

System Erde

Geländetag Odenwald-Geopark: Plattentektonik in Aktion!

Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg

Leitung: Prof. Dr. Yamirka Rojas-Agramonte

Datum: 22.–23. November 2025

Abfahrt: INF 234, 8:00 Uhr – Rückkehr ca. 17:00 Uhr

Die Kontinentverteilung um 400 Mio. a. (Frühes Devon)

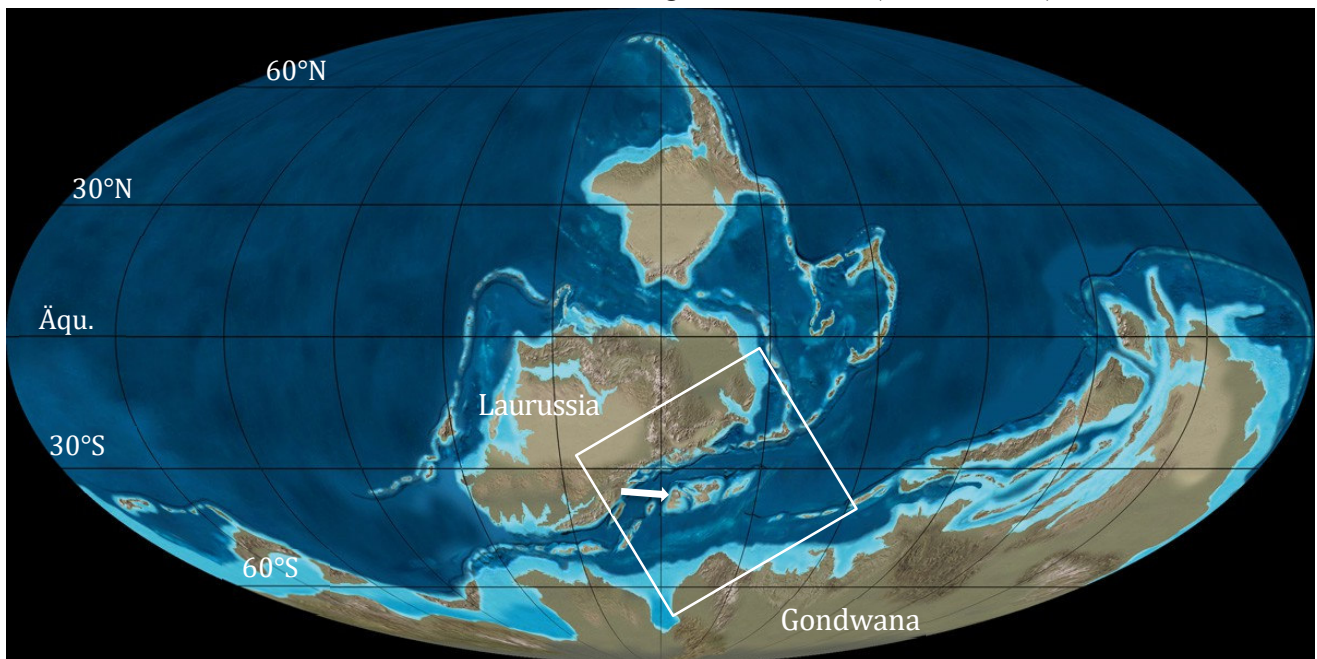
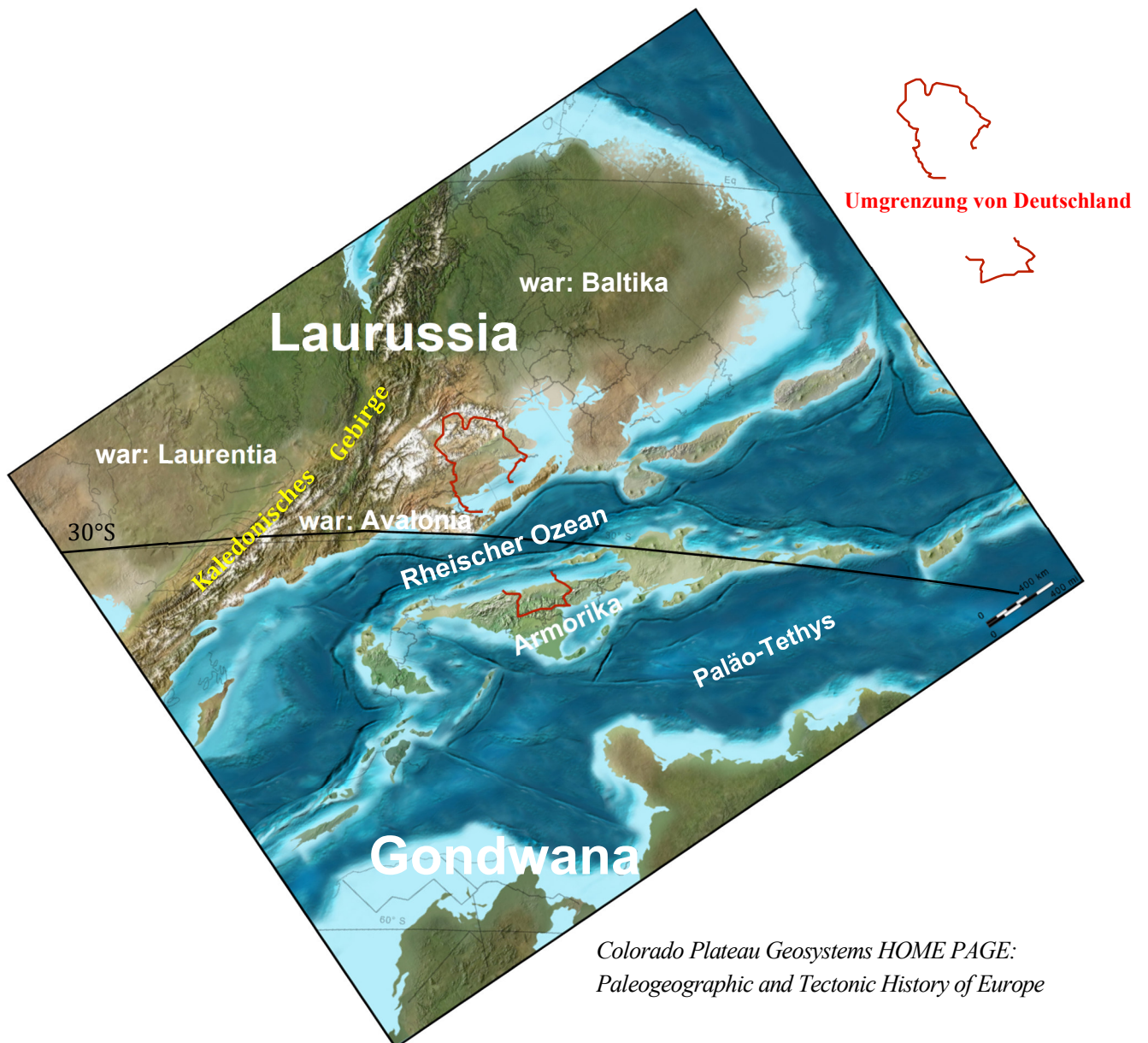


Abbildung 1. Lage des heutigen Odenwaldes südlich des Rheischen Teilozeanes im Bereich der heutigen Mitteldeutschen Kristallinzone am N-Rand des Mikrokontinentes Armorika (Pfeil weist auf Lage des Odenwaldes vor der Kollision mit Laurussia hin).

Mollewide Plate Tectonic Maps: Colorado Plateau Geosystems HOME PAGE: Global Paleogeography
[Paleokarten Worldwide](#)



Colorado Plateau Geosystems HOME PAGE:
Paleogeographic and Tectonic History of Europe

Abbildung 2. Laurussia entstand im frühen Devon vor rund 420–400 Millionen Jahren durch die Kollision von Laurentia, Baltica und Avalonia und bildete einen großflächigen Kontinent im Äquatorbereich. Südlich davon lag der Rheische Ozean, der Laurussia von dem Mikrokontinent Armorica trennte – jener Einheit, aus der später der Odenwald hervorging. Entlang dieser Ozeanzone herrschten aktive Subduktionsprozesse, die Inselbögen, Magmatismus und frühe Gebirgsbildungen erzeugten. Mit der allmählichen Annäherung von Gondwana im späten Devon und Karbon kollidierten beide Großkontinente schließlich und formten Pangaea. Diese Kollision löste die Variszische Orogenese aus, deren tiefgreifende Spuren heute im kristallinen Odenwald sichtbar sind.

1. Einführung

Der Odenwald gehört zu den geologisch vielfältigsten Mittelgebirgsregionen Mitteleuropas. Innerhalb weniger Kilometer treten Tiefengesteine, metamorphe Einheiten, permischer Vulkanismus und mesozoische Sedimente auf. Diese Vielfalt spiegelt die lange und komplexe Entwicklung Mitteleuropas vom Erdaltertum bis in die jüngste Erdgeschichte wider. Die Exkursion beleuchtet die wichtigsten Prozesse: die Variszische Orogenese, Plutonismus und Metamorphose, Landschaftsbildung durch tropische und pleistozäne Verwitterung, sowie den jungen Vulkanismus im Zusammenhang mit der Öffnung des Oberrheingrabens.

2. Regionale Geologie des Odenwalds

Der Odenwald gliedert sich in zwei Hauptbereiche:

- Westlicher (kristalliner) Odenwald: dominiert von Graniten, Granodioriten, Gabbros und Gneisen. Diese Gesteine entstanden im Zuge der Variszischen Gebirgsbildung.
- Östlicher (Buntsandstein-) Odenwald: aufgebaut aus fluviatilen Sand- und Schluffsteinen der Trias.

Beide Einheiten sind durch die Otzberg-Störung getrennt, ein wichtiges tektonisches Element, das im Paläogen reaktiviert wurde.

3. Variszische Orogenese

Die Variszische Orogenese ereignete sich vor etwa 380–320 Millionen Jahren, als mehrere Kontinente und Mikroplatten – darunter Laurussia, Gondwana sowie die Kleinkontinente Avalonia und Armorica – miteinander kollidierten. Zwischen diesen Blöcken lagen verschiedene Ozeane, etwa der Rheische Ozean und der Rhenoherynische Ozean, die durch Subduktion sukzessive geschlossen wurden. Die damit verbundenen Inselbögen, Subduktionszonen und Kollisionen führten zur Entstehung eines ausgedehnten Gebirgssystems, des Variszischen Gebirges.

Der heutige kristalline Odenwald stellt die tiefen Wurzelbereiche dieses alten Gebirges dar. Hier intrudierten magmatische Körper, und ältere Gesteine wurden metamorph überprägt. Dadurch bewahrt der Odenwald eine einzigartige Kombination aus Magmatiten, Metamorphiten und tektonischen Strukturen, die unmittelbar aus dieser komplexen Kollisionszone stammen.

Wesentliche geologische Aspekte des Odenwalds (Stein 2001; Dörr & Stein 2019):

- Der Odenwald bildet den nördlichsten Teil der Saxothuringischen Zone und enthält die Reste eines magmatischen Inselbogens, der sich über einer Subduktionszone bildete.
- Der westliche Bergsträßer Odenwald besteht zu rund 90 % aus kalk-alkalinen Plutoniten mit klarer Subduktionssignatur – typische Gesteine eines Inselbogen-Magmatismus.
- Der östliche Böllsteiner Odenwald beherbergt deutlich ältere Einheiten mit einer polymetamorphen Entwicklung, inklusive mittel- bis hochdruckbetonter Stadien.
- Die plutonischen Intrusionen treten in zwei Hauptphasen auf:

– ca. 365 Ma (Frankenstein-Gabbro, frühe Inselbogenphase)

– 340–325 Ma (Weschnitz-, Tromm- und Heidelberg-Plutone, spätere kollisionsbedingte Phase).

Die Gebirgsbildung war geprägt von Basalakkretion, Subduktionskeilen und Duplexstrukturen, die typisch für orogene Keile in komplexen Gebirgsbildungssystemen sind.

Der Odenwald bietet somit einen herausragenden Einblick in die Wurzelzone des Variszischen Gebirges und stellt ein natürliches Archiv für Prozesse wie Subduktion, Inselbogenmagmatismus, Kollision, Metamorphose und Plutonismus dar.

4. Plutonismus und Metamorphose

Mit dem Schließen der Ozeane und Beginn der Kollision wurden große Mengen Magma generiert. Diese stiegen in die Erdkruste auf und erstarrten dort zu plutonischen Körpern wie den Frankenstein-Gabbros, Granodioriten und Graniten des südlichen Odenwalds.

Plutonismus:

- Mehrphasige Magmenpulse führen zu komplexen Pluton Architekturen.
- Der Frankenstein-Gabbro kristallisierte bei über 900°C aus einer primitiven Mantelschmelze.
- Die südlichen Granite (z. B. Heidelberg-Pluton) sind Teil des späten, kollisionalen Magmatismus.

Metamorphose:

- Der Böllsteiner Odenwald zeigt mittel- bis hochdruckbetonte Stadien (bis granulitfaziell).
- Der Bergsträßer Odenwald wird dominiert von niedrigdruck-hochtestaturigem, Amphibolitfaziestyp in Bezug zu großvolumigen Granitintrusionen.
- Viele Einheiten dokumentieren zweiphasige Metamorphose mit unterschiedlichen geodynamischen Regimen.

5. Der Oberrheingraben

Ab etwa 50 Millionen Jahren setzte die Öffnung des Oberrheingrabens ein. Die Dehnung der Erdkruste führte zur Absenkung des Grabens und zur Aufwölbung seiner Ränder – einschließlich des Odenwalds. Dabei wurden alte Variszische Störungen reaktiviert, darunter die Otzberg-Zone.

Folgen der Grabenbildung:

- Hebung und Zerlegung des kristallinen Odenwalds in Schollen.
- Lokaler Vulkanismus (Otzberg, Messel, Rossdorf), verursacht durch das Aufsteigen kleiner Mantelschmelzen.
- Exhumation der Variszischen Wurzelzone, sodass heute Tiefengesteine an der Oberfläche stehen.

6. Exkursionsstopps

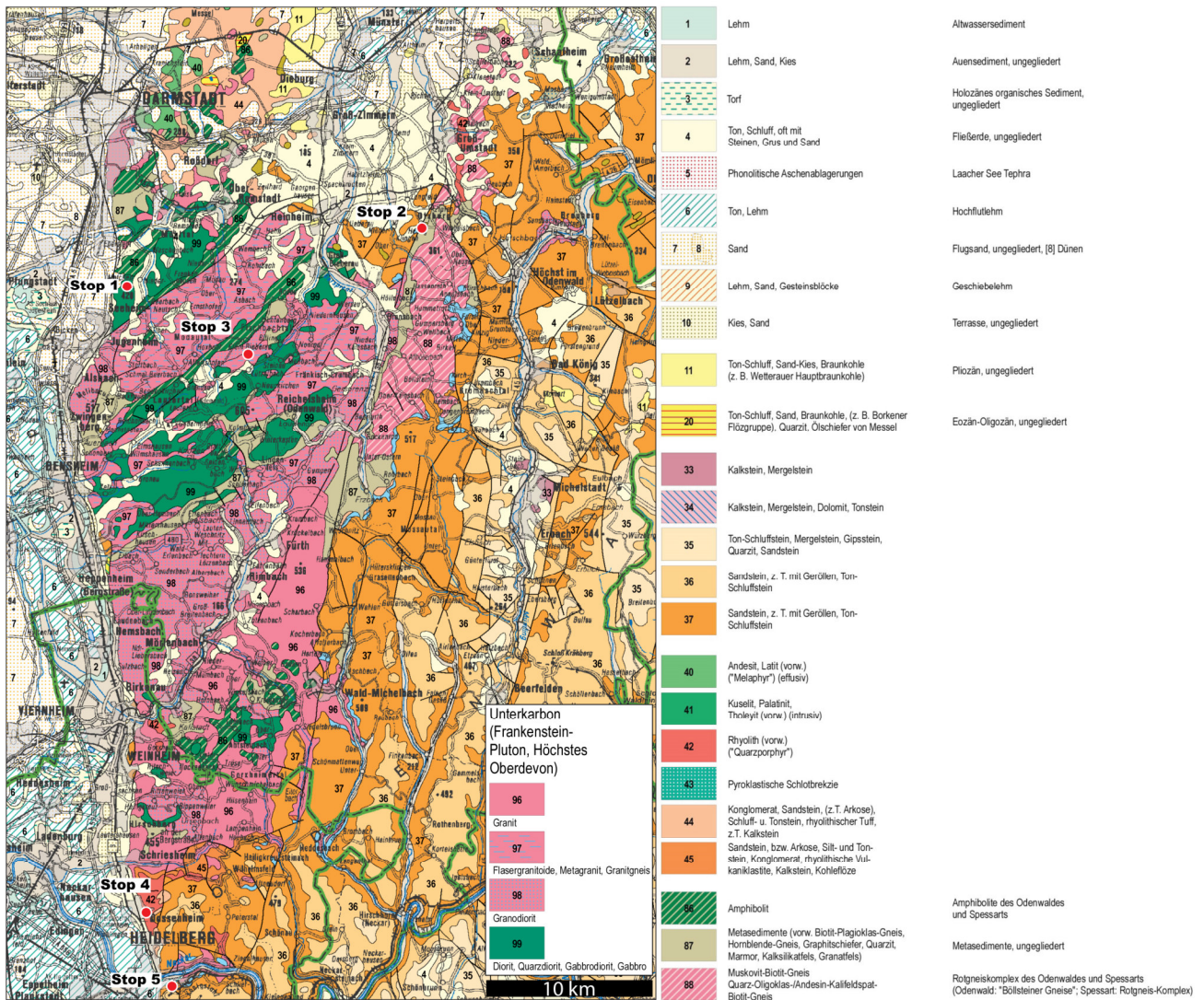


Abbildung 3. Exkursionsstopps.

Stop	Ort	Koordinaten	Geologisches Thema
1	Burg Frankenstein (Mühlthal)	49°47'17.51" N 8°40'4.79"E	Variszische Subduktionszone – Frankenstein Gabbro (Geotop 2024)
2	Hering (Otzberg)	49°49'11.26"N 8°54'46.53"E	Paläogener Vulkanismus – Otzberg Basalt (Geotop 2005)
3	Wildfrauhaus (Modautal-Lützelbach)	49°45'1.78"N 8°46'4.19"E	Granitverwitterung und Wollsackbildung (Geotop 2020)
4	Steinbruch Leferenz (Dossenheim)	49°26'50.00"N 8°41'7.92"E	Permischer Rhyolith – Vulkanische Glutwolken (Geotop 2009)
5	Riesenstein (Burg Heidelberg)	49°24'26.71"N 8°42'16.05"E	Buntsandstein – Sedimentäre Zeugen der Trias

Stopp 1 – Frankenstein (Gabbro, Geotop 2024): <https://geonaturpark.net/bewahren/geologie/das-ried-die-bergstrasse-und-der-odenwald-ungleiche-geschwister/>

Der Frankenstein-Gabbro entstand vor rund 362 Millionen Jahren in einer Subduktionszone, als ozeanische Kruste unter den Kleinkontinent Armorica abtauchte und im Mantel neue Schmelzen bildete. Diese Magmen stiegen in die Erdkruste auf, kristallisierten in 4–5 km Tiefe langsam aus und erzeugten den heute sichtbaren Gabbro-Pluton mit typischen Mineralen wie Plagioklas, Klinopyroxen und Olivin. Der Frankenstein-Gabbro ist seit etwa 50 Millionen Jahren an der Erdoberfläche sichtbar – freigelegt durch Hebung und Erosion während der Öffnung des Oberrheingrabens. Dadurch wurde der alte Variszische Pluton erneut zerbrochen und angehoben, sodass wir heute einen tiefen Einblick in eine ehemalige Magmakammer eines Inselbogens erhalten.

Das Gestein dieses Felsmassives ist ein dunkler Gabbro. Die beiden wichtigsten Bestandteile sind ca. 70 % Plagioklas (Kalknatronfeldspat) und ca. 20 % Pyroxen (gehört zu der Gruppe der Augite - gr. Auge = Glanz, gesteinsbildendes Mineral), auch Hornblende, Erze, Olivin. Die Geologen nehmen an, dass das Gestein durch einen gewaltigen Blitzeinschlag in grauer Vorzeit magnetisiert wurde. Einen Kompass an die Steine gehalten und die Nadel zeigt deutliche Anziehungen in wechselnden Richtungen. Oder nimm einen kleinen Magneten mit. Er wird auch an einer senkrechten Gesteinswand haften! Probier es aus!



Abbildung 4. Magnetsteine- der Magnet hält selbst an diesem kleinen Stein.

Fragen:

1. Wie beeinflussen Subduktionszonen die Bildung von Gabbro-Plutonen?
2. Welche Minerale weisen auf tiefe magmatische Bedingungen hin?
3. Wie unterscheidet sich dieser Gabbro von einem Basalt gleicher Zusammensetzung?

Stopp 2 – Otzberg (Basaltsäulen, Geotop 2005)

Der Otzberg ist der Schlot eines Neogen Vulkans, der vor etwa 22 Millionen Jahren während der Öffnung des Oberrheingrabens aktiv war. Heiße, dünnflüssige Basaltschmelze stieg entlang reaktivierter Störungen bis nahe an die Oberfläche auf. Nachdem der Vulkanismus erlosch, blieb im Schlot ein Pfropf aus langsam abkühlendem Nephelinbasalt zurück. Während dieser Abkühlung zog sich das Gestein zusammen und bildete regelmäßige Schrumpfungsrisse, die sich idealerweise zu sechseckigen Mustern verbinden. Diese Risse setzten sich senkrecht zur Abkühlungsfront fort und wuchsen in die Tiefe – so entstanden die typischen Basaltsäulen, die wir heute sehen. Da der Basalt härter ist als das umliegende Gestein, wurde der Schlot durch Erosion freigelegt: ein eindrucksvolles Beispiel Neogenen Vulkanismus und seiner charakteristischen Abkühlungsstrukturen.



Abbildung 5. Erstarrung im Vulkanschlot: Nephelinbasalt* mit Gesteinsbruchstücken (Granitgneis, Buntsandstein). Abkühlung sechseckige Basaltsäulen durch Schrumpfrisse.
*Nephelinbasalt = ein kieselsäurearmer, alkalireicher Basalt, der das Feldspatoid Nephelin enthält; er entsteht durch geringgradige partielle Aufschmelzung des Mantels in intraplattentektonischen Bereichen.

Fragen:

1. Wie entstehen Basaltsäulen?
2. Welche Hinweise geben Fremdgesteinsbruchstücke über den Aufstiegsweg des Magmas?
3. Welche tektonischen Prozesse führten zur Reaktivierung der Störungen im Paläogen?

Stopp 3 – Wildfrauhaus (Modautal-Lützelbach, Granitverwitterung) (Granit, Geotop 2020)

Der Granit des Wildfrauhauses entstand vor etwa 340 Millionen Jahren in der späten Variszischen Orogenese, als die stark verdickte und aufgeheizte Erdkruste teilweise aufschmolz und die siliziumreichen Schmelzen tief im Untergrund zu Granit kristallisierten. Er ist daher kein Vulkanit, sondern ein typischer kollisionaler Pluton, der aus der Aufschmelzung der überlasteten Kruste hervorgeht. Im warm-feuchten Klima des frühen Paläogen, also vor rund 50 Millionen Jahren, wurde der Granit entlang von Klüften tiefgreifend chemisch zersetzt, wobei lockerer Grus entstand und härtere Bereiche zu runden „Wollsäcken“ verwitterten. Während der Eiszeiten des Pleistozäns (ab 2,6 Millionen Jahren)

wurde dieser Grus ausgespült, sodass heute die markante Felsburg des Wildfrauhauses sichtbar ist.



Abbildung 6. Der Granit des Wildfrauhauses ist ein grobkörniger Granit mit Quarz (grau, glänzend), Kalifeldspat (rosa; Orthoklas/Mikroclin), Plagioklas (weißgrau, matt), Biotit (schwarz, glimmernd), ± Hornblende

Fragen:

1. Welche Rolle spielten Klima und Kluftsysteme bei der Bildung von Grus und runden „Wollsäcken“?
2. Welche geodynamischen Prozesse führten während der späten Variszischen Orogenese zur Bildung dieses Granits?
3. Warum bleibt die Felsburg des Wildfrauhauses stehen, während das umliegende Material abgetragen wurde? Was sagt dies über die unterschiedliche Verwitterungs- und Erosionsresistenz im Granit?

Stopp 4 – Steinbruch Leferenz (Rhyolith, Geotop 2009)

Der Rhyolith im Steinbruch Leferenz entstand im Perm vor etwa 290 Millionen Jahren, als quarzreiche Magmen nahe der Oberfläche mit Wasser in Kontakt kamen und dadurch explosive Eruptionen auslösten. Die heißen Glutwolken (pyroklastischen Dichteströme) lagerten sich über die Landschaft und verfestigten sich beim Abkühlen zu Ignimbrit, einem feinkörnigen, rotbraunen Rhyolith mit typischen Fließstrukturen. Durch die Abkühlung entstanden zudem Säulenstrukturen, die im Steinbruch gut erkennbar sind. Der Standort zeigt damit eindrucksvoll die Überreste einer einzigen, sehr mächtigen Vulkaneruption des frühen Perms.

Minerale im Rhyolith / Ignimbrit: Quarz (glasig, grau), Kalifeldspat (weiß-rosa, häufige Einsprenglinge), Plagioklas (weißlich, matt), ± Biotit, ± Hornblende, Erzminerale.

Der Steinbruch Leferenz wurde ab dem 18. Jahrhundert intensiv genutzt und war bis 1984 in Betrieb. Der harte Rhyolith war ein wichtiges Baumaterial, und der Steinbruch entwickelte sich zeitweise zum größten Rhyolith-Abbau Badens. Heute ist der ehemalige Industriebetrieb ein Geotop und Lernort, an dem die vulkanische Vergangenheit des Odenwalds sichtbar bleibt.

Fragen:

1. Wie unterscheidet sich Rhyolith von Granit trotz gleicher Chemie?
2. Was bedeuten die Säulenstrukturen für den Erstarrungsprozess?
3. Warum war der Rhyolithabbau wirtschaftlich bedeutend?

Stopp 5 – Riesenstein (Heidelberger Schloss / Riesensteinfelsen)

Buntsandstein: Sedimentäre Zeugen der Trias und der Rheinischen Landschaftsentwicklung

Der Riesenstein unterhalb des Heidelberger Schlosses besteht aus mächtigen Lagen des Buntsandsteins, der zu Beginn der Trias vor etwa 250 Millionen Jahren in einer überwiegend ariden, kontinentalen Beckenlandschaft abgelagert wurde. Typisch ist die Wechselfolge aus rotbraunen Sandsteinen und Tonsteinen, die den episodischen Wechsel zwischen aktiven Flussläufen, Überschwemmungsebenen und zeitweiser Dünenbildung widerspiegelt. Diese Sedimente dokumentieren ein trockenes Klima mit seltenen, aber intensiven Niederschlagsereignissen. Der gut verwitternde, gleichzeitig jedoch feste Sandstein prägt nicht nur die damalige Landschaft, sondern wurde später auch als wichtiges Baumaterial zahlreicher Heidelberger Gebäude, einschließlich Teilen des Schlosses, genutzt. Die heutige Steilwand am Riesenstein zeigt eindrucksvoll die mächtigen Sandsteinpakete und erlaubt einen direkten Einblick in die frühtriasische Landschaftsentwicklung sowie in die spätere Formung des Neckartals durch den Rhein und seine Nebenflüsse. Die überlagernden, insgesamt rund 400 m mächtigen Buntsandsteinschichten wurden ebenfalls unter wüstenhaften Bedingungen und durch großräumige, verzweigte Flusssysteme im Kontinentalbereich abgelagert. Kurzzeitige marine Ingressionen könnten dabei punktuell eine Rolle gespielt haben, ohne jedoch den kontinentalen Charakter der Abfolge wesentlich zu verändern.



Abbildung 7. In diesem Buntsandstein-Aufschluss sieht man gut die schräg verlaufenden Schichten (Schrägschichtung). Diese Schrägschichtung entsteht, wenn Sand in einem Fluss durch Wasserströmung zu kleinen Rippeln oder Dünen aufgebaut wird. Während diese Sandkörper langsam wandern, lagert sich das Material auf der schrägen Seite ab – genau das sehen wir hier. Die rotbraune Farbe stammt von Eisenoxiden, typisch für das trockene Klima der frühen Trias. Der Aufschluss zeigt also, wie ein alter Fluss vor rund 250 Millionen Jahren seine Spuren im Gestein hinterlassen hat.

Fragen:

1. Welche Sedimentstrukturen am Riesenstein deuten auf Ablagerungen in Flusssystemen hin, und welche könnten auf äolische Prozesse zurückgehen?
2. Warum ist der Buntsandstein im Bereich des Heidelberger Schlosses und des Neckartals so gut aufgeschlossen und erhalten geblieben?

7. Zusammenfassung

Diese Exkursion bietet einen umfassenden Einblick in die geologische Entwicklung des Odenwalds und vermittelt zentrale geowissenschaftliche Konzepte anhand gut zugänglicher Geotope.

Der Odenwald ist ein klassisches Beispiel für eine durch die Variszische Orogenese (380–320 Ma) entstandene und später tektonisch überprägte Mittelgebirgslandschaft. Sein Aufbau spiegelt mehrere geologische Entwicklungsphasen wider – von der Subduktion und Kollision im Erdaltertum bis hin zur Grabenbildung im Paläogen-Neogen.

1. Westlicher Odenwald (Kristalliner Odenwald)

Alter: überwiegend 360–330 Millionen Jahre (Variszische Orogenese)

Gesteine: Granite, Granodiorite, Diorite, Gabbros, metamorphe Gesteine

Diese Einheit repräsentiert die **tiefen Wurzelzonen des Variszischen Gebirges**, das während der Kollision der Kontinente **Laurussia, Gondwana, Armorica und Avalonia** entstanden ist.

Hier finden sich:

- **Subduktionszonenmagmatite** (z. B. Frankenstein-Gabbro, ca. 362 Ma)
- **kollisionsbedingte Granite und Granodiorite** (z. B. Heidelberg-, Tromm-, Weschnitz-Plutone)
- **metamorphe Einheiten** wie Gneise und Migmatite

Diese Gesteine kristallisierten tief in der Kruste aus – entweder aus Mantelschmelzen im Inselbogenstadium oder aus Krustenschmelzen in der späteren Kollisionsphase.

2. Östlicher Odenwald (Böllsteiner Odenwald)

Alter: teilweise > 400 Millionen Jahre (älterer variszischer bis prä-variszischer Untergrund)

Gesteine: Gneise, Amphibolite, Paragneise, Orthogneise, Migmatite

Der Böllsteiner Odenwald enthält die **ältesten Gesteine der Region** und besitzt eine **polymetamorphe Geschichte**.

Typisch sind:

- mittel- bis hochdruckbetonte Metamorphosephasen
- mehrfach überprägte Gesteinsserien
- ältere Krustenfragmente, die im Zuge der Variszischen Kollision in die Orogenwurzel integriert wurden

Diese Einheit dokumentiert die komplexe Tektonik des **mitteldeutschen Kollisionsgürtels**, der sich während der Schließung des Rheischen und Rhenohherzynischen Ozeans bildete.

3. Buntsandstein-Odenwald (Sedimentbedeckung der Trias)

Alter: ca. 250–240 Millionen Jahre (Frühe Trias)

Gesteine: fluviatile Sandsteine, Schluffsteine, Tonsteine

Nach der Abtragung des Variszischen Gebirges bedeckten großräumige **Flusssysteme in aridem Klima** die Region. Es bildete sich der typische **Buntsandstein**, der heute den östlichen Odenwald dominiert. Er ist nicht Teil der variszischen Kruste, sondern stellt eine **post-orogene Sedimentdecke** dar.

4. Jüngere Überprägung: Oberrheingraben und Vulkanismus

Alter: seit ca. 50 Millionen Jahren (Paläogen)

Die Öffnung des Oberrheingrabens führte zu:

- **Hebung des Odenwalds als Grabenschulter**
- **Reaktivierung variszischer Störungen** (z. B. Otzberg-Störung)
- **lokalem Vulkanismus** (Otzberg, Messel, Rossdorf; 48–22 Ma)

Dabei wurden Teile der variszischen Kruste exhumiert und stehen heute an der Oberfläche an.



Abbildung 8. Europas tektonische Struktur entstand in mehreren Faltungsphasen (Orogenesen):

- Kaledonische (Silur/Devon)
- Variszische (Karbon)
- Alpidische (Kreide–Paläogen)

Alte Kratone wie der Baltische Schild bilden das stabile Fundament.

Junge Gebirge (Alpen, Karpaten) sind weiterhin aktiv deformiert durch die Kollision der Afrikanischen und Eurasischen Platte.

Seismische Aktivität und Vulkanismus konzentrieren sich im Mittelmeerraum und an Riftzonen (Island, Oberrheingraben).

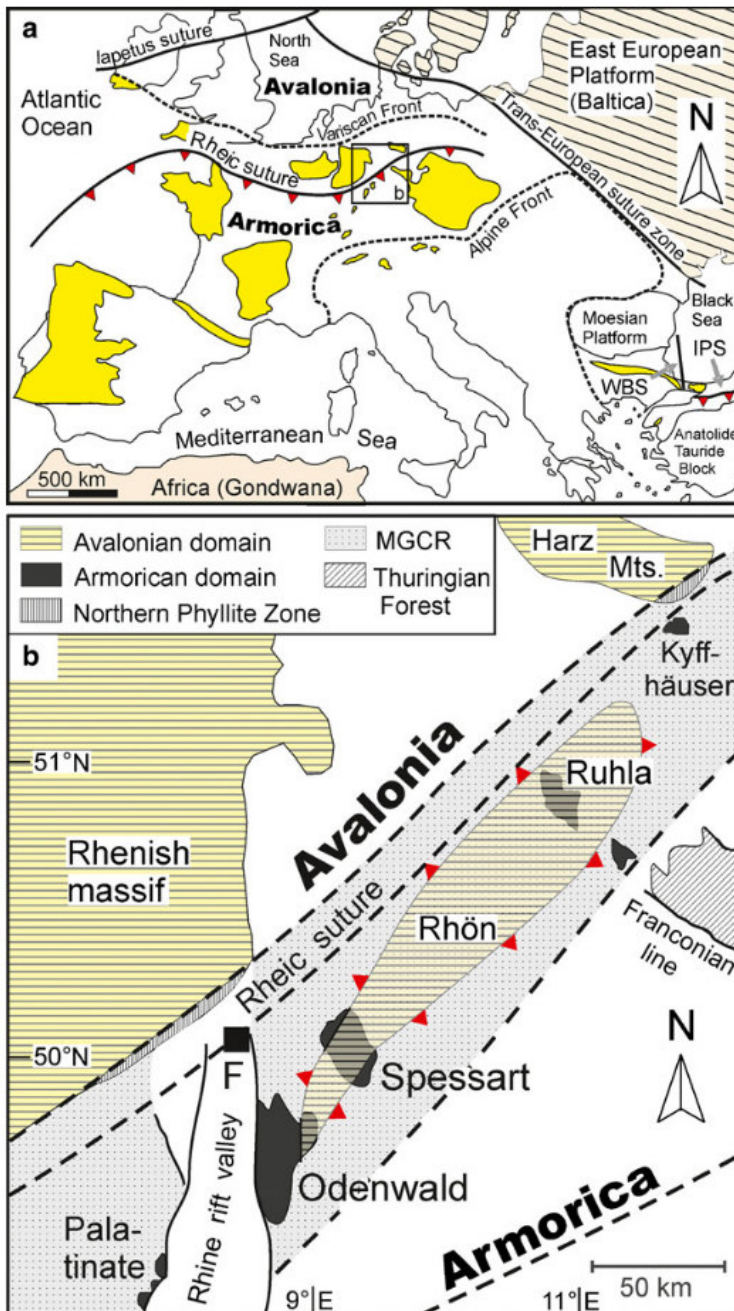


Abbildung 9. Tektonische Übersichtskarte Europas mit den Variszischen Einheiten und dem Verlauf der Rheischen Suture. Gelb markiert sind erhaltene Reste des Variszischen Gebirgszuges. IPS = Intra-Pontische Suture, WBS = Westschwarzes-Meer-Störung. (b) Lagekarte des Mitteldeutschen Kristallinaufschlusses (MGCR) mit Position der Rheischen Suture entlang der Northern-Phyllite-Zone. F = Frankfurt (Siebel et al., 2012)

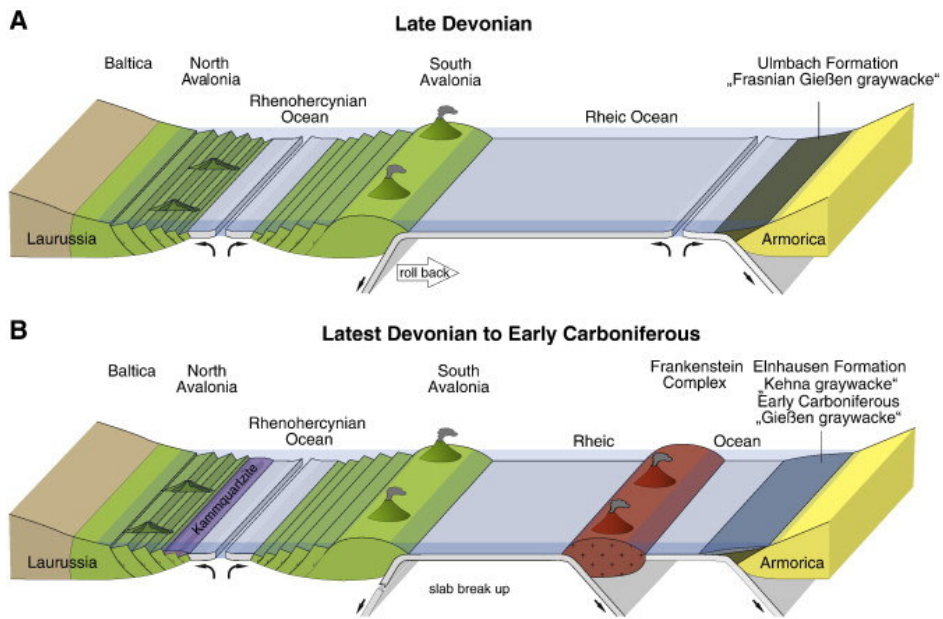


Abbildung 10. Vereinfachtes geotektonisches Modell für (A) das späte Devon und (B) das jüngste Devon bis frühe Karbonzeit (Eckelmann et al. 2014).

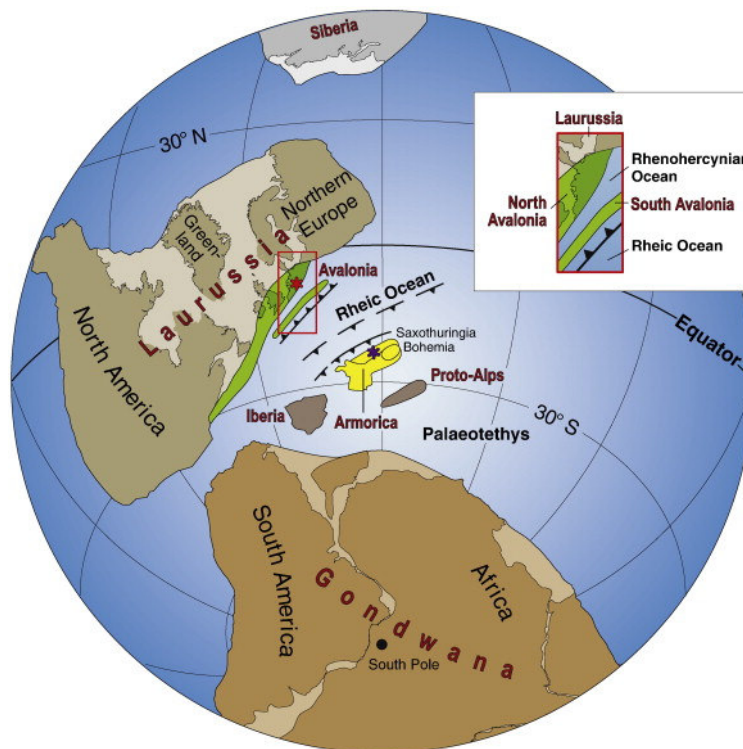


Abbildung 11. Plattentektonische Rekonstruktion vom späten Devon bis zum frühen Karbon. Roter Stern: Position des autochthonen Rheinischen Schiefergebirges. Blauer Stern: Herkunftsgebiet der Decken-einheiten im Südosten des Rheinischen Schiefergebirges (Eckelmann et al. 2014).

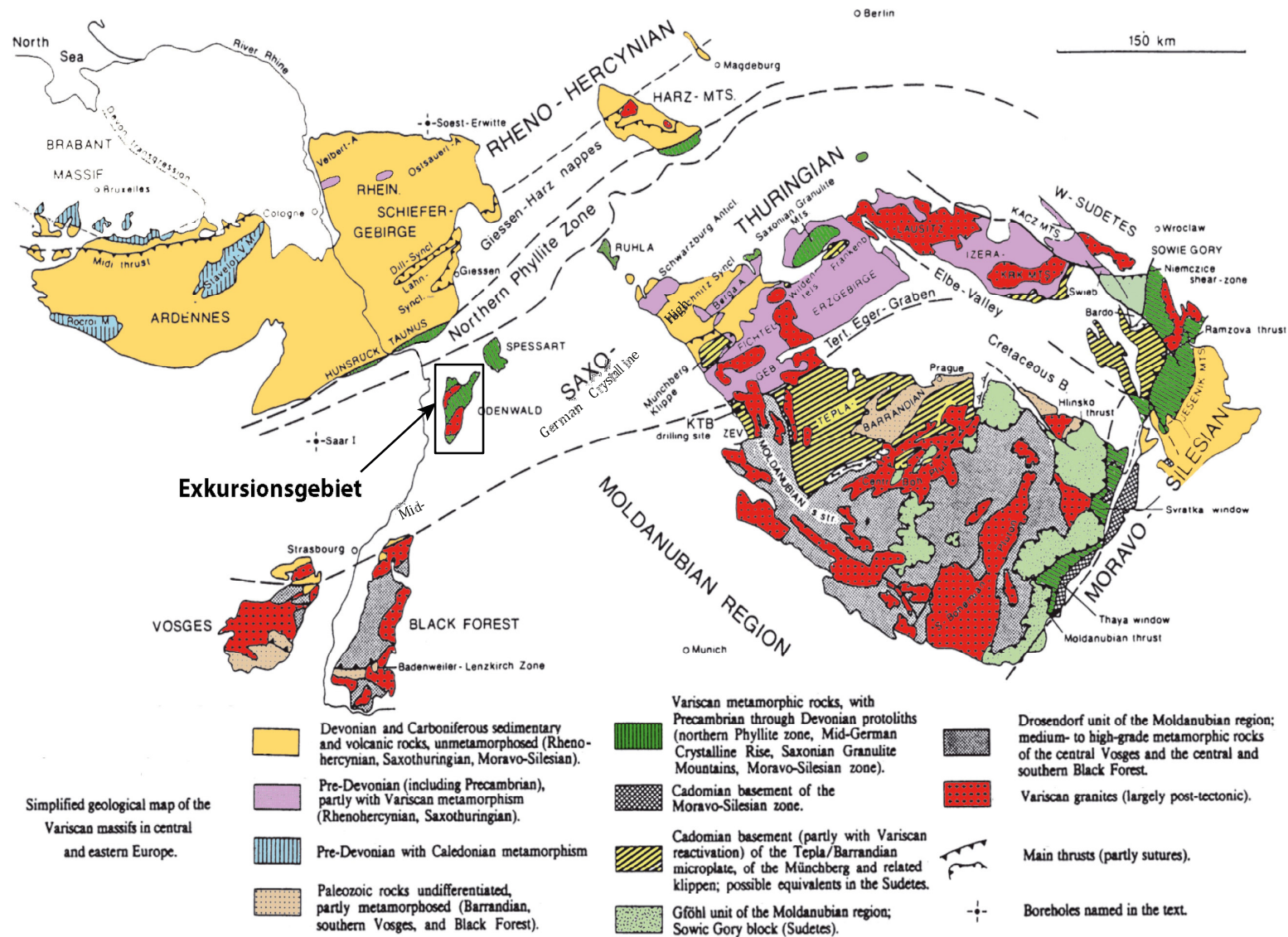


Abbildung 12. Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Variszischen Massivs in Mittel- und Osteuropa mit den wichtigsten tektonischen Zonen, Basamenteinheiten und Störungsstrukturen.



INTERNATIONALE CHRONOSTRATIGRAPHISCHE TABELLE



<https://stratigraphy.org>

Internationale Stratigraphische
Kommission

v2024/12

Phanerozoikum				Mesozoikum				Paläozoikum				Archaikum					
Eonothem	Erathem	System	Series	Stages ^{GSSP}	Numeric Age	Eonothem	Erathem	System	Series	Stages ^{GSSP}	Numeric Age	Eonothem	Erathem	System	Series	Stages ^{GSSP}	Numeric Age
Phanerozoikum	Kanozoikum	Quartär	Holozän	Meghalayan	Present	Mesozoikum	Jura	Später Jura	Tithonium	143.1 ± 0.6	Paläozoikum	Devon	Spätes Devon	Famennium	358.86 ± 0.19		
				Northgrippian	0.0042				Kimmeridgian	149.2 ± 0.7				Frasnium	372.15 ± 0.46		
				Greenlandian	0.0082				Oxfordium	154.8 ± 0.8					Tonium	382.31 ± 1.36	
			Pleistozän	Spätes	0.0117				Mittlerer Jura	161.5 ± 1.0						Eifelium	387.95 ± 1.04
				Chibsonian	0.129				Bathonium	165.3 ± 1.1							Emsium
				Calabrian	0.774				Bajocium	168.2 ± 1.2					Pragium		
		Neogen	Pliozän	Placenzium	2.58	Aalenium	170.9 ± 0.8	Lochkovium	413.02 ± 1.91								
				Zancium	3.600	Toarcium	174.7 ± 0.8		Pridoli	419.62 ± 1.36							
				Messinium	5.333	Pliensbachium	184.2 ± 0.3			Ludlow		422.7 ± 1.6					
			Miozän	Tortonium	7.246	Sinemurium	192.9 ± 0.3	Gorstium				425.0 ± 1.5					
				Serravallium	11.63	Hettangium	199.5 ± 0.3		Homerium			426.7 ± 1.5					
				Langhium	13.82	Norium	-201.4 ± 0.2			Sheinwood		430.6 ± 1.3					
	Paläogen	Oligozän	Aquitanium	20.45	Karnium	-227.3	Llandovery	432.9 ± 1.2									
			Chattium	23.04	Mittlere Trias	-237		Telychium	438.6 ± 1.0								
			Rupelium	27.30	Ladinium	241.464 ± 0.28			Aeronium	440.5 ± 1.0							
		Eozän	Priabonium	33.9	Frühe Trias (Buntsandstein)	246.7	Rhuddanian			443.1 ± 1.0							
			Bartonium	37.71	Olenekium	249.9		Katium		445.2 ± 0.9							
			Lutetium	41.03	Indusium	251.902 ± 0.024			Sandbium	452.8 ± 0.7							
	Mesozoikum	Paläozän	Ypersium	48.07	Lopingium	254.14 ± 0.07	Mittleres Ordovizium			Darriwilium	458.2 ± 0.7						
			Späte Kreide	Maastrichtium	66.00	Guadalupium		259.51 ± 0.21		Fühes Ordovizium	Dapingium	469.4 ± 0.9					
				Campanium	72.2 ± 0.2	Wordium		262.28 ± 0.16	Fioium		471.3 ± 1.4						
				Santonium	83.6 ± 0.2	Roadium	266.9 ± 0.4	Tremadocium			477.1 ± 1.2						
			Coniacium	85.7 ± 0.2	Cisuralium	274.4 ± 0.4	Kambrium			Furongium	Kambrium-Stufe 10	-486.85 ± 1.5					
			Turonium	89.8 ± 0.3	Kungurium	283.3 ± 0.4			Paibium		-491.0						
	Senonium	93.9 ± 0.2	Artinskium	283.3 ± 0.4	Drumium	-494.2											
	Kreide	Frühe Kreide	Albium	100.5 ± 0.1		Spätes Pennsylvanum	290.1 ± 0.26	Wuliuan		-497.0							
			Aptium	113.2 ± 0.3		Kasimovium	293.52 ± 0.17		Kambrium-Serie 2	Kambrium-Stufe 4	-500.5						
			Barrémium	121.4 ± 0.6	Middle Pennsylvanum	298.9 ± 0.15	Kambrium-Stufe 3			-504.5							
		Hauterivium	Hauterivium	125.77	Lower Pennsylvanum	303.7 ± 0.1		Kambrium-Stufe 2		-506.5							
			Valanginium	132.6 ± 0.6	Upper Pennsylvanum	307.0 ± 0.1			Fortonium	-514.5							
			Berriasium	137.05 ± 0.2	Middle Permian	315.2 ± 0.2	Terreneuvium			-521.0							
	Mesozoikum	Kreide	Späte Kreide	Maestrichtium	66.00	Lower Permian		323.4 ± 0.4		Kambrium-Serie 1	Kambrium-Stufe 1	-529.0					
Campanium				72.2 ± 0.2	Upper Permian	330.3 ± 0.4		Kambrium-Serie 0	Kambrium-Stufe 0		-538.8 ± 0.6						
Santonium				83.6 ± 0.2	Lower Permian	346.7 ± 0.4	Kambrium-Serie -1		Kambrium-Stufe -1		-538.8 ± 0.6						
Coniacium			85.7 ± 0.2	Lower Permian	358.86 ± 0.19	Kambrium-Serie -2			Kambrium-Stufe -2	-538.8 ± 0.6							
Turonium			89.8 ± 0.3	Lower Permian	358.86 ± 0.19			Kambrium-Serie -3	Kambrium-Stufe -3	-538.8 ± 0.6							
Senonium			93.9 ± 0.2	Lower Permian	358.86 ± 0.19		Kambrium-Serie -4		Kambrium-Stufe -4	-538.8 ± 0.6							

Abbildung 13. Internationale chronostratigraphische Tabelle (Version 2024/12) der Internationalen Stratigraphischen Kommission (ICS) mit globalen chronostratigraphischen Einheiten, numerischen Altersangaben und definierten GSSPs.

Globale stratigraphische Einheiten werden mit ihrer Basis definiert an Globalen Stratotypen Profilen und Punkten (GSSP, Global Stratotype Section and Point). Dagegen sind Einheiten > 1000 Ma definiert mit Globalen Stratigraphischen Standarddaten (GSSA). Mehr Informationen dazu unter: <http://www.stratigraphy.org>. Bis 09/2023 ratifizierte Grenzen sind mit einem Goldenen Nagel markiert.

Die numerischen Alter stammen aus der Global Time Scale 2012 (GTS 2012; Gradstein et al. 2012), die Alter für das untere Pleistozän, das Chattium, die untere Kreide, die Jura, die Trias, das Perm und das Kryogenium von den zuständigen ICS-Subkommissionen. Das Zeichen - steht vor relativ unsicheren Altern.

Farben: Commission for the Geological Map of the World (CGMW, <http://www.cgmw.org>).

Zitierenweise: Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013, aktualisiert) The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes 36: 199-204. URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2022-02.pdf>

Version in Deutsch: Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK, M. Menning) Österreichische Stratigraphische Kommission (ASC, W. Piller)

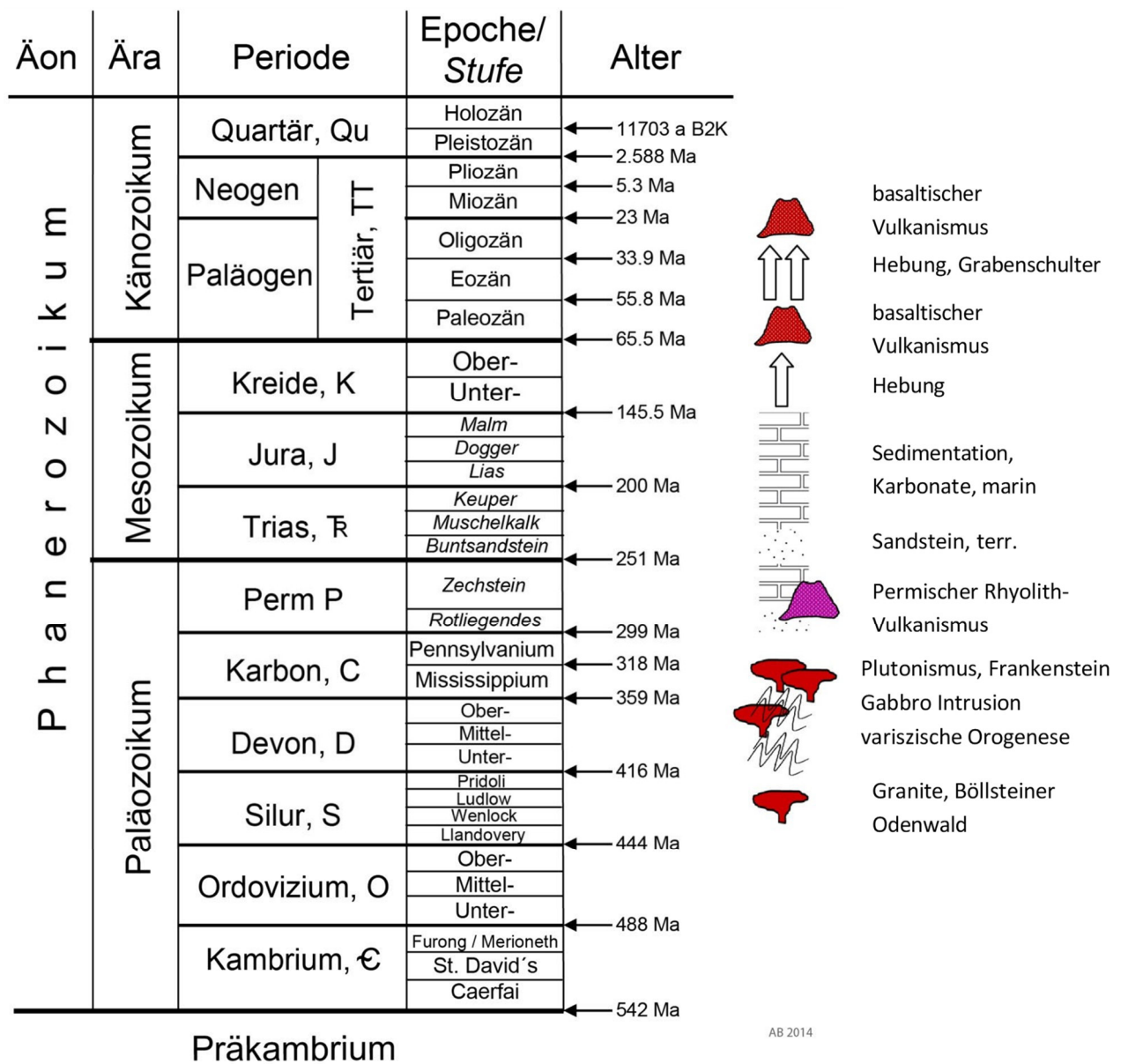


Abbildung 14. Übersicht der geologischen Zeitskala für den Odenwald mit den wichtigsten Perioden und Epochen der regionalen Entwicklung. Rechts sind schematische Symbole eingetragen, die zentrale geologische Prozesse markieren: die variszische Magmenaktivität im Devon–Karbon mit Bildung des Frankenstein-Gabbros (ca. 362 Ma) und weiterer Plutone; der permische Vulkanismus (Rhyolith von Dossenheim, ca. 290 Ma); die mesozoische Sedimentation (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper); sowie junge Hebungs-, Verwitterungs- und Erosionsphasen bis ins Quartär.

8. Verwendete Literatur

<https://geo-naturpark.net/bewahren/geologie/das-ried-die-bergstrasse-und-der-odenwald-ungleiche-geschwister/>

DÖRR, W. & STEIN, E. (2019) Precambrian basement in the Rheic suture zone of the Central European Variscides (Odenwald) - International Journal of Earth Sciences 108:1937–1957

ECKELMANN, Katja, et al. Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea—Constraints from U–Pb LA–SF–ICP–MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. Gondwana Research, 2014, 25. Jg., Nr. 4, S. 1484-1500.

FRANKE, W. (2000) The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic unites, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O, & TANNER, D. (eds.) Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt, Geological Society, London, Special Publication, 179, 35-61.

SIEBEL, W., et al. Zircon geochronology, elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Variscan granitoids from the Odenwald-Spessart crystalline complex (mid-German crystalline rise). Mineralogy and Petrology, 2012, 105. Jg., Nr. 3, S. 187-200.

STEIN, E. (2001) The geology of the Odenwald Crystalline Complex - Mineralogy and Petrology, 72: 7-28, Springer

STEIN, E., DÖRR, W., HELM, J., SCHASTOK, J. & VELLEDEITS (2022) Coeval subduction and collision at the end of the Variscan Orogeny Odenwald, Mid German Crystalline Zone, Germany) - Z.Dt.Ges.Geowiss. (J.Appl.Reg.Geol.), 173, 211-236, Schweizerbart, Stuttgart