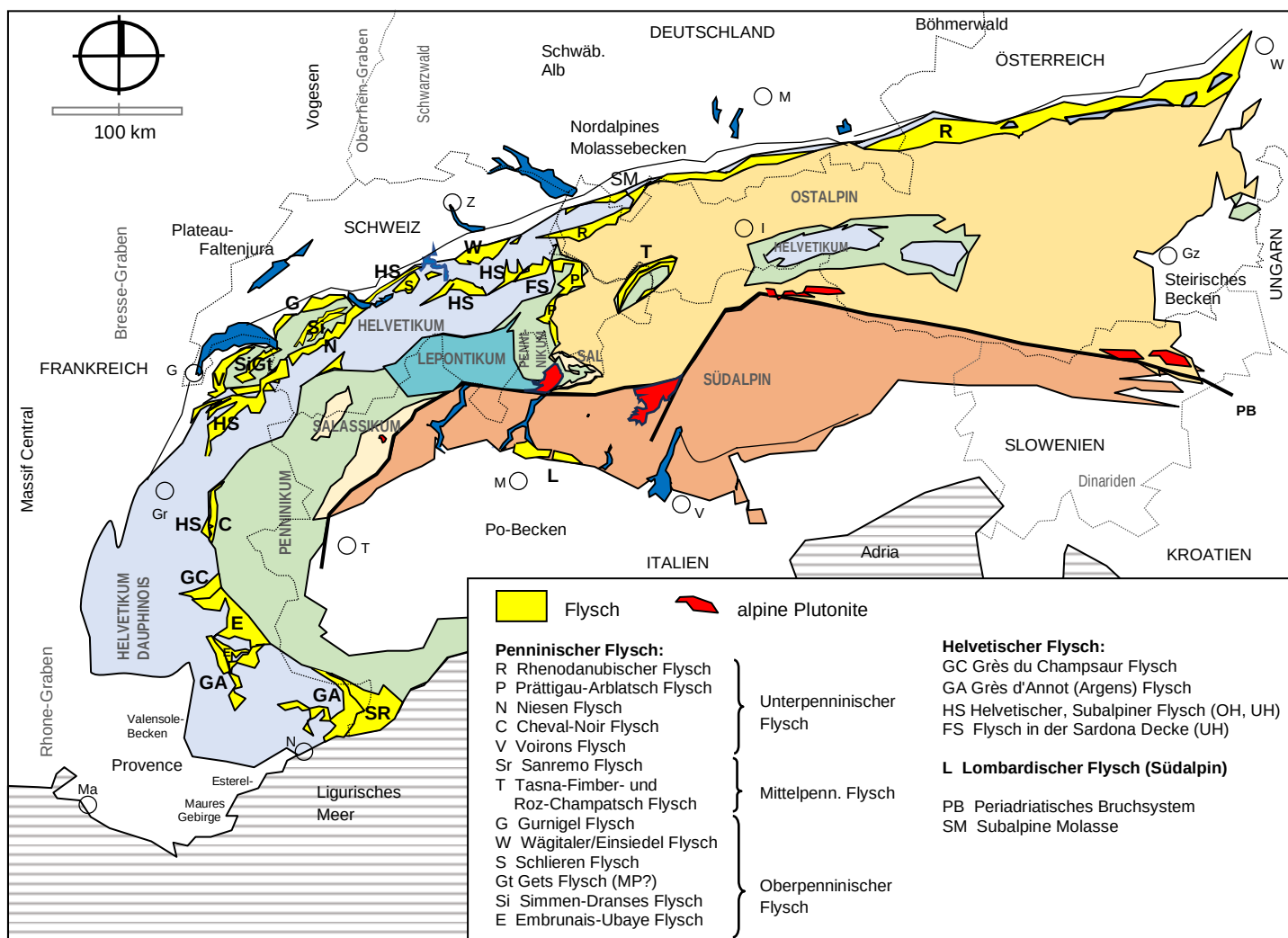
Grafik umgezeichnet und ergänzt nach: O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.



-  Hochland, Bergland
-  Land
-  Küstenbereich
-  Flaches bis mitteltiefes Meer
-  Tiefer Flyschtrog
-  Überschiebungszone

Helvetikum: E = Einsiedeln-Formation; G = Argens-Konglomerat;

Penninikum: N = Niesen-Flysch; P = Prättigau-Flysch; G, S, W = Gurnigel-, Schlieren-, Wägital-Flysch



 Flysch alpine Plutonite

Penninischer Flysch:

R Rhenodanubischer Flysch

P Prättigau-Arblatsch Flÿsch

N Niesen Flysch

C Cheval-Noir Flysch
M. Moirans Flysch

V Voiron's Flysch
Sr. Sanremo Flysch

Sr. Sanremo Flysch
T. Tasna-Eimber- und

Roz-Champatsch Flysch

G Gurnigel Flysch

W Wägitaler/Einsiedel

S Schlieren Flysch

Gt Gets Flysch (MP?)
Si. Simmen Drangoo

Si Simmen-Dranses
E Embrunais-Ilhaye

E. Embrenalis-Ubaye

Unterpenninischer Fleysch

Mittelpennn. Flysch

Oberpenninischer
Elysch

Helvetischer Flysch:

GC Grès du Champsaur Flysch

GA Grès d'Annot (Argens) Flysch

HS Helvetischer, Subalpiner Flysch (OH, UH)

FS Flysch in der Sardona Decke (UH)

L Lombardischer Flysch (Südalpin)

PB Periadriatisches Bruchsystem

SM Subalpine Molasse

Abb. 6.33-2: Zusammenhängende Flysch-Vorkommen in den Alpen.

Ophiolithe (gr. Stein mit Schlangentextur)

sind keine Gesteinsart, sondern eine charakteristische Gesteinsabfolge (Gesteinsverband). Sie bestehen aus Ca-, Mg- und Fe-reichen basischen, ultrabasischen und oft grünlich-dunklen Gesteinen der ozeanischen Kruste, die bei der Ozeanboden-Subduktion als komplettes oder fragmentiertes Stück in die Tiefe versenkt und später bei der Gebirgsbildung wieder gehoben (obduziert) und weiter fragmentiert auf eine kontinentale Kruste aufgeschoben wurden. Ophiolithe entstanden oft, oder vielleicht auch ausschließlich über sich bildenden Suprasubduktionszonen und werden oft in Suturzonen angetroffen.

Wikipedia schreibt: "Ophiolithe sind Bestandteile der ozeanischen Lithosphäre (spezifisch der ozeanischen Kruste), deren vor allem basische und ultrabasische Gesteinsserien des Ozeanbodens [Gesteine mit relativ wenig Siliziumdioxid- SiO_2] im Zuge einer Ozean-Kontinent-Kollision (Bsp. Anden) auf das Festland geschoben (obduziert) wurden. Der Begriff ophiolithisch wird allerdings auch für Deckenkomplexe verwendet, die keinen direkten Bezug mehr zur ozeanischen Kruste haben, sondern nur typisch für Ozean-Kontinent-Kollisionen sind."

Eine vollständige Ophiolithabfolge vom Hangenden zum Liegenden sieht wie folgt aus: **a)** oft geringmächtige pelagische Tiefseesedimente, wie z.B. rote Tone, Karbonate oder Radiolarite - in den landfernen Tiefseebecken werden über die Jahrtausende nur wenige Zentimeter Sedimente aus Karbonat- und Kieselskeletten abgestorbener Algen und von Plankton abgelagert; **b)** basische Vulkanite (Kissen-Basalte, von feinkörnigen Gabbro-Gängen durchsetzt); **c)** basische Intrusivgesteine, wie gebänderte oder massige Gabbros; **d)** ultrabasische Peridotite (Mantelgesteine) bzw. seine metamorphe und hydratisierten Form Serpentin. Die Bildung von Ophiolithen erfolgt also nicht auf einmal, sondern in Intervallen. Ob die oberste Sedimentschicht zum Ophiolithkomplex gezählt werden soll, ist strittig. Beim Zusammenschub und bei der Subduktion wurden die Gesteine metamorph verändert, fragmentiert, zerschert, zerbrochen und oft ausgewalzt. Nach ihrer Hebung bei der Gebirgsbildung befinden sie sich in den internen Gebirgszonen entlang der Naht (Sutur) zwischen den kollidierten Kontinenten (Abb. 6.28) und als Späne in ehemaligen Akkretionskeilen der Subduktionszonen. Wegen der tektonischen Zerschörungen und Fragmentierung bei der Akkretion, bei der Metamorphose und bei der späteren Überschiebung tritt die o.g. Idealabfolge aber selten auf. Ophiolith-Komplexe sind grundsätzlich allochthon, d.h. sie sind anderenorts entstanden und weit verschoben worden und sie sind subduktionsbedingt meistens polymetamorph. Große penninische Ophiolithkomplexe gibt z.B. in der Großglockner-Region im Tauern-Fester in Österreich (Prasinit = ungeschieferter Grünstein aus Basalten), in Graubünden und im Wallis in der Schweiz, im Aostatal in Italien (Rodingit = Metasomatit aus Ca-Al-Silikaten) und im Penninikum der Cottischen Alpen in Frankreich. In den Hohen Tauern wurden die magmatischen und sedimentären Tiefseesedimente im Zuge der Deckenüberschiebung in über 10 km Tiefe versenkt und dort metamorph in kristalline Schiefer (Blau-, Grünschiefer und Chloritschiefer, Eklogite) umgewandelt. Durch den weiteren Schub aus Süden wurden sie dann wieder stark gehoben und werden bis heute durch die Gebirgserosion freigelegt und abgetragen. Ein bekannter Ophiolith ist der Großglockner in den Hohen Tauern in Österreich.

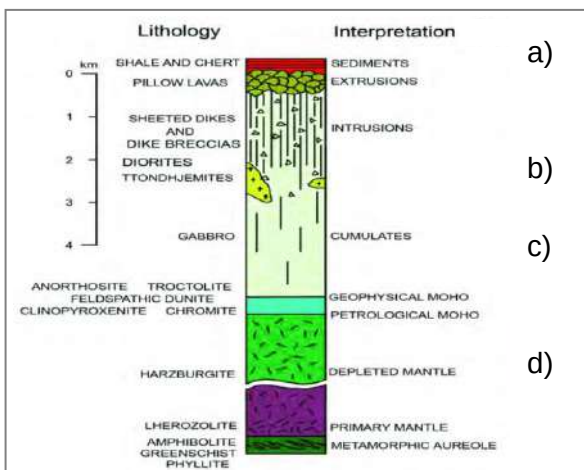
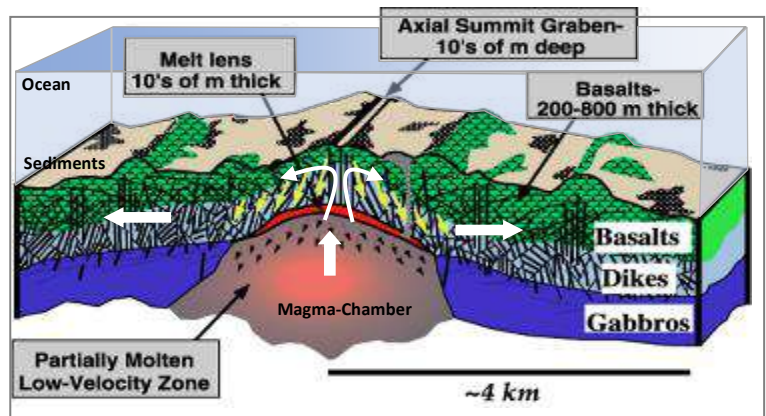
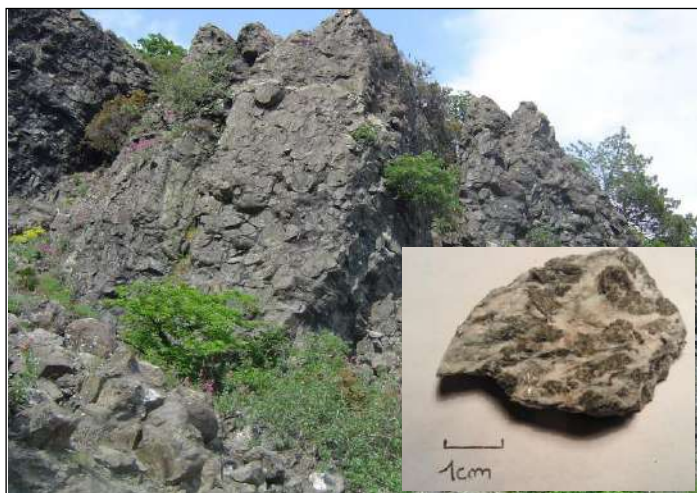


Abb. 6.34: Ophiolithe

Idealisiertes Schema einer Ophiolith-Sequenz. Beschreibung im Text oben. Die alpinen Ophiolithe sind etwas einfacher aufgebaut. Grafik verändert aus: S. Stouge, G. Bagnoli, D. McIlroy (Ed.). (2017): *Cambrian – Middle Ordovician Platform-Slope Stratigraphy, Palaeontology and Geochemistry of Western Newfoundland*. ResearchGate, June 2027.

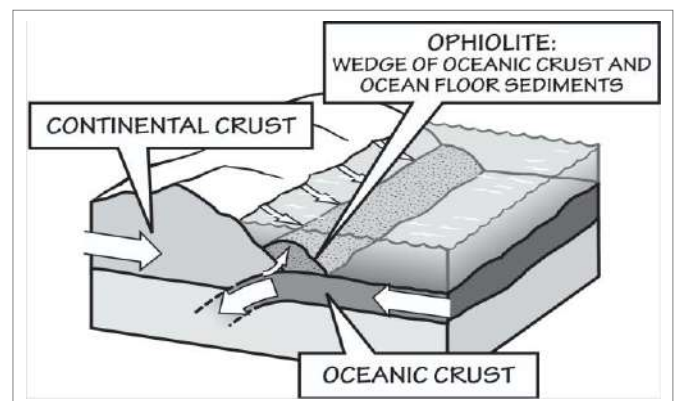


Schematisches 3D-Blockbild der ozeanischen Kruste, die durch den Aufstieg von Magma aus dem Erdmantel und der schnellen Ausbreitung des Meeresbodens (Seafloor-Spreading) erzeugt wurde. Die gelben Pfeile zeigen Verformungen aufgrund von Verwerfungen, Brüchen und Blockrotation in den unteren Laven und Dikes. Grafik ergänzt nach: J.A. Karson et al., 2002: *Structure of uppermost fast-spread oceanic crust exposed at the Hess Deep Rift: Implications for subaxial processes at the East Pacific Rise*. - *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. 3, January 200



Kleines Bild: Fasergabbro aus einer ca. 160 Ma alten Ophiolith-Sequenz des ehemaligen Piemont-Ligurischen-Ozeans am Mont Chenaillet in den Cottischen Alpen in Frankreich.

Bild: [Max.kit](#), [Gabbro vert le chenaillet](#), CC BY-SA 4.0



Oben: Bildung von Ophiolithen an einer Subduktionszone aus einer Kombination von ozeanischer Kruste und Meeresbodensedimenten. Grafik: Jim Houghton, Xrksvi, CC BY-NC-SA 4.0
Links: Kissenlava einer Ophiolithsequenz im nördlichen Apennin. Bild: [Matt Affolter \(Qf1247\)](#) (talk) (Transferred by [bramfab](#)/ Original uploaded by [Matt Affolter \(Qf1247\)](#)), [ItalyPillowBasalt](#), CC BY-SA 3.0

Bündnerschiefer

sind ebenso wie Ophiolithe, Verrucano, Flysch und Molasse ein Gesteinsverband aus verschiedenen Gesteinsarten. Die stellenweise zu weit über 1000 m Mächtigkeit überschobenen braunen bis grauen Bündnerschiefer, die auch zusammen mit eingeschuppten Stücken aus magmatischer Ozeankruste (Ophiolithen) auftreten, werden in den französischen Westalpen wegen ihres seidigen Glanzes nach der oft hochdruckmetamorphen Umwandlung "Schistes Lustres" (Glanzschiefer) und in Italien "Calceschisti" (Kalkschiefer) genannt. Sie bestehen aus unterschiedlichen Mischungen von im mitteltiefen (hemipelagischen) Valais-Becken und im tieferen (eupelagischen) Piemont-Ozeanbecken abgelagerten und kalkig-mergelig-tonigen Mischsedimenten mit Sanden und Breccien. Diese fossilarmen Sedimente sind kaum gliederbar und wurden während der Jura- und der Kreide-Zeit vor 140 – 80 Ma auch nahe den Küstenrändern und über den Subduktionszonen des Unter- und des Oberpenninikums abgelagert, von wo die Ton-, Sand- und Breccienanteile auch lawinenartig eingeschwemmt wurden. Mit dem Zusammenschub dieser Meeresbecken wurden sie an Akkretionskeilen gestaucht, in die Tiefe versenkt und teils sehr schwach metamorph (Prättigau) bis stark metamorph (Tessin) in Ton-, Glimmer- und Kalkglimmerschiefer mit Marmor umgewandelt. Die deutlich gebankten, geschichteten, und oft verfalteten Schiefer sind teils erheblich deformiert und wurden stark in die alpinen Deckenüberschiebungen und dort auch als "Schmiermittel" und "Deckentrenner" miteinbezogen. Viele Bündnerschiefer gehen ab der Späten Kreide auch in die Flyschserien über. Nach ihrer West- und Nordverlagerung und Hebung im Zuge der alpinen Gebirgsbildung sind Bündnerschiefer heute in weiten Gebirgsbereiche im Ober- und Unterpenninikum im Westalpenbogen der französischen Alpen und in den Schweizer Alpen zu finden. In den österreichischen Alpen liegen die Bündnerschiefer unter den Überschiebungsdecken des Ostalpins und sind nur im Bereich des Engadiner-Fensters, des Tauernfensters und des Rechnitzer-Fensters an der Oberfläche aufgeschlossen. Wegen ihrer oft leichteren Erodierbarkeit sind die Berge im Bereich der Bündnerschiefer mit einigen Ausnahmen (Grand Combin im Wallis) etwas weicher geformt als in den Gebieten mit Kristallin- und Karbonatgesteinen. Die Wassererosion kann in den Bündnerschiefern gut angreifen, sodass sich in den Ausstrichsbereichen oft stärker verästelte Bachsysteme (Rinsen) und an den Grenzen zu den härteren Gesteinen auch langgezogene und breite Täler, wie z.B. das Rhonetal im Wallis und das Rheintal in Graubünden in den unterpenninischen Bündnerschiefern gebildet haben (Abb. 6.22-4). Entlang des Alpenrheintals gibt es zahlreiche große Schuttfächer aus erodierten Bündnerschiefern und Flysch.

Verrucano

ist ein oft rötlich (Hämatit, Fe 3+) und bei Eisenreduktion (Fe 2+) auch grünlich oder graubraun gefärbter und relativ erosionsresistenter Gesteinsverband. Dieser festländisch-fluvioklastischen und oft siliziklastische Abtragungsschutt des Variszischen Gebirges wurden während der Perm-Zeit vor 299 – 252 Ma bei einem trocken-heißen Wüstenklima auch durch große Temperaturunterschiede erodiert und wurde durch episodische Starkregenfälle mit saisonalen Flüssen und Schichtfluten über eher kurze Strecken transportiert. Das Material wurde randlich in grobklastischen Schuttfächern und im Beckeninneren auch als feinerer Schutt in den sich durch die Dehnungstektonik bildenden und stellenweise bis über 3 km tiefen Grabensenken Südeuropas und des späteren Alpenraumes abgelagert bzw. ist dort bis heute erhalten geblieben. Das Äquivalent im außeralpinen Mitteleuropa sind die permischen Rotliegendesedimente. In den Alpen besteht der Verrucano aus unterschiedlichen Mischungen von groben festländischen Breccien und Konglomeraten mit Schiefer- und Feldspatfragmenten und von Sand-, Schluff- und Tonsteinen mit vulkanischen Gesteinen, wie z.B. Rhyolith und ist heute gering bis mittelstark metamorphisiert (Glimmerschiefer). In den Alpen bedeckt der "Glärner Verrucano" weite Teile der Tektonikarena-Sardona und die Randgebiete in den Kantonen Glarus, St. Gallen und Graubünden als gut erkennbare und stark erodierte Überschiebungsdecke mit oft brüchig-gezackten Bergspitzen (Tsingelhörner bei Elm) über jüngeren Kalk- und Flyschgesteinen (Abb. 6.16-3). Verrucano kommt großflächig im Helvetikum vor, ist aber auch in allen anderen Ablagerungsräumen der Alpen und im Apennin anzutreffen. In der Nordschweiz liegen an der Basis eines Permtrogs Gesteine des Späten Karbon (Permokarbon).

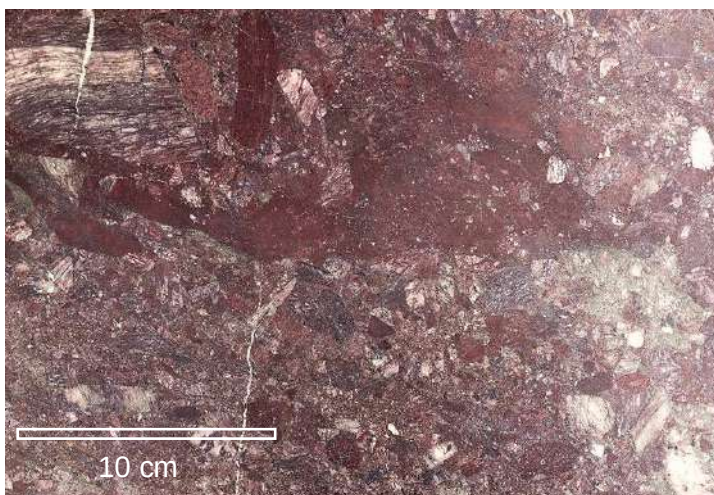


Abb. 6.35:

Bündnerschiefer

Oben links: Geschichtete Bündnerschiefer bei Sierre im Mittelwallis...

Oben rechts: ... und im Domleschg, Graubünden, Schweiz.

Bilder: Jürg Maier, Schweizer Alpenclub SAC,

<https://www.sac-cas.ch/de/>.

Verrucano

Verrucano-Konglomerat eines Permtrogs im Aiguilles Rouges-Massiv am Dent de Morcles bei Collonges, Wallis, Schweiz (Abb. 6.11-3).

Bild: Jürg Maier, Schweizer Alpen-Club SAC,

<https://www.sac-cas.ch/de/huetten-und-touren/sac-tourenportal/gesteinszonen/verrucano-ablagerungsabfolgen-5c/>

Gesteinsmetamorphose (gr. metamorphoos = umgestaltet, Umwandlung von Gesteinen in festem und plastischem Zustand)

Metamorphe Gesteine stellen mit 91 % den größten Anteil der kontinentalen Kruste dar und kommen in jungen Gebirgen, z.B. in den Alpen, auch an der Oberfläche sehr häufig vor. Auch der kristalline Untergrund der Kontinente (Grundgebirge, alte und erodierte Mittelgebirge, z.B. der Schwarzwald) wird von metamorphen Gesteinen (Gneisen, Migmatiten) und von den darin eingeschmolzenen plutonischen Graniten gebildet. Metamorphite entstehen durch tektonische Versenkung von großen Gesteinspaketen (Sedimente -> Paragesteine, Magmatite -> Orthogesteine, Polymetamorphite) in die Erdkruste von ca. 2 km bis stellenweise über 100 km Tiefe, z.B. bei Kontinentkollisionen und bei Gebirgsbildungen mit Deckenüberschiebungen. Die Hauptfaktoren sind Gesteinszusammensetzung, Temperatur, Druck, Fluide als Ionentransporteur und Reaktanten, sowie mechanische Spannung als Ursache für das Gefüge. Die Druck- und Temperaturzunahme in der tieferen Erdkruste von 0,2 bis über 2 GPa und 150 bis 1000 °C führt ohne komplette Aufschmelzung im Festkörperzustand zu einer langsamen chemischen Umwandlung, zu Wachstum und zur stabileren Neubildung der sedimentären und der magmatischen Minerale (Rekristallisation, Diffusion). Alle vorhergehenden Strukturen, wie z.B. Schichtungen und Fossilien, gehen dabei verloren. Je nach den Ausgangsgesteinen aus verschiedenen Mineralen können z.B. aus Tonen und Mergeln komplexe Mineralneubildungen entstehen. Typische Vertreter der Metamorphite sind gefaltete und oft stark deformierte Schiefergesteine, wie z.B. Ton- und Mergelschiefer, Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Granulite etc.. Ein wichtiges Erkennungsmerkmal ist oft eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Schieferung (Foliation, Lineation). Diese entsteht durch Mineralneubildung, Mineralentmischung und Mineraleinregelung (v.a. Minerale der Glimmer- und Chloritgruppe) unter dem hohen und oft gerichteten Druck (Spannung) und durch hohe Temperaturen, z.B. ab 300 - 400 °C schwach fließfähige und gebänderte Gneise mit linsigen Strukturen. Hochmetamorphe Gesteine sind geringer oder nicht geschiefert. Tiefer versenkte Metamorphite, v.a. bei Gebirgsbildungen, schmelzen je nach ihrer chemischen Zusammensetzung ab ca. 650 - 800 °C teilweise auf (partielle Schmelzbildung, Anatexis) und haben nach dem Abkühlen eine auffällige, oft grobgemengte, hell-dunkel gebänderte und auch feingefaltete Textur. Sie werden Anatexite bzw. Migmatite (Mischgestein aus metamorphen und geschmolzenen magmatischen Anteilen) genannt. Es gibt auch ungeschieferte (isotrope und monomineralische) Metamorphite, wie z.B. Marmor aus Dolomit- und Kalksteinen und Quarzite aus Quarzsandsteinen. Breit gebänderte Hornfelse entstehen bei der relativ flachen Kontaktmetamorphose mit aufsteigenden heißen Schmelzen bei eher niedrigem Druck. Durch Hebungen im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen, wie z.B. bei Gebirgsbildungen, kommen viele metamorphe Gesteine mit der Zeit wieder an die Erdoberfläche (Exhumation), aber eine Rückumwandlung (Retrogradie) der Minerale findet nur bei einem sehr langsamen Aufstieg und dann unvollständig und nur an den Korngrenzen statt, weil das freigesetzte Wasser fehlt, Ausnahme: Ozeanboden-Metamorphose mit Meerwasserzutritt (Hydratation, Serpentinisierung). Metamorphite bilden auch zusammen mit darin oft eingeschmolzenen granitoiden Plutoniten Gebirgslandschaften und werden mit der Zeit wieder abgetragen (Schwarzwald, Bayerischer Wald, Rheinisches Schiefergebirge und Teile der weltweiten Mittel- und Hochgebirge). Die höchsten alpinen Metamorphosegrade, auch mit Migmatiten, findet man im Tessin und im Tauernfenster, da dort durch stärkere Hebungen und der damit verbundenen Erosion besonders tiefe Gebirgsbereiche bis heute an die Erdoberfläche gekommen sind. Bei der Gebirgsbildung entstehen an den Subduktionszonen durch die sehr hohen Drücke von > 1,2 GPa bei Temperaturen von 500 - 900 °C Hochdruckmetamorphite, wie z.B. Eklogite (Klinopyroxen und Granat), mit einer sehr hohen Dichte von 3,5 g/cm³ als Kennzeichen einer subduzierten ozeanischen Kruste. Die häufigsten Minerale sind Quarz, Feldspäte, Glimmer, Pyroxene, Amphibole, Chlorite, Karbonate (Marmor), Granate, Staurolith, Hornblende und Disthen (Abb. 27, 6.36). Das Grundgebirge/Altkristallin der Alpen wurde prävariszisch und variszisch metamorphosiert und nochmal alpin überprägt. Während die alpine Metamorphose in den Ostalpen während der Kreide-Zeit bei der ersten Kompressionsphase der Alpen vor 110 - 90 Ma stattfand, wurden die Westalpen erst vor 65 - 20 Ma im Paläogen und im frühen Neogen alpin metamorphosiert (Abb. 6.37).

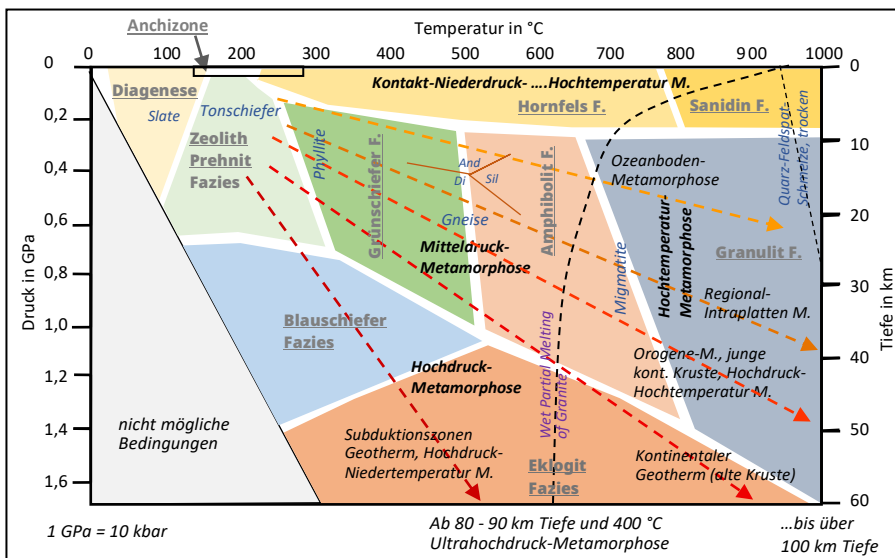


Abb. 6.36: Gesteinsmetamorphose

Druck-Temperaturbereiche und Tiefen der Gesteinsmetamorphose für basische (basaltische) Gesteine. Je nach der tektonischen Situation gibt es verschiedenen Metamorphosegradienten.

Ab 650 °C und 15 - 35 km Tiefe kann es in granitischen Gesteinen zu partiellen Aufschmelzungen kommen (Anatexis, Migmatisierung), bei basischen Gesteinen ab ca. 800 °C. D = Diagenese; And, Di, Sil = Stabilitätsbereiche von Andalusit, Disthen, Sillimanit, das sind gleichzusammengesetzte Kristallmodifikationen des Aluminiumsilikats Al₂SiO₅, die als Geothermobarometer wichtige Hinweise auf die Metamorphosegeschichte eines Gesteins liefern; Hornfelse = oft feinkörnige Metamorphite ohne Schieferigkeit aber mit breiter Bänderung; Slate = feinkörnig-blättriger Schiefer; Sanidin = seltene Fazies mit hoher Temperatur und geringem Druck.

Es ist in der Erforschung, ob bei Gebirgsbildungen in der Tiefe nicht auch andere Druckverhältnisse herrschen können, ein tektonischer bedingter Überdruck mit bis zu 50 % des Gesamtdrucks.

Weit verbreitete metamorphe Gesteine - vom Protolith zum hochgradigen Metamorphit

Unmetamorph	Schwach metamorph	mittelstark metamorph		stark metamorph
Kalkstein		Kalkmarmor, zunehmend grobkörnig		nicht geschiefert
Dolomit		Dolomitmarmor, zunehmend grobkörnig		
Tonstein	Tonschiefer	Phyllit	Glimmerschiefer	Metapelit-Granulit
Mergel	Mergelschiefer	Kalkphyllit	Kalkglimmerschiefer / Hornblendeschiefer	Granulit
Quarz-Sandstein		Quarzit		nicht geschiefert
Konglomerat	Metakonglomerat	Quarz - Augengneis		
Granit	Metagranit	Granitgneis / Augengneis		
Basalt	Metabasalt	Grüngestein / Prasinit	Amphibolith	basischer Granulit
Fazies: Anchizone Zeolithfz. Prehnitfz. Grünschieferfazies Amphibolitfazies 10 - 45 km Granulitfazies				
Blauschieferfazies < druckbetont > Eklogitfazies ab 35 km				

Diese Abfolgen gelten für einen normalen Metamorphose-Gradienten. Bei Kontakt- oder Hochdruckmetamorphose können aus verschiedenen Protolithen weitere metamorphe Gesteinstypen entstehen.

Ausgangsgesteine (Protolith) und Metamorphosearten.

Grafik ergänzt aus: unesco-sardona.ch, Merkblatt metamorphe Gesteine und Metamorphose, J. Mayer 2010.

Anatexis (partielles Schmelzen von Gestein bei > 650 °C in 15 - 35 km Tiefe. Migmatite entstehen oft bei Gebirgsbildungen):

- Metatexis = Anfangsstadium
- Diatexis = höheres Stadium
- Magma = stark bis fast vollkommen geschmolzen.

Schieferung und Metamorphosegrad

- Phyllite = sehr starke, feine Schieferung
- Schiefer = starke, enge Schieferung
- Gneise = schwächere, gröbere Schieferung
- Felse = Paralleltextur, keine Schieferung, niedriger Druck, 600 - 800 °C.

Je feinkörniger das Sediment, desto ausgeprägter ist die Schieferung. Mit Zunahme des Aufheizungsgrades Abnahme der Schieferung, weil wasserhaltige und blättrige Schichtsilikate durch wasserfreie und nichtblättrige Minerale ersetzt werden.

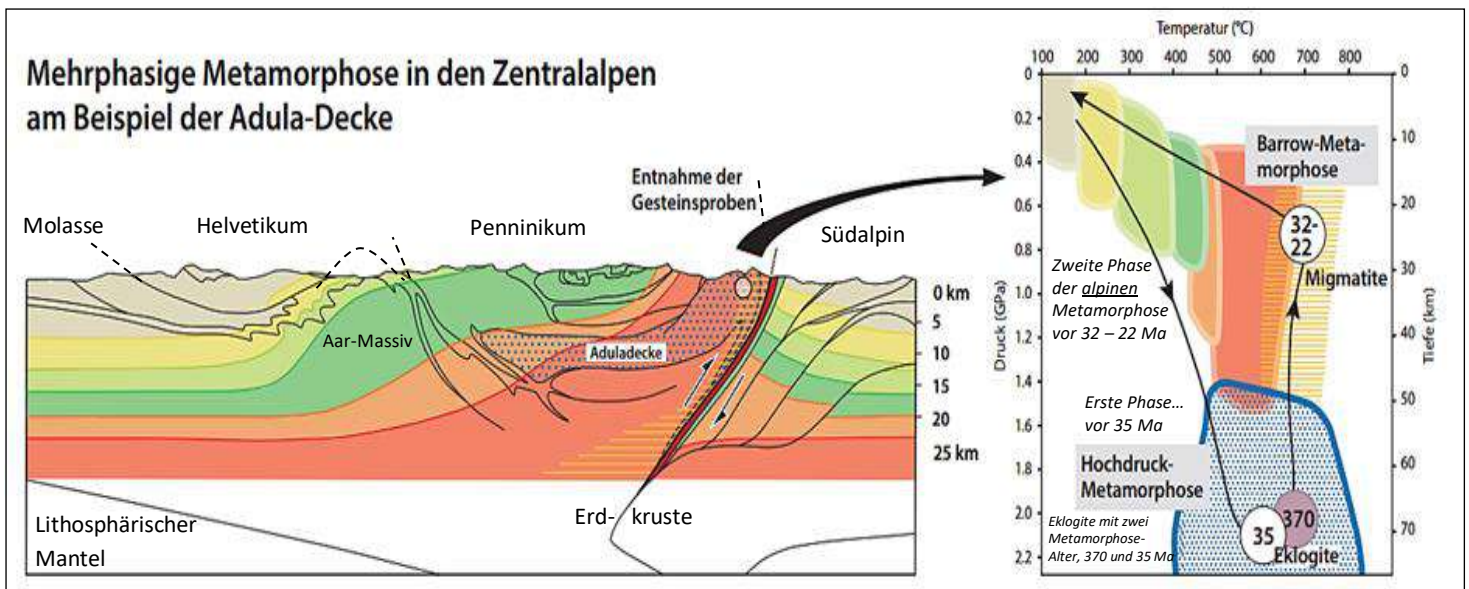


Abb. 6.36-1: Profilschnitt (Abb. 6.37) mit zweiphasiger alpiner Metamorphose in den Schweizer Zentralalpen mit dem dazugehörigen Druck-, Temperatur- und Tiefendiagramm. In der Adula-Decke kommen sowohl hochdruckmetamorphe Eklogite aus großer Tiefe, als auch niederdruckmetamorphe Migmatite aus flacheren Bereichen vor. Hier haben nacheinander zwei Metamorphosephasen stattgefunden. Die blau punktierten Bereiche (Eklogite) wurden von der tiefen Hochdruckmetamorphose während der alpinen Subduktion vor ca. 35 Ma erfasst. Die rot-grün-gelben Bereiche wurden von der flacheren Barrow-Metamorphose (großräumig ausgeglichene Druck-Temperatur-Regional-Metamorphose feinklastischer Sedimente) infolge der Überschiebung der Decken vor 32 - 22 Ma bei der Kontinent-Kontinent Kollision geprägt. Die Zahlen in den Kreisen sind die Metamorphosealter in Ma. Weiß hinterlegte Zahl = jüngere alpine Metamorphosen; grau = ältere Metamorphose der variszischen Gebirgsbildung; orange gestreift = Migmatite. Die Grade der "alpinen Metamorphose" verlaufen nördlich der Periadriatischen Bruchzone quer durch die schwarz abgegrenzten Überschiebungsdecken. Die Überschiebungen sind dort also älter, als die "alpine Metamorphose". Die Oberkruste wird gestapelt, gefaltet und geklüftet, die Mittlere Kruste wird gestapelt, die Unterkruste wird frei deformiert. Der Ablauf der alpinen Metamorphosen, Versenkung, Tiefen, tektonischer Überdruck, Hebung etc. ist Gegenstand intensiver Diskussionen. Grafik ergänzt aus: M. Wyss, J. Hermann. *CSI Alps, Geologie als Spurensuche erlebbar machen*. <https://www.csi-alps.unibe.ch/>

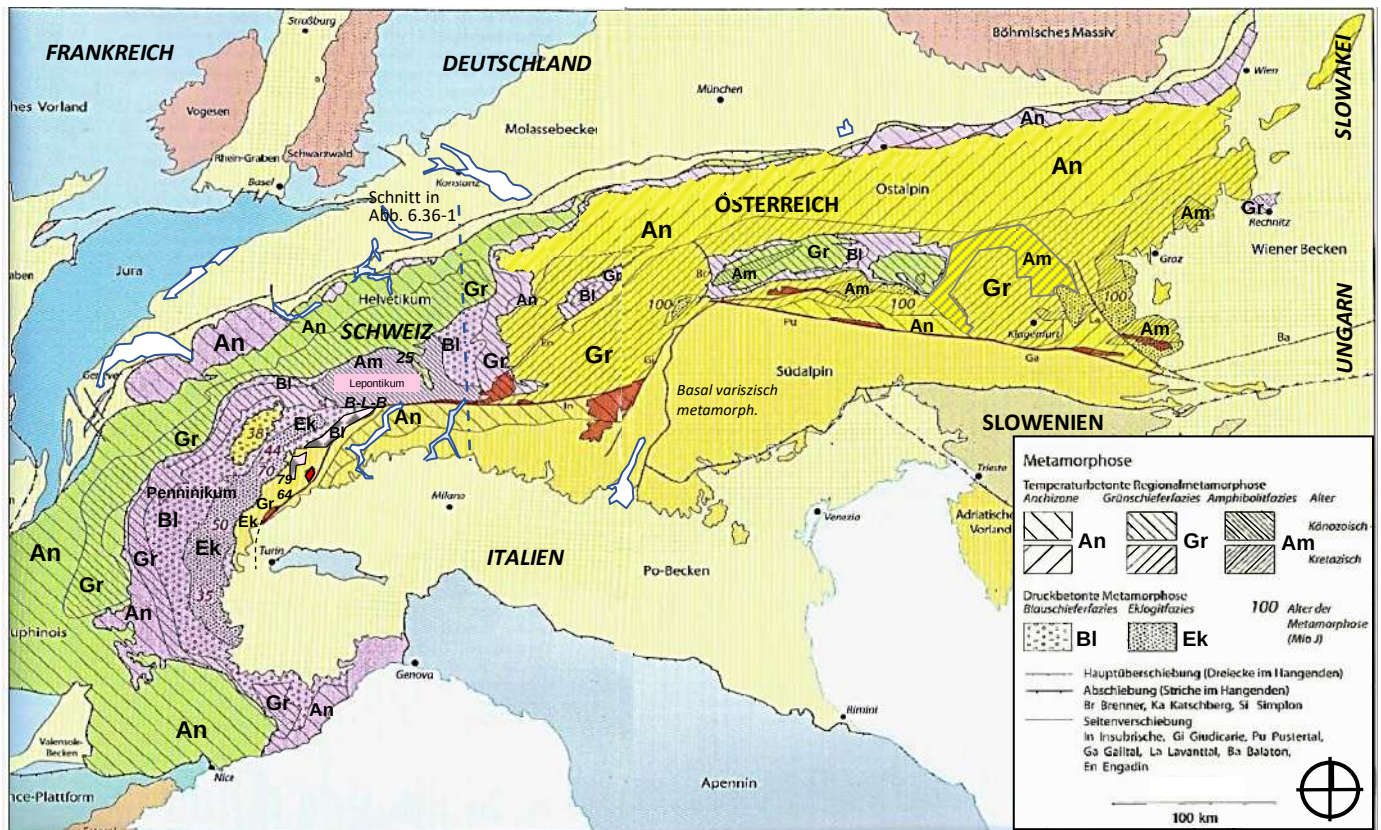


Abb. 6.37: Karte der "alpinen" Metamorphose der Gesteine.

Die vereinfachte Karte zeigt den Grad und das Alter der Metamorphose der Gesteine während der alpinen Gebirgsbildung vor 110 – 15 Ma. Die Grundgebirgsmassive und auch andere Grundgebirgsdecken wurden variszisch und z.T. prävariszisch metamorphorisiert und wurden später oft noch einmal alpin metamorph überprägt. Die kreidezeitliche Metamorphose vor 110 – 90 Ma ist auf das Ostalpin beschränkt. Das Südalpin ist basal variszisch metamorph und alpin allenfalls geringgradig überprägt. Das Zentrum der Zentral- und der Westalpen und Teile des Tauern- und des Engadiner-Fensters wurden ab 65 Ma und im Lepontin (Tessin) vor 30 – 20 Ma auch oft druckbetont mittel- bis hochgradig alpin metamorphorisiert und der Metamorphosegrad nimmt vom Nordrand der Alpen bis zur Insubrischen Störung zu (~ 650 °C bei Biasca, Locarno, Bellinzona, B-L-B). Grün = Helvetikum; pink = Penninikum, Lepontikum; gelb = Ostalpin, Salassikum; hellgelb = Südalpin; rotbraun = periadriatische Intrusivgesteine (Granite, Tonalite); kanozoisch = Paläogen, Neogen, Quartär; kretazisch = kreidezeitlich. Grafik ergänzt aus: O. A. Pfiffner, 2015: *Geologie der Alpen*. UTB, Haupt, Bern. Zusammengestellt nach R. Oberhänsli et al. 2004. *Metamorphic structure of the Alps*. Commission for the Geological Map of the World, SGMW, Paris.

Der Tiefenschnitt zeigt vereinfacht einen Bereich in der östlichen Schweiz und in Norditalien zwischen St. Gallen und Bergamo. Oberhalb der heutigen Gebirgsoberfläche sind die bereits erodierten Gesteinsdecken weiter im Osten dargestellt. Östlich der Achse des Alpenrheins von Sonthofen bis Vaduz, im Prättigau, bei Arosa, auf der Lenzerheide und im Avers haben zunächst noch die höher liegenden penninischen Deckenstapel die Gebirgslandschaft auf. Diese tauchen aber mit ca. 10° (18 %) nach Osten ab, und die darüberliegenden ostalpinen Decken formen die Gebirgslandschaft in Österreich (Abb.6.11). Im Zentrum des Profilschnittes liegen das (par)autochthone Aar-Massiv und die parautochthone Gotthard-Decke als Grundgebirge des helvetischen Schelfs. **Autochthon** bedeutet: ...heutige Lage sehr nahe am Ablagerungsort und im Verband. **Parautochthon** bedeutet: ...etwas vom Ablagerungsort verschoben. **Allochthon** bedeutet: ...weit verschoben, nicht im Verband. Die Faltungen und Überschiebungen der Gesteinsablagerungen von ca. 1000 km auf ca. 100 - 250 km Breite bis auf den südeuropäischen Untergrund haben innerhalb der oberen Erdkruste bei Temperaturen von 200 - 300 °C oder mehr stattgefunden. Die helvetischen Decken OGD und UGD wurden südlich des Aarmassivs abgelagert und wurden beim Zusammenschub der Alpen und auch im Zuge der Hebung des Aarmassivs weit nach Norden transportiert (Abb. 6.30-1). In diesem und in den folgenden tektonischen Profilschnitten sind nur die wichtigsten Überschiebungen, Verwerfungen und Bruchzonen schematisch dargestellt.

* = Abschälen der Oberkruste von der Unterkruste; IS = Insubrische Störung des Periadriatischen Bruchsystems; (OO) = Ober- und (UO) = Unterostalpine Decken; (Sal) = Salassikum; TZ = ostalpine Tonale-Zone; (O) = Oberpenninische-, (M) = Mittelpenninische-, (U) = Unterpenninische- Decken; **Oberhelvetikum**: OGD = Oberer Glarner Deckenkomplex (Säntis-Drusberg-Decke); UGD = Unterer Glarner Deckenkomplex (Gonzen-Zone, Blattgrad-, Glarner- und Mürtchen-Decke mit Glarner Verrucano (GD, V); SÜ= Säntis-Überschiebung; GH = Glarner Hauptüberschiebung -> Grenz Ober-/Unterhelvetikum. **Unterhelvetikum**: PA = Par-, Autochthon der Massive; UF = Unterhelvetischer Flysch; TS = Tschäp-Schuppe; SD = Sardona-Flyschdecke mit Blattgrat-Decke; SP = Scopi Piora-Schuppe; PT = Piz Terri-Decke.

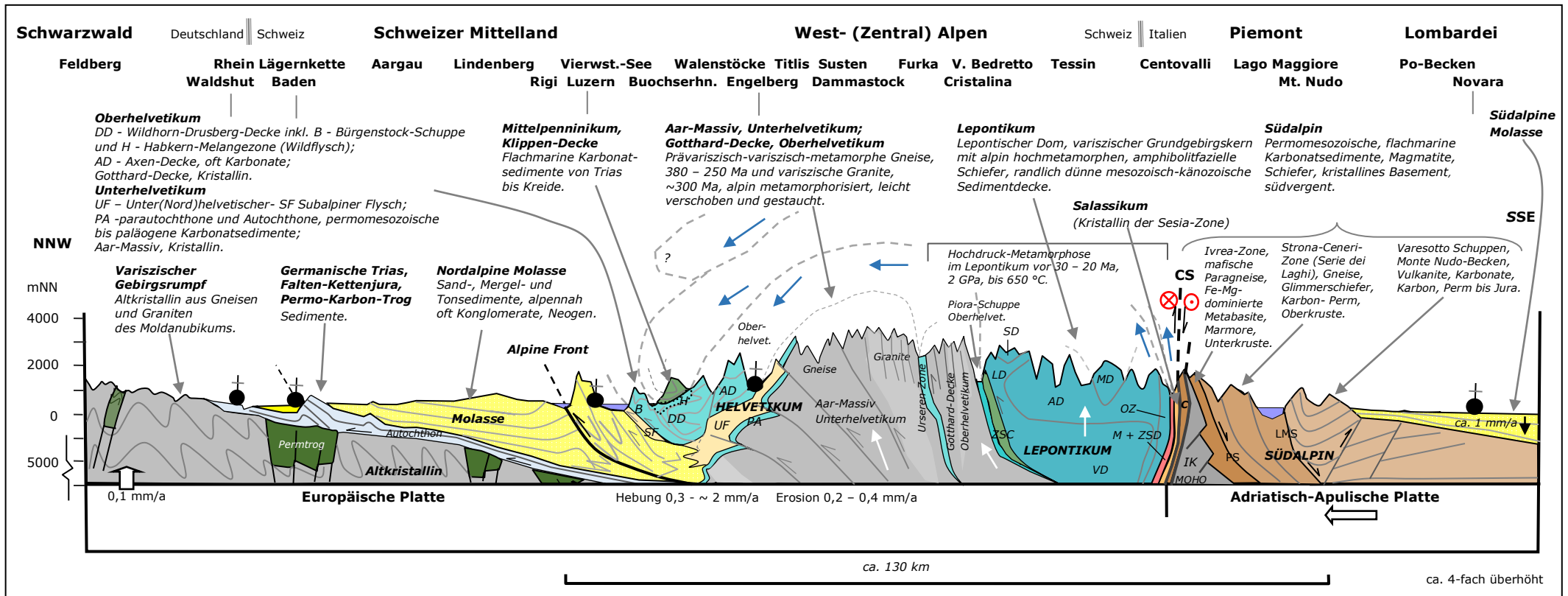


Abb. 6.41: Geotektonischer Profilschnitt Südschwarzwald - Schweizer Mittelland - Zentral-Alpen - Piemont - Lombardei in heutiger Zeit.

Der vereinfachte Profilschnitt zeigt den tektonischen Bau und die Gliederung der Westschweiz vom Mittelland zu den italienischen Süd-Alpen. Die blauen Pfeile veranschaulichen die Überschiebungen der oft gefalteten Sedimente durch den Schub der Adriatisch-Apulischen Platte. Der größte Teil der 1 - 2 km mächtigen helvetischen Decken ist bei der Gebirgsbildung vom sich hebenden Aar-Massiv abgeglichen und allochthon bis über 50 km weit nach Norden und Nordwesten überschoben und intensiv gefaltet worden (Säntis). Die jüngeren Molassesedimente wurden dabei zum Teil weit überfahren, abgeschert, in sich überschoben, verfault und bilden die Falten(Subalpine)molasse. Im westlichen Schweizer Mittelland sind die Molassesedimente (Vorlandplateau) mit den Triassedimenten vom kristallinen Untergrund entlang der weichen und triaszeitlichen Evaporite abgeschert und etwas nach Norden verlagert worden. Durch diesen Fernschub aus den Alpen ist der breite Faltenjura mit der Lägernekette als östlichster und spornartiger Ausläufer entstanden (Abb. 6.67). Im Tessin wurden die lepontischen Decken um ca. 20 km angehoben und bilden die Aufwölbung des hochmetamorphen "Lepontinischen Doms". Die hier gestrichelten Bereiche über der Gipfflur wurden im Zuge des Aufstiegs der Alpen aus dem Meer fortlaufend erodiert und als klastische Sedimente großteils in den Molassebecken abgelagert und von dort in die Meere geschwemmt. Die Alpen waren nie höher als heute.

Penninikum: ZSC = Zone Sion-Courmayeur, UP; MR = Monte Rosa-Decke, MP; ZSD = Zermatt-Saas-Fee-Decke, OP. **Lepontikum:** LD = Lebedun-Decke; AD = Antigorio-Decke; VD = Verampio-Decke; OZ = Orselina-Zone; SD = Samboco-Decke; MD = Maggia-Decke. **Südalpin:** IK = Ivrea-Körper (Peridotite des Erdmantels, Schwereanomalie); C = Canavese-Zone, Grundgebirge, permomesozoische Sedimente; CS = externe und interne Canavese-Störung (Insubrische Störung) des Periadriatischen Bruchsystems. PS = Pogallo-Störung; LMS = Lago Maggiore-Störung.

Schweizer Jura: Vor 10 - 2 Ma wurde 25 - 80 km nordwestlich der Alpen der an die Molasse anschließende Französisch-Schweizer Jura durch Fernschub auf 370 km Länge und maximal 75 km Breite gestaucht. Ursache waren die aufsteigenden und dabei nordwestwärts schiebenden Externmassive des europäischen Untergrunds. Bei einer Verkürzung von 2 - 35 km wurden die Gesteine der Trias und die überlagernden Kalk- und Mergelgesteine des Juras bei niedrigen Temperaturen entlang der weich verformbaren triaszeitlichen Gips- und Anhydritlagen aufgeworfen. So entstanden die "Faltenstrukturen" aus Brüchen und Überschiebungen im harten Kalkstein. Auch die tiefer liegenden permokarbonischen Schichten und die kristalline Basis wurde stellenweise in diese Tektonik miteinbezogen. Der "Faltenjura" wird als "Interner Faltenjura" in den Typ "Kettenjura" (wenig abgetragen) und in den Typ "Freiberger Jura" (stärker abgetragen) gegliedert. Weiter im Nordwesten liegt die Hochebene des "Plateaujura" als "Externer Faltenjura", wo die ungefalteten und breiten Plateaus durch schmale und stark abgetragene Faltenzüge getrennt sind. Im Norden folgt die Schichtstufenlandschaft mit dem ungefalteten, aber durch Brüche tektonisch zergliederten "Tafeljura".

Grafiken 6.40 und 6.41 mit Daten u.a. nach: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopographie swisstopo, KOGIS, Wabern und nach O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.

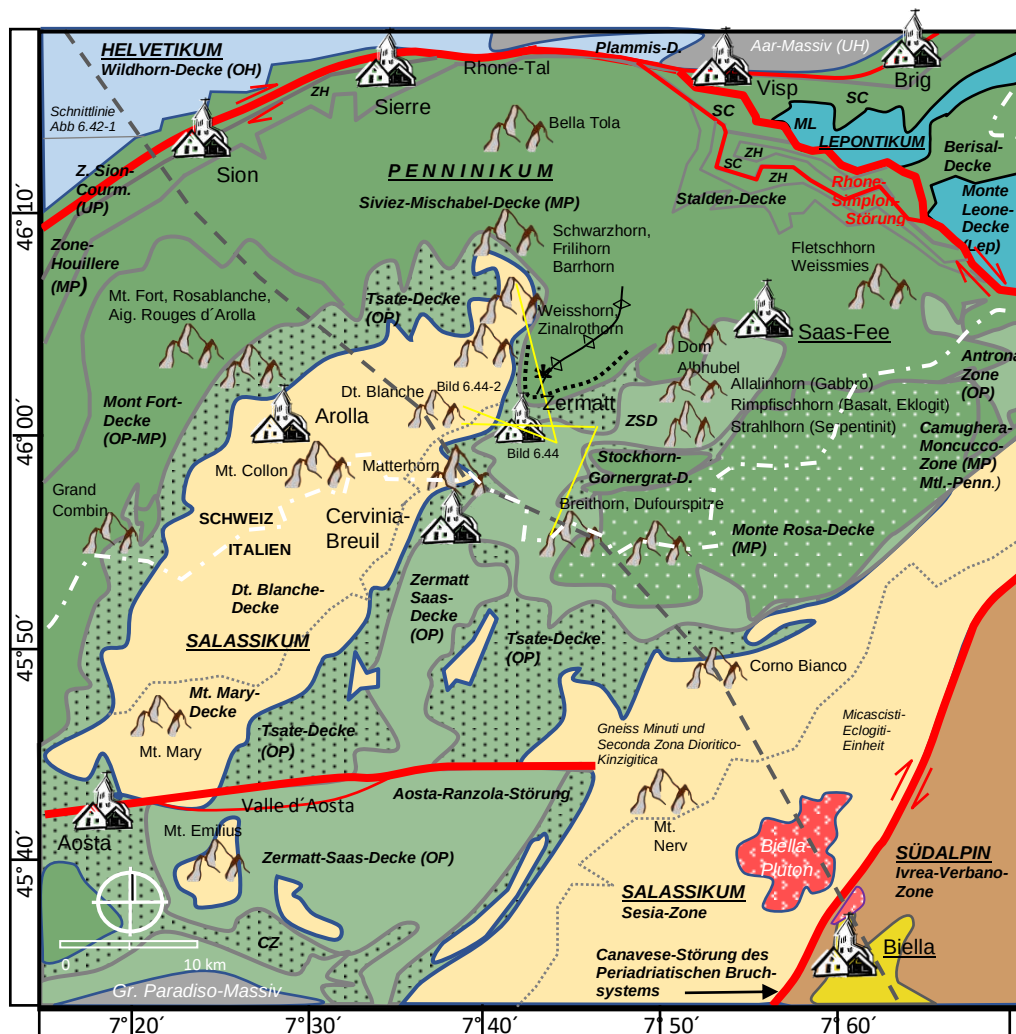


Abb. 6.42: Geotektonische Karte für das Gebiet Schweiz-Wallis und Italien-Valle d'Aosta/Piemont. Die Karte zeigt vereinfacht die heutige Situation nach dem Zusammenschub und der Überschiebung der alpinen Gesteinsdecken und soll zusammen mit dem Profilschnitt in Abb. 6.42-1 den dreidimensionalen Aufbau des Deckengebäudes veranschaulichen. Grafik mit Daten u.a. nach: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, KOGIS, Wabern. Piktogramme: Pixabay.

- Südalpin**, hier Ivrea-Verbano-Zone mit metamorpher kontinentaler Unterkruste.
- Salassikum**, poly- und oft hochdruckmetamorphe kontinentale Oberkruste.
- Lepontikum**, metamorphes Grundgebirge mit dünnen mesozoischen Sedimenten.
- Unterpenninikum UP**, Tiefsee-Metasedimente auf ozeanischer Kruste.
- Mittelpenninikum MP**, flach- und z.T. tiefmarine Metasedimente auf kontinentaler Kruste.
- Oberpenninikum OP**, Tiefsee-Metasedimente auf ozeanischer Kruste, hier stellenweise mit MP.
- Helvetikum**, flachmarine Sedimente auf südeuropäisch-kontinentaler Kruste.
- Hauptstörungen**
- Deckengrenzen**
- Mischabel-Rückfalte der Siviez-Mischabel-Decke**

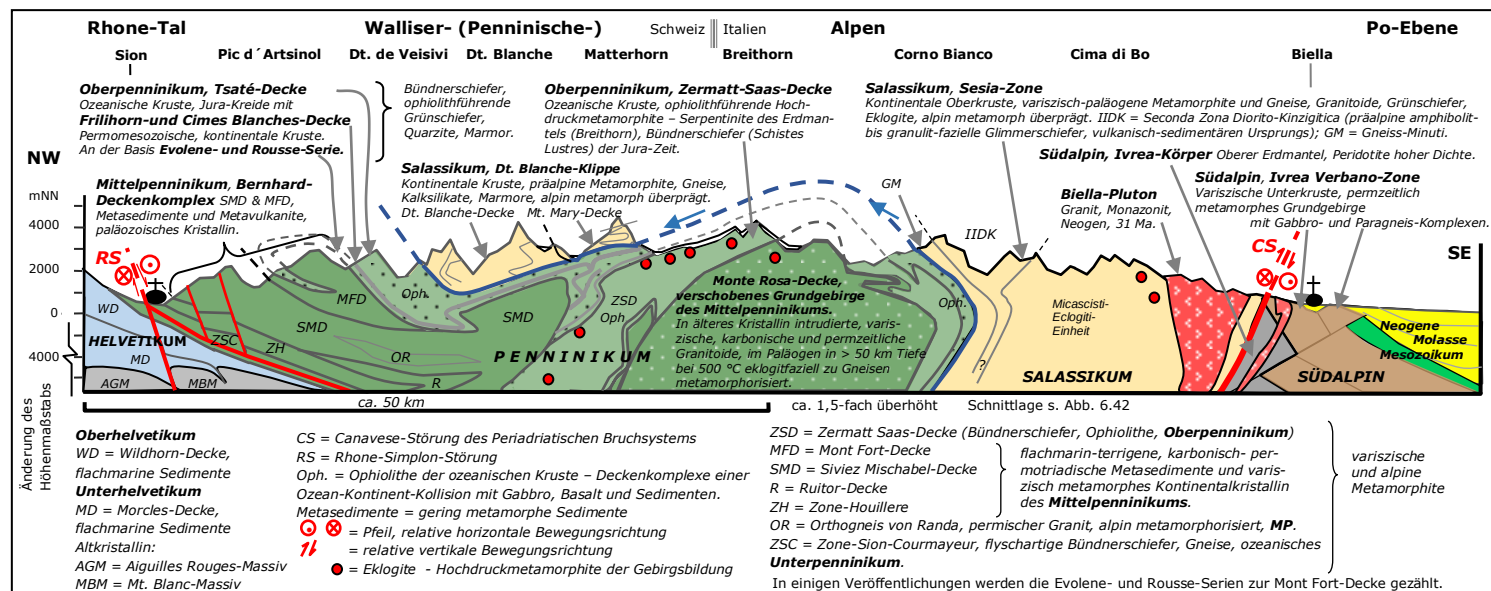


Abb. 6.42-1: Geotektonischer Profilschnitt für das Gebiet Schweiz Rhone-Tal/Wallis und Italien Valle d'Aosta/Piemont in heutiger Zeit. Der überhöhte Profilschnitt zeigt den geotektonischen Bau und die Gliederung der Walliser (Penninischen-) Alpen mit den Gesteinen aus den unterschiedlichen tektonischen Einheiten. Dargestellt ist die Überschiebung der Dent-Blanche- und der Mt. Mary-Decke aus kontinentaler Erdkruste (Gneise und Gabbro) über den Ophiolithen und Schistes Lustrés (Bündnerschiefer) der ozeanisch-oberpenninischen Decken. Darunter folgen die polymetamorphen Kristalline der flachmarinen mittelpenninischen Decken aus Gneisen, Schiefer und Quarziten. In den weichen Sedimenten der unterpenninischen Zone-Sion-Courmayeur wurde das Rhonetal eingeschnitten. Die Dent-Blanche-Decke, die Mont Mary-Decke und die Sesia-Zone (Cervinia-Mikrokontinent im Oberpenninischen Ozean, ehemals Unterostalpin) werden der neuen tektonischen Domäne des 'Salassikum' zugeordnet. Die Canavese-Störung (CS) der Periadriatischen Bruchzone trennt die nördlich gelegenen West- und Ostalpen von den Südalpen. An dieser Naht haben sich die Südalpen etwa 100 - 150 km nach Westen verschoben und die Zentralalpen haben sich gegenüber den Südalpen um mehrere Kilometer gehoben. Das führte dazu, dass dort heute nördlich kristalline Gesteine an der Oberfläche liegen, während südlich auch Sedimente auftreten. Das Periadriatische Lineament existierte schon vor der Alpenbildung und wurde alpidisch reaktiviert (Abb. 32c-1, 36e, 37a). Das Gran Paradiso- und das Dora Maira-Massiv, die Monte Rosa- und die Adula-Decke wurden als kontinentale Krustenteile tief in die alpine Subduktionszone versenkt. Wegen ihrer geringen Dichte sind sie wieder aufgestiegen, wurden der Erosion ausgesetzt und bilden heute hohe Gebirgsgruppen. Grafik mit Daten nach: F. Negro et al. 2013: Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemonte-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. *Swiss Journal of Geosciences*, April 2013; und nach: A. Pantet et al. 2020: Mimicking Alpine thrusts by passive deformation of synsedimentary normal faults: a record of the Jurassic extension of the European margin (Mont Fort nappe, Pennine Alps). *Swiss Journal of Geosciences*; und nach: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, KOGIS, Wabern

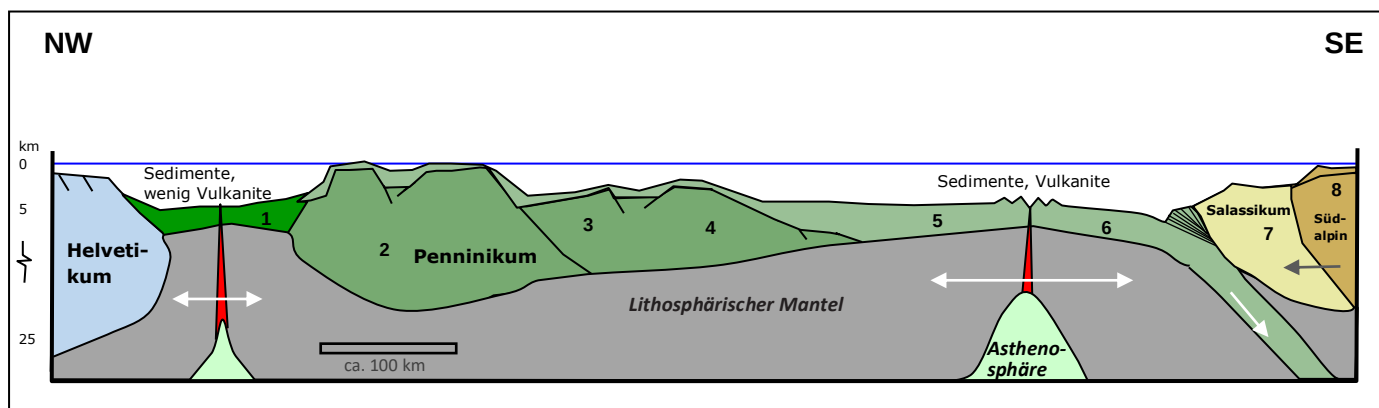


Abb. 6.43: Geotektonische Lithosphärenschnitte der Westalpen, Schweiz – Norditalien vor ca. 150 - 120 Ma.

Die Grafik zeigt einen schematischen und stark überhöhten geotektonischen Tiefenschnitt zur Jura-Zeit mit den penninischen tief- und flachmarinen Ablagerungsräumen Valais (Unter-), Briançonnais (Mittel-), Liguro-Piemont (Oberpenninikum) und mit den helvetischen und ostalpinen Flachmeeren im Norden und Süden.

Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: S. Skora et al., 2015: Evidence for protracted prograde metamorphism followed by rapid exhumation of the Zermatt-Saas Fee Ophiolite. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 33, Issue 7.

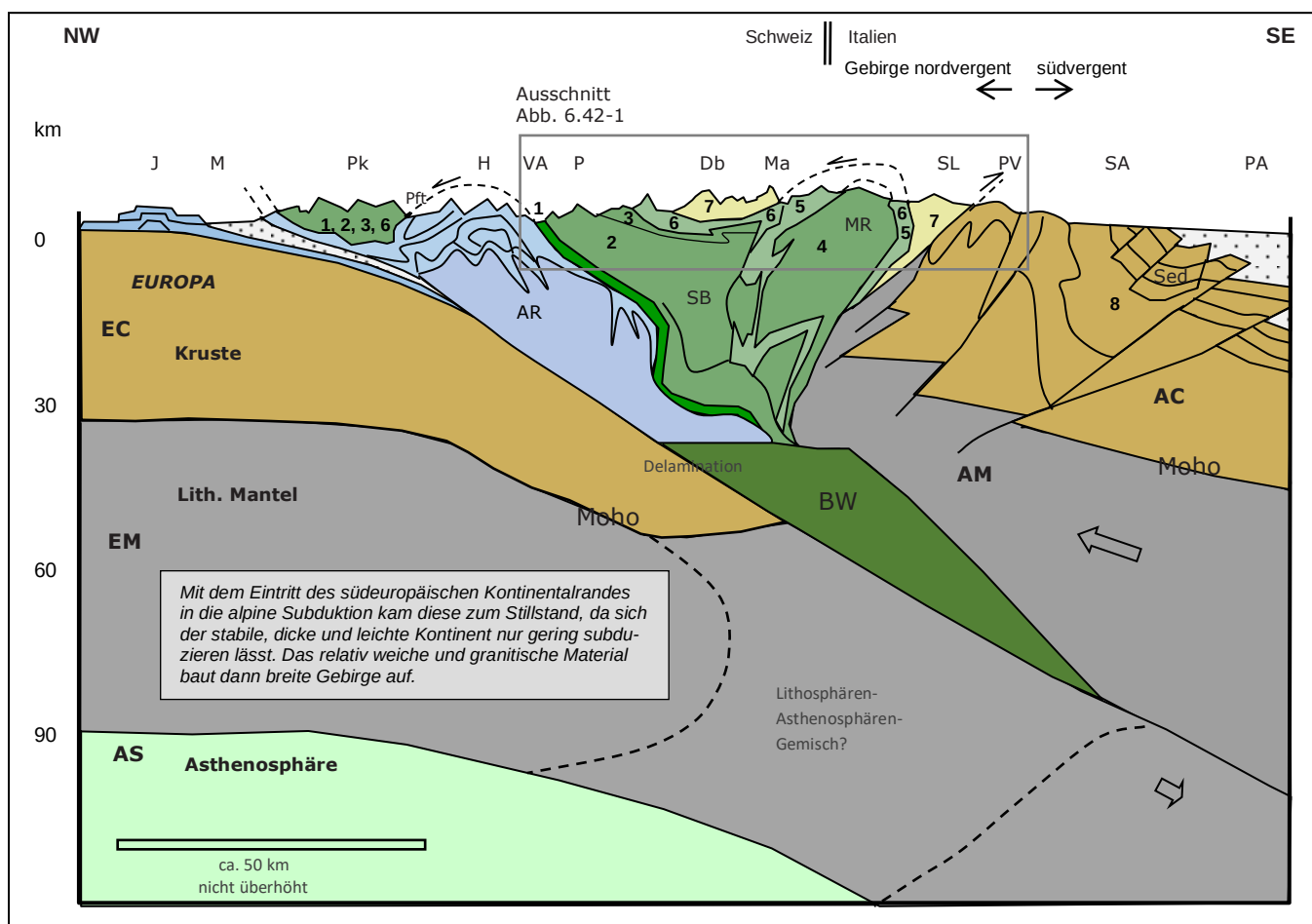


Abb. 6.43-1: Geotektonischer Lithosphären-, Asthenosphärenschnitt Schweiz - Norditalien in heutiger Zeit.

Der schematische Tiefenschnitt zeigt eine geotektonische Übersicht vom Schweizer Jura über das Wallis ins norditalienische Piemont. Adria/Apulia schiebt sich über Südeuropa. UP, MP, OP = Unter-, Mittel-, Oberpenninikum. Details in Abb. 6.42-1, 6.42, 6.44.

Grafik umgezeichnet und ergänzt aus: Giorgio V. Dal Piaz et al., 2003: Geological outline of the Alps. *Academia, Episodes*, Vol.26, no.3, 2003.

Lithosphäre der nordwestlichen Alpen

- **Salassikum (7):** Sesia-Lanzo-Zone (SL) und Mt. Mary-, Dt. Blanche-Decke (Db), einschließlich Matterhorn (Ma).
- **Penninikum (P):** Ophiolithische Einheiten des Piedmont (5, 6, po - OP), Monte Rosa (4, MR - MP) und Grand St. Bernard-Decken (2, SB - MP). Darunter liegt die unterpenninische Valais-Zone (1, VA - UP), Penninische Klippen (Pk), Penninische Frontalüberschiebung (Pft).
- **Helvetisches Grundgebirge mit Sedimentdecken (H):** Aiguilles Rouges-Massiv (AR).
- **Molasse-Vortiefe (M):** Nordalpine Molasse.
- **Jura-Gürtel (J):** Faltenjura.
- **Keil des europäischen Mantels, eklogitisierte Krusteneinheiten (BW).**
- **Europäische Lithosphäre:** Kontinentale Kruste (EC) und Mantel (EM); Asthenosphäre (AS).
- **Adriatische Lithosphäre:** Antithetischer Gürtel der Südalpen (8 – SA, Sed - Sedimente), Kruste (AC) und Mantel (AM); Periadriatisches Verwerfungssystem (PV).
- **Po- (Adriatische) Ebene (PA):** Südalpine Molasse.

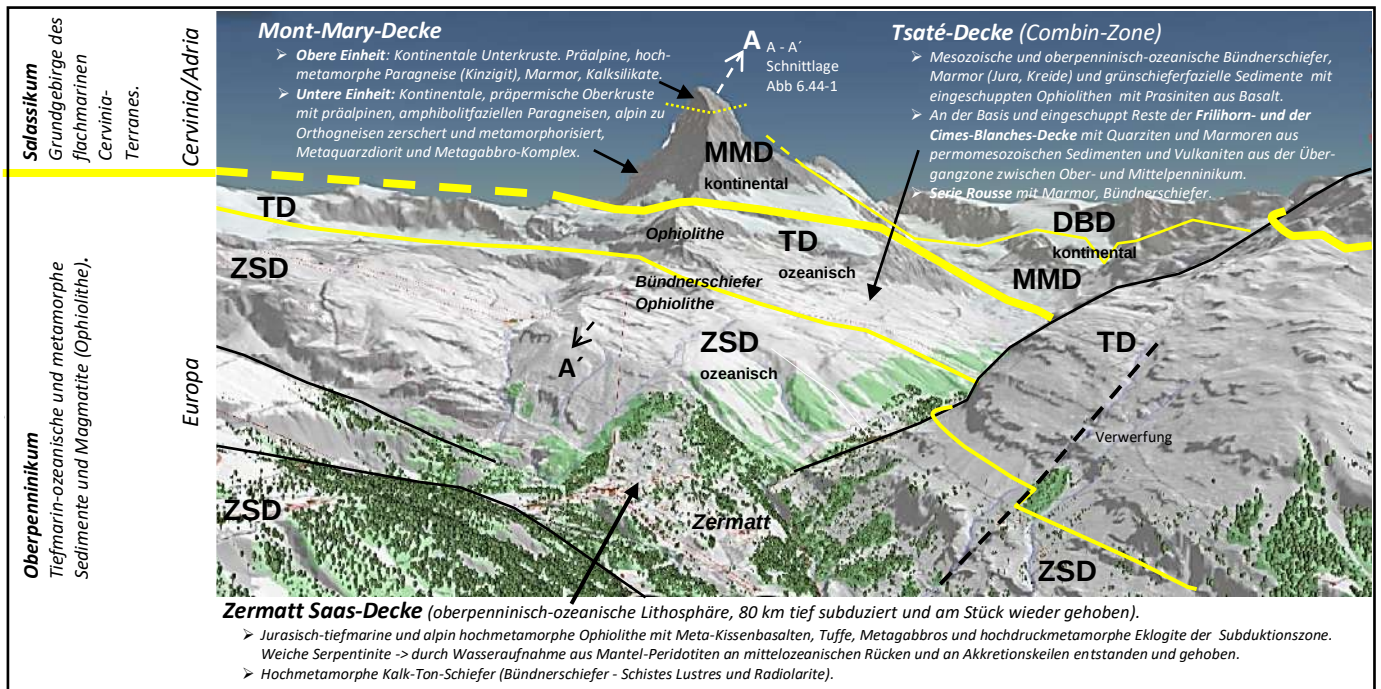


Abb. 6.44: Deckenbau am Matterhorn (4478 mNN) in den Walliser-Alpen der Schweiz.

Die Grafik mit einer Ansicht vom Untererthorn (3103 mNN) nach Südwesten zeigt den alpinen Deckenbau im Bereich von Zermatt und am Matterhorn. Der obere Teil des durch die eiszeitliche Erosion und Gletscherschliff pyramidenartig geformten Berges (Karling) besteht aus Gesteinen der kontinentalen Mont-Mary-Decke aus dem Salassikum als nördliche Fortsetzung der Sesia-Zone im Piemont. Darunter folgen Gesteine der ozeanisch-oberpenninischen Tsaté-Decke mit eingeschuppten Resten der kontinentalen Cimes Blanches- und der Frilhorn-Decke. Die Basis bilden hier die mächtigen Gesteinsformationen der ozeanischen Zermatt-Saas-Decke aus dem breiten und tiefen oberpenninischen Ablagerungsraum. Dargestellt sind hier die ungefähren Lagen der Deckengrenzen (siehe Abb. 6.5 und 6.42). Das Wallis mit dem Matterhorn gehört mit seiner vielfältigen Deckentektonik zu den interessantesten geologischen Gebieten in den Alpen.

Grafik ergänzt aus: Tektonische Karte der Schweiz, geo.admin.ch, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, KOGIS, Wabern.

Vor etwa 100 Ma kam es zu einer Änderung der Bewegungsrichtung der Afrikanischen Platte und diese schob nun zusammen mit der Adriatisch-Apulischen Platte verstärkt nach Norden gegen Eurasia. Das führte zu einer tiefen süd- und südostwärts gerichteten Subduktion des oberpenninischen Ozeanbodens zusammen mit dem von der Adriatischen Platte abgekoppelten Cervinia-Terrane unter den bereits vor 120 Ma angelegten adriatisch-ostalpinen Deckenstapel in den Erdmantel. Die Ozeanböden wurden dabei an Akkretionskeilen von ihrer Unterlage abgeschabt, fragmentiert, in die Tiefe versenkt, metamorph verändert, überschoben und gestapelt. Durch den anhaltenden Nordschub von Adria/Afrika und mit der Schließung der penninischen Ozeane vor 60 – 45 Ma wurden die Fragmente wieder gehoben und auf den südeuropäischen Kontinentalrand überschoben, weiter zerschert und stellenweise ausgewalzt. Dabei wurden auch die Grundgebirgsgesteine des Cervinia-Terranes (Salassikum) über die penninischen Gesteine der heutigen Tsaté-, Cimes Blanches- und Zermatt Saas-Decke geschoben (Abb. 6.21, 6.30-1). Mit der Alpenhebung und Erosion ab ca. 25 Ma sind dann die weiträumigen penninischen und die klippenartigen salassischen Deckenkomplexe der Mt.-Mary- und der Dt.-Blanche Decke mit ihren schroffen Gebirgsformationen entstanden.

- Dt. Blanche-Decke - DBD - im Westen und Mt. Mary-Decke - MMD - im Osten ("Dt. Blanche-Klippe", Abb. 6.42): Diese überwiegend aus präalpinen Kristallingesteinen bestehende und große "Erosionsklippe" mit mehreren überschobenen Teildecken ist die Fortsetzung der ca. 25 km südöstlich im Piemont liegenden Sesia-Zone. Sie entstammt dem tieferen Grundgebirge eines kleinen, kontinentalen Erdkrustenfragments (Cervinia-Terrane), das westlich an den adriatisch-apulischen Kontinentalrand angedockt hat, mit der oberpenninischen Ozeankruste versenkt und wieder gehoben wurde, und das heute die tektonische Einheit des "Salassikum" darstellt (Abb. 6.27, 6.27-1). Die Obere Einheit der Mt. Mary-Decke besteht aus amphibolitfaziellen und metapelitischen Paragneisen (Kinzigit), Marmoren und Kalksilikaten einer ehemaligen variszischen Unterkruste. Die darunter liegende und geringer metamorphe Untere Einheit besteht aus Grundgebirge der Oberkruste mit präalpin amphibolitfaziellen Paragneisen, die alpin zu Orthogneisen zerschert und metamorphosiert wurden und am Matterhorn auch aus permischen Metagabbros. Die im Paläozoikum entstandene Gesteine der Dt. Blanche/Mt.-Mary-Decke wurden spätvariszisch und dann nochmals alpin metamorph überprägt und waren früher ein Teil der nahe an Nordafrika liegenden Adriatisch-Apulischen Mikroplatte, so dass oft der missverständliche Satz zu lesen ist: "Das Matterhorn war vor der Alpenbildung ein Teil von (Ur-)Afrika". Heute versteht man Adria/Apulien als eine von Nordafrika abgelöste und leisen ist: "Das Matterhorn war vor der Alpenbildung ein Teil von (Ur-)Afrika".

- Tsaté-Decke (TD): Die tiefmarinen Ausgangssedimente dieser Decke aus Radiolariten und Kalk-Tonschlamm wurden während der Jura- und der Kreide-Zeit im nordwestlich von Adria/Apulien gelegenen Becken des Oberpenninischen Ozeans abgelagert. Sie bildeten zusammen mit der an untermeerischen Spreizungszonen ausgetretenen ozeanischen Kruste aus basaltischen Vulkaniten, Gabbros und Serpentiniten den breiten Ozeanboden. Im Zuge der Alpenbildung wurden diese Sedimente und Magmatite oft als Akkretionskeile abgeschabt, fragmentiert in die Tiefe versenkt, dort metamorph umgewandelt, kompliziert gefaltet und überschoben. Im Zuge der Hebung und Abtragung des Gebirges kamen diese Gesteine als Kalk-Ton-Glimmer-Schiefer (Bündnerschiefer, Schistes Lustres) und als eingeschuppte Ophiolithe wieder an die Oberfläche. Die stark zerscherten und oft ausgewalzten Gesteine haben an der Basis des Matterhorns wegen ihrer geringeren Verwitterungsresistenz eine etwas sanftere Morphologie als die härteren Gesteine der viele markante Gipfel bildenden Mt.-Mary- und Dt.-Blanche-Decke (Matterhorn, Gabelhörner, Zinalrothorn, Dent Blanche, Weisshorn). Zwischen Grand Combin und Frilhorn liegen an der Basis Quarzite, Dolomite, Marmore und Bündnerschiefer der **Evolene- und der Rousse-Serien**.

- Cimes Blanches-Decke, Frilhorn-Decke innerhalb der TD: Eingeschuppt und oft nahe der Basis der Tsaté-Decke befinden sich Reste der metamorphen Cimes Blanches- und der dünnen Frilhorn-Decke aus Quarziten und Marmoren aus der Übergangszone zwischen dem Ober- und Mittelpenninikum. Beide Decken und die Tsaté-Decke sind niedriger metamorph als die darunter liegende Zermatt-Saas-Decke und werden auch als **"Combin-Zone"** bezeichnet. Diese ist im Wallis und vom Aosta-Tal bis in die südlichen französischen Alpen verbreitet.

- Zermatt Saas-Decke (ZSD): Die tiefmarinen Ausgangssedimente dieser Gesteinsdecke, Radiolarite und kalkig-pelitisches Gesteine, wurden, wie auch die der Tsaté-Decke, zusammen mit basaltischen Magmatiten (Kissenlaven), Gabbros und Serpentiniten im tiefen oberpenninischen Piemont-Ozean während der Jura-Zeit abgelagert und bildeten dort den Meeresboden. Die Gesteine wurden in der Paläogen-Zeit vor ca. 50 – 40 Ma bei der Subduktion der ozeanischen Kruste unter die Adriatische-Apulische Platte gezogen und im Gegensatz zur geringer metamorphosierten Combin-Zone in 70 – 100 km Tiefe hochdruckmetamorph und teilweise eklogitfaziell umgewandelt (Basalt, Gabbro -> Eklogite). Bei Wiederaufstieg im Zuge der Gebirgsbildung wurden sie unter Wasseraufnahme z.T. in Blau- und Grünschiefer rückumgewandelt. Diese 60 km breite ozeanische Lithosphäre ist dann nahezu "am Stück" wieder an die Oberfläche aufgestiegen und besteht heute aus ähnlichen Gesteinen wie die Tsaté-Decke: Kalk-Tonschiefer (Bündnerschiefer) mit eingelagerten Ophiolithen (Metabasalt). Nach der Nordverschiebung und Faltung liegen die stark zerscherten Teile dieser Ophiolith-Serien heute über den Gesteinen des ehemaligen südlichen Kontinentalrandes von Europa. Die Zermatt Saas-Decke bildet heute die Basis des Matterhorns und reicht bis ins Tal nach Zermatt, nach Nordosten zum Allalinhorn bei Saas Fee und weit nach Süden in das Aosta Tal und bis zum Gran Paradiso-Massiv in Italien (Abb. 6.42).

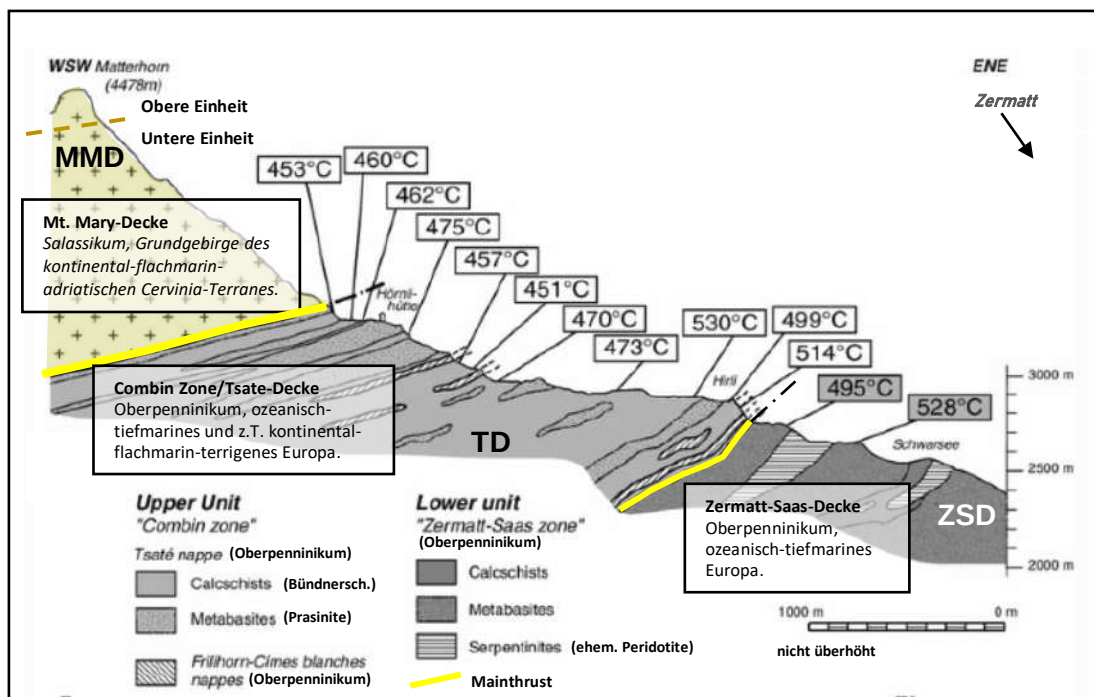


Abb. 6.44-1: Profilschnitt Matterhorn – Schwarzsee.

Der geotektonische Schnitt zeigt im Vergleich zu Abb. 6.44 die Lage der kontinentalen Mont Mary-Decke des Salassikums, der oberpenninisch-ozeanischen Tsate-Decke mit Resten der ebensolchen Frilhorn- und Cimes Blanchettes-Decke (Combin-Zone), der überwiegend oberpenninisch-ozeanischen Zermatt-Saas-Decke und die spektroskopisch ermittelten Spitzentemperaturen bei deren Metamorphose. Gelbe Linien = Hauptüberschiebungen; Calcschists = Kalkschiefer (Bündnerschiefer); Metabasites = Metamorphite aus den basischen Magmatiten Basalt, Andesit, Gabbro; Serpentinities = Metamorphite, durch Einlagerung von Meerwasser umgewandelte ultramafische, olivinreiche Peridotite

(Fe- und Mg-haltige dunkle Minerale) aus basaltischem Magma.

Grafik ergänzt aus: F. Negro et al., 2013: Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemonte-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. *Swiss Journal of Geosciences* volume 106, pages 63–78 (2013).

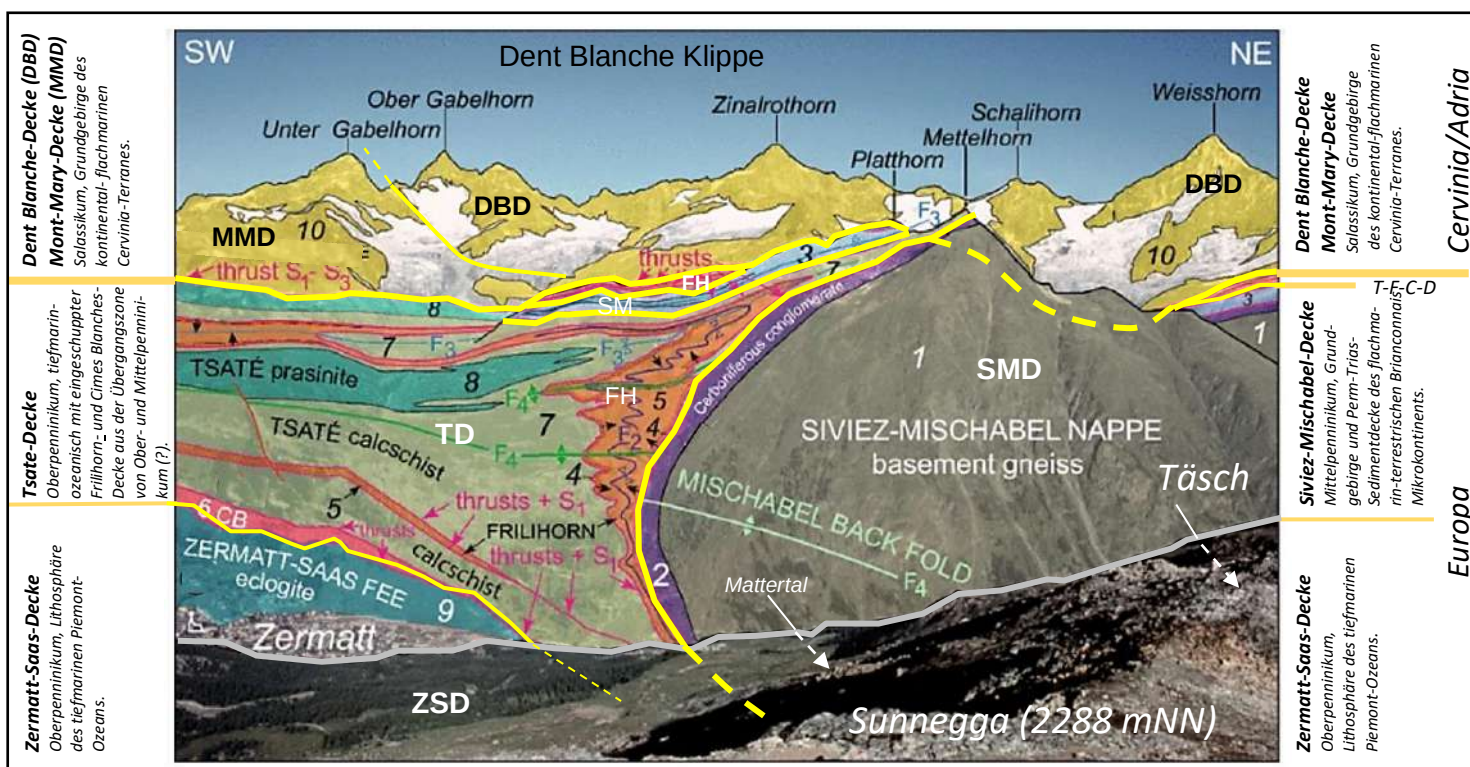


Abb. 6.44-2: Ansicht der Westseite des Mattertals im Wallis, Schweiz.

Das Foto, aufgenommen von der Station Sunnegga (2288 mNN) über das Mattertal nach Westen, zeigt die Westseite des Tals zwischen Zermatt und Täsch mit den darüber gezeichneten geotektonischen Strukturen. Rechts unter der Dt. Blanche- und der Mt. Mary-Decke (DBD/MMD) des Salassikums, neben der Tsate-Decke (TD - Combin Zone) des Oberpenninikums und über der oberpenninischen Zermatt-Saas-Decke (ZSD) sieht man die große und hier fast horizontal liegende Rückfaltung der Siviez-Mischabel-Decke (SMD, mittelpenninisches Grundgebirge) nach Süden, verursacht durch die keilartige Nordwanderung und Einengung des "Insubrischen Indenters".

Originaltext: 1 Basement gneiss of the Siviez-Mischabel nappe, 2, 3 its sedimentary cover, 2 Carboniferous conglomerates, 3 SM - Barrhorn Mesozoic-Eocene series, 4, 5 FH - Frilhorn Mesozoic series, 4 Frilhorn quartzite, 5 Frilhorn dolomite, ↑ = younging upwards stratigraphic polarity, 6 CB - Cimes Blanchettes nappe (Permo-Mesozoic series), 7 calcschist of the ophiolitic Tsaté nappe, 8 prasinite, meta-basite of the Tsaté nappe, 9 eclogitic Zermatt-Saas Fee ophiolitic nappe, 10 Dt.-Blanche/Mt.-Mary basement nappe. Red lines are multiple folded thrust planes, F₂ axial surface of second-phase folds, F₃ axial surface of third-phase folds, F₂ and F₃ fold axes are oriented parallel to a NW-directed stretching lineation with top-to-NW shear indicators, F₄ axial surfaces of Mischabel back fold with its 22°W-plunging fold axis. Prasinite = ungeschieferter Grünstein aus metamorphorisiertem Basalt; Calcschists = Kalkschiefer (Bündnerschiefer).

Grafik ergänzt aus: A. Steck et al. 2015: Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. *Swiss Journal of Geosciences* volume 108, pages 3–34 (2015).

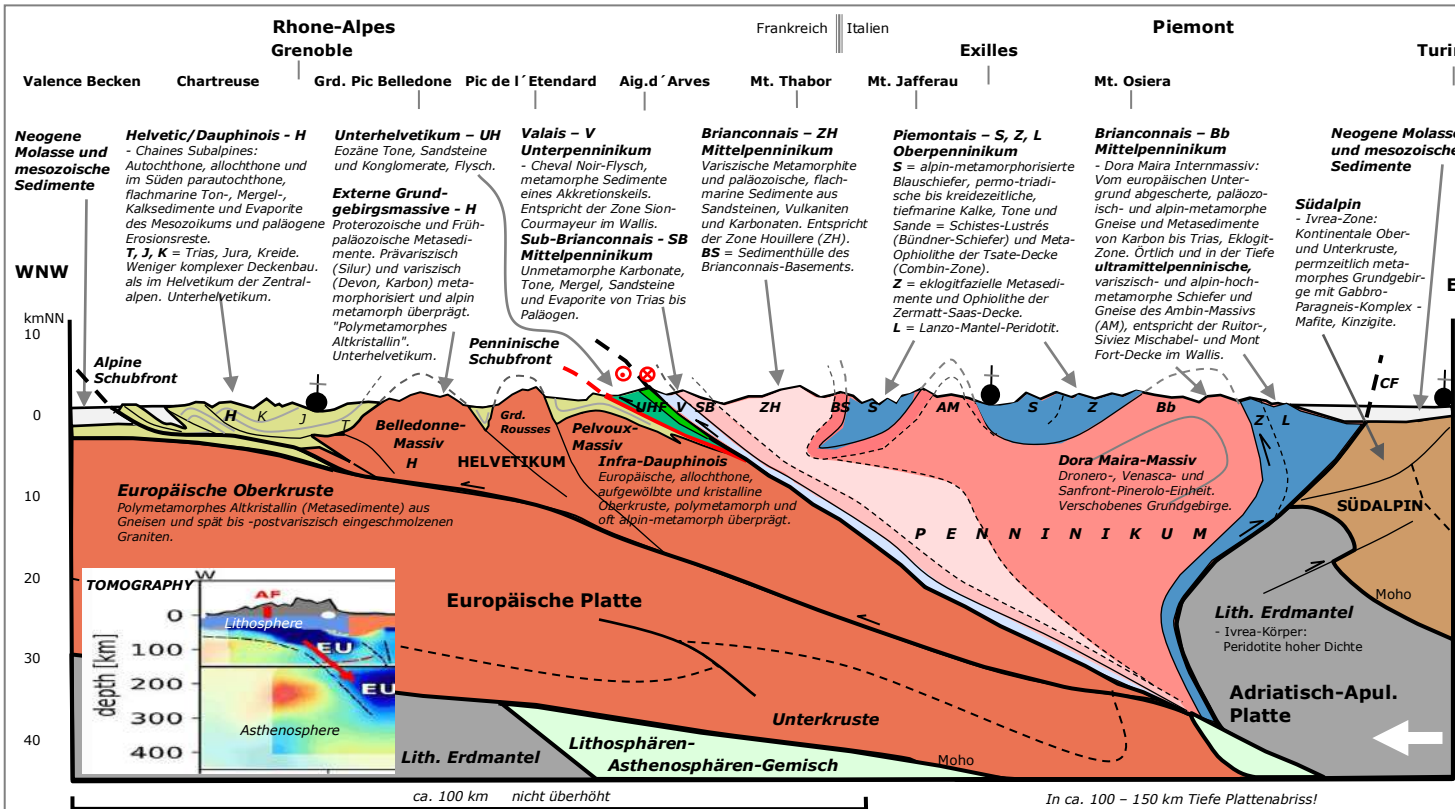
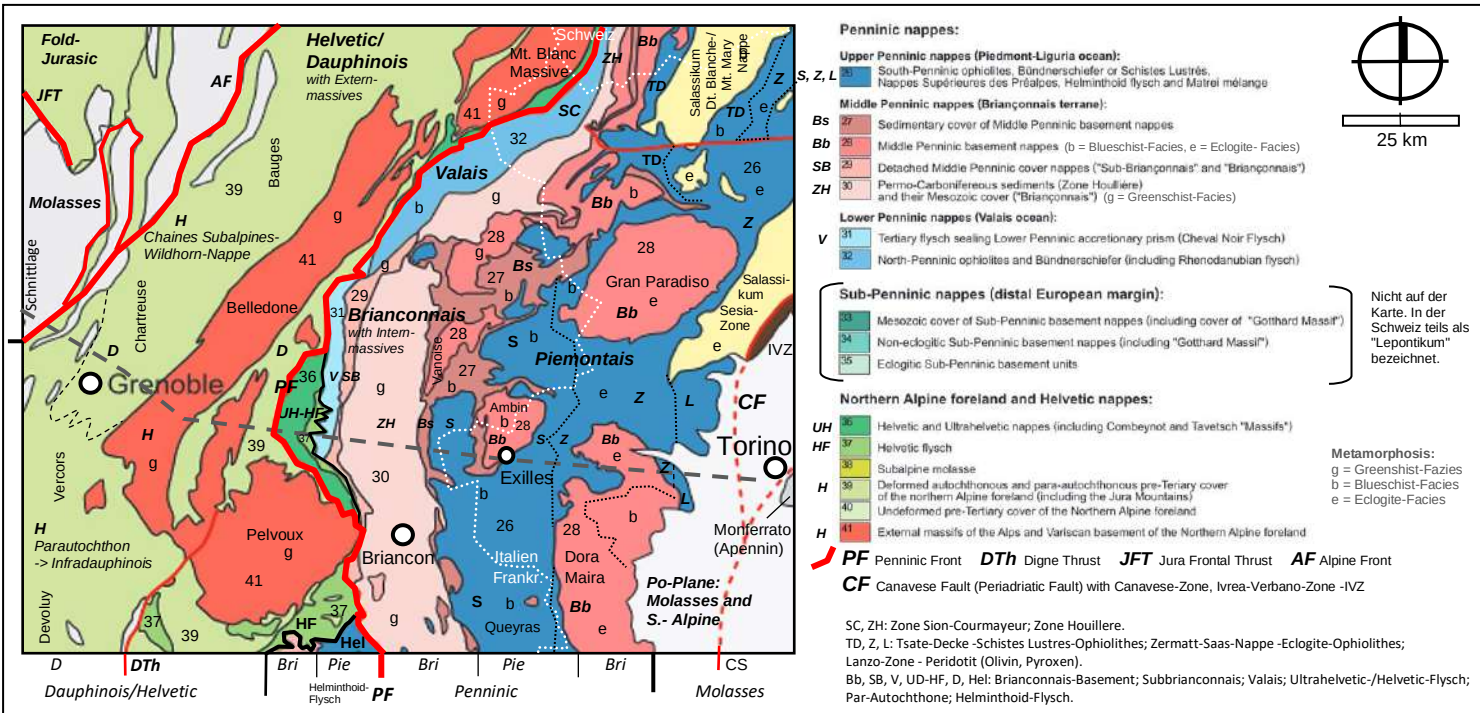


Abb. 6.45: Geotektonischer Profilschnitt und Karte für das Gebiet Frankreich/Rhone-Alpes und Italien/Piemont in den West-Alpen. Der nicht überhöhte und vereinfachte Profilschnitt und die Karte unten zeigen den Bau, die Gliederung und die Lage der Gesteine der unterschiedlichen geotektonischen Einheiten in den französischen und italienischen Westalpen zwischen dem Valence-Becken, Grenoble und Turin. Die Externmassive Belledonne und Pelvoux gehören zum Dauphinois (Helvetikum). Der Westalpenbogen wurde durch die Nordwestwanderung und die Rotation der Adriatischen Platte (Indenter) geformt. Die Zuordnung einiger alpinen Gesteinsdecken und der Internmassive zu den Ablagerungsräumen ist noch nicht in allen Details erforscht. Farben wie in der Karte unten. CF = Canavese-Störung (Fault) des Periadriatischen Bruchsystems. Kleines Bild: Tiefenschnitt seismische Tomographie (Abb. 6.51). *Profilschnitt mit Daten u.a. nach: M. Faure, Y. Chen (2018): Geological Excursion in the Western Alps, 2018. Orléans University-Institute of Geology and Geophysics und nach S.M. Schmid et al. (2016): Ivrea mantle wedge, arc of the Western Alps, and kinematic evolution of the Alps–Apennines orogenic system. Swiss J Geosci (2017).*



Geotektonische Karte ergänzt aus: S.M. Schmid et al. (2004): Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97 (2004). Birkhäuser, Basel.

- Außeralpin = Voralpen mit Faltenjura und Molasse, flachmarine und fluviatil-limnische Sedimente.
- Dauphinois = Helvetikum, kontinentale Kruste, überwiegend flachmarine Sedimente.
 - Ultradauphinois = Kontinentalabhängig von flachen Helvetikum in die Tiefsee des Penninikums mit Mergel und Tiefwassertonen anstelle von Karbonaten.
 - Infradauphinois = tektonische Lage unter der basalen Überschiebung der Decken. Externmassive und deren (par-)autochthone Sedimenthülle.
- Valais = Unterpenninikum, ozeanische Kruste, Tiefseesedimente, Vulkanite.
- Briançonnais = Mittelpenninikum, kontinentale Kruste, flachmarine und z.T. tiefmarine Sedimente.
- Piemontais = Oberpenninikum, breite ozeanische Kruste, Tiefseesedimente, Vulkanite.
- Salassikum = Dent Blanche- und Mont Mary-Decke mit Sesia-Zone, kontinentale Kruste.
- Südalpin = Ivrea-Verbano Zone – IVZ, permozeitlich metamorphes Grundgebirge mit Gabbro-Paragneis-Komplex - Mafite, Kizsigite.
- Auf dem Kartenausschnitt nicht vertreten sind die weiter im Osten liegenden Domänen Lepontikum und Ostalpin.

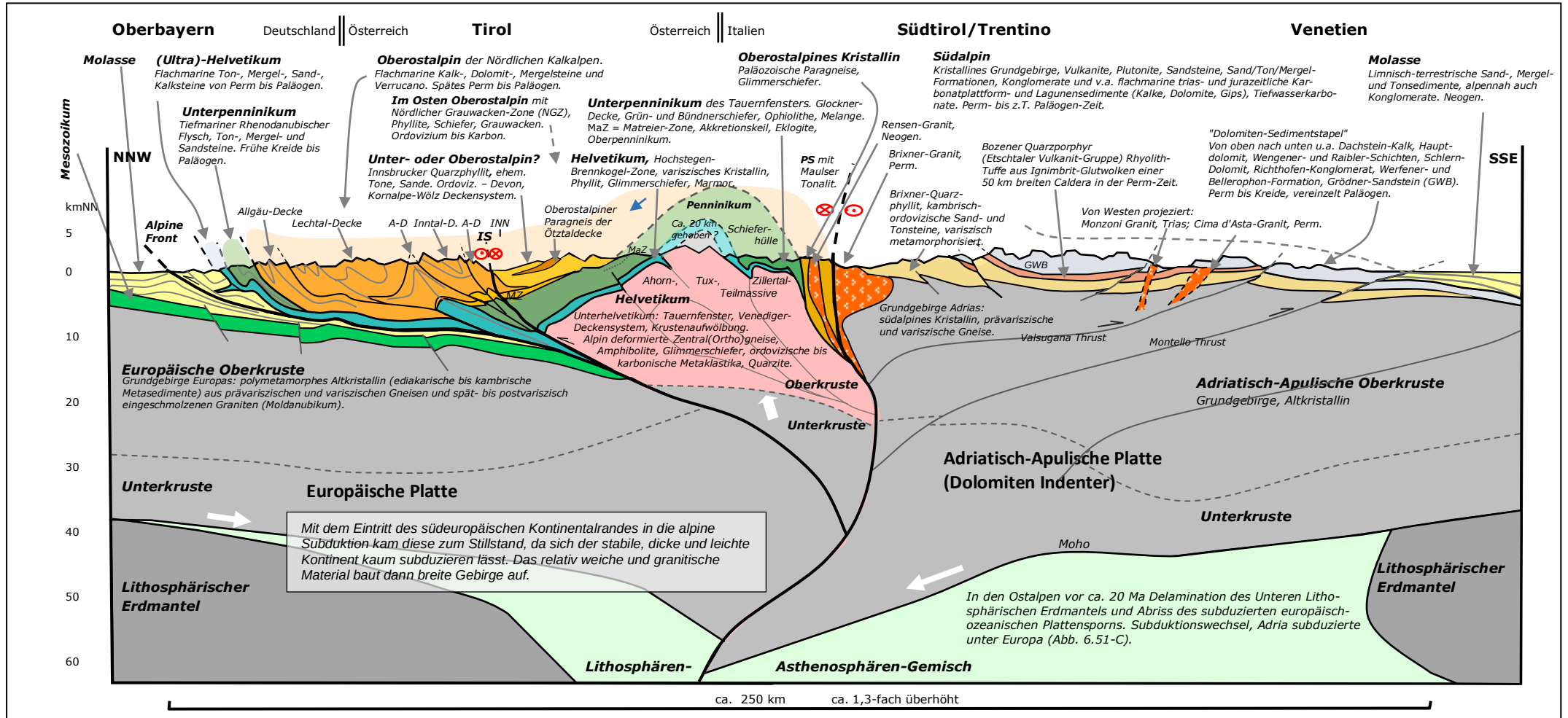


Abb. 6.47: Geotektonischer Profilschnitt Oberbayern - Tirol - Südtirol/Trentino - Venetien in heutiger Zeit.

Der vereinfachte Tiefenschnitt etwa entlang der Linie Penzberg - Hall - Brixen - Padua zeigt den Aufbau und den tieferen Untergrund der Bayerischen, der Tiroler und der Südtirol/Trentiner Alpen (Abb. 6.48, 6.49). Mit der Überschiebung der Alpen ist die Europäische Platte zunächst unter die Adriatisch-Apulische Platte abgetaucht (Abb. 38a). In den Ostalpen hat sich das dann umgekehrt. Dieser Subduktionswechsel ereignete sich vor ca. 20 Ma im Zusammenhang mit dem Eindringen des Dolomiten-Indenter und mit den damit verbundenen tektonischen Bewegungen. Die Deckengliederung der Nördlichen Kalkalpen ist in der Diskussion.

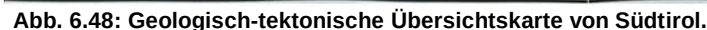
Ostalpin: Die Nördlichen Kalkalpen sind als eine Art "große Rutschung" von ihrem ursprünglichen Untergrund der Tauern nach Norden abgeglitten und haben sich in viele Teildecken zerlegt: Allgäu-Decke = Bajuvarikum; Inntal- und Lechtal-Decke (?) = Tirolikum; MZ = Mischzone mit Unterostalpin; IS = Inntal-Störung; Innsbrucker Quarzphyllit = prävariszische Sand- und Tonsteine mit permischer Metamorphose.

Penninikum: Das komplex aufgebaute Tauernfenster von oben nach unten: Matreier Zone (OP) mit Melange aus ostalpinen Schuppen und penninischen mesozoischen Sedimenten (Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer); Glockner-Decke (UP) aus vor 30 Ma während der Tauern-Kristallisation mittelmetamorphisierten und ozeanischen Sedimenten der Kreide- und Jura-Zeit (Bündnerschiefer, Grünschiefer, Amphibolite, Metagabbros).

Helvetikum: Hochstegen-Brennkogel-Zone (Rote Wand-Modereck-Decke) = (Par-)autochthon aus permischen Metakonglomeraten und Quarziten, triassischen Dolomit- und Kalkmarmoren, jurasisch-kretazischen Brekzien, Phylliten, Glimmerschiefern, Quarziten und Kalkschiefern; Eklogit-Zone als Rest einer Subduktionszone; Venediger Deckensystem mit Zentralgneis aus karbon-permzeitlichen und alpin-metamorphisierten granitoiden Plutoniten, prävariszisch polymetamorphe Serien und postvariszisch metaklastischer Bedeckung. PS = Pustertal-Störung des Periadriatischen Bruchsystems.

Südalpin: Brixner Granit; Brixner Quarzphyllit = prävariszische Sand- und Tonsteine mit geringer variszischer Metamorphose; Dolomiten-Sedimentstapel, Gliederung siehe Abb. 6.18. Farben wie in Abb. 6.48.

Grafik mit Daten nach: A. Gruber et al (2022): Geologischer Karte der Republik Österreich, Blatt 88 Achenkirch, Geol. Bundesanstalt Wien und nach O.A. Pfiffner (2024): Geologie der Alpen. Haupt, Bern.



Hier nochmal die Geologie von Ostalpin und Penninikum nördlich und nordwestlich des Periadriatischen Bruchsystems. Südlich ist das Südalpin mit den Dolomiten (Südliche Kalkalpen) dargestellt. Vergleiche auch mit dem geotektonischen Profilschnitt in Abb. 6.47. Grafik ergänzt aus: V. Stingl, V. Mair (2005): Einführung in die Geologie Südtirols. - Autonome Provinz Bozen, Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Kardaun (BZ).

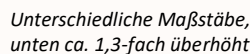


Abb. 6.49: 3D-Bild und geotektonischer Profilschnitt westliches Allgäu und Lechtaler Alpen.

Der Schnitt oben zeigt die Situation in der Späten Kreide vor ca. 90 Ma. Verursacht durch die Bewegung der Adriatisch-Apulischen Platte nach Norden mit der Subduktion des schweren Ozeanbodens schloss sich der Penninische Ozean. Die mächtigen Ablagerungen am Meeresboden wurden keilartig abgeschabt und zu einem erheblichen Teil tief in den Erdmantel subduziert, verfalltet und überschoben. Der Schnitt unten zeigt die heutige Situation. Links von Norden die Vorlandmolasse mit der Aufgerichteten Molasse und die Faltenmolasse (Kap. 6.7). Nach Süden folgen Rhenodanubischer Flysch (Unterpenninikum, Valais-Trog), Oberhelvetikum (Säntis-Decke), wieder Rhenodanubischer Flysch, Reste der geringmächtigen oberpenninischen Arosa-Zone und die breiten Überschiebungsdecken der zum Oberostalpin gehörenden Nördlichen Kalkalpen. Der Vergleich der Horizontalmaßstäbe an den Profilen zeigt die starke Verkürzung durch den Zusammenschub der Gesteine im Zuge der Alpenbildung. Auf den Abb. 6.19 und 6.22 ist die Schnittlage eingezeichnet. Grafik: Bayerisches Landesamt für Umwelt, www.lfu.bayern.de/geologie/geologie_bayerns/tektonik/alpen/index.htm

Grafik: Bayerisches Landesamt für Umwelt, www.lfu.bayern.de/geologie/geologie_bayerns/tektonik/alpen/index.htm

6.6 Der tiefere Untergrund der Alpen, Seismische Tomographie

Die systematische geologische und tektonische Kartierung und Erforschung der Alpen begann im 18. Jahrhundert und erlebte im 19. und 20. Jahrhundert Höhepunkte. Stellvertretend für die zahlreichen Forscher seien hier Otto Ampferer, Emile Argand, Marcel Bertrand, Hans-Conrad und Arnold Escher von der Linth, Belsazar Hacquet, Albert Heim, David Lugeon, Horace Benedict de Saussure, Hans Schardt, Gustav Steinmann, Bernhard Studer, Eduard Suess und Pierre-Marie Termier genannt.

Wegen der ausgeprägten Topographie von den höchsten Gipfeln mit fast 4900 mNN am Mont Blanc bis in die Täler von Rhein, Rhone und Ticino bei 400 bis 200 mNN und durch tiefere Einblicke über "geologischen Fenster" konnten die Geowissenschaftler nach lebhaften Debatten schließlich den prinzipiellen Bau der Alpen an der Oberfläche und bis wenige Kilometer in die Tiefe entschlüsseln und darstellen. Geholfen haben dabei auch die zahlreichen Tunnelbauprojekte und einige tiefe Bohrungen. Der tiefere Untergrund, der für die Erkenntnisse zur Entstehung und zum Aufbau eines Kollisions- und Überschiebungsgebirges entscheidend ist, blieb aber weitgehend unbekannt, sodass hier nur Vermutungen und Theorien möglich waren. Das änderte sich in den 1960er Jahren mit der Anerkennung und den Erkenntnissen zur Plattentektonik, die als eine Hauptursache für die Gebirgsbildungen erkannt wurde.

Ab den 1980er Jahren wurden die Tiefenstrukturen der Alpen im Rahmen der Forschungsprogramme **ECORS-CROP, NFP 20, TRANSALP, EASI etc.** mit geophysikalischen Methoden untersucht. Durch die Auswertung von sprengseismischen und vibroseismischen Reflektionsprofilen und von Erdbeben konnten Strukturen und Grenzflächen auch in größeren Tiefen erkannt werden, die zusammen mit Erkenntnissen aus Bohrungen und Kartierungen das prinzipielle Bild des geotektonischen Aufbaus der Alpen bis über 200 km tief in den Erdmantel zeigen. Im Detail waren in der Tiefe aber noch viele Fragen offen. Mit der zunehmenden Rechenleistung von Computern wurde seit den 1990er Jahren die EDV-gestützte "**Seismische Tomographie**" entwickelt. Durch die Analyse der Laufzeitunterschiede von seismischen Erdbebenwellen (P-Wellen- Laufzeittomographie) sind zwei- und dreidimensionale Einblicke wie eine Art "Ultraschallbild" tief in das Erdinnere möglich. In heißen und dichteren Gesteinen werden die Wellen verzögert, in kälteren und weniger dichten Gesteinen beschleunigt. Damit lassen sich z.B. die bis 60 km tief reichende Gebirgswurzel der Alpen und die Geometrie und Struktur der etwas kälteren und bei der Kontinentalkollision tief in den heißen Erdmantel subduzierten und auch abgerissenen Lithosphärenplatten erkennen. Es hat sich gezeigt, dass die alpine Tektonik auch außerhalb der Alpen nicht nur die Erdkruste, sondern die gesamte Lithosphäre deformiert hat. Seit 2016 wird der Untergrund der Alpen bis in 700 km Tiefe mit dem internationalen Forschungsprogramm und Experiment "**AlpArray**" untersucht. Das sind über 600 Seismographen, die in weitem Umkreis im und um das Gebirge herum und bis in die Tiefen des Mittelmeeres installiert wurden. Damit werden die häufiger vorkommenden schwachen bis mittelstarken Erdbeben aufgezeichnet und als 2D- und 3D-Darstellungen ausgewertet (3D-Darstellungen siehe Abb. 6.51 ff).

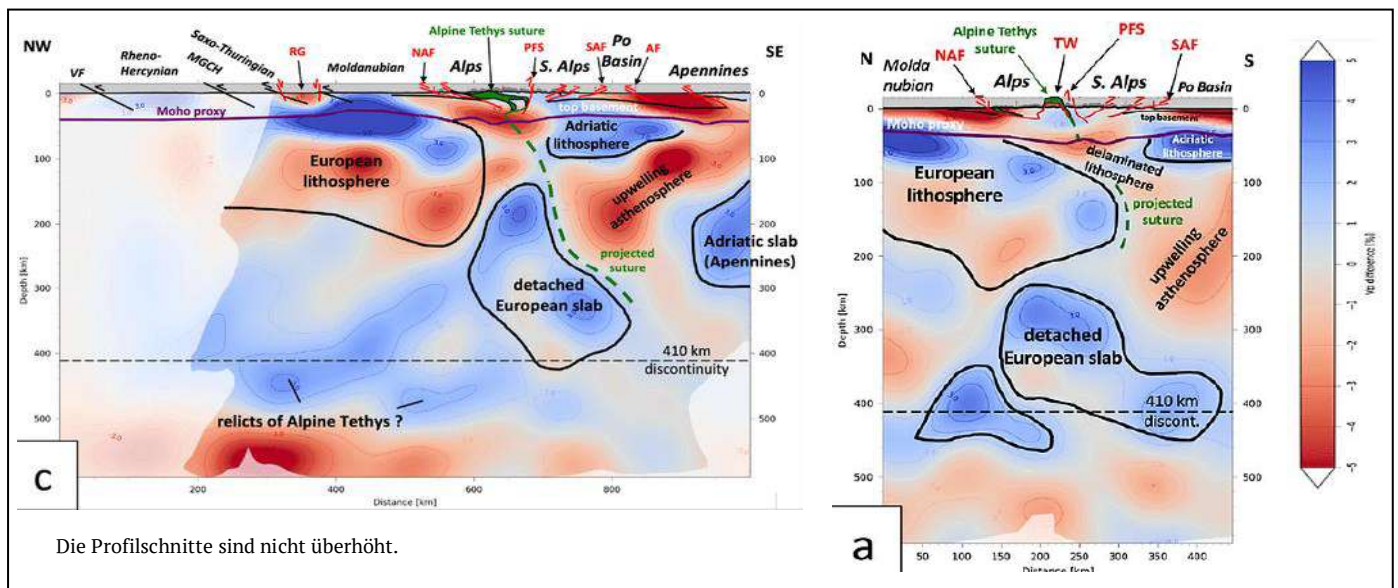


Abb. 6.50: Seismisch-tomographische Tiefenschnitte im Bereich der Zentralalpen und der Ostalpen.

Bild links: Die Lage des Tiefenschnitts entspricht in Teilen in etwa der Lage des Schnitts in Abb. 6.40 und geht von der Schwäbischen Alb über die Ostschweiz und die Apenninen bis Korsika. Man sieht das tiefe Abtauchen der Europäischen Lithosphäre unter die Adriatische Lithosphäre bei der Kontinent-Kontinent Kollision.

Bild rechts: Die Lage dieses Tiefenschnitts entspricht in etwa der Lage des Schnitts in Abb. 6.47 und geht vom Bayerisch-Böhmischen Wald bis zur Adria.

Dargestellt sind die Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen. Blaue Farben zeigen schnellere, rote Farben langsamere Geschwindigkeiten als der Durchschnitt. Die schwarzen Umgrenzungen sind die Interpretation der Grenzen der Kontinentalplatten. Zu erkennen ist der Plattenabriss der Europäischen Lithosphäre und deren Absinken in die weiche Asthenosphäre.

NAF = North Alpine Front; TW = Tauern Window; PFS = Periadriatic Fault System; SAF = South Alpine Front; AF = Apenninic Front; 410 km discontinuity = Obergrenze der Übergangszone vom Oberen in den Unteren Erdmantel, markante Zunahme der Wellengeschwindigkeit durch eine druckbedingte Änderung der Kristallstruktur des Minerals Olivin.

Grafik aus: M.R. Handy et al. 2021: *Orogenic lithosphere and slabs in the greater Alpine area – interpretations based on teleseismic P-wave tomography*. *Solid Earth*, 12, 2021.

Die 2D-Tiefenschnitte geben den räumlichen Charakter der Plattensubduktion nur unvollkommen wieder. In der 3D-Realität handelt es sich bei der Plattensubduktion um komplexe Vorgänge, bei denen die Platten bei der Platznahme in der Tiefe dünn auseinandergezogen, eingrissen, wie einen Reißverschluss auseinandergezogen und auch schlauchartig fragmentiert werden (Abb. 6.50b, 6.53).

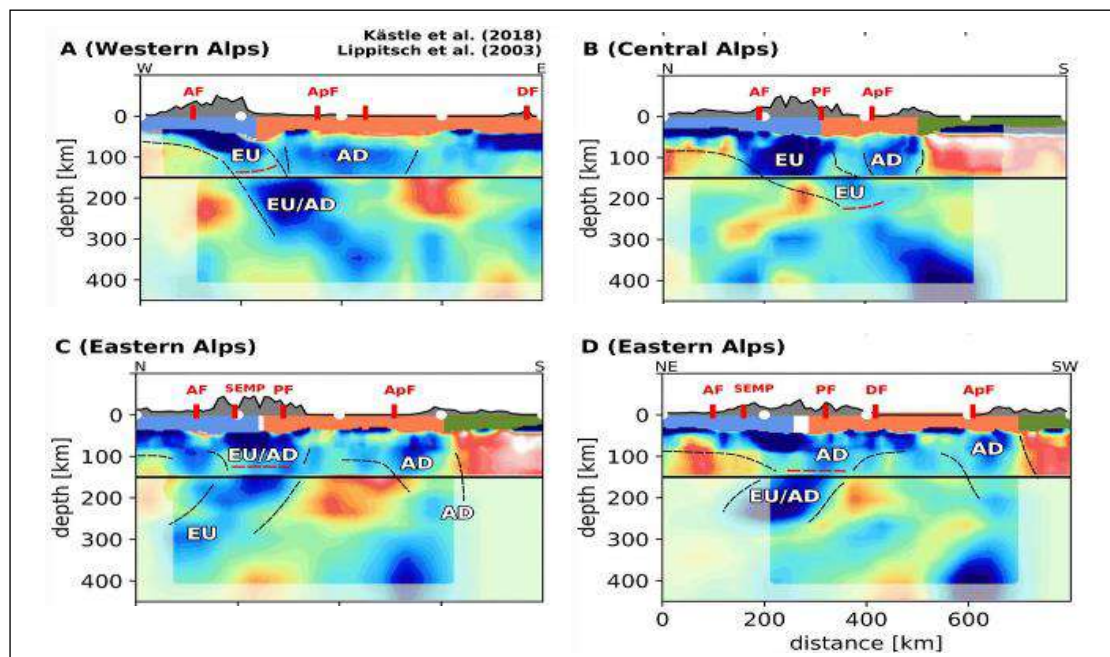
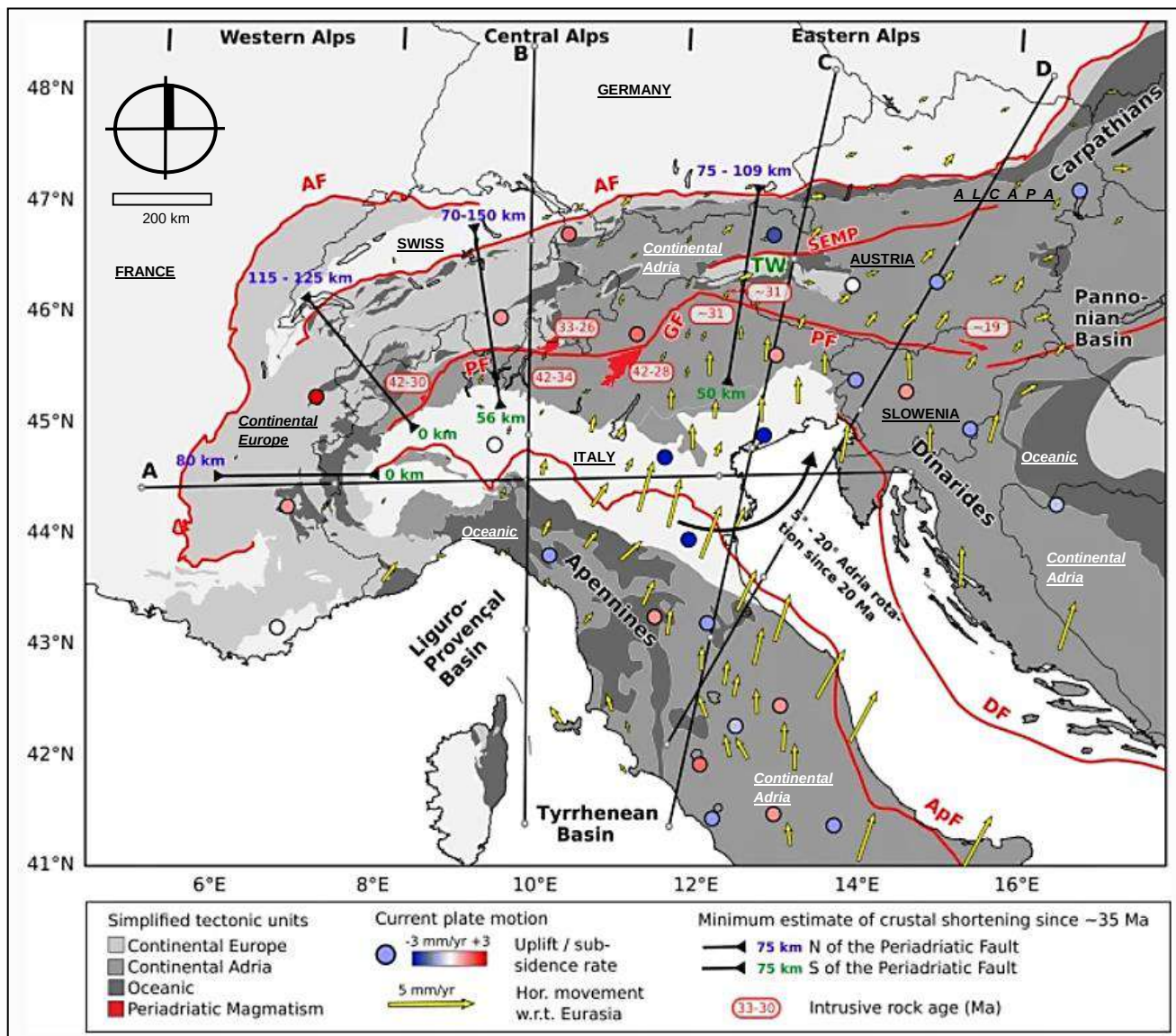


Abb. 6.50-1 oben: Karte des heutigen Alpenraums mit der Lage der Tiefenschnitte in Abb. 6.51 und weiteren geotektonischen Daten. Die Übersichtskarte zeigt die Oberflächenausstriche der kontinentalen europäischen, der adriatischen und der ozeanischen Einheiten. Dazu die horizontalen und vertikalen Bewegungen der Lithosphäre mit der Erdkruste seit 35 Ma. AF = Alpine Front; ApF = Apenninische Front; DF = Dinarische Front; A - D = Schnittlagen in Abb. 6.51; ALCAPA = Alpine-Carpatisch-Pannonische Region

Abb. 6.51: Tiefenschnitte der seismischen Tomographie in den Alpen.

Zu sehen sind 4 Tiefenschnitte durch die Alpen, Apenninen und Dinariden mit den Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen. Blaue Farben zeigen schnellere, rote Farben langsamere Geschwindigkeiten als der Durchschnitt. Die roten Pfeile zeigen die in den Erdmantel abtauchenden Kontinentalplatten mit rot gestrichelt - vermutete Plattenabriss. Das Gebirgsrelief ist stark überhöht dargestellt. EU = Europa; AD = Adria; PF = Periadriatic Fault; SEMP = Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Fault; AF = Alpine Front; ApF = Apulic Front; DF = Dinaric Front. Siehe Abb. 6.50 und 6.6.

Beide Grafiken ergänzt aus: E.D. Kästle et al. (2020): Slab break-offs in the Alpine subduction zone. *International Journal of Earth Sciences*, volume 109, Springer, 2020.

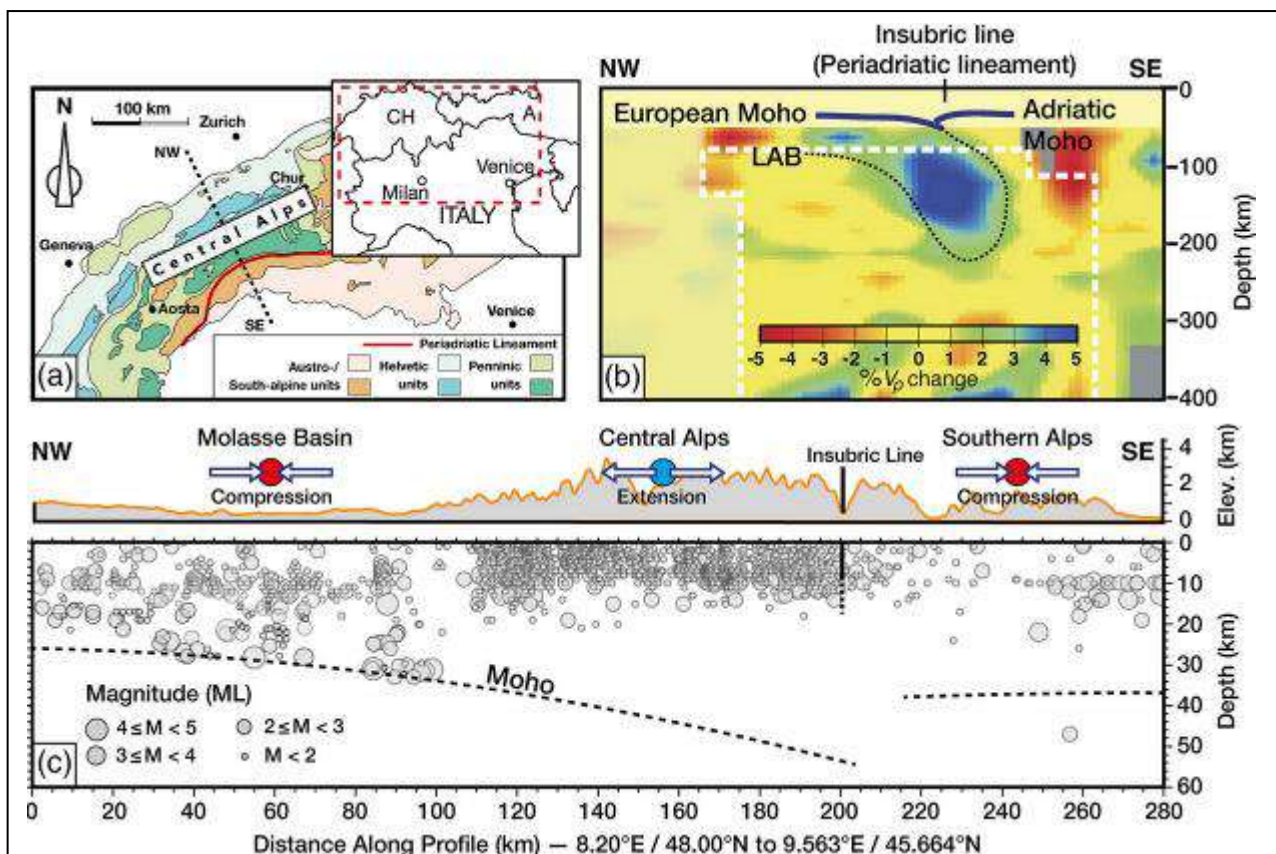


Abb. 6.52: Geophysikalischer Tiefenschnitt der Zentralalpen.

Das Bild rechts oben zeigt die Geschwindigkeitsanomalien der Erdbebenwellen mit dem Abtauchen des Sporns der Europäischen Platte unter die Adriatische Platte. Das Bild unten zeigt das topographische Profil und Querschnitt mit den Erdbeben-Hypozentren.

Grafik aus: L.D. Zilio et al. 2020: Slab Rollback Orogeny Model: A Test of Concept. *Geophysical Research Letters*, V. 47, I. 18.

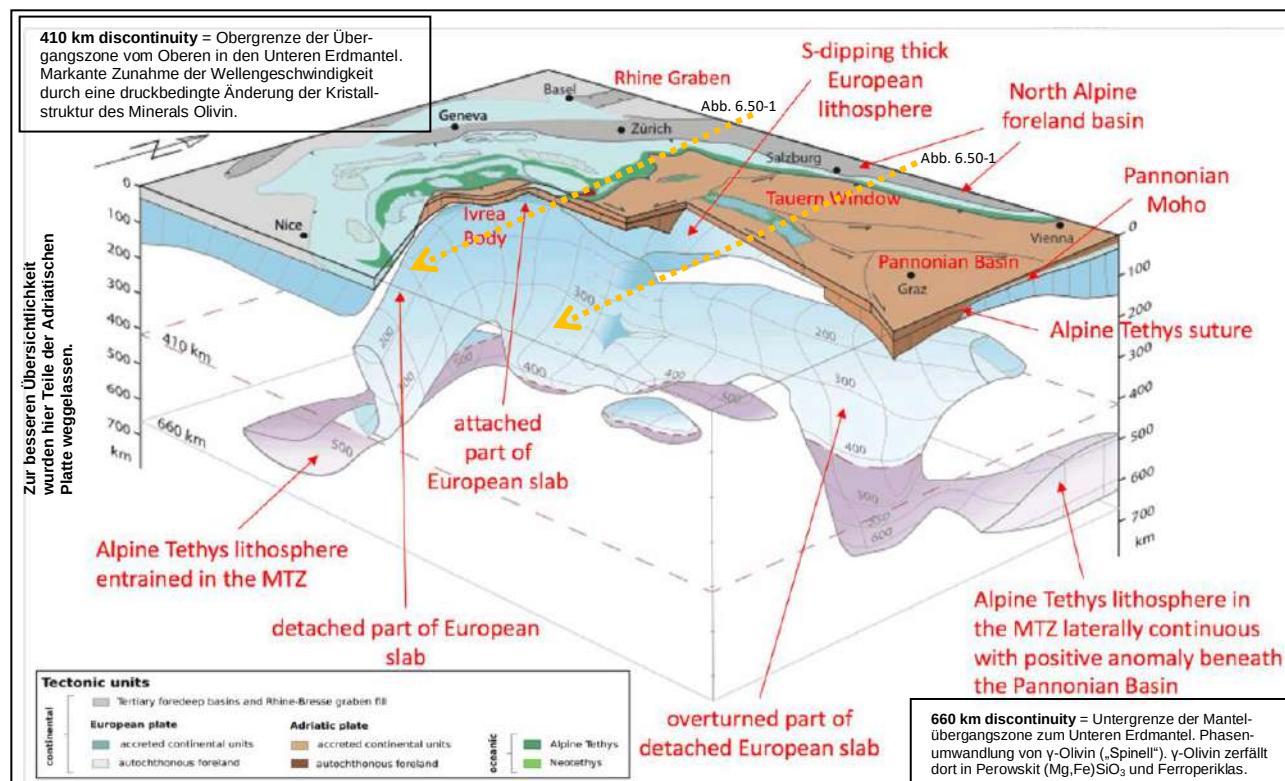


Abb. 6.53: 3D-Konfiguration der Kontinentalplatten im heutigen Alpenraum, Teil 1.

Der Blick nach Nordwesten zeigt Teile der Europäischen und der Adriatischen Lithosphärenplatte im Bereich der Alpen mit den Abrissen des lithosphärischen Platten. MTZ = Mantelübergangszone (Abb. 6.50); $\triangleleft$ = Schnittlagen B + C in Abb. 6.50-1, 6.51. Originaltext: "Three-dimensional diagram of the slab beneath the Alps as viewed from the southeast. Slab geometry based on projections of all vertical tomographic profiles in Appendix B and horizontal sections from the model of Paffrath et al. (2021b). Tectonic map of the surface is simplified from maps of Schmid et al. (2004) and Schmid et al. (2008).

Grafik ergänzt aus: M. R. Handy et al. (2021): Orogenic lithosphere and slabs in the greater Alpine area – interpretations based on teleseismic P-wave tomography. *Solid Earth Discuss (European Geosciences Union - EGU)*.

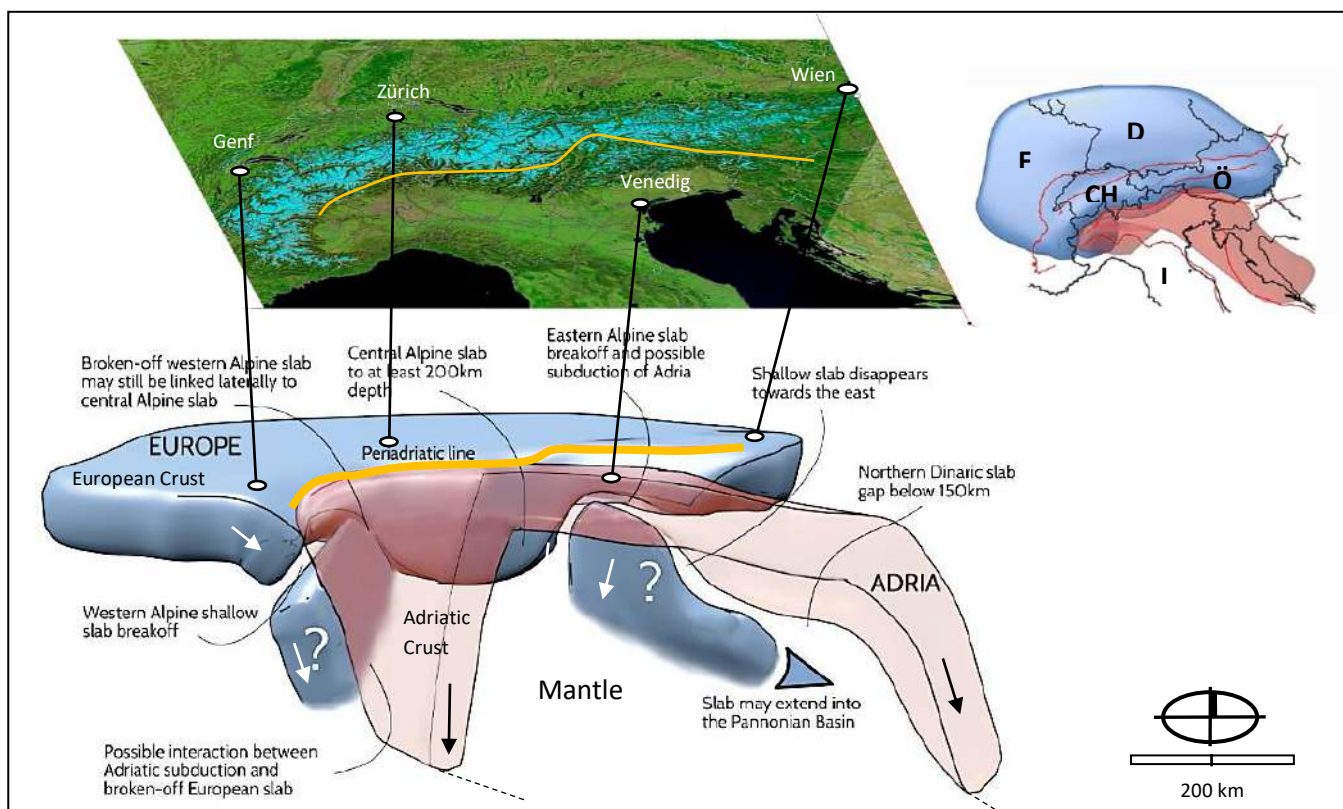


Abb. 6.54: 3D-Konfiguration der Kontinentalplatten im heutigen Alpenraum, Teil 2.

Mit Blick nach Norden sind Teile der Europäischen und die Adriatischen Platte mit den Subduktionszonen und den Plattenabrissen im Bereich der Alpen und der Dinariden zu sehen. Nach neueren Erkenntnissen wurden die Platten nicht als zusammenhängende Flächen versenkt, sondern sind eingerissen und eher schlauchartig fragmentiert. Originaltext: Schematic model of a possible configuration of European and Adriatic plates as presented in Scenario (IV). Question marks indicate every speculative locations of the European broken-off slabs. Most of the Apenninic slab is cut out from the sketch to improve visual clarity.

Grafik mit Satellitenbild ergänzt aus: E.D. Kästle et al. (2019): Slab Break-offs in the Alpine Subduction Zone. Solid Earth Discuss (European Geosciences Union - EGU). Satellitenbild verändert: MODIS, DLR.

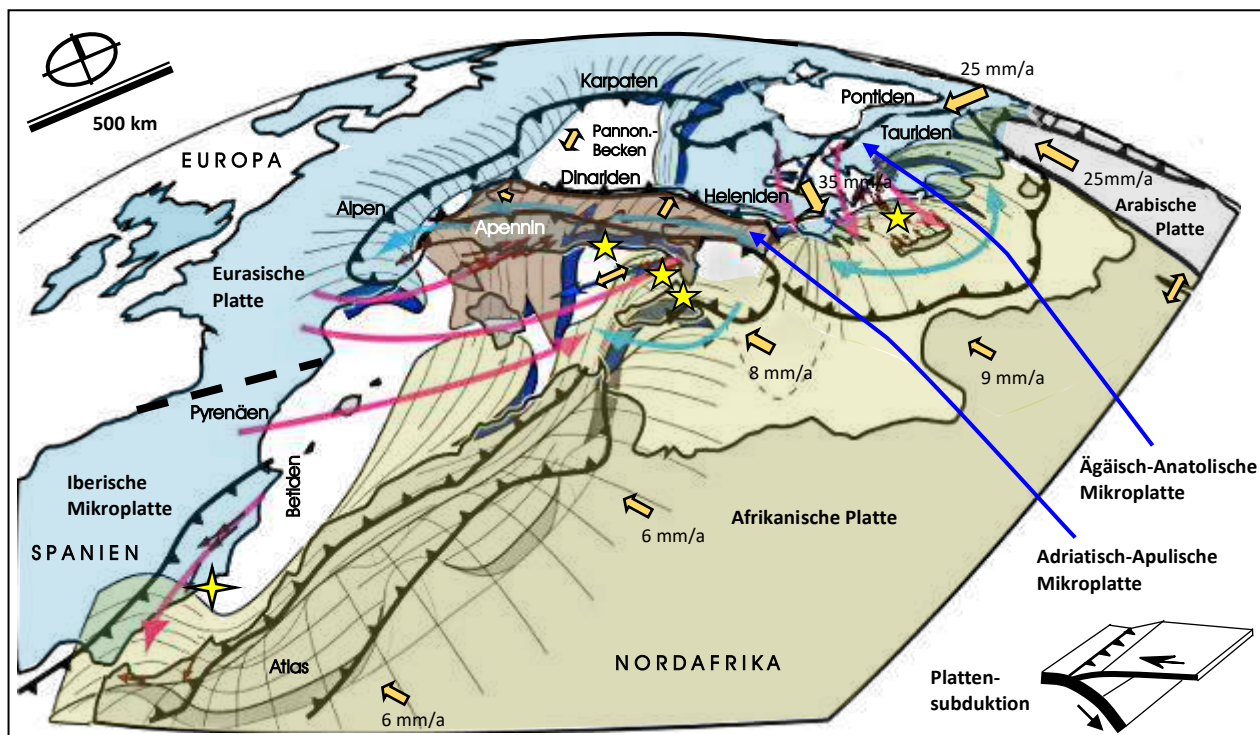


Abb. 6.54-1: 3D-Grafik der Konfiguration der Kontinentalplatten im heutigen Mittelmeerraum.

Die Schemakarte zeigt mit Blick nach Nordosten die größeren alpinen Subduktionszonen mit dem Abbiegen und Abtauchen der Plattenränder. Im Westen taucht die Afrikanische Platte unter die Europäisch-Iberische Platte ab. In den Alpen, in Italien und auf dem Westbalkan tauchen die Eurasische Platte und die Adriatisch-Apulische Platte untereinander ab und im östlichen Mittelmeer tauchen die Afrikanische und die Arabische Platte unter die Ägäisch-Anatolische Platte ab (Abb. 6.50, 6.55). Europa bewegt sich kaum.

Blaue und rote Pfeile = Plattenbewegung seit 50 Ma; gelbe Pfeile = heutige Bewegungen;

★ = aktive Vulkane in Süditalien und Santorin in der Ägäis; ★ = überkippte Alboran-Platte;

➤ = Front der überschiebenden Platte gegenüber der subduzierten Platte.

Grafik ergänzt aus: L. Jolivet et al. (2009): From Mantle to Crust. Stretching the Mediterranean. EPSL 285/1 – 2.

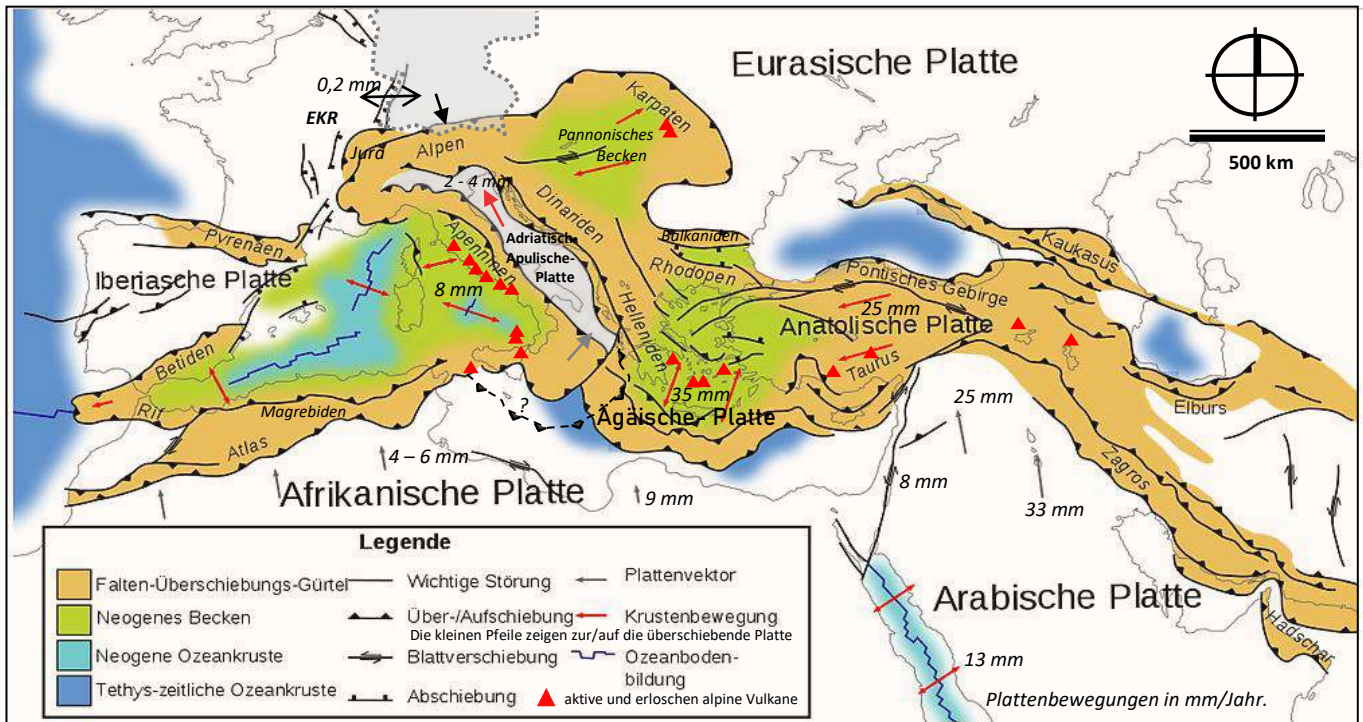


Abb. 6.55: Hier nochmal die großtektonische Übersichtskarte des heutigen alpinen Mittelmeerraums von Nordafrika bis zum Persischen Golf.

Die Karte zeigt die heutigen alpidischen Gebirgszüge mit den tektonischen Strukturen und Abgrenzungen an der Erdoberfläche und die alten Ozeankrustenreste. Das nördliche Alpenvorland wandert nach SSE. Die Adriatische Platte wandert weiter nach N und NW. Die Apenninen werden gedehnt und werden niedriger, während die Dinariden wie auch die Alpen weiter eingeeignet werden und in die Höhe wachsen. Die Alpen verkürzen sich mit 0,5 mm/a in NNW-SSE-Richtung. EKR = Europäisches Känozoisches Riftsystem, hier zerbricht Europa unter dem Druck des von Süden schiebenden Adria und Afrika. Grafik ergänzt: [Woudloper](#), [Tectonic map Mediterranean EN](#), [CC BY-SA 1.0](#)

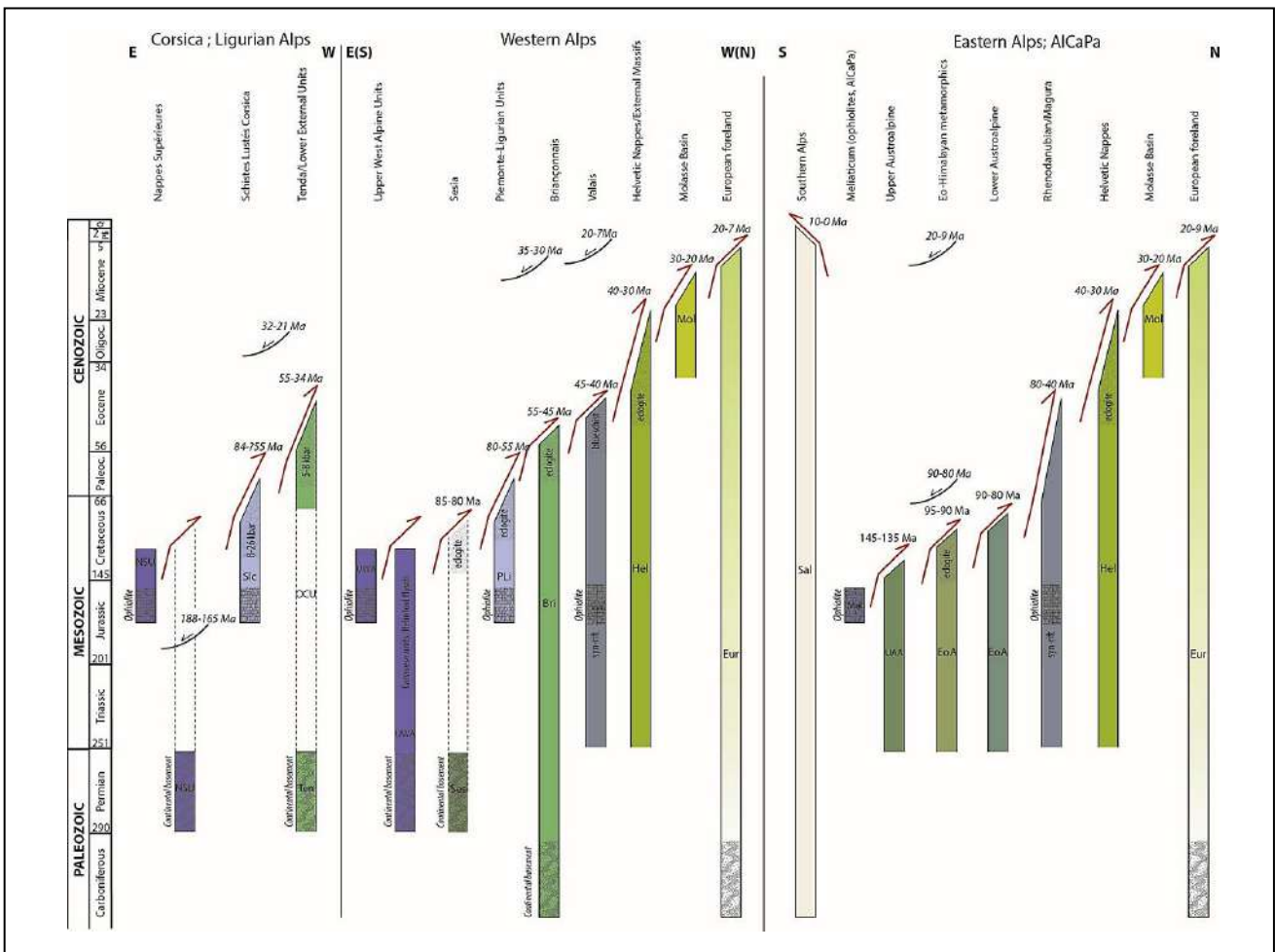


Abb. 6.56: Schema und Zeitablauf der Überschiebungen der alpinen Ablagerungen.

Die Grafik zeigt die Überschiebungsphasen der Hauptablageungsbereiche der Ligurischen Alpen, der West- und der Ostalpen. Grafik aus: *Figur 11 aus Douwe J.J. van Hinsbergen et al. (2019): Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic. – Univ. Utrecht/NL, Gondwana Research, Sept. 2019, Elsevier.* <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X19302230>

Gebirgstypen

Die Alpen sind kein Faltengebirge, sondern ein bivergentes **"Decken- und Überschiebungsgebirge"**, das im Zuge einer Kontinent-Kontinent Kollision entstanden ist (**Kollisionsgebirge**). Es gibt dort zwar viele Gesteinsfaltungen vom Milimeterbereich bis zu kilometerweiten Großstrukturen als Begleiterscheinungen der Deckenbildung, aber die zentralen Bauelemente (Tektonik) der Alpen sind die über 200 großen und viele Kilometer weit und tief überschobenen Gesteinsdecken aus den unterschiedlichen Sedimentationsräumen. Nach der teils flachmarinen und teils tiefmarinen Ablagerung und nach der Verfestigung der Sediment- und Vulkanitkomplexe wurden diese durch den Nord- und Nordwestschub von Adria/Apulia und später auch von Afrika gegen Europa voneinander und auch vom variszischen-kristallinen Grundgebirge abgesichert und stapelweise und damit auch zeitlich invers zu Gesteinsdecken übereinander geschoben. Auch das Grundgebirge wurde, v.a. im Penninikum, oft in diese Deckentektonik miteinbezogen. Der Himalaya ist auch ein Überschiebungsgebirge, aber im Gegensatz zu den Alpen, die tektonisch bivergent nach Norden und Westen und mit dem "Südalpin" nach Süden ausgerichtet sind, ist der Deckenbau im Himalaya monovergent nach Süden ausgerichtet. Es gibt auch Gebirge, in denen andere Bauweisen dominieren. Die Anden sind ein **"Subduktionsgebirge"**. Hier taucht die dünne und schwere pazifische Nazca-Ozeanplatte seit 200 Ma mit der Bildung eines Tiefseegrabens unter den leichteren südamerikanischen Kontinent ab. Die Nazca-Platte wird dabei nicht, wie früher angenommen, nur geschoben (Ridge Push). Durch Abkühlung noch schwerer geworden, zieht sie vom erhöht liegenden mittelpazifischen Rift gravitativ nach Osten weg (Ridge Pull) und versinkt schließlich aktiv ziehend unter Südamerika im Erdmantel (Slab Pull, Abb. 2b und 6.6). Im Absenkungsbereich wird die Platte durch physikalische Effekte dann etwas nach Westen zurückgebogen. Das führte in den Anden zu Dehnungen und es bildeten sich durch das Aufsteigen wasserhaltiger Magmen aus dem Bereich der tief subduzierten Platte hohe und oft explosive Schichtvulkane. Entlang der Subduktionszonen bildeten sich untermeerische Akkretionskeile, deren leichte Sedimente nur teilweise versenkt und gegen Südamerika gedrückt an den Anden aufgestapelt wurden (Abb. 6.6). Die Rocky Mountains werden als **"Bruchfaltengebirge"** bezeichnet. Die nordamerikanischen Westküsten-Kordilleren und in gewisser Hinsicht auch die komplex aufgebauten Rocky Mountains sind ein **"Terrane-Akkretionsgebirge"**. Wie bei den Anden ist hier die ozeanische Kruste der Juan de Fuca-Platte unter die nordamerikanische Kontinentalplatte abtaucht und so sind ebenfalls explosive Schichtvulkane entstanden (Mt. St. Helens, Mt. Rainier etc.). Darüber hinaus wurden auf der ozeanischen Platte aber noch verschiedene Mikrokontinente (Terranes) mitgeliefert, die wegen ihrer geringen Dichten nicht subduziert wurden, sondern an den Westrand des Kontinents angedockt haben (Kalifornien). Dabei sind mit den unter Druck aufsteigenden und heißen Fluiden Erze, Silber und Gold aus den Gesteinen ausgelaugt und an Störungszonen konzentriert abgelagert worden. Japan, die Aleuten und die kleinen Antillen sind **"Inselbogengebirge"**, bei denen eine ozeanische Platte unter einer anderen ozeanischen Platte abtaucht und wo sich ebenfalls ein Tiefseegraben mit Akkretionskeil und mit Vulkanen gebildet hat. So ist der pazifische Feuerring entstanden, der seinen Namen von den zahlreichen, ringsum liegenden und durch Subduktion und Gebirgsbildung erzeugten Vulkanketten hat. Hawaii, die Kanaren, Reunion und als Spezialfall die Insel Island auf einer ozeanischen Spreizungszone (Rift) sind **"Hotspot-Gebirge"**. Diese vulkanischen Gebirgsinseln entstehen, wenn ein sogenannter Mantelplume (Manteldiapir) von der sehr heißen Erdkern-Mantel-Grenze in 2900 km Tiefe als einige Kilometer schmaler Kanal nach oben steigt und sich mit seiner großen Hitze und durch Druckentlastung durch die dünne und feste Erdkruste schweißt. Es entstehen basaltische Vulkaninseln, die mit einer sehr dünnflüssigen Lava flache und sehr breite Schildvulkane bilden. Wegen der langsamen Wanderung der Lithosphärenplatte über den bis über 100 Ma weitgehend stationär verbleibenden Hotspot haben sich diese Vulkangruppen zu langen Inselketten entwickelt (Hawaii -> Midway-Inselkette). Mantelplumes unter Kontinenten bilden große Vulkanregionen, oft in Zusammenhang mit Grabenbildungen, z.B. in der Eifel (?) und in der Auvergne. Beim überwiegend vulkanisch gebildeten Äthiopischen Hochland wird ein sehr breiter Mantelplume unter Ost- und Westafrika vermutet, der auch für den langen Ostafrikanischen Grabenbruch mit seinen zahlreichen Vulkanen (Kilimanjaro) ursächlich ist. In Indien, in Sibirien und in Oregon-USA kam es vor Jahrmillionen an solchen Stellen zu gigantischen Plateaubasalt-Ausflüssen. Der Französisch-Schweizer Jura ist ein **"Abscher-Faltengebirge"**, das durch Fernschub der aufsteigenden Alpen unter die Molasse hindurch gebildet wurde (Abb. 6.41). Viele Mittelgebirge, wie z.B. der Harz und das Rheinische Schiefergebirge, werden als **"Bruchschollengebirge"** bezeichnet. Zunächst wurden auch hier die Phasen der Falten- und Überschiebungsgebirge durchlaufen. Nach Abtragung und Absenkung kam es dort später durch die Alpenbildung zu einem starken Druck (Einspannung) aus Süden und das metamorphe und sehr feste Gestein dieses alten Gebirgsrumpfes zerbrach in einzelne Schollen. An den Bruchstellen kam es zu Hebungs- und Senkungsvorgängen mit vertikalen und horizontalen Verschiebungen und zur Bildung von Gesteinsschollen mit Gräben und Horsten. Das Rheinische Schiefergebirge und die Appalachen können auch als alte und stark abgetragene **"Rumpffaltengebirge"** bezeichnet werden. Das erst 5 Ma alte und damit alpin entstandene Zagros-Gebirge im Iran ist ein reines **"Faltengebirge"** ohne Überschiebungen. Weitere und auch parallel verwendbare Begriffe sind **"Rumpfbirge, Kuppengebirge, Kettengebirge, Plateaugebirge, Kammgebirge, Schild (Baltischer Schild) etc."**. In größeren Gebirgen kommen neben der Hauptgebirgsform auch Kleinformen anderer Gebirgstypen vor.

Hier nochmal die Zusammenfassung der Vorgänge bei der Bildung der Alpen und vergleichbarer Gebirge.

Bei der Entstehung der Alpen kam es zu horizontal-divergenten, konvergenten, transversalen und vertikalen Bewegungen der kontinentalen und der ozeanischen Lithosphärenplatten. Das führte zu Ozeanbildungen, zu Subduktionen, zu Faltungen und zu großen Überschiebungen mit einer Aufstapelung der v.a. in den Meeren abgelagerten Sediment- und Magmagesteine. Die Alpen bestehen im Wesentlichen aus zusammengeschobenem Meeresboden und gleichen einem Eisberg. Nur ein kleiner Teil ist an der Oberfläche sichtbar, ein erheblicher Teil wurde schon abgetragen und ein großer Teil befindet sich noch im Untergrund.

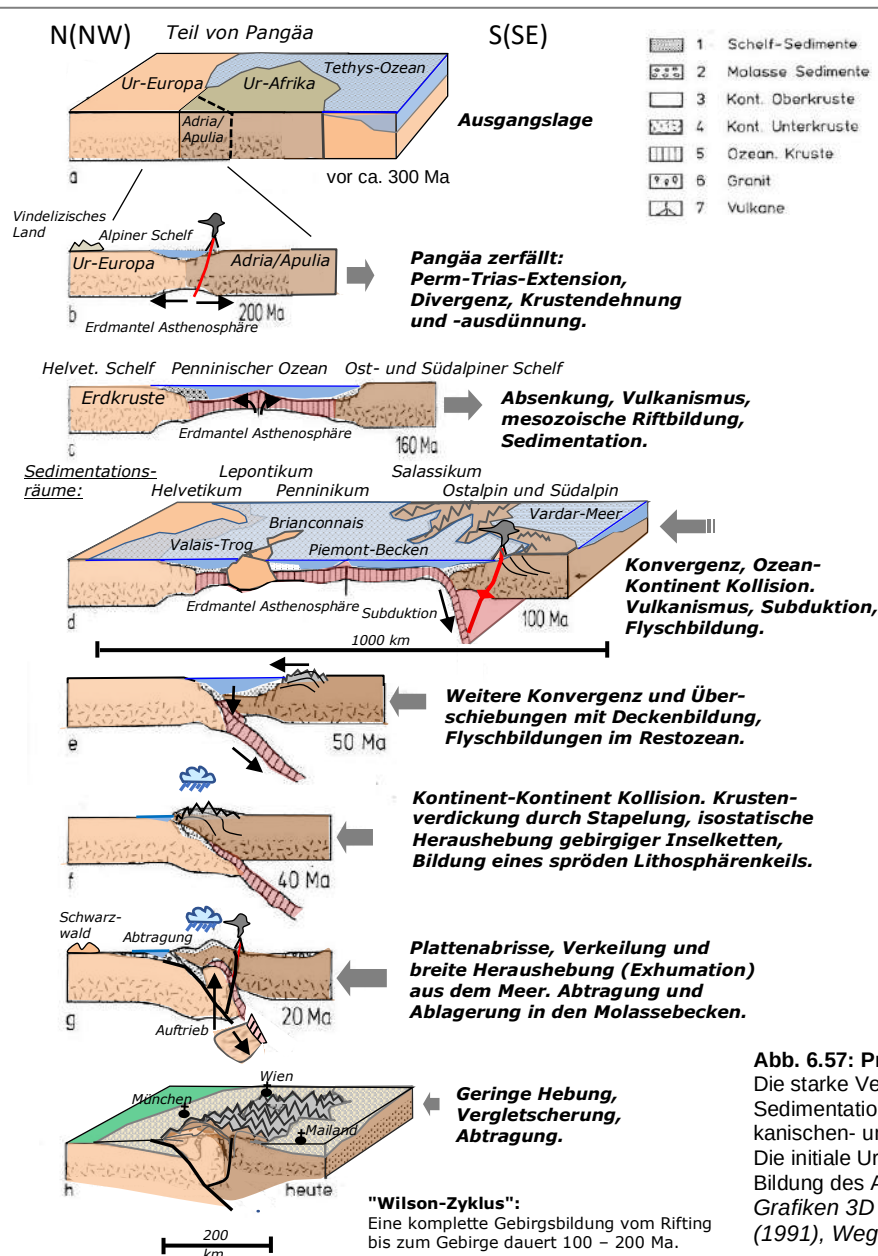
1) Divergenz, Rifting, Spreading und Drifting, Extension in der Perm-, Trias- und Jura-Zeit: Weitreichende Plattentektonische Bewegungen im Zuge des Zerfalls von Pangäa mit der Öffnung des Mittelatlantiks. Ostwanderung von Afrika und dadurch in der Westethys zwischen Afrika und Eurasia Krustendehnung (Divergenz), Krustenausdünnung mit Vulkanismus und Grabenbildung. Bildung von Mikrokontinenten und kleinen ozeanartigen Becken mit Rift-Vulkanismus. Ablagerung von mehr oder weniger mächtigen Tiefseesedimenten und großflächige Bildung von mächtigem und neuem Meeresboden aus Gabbro und Basalt an den untermeerischen Riftzonen (Seafloor-Spreading, ozeanische Kruste). Mächtige chemisch-biogene und stellenweise klastische Sedimentation in den flachen Schelfmeeren auf den Mikrokontinenten.

2) Ozean-Kontinent Kollision, Konvergenz und Subduktion in der Kreide- und Paläogen-Zeit: Seit ca. 130 Ma Krustenverkürzung (Konvergenz) in den Meeren zwischen Adria, Afrika und Eurasia. Versenkung der schweren Ozeanböden an Subduktionszonen in den Erdmantel mit untermeerischer Abschürfung der Sedimente und Vulkanite an Akkretionskeilen. Versenkung, Kompression und Überschiebung mit Hochdruck-Metamorphose und Vulkanismus. Ab 100 Ma durch weitere Konvergenz und Nordschiebung, Bildung von tiefen Flyschbecken und -rinnen mit klastischer Sedimentation der Erosionsprodukte der aus dem Meer aufsteigenden Inseln und Festländer. "Eoalpine Orogenese" der Ostalpen.

3) Kontinent-Kontinent Kollision in der Paläogen- und Neogen-Zeit: Nach der Subduktion der schweren Ozeanböden, Kollision der steifen, weniger dichten, damit leichten und daher kaum subduzierbaren europäischen mit der adriatischen Kontinentalplatte. Verkeilung der Platten und tiefes Einsinken, Kompression und Stapelung der harten sedimentären und der vulkanischen Gesteine und der (auch älteren) Metamorphite in den relativ weichen europäischen Erdmantel. Dabei Erdkrustenverdickung auf über 60 km. Orogenese der gesamten Alpen.

4) Hebung und Abtragung von der Späten Paläogen-Zeit bis heute: Weiterer Schub nach Norden und Nordwesten mit Hebung (Obduktion) der Sedimentgesteine und von Teilen der subduzierten Ozeanböden durch isostatischen Aufstieg der leichteren Erdkruste bei der Gebirgsbildung. Weitere Faltung, Stauchung, Überschiebung und Aufstapelung der Gesteine und Bildung von Ophiolithen aus den vulkanischen Tiefseeböden. Ab ca. 33 Ma unter den Ost-, Zentral- und Westalpen bis heute mehrere Abrisse der tief versenkten Lithosphärenplatten und durch die Entlastung verstärkte isostatische Hebung der mächtigen und leichten Erdkruste aus dem schwereren Erdmantel. Aufstieg aus dem Meer zum Hochgebirge. Dadurch zunehmende Verwitterung, Abtragung und Ablagerung der Schuttmassen in den tiefen und schmaler werdenden Flyschrinnen und ab 35 Ma übergehend in die breiter und flacher werdenden Molassebecken in den Vorländern des Gebirges (Kap. 6.7). Die stärkere Verwitterung des wachsenden Gebirges beschleunigt den isostatischen Aufstieg.

5) Morphologische Formung in den Kalt- und Warmzeiten während der Quartär-Zeit: Tiefergreifende morphologische Umgestaltung des Alpengebietes durch mehrmalige und massive Vergletscherungen, Frostverwitterung, Lockerung und Abschürfung großer Gesteinsmassen. Versteilung der Gipfelregionen mit Karbildung, Vertiefung der Täler. V-Täler werden zu U-Täler erodiert. Nach den Gletscherrückschmelzungen verstärkte Abtragung mit großen Bergstürzen und mit mächtigen Schutt- und Schotterablagerungen in den Tälern und in den Gebirgsvorländern (Kap. 6.8).



Profilsequenz der Alpenbildung

- a) Ausschnitt eines Krustensegmentes vom Pangäa-Ausgangszustand.
- b) Krustendehnung in der Triaszeit führt zu einer Einschnürung der Erdkruste. Der Erdmantel steigt an, die Oberfläche sinkt ab. Gräben bilden sich, an deren Randstörungen Vulkanite aufdringen.
- c) Afrika trennt sich von Eurasien, der Perminische Ozean reißt auf.
- d) Die Kontinentalplatten nähern sich wieder, der Penninische Ozean wird subduziert. Ein Tiefseegraben bildet sich, in den Trübestrome die charakteristischen Flyschsedimente der Nordalpen schütten. Erste Überschiebungen (z. B. die Gipfelüberschiebungen) und eine erste Hochtemperatur-Metamorphose (sogenannte „Schneeberger Kristallisation“) erfolgen.
- e) Durch die Kollision vor 50 Millionen Jahren ist der Perminische Ozean vollständig verschwunden. Ein Teil seiner Sedimente (Basalte und Ultrabasite) wird abgeschürft und als Penninische Decken nach Nordwesten verfrachtet.
- f) Die alten, hochmetamorphen Gesteine der Unterkruste der Adriatischen Platte (Altkristallin) schieben sich als ostalpine Decken mehr als 100 km weit über die Sedimente der Eurasischen Südrandes (Helvetikum) und die penninischen Decken. Diese werden durch das Gewicht der auflagernden Decken bis zu 30 km in die Tiefe gedrückt (z. B. Bereich der Zillertaler Alpen). Eine frühe Hochdruckmetamorphose tritt auf.
- g) Eine Erwärmung auf etwa 550° C folgt dem Druckanstieg im Verlauf von 20 Millionen Jahren. Die helvetischen Gesteine werden plastisch deformiert und nach oben gepresst.
- h) Die helvetischen Gesteine erreichen stellenweise wieder die Oberfläche (z. B. im Tauernfenster). An anderer Stelle, z. B. in den Öztaler Alpen, ist noch die Basis der ostalpinen Decken erhalten. Als Massenausgleich für die starke Hebung in den Zentralalpen sinken die Vorländer ab. Das nördliche Alpenvorland und die Poebene füllen sich mit mächtigen Schuttmassen.
- i) Die Hebungstendenz wird noch mindestens 20 Millionen Jahre lang anhalten, bis die Krustenverdickung unter den Alpen wieder ausgeglichen ist. In Südtirol werden dann Gesteine an der Oberfläche sein, die heute noch 10 bis 30 km tief liegen. Erst südlich von Trient wird die Hebung schnell abklingen.

Abb. 6.57: Profilschnitte und Blockbilder zur Entstehung der Alpen. Die starke Verkürzung der ursprünglichen an die 1000 km breiten alpinen Sedimentationsräume auf etwa 150 - 270 km durch den Schub der Afrikanischen- und der Apulisch-Adriatischen Platte ist deutlich erkennbar. Die initiale Ursache der Alpenbildung ist der Zerfall von Pangäa mit der Bildung des Atlantiks durch die Ostwanderung von Afrika. Grafiken 3D und farbig umgezeichnet und ergänzt aus: B. Lammerer (1991), Wege durch Jahrmillionen. Verlage Tappeiner und J. Berg.

Tektono- lithologische Einheiten der Alpen	Untergliederung	Gesteine	Alter der Gesteine	Fazies	Metamor- phose Stärke, Alter	Ehemalige Lage der Ablagerungs- räume	Heutige Lage der Gesteins- decken	Alter der Überschie- bung/Faltung, Hebung	Großräumige Tektonik
Südalpin (überwiegend flachmarin- lagunär auf kontinentaler Kruste)	- Ostteil - Westteil	Ost: Basement aus Quarzphyllit mit Graniten . Darüber Konglomerate, Quarzporphyr , oolithische Plattformkalke, Dolomite, Riffsedimente , Mergel. West: Basement aus Gneisen, Glimmerschiefer, Graniten, Gabbros , Diorite, örtlich Peridotite des Erdmantels. Darüber Kalksteine, Dolomite , Vulkanite, Konglomerate, Sand- und Tonmergel.	V.a. Paläozoikum (Perm) und Mesozoikum mit Trias, geringere Anteile aus der Jura-, Kreide- und Paläogen-Zeit.	Basis mittel- bis hoch metamorph. Darüber unmetamorph, oft flachmarin-lagunär.	Basement variszisch mittel- bis hochmetamorph. Nur örtliche geringgradige alpine Metamorphose.	Randlage auf dem südlichen Teil der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte zwischen Afrika und Europa.	In den Südalpen in Norditalien und in der Südschweiz. Karnische Alpen in Österreich und Slowenien.	Ab ca. 25 Ma Überschiebung um 5 – 10 km, tiefer bis 30 km nach Süden. Hebung vor ca. 13 – 7 Ma	Südvergent und wenig komplex mit kleinen paläogenen und neogenen Aufschiebungen ohne große Decken.
Ostalpin (überwiegend flachmarin- lagunär auf kontinentaler Kruste)	- Oberostalpin - Unterostalpin	OA: Plattformkalke, Mergel- und Dolomitsteine, Riffsedimente von Perm bis Kreide, z.T. Paläogen. Paläozoische Grauwackenzone mit Schiefer, Sand-, Kalksteinen, Quarzphyllit. Kreidezeitlich metamorphisiertes Grundgebirge - Gneise, Glimmerschiefer . UO: Proterozoische bis karbonische, oft poly- und hochmetamorphe Kristallingesteine . Kreidezeitliche Metamorphite aus Perm-, Trias- und Jura-Sedimenten.	Paläozoikum, Mesozoikum mit Trias, Jura, Kreide, Paläogen. Variszisch und alpidisch metamorphisiertes Grundgebirge.	In der Frühen Trias terrestrisch, später flachmarin-lagunär, hemipelagisch. Unter- und Zentral-OA metamorph.	Nicht- bis basal gering- (Nördl. KA) und mittel- bis z.T. hoch- und polymetamorph (Zentralostalpine Decken). Variszisch und Kreide.	Randlage auf dem nördlichen Teil der Adriatisch-Apulischen Mikroplatte zwischen Afrika und Europa.	Breitflächig in den Ostalpen. Slowenien, Österreich, Schweiz, Norditalien.	Erste Überschiebung ab ca. 160 Ma. Weitere vor ca. 100 und ab 50 Ma. Vor 25 - 10 Ma seitliche Zerdrückung um 150 km und Zerschierung. Hebung vor 30 – 20 Ma.	Nordvergent mit großen Decken. V.a. die Nördlichen Kalkalpen sind weit nach Norden überschoben, komplex und rautenartig zerschert und nach Osten zerdrückt.
Salassikum (...wie Ostalpin, kontinentales Terrane)		Variszisch metamorphe Ortho- und Paragneise , Metagabbros, Marmore, Kalksilikate, nochmal alpin metamorphisiert.	Paläozoikum, variszisch und alpin metamorph.	Mittel bis hoch und polymetamorph.	Mittel-hoch metamorph, variszisch, alpin.	Randlage und Basement nordwestlich von Ost- und Südalpin. "Cervinia-Terrane"	Erosionsreste (Klippen) in den Westalpen, Schweiz, Italien.		Nordvergente Decken.
Penninikum (Unter- und Oberpenninikum, tiefmarin-ozeanisch auf ozeanischer Kruste. Mittelpenninikum, flachmarin-kontinental und später mesopelagisch bis 1000 m auf kontinentaler Kruste)	- Unter(Nord)-penninikum - Mittelpenninikum (Iberische Mikroplatte) - Ober(Süd)-penninikum <i>Die beiden "Ozeane" waren ca. 200 bzw. 400 km breit und bis zu 1000 km lang. Die sie trennende mittelpenninische Schwelle war ca. 100 km breit.</i>	UP: Fossilarme Mergel, Tone, Sande mit Kalken, oft zu Bündnerschiefer metamorphisiert. Flyschgesteine , Radiolarite, örtlich Evaporite. Unvollkommene Ozeankruste mit Basalte, Gabbros, Serpentinite als später gehobene und überschobene Ophiolithe. MP: Kristalline Grundgebirgsdecken und teils metamorphisierte und flach- bis tiefmarin-kontinentale Ablagerungen aus tonig-mergelig-sandigen Kalken, Schlamm- und Tonsteinen mit kohleführenden Schichten . OP: Mergel, Tone, Sande, teils zu Bündnerschiefer metamorphisiert. Radiolarite , etwas Tiefwasserkalke. Breite Ozeankruste aus Basalten, Gabbros, Serpentinite als Ophiolithe , sowie 100 - 35 Ma alte Flyschgesteine . Im Penninikum wurde das kristalline Grundgebirge aus Gneisen und Graniten oft in die Deckenüberschiebungen miteinbezogen. Kristallines Grundgebirge mit dünner, mesozoischer Sedimentdecke im Tessin und im Piemont.	Paläozoisches Grundgebirge. Mesozoikum mit Trias, Jura, Kreide, Paläogen. UP: ~120 - 40 Ma. MP: ~300 - 40 Ma OP: ~165 - 50 Ma. Ab ca. 130 Ma. im OP Plattensubduktion nach Südosten unter Adria/Apulia. Intrusion der periadriatischen granitischen Plutone vor 43 - 19 Ma.	UP: Tiefmarin, z.T. terrestrisch. MP: Überwiegend flachmarin-kontinental, z.T. terrestrisch. OP: Überwiegend Tiefmarin. Präalpin und alpin metamorph.	Vor ca. 400 - 300 Ma hohe Metamorphose des Grundgebirges. In den Zentralalpen oft alpine, mittlere bis Hochdruckmetamorphose vieler Sedimente z.T. ab ca. 100 Ma, v.a. ab 60 und ab 30 – 20 Ma. Die "Klippen" und der Rhenodanubische Flysch sind schwach metamorph.	Lage zwischen Südeuropa und Adria/Apulia. UP: Schmäler Valais-Ozeantrug im Norden. MP: Überwiegend flachmarine Iberia-Briançonnais Schwelle (Terrane) in der Mitte. OP: Tiefes Piemont-Ligurisches-Ozeanbecken im Süden. <i>Ab ca. 120 Ma Zusammenschub und Subduktion der kleinen Ozeane und Mikrokontinente durch den Nordschub von Adria/Apulia und von Afrika.</i>	Breitflächig in den Westalpen in Frankreich, Schweiz und in Norditalien. In den Ostalpen im Untergrund unter dem Ostalpin, sowie an der Oberfläche im Engadiner-, im Tauern- und im Rechnitzer-Fenster. Rhenodanubischer Flysch am Alpen-Nordrand in Österreich und in Deutschland.	Subduktion ab ca. 130 Ma. Beginn der Kontinental-kollision mit Europa vor ca. 45 Ma. Das Ostalpin überfuhr und scherte das Penninikum ab. Hebungsbeginn vor ca. 30 Ma, Letzte Deckenvorschübe vor 15 – 5 Ma. <i>Stärkere Hebung in den ganzen Alpen seit ca. 7 Ma.</i>	Nord-, nordwest- und westvergente Decken. In zahlreiche große und dachziegelartige Deckenkomplexe überschoben und gestapelt. Das Grundgebirge wurde mit einbezogen. Örtlich Rücküberschiebungen nach Süden. <i>Vor 35 - 20 Ma Abriss von subduzierten Plattenteilen im Erdmantel. Verstärkung der isostatischen Hebung. und Beginn des sich verbreiternden Molassestadiums.</i>
Lepontikum (randlich, tiefmarin)	- West - Ost	Überwiegend Kristallin und mesozoische Sedimente des Lepontinischen Doms im Tessin und im Piemont.	Paläozoikum und Perm – Trias.	Metamorph, z.T. marin.	Hoch- und Poly-metamorph.	Distaler südeuropäischer Kontinentalrand.	Tessin (CH) und Piemont (I).	Vor ca. 20 Ma.	Nordvergente Decken.
Helvetikum (Dauphinois) (überwiegend flachmarin-lagunär, teils Tiefschelf und terrestrisch-fluvioklastisch auf kontinental-europäischer Kruste)	- Unter(Nord) - helvetikum - Ober(Süd) - helvetikum - Ultrahelvetikum, heute zu Oberhelvetikum gehörend.	UH: Parautochthone kalkig-mergelige Sedimenthülle über variszisch und auch alpin metamorphem Grundgebirge aus Gneisen, Migmatiten und Graniten in den Externmassiven. OH: Verrucano aus Brekzien mit Vulkaniten und Konglomeraten in Permtrögen. Später Sande und mächtige Wechselfolgen aus Plattform- und Riffkalken mit Tonschiefer, Mergel- und Tonsteinen, Flysch . UH: Mesopelagische Kalk- und Mergelsteine aus dem tieferen Übergangsbereich zum Penninikum, Flysch .	Paläozoisches Grundgebirge. Sedimente von Perm, Trias, v.a. Jura und Kreide, Paläogen.	In der Trias terrestrisch-fluviatil. In Jura-Kreide-Paläogen flachmarin-lagunär, teils Tiefschelf-Ablagerungen. Grundgebirge und Perm metamorph.	Variszisch- und alpin-metamorphes Grundgebirge. Schwach metamorpher Verrucano. Mesozoikum gering bis unmetamorph.	Kontinentale- und später breite, flache und tiefere Schelfplattform am Rand des südeuropäischen Kontinents zum westlichen Tethys-Ozean. OH im Süden, UH im Norden abgelagert.	Breitflächig in Frankreich und in der Schweiz, wenig in Norditalien. Schmäler Saum am Alpen-Nordrand in Deutschland und in Österreich. Zentralgneis im Tauernfenster.	Hebung vor ca. 30 - 20 Ma. Vor ca. 20 Ma Abgleiten des OH von Aar-Massiv und Gotthard-Decke, Überschiebung und Faltung um fast 100 km nach Norden.	Nord-, nordwest- und westvergent. V.a. in der Schweiz oft zu komplex gefalteten und verschuppten Decken weit nach Norden überschoben. Geringere Überschiebungen in den französischen Alpen.

Abb. 6.59: Übersichtstabelle zu Geologie und Tektonik der Alpen.

Spalte Gesteine, Fettschrift: verbreitete und charakteristische Gesteine.

6.7 Nordalpine Molasse - der Abtragungsschutt der Alpen

Nachfolgend werden die Entwicklung und die Sedimente des ca. 850 km langen, bis ca. 150 km breiten und bis über 6000 m mächtigen Nordalpinen Molassebeckens beschrieben, das zwischen Chambéry in Frankreich und Linz in Österreich das schweizerische und das deutsch-österreichische Voralpengebiet aufbaut. Es nimmt seit dem Eintritt der europäischen Kontinentalkruste in die alpine Subduktion vor 35 Ma als asymmetrisches Vorlandbecken den Abtragungsschutt der Alpen auf. Mehrere Kilometer mächtige alpine Ablagerungen gibt es auch in den intramontanen Wiener Becken, Steirisches Becken und Pannonisches Becken bis zum Donaudelta, sowie mit bis 10 km Mächtigkeit in der norditalienischen Poebene (Südalpine Molasse), am Westrand der französischen Alpen vom Bresse-Graben bis zur Rhone-Mündung und auch im Oberrheingraben. In den letzten 35 Ma wurden ca. 500.000 km³ Erosionsschutt aus den Alpen in die Vorlandbecken und in die Meere transportiert. Auch der Abtragungsschutt älterer und heute abgetragener Gebirge wird als Molasse bezeichnet, so z.B. das Späte Karbon und das Rotliegende der Perm-Zeit als Molasse des Variszischen Gebirges. Der Begriff Molasse geht entweder auf das französisch-schweizerische "mollis" für "weich" zurück oder auf das romanische "molare" für "mahlen" als Bezeichnung für Mühlsteine. Damit wurden die in frischem Zustand recht weichen Sandsteine im Alpenvorland bezeichnet, die nach Trocknung an der Luft aber schnell aushärten und als Mühlsteine Verwendung fanden. Im Zuge der Nordwanderung und Kollision der Adriatischen und der Afrikanischen Lithosphärenplatten mit der nördlich gelegenen Eurasischen Platte seit etwa 120 Ma wurden die beiden Penninischen Ozeane vor ca. 60 Ma und vor 45 Ma geschlossen. Die langsam zu Gesteinen verfestigten Sedimente und basaltischen Ozeanböden der ehemals getrennten Ablagerungsräume der Alpen wurden in den Erdmantel subduziert, teils wieder obduziert und nach Norden und Nordwesten auf den Südrand der Europäischen Platte übereinander geschoben und verfaltet. Das führte dort zu einer starken Verdickung der Erdkruste, und durch das erhöhte Gewicht wurde der Südrand dieser Platte flexurartig abgesenkt und gebogen. Stark mitbeeinflusst wurden diese Vorgänge durch den Abriss eines Sporns der in den Erdmantel subduzierten südeuropäisch-ozeanischen Lithosphärenplatte und des daraus folgenden stärkeren isostatischen Gebirgsaufstiegs (Abb. 6.6, 6.6-2). In der Folge ist dort ab dem Späten Eozän vor ca. 35 Ma ein großes und asymmetrisch-keilförmiges Vorlandbecken (Biegebecken) entstanden, das seitdem den Abtragungsschutt der aufsteigenden nördlichen Alpen aufnimmt (Abb. 9, 6.62). Schon vor Beginn dieser Molassephase wurden am damaligen Alpennord- und -westrand ab der Kreide-Zeit die Abtragungssedimente der immer weiter aus dem Meer aufsteigenden Alpen im vorgelagerten Restmeer und in Tiefseerinnen als penninischer und helvetischer Flysch abgelagert. Diese gebirgsparallelen und tiefen Flyschbecken und -rinnen sind dann ab der Kreide-Zeit bis ins Eozän mit den Alpen weiter nach Norden und Westen gewandert, wurde weiter eingeeignet und schließlich durch Gesteinsüberschiebungen geschlossen. Der penninische Flysch wurde dabei auf das Helvetikum überschoben und wurde dann seinerseits von den ostalpinen Überschiebungsdecken überfahren. Ab der Wende Eozän-Oligozän vor ca. 35 – 32 Ma hoben sich die Alpen mit dem zunehmenden isostatischen Ausgleich und unterstützt durch die Plattenabriss stärker und die Flyschgesteine wurden im Zuge der weiteren Nord- und Westwanderung dem Alpengebirge angegliedert. Dabei haben die Reste des mit dem Tethys-Meer verbundene nordhelvetische Flyschbeckens durch Hebung das Molassestadium mit einer breitflächigen Ablagerung im Alpenvorland erreicht (Abb. 6.33, 6.62 – 6.67, 6.74). Die Flyschsedimente wurden bei der noch flachen Gebirgsbildung in tiefmarinen Becken und in schmale Rinnen als abrutschende Trübestrome abgelagert (unterfüllte Becken). Übergehend aus den Flyschbecken wurden die Abtragungssedimente der nun höher aufsteigenden und damit stärker erodierenden Alpen vor ca. 32 Ma und im Osten zwischen Salzburg und Linz vor ca. 20 Ma in ein breiter werdendes, teils flachmarines, aber überwiegend terrestrisch-limnisches Becken sedimentiert (überfülltes Becken) und die Alpen schoben sich mit ca. 5 mm/Jahre weiter nach Norden und Nordwesten. Dieses Molassebecken stand teils direkt und oft über Flusssysteme mit dem Restmeer der Tethys im Südwesten und mit der Paratethys im Osten in Verbindung. Beim Austritt der mit Sedimenten beladenen Flüsse und Schichtfluten aus den steilen Gebirgstälern der aufsteigenden Alpen in das flache Vorland wurden mit der schnell nachlassenden Fließgeschwindigkeit zunächst grobklastische und sandige Schotter als breite und radial in das Vorland vorbauende und dann z.T. auch axial umbiegende Schutt- und Schwemmfächer, sogenannte "**Megaschuttfächer**" abgelagert. Weiter beckenwärts wurden dann Sande und die feineren Schluff-, Mergel- und Tonsedimente von Strömungen und von flachen und breit mäandrierenden Flusssystemen axial verteilt und abgelagert. Örtlich kam es dort auch zur Bildung von dünnen Kalksteinbänken, dem sogenannten "**Albstein**". Aus dem nördlich gelegen Festland der Süddeutschen Tafel und aus dem im Nordwesten aufsteigenden Schwarzwald wurden grob- und feinklastischen Karbonat- und Tonsedimenten von den dort nach Süden und Südosten fließenden Flüssen und Schwemmfächern in das Molassebecken transportiert und dort als bis zu 300 m mächtige "**Juranagelfluh**" (verbackene Flussgerölle) abgelagert. Ein während der OBM und OSM nach Südwesten gerichtetes, brackisches Fluss- und Ästuarssystem wird "**Graupensandrinnen**" genannt. Der ca. 19.000 Jahre alte Bodensee ist heute ein großes Auffangbecken und eine Sedimentfalle für die mächtigen Schuttmassen des Alpenrheins. Die Schätzungen bis zum Zuschütten des Obersees mit Sand und Kies reichen von ca. 15.000 Jahren bis über 40.000 Jahre. Es ist anzunehmen, dass in ca. 30.000 bis 50.000 Jahren die Gletscher einer neuen Kaltzeit den Bodensee und Oberschwaben wieder überfahren, und dass dann das Bodenseebecken vom Eis wieder ausgeräumt wird (Abb. 6.74) Nach dem Rückschmelzen des würmzeitlichen Rheingletschers vor 16.500 Jahren reichte der Bodensee für kurze Zeit noch weit nach Süden in die Bündner Alpen hinein und bis hinter Chur.

Die Nordalpine Molasse zeigt zwei große **Megazyklen** von marinen zu terrestrisch-limnisch-fluviatilen Bedingungen. Sie gliedert sich in eine Abfolge vom **Meeres-, Brackwasser- und Süßwasserablagerungen**, die seit ca. 37 - 35 Ma bis vor ca. 5 Ma abgelagert wurden. Die folgenden chronostratigraphischen Altersangaben der Molasseschichten orientieren sich an der "Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2022" der Deutschen Stratigraphischen Kommission mit Spannbreiten von 0,5 – 2 Ma, je nach der geographischen Lage im Becken.

Erster Zyklus

Übergehend aus den "unterfüllten" Flyschbecken am damals noch über 100 km weiter südlich gelegene Alpennordrand wurden im Oligozän vor ca. 33 – 27 Ma die Schichten der **Unteren Meeresmolasse (UMM)** mit flachmarinen, sandig-kiesigen und zur tieferen Beckenmitte hin kalkig-mergeligen Sedimenten als letzter Rest der alpinen Meere abgelagert. Diese Ablagerungen zeigen aber stellenweise noch flyschähnlichen Strukturen und die UMM ist heute nur in der Subalpinen Molasse am Alpennordrand zu sehen. Vor 30 Ma führten große Flüsse mit viel Sediment aus den schneller aufsteigenden Alpen zu "überfüllten Bedingungen" und der Übergang vom Flysch- in das Molassestadium begann. Am Ende der UMM war dieses recht flache und schmale Becken weitgehend aufgefüllt und es setzten flachmarin-brackische Bedingungen ein. Mit einem globalen Absinken des Meeresspiegels und mit dem steigenden Sedimenteintrag durch die weiter aus dem Meer aufsteigenden Alpen begann der Westteil des Molassemeeres bis etwa nach München langsam zu verlanden und es bildeten sich die dünnen Mergelschichten der **Unteren Brackwassermolasse (UBM)**.

Vom Späten Oligozän bis ins Frühe Miozän vor ca. 27 – 20,5 Ma wurden die Sedimente der **Untere Süßwassermolasse (USM)** in einer Schwemmlandschaft mit Seen und Flüssen weit über die UMM- und UBM-Ablagerungen nach Norden ausgreifend sedimentiert, denn mit der Nordwanderung der Alpen verlagerte sich auch das Molassebecken mit 5 - 10 mm/a nach Norden. Von den sich hebenden Alpen wurden am Gebirgsrand mit der nachlassenden Fließgeschwindigkeit erstmals mächtige Schottermassen v.a. aus dem Penninikum und aus dem Ostalpin in breiten Megaschuttfächern zunächst radial und dann beckenwärts axial umbiegend transportiert und abgelagert ("Alpine Nagelfluh"). Die feinkörnigen und terrestrisch abgelagerten Sande, Tone, Mergel und auch Karbonate wurden im Becken axial transportiert und sedimentiert. Der Sedimenttransport erfolgte nach Osten zum marinen und bis vor 20 Ma noch flyschartigen Ablagerungsgebiet zwischen Salzburg und Linz. Mit der Nordwanderung der Alpen senkte sich das Becken weiter ab, was aber durch die ständige Sedimentation mal mehr und mal weniger stark kompensiert wurde. Von der nördlich gelegenen Süddeutschen Tafel schütteten Flüsse Gerölle, Kalksande und Kalkschluff in das Becken, die heute als "Ältere Juranagelfluh" bezeichnet werden. Die USM macht zusammen mit der jüngeren OSM den Hauptteil der Füllung des Molassebeckens aus. Vor 19 Ma endete der Flyscheinfluss endgültig.

Zweiter Zyklus

Nach einer kurzen Unterbrechung der Sedimentation drang im Frühen Miozän wieder das Meer über eine schmale Meeresstraße von der östlich gelegenen Paratethys in das nun ca. 60 km breite Molassebecken vor. Hier wurden vor ca. 19 – 17 Ma bei einer verminderten Sedimentzufuhr aus den Alpen die **Obere Meeresmolasse (OMM)** mit marinen Sand- und Mergelablagerungen und mit Schillkalken bei einer westlichen Wasserströmung abgelagert. Aus den weiter aufsteigenden Alpen heraus wurden bei Starkregen und durch Schichtfluten weiterhin sandige Schottermassen unter annähernd tropischen Klimabedingungen in das Molassebecken geschüttet und am Alpenrand als breite Schwemmfächer radial abgelagert. Das OMM-Meer greift auch über das Verbreitungsgebiet der USM hinaus und reichte nach Norden bis zu den Weißjura-Kalksteinen der heutigen Schwäbisch-Fränkischen Alb. Dort hat dieses Meer mit seiner Brandung ein **Kliff** in den Kalkstein erodiert, dessen heute noch gut sichtbaren Reste, oft mit Löchern von Bohrmuscheln, sich als über 150 km lange Linie von Tuttlingen bis zum Nördlinger Ries verfolgen lassen. Dieses Meereskliff liegt heute bei Tuttlingen bei ca. 900 mNN und östlich der Brenz bei ca. 500 mNN und ist ein Beleg für die Hebung und Verkipfung von Südwestdeutschland vor 21 – 10 Ma mit dem Scharnierbereich entlang der heutigen Donau. Die Ablagerungen der OMM sind in Oberschwaben heute nur auf einem schmalen Streifen südlich der Donau und an den Ufern des Überlinger Sees zu sehen. Erst am Südrand der Aufgerichteten Vorlandmolasse und in der Faltenmolasse streichen die Schichten der OMM wieder an der Oberfläche aus. Mit dem Rückzug des Meeres am Ende des Frühen Miozän vor ca. 18 – 17 Ma wurden die älteren Molasseschichten stellenweise wieder etwas abgetragen. Mit einer kurzen und schwachen Meerestransgression vor 17,5 – 17 Ma entstanden die geringmächtigen und sandig-feinkiesigen Schichten der **Oberen Brackwassermolasse (OBM)** unter brackisch-limnischen Verhältnissen in einer flachen Seenlandschaft. Zu dieser gehörte auch das über 300 km lange Flusssystem mit der ca. 260 km langen, 8 bis stellenweise 20 km breiten und durch eine langsame Hebung der Erdkruste als Paläo-Flusstal 40 m bis stellenweise 100 m tief in den Untergrund eingeschnittenen **Graupensandrinne**. Diese kann im Südwesten auch als schmaler Meeresarm oder als Ästuar des zurückweichenden OMM-Meeres angesehen werden, der mit der Zeit langsam ausgesüßt ist. Die Graupensandrinne fungierte zwischen 18 und 17(?) Ma gleichzeitig als Entwässerungsrinne der westlichen Böhmischen Masse, der Süddeutschen Tafel (Ur-Naab/Ur-Main-Flusssystem) und des Südschwarzwaldes. In diesem "Vorläufer der Donau" wurden in einem verflochtenen Flussarmsystem klastische Sedimente, eventuell später auch zusammen mit aufgearbeiteten Trümmern des vor 14,8 Ma entstandenen Ries-Asteroiden-Impakts als Glimmersande nach Südwesten bis ins heutige Schweizer Mittelland verfrachtet, wo diese Flüsse in das westliche Tethys-Restmeer geflossen sind. Die genaue Alterseinstufung der Graupensandrinne in Verbindung mit den Molasse- und den Ries-Trümmersedimenten ist in der Diskussion (Abb. 6.62 + 6.66-4). Direkt südlich der Graupensandrinne wurde der ca. 1 m mächtige **Albstein** aus terrestrisch-pedogenen und limnische Karbonaten auf einer 20 km breiten und trockenfallenden Schwellen abgelagert. Weiter südlich wurden fluviatile Mergel und Sand abgelagert.

Mit der **Oberen Süßwassermolasse (OSM)** ab dem Mittleren Miozän vor ca. 16 – 8 Ma verlangsamten sich die Einengungs- und Überschiebungsbewegungen durch die Alpen und die Senkungsrate des Beckens wurde geringer. Die Sedimentfüllung nahm zu und verdrängte nun endgültig das Meer. Bei terrestrisch-fluvioklastisch-limnischen Ablagerungsbedingungen wurden mächtige und glimmerreiche Sande, Sandmergel, siltige Mergel und Tone abgelagert und zu Sand- und Schlammsteinen schwach verfestigt. Im Bereich der den Alpen direkt vorgelagerten Schwemmfächern, z.B. Napf-, Hörnli-, Pfänder-, Hochgrat- und Nesselburgschwemmfächer, kam es weiterhin zu radialen und axial umbiegenden Schotterablagerung (Abb. 6.68).

Diese haben sich mit der Zeit zu harten und verwitterungsbeständigen Konglomeraten verfestigt und bilden heute die markanten Nagelfluh-Schichtrippen der Aufgerichteten- und der Subalpinen Molasse (Abb. 6-65). Von den nördlichen Zuflüssen der Süddeutschen Tafel wurde die Sedimente der "Jüngeren Juranagelfluh" in das Molassebecken geschüttet. Im Späten Miozän vor ca. 10 - 8 Ma kam es durch die Hebung und Kippung des westlichen Teils des Beckens zur Umkehrung der westgerichteten Fließrichtung nun nach Osten zum Restmeer der Paratethys. Gegen Ende des Miozäns war das Molassebecken dann vollständig mit Sedimenten gefüllt und war eine flache Seen- und Sumpflandschaft und die Sedimente reichten stellenweise bis über die Klifflinie der OMM auf Teile der südlichen Schwäbischen Alb. Damit endete vor ca. 8 - 5 Ma das Molassestadium und die jüngsten 5 Ma alten Schichten der OSM sind schon wieder abgetragen. Mit der endgültigen Verlandung entstand vor ca. 8 - 7 Ma die aus den Alpen heraustretende Aare-Ur-Donau, die mit ihren Nebenflüssen den nordalpinen Raum und das Molassebecken nach Osten über das Pannonische Becken in den Pontischen See, dem Vorläufer des Schwarzen Meeres entwässert hat (Abb. 19b). Das Nordalpine Molassebecken ist jetzt, abgesehen von den geringmächtigen Sedimentablagerungen der Kaltzeiten, auch Abtragungsgebiet. Die reine Ablagerung des alpinen Abtragungsschutts ging in eine Umlagerung, Zwischenlagerung und Erosion der Sedimente über, bevor sie ins Schwarze Meer und über den Oberrheingraben in die Nordsee verfrachtet werden. Die Schichten des Nordalpinen Molassebeckens bilden eine nach Süden liegende, asymmetrische und keilartige Mulde. Vor dem Alpenrand biegen die Schichten des langen und schwach südfallenden Nordschenkels der „**Vorlandmolasse**“ stark um und bilden den kurzen und steilen Südschenkel der "**Aufgerichtete Vorlandmolasse**". Südlich daran anschließend liegt die langgezogene und 10 bis 20 km breite "**Subalpine Molasse**" oder "**Faltenmolasse**". Diese wurde von der alpinen Einengungstektonik miterfasst und gehört damit strukturell zu den Alpen. Ursache dieser Einengung sind die sich nach Norden vorschiebenden Alpen, welche dort vor 20 - 5 Ma die Molasseschichten verbogen, gefaltet, verschuppt, in Decken gelegt und diese auch 10 km bis über 30 km weit überschoben und tief unter sich begraben haben (Abb. 6.39). Die Subalpine Molasse bildet heute mit ihren aneinandergereihten und zusammengeschobenen Muldenstrukturen entlang dem Alpennordrand von Chambéry bis nach Salzburg eine alpenparallele Schichtrippenlandschaft. Diese besteht in den Talzügen oft aus weichen Sand- und Mergelsteinen, flankiert von schroffen Nagelfluh-Berggrücken und -ketten aus den zu harten und verwitterungsbeständigen Konglomeraten verfestigten alpinen Schotter- und Geröllsedimenten der Megashuttflächen (Abb. 9, 6.64, 6.65). In Oberbayern, im Allgäu, in Oberschwaben und im Schweizer Alpenvorland werden weite Bereiche der Molasseschichten von einer dünnen und oft flächendeckenden Schicht aus steinig-lehmigen Grundmoränen (Basal Till), von bogenförmig weitgeschwungenen und hügelig erodierten Endmoränenzügen und von nach Norden langgezogenen und ebenen Schotterterrassen bedeckt. Weitere pleistozäne (eiszeitliche) Ablagerungen sind scharf angeordnete Drumlinhügel, tiefe tonig-torfigen Beckenfüllungen, sowie in den Tälern junge klastisch-fluviatile Talablagerungen aus der aktuellen Zeit des Holozän. Diese Ablagerungen bilden heute am Alpennordrand eine Eiszerfallslandschaft (Kap. 6.7, Abb. 6.69, 6.70).

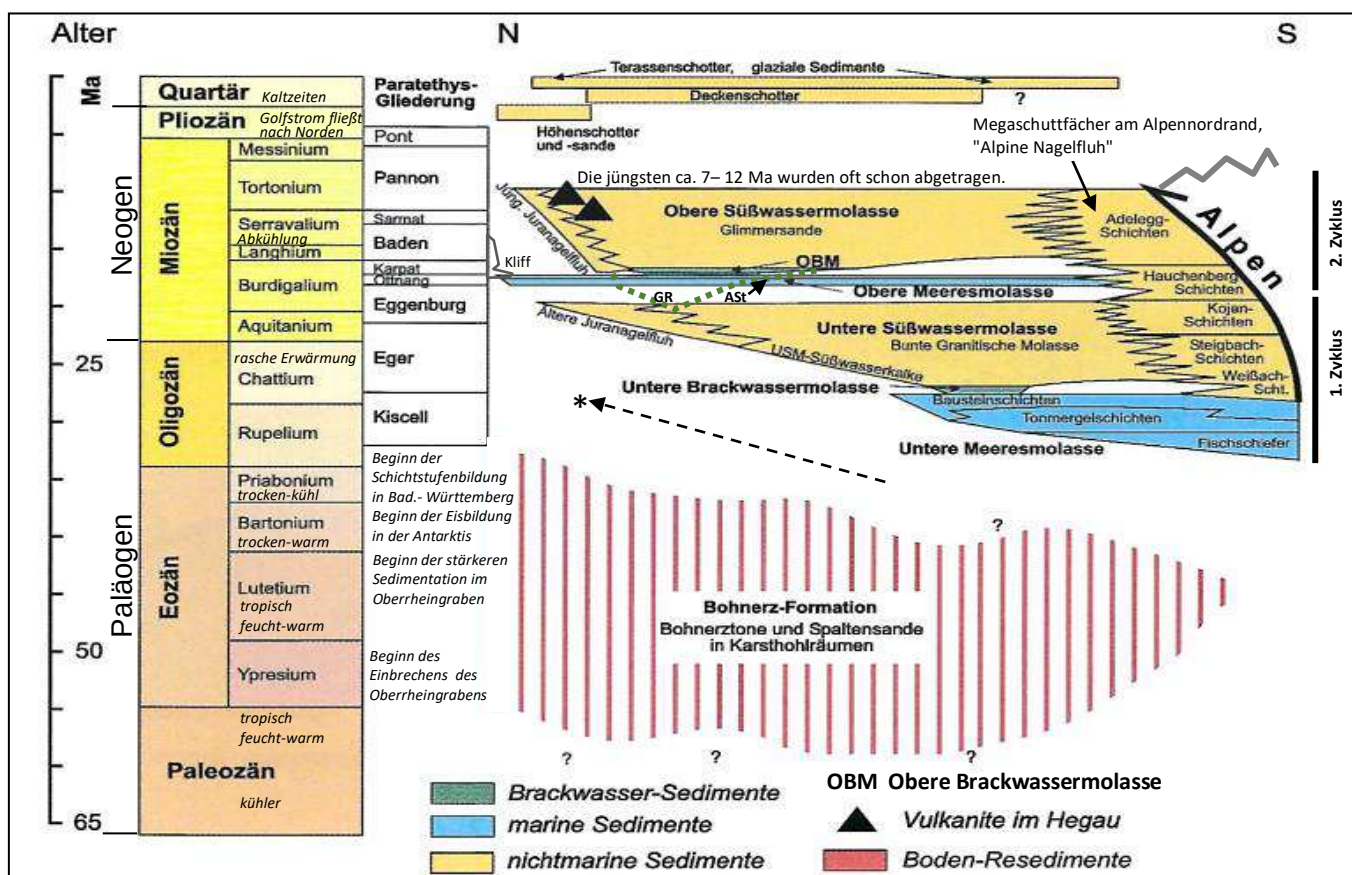


Abb. 6.62: Zeit-Raum-Darstellung der Sedimente im Molassebecken in Südwestdeutschland, Klima.

Die Grafik zeigt die allmähliche Nordwanderung der Molassesedimentation (*). Die Tektonek der "Aufgerichteten Molasse" und der "Faltenmolasse" sind in der stratigraphischen Tabelle nicht darstellbar (siehe Abb. 9, 6.64, 6.65). GR = Graupensandrinne; AST = Albstein. Grafik ergänzt aus: M. Geyer, E. Nitsch, T. Simon (2024): Geologie von Baden-Württemberg. 6. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart.

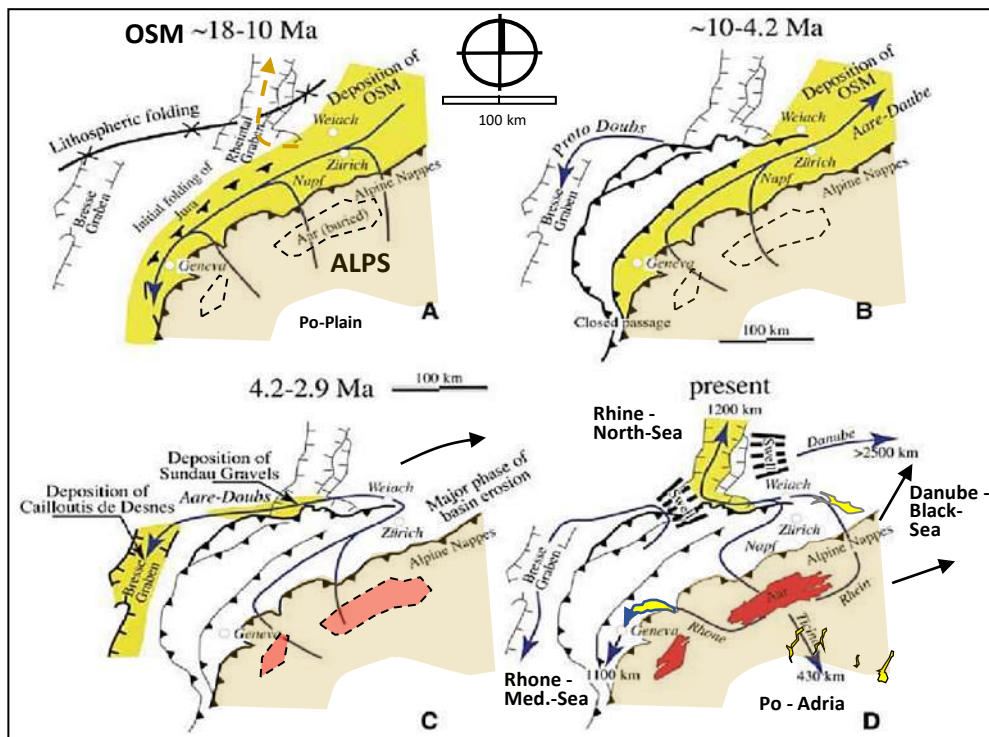


Abb. 6.63: Chronologie und Muster der Abflüsse der Westalpen.

Die gelben Farben auf der Kartenabfolge zeigen die Molasse-Ablagerungsräume mit den Transportwegen des Abtragungsschutts aus den Alpen nach Nordosten und nach Westen zur Zeit der OSM bis heute. Neben den nord- und südalpinen Molassebecken (Oberschwaben, Po-Ebene) sind auch der Bodensee, der Genfer See, die oberitalienischen Seen, die großen intramontanen Becken entlang der Donau bis zum Schwarzen Meer und vor 34 – 18 Ma und heute der Oberrheingraben große Sedimentfallen und Ablagerungsgebiete für den alpinen Abtragungsschutt. Weitere Schuttmassen wurden und werden bis in die Nordsee, während der Eiszeiten im Atlantik vor die Bretagne, ins Mittelmeer vor die Rhonemündung und in die nördliche Adria transportiert.

Swell = weit gewölbte Landschaftsform mit bedeutender Wasserscheide; rot = durch Hebung und Erosion herauspräparierte Internmassive;

"Cailloutis de Desnes" und "Sundgau Gravels" = Ablagerungen alpiner, sandiger Schotter von Desnes und im Sundgau aus der Reuver-Serie aus dem Späten Pliozän vor 3,6 – 2,5 Ma und aus dem Frühen Pleistozän.

Grafik ergänzt aus: F. Schlunegger und J. Mosar (2011): *The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps*. *International Journal of Earth Sciences* 100(5), Springer, modifiziert nach Ziegler und Fraefel (2009).

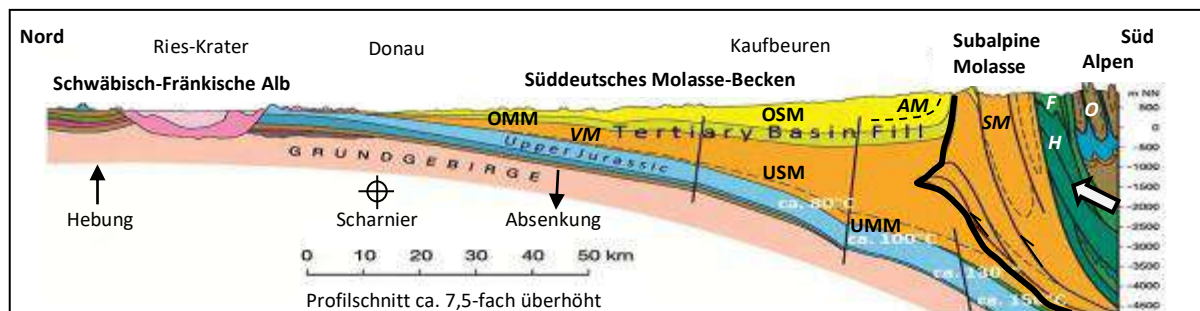


Abb. 6.64: Geotektonischer Profilschnitt Schwäbische Alb - Oberschwaben - Allgäuer Alpen.

Die Schichten der Nordalpinen Molasse beginnen südlich des Ries-Impakts am Rand der Schwäbischen Alb und fallen flexurartig in Richtung der Alpen ab (Biegebecken). Die Subalpine Molasse wurde durch den Nordschub der Alpen von der Vorlandmolasse abgesichert, verfaultet, oft steilgestellt, in sich überschoben und von den Alpen bis zu 30 km weit überfahren.

VM = Vorlandmolasse; AM = Aufgerichtete Molasse; SM = Subalpine Molasse; H = Helvetikum; F = Flysch; O = Ostalpin.

Grafik ergänzt aus: Geoera.eu nach Glaser et al. (2004): *600 Millionen Jahre Bayern*. Bayerisches Geologisches Landesamt, GeoBavaria.

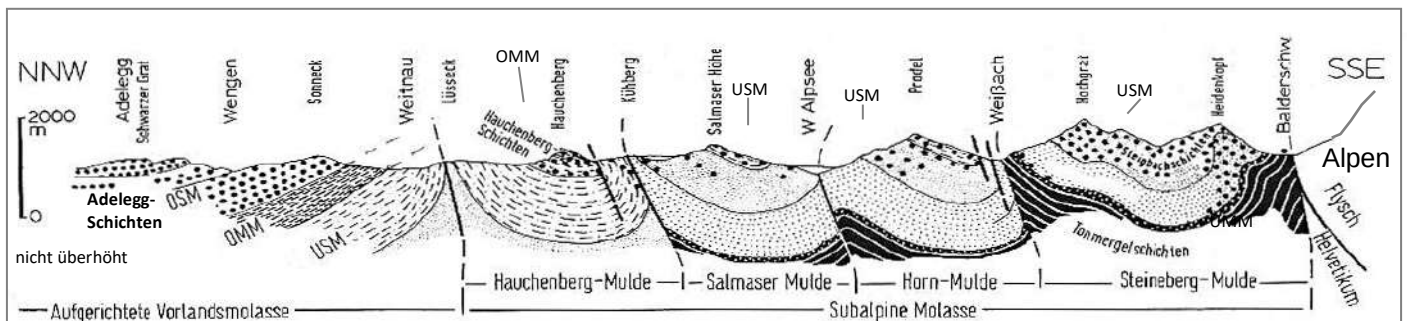


Abb. 6.65: Querprofil durch die Aufgerichtete Vorlandmolasse und durch die Subalpine Molasse der Allgäuer Voralpen.

Der Profilschnitt zeigt im NNW die aufgeboogenen Schichten der Aufgerichteten Vorlandmolasse und nach SSE die Subalpine (Falten-) Molasse. Diese Gesteine wurden vom Nordschub der alpinen Decken vor 20 - 5 Ma abgesichert, in Schuppen zerlegt, zu unsymmetrischen und nordflügeldominierten Mulden gefaltet und teilweise auch überschoben. Die Erosionsformen der Mulden mit harten Konglomeratschichten im Zentrum bauen heute die oft schichtrippenartig langgestreckten Nagelfluh-Bergketten (Konglomerate der Megaschuttfächer) der den nördlichen Alpen direkt vorgelagerten Mittelgebirgslandschaften auf. Im Allgäu sind das im Nordwesten die "Nagelfluhhöhen" am Pfänder bei Bregenz und die von der Aufgerichteten Vorlandmolasse gebildeten Nagelfluhausstriche von Adelegg und Sonneck bei Isny. Nach Südosten folgt die ca. 10 - 20 km breite Subalpine Molasse mit den "Nagelfluhhöhen" am Hauchenberg und an der Salmaser-Höhe und weiter südlich die "Allgäuer Nagelfluhschichtkämme" am Prodel/Kojen, am Immenstädter Horn, am Hochgrat/Ridalphorn und am Siplinger Kopf. Diese Nagelfluhketten und Schichtrippenlandschaften finden südwestlich des Alpenrheintals in der Schweiz von Appenzell bis zum Genfer See ihre Fortsetzung. Grafik verändert und ergänzt aus: O.F. Geyer u. M.P. Gwinner (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Auflage, Schweizerbart, Stuttgart. Nach O. Ganss u. P. Schmidt-Thome 1955.

Erster Zyklus

Zweiter Zyklus

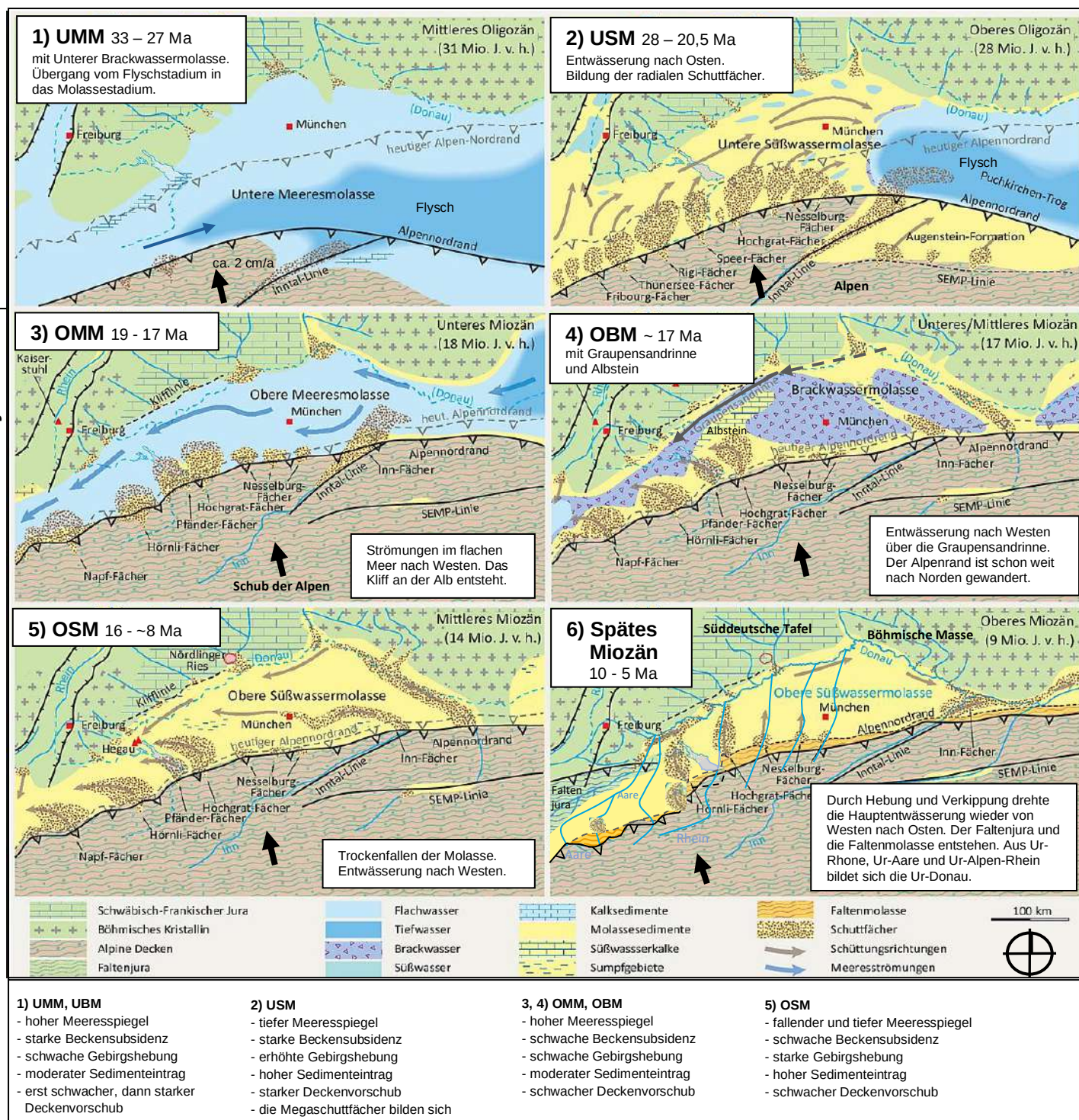


Abb. 6.66: Paläogeographische Karten der nordalpinen Molasse in Süddeutschland.

Die Bildfolge zeigt die Wanderung der Alpen nach Norden und Nordwesten und die Entwicklung des Nordalpinen Molassebeckens in der Paläogen- und Neogen-Zeit. Vor ca. 20 Ma endete das Flyschstadium im Osten bei Salzburg/Linz. Der Abtragungsschutt der Alpen wurde durch große, radial aus den Alpen austretenden Flusssystemen bei Extremniederschlägen mit Schichtfluten in die randlichen Molassebecken rund um die Alpen geschüttet. Das grobkörnige Schottermaterial wurde mit der Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit direkt beim Austritt aus den Alpen als breite und mächtige Schutt- und Schwemmfächer (Megaschuttfächer) radial und dann auch axial umgebend abgelagert, und wurden mit der Zeit kalkig zu sandigen Konglomeraten verfestigt. Die feineren Sand- Mergel- und Tonanteile wurden weiter transportiert und axial im teils marinen, aber überwiegend limnischen und z.T. fluvioklastischen Becken verteilt. Das nordalpine Molassebecken wanderte mit dem Schub der Alpen langsam nach Norden und Nordwesten (Abb. 6.67). Während der UMM vor 34 - 18 Ma wurde auch der Oberrheingraben immer wieder vom Meer überflutet und war dann mit dem Molassemeer oder mit dem Nordmeer verbunden. Es kam dort zur Ablagerung von alpinem Schutt aus mächtigen, terrestrisch-fluvioklastischen Sedimentablagerungen und zu dessen Verfrachtung über Norddeutschland in die Nordsee und auch zu marin-brackischen Ablagerungen. Am Ende des Molassestadiums vor ca. 10 – 5 Ma verlandete das Molassebecken endgültig und es bildete sich das nach Osten fließende Aare-Donau-System mit dem zunächst noch nach Norden zur Donau fließenden Alpenrhein als Hauptentwässerung der Nordalpen, des Molassebeckens und von Teilen der Süddeutschen Tafel (Abb. 6.68). Im Laufe mehrerer kaltzeitlicher Gletschervorstöße in das nördliche Alpenvorland ab 2,6 Ma und v.a. ab 1 Ma wurden das Bodenseebecken und auch Oberschwaben mit dem Schussenbecken durch die Rheingletscher immer mehr ausgeschürft und vertieft. Dort ist der östliche Alpenrhein vermutlich schon vor über 800.000 Jahren zum ersten Mal nach Westen zum Aare-Oberrhein und damit in die Nordsee geflossen. Weitreichende Gletschervorstöße bis an den Südrand der Schwäbischen Alb in der Hoßkirch- und in der Riß-Kaltzeit haben das Schmelzwasser aus dem Rheingletschergebiet aber auch immer wieder nach Norden zur Donau gelenkt (Abb. 19f, Abb. 20, Abb. 6.70-1, Kap. 6.8). Grafik verändert und ergänzt aus: M. Meschede (2018): *Geologie Deutschlands*. Springer, Berlin.

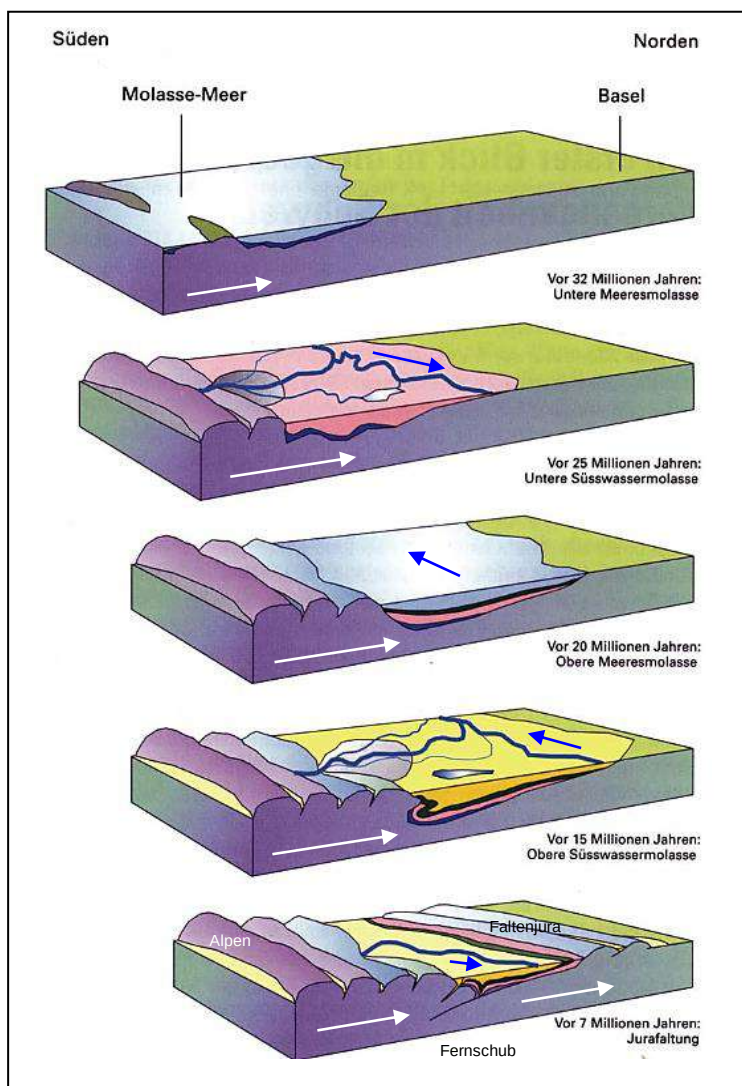


Abb. 6.67: Ergänzend zu Abb. 6.66, paläogeographisch-tektonische 3D-Abbildung für das Schweizer Molassebecken.

Im Gegensatz zum Südalpine Molassebecken (Po-Becken), das sich mit ca. 1 mm/a senkt, hebt sich das Nordalpine Molassebecken heute in weiten Teilen und ist Abtragungsgebiet.

Grafik ergänzt aus: Präsentation von M. Feldmann, Geologie der Schweiz, Molasse, ETH-Zürich, geo-life.ch.

Unten Abb. 6.68: Donau vor 7 Ma bis heute.

Die Karte zeigt den Verlauf der Ur-Donau und ihrer Nebenflüsse nach dem Trockenfallen des Molassebeckens. Darübergelegt ist mit dünnen blauen Linien das heutige Flusssystem. Zu erkennen ist die Umkehrung der Fließrichtung am ehemaligen Oberlauf der Flüsse der Alb von Südosten zur Donau nach Nordwesten zum Neckar. Dieser Prozess wird sich mit der weiteren Erosion der Schwäbischen Alb fortsetzen und die obere Donau könnte in Zukunft über den Neckar oder über die Flüsse, die auch ihn anzapfen und umlenken zum Rhein und in die Nordsee entwässern. Auch eine endgültige Umleitung der Donau bei der schon heute bestehenden Versickerung zum Aachtopf und bei Ehingen durch die weiter nach Norden erodierende Schussen zum Bodensee-Rhein ist in der fernen Zukunft möglich (blau gestrichelte Pfeile). Dazwischen wird es aber noch die eine oder andere Vorlandvergletscherung geben.

- Riß-Gletscher-Vorstoß vor ca. 0,2 Ma
- Oberpliozän/Unterpleistozän vor 2,6 Ma
- Obermiozän/Pliozän vor 5 Ma

Grafik ergänzt aus: [Ustall, Urdonau+ Donau-Historie](#)
[Schwaebische-Alb](#), CC BY-SA 3.0 DE



6.8 Die Alpen vom Eiszeitalter bis heute

Während der Kaltzeiten in den vergangenen 2,6 Ma kam es in vielen Gebirgen auf der Erde zu großen Vergletscherungen und das hat zu den heutigen schroffen Erosionsformen beigetragen. Die Gliederung dieser **Pleistozän** genannten Zeitepoche (gr. "Das am meisten Neue", 2,6 Ma – 12.000 a) ist noch in der Erforschung, ist noch nicht vereinheitlicht und ist in **Abb. 1d und 6.73** dargestellt. In den Zeiten davor, vom Perm bis ins Paläogen vor 220 - 48 Ma, war das Klima auf der Erde sehr warm und es gab auch an den Polen so gut wie keine Vereisungen. Eine erste Abkühlung erfolgte nach einem Optimum vor ca. 50 Ma und dann gingen die Temperaturen rhythmisch zurück. Die Ursachen für dieses **Känozoische Eiszeitalter** waren vermutlich plattentektonische Bewegungen mit Veränderungen der Meeres- und Luftströmungen. Nach der Trennung der Antarktis von Südamerika und von Australien und deren plattentektonischer Wanderung zum Südpol mit der Öffnung der Drake-Passage vor 48 - 34 Ma bildete sich der Zirkumpolar-Meeressstroms und es kamen mehr Feuchtigkeit und Schnee-Niederschläge auf die Antarktis. Vor ca. 34 Ma begann die Vereisung des Südpol und mit seiner kompletten Vereisung ab ca. 14 Ma gingen die weltweiten Temperaturen deutlich zurück. Die antarktische Meerwassertemperatur ist von 18 °C vor 60 Ma auf knapp über 0 °C heute gefallen. Die Nordwanderung von Indien mit dem Aufstieg des Himalaya-Gebirges und des tibetischen Hochlandes vor ca. 22 Ma kann ebenfalls klimatische Auswirkungen gehabt haben. Vor ca. 3,4 Ma schloss sich die Panama-Straße zwischen Nord- und Südamerika und mit dem dabei entstandenen Golfstrom kamen mehr feuchtere Luft und damit mehr Schneefälle mit Eisbildung nach Norden (Abb. 6.9-2 (3)). Ab 3 Ma war dann auch der Nordpol vereist. Die sich ständig verändernden Erdbahnparameter **"Exzentrizität"** (Erdbahn teils fast kreisförmig, teils leicht elliptisch - hat die stärkste Klimawirksamkeit), **"Obliquität"** (Neigung der Erdachse gegen die Erdbahnebene) und **"Präzession"** (Sonnennähe von Nord-Sommer und Nord-Winter, Ausrichtung der Erdachse, Taumeln des Kreisel) wurden mit den Abkühlungen zunehmend klimawirksamer, schließlich taktgebend und haben die zyklische Abkühlung der Erde weiter verstärkt. Bei den sehr warmen Klimaverhältnissen vom Perm bis ins Paläogen wirkten sich die Erdbahnparameter dagegen nur gering und lokal auf das Klima aus. **Sie sind nicht die Ursache, aber je nach ihrem Zusammenwirken die Schrittmacher der Kaltzeiten.** Als Ursache kommt die Plattentektonik mit den o.g. Vorgängen infrage. Es wird auch diskutiert, ob die langsame Umkreisung des Zentrums unsere Galaxie durch das Sonnensystem mit dem Durchqueren einer Zone mit dichterem interstellarem Gas und Staub vor 18 - 11 Ma die Ursache für diese massive Klimaänderung sein könnte (Radcliffe-Welle). Mit einer weiteren Abkühlung vor 2,6 - 1 Ma begann eine Abfolge von zahlreichen und immer deutlicher ausschlagenden Warm- und Kaltzeiten mit periodischen Vereisungen von den Nordpolargebieten bis in die kalt- und kühlgemäßigten Breiten auf dem eurasischen und auf den nord- und südamerikanischen Kontinenten (Abb. 1d). Während der vergangenen 0,87 Ma wurde es dann mit starken Amplituden noch kälter und in ca. 12 Kaltzeiten sind die zu Gletschern verdichteten Schnee- und Eismassen (Eis kann als Gestein aufgefasst werden) auch in die kühlgemäßigten Breiten von Nordamerika und Eurasien bis ca. 40° - 50° nördlicher Breite vorgestoßen und haben auch große Bereiche des nordamerikanischen und des nordeuropäischen Gebirgs- und Flachlandes und ab 0,65 Ma das Alpenvorland in rhythmischer Abfolge und für jeweils einige Tausend Jahre oft kilometerhoch mit Eis bedeckt. Nur die nordostasiatischen Gebiete waren wegen des trocknen Klimas weniger stark vereist. Innerhalb der jüngsten Würm-Kaltzeit vor 114.000 - 12.000 Jahren kennt man 25 kleinere Klimawechsel zwischen wärmeren Interstadialen und kalten Stadialen, sogenannte "Dansgaard-Oeschger-Ereignisse". In den hochglazialen Phasen der Würm-Kaltzeit waren auch die alpinen Gebirgsvorländer im Schweizer Oberland, in Oberschwaben und in Bayern durch 3 Zyklen von Gletschervorstößen und Rückschmelzungen vor 68.000 - 61.000, vor 42.000 - 39.000 und vor 35.000 - 17.000 mit einem Höhepunkt vor ca. 24.570 Jahren bis ca. 80 km weit in Richtung Norden und Nordwesten vereist (Abb. 1d, 6.70, 6.71, 6.74). Dann haben nur noch die höheren Alpengipfel aus dem Eis herausgeragt und es kam zu einem Absinken des weltweiten Meeresspiegels um bis zu 120 m, einhergehend mit dem Trockenfallen großer Landmassen. In den vergangenen 700.000 Jahren dauerten die Kaltzeiten durchschnittlich 100.000 Jahre und die Warmzeiten 10.000 - 20.000 Jahre. In den 1,9 Ma davor war die Zyklendauer etwas kürzer. Während der Kaltzeiten und bei den zahlreichen Gletschervorstößen und -rückschmelzungen haben glazigene und fluvioglaziale Erosionsprozesse in Verbindung mit der Schwerkraft die Erosion in den Alpen und im Vorland weit schneller als heute voranschreiten lassen. Die niedrigen Temperaturen haben zu einer verstärkten Frostverwitterung mit einer starken klastischen Auflockerung der unterschiedlich harten Felsgesteine beigetragen. Die oft weicheren penninischen und helvetischen Flyschgesteine sind teilweise sehr erosionsanfällig, wohingegen Granit, Amphibolit, Diorit und Gneis weit resistenter sind. So bestehen auch die höchsten Berge der Alpen, z.B. Mont Blanc, Finsteraarhorn, Bernina und Großglockner vorwiegend aus diesen härteren Gesteinen. Das reine Gletschereis kann bei seinem Schub von mehreren Metern/Tag durch die Gebirgstäler in die Vorländer große und schon gelockerte Felsblöcke aus dem Gesteinsverband herauslösen und beim Transport zerkleinern. Viel Gestein wird auch durch Frostverwitterung an den Steilhängen und als schirmgelnder Schutt, Steine, Kies, Sand und Schluff auf, im und unter dem Eis abtransportiert. Dieses Gemisch aus Gletschereis, Schutt und Wasser wirkte an den Talflanken und Talböden der Gletscher wie eine Raspel, hat die Gesteine abgehobelt und die V-förmigen Täler der Wassererosion in die U-förmigen Täler der Gletschererosion verbreitert und oft einige 100 m vertieft (Abb. 6.72, 6.75). An der Basis, an den Rändern und auch auf und innerhalb der Gletscher haben sich in den kurzen Sommern Schmelzwasserrinnen gebildet, die zusammen mit tonigem Erosionsmaterial wie ein Schmierfilm gewirkt und die Gletscherbewegungen verstärkt haben. Die heutigen schroffen Gebirgslandschaften der Alpen mit pyramidenartigen Berggipfeln, mit scharfen Graten, tiefen Karen, steilen Bergflanken und übertieften Tälern sind hauptsächlich durch die verstärkte Frostverwitterung, durch die Erosion der schuttbeladenen Gletscher, durch das Auftauen des Permafrostes in Verbindung mit Fels- und Bergstürzen während des Rückschmelzens der Gletscher und durch die gewaltigen Schmelzwasserfluten geformt worden.

Im Hochgebirge hat die Karbildung durch die Gletschererosion zu einer Versteilung der alpinen Gipfelregionen geführt. Beispielhaft ist hier das Matterhorn als ein von Gletschern geformter Karling (Abb. 6.44). Die eiszeitlichen Schuttmassen aus den stark erodierten Hochgebirgen wurden während der kurzen Hochglazialphasen in und auf den Gletschern bis weit in die Vorländer am Rande der Südalpen und in Süddeutschland stellenweise bis zur Donau transportiert und abgelagert (Piedmont-Gletscher, Abb. 6.70). Beim Austritt der großen Talgletscher in das flache Vorland kam es auch beim deren Rückzug zu starken Tiefenerosionen und es bildeten sich großen Seen, wie z.B. der Bodensee. Dabei wurden auch die großen Täler der Alpenrhone und des Alpenrheins stellenweise 500 m bzw. 200 m tief unter den heutigen Meeresspiegel ausgeschürft und beim späteiszeitlichen Gletscherrückzug mit Moränenmaterial, dem Abtragungsschutt randlicher Schuttfächer, mit Bergsturzmaterial und mit sandigen Flussschottern verfüllt. In Oberbayern, im Allgäu, in Oberschwaben und im Schweizer Alpenvorland werden weite Bereiche der Molasseschichten heute von einer mehr oder weniger dünnen und oft zusammenhängenden Schicht aus flachen, unsortierten, ungeschichteten und steinig-lehmigen Grundmoränen (Basal Till) bedeckt, die nach dem Zerfall und Abschmelzen (Rückzug) der Gletscher liegengeblieben sind. Im Bereich der über längere Zeiten stabilen Endstände (Schub und Abschmelzen halten sich die Waage, Schuttmaterial stapelt sich förderbandartig vor der Gletscherzunge) und der auch stabilen Rückschmelzstände der ehemaligen Vorlandgletscher verlaufen die wallförmig aufgeschütteten und weitgeschwungen gestaffelten Endmoränenzüge der Hoßkirch-, Riß- und Würm-Kaltzeiten quer durch das Land. Diese wurden bis heute und je nach ihrem Alter zu flacheren oder steileren und mehr oder weniger unterbrochenen Hügelketten erodiert. Das vom Rheingletscher (Bodensee-Vorlandgletscher) nach Norden zur Donau und nach Westen zum Hochrhein (Aare) abfließende Schmelzwasser hat in die weichen Molasseschichten tiefe Rinnen erodiert, die mit kiesig-sandigen Schottern aufgefüllt wurden. Diese fluvioglazialen und viele Kilometer nach Norden langgezogenen und ebenen Schotterflächen gehören verschiedenen Kaltzeiten an und sind erosiv stufen- und terrassenartig ineinander geschachtelt (seitlich-höherliegend = älter, tieferliegend = jünger). Die älteren und mehr oder weniger hoch über den heutigen Talauen liegenden Schotterterrassen sind je nach ihrem Alter an ihren Rändern vermutlich tektonisch bedingt ausgefrantzt erodiert, sind kalkig zu Konglomeraten verfestigt und sind 2 m bis über 10 m tief verwittert. Die jüngsten und würmkaltzeitlichen Schotter in den heutigen Talauen sind locker gelagert, 0,5 m bis über 1 m tief verwittert und sind heute bedeutende Grundwasserspeicher. Zu den kaltzeitlichen Gletscherablagerungen gehören auch die am Bodensee, beim oberbayerischen Eberfingen und im Züricher Oberland verbreiteten und 10 - 30 m hohen Drumlin-Hügelketten. Diese scharf und fächerförmig angeordneten, konvex bis langgestreckten und schafcrückenförmigen Hügel entstehen durch das Ausschmelzen, Absinken, Transportieren und Ablagern von viel Gesteinsmaterial an der Basis (Basal Till = Grundmoräne) eines nicht mehr durchgefrorenen oder nur temporär gefrorenen, nassen aber noch hunderte Meter mächtigen Gletschers unter bestimmten Scherwiderstands- und Spannungsbedingungen im Schutt und im Eis. Stellenweise haben die vorrückenden Gletscher auch bis über 200 m tiefe Becken in die weichen Molasseschichten gegraben, die nach dem Zerfall und Abschmelzen der Gletscher zum Teil mit Schotter und mit Moränen verfüllt wurden. Auf diese Weise haben sich auch die großen Alpenrandseen Bodensee und Genfer See in Verbindung mit Grabenbildung, der Vierwaldstätter See als komplexes Zusammenspiel mit der Alpenbildung, der Zürichsee, der Thuner-Brienzersee und die oberitalienischen Seen in Verbindung mit der tiefen Erosionen beim Austrocknen des Mittelmeeres gebildet. Auch die Torfmoore mit mächtigen Beckentonen und kleineren Zungenbeckenseen, wie z.B. Pfrunger-Burgweiler Ried, Wettenberger Ried, Wurzacher Becken, Federsee, Chiemsee, Tegernsee, Ammersee und Starnberger See sind durch glaziale Erosion entstanden. Diese vielfältigen glazialen Ablagerungen haben die Molasse-Akkumulationslandschaft des Voralpenlandes an der Oberfläche umgestaltet und bilden dort heute eine Eiszerfallslandschaft (Abb. 17 + 19). Die von den Vorlandgletschern herabwehenden kalten Fallwinde haben feinsten Staub aus den abgetrockneten und kahlen Schotterfluren im Alpenvorland und aus den breiten Schotterflächen des Oberrheingrabens bis weit in die nördlich und östlich gelegenen und eisfreien (periglazialen) Kältesteppe und Tundren (Mammutsteppen) getragen. Der überwiegend schluffige Staub wurde dort bei nachlassender Windgeschwindigkeit als mehrere Meter mächtige Lössdecken in den windgeschützten und flach bewachsenen Beckengebieten und in den Tälern der süddeutschen Landschaften abgelagert und das Verwitterungsprodukt Lösslehm hat heute eine hohe Fruchtbarkeit und eine gute landwirtschaftliche Bearbeitbarkeit (Abb. 6.69). In den kurzen Warmzeiten (Interglaziale) kam es örtlich zu eng begrenzten und oft geringmächtigen Travertin- und Kalktuffbildungen (Sauerwasser- und Süßwasserkalke) an kalten und warmen Quellaustritten, z.B. in Stuttgart-Bad Cannstatt. Gegen Ende der Würm-Kaltzeit ab ca. 19.000 – 16.000 Jahren B.P. kam es zum letzten schnellen Abschmelzen, Zerfall und "Rückzug" (ein besserer Begriff ist "Rückschmelzen") des maximal 8000 km² umfassenden Rheingletschers vom Vorland zurück in die Alpen. In den von den Gletschern übertieften Alpentälern verschwand das abstützende Eis und der Zusammenhalt des Gesteins durch den Permafrost ging verloren. So kam es in Verbindung mit Starkregenereignissen und Erdbeben zu zahlreichen kleinen und großen Bergstürzen, zur Ausbildung von breiten Schutt- und Schwemmfächern an den Talrändern und zur Ablagerung von bis über 500 m mächtigen Schutt-, Kies-, Sand- und Seesedimenten in den zuvor übertieften und mit Schmelzwasser gefüllten Trogtälern (Abb. 6.72, 6.75, 6.76). Vor ca. 19.000 Jahren entstand mit dem Rückschmelzen des Rheingletschers bei Hemishofen und Stein am Rhein das kleine Gletscherzungenbecken des heutigen Bodensees. Dieser reichte vor 16.500 Jahren fjordartig bis hinter Chur und hatte damit seine größte Ausdehnung. Die Seebodensedimente reichen hier bis in 600 m unter Gelände. Bis vor ca. 8.000 Jahren wurde dieser "Rheintalsee" wieder mit dem Abtragungsmaterial der Alpen zugeschüttet. Seit ca. 16.000 Jahren ist das Voralpengebiet eisfrei, vor ca. 15.000 – 14.000 Jahre setzte die Wiederbewaldung ein. Vor 12.800 Jahren gab es in der Jüngeren Dryas-Zeit, möglicherweise durch die Trümmer eines Kometen verursacht, eine kurze Abkühlung und vor ca. 11.800 Jahren begann mit einer abrupten Erwärmung des Weltklimas um 6 °C die aktuelle Zeitserie des **Holozän** (gr. "Das ganz Neue"). Das Eis auf der Nordhalbkugel schmolz rasch weiter ab und der im Hochglazial um bis zu 120 m tief abgesenkte Meeresspiegel stieg bis auf das heutige Niveau an (Abb. 6.74). Dabei wurden auch große und schon von Menschen besiedelte Landmassen überschwemmt, wie z.B. das Doggerland in der heutigen Nordsee (Abb. 6.70).

Während und v.a. am Ende der Würm-Kaltzeit und auch während früherer Kaltzeiten entstanden durch die Bewegungen des Eises im und am Rand der abschmelzenden Gletscher sehr große aber oft nur kurzzeitig existierende Stauseen. Diese haben bei ihren oft mehrmaligen Ausbrüchen ab 12.900 Jahren mehrere Megafluten mit großen Erosionsschäden bis über 2000 km weit ins Vorland verursacht. Hier könnten die o.g. Kometentrümmer eine Rolle gespielt haben. Beispiele sind hier die Eisseen in Nordasien, der Baltische Eisstausee, der Lake Missoula in Montana-Washington-Oregon USA und der Lake Agassiz in Kanada mit dem letzten Ausbruch vor 8.200 Jahren. Die größeren Eisseeausbrüche hatten wahrscheinlich auch kurzzeitige Auswirkungen auf das Erdklima, weil erhebliche Mengen an Süßwasser in den Atlantik geströmt sind und dort den warmen Golfstrom gestört haben könnten. Auch die überlieferten Sintflut-Ereignisse können damit im Zusammenhang stehen. Die Erosion der Dover-Straße im Kanal zwischen England und Frankreich wird mit katastrophalen kaltzeitlichen Flutereignissen vor 425.000 Jahren am Ende der Hoßkirch- (Elster-) Kaltzeit und vor 225.000 Jahren während der Riß- (Saale-) Kaltzeit in Verbindung gebracht, ebenso die Bildung der großen Urstromtäler in Norddeutschland und in Polen. In der Übergangsphase von der Würm-Kaltzeit zur Holozän-Warmzeit gab es, vielleicht auch im Zusammenhang mit den Stausee-Ausbrüchen, noch mehrere stärkere Kälteeinbrüche mit jeweils über 100 Jahren Dauer und man vermutet hier den Grund für das Aussterben einiger großer Säugetierarten in Verbindung mit dem sich vermehrenden und jagenden Menschen (Abb. 1d). Kleinere Eisseen mit Flutausbrüchen gab es auch im Bereich des Rheingletschers, z.B. bei Riedlingen. Im Schwarzwald kam es am Feldberg und an der Hornisgrinde durch die Erosion des Gletschereises zur Ausschürfung von kleinen Karen mit z.T. bis heute bestehenden Mooren und Seen, z.B. Feldsee, Titisee, Mumelsee. Seit der Holozän-Zeit werden kiesig-sandige Talfüllungen mit Torflinsen und durch die weitreichende Waldrodung und Bodenabschwemmung im Mittelalter auch mächtige Auenlehme in den mitteleuropäischen Tälern abgelagert. Durch den Wegfall der Eislast auf dem Gebirge, etwa 62 Billionen Tonnen im gesamten Alpenraum, kommt es bis heute zu einer zusätzlichen Hebung der Alpen, ähnlich wie auch in Nordamerika und in Skandinavien. Untersuchungen des GeoForschungsZentrums in Potsdam zeigen, dass das abgeschmolzene Eis für 90 % der aktuellen Hebung verantwortlich sein soll. Autoren aus der Schweiz schätzen hier für die West- und Zentralalpen aber nur 10 – 30 % und für die Ostalpen 50 %. Das heutige Gewässernetz und die Wasserscheiden wurden ab den letzten 4 - 2 Mio. Jahren bis zum Ende der Würm-Kaltzeit vor 12.000. Jahren angelegt (Abb. 19f).

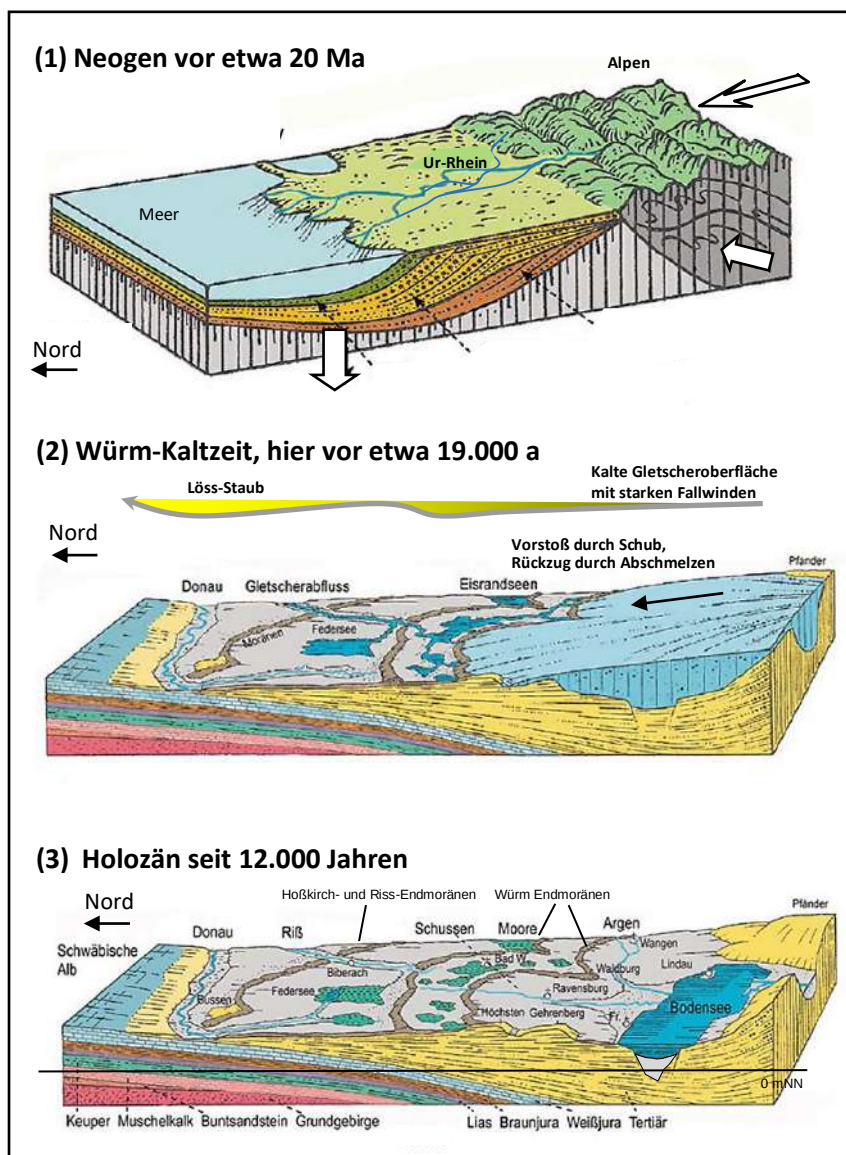


Abb. 6.69: 3D-Ansicht der Entwicklung des nördlichen Alpenvorlandes.

Bild 1: Der Abtragungsschutt der rasch aufsteigenden und sich nach Norden und Nordwesten schiebenden Alpen wurde im absinkenden Alpenvorland der Schweiz, in Oberschwaben und in Bayern als sogenannte Molasse teils im Meer und überwiegend in sumpfigen Fluss- und Seenlandschaften abgelagert.

Bild 2: Während der Kaltzeiten schoben sich mächtige Gletscher aus den Alpen bis weit in die flachen Vorländer. Es wurden große Mengen an klastischen Sedimenten als kuppige Moränenzüge, als Grundmoränen (Basal Till) und als flache und langgestreckte Schmelzwasserrinnen abgelagert. Beim Ab(Rück)schmelzen der Gletscher entstanden Seen, Moore und Toteislöcher. Starke Winde führten zur Auswehung von feinem Löss-Staub aus den Gletschersedimenten in die vorgelagerten Grassteppen und Tundren.

Bild 3: Die kaltzeitlichen Sedimentablagerungen prägen heute die Landschaftsoberfläche im Alpenvorland als Eiszerfallandschaft. Das Bodenseebecken am Nordrand der Alpen wurde vermutlich tektonisch angelegt und wurde durch die Rheingletscher (Bodensee-Vorlandgletscher) mehrerer Kaltzeiten um fast 1000 m unter das präglaziale Rampenrelief und um fast 550 m unter den heutigen Seespiegel ausgeschürft (Bodensee-Amphitheater). Heute liegen unter dem Seegrund bis in -150 mNN über 300 m Sedimente und bei Chur sind es im von den Gletschern tief ausgeschürften Alpenrheintal sogar 600 m Sedimentmächtigkeit. Den Bodensee gibt es seit ca. 19.000 Jahren. Vor 16.500 Jahren reichte er, verbunden mit dem Zürichsee und dem Walensee, fjordartig bis hinter Chur und seit ca. 16.000 Jahren ist das Voralpengebiet eisfrei.

Grafiken ergänzt aus: Zweckverband Neu-ravensburger Wasserversorgungsgruppe. Aus Benz 2013.

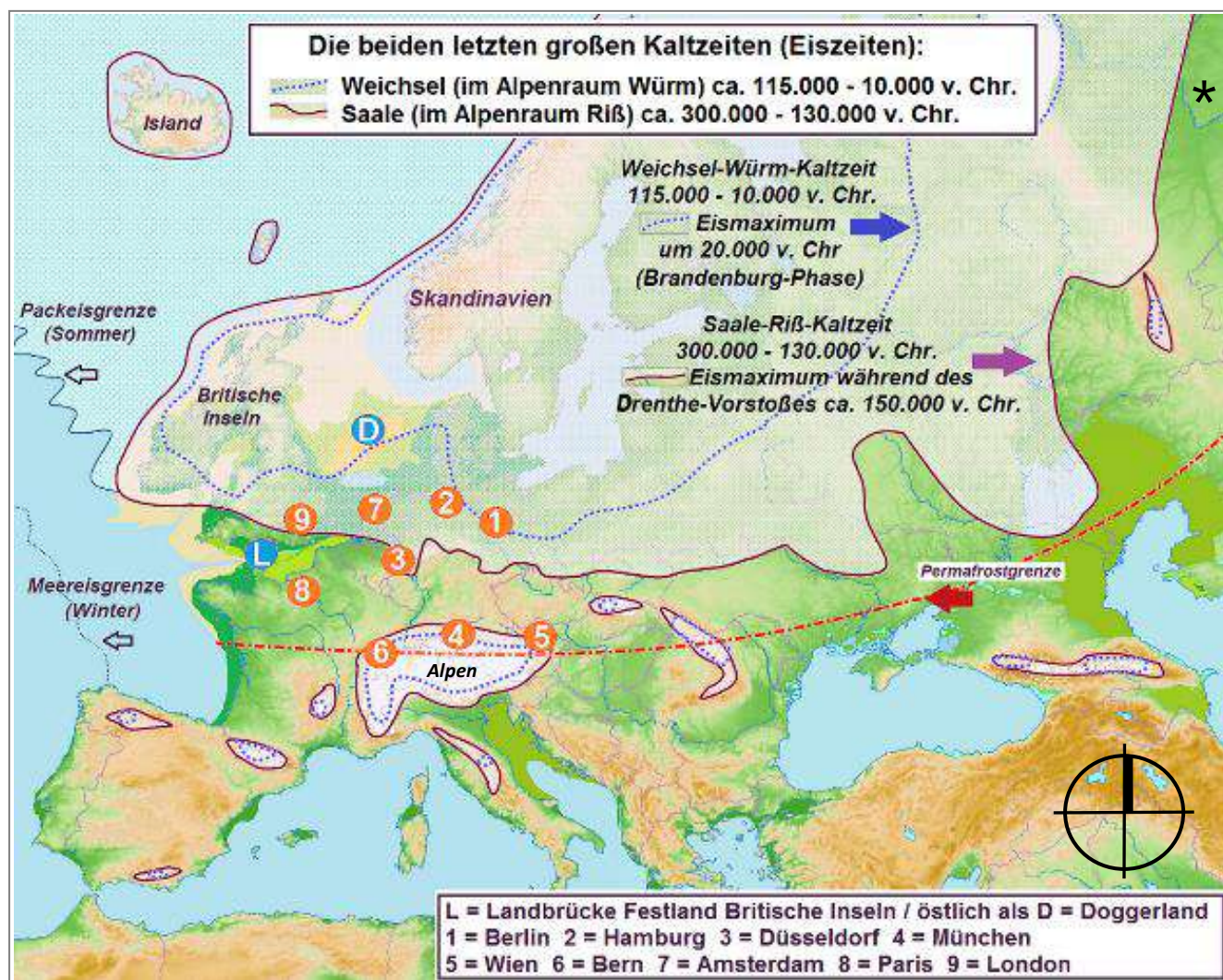


Abb. 6.70: Eisrandlagen der Gletscher in Europa.

Die Karte zeigt die Ausdehnung der Vergletscherung während der Würm-(Weichsel)-Kaltzeit und während der Riß-(Saale)-Kaltzeit (siehe Abb. 1d). Im nördlichen Alpenvorland von Baden-Württemberg reichten die Riß-Gletscher bis zur Donau. Auch der Feldberg im Südschwarzwald hatte im Hochglazial eine Eisbedeckung und im Nordschwarzwald gab es viele kleine Kargletscher. Das Schwarze Meer ist mit seiner heutigen Ausdehnung eingezeichnet. Ein kaltzeitlich tieferer Wasserstand ist nicht sicher belegt. Es wird vermutet, dass die Süßwasserzuflüsse von Donau, Dnjepr und Don dort den Wasserstand auch mit dem Abschmelzen des asiatischen Inlandeis hochgehalten haben. Es gab also wohl keinen spektakulären Durchbruch-Wasserfall vom ansteigenden Mittelmeer ins Schwarze Meer. Eher könnte es nach dem Ende der Kaltzeiten umgekehrt gewesen sein. * = In Sibirien und auf dem Tibetplateau gab es geringere Vereisungen, weil dort klimabedingt wenig Feuchtigkeit angekommen ist. Grafik: [Juschki](#), [SaaleWeichsel x](#), [CC BY-SA 4.0](#)

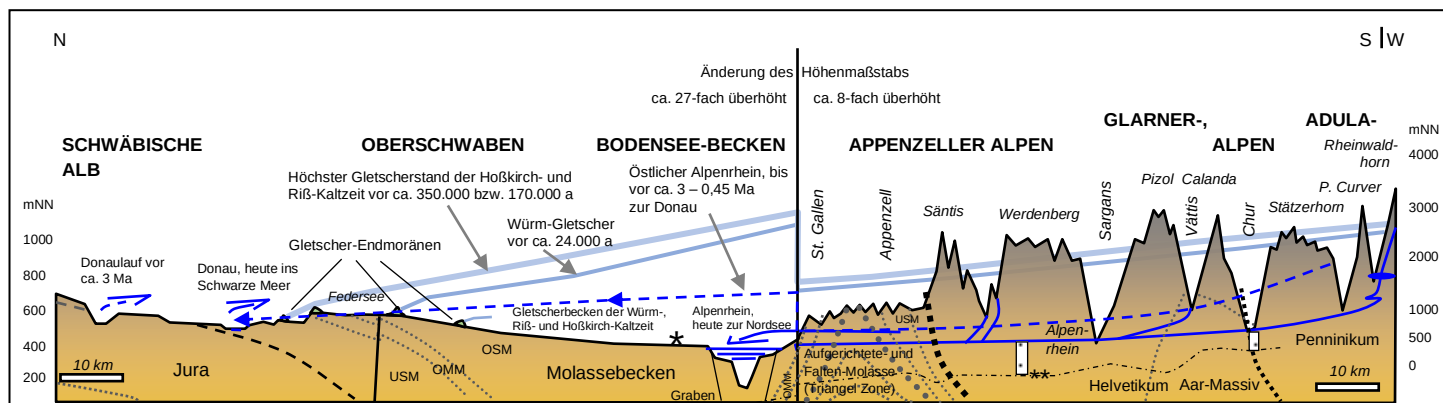


Abb. 6.70-1: Schematischer Profilschnitt Schwäbische Alb – Bodensee – Alpen.

Schema mit unterschiedlicher Überhöhung.

Bis vor ca. 1 Ma floss ein östlicher Alpenrhein nach Norden zur Donau und ein westlicher in die Rhone-Aare (?). Die kaltzeitlichen Gletscher haben bei ihnen Vorstößen ins Vorland die Oberfläche in Oberschwaben und im Bodenseeraum stark erodiert und dort viele 100 m Materialhöhe abgetragen (*). Die Mächtigkeit der Moränen-, Seeboden- und Schotter-sedimente im Alpenrheintal beträgt bis zu 600 m (**). Heute fließt der Alpenrhein durch den Bodensee nach Westen über den Hoch- und Oberrhein in die Nordsee. Vgl. mit Abb. 6.69.

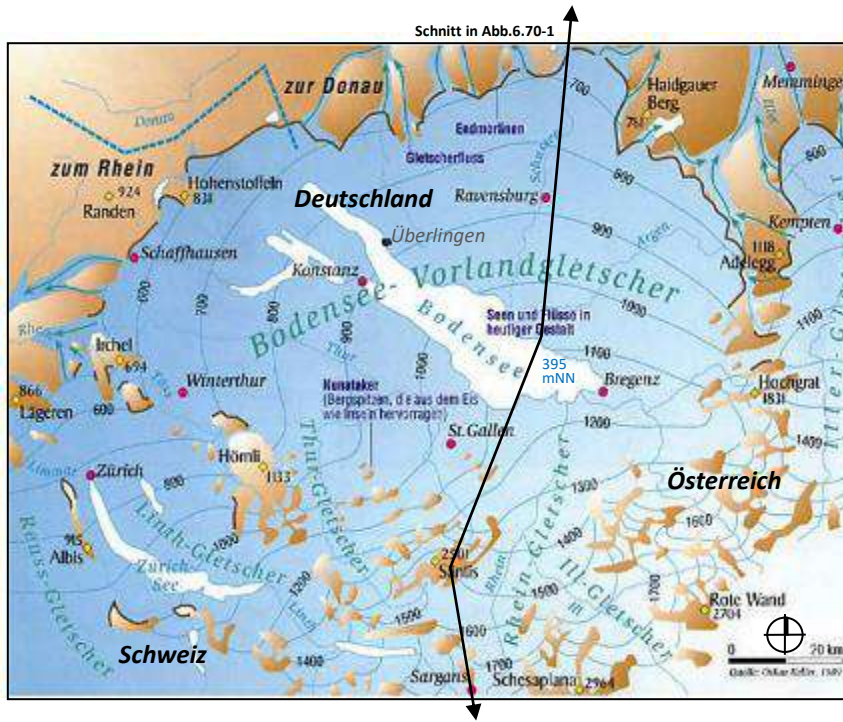


Abb. 6.71-1: Karte des Bodensee-Vorlandgletschers im Hochglazial der Würm-Kaltzeit.

Die Karte zeigt die Gletscher der nordöstlichen Schweiz und von Vorarlberg (blau), die sich am Höhepunkt der Würm-Kaltzeit vor ca. 24.000 Jahren bis weit in das nördliche Alpenvorland geschoben haben. In den Alpen haben dann nur noch die höchsten Gipfel aus dem Eis als sogenannte "Nunataker" herausgeragt. Die Höhenlinien geben die Lage der Gletscheroberfläche in Meter über dem heutigen Normalnull an.

Grafik ergänzt von Oskar Keller 1989 aus: Kommission Kultur der Internationalen Bodenseekonferenz 1998.

Bei dieser Gelegenheit sei erwähnt, dass **Eis als Gestein (kristallines Mineral)** betrachtet werden kann. Der instabile und weiche Schnee mit seinen filigranen Kristallen wird in kurzer Zeit diagenetisch über Firn in festes Eis verfestigt. Durch Druck und Kornvergrößerung bilden sich große Eiskristalle. Eis ist bei tiefer Temperatur spröde, sonst plastisch und bildet in Gebirgen fließfähige, aber beim Überfließen von Felsstufen auch spaltenbildende Gletscher.

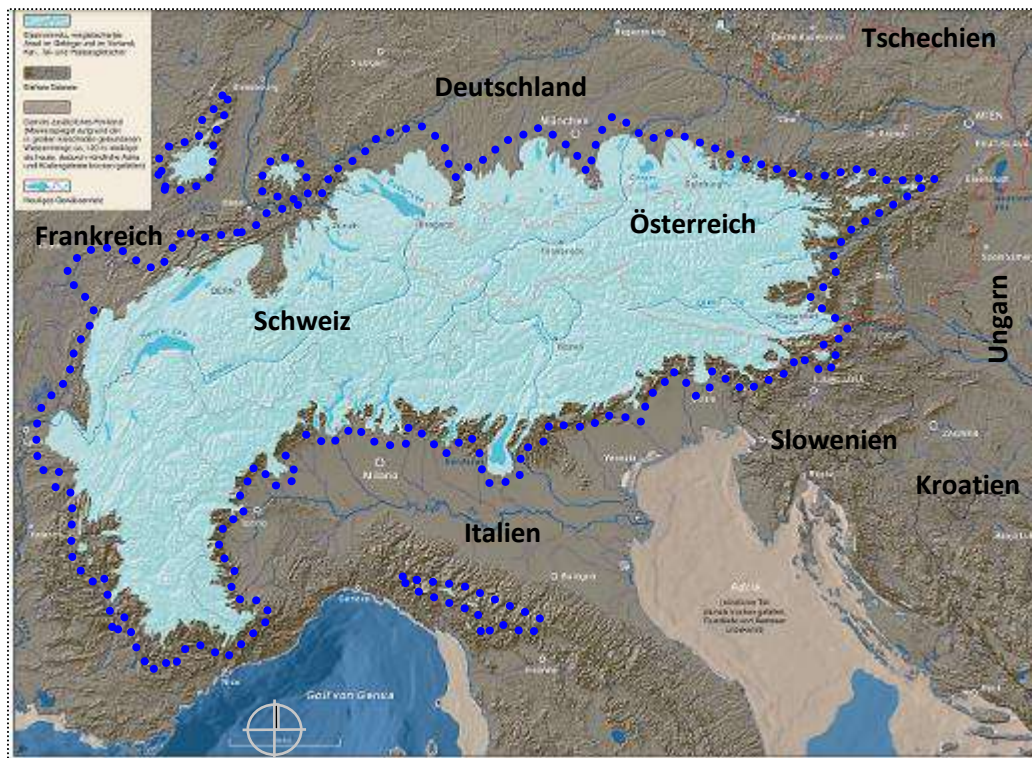


Abb. 6.71: Der Alpenraum zum Höhepunkt der letzten Kaltzeit.

Die Karte zeigt eine Rekonstruktion der maximalen Gletscher- ausbreitung während des Höhepunktes der letzten Kaltzeit (Würm) von 26.000 bis 20.000 Jahren und blau punktiert die maximale Eisrandlage der Riß- und Hoßkirch/Mindel-Kaltzeiten. Grafik ergänzt aus: Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) (2013): Der Alpenraum zum Höhepunkt der letzten Eiszeit - Posterkarte. - Geol. B.-A., Wien.

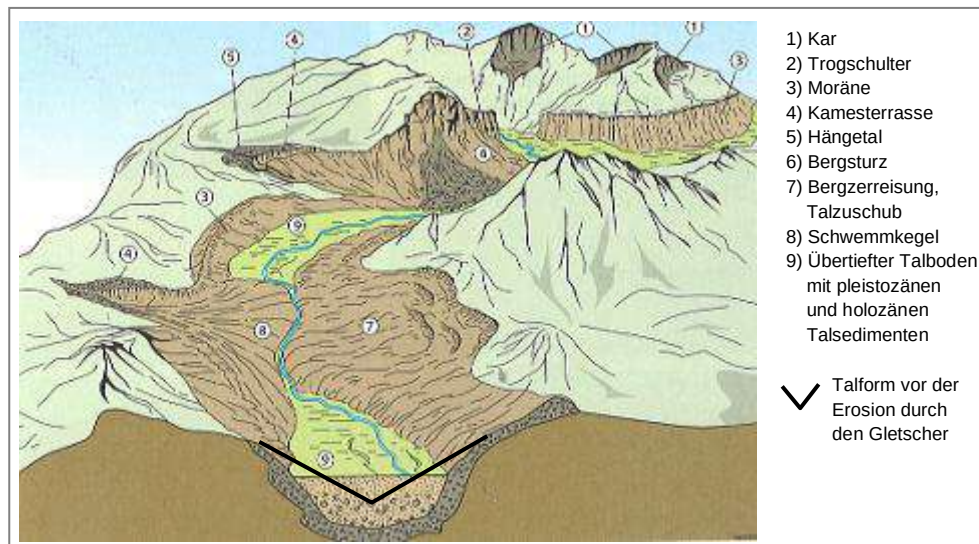
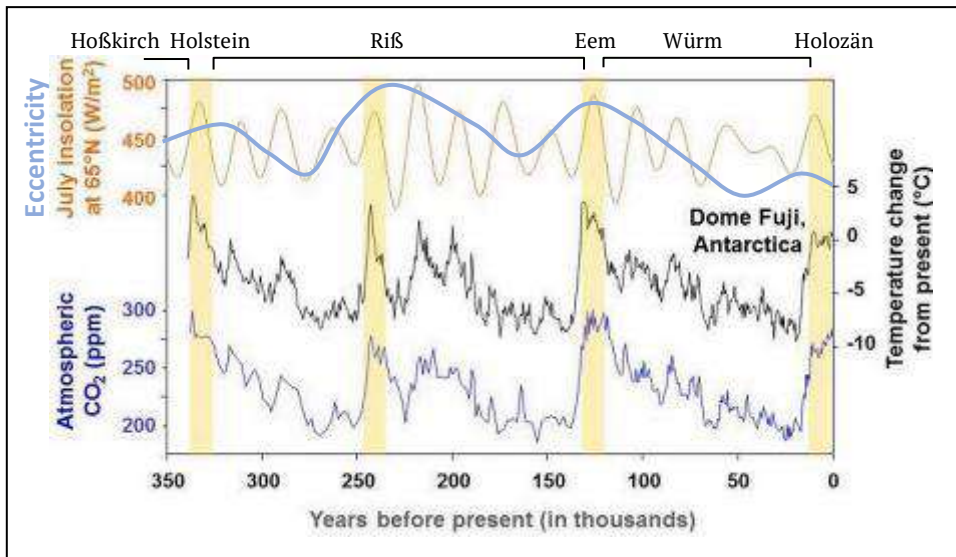


Abb. 6.72: 3D-Ansicht des Formenschatz und der Ablagerungen eines glazial überprägten alpinen Tales.

Die schematische Grafik zeigt die Abtragungen und Ablagerungen in einem Hochgebirgstal nach dem Abschmelzen eines großen Hochgebirgsgletschers. Grafik ergänzt aus: R. Glaser, (2009): Eiskalte Tatsachen – Glaziale Prozesse und Formen. In: GLAWION R. / GLASER R. / SAURER H. (Hrsg.): Physische Geographie. 1. Auflage. Braunschweig: Westermann.



Michael Oldfield Jonas 2022: The interglacial cycle is not a 100,000-year cycle, it is a shorter cycle with missing beats. *World Journal of Advanced Research and Reviews*, 2022, 13(03): "Der hier erkennbare 100.000-Jahre Zyklus, angetrieben durch die Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne (blaue Linie), ist von 2,5 bis 1 Mio. Jahren noch ein 41.000-Jahre-Zyklus. Die Ursachen sind in der Diskussion. Vermutet wird das Zusammenspiel zwischen Sonneneinstrahlung, Präzession (Sonnennähe von Nord-Sommer und Nord-Winter), Exzentrizität (Kreis-Ellipse) und Obliquität (Achsenneigung)."

Abb. 6.73: Glazial-Interglaziale Zyklen der vergangenen Kaltzeiten. In dieser Zeitreihe mit der im Juli einfallenden Sonneneinstrahlung bei 65°N von Berger und Loutre 1991 ist zu sehen, dass die Sonneneinstrahlung gleichmäßig mit einer starken Zyklizität von ~23.000 Jahren variiert (obere orangefarbene Linie). Im Gegensatz dazu dauern Glazial-Interglazial-Zyklen etwa 100.000 Jahre (mittlere schwarze Linie) und bestehen aus schrittweisen Abkühlungsereignissen, gefolgt von schnellen Erwärmungen (Zeitreihe abgeleitet aus Wasserstoffisotopen im Eiskern des Dome Fuji aus der Antarktis). Das atmosphärische CO₂, gemessen an Blasen im Eis des Dome Fuji (untere blaue Linie), zeigt das gleiche Muster wie die Temperaturzeitreihe (Kawamura et al. 2007). Die gelben Säulen markieren Zwischenzeiten. Siehe auch Abb. 1d. Grafik und Text ergänzt aus: K. Skrabale et al. 2022: *World Atmospheric CO₂, Its ¹⁴C Specific Activity, Non-fossil Component, Anthropogenic Fossil Component, and Emissions (1750–2018)*. *Health Physics* 122(2): 291-305, February 2022.

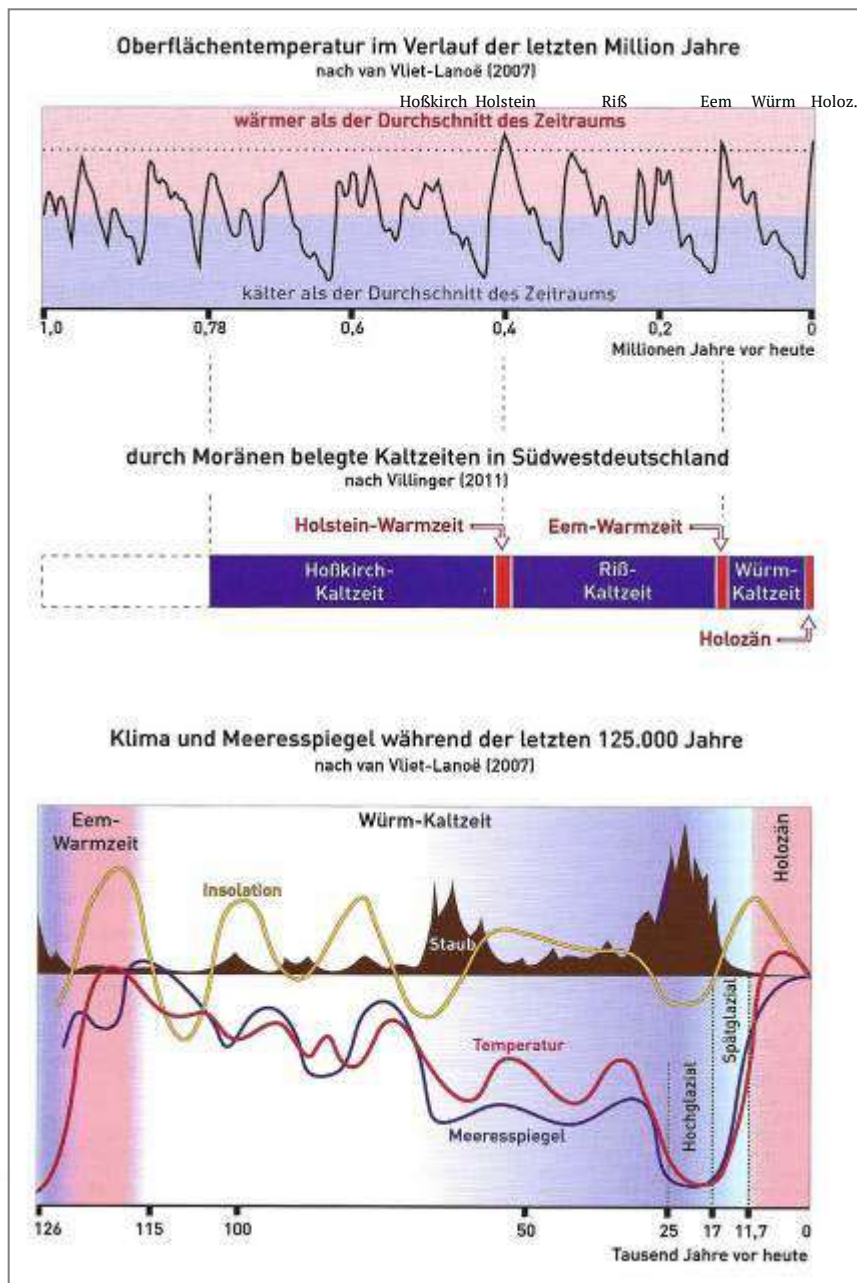


Abb. 6.74: Oben: Oberflächentemperaturen während der vergangenen 1 Mio. Jahren im Vergleich zum Durchschnitt.

Das Paläoklima wurde aus Sauerstoffisotopenuntersuchungen von Eisbohrkernen und Tiefseebohrkernen rekonstruiert. Es war vorwiegend kalt. Die Warmzeiten dauerten nur kurz. Die Abkühlungen erfolgten langsam und schubweise, während die Erwärmungen sehr schnell erfolgten.

Unten: Temperatur, Insolation und Meeresspiegel vom Ende der Riss-Kaltzeit über die Würm-Kaltzeit bis zur Jetztzeit (Holozän). Die Insolation ist die Menge an Wärmestrahlung, die auf der Erdoberfläche ankommt. Sie ist von den astronomischen Größen der Erdbahnparameter Exzentrizität, Ekliptikschiefe und Präzession abhängig, die als Hauptmotor für den Klimakt der Kaltzeiten gelten, sofern sich die Erde durch plattentektonische Einflüsse (Einflüsse auf das Weltklima durch die Lage der Kontinente, Gebirgsbildungen) oder durch interglaziale Einflüsse (Radcliffe Welle) in einer generellen Kaltzeitphase befindet. Die derzeitige Kaltzeitphase des Pleistozäns wurde möglicherweise durch die Wanderung des antarktischen Kontinents vor 34 Ma zum Südpol ausgelöst. Aber erst vor 3 Ma begann auch die Vereisung des Nordpols, weil das Nordmeer die Eisbildung im Gegensatz zur Landmasse am Südpol gehemmt hat. Die ersten Inlandvereisungen auf den Nordhalbkugel entstanden vor 800.000 Jahren. In den vegetationsarmen und trockenen Hochphasen der Kaltzeiten wurde viel Staub von starken Winden verblasen und als Löss abgelagert. Während der Würm-Kaltzeit gab es vor 50.000 – 35.000 Jahren eine deutliche Warmphase mit Nilpferden im Oberrheinraben. Der jüngste Temperaturanstieg ab dem Ende der "Kleine Eiszeit" seit 1850 ist hier nicht dargestellt.

Grafik aus: H. Seyfried et al. (2021): *Die Landschaften von Baden-Württemberg. - Eine ästhetische Wanderung durch den Südwesten und seine geologische Geschichte. 2. Auflage.* Schmidt-Verlag, Neustadt an der Aisch. Nach B. van Vliet-Lanoë (2007): *The autocyclic nature of glaciations.* *Bull. SGF* 178.



Abb. 6.75: Heutige Gletscher und Täler in den Alpen.

Links das Mer de Glace am Monte Blanc in Frankreich, rechts das Lauterbrunnental in der Schweiz. Das übertiefte

U-Tal ist durch die Erosion der Gletscher aus einem V-Tal entstanden.

Bilder aus: K. Stüve und R. Homberger (2017).

Die Geologie der Alpen aus der Luft. 5. Auflage, Weisshaupt Verlag, Gnas, CH.

Seit dem Ende der letzten Kaltzeit taut der Permafrost in den Alpen auf und es gab und gibt neben vielen kleinen auch zahlreiche große **Fels- und Bergstürze**. Hier eine Auswahl: Kurz nach dem Rückschmelzen des Rheingletschers hat sich vor 9.450 Jahren beim heutigen Flims in Graubünden, Schweiz der größte bekannte alpine Bergsturz mit einer Fläche von 52 km² ereignet. Er hat das Rheintal komplett aufgefüllt und den Vorderrhein aufgestaut. Im Jahr 1939 brachen bei Faidaz hier nochmal 100.000 m³ ab. Weitere große Bergstürze in historischer und von den Bewohnern erlebten Zeiten gab es in der Schweiz z.B. vor 15.000 Jahren auf der Lenzerheide, vor 9.000 Jahren und bis heute in Kandersteg, 563 am Le Grammont mit Tsunami und Rhoneaufstau am östlichen Ende des Genfer Sees, 1512 in Biasca am Fuße des Lukmanier-Passes, 1601 und 1687 als unterseeische Rutschungen im Vierwaldstättersee mit Tsunami, 1806 in Goldau, 1881 in Elm im Zuges des Schieferabbaus, 1964 am Bürgenstock in den Vierwaldstättersee, 1991 15 Mio m³ im Mattertal bei Randa (Wallis), 2017 in Bondo am Piz Cengallo im Bergell. Im Mai 2025 wurde im Walliser Lötschental das evakuierte Dorf Blatten bei einem kombinierten Bergsturz-Gletschersturz-Ereignis mit 10 Mio m³ Fels und Eis verschüttet. Seit Jahrhunderten rutscht in Graubünden das Dorf Brienz mit dem breiten Berghang mit 1,2 - 6 m/Jahr ins Albulatal. Das Dorf wurde im Mai 2023 evakuiert. 526 gab es im französischen Les Evouettes und 1191 nahe Grenoble bei Oisans größere Bergstürze. In Österreich gab es große Bergstürze vor 8.700 Jahren in Köfels, vor 3.750 Jahren an der Nordflanke der Zugspitze, die Pletzsch-Bergstürze im unteren Inntal vor 12.000 und vor 1.800 Jahren, 1348 der Dobratsch-Bergsturz im Gailtal und 1932 in der Goldberg- und Ankogelgruppe. Diese großen Bergstürze haben oft die Flüsse in den verschütteten Tälern aufgestaut und nach dem erosiven Durchbruch der Dämme kam es zu verehrenden und tödlichen Flutwellen. Darüber hinaus gab und gibt es ständig kleinere Felsabbrüche, und niederschlagsabhängige Rutschungen und Murgänge richten oft erhebliche Schäden an. Solche Massenbewegungen kommen in dem durch Erosion übersteilten Hochgebirge bis heute und in der Zukunft v.a. in niederschlagsreichen und in warmen Zeiten zusammen mit dem langsamen Auftauen des Permafrostes, der derzeit bei 2500 – 2800 mNN beginnt, vermehrt vor. Im Himalaya wurden gigantische Bergstürze an über 8000 m hohen Bergen kartiert. Gebirgshöhen über 9000 mNN sind die Grenze des physikalisch möglichen, denn höhere Berge würden durch ihr Gewicht zerbrechen und schneller als ihr Aufstieg im plastischen Erdmantel versinken und dort durch die Wärme basal auseinanderfließen. Berg- und Felsstürze, Muren und Rutschungen sind zusammen mit Bächen, Flüssen und Eis der Motor der Abtragung in den Hochgebirgen.



Abb. 6.76: Flimser Bergsturz in Graubünden, Schweiz.

Das Bild zeigt die Bergstürze von Flims, Bargis und Kunkels-Tamins vor ca. 9450 Jahren in das Vorder- rheintal. Zunächst erfolgte der Taminser Bergsturz, danach der große Flimser Bergsturz. Die dicken weißen Linien sind die Abrisskanten. Ein bis zu 500 m mächtiges Gesteinspaket, überwiegend aus Kalkstein, ist damals in das Vorder- rheintal gerutscht und hat eine ca. 11 km³ umfassenden, karbonati- sche und hochverdichtete Trüm- mermasse aus Pulver, Sand, Stei- nen und großen Blöcken auf 52 km² hinterlassen. Dabei wurde der Vorderrhein zeitweise zum großen „Ilanzersee“ aufgestaut. Heute durchfließt er diese Trümmerland- schaft in einem tiefen Canyon.

Bergsturz in Flims, Blick nach Nordosten.

Bild ergänzt aus: Sardonabuch 2018. O.A. Pfiffner, Flimser Bergsturz Vereinigung. Foto: R. Homberger.

6.9 Die Folgen der „Kleinen Eiszeit“ in den Alpen

Seit der Mensch die kohlenstoffhaltigen Bodenschätze der Erdkruste - Öl, Gas, Braunkohle und Steinkohle - intensiv nutzt, stieg der Kohlendioxidgehalt in der Erdatmosphäre in 150 Jahren von 280 ppm auf 430 ppm = 0,043 % CO₂ in der Luft an. Das führte nach derzeitigem Kenntnisstand mit einer Verzögerung seit den 1940er Jahren und deutlich erkennbar seit den 1980er Jahren zu einem Anstieg der weltweiten Durchschnittstemperaturen um etwa 1 – 1,5 °C. Vor etwa 150 Jahren, also mit dem Beginn der industriellen Revolution, endete auch eine Klimaperiode, die „Kleine Eiszeit“ genannt wird. Diese Periode begann nach dem für die Menschen warmen "Mittelalterlichen Klimaoptimum" im 15. Jahrhundert und hat zu großen Problemen bei der Nahrungsmittelversorgung der damaligen Bevölkerung geführt. Sie war für den Ausbruch von Seuchen, Kriegen und für Auswanderungswellen mitverantwortlich. Die Alpengletscher haben sich nach ihrem Rückzug im Mittelalter wieder vergrößert, sind viel Kilometer weit in die tiefer liegenden Täler gewandert, haben Nutzland überfahren und Siedlungen gefährdet (Abb. 6.78). Wenn man den Temperaturanstieg der Erde in den vergangenen 150 Jahren diskutiert, darf man nicht übersehen, dass die heutigen höheren Temperaturen seit dem Klima(kälte)tiefe der Kleinen Eiszeit angestiegen sind und das war damals keineswegs die "Optimaltemperatur". In den Jahrtausenden zuvor gab es auch einige wärmere Klimaphasen mit Gletscherrückzügen bis in die Gipfelbereiche, z.B. die Römerzeit vor 2.000 Jahren und das Atlantikum vor 6.000 – 9.000 Jahren. (*Christian Schlüchter, Ueli Jörin: Alpen ohne Gletscher? Holz- und Torffunde als Klimaindikatoren. In: Die Alpen. Nr. 6/2004. Schweizer Alpen-Club, 2004*). Im Hochmittelalter waren die Gletscher auch weit zurückgeschmolzen und die Baumgrenze lag 200 m über der Heutigen. Das kühlerer Klima vor über 150 Jahren eignet sich nicht als Referenz. Damals war die Lage in viele Schweizer Alpentäler zum Teil sogar dramatisch, wie im Bericht von Markus Kaiser (2009): *Zur Geschichte des Landschaftswandels im Alpenrhein. Teil 3: Die Folgen der Kleinen Eiszeit*, auf der nächsten Seite zu lesen ist.

Während der Kleinen Eiszeit baten die Schweizer Bürger der Dörfer Fiesch und Fieschertal Papst Innozenz XI. im Jahr 1678, den Vormarsch des Aletschgletschers durch Gebete zu stoppen, da sie Überschwemmungen und Zerstörung befürchteten. Also betete der Papst, dass der Gletscher aufhören möge vorzudringen ... und, oh spätes Wunder, als die Welt um 1850 aus der Kleinen Eiszeit herauskam, kam der Aletschgletscher zum Stillstand und schmilzt seitdem zurück.

Durch das aktuelle Gletscherrückschmelzen seit etwa 1850 findet man in den Alpen die Relikte dieser früheren eisfreien Zeiten, z.B. Holzreste, Pflanzenreste, Moorreste und auch menschliche Artefakte. Dieser Rückzug hat in den weltweiten Gebirgen nachweislich um 1850 mit einem schnell einsetzenden Abschmelzen begonnen, ohne dass die Gründe bekannt sind. Bis in das Jahr 1920 haben viele Alpengletscher schon 600 - 800 m an Länge verloren. Die Gletscherschmelze ist also nicht ganz neu. Geforscht wird über diese frühen Beobachtungen aber kaum und 1850 eignet sich nicht als Referenzjahr für Klimamodelle. Auch muss darauf hingewiesen werden, dass der Mensch nach dem Ende der Würm-Kaltzeit vor 12.000 Jahren nach und nach große Teile der Wälder in den gemäßigten Breiten der Nordhalbkugel abgeholzt hat. Fast ganz Europa, Nordasien und weite Teile Nordamerikas waren früher Wald-, Busch- und Sumpfland. Heute sind der Mittelmeerraum, Frankreich, Irland, England, Island und Bereiche der osteuropäischen Länder in weiten Teilen fast waldfrei. Die Verkarstung der Kalkgesteine im Mittelmeerraum ist dadurch schneller vorangeschritten. Das leitet das Regenwasser schnell in die Tiefe und der Mittelmeerraum wurde trockener. Einige Teile des Mittleren Westens der USA und Kanadas haben schon die Ureinwohner durch Brandordnung in die Grassteppen verwandelt, in denen sich dann die Bisonherden stark ausbreiten konnten. Auch die Alpen waren unterhalb der Baumgrenze nahezu komplett Wald-, Busch- und Sumpfland und waren vor 7.000 Jahren bis auf einige Reste in den höchsten Lagen eisfrei. Die heutigen romantischen Alpenlandschaften mit einer Mischung aus Wäldern und Almen und mit der bunten Vielfalt der Almpflanzen ist erst durch Rodungen für die Viehhaltung durch den Menschen entstanden. Zieht sich der Mensch aus den Alpen zurück, entstehen schnell wieder die alten und eher eintönigen Wald- und Buschlandschaften, wie sie in einigen, inzwischen entvölkerten Tälern in Norditalien, in Frankreich und in der Schweiz schon zu sehen sind und die Biodiversität geht verloren. In der Schweiz sind in den vergangenen 25 Jahren etwa 300 Quadratkilometer Bergweidefläche aufgegeben worden. Immer mehr Kühe stehen nun ganzjährig im Stall.



Abb. 6.77: Alpen – vielfältige Kulturlandschaft und eintönige Verbuschung wegen aufgegebener Bewirtschaftung.

Links: Alm am Schlern in Südtirol, Bild: Pixabay, Adege.

Rechts: Aufgegebene Alm im Val Grande, Piemont. Bild: [Ford c prefect](#), [Abandoned alp in valgrande \(it\)](#), CC BY-SA 3.0

Der folgende Text ist ein Auszug aus

Markus Kaiser (2009): *Zur Geschichte des Landschaftswandels im Alpenrhein. Teil 3: Die Folgen der Kleinen Eiszeit.*
In: Mario Broggi (2009), (Hrsg.) *Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Von der Erdgeschichte bis zur Gegenwart.*
Verlag der Liechtensteinischen Akademischen Gesellschaft, FL-9494 Schaan.

Markus Kaiser war bis zur Pensionierung 2008 Archivar im Staatsarchiv von St. Gallen.

"Die Folgen der kleinen Eiszeit"

Seit dem 16. Jahrhundert wurde das Klima instabil, die sogenannte «Kleine Eiszeit» begann. Feuchtkühle Perioden waren häufiger. Kälteeinbrüche brachten im Frühjahr oft ungewöhnliche Schneemengen. Extremniederschläge verursachten Hochwasser, besonders nach nasskalten Sommern. Überschwemmungen häuften sich von 1560 bis 1580, in den 1760er Jahren und vor allem im 19. Jahrhundert. Untersuchungen in den Pyrenäen erklärten Ende des 18. Jahrhunderts – in Unkenntnis der Klimageschichte – die Entwaldung der Berggebiete verursache Überschwemmungen und Erosion. Auf Deutsch erschien diese Theorie 1828. Zufällig begann kurz danach eine lange Serie alpiner Hochwasser. Das machte die Deutung zur anerkannten Lehre. Sie spielte beim Entstehen der Forstdienste und -gesetze eine wichtige Rolle. Die moderne Klimaforschung relativiert diese Lehrmeinung. Sie stellt fest: Hochwasser sind «primär durch natürliche Klimavariationen bedingt und stehen nicht in erkennbarer Weise mit menschlicher Tätigkeit in Zusammenhang». Zwar konnte nach dem Abholzen örtlich Erosion auftreten. Weil man aber ausgewachsene Bäume schlug, blieb der Unterwuchs erhalten: Er bewahrt den Boden in erster Linie. Wo man den Wald aber in Wiesen und Weiden umwandelte, schützte die sorgfältige traditionelle Nutzung vor Erosion. Es waren vielmehr die Feuchtperioden, welche die Erosionskraft steigerten. Alle geschiebeführenden Wildbäche entwässern instabile Gebiete. Dort verhindern auch intakte Wälder nicht, dass Hänge rutschen. Die Folgen veränderten die Talböden. Geschiebe füllte die Flussbetten. Die Flüsse brachen öfter aus und drohten ihren Lauf zu verlegen. Jedes Rheinhochwasser staute die Zuflüsse; 14 Prozent der Ebene lagen im Rückstaubereich. Wegen des höheren Normalwasserstands stieg das Grundwasser. Rheinnahes Land vernässte, was im 19. Jahrhundert zum Hauptproblem der Rheindörfer und ihrer Landwirtschaft wurde. Um 1860 beobachtete man in Haag, «dass die Obstbäume in großer Menge absterben und auf ausgedehnten Strecken nur Streue fortkommt, wonoch vor 10 oder 15 Jahren der üppigste Mais wuchs». Je mehr man die Flussbette einengte, umso mehr erhöhten sie sich, und je näher am Rhein die Neugüter lagen, desto gefährdeter waren sie. 1854 lesen wir: «Fortan wirkten die Ausbrüche weit verderblicher und verheerender, indem die ufereinbrechenden Gewässer jetzt fruchttragende Äcker und Heuwiesen fanden, wo sie früher mit Wuhrholzarten bestockte Auen oder nur Weideflächen vorgefunden hatten.» Die Rheingemeinden versuchten, ihre Güter mit Wuhren aus Holz, Steinen und Faschinen zu schützen. Landvogt Daniel Vögelin von Sax schrieb 1776, Wuhrwerk sei härteste, mühseligste Arbeit, mit «Angst und Schweiss erstritten» und verschleisse die Kräfte von Menschen und Zugtieren. In den nassen 1760er-Jahren wandten die Dörfer unterhalb von Kriessern dafür die halbe Arbeitszeit auf. Im letzten Abschnitt der «Kleinen Eiszeit» lösten Nässephasen und Überschwemmungen die Korrekturen aus. In den kühlfeuchten 1760er-Jahren erkannte man die Probleme, was zu regionaler Zusammenarbeit und zur Linthkorrektur führte.

Den «Eiszeitsommern» von 1812 bis 1822 folgten erste Projekte und zwischenstaatliche Regelungen. Die nassen Jahre 1846–1856 und die Katastrophen von 1868 in der Schweiz und 1888 in Vorarlberg lösten Gesetze über Wasserbau und Forstwesen, deren Finanzierung und die internationale Einigung über die Rheindurchstiche aus. Die erste dieser Phasen begann mit einem Einzelereignis. Vom 8. bis 11. Juli 1762 fielen von der Zentralschweiz bis ins Tirol gewaltige Regenmengen und führten zur grössten Überflutung der letzten 300 Jahre. Ungeheure Schuttmassen hoben die Flusssohle der Linth bei Ziegelbrücke. Der Spiegel des Walensees erhöhte sich auf Dauer, Ursache chronischer Probleme vor allem in Weesen und Walenstadt. Über alle Orte am Talrand brachen Rüfen herein, in Ragaz, in Mels, Flums und anderswo. Die Bedeutung der Katastrophe wog schwer: Nun wurden Hochwasser- und Versumpfungsprobleme akut.

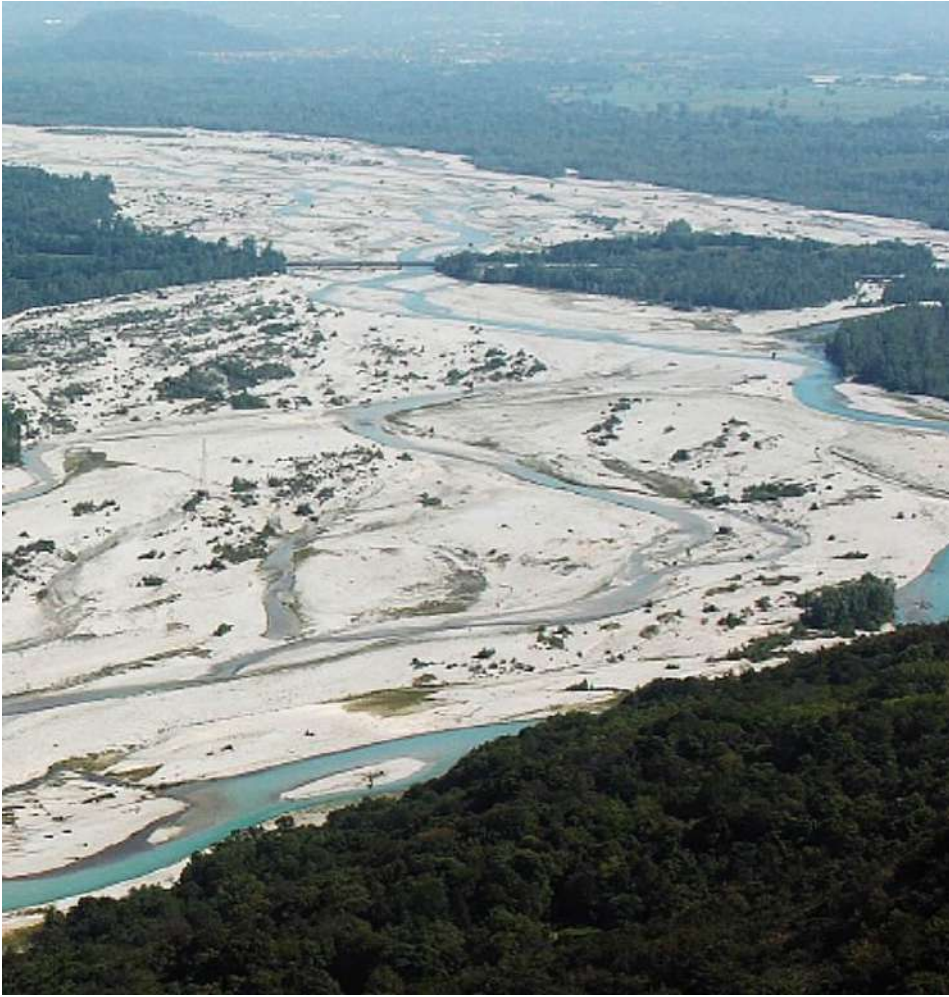


Abb. 6.78 Tagliamento und Alpenrhein

Oben: Das Bild zeigt den Tagliamento bei San Daniele (Friaul) – der letzte große und naturnahe Wildfluss im Alpenbogen. Man kann sich so die Situation des Alpenrheins und des Oberrheins vor den Eingriffen durch den Menschen vorstellen.

Bild aus: M. Kaiser (2009): Zur Geschichte des Landschaftswandels im Alpenrhein. Teil 3: Die Folgen der Kleine Eiszeit.

Unten: Das Bild zeigt den Alpenrhein bei Sennwald (SG, Schweiz) nach der Regulierung. Im bewaldeten Teil finden sich noch heute gewaltige Bergsturztrümmer (Toma-Landschaft) vom Ende der letzten Kaltzeit.

Bild aus: M. Broggi (2009), (Hrsg.) Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Von der Erdgeschichte bis zur Gegenwart. Verlag der Liechtensteinischen Akademischen Gesellschaft, FL-9494 Schaan und Internetportal Alpenrhein.

