



# Auf den Spuren der Erdgeschichte in der Schweiz

Eine geologische Zeit- und Schweizerreise von  
tropischen Regenwäldern durch Salzwüsten und das  
warme Alpenmeer zur Alpenfaltung, arktischer Kälte  
und dem heutigen Klimawandel

2. Auflage

Walter Wildi

Section des sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Genève

Rue des Maraîchers 13, CH-1205 Genève

<https://www.erlebnis-geologie.ch/>



*Korallenstock, Riffkalke des Oxfordian, «Fours à chaux» in St. Ursanne (JU)*

Titelbild:

- Proglaziale Flussebene, Mont Miné (Wallis, Foto: S. Girardclos)
- Alpine Erosion: "Schüpfer Nagelfluh", Kleine Emme, Entlebuch (LU), Burdigalien
- Hauptrogenstein, Küttigen (AG), Bajocien-Bathonien

# Auf den Spuren der Erdgeschichte in der Schweiz

Eine geologische Zeit- und Schweizerreise von  
tropischen Regenwäldern durch Salzwüsten und das  
warme Alpenmeer zur Alpenfaltung, arktischer Kälte  
und dem heutigen Klimawandel

2. Auflage

Walter Wildi

Section des sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Genève  
Rue des Maraîchers 13, CH-1205 Genève

Copyright juin 2023

Contact: Walter Wildi, 23, chemin des Marais, 1218 Le Grand-Saconnex, 079 310 0039,  
[walter.wildi@unige.ch](mailto:walter.wildi@unige.ch)

<https://www.erlebnis-geologie.ch/>

# Inhaltsverzeichnis

Einführung: Eine Geschichte in vier Etappen	6
A. Der Film der Erdgeschichte in der Schweiz	10
1. Karbon (359 – 299 Millionen Jahre)	10
2. Perm (299 – 252 Millionen Jahre)	12
3. Trias (252 – 201 Millionen Jahre)	14
4. Jura (201 – 145 Millionen Jahre)	15
5. Kreide (145 – 66 Millionen Jahre)	23
6. Paläogen (66 – 23 Millionen Jahre)	28
7. Neogen (23 – 2.6 Millionen Jahre)	28
8. Pleistozän – das Eiszeitalter (2.6 Millionen – 11'700 Jahre)	35
9. «Spätglazial»: Klimawechsel und Eisschwund vom Pleistozän zum Holozän	45
10. Holozän, die Nacheiszeit (seit 11'700 Jahren)	46
11. Menschliche Kolonisierung	49
12. «Bergsturz und Menschenleben»	49
B. Das «System Erde» und seine Geschichte	51
1. Der geologische Zeitmassstab	51
2. Plattentektonik	54
3. Vom Deckenbau der Alpen zur Paläogeographie	57
4. Meeresspiegelschwankungen	59
5. Das Klima und seine Geschichte	61
6. Evolution und Biodiversität	66
C. Geowanderungen durch die Erdgeschichte in der Schweiz: Hinweise auf Exkursionen und Besuche	74
1. Tropenwälder im Karbon	75
2. Rote Wüsten des Perm	75
3. Perm Vulkanite von Melide	76
4. Salzpflanzen und Sebkhas der Trias	77
5. Crinoidengärten im Muschelkalkmeer	77
6. Die Tethys bricht in die Süd- und Ostalpen ein	78
7. Fische von Monte San Giorgio	78
8. Plateosaurier von Frick	72
9. Saurierspuren von Vieux-Emosson	79
10. Das Ligurische Tiefseebecken am Marmorera-See	79
11. Die südalpine Tiefsee in der Breggiaschlucht	81
12. Eisenerz und die Ammonitennekropole von Herznach	81
13. Korallenriffe im Jura	81
14. Saurierspuren im Jura	84
15. Turbidite und Flysch der ersten Alpenfaltung	84
16. Abtragung der frühen Alpenkette: Rigi-Schuttkegel und Mont Pélerin (Subalpine Molasse)	85
17. Das letzte Alpenvorlandmeer: Die Obere Meeresmolasse	86
18. Zeugen der Alpenfaltung und der alpinen Decken	86
19. Der Faltenjura: Letzter Ausdruck der Alpenfaltung	87

20. Deckenschotter: Die Schotterfluren der frühen Eiszeiten	87
21. Ecoteaux: Spuren des ersten Genfersees vor 800'000 Jahren	87
22. Gletschermorphologien im Schweizerischen Mittelland	88
23. Klimawechsel, Gletscher und Landschaften	88
24. «Bergsturz und Menschenleben»	89
25. Geologie und Archäologie	89
26. Tropfsteinhöhlen und Karst	90
Postscriptum: wandern durch die Zeit	91
Glossar	92
Bibliographie	95

## **Weiter führende Literatur**

Interessierte Lesern möchten wir bereits an dieser Stelle auf Bücher hinweisen, welche als weiter führende Grundlage zu diesem Führer dienen können.

### **Geologie der Alpen:**

Pfiffner, O.A. 2015: Geologie des Alpen. Haupt Bern, 400 S. dritte Aufl.

Marthaler, M. 2019: Moiry: de l'Europe à l'Afrique. Editions LEP, Le Mont sur Lausanne.

### **Geologische Geschichte der Schweiz:**

Weissert, H. & Stössel, I. 2015: Der Ozean im Gebirge. Vdf Zürich, 198 S. dritte Aufl.

Wildi, W. & Lambert, A. 2019: Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. Aarg. Natf. Ges. Aarau, 183 S.

## **Verdankungen**

Diese kurze Erdgeschichte profitierte von Anregungen, Korrekturen und/oder zusätzlichen Dokumenten von Eric Davaud (Bardonnex), Philippe Favre (La Forclaz), Christian Schlüchter (Lützelflüh-Goldbach), Heinz Furrer (Rümlang), Geri Hirt, Linn, André Lambert (Baden), Walter H. Müller (Oetwil), Mario Sartori (Ayen), St. Girardclos (Genève), Michel Wildi (Bern), Christophe Wildi (La Rippe), Sandrine Vallin (Bern), Michel Marthaler (Univ. Lausanne), Marcos Buser (Zürich), Jean-Claude Lalou (Vaumarcus), Pierre-Yves Jeannin (ISSKA, La Chaux-de-Fonds) und die Aargauische Naturforschende Gesellschaft. Ihnen möchte ich hier herzlich für ihren Beitrag danken. Der Autor trägt allein die Verantwortung für den Inhalt der Brochüre.

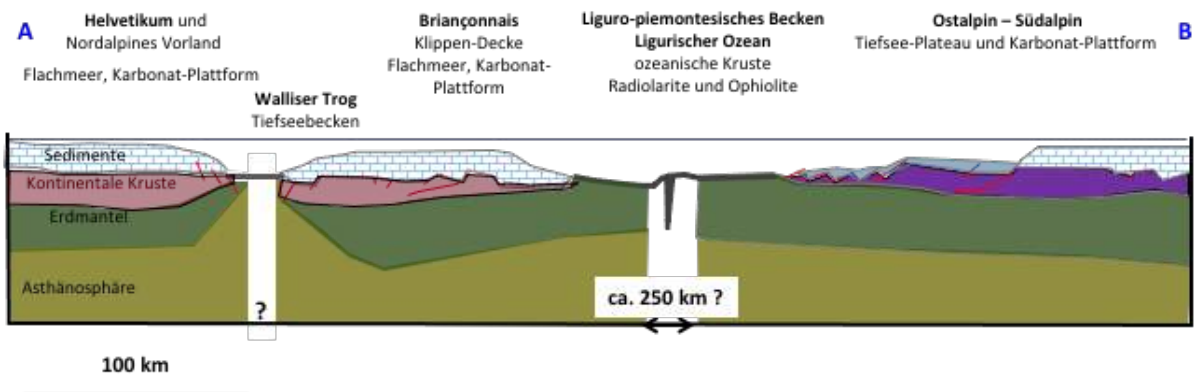
# Einleitende Zusammenfassung: Eine Geschichte in vier Etappen

Die Schweiz ist ein kleines Land auf diesem Planeten Erde. Ihre geologische Vergangenheit ist sicherlich älter, aber nur die letzten 300 Millionen Jahre sind ausreichend dokumentiert, um die Geschichte zu erzählen, welche die Schweiz mit der ganzen Erde teilt.

Zusammenfassend lässt sich die geologische Geschichte der Schweiz in vier Zeitabschnitte unterteilen: das Pangäa-Zeitalter, das Zeitalter des Alpenmeeres, die Orogenese (Alpenfaltung) und die Eiszeiten.

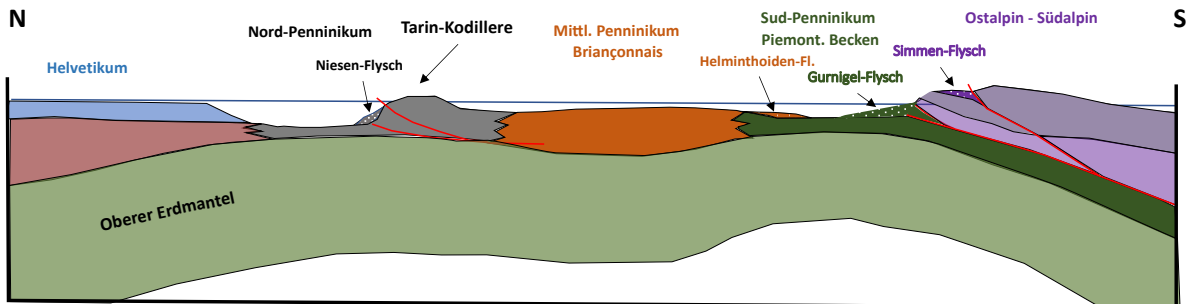
**Pangäa-Zeitalter:** Im Karbon, vor etwas mehr als 300 Millionen Jahren, war die Schweiz Teil des Superkontinents Pangäa und lag südlich des Äquators, bedeckt mit tropischen Wäldern. Detritische Gesteine, reich an organischem Material und manchmal sogar mit Kohleflözen, sind die Zeugen dieser Zeit. Sodann glitt das Territorium mit der Kontinentaldrift nach Norden, in die Zone der Sandwüsten und Salzsebkhas der subtropischen Regionen. Den Beginn dieser Entwicklung markieren die roten Konglomerate, Sandsteine und Tongesteine des Perms, gefolgt vom Buntsandstein und den Karbonatgesteinen und Evaporiten (Salz, Gips, Anhydrit) des Muschelkalks und des Keupers der Trias.

**Zeitalter des Alpenmeeres:** Vor 200 Millionen Jahren, zu Beginn der Jurazeit, stieg der Meeresspiegel an. Ein warmes, flaches Meer überschwemmte das Land und einen großen Teil des Kontinents. Europa trennte sich von Afrika, und das Meer der Tethys drang von Osten her zwischen den beiden Kontinenten nach Westen vor. In der Mitte dieses neuen Alpenmeeres, im Liguro-piemontesischen Becken, zeugen basaltische Laven (Ophiolithe) und ozeanische Sedimente (insbesondere Radiolarite) aus dem Dogger und Malm von der großen Meerestiefe (Abb. a). In der Kreidezeit erreichte der Meeresspiegel seinen Höchststand, etwa 250 m über dem heutigen Niveau. In dieser Zeit driftete das spätere Alpengebiet bis auf die Höhe der heutigen Karibik.



**Abbildung a :** schematischer Schnitt durch das Alpenmeer der Westalpen während dem Oberen Jura.

**Orogenese (Alpenfaltung):** Die Öffnung des Alpenmeeres dauerte letztlich nur etwa 100 Millionen Jahre. Gegen Ende der Unterkreidezeit zeugen detritische Sedimente, Konglomerate, Sand- und Tonsteine die in den tiefen Meeresbecken abgelagert wurden, vom Beginn einer großen Veränderung. Ab dem Cenoman, vor 100 Millionen Jahren, und während der ganzen Oberkreide, begleiteten diese Flyschsedimente, deren Material auf Inselbögen erodiert und dann in der Tiefsee abgelagert wurden, die Annäherung zwischen Afrika und Europa (Abb. b). Der Grund dafür war die Öffnung des Südatlantiks, die eine Rotation Afrikas im Gegenuhrzeigersinn verursachte. Dadurch wurde das Alpenmeer zwischen Afrika und Europa in die Zange genommen.



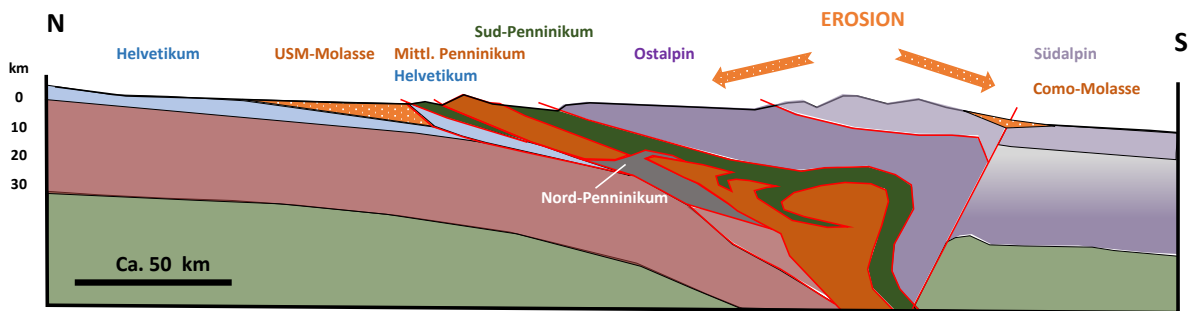
**Abbildung b:** Schematischer geologischer Schnitt durch das Alpenmeer auf der Höhe der Westschweiz, am Ende der Kreidezeit (Maastrichtium, 72 - 64 Millionen Jahre).

Am Ende des Eozäns, vor 40 Millionen Jahren, wanderte die Flyschsedimentation zum Südrand des europäischen Kontinents. Der Bau der alpinen Decken kollidierte mit der europäischen Kontinentalkruste, und der Aufstieg des alpinen Gebirges setzte ein.

Im Eozän erreichten die europäische Kontinentalplatte und die Schweiz in etwa ihre heutige geographische Breite.

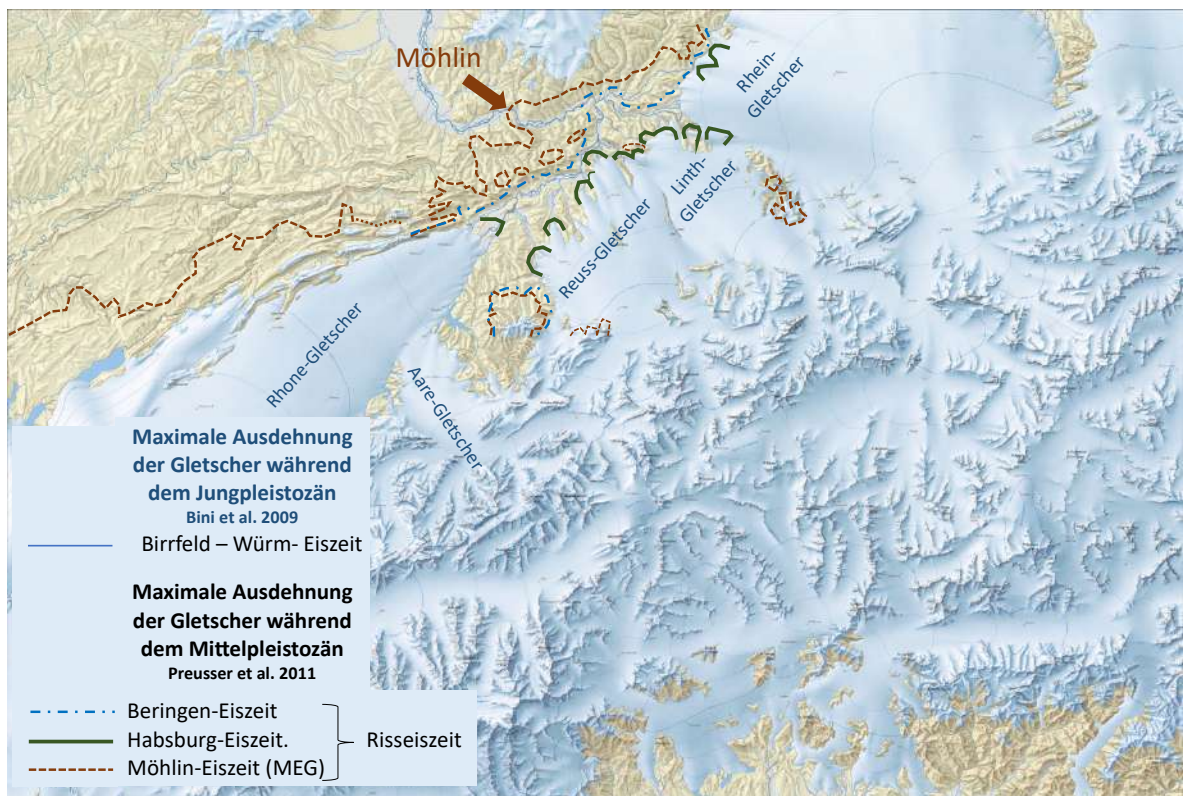
Die Hebung der Alpen erfolgt ab dem frühen Oligozän (ab 34 Millionen Jahren). Gleichzeitig setzte die Erosion des neu gebildeten Reliefs ein. Die aus dem Gebirge austretenden Flüsse lagerten das Erosionsmaterial im Po-Becken im Süden und in einem Meeresarm, entlang dem nördlichen Alpenrand ab: Sedimente der **Unteren Meeresmolasse** und (im Anschluss an eine kurze Meeresrezession) Konglomerate (Nagelfluh) der **Unteren Süßwassermolasse** (Abb. c). Ein erneuter Anstieg des Meeresspiegels liess im Miozän einen langgestreckten Meeresarm entstehen, der vom Mittelmeer entlang der Alpenfront über das spätere Schweizer Mittelland bis zum Wiener Becken verlief. Die **Obere Meeresmolasse** wurde in diesem Meer in einem Regime starker Gezeitenströmungen abgelagert. Ihr Pendant südlich der Alpen ist die **Molasse von Como** mit ihren Riesenkonglomeraten, deren Gerölle einen Durchmesser von bis zu einem Meter aufweisen können.

Zeuge des letzten Zyklus der Molassesedimentation ist die **Obere Süßwassermolasse**, die am Ende des mittleren Miozäns abgelagert wurde. Sie ist heute nur im östlichen Teil des Mittellandes erhalten. Die letzten Meeresablagerungen in der Schweiz sind die **Balerna-Tone** aus dem Pliozän (ca. 5 bis 2,6 Millionen Jahren) im äußersten Süden des Kantons Tessin.



**Abbildung c:** Erosion der alpinen Decken, Bildung der Unteren Süßwassermolasse und der Como-Molasse (Oligozän - Unteres Miozän).

**Eiszeiten:** Vor 2,6 Millionen Jahren, zu Beginn des Pleistozäns, kühlte sich das Klima deutlich ab und wechselte zu arktischen Verhältnissen. Zusammen mit den Eisschilden der Kontinente auf der Nordhalbkugel (Skandinavien, Schottland, Laurentia) wuchsen die Alpengletscher an und sandten ihre Zungen in die Alpentäler, in das Schweizer Mittelland und manchmal bis in den Jura, sowie in die Täler südlich der Alpen (Abb. d). Eiszeiten und Zwischeneiszeiten lösten sich im Rhythmus der Schwankungen der Erdumlaufbahn um die Sonne und der Neigung der Erdachse ab. Vor gut 20'000 Jahren fanden sich die Gletscher zum letzten Mal mit ihrer maximalen Ausdehnung. Dann schmalzten die Gletscherzungen und erreichten vor 11'700 Jahren, am Übergang zum Holozän (der Nacheiszeit), ihre heutige Ausdehnung.



**Abbildung d:** Maximale Ausdehnung der Alpengletscher während des mittleren und oberen Pleistozäns. Mittleres Pleistozän (Gletscherfronten): Preusser et al. (2011), Penck & Brückner (1901/1909); Oberes Pleistozän (Relieffkarte): Bini et al. (2009, copyright swisstopo). Die Karte unterscheidet nicht zwischen den verschiedenen Kaltphasen der letzten Eiszeit (Birrfield-Würm).



Seit dem Ende der letzten Eiszeit (während dem Holozän) schwankt das Klima mit Amplituden der globalen Temperatur von wenigen Grad Celsius. Nach einem warmen Mittelalter mit fast eisfreien Alpengipfeln begann der letzte Gletschervorstoß während der "Kleinen Eiszeit" in den Alpen im 14. Jahrhundert, verstärkte sich im 16. Jahrhundert und endete um das Jahr 1850. Seitdem erwärmt sich die Erdatmosphäre, und zum ersten Mal in der Erdgeschichte ist die Erwärmung nicht ausschließlich natürlichen Ursprungs, sondern wird auch durch den Ausstoß von Treibhausgasen, die Rodung des Waldes, die Austrocknung von Agrarlandschaften, die Rückhaltung von Nährstoffen aus der Erosion der Kontinente in Stauseen und andere menschliche Aktivitäten beeinflusst.

-----

Dies ist eine kurze Zusammenfassung der jüngsten Erdgeschichte der Schweiz, wie wir sie aus geologischen Zeugen, Gesteinen und Fossilien sowie geochemischen Signalen ableiten. Sie zeugen von dynamischen Ökosystemen und einem Zusammenspiel geologischer und biologischer Prozesse, die über Millionen von Jahren sowohl auf kontinuierliche Veränderungen als auch auf extreme, katastrophale Ereignisse reagierten und so die physische Umgebung und Nahrung für ein immer vielfältigeres Leben bereitstellten.

Dieser Führer bietet eine Reise durch die Zeugnisse der Erdgeschichte in der Schweiz. Er zeigt geologische Phänomene und Landschaften, Museen, Bergwerke und andere Zeugen der Erdgeschichte, in denen die geologische Geschichte veranschaulicht wird, vom tropischen Regenwald bis zu den Salzwüsten, vom Alpenmeer, der Alpenfaltung und der Erosion der Bergketten bis zu den Eiszeiten und dem jüngsten Rückgang der Gletscher!

# A. Der Film der Erdgeschichte der Schweiz

Jeder Ort auf dieser Erde hat seine geologische Geschichte. Das Universum entstand vor 13.81 Milliarden Jahren, das Planetensystem und die Erde vor 4.54 Milliarden Jahren. Die geologische Geschichte des Fleckens Schweiz hat an sich auch eine lange Geschichte, aber einzig die letzten etwa 300 Millionen Jahre sind hinreichend dokumentiert, um einen lückenlosen Film der geologischen Entwicklung zu drehen. Die Schweiz ist ein Alpenland, geographisch und geologisch. Ihre Geschichte möchten wir hier so erzählen, als hätten wir sie selbst erlebt. Allerdings gerafft, wie in einem Kurzfilm.

## 1. Karbon (359 – 299 Millionen Jahre)

Wir setzen uns vor 320 Millionen Jahren, gegen Ende der **Karbonzeit** auf einen langgezogenen Bergrücken aus der sogenannten herzynischen Gebirgsbildung, etwas südlich des Nordostschweizer Faltenjuras gelegen und schauen um uns. Wir befinden uns mitten im tropischen Regenwald, unter Farnbäumen, im Dickicht der Schachtelhalme (Abb. A 1). Große Libellen schwirren durch die feuchte Luft. Die Temperaturen liegen jahraus, jahrein zwischen etwa 25 und 30°C. Die Tage und die Jahreszeiten gleichen sich hier, am Äquator.



**Abbildung A 1:** Die Schweiz im Karbon, eine Rekonstruktion von Oswald Heer (1865).

### **Geowanderung (Kapitel C):** 1. Tropenwälder im Karbon

In nördlicher Richtung entdecken wir eine etwa 10 bis 15 km breite, Ost-West orientierte Senke, mit moorigem Untergrund. Hier sammeln sich die auf den Hügeln abgetragenen sandig-tonigen Sedimente und die durch Flüsse eingetragenen Pflanzenreste an. Sie zersetzen sich wegen der noch rudimentären mikrobiellen Tätigkeit kaum und werden

Ära	Periode	Epoche	Stufe	Mio Jahre	
Känozoikum	Quartär	Holozän		0.01	
		Pleistozän			
	Neogen	Miozän	Pliozän		2.6 5
			Messinian		
			Tortonian		
			Serravallian		
			Laghian		
			Burdigalian Aquitanian		
	Paläogen	Oligozän	Chattian		23
			Rupelian		
Eozän		Priabonian		34	
		Bartonian Lutetian Ypresian			
	Paleozän		56		
Mesozoikum	Kreide	Ob. Kreide	Maastrichtian	65	
			Campanian		
			Santonian		
			Coniacian		
			Turonian		
			Cenomanian		
		Untere Kreide		100	
	Jura		Malm	145	
			Dogger		
			Lias		
Trias		Obere Trias	200		
		Mittlere Trias			
		Untere Trias			
Perm		Oberes Perm	252		
		Unteres Perm			
Karbon		Oberes Karbon	299		
		Unteres Karbon			
				359	

**Abbildung A 2:** Zeittabelle der geologischen Geschichte der Schweiz.

später unter der Überlast weiterer Sedimente zu Kohleflözen umgewandelt. Die Depression ist durch einen tektonischen Graben bedingt, der sich ständig weiter absenkt, der sogenannte «Nordostschweizer Permokarbon-Trog», wie wir ihn heute nennen. Die südliche Hemisphäre der Erde ist südlich des 55. Breitengrades mit einer mächtigen Eiskalotte bedeckt. Diese hinterlässt allerdings in der tropischen Schweiz keine Spuren.

In den Alpen finden sich heute verschiedene ehemalige Geländemulden der Karbon- und Permzeit. Schöne Pflanzenfossilien kennt man aus den Glarner, Berner und Walliser Alpen, wo lokal sogar Kohleflöze abgebaut wurden.

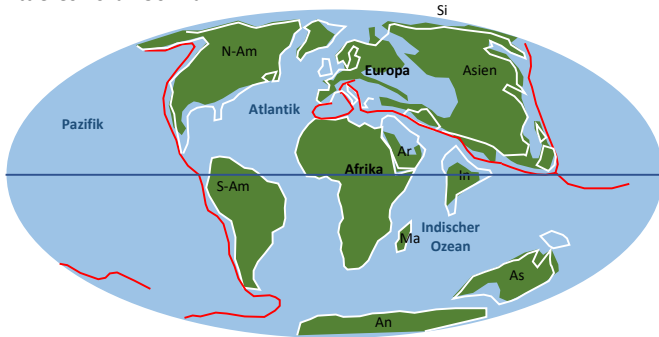
## 2. Perm (299 – 252 Millionen Jahre)

Die Jahrtausende gehen ins Land und das Klima wird trocken. Wir sind im **Perm** (vor 299 Millionen Jahren) angekommen. Dank der Kontinentalverschiebung ist die Schweiz vom Äquator abgedriftet, bis auf die Höhe der heutigen Sahara. Das Klima ist heiss und trocken. Fallen Niederschläge, so geschieht dies in seltenen Güssen von Monsunregen. Die Vegetation ist dünn und beschränkt sich weitgehend auf die Flusstäler. Der rote Boden besteht aus Schwemmsedimenten von tonigem Sand und Kies (Abb. A 3). Eine trostlose Landschaft! Der Beobachter auf seinem herzynischen Hügel stellt fest, dass dieser durch die Erosion allmählich abgetragen und der daraus entstehende sandige Schutt in den Permokarbon-Trog verschwemmt wird, wo er zeitweise ein Delta in einem Inlandsee aufschüttet. Im seichten See tummeln sich urtümliche Fische mit dicken Schuppen. Sie liefern die ältesten Wirbeltierfossilien der Schweiz, die 1983 in der Nagra-Bohrung Weiach in einer Tiefe von 1312 m entdeckt wurden. Die Schweiz bleibt weit entfernt vom sanften Anstieg des Meeresspiegels und der Bildung der mächtigen Salzlager des Zechsteins in Norddeutschland.

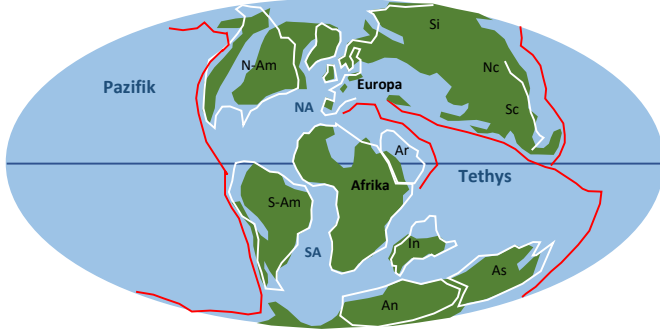


**Abbildung A 3:** « Rote Wüste » im Süden Marokkos, ähnlich einer Landschaft im Perm der Schweiz.

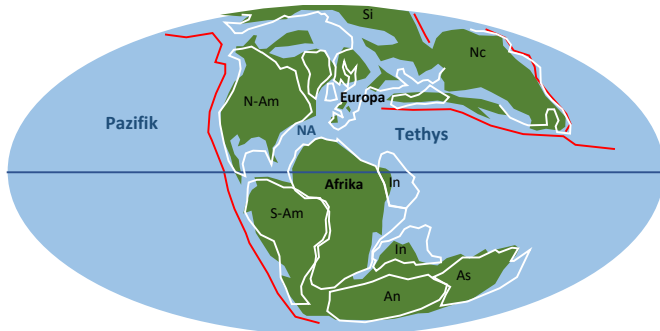
Mittleres Eozän 50 Ma



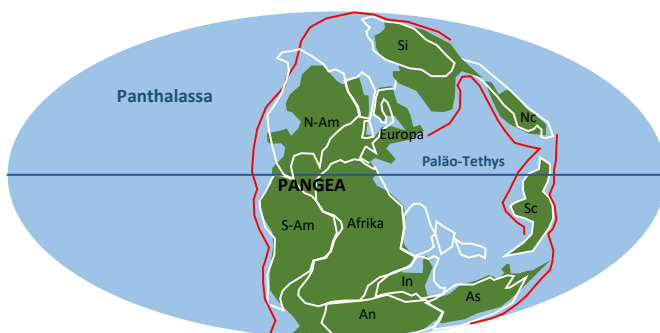
Obere Kreide 94 Ma



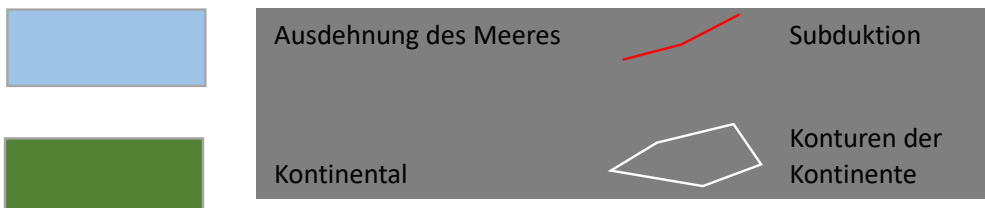
Oberer Jura 152 Ma



Oberes Perm 255 Ma



- An: Antarktik
- Ar: Arabische Halbinsel
- As: Australien
- In: Indien
- Ma: Madagaskar
- Nc: Nordchina
- N-Am: Nordamerika
- Sc: Südchina
- S-Am: Südamerika
- Si: Sibirien



**Abbildung A 4:** Rekonstruktion der Position der Kontinentalplatten, vom späten Perm (vor 255 Millionen Jahren) bis zum Eozän (vor 50 Millionen Jahren). Vereinfacht nach [www.scotese.com](http://www.scotese.com).

Weltweit ist das Perm geprägt durch intensiven Vulkanismus. Dieser ist auch in der Schweiz belegt, etwa durch Gerölle vulkanischen Ursprungs in den Sedimenten des alpinen Verrucano. Im Süden des Tessins finden sich Zeugen eines Vulkans in der Form von Erstarrungsgesteinen und vulkanischen Sedimenten, im Speziellen «Ignimbriten», d.h. von verbackenen Vulkanschlacken.

### Geowanderungen (Kapitel C):

2. Rote Wüsten im Perm
3. Perm-Vulkan von Lugano

## 3. Trias (252 – 201 Millionen Jahre)

Der Übergang vom Perm zur **Trias** (vor 252 Millionen Jahren) entspricht einer grossen Krise der Biodiversität. Vor allem in den Meeren sterben zahlreiche Tierarten in der Folge katastrophaler Vulkanausbrüche aus. In der Schweiz ist dieses Massensterben in den fossilleeren Wüstenablagerungen nirgends belegt. Es ragen nunmehr nur noch schwache Reliefs aus der subtropisch heissen Wüstenebene. Flüsse verschwemmen den roten und weisslichen Sand auf den weiten Schwemmebenen und bilden den künftigen Buntsandstein.

Doch am Anfang der Mittleren Trias ändert sich das Landschaftsbild: Der weltweite Anstieg des Meeresspiegels führt zur Überflutung eines grossen Teils Zentraleuropas. Der Beobachter in der Nordschweiz muss sich auf die Arche Noah retten und treibt nun auf einem wenige Meter tiefen Meer, in dem sich Kalkschlamm mit zahlreichen Muscheln ablagert (Unterer Muschelkalk). Diese Meeresstransgression ist allerdings von kurzer Dauer: Bei absinkendem Meeresspiegel bleiben weite Lagunen und Salzseen zurück, in denen sich Dank der durch Verdampfung verursachten Übersalzung des Wassers Gips und teilweise



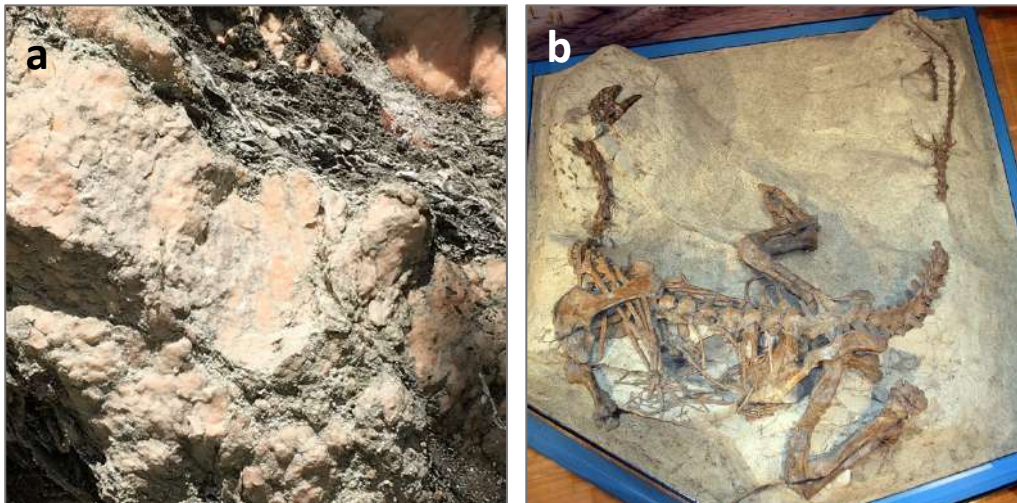
**Abbildung A 5:** *Sebkha El Melah, Tunesien (Foto: E. Davaud, Bardonnex).*

auch Steinsalz ablagern. Während eines erneuten, nur wenige Millionen Jahre dauernden Anstiegs des Meeres lagert sich in einem seichten, mit Crinoïdenrasen bewachsenen Meer, der Obere Muschelkalk ab. An der Grenze von der Mittleren zur Oberen Trias zieht sich das Meer erneut zurück und hinterlässt wiederum eine Wüstenlandschaft mit Sebchas wo sich Salz und Gips bilden können (Abb. A 5, 6a).

#### **Geowanderungen (Kapitel C):**

4. Salzpflannen und Sebchas der Trias
5. Crinoidengarten im Muschelkalkmeer
6. Die Tethys bricht in die Süd- und Ostalpen ein
7. Fischeosaurier vom Monte San Giorgio
8. Plateosaurier von Frick
9. Saurierspuren von Vieux-Emosson

In der späten Trias rennen Saurier über die weiten Schwemmebenen von feinem, tonigem Schlamm; sie bevölkern heute das Sauriermuseum in Frick (Kanton Aargau, Abb. A 6b). In gewundenen Flussläufen lagern sich rote Sande und Reste von Schachtelhalmen ab, deren Pflanzen die Flussläufe säumen.



**Abbildung A 6a:** Gipsablagerungen aus der Sebcha im aargauischen Tafeljura im Grenzbereich Mittlere / Obere Trias.

**b:** Plateosaurus engelhardti im Sauriermuseum von Frick ([www.sauriermuseum-frick.ch](http://www.sauriermuseum-frick.ch)).

Während der Trias bricht im paläogeographischen Raum der Ost- und Südalpen das Tethysmeer von Osten ein (Abb. A 4). Dieses Ereignis signalisiert den Beginn der Öffnung des Alpenmeers zwischen Afrika und Europa. Weltberühmt sind die am Monte San Giorgio entdeckten Fischeosaurier (siehe Kapitel C). Die Obere Trias ist hier durch ihre bis 2 km mächtigen, durch Cyanobakterien (Stromatolithen) gebildeten Dolomitablagerungen charakterisiert.

## **4. Jura (201 – 145 Millionen Jahre)**

Vor 201 Millionen Jahren, am Anfang des **Jura** genannten Zeitabschnittes der Erdgeschichte, setzt ein Anstieg des globalen Meeresspiegels ein, welcher das Geschehen an der Erdoberfläche während 135 Millionen Jahren diktieren wird. Dieser Anstieg ist durch die intensive vulkanische Aktivität auf den mittelozeanischen Rücken bedingt,

welche von (im geologischen Massstab) relativ raschen Verschiebungen der Platten zeugt: Zwischen Europa und Afrika öffnet sich das Alpenmeer als Konsequenz des Auseinanderdriftens der beiden Kontinente, verbunden mit einer seitlichen gegenseitigen Verschiebung im Gegenuhrzeigersinn (Abb. A 4, 17). Gleichzeitig öffnet sich ab dem Jura zuerst der Nordatlantik und, in der Kreide ab etwa 145 Millionen Jahren, der Südatlantik.

Dieser Anstieg des Meeresspiegels hat zur Folge, dass sich weite Teile Europas, aber auch der anderen Kontinente, in ein Schelfmeer verwandeln. Einzig alte Massive aus der herzynischen Gebirgsbildung, wie das Französische Zentralmassiv, oder das Böhmisches Massiv ragen über den Meeresspiegel hinaus.

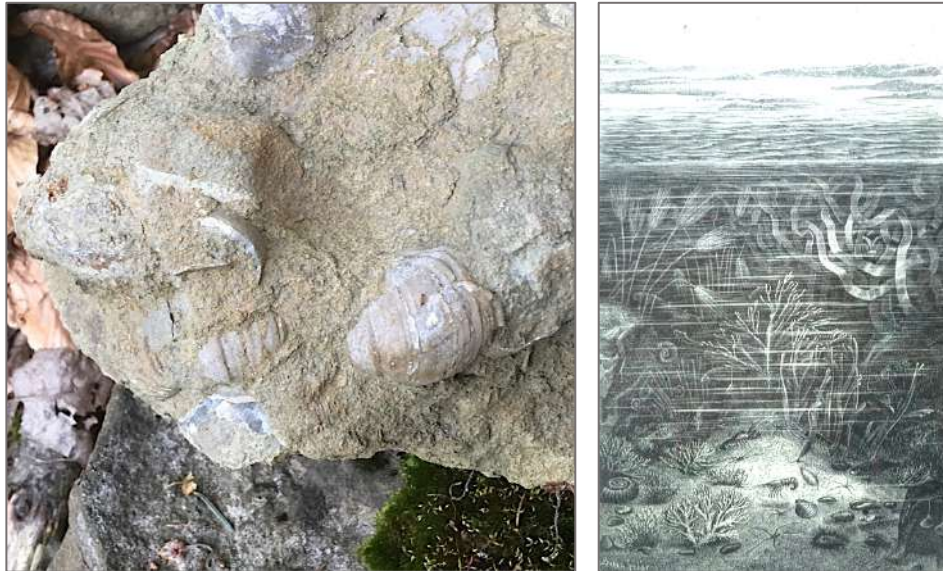


**Abbildung A 7:** Mangroven an der Pazifikküste von El Salvador. Zu Beginn des Lias fanden sich im ansteigenden Meer der Nordschweiz ähnliche Verhältnisse, wobei es damals allerdings noch keine bedecktsamigen Pflanzen gab (Foto: Michel Wildi).

Selbst wenn in einem Gebiet der Ausdehnung der Schweiz, oder gar Europas, sehr unterschiedliche Verhältnisse herrschten, können aus der geologischen Überlieferung einige typische Züge der Entwicklung dieses Meeres abgeleitet werden.

Im **Lias** (Unterer Jura, ab 201 Millionen Jahren) bleibt das Meer über den europäischen Kontinentalrand und Zentraleuropa hinweg seicht. Die Sedimentgesteine und Fossilien («Insektenmergel») erinnern stellenweise an eine Mangrovenküste (Abb. A 7). Der rasche Anstieg des Meeresspiegels manifestiert sich darin, dass bereits in den ersten Gesteinsschichten über den Insektenmergeln die ersten Ammoniten der Gattung *Psiloceras*, etwas später die metergrossen *Arietes* auftreten, zusammen mit den urtümlichen Austern der Gattung *Gryphaea* (Abb. A 8). Im ost- und südalpinen Raum sackt der Meeresboden teilweise rasch ab und es bilden sich tiefere Meeresbecken.





**Abbildung A 8 a:** Gryphäenalkalithen im Aargauer Faltenjura, die ersten im offenen Meer abgelagerten Sedimente im Jurameer (Wildi & Lambert 2019). **b:** Meerestransgression im Lias; Rekonstruktion durch Oswald Heer (1865).

In der Schweiz bleibt einzig die Region über und um das künftige Aarmassiv trocken («Alemannisches Land»).

Am Ende des Lias leidet das Meer in Zentraleuropa und England an Sauerstoffmangel. Die zu dieser Zeit abgelagerten Posidonienschiefer sind blätterig fein geschichtet und reich an gut erhaltenen Fossilien wie Muscheln, Ammoniten, Knochenfischen und Ichthyosauriern.

Der **Dogger** (Mittlerer Jura, vor 164 Millionen Jahren) beginnt im Schelfmeer in der Region des heutigen Juragebirges im Norden bis zum Helvetikum im Süden (Abb. A 17) mit der Ablagerung von schwarzem Ton, in Wassertiefen von mehreren Zehnern von Metern (ev. mehr als 100 m?). Im Juragebirge wird diese Formation nach dem Ammoniten *Leioceras opalinum* als Opalinuston bezeichnet.

Sodann ändert sich das Landschaftsbild unter der Wasseroberfläche radikal: Das liguro-piemontesische Tiefseebecken öffnet sich zwischen Europa und Afrika (Abb. A 4, 17). Der Kontinentalrand im Süden des Alpenmeeres, d.h. im Ostalpinen und Südalpinen Raum sinkt ab und vulkanische Basalte ergiessen sich auf dem vermutlich etwa 4000 m tiefen Ligurischen Tiefseeboden (die «Ophiolite» der Alpengeologie). In diesem tiefen Meer sind die Kalkschalen der Meeresfauna chemisch instabil, sodass einzig Fossilien mit Kieselskelett erhalten bleiben, wie etwa die einzelligen Radiolarien, und vermischt mit feinem, rotem Schlamm sogenannte Radiolarite bilden (Abb. A 9).

Am nördlichen Rand des ozeanischen Beckens fallen steile Abhänge von der Briançonnais-Plattform in die Tiefe ab. An diesen Steilhängen lagern sich mächtige Brekzien, bestehend aus dem Erosionsschutt der Briançonnais-Plattform ab (Abb. A 10 a, b). Heute finden sich diese Ablagerungen in der sogenannten «Brekziendecke» («Nappe de la Brèche») der Préalpes Romandes und in der Falknis-Decke in Graubünden.

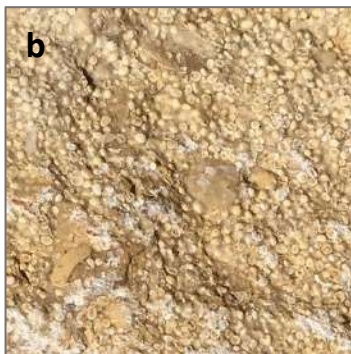
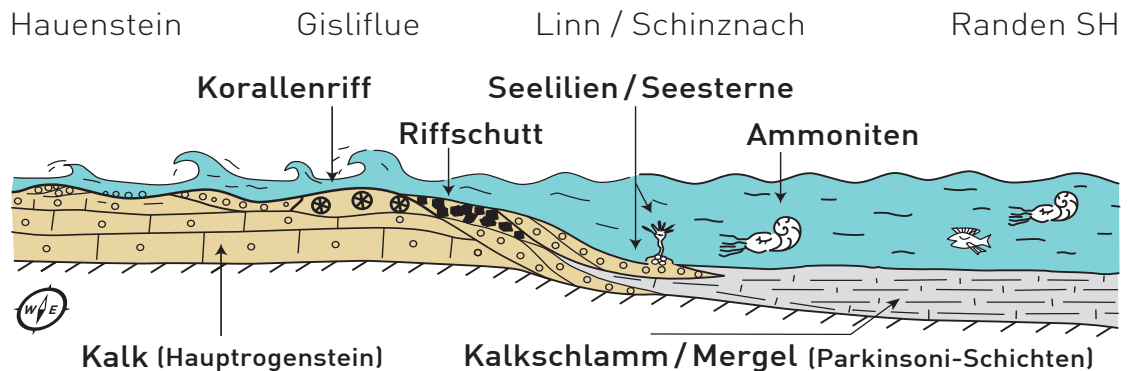


**Abbildung A 9:** Radiolarite: Tiefseesedimente in der Tsate-Decke (Wallis, Photo: M. Sartori).



**Abbildung A 10:** Brekzien, die sich an den steilen Hängen zwischen der Briançonnais-Plattform und dem tiefen ligurisch-piemontesischen Becken bildeten; **a:** feine Brekzien mit Trümmern aus metamorphen Schiefern, gelben Dolomiten und grauem Kalkstein; **b:** Fazies mit großen grauen Kalksteinelementen (Brèche du Chablais, Praz de Lys).

Im Schelfmeer des heutigen Juragebirges baut sich von Westen gegen Osten eine Karbonatplattform auf. Im östlichen Kanton Aargau kann man dies im Feld anhand der wandernden Grenze zwischen dem sogenannten Hauptrogenstein (seichtes Meer) und den Parkinsoni-Schichten (mehrere Zehner von Metern tiefes Meer) im Feld nachvollziehen (Abb. A 11).

**a**

**Abbildung A 11 a:** Von Westen nach Osten vorstossende Plattform des Hauptrogensteins im östlichen Jura (Mittlerer Dogger); **b:** Hauptrogenstein bestehend aus Ooiden (Kügelchen aus konzentrischen Kalkschichten, Durchmesser: 1-1.5 mm) gebildet im Wellenbereich des seichten Meeres; **c:** Einzelkoralle aus dem Korallenriff an der Gisliflue (Durchmesser etwa 2 cm, Wildi & Lambert 2019, Abb. 47, 48). **d:** Luftphotos von Oolithsandwellen im seichten Meer der Bahamas (<https://de.wikipedia.org/wiki/Datei:Eleuthera.jpg>).

Am Ende des Doggers steigt der Meeresspiegel kräftig an, während dem die Ausfällung von Kalk zurückgeht. In weiten Gebieten Europas wird von einem entfernten kontinentalen Gebiet (vermutlich von Osten?) feines Material aus einer chemischen Gesteinsverwitterung eingeschwemmt. Es enthält neben Tonmineralien reichlich Eisenoxyd. Dieses fällt an oolithischen Kügelchen gebunden aus und bildet etwa die historisch wichtigen Erzlagerstätten in der Lorraine (Frankreich). In der Schweiz findet sich das grösste Vorkommen im Tafeljura von Herznach, wo das Erz von 1937 bis 1967 ausgebeutet wurde. Das Gestein ist reich an gut erhaltenen Ammoniten (Abb. A 12).



**Abbildung A 12:** Ammonitenhorizont im Bergwerk von Herznach (Bilder: Geri Hirt, Linn, in: Wildi & Lambert 2019).

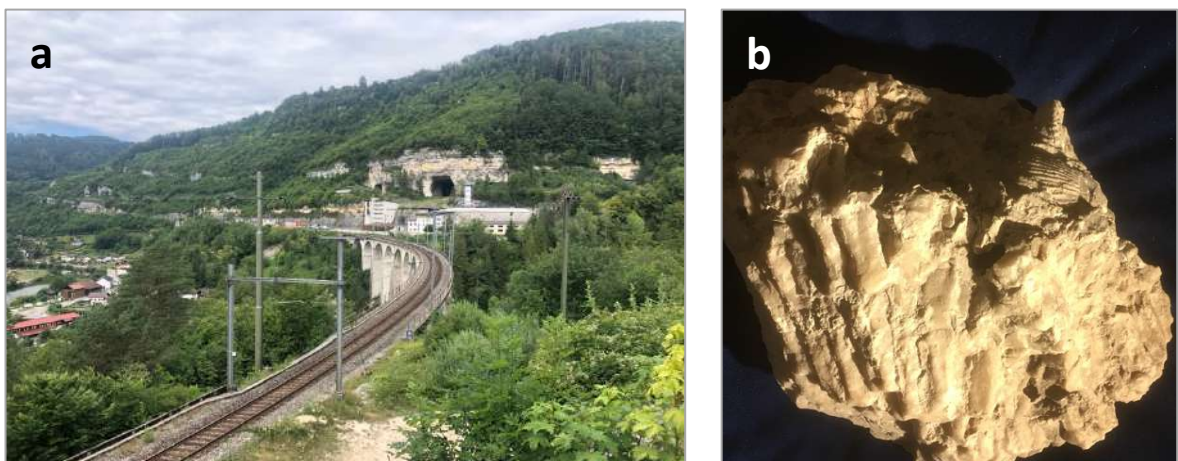


**Abbildung A 13:** Mergel- und Kalkablagerungen im östlichen Teil des Jura: Effinger-Schichten (Oxfordian) im Steinbruch Schümel, Holderbank (Wildi & Lambert 2019); *Perisphinctes*, ein häufiger Ammonit (<https://en.wikipedia.org/wiki/Perisphinctes>).

Der **Malm** (Oberer Jura, 164 – 145 Millionen Jahre) ist in den epikontinentalen Meeren weltweit eine Periode der grossen Karbonat-Plattformen, der Ablagerung von Kalk und Mergeln. Auf der Arabischen Plattform bilden sich riesige Kohlenwasserstoffvorkommen (Erdöl und Gas). Auch ein Teil der Öl- und Gasreserven der Nordsee stammen aus dieser Zeit.

In der Schweiz, und insbesondere in den Alpen, ist der Gehalt der in diesen Gesteinen enthaltenen Information je nach der Intensität der Umwandlung im Rahmen der Alpenfaltung recht unterschiedlich: Im Jura sind die Sedimente und ihre Fossilien bestens erhalten. Ihr Informationsgehalt nimmt hingegen in den Alpen von den höchsten zu den tiefsten und am meisten deformierten Decken und ihren Gesteinen ab.

Neben mergelig-kalkigen Ablagerungen in Wassertiefen von mehreren Zehnern von Metern (z.B. die Effinger-Schichten, Abb. A 13) im Ostjura, kennt man im Westen, auf der

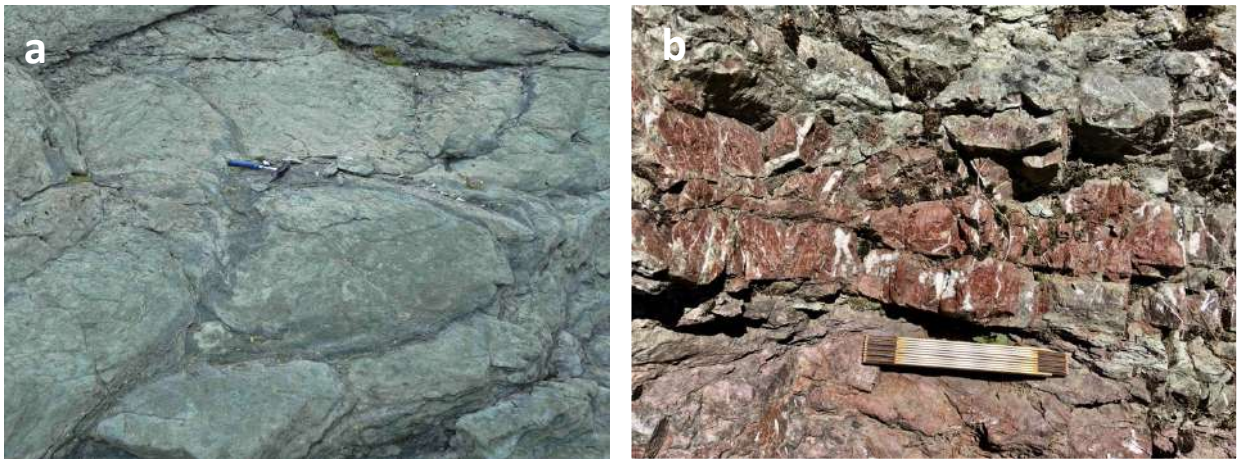


**Abbildung A 14 a:** Korallenkalk von St. Ursanne, Eingang zum ehemaligen Untertagesteinbruch der Usine de Chaux (Photo: Marcos Buser). **b:** Korallenstock (Oxfordian) aus dem Portalbereich des Steinbruchs.

sogenannten Raurakischen Plattform, Korallenriffe. Eines dieser Riffe bildet etwa die Felswände oberhalb des Bahnhofs von St-Ursanne (Abb. A 14). Es wurde durch die *Usine de Chaux* als Rohstoff abgebaut.

Die diesen Schichten entsprechenden Gesteine sind in den Helvetischen Decken oft stark deformiert und rekristallisiert. Sie lassen weniger Schlüsse auf das Ablagerungsmilieu zu, aber es finden sich auch hier Korallenkalke und Ablagerungen des tieferen Schelfes.

Im tiefen liguro-piemontesischen Ozean des Alpenmeeres (Abb. A 17) erstarren basaltische Laven zu Kissenlaven (*Pillow Lava*, Abb. 15 a). Radiolarite bilden sich aus feinem, oft rotem Tiefseeschlamm (Abb. A 15 b) und finden sich auch in den Ost- und Südalpen.

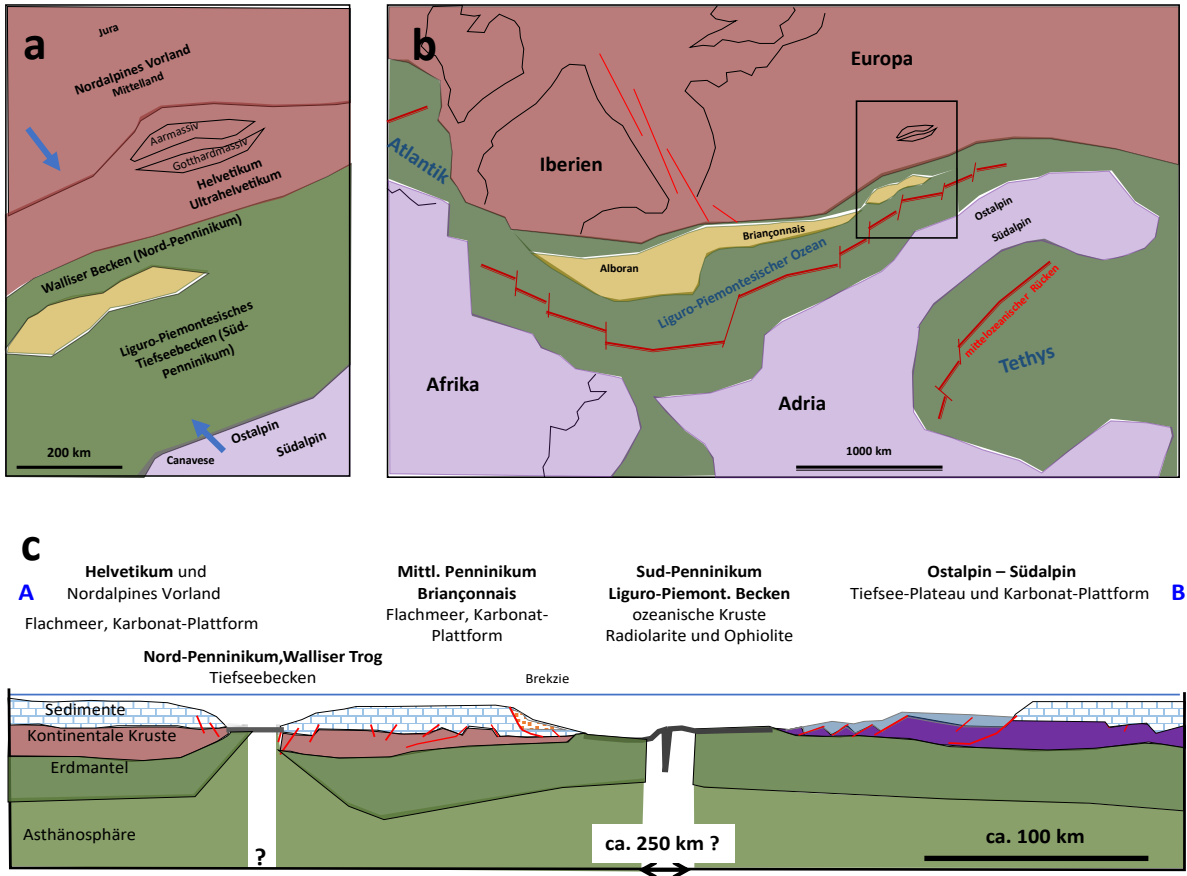


**Abbildung A 15:** Ozeanische Pillow-Lava, Mont des Ritses (Nappe du Tsaté, Evolène, photo M. Marthaler); Radiolarite in den Préalpes romandes ( »Nappe supérieure « , Dogger – Malm, im Süden des Jaunpasses).



**Abbildung A 16:** Dinosaurierspuren auf den Kalksteinplatten in Courtedoux (Jura), Oberster Malm.

Am Ende der Jurazeit befindet sich die Raurakische Plattform auf der Höhe des Meeresspiegels. Es entstehen seichte Lagunen, flache Inseln und schlammige, teilweise bewachsene Küstenebenen.



**Abbildung A 17 a:** Palinspastische (geometrische) Rekonstruktion des Alpenmeeres im späten Jura (um 150 Millionen Jahre; Pfeile: Profilsur Abb. A 17 c).

**b:** Das Alpenmeer (schwarzer Rahmen: Abb. A 17 b) in seinem paläogeographischen Kontext während dem späten Jura (ca. 150 Mio Jahre, Wildi & Uttinger 2019).

**c:** Schematischer, nicht massstäblicher geologischer Schnitt durch das Alpenmeer im späten Jura (aus Wildi 2020, leicht modifiziert); Profilsur Abb. a.

Diese Ablagerungen wurden früher als « Purbeckien » bezeichnet (heute: Goldberg-Formation). Der Gesteinshorizont enthielt teilweise Gips, der allerdings heute aufgelöst ist, sodann zahlreiche Spuren einer zeitweisen Trockenlegung, wie schwarze Gerölle, Pflanzenwurzeln und Wirbeltierknochen.

Die Dinosaurierspuren von Courtedoux (Jura, Abb. A 16) finden sich in einer stratigraphisch leicht tieferen Position (Reuchenette-Formation) als das Purbeckien. Auch sie zeugen von dieser kurzzeitigen Verlandung der Landschaft.

### Geowanderungen (Kapitel C):

10. Das Ligurische Tiefseebecken am Marmorerasse
11. Die südalpine Tiefsee in der Breggiaschlucht
12. Eisenerz und die Ammonitennekropole von Herznach
13. Korallenriffe im Jura
14. Saurierspuren im Jura

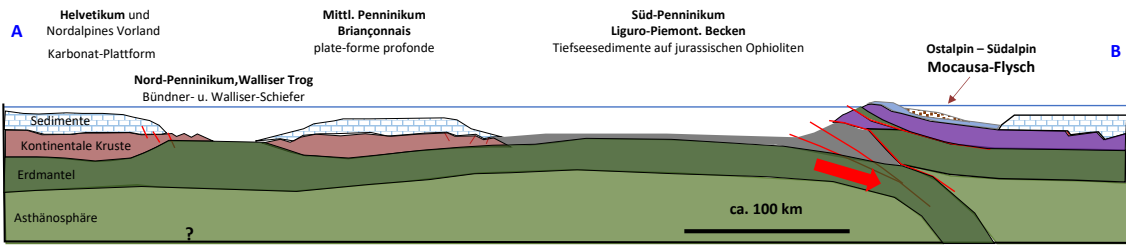
## 5. Kreide, 145 – 66 millions d'années

Die Kreidezeit ist die Zeit, in der der globale Meeresspiegel am höchsten ist und bis zu 250 m über dem heutigen Niveau liegt (Abb. B 8). In dieser Zeit öffnet sich der Südatlantik (Abb. A 4), und zwischen Afrika und Südamerika bildet sich neuer Meeresboden mit Basaltlava. Die Hitze dieses Vulkanismus lässt die mittelozeanischen Rücken anschwellen (Abb. B 3). Die thermische Ausdehnung der Rücken erklärt den Anstieg des Meeresspiegels: Das Volumen der Ozeanbecken ist so stark geschrumpft, dass das Meer überbordet und die Kontinente überflutet.

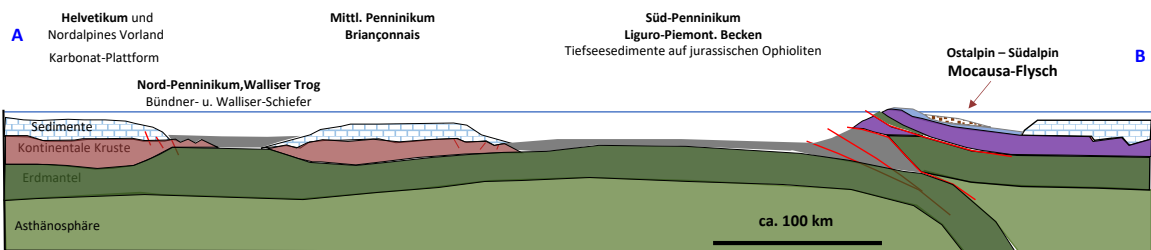
Die Öffnung des Südatlantiks hat jedoch noch eine weitere Folge, die das Alpenmeer und die Schweiz direkt betrifft: Der afrikanische Kontinent rotiert im Gegenuhrzeigersinn und nimmt das Alpenmeer in die Zange. Vor etwa 120 Millionen Jahren bildet sich südlich des Liguro-piemontesischen Beckens eine Subduktionszone (Abb. A 4, B 7) - ein erstes Anzeichen für die Entstehung der Alpen - in der die noch junge ozeanische Kruste des Ligurischen Beckens unter dem afrikanischen Kontinent verschluckt wird. Diese Subduktion markiert den Beginn der alpinen Faltung (der alpinen Orogenese). Die Verengung des Liguro-piemontesischen Beckens führt zur Bildung eines Inselbogens (Abb. A 19; Wildi 2022). Dieser Bogen erreicht vor 100 Millionen Jahren die südlichen Voralpen der Romandie. Auf dem so entstandenen Inselbogen entwickelt sich eine reiche Vegetation. Erosionsschutt wird von den Flüssen bis an den Rand des Meeres transportiert. Gerölle, Sand, Lehm und Pflanzenreste werden in unterseeische Canyons gespült und durch Trübestrome (Sedimentlawinen) zu den Schuttkegeln am Fuß der Abhänge transportiert. So entstehen die ersten Sedimente der alpinen Orogenese, die als "Flysch" bezeichnet werden. Sie sind unter dem alten Namen "Simme-Flysch" am Jaunpass und im Hunsrück zwischen Zweisimmen und dem Dorf Jaun anzutreffen (Abb. A 18, 19). Die Ablagerung von Flysch setzt sich während der gesamten Kreidezeit in den tiefen Graben der Subduktionszonen in den Süd- und Nord-penninischen Becken fort und folgt der fortschreitenden Alpenbildung von Süden nach Norden bis zur Eozän/Oligozän-Grenze vor 34 Millionen Jahren (Abb. A 20, 21, 22, siehe auch Wildi 2022), ganz im Süden der Helvetischen Plattform.



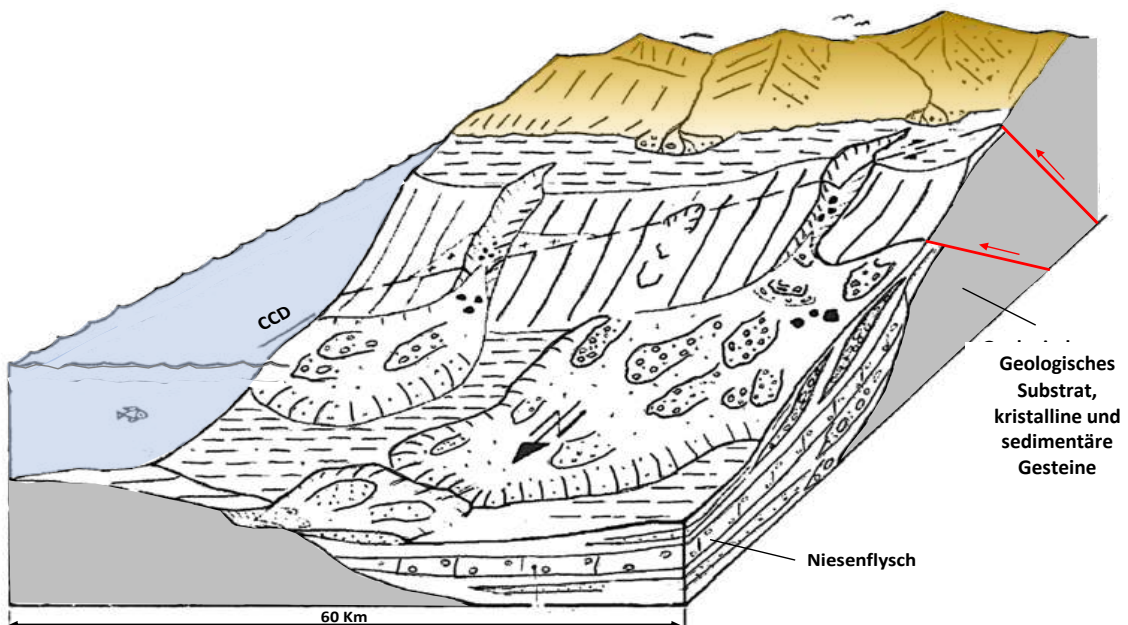
**Abbildung A 18:** Simme-Flysch, Turon, 94 Millionen Jahre; **a:** Verwitterte Oberfläche eines Mocausa-Konglomerats mit perfekt abgerundeten Sedimentkomponenten.  
**b:** 1,5 m mächtige Schicht von Mocausa-Konglomerat an der Straßenböschung am linken Ufer des Lac de Hongrin (Koo. 46.412948 / 7.042757).



**Abbildung A 19:** Schematischer geologischer Schnitt durch das westliche Alpenmeer zu Beginn der Oberkreide (Turon 94, Millionen Jahre); Modell der Entstehung des Mocausa-Flyschs.



**Abbildung A 20:** Schematischer geologischer Schnitt durch das Westschweizer Alpenmeer am Ende der Kreidezeit (Maastricht, 72 - 64 Mio. Jahre); Bildung des Niesen-Flyschs, des Helminthoiden-Flyschs und des Gurnigel-Flyschs.



**Abbildung A 21 :** Paläogeographisches Modell der Flyschsedimentation, Beispiel: Niesen-Flysch (Caron et al. 1989, modifiziert), im Maastricht (vor ca. 70 Mio. Jahren). Das im Becken des Niesen-Flyschs abgelagerte Material ist das Ergebnis der Erosion eines Reliefs, das durch die alpine Subduktion gehoben wurde. CCD: Meerestiefe, bei der Calcit instabil wird.

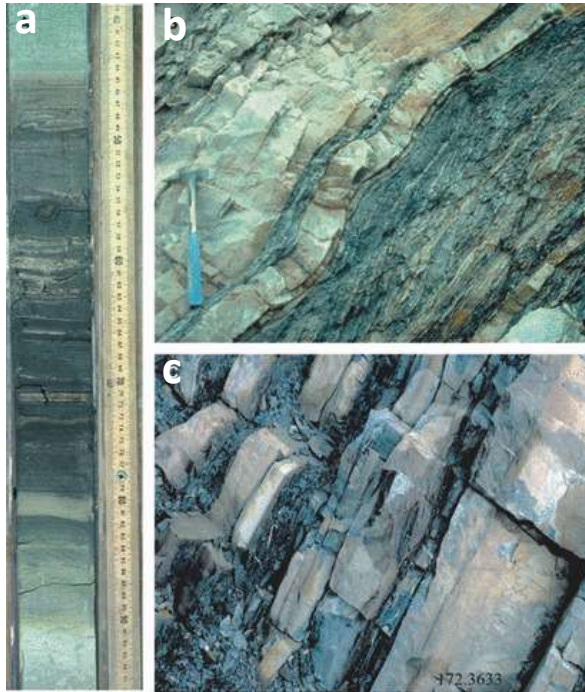




**Abbildung A 22 a:** Feinbankiger Helminthoiden-Flysch, Hunsrück (Préalpes Romandes, Jaunpass, Oberkreide); **b)** Grob gebankter, tektonisch umgekehrter Niesen-Flysch (Sepey, Préalpes Romandes, Oberkreide); **c), d)** Flysch der Gurnigel-Decke (Carrières des Fayaux, Oberkreide); Strömungsmarken auf einer Schichtunterfläche.

Am Ende der Jura- und insbesondere zu Beginn der Kreidezeit finden sich in den tiefen Becken des Alpenmeeres, z.B in den Südalpen, Sedimente mit einer Wechsellagerung von **schwarzen Schiefen (*black shales*)**, reich an organischer Materie und feinkörnigen pelagischen Kalken (Abb. A 23). Die schwarzen Schiefer weisen auf einen Sauerstoffmangel im Tiefenwasser hin. Man erklärt diesen Mangel durch die starke Produktion von Algen und andern Organismen im warmen Oberflächenwasser. Diese Erwärmung wiederum könnte namentlich auf den erhöhten CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre, verursacht durch starken Vulkanismus, zurück zu führen sein. Schwarze Schiefer (*black shales*) findet man in der Unterkreide weltweit in tiefen Meeresbecken. Sie sind wichtige Muttergesteine für Erdöl und Erdgas

Im Verlauf der Unterkreide (im Barremian) installiert sich am europäischen Kontinentalrand eine weite, seichte Meeresplattform, auf welcher sich massive, reine Kalke mit einer reichen Fauna von Austern und anderen Muscheln, Gastropoden, Korallen, etc. ablagern. Im Helvetikum der Ost- und Zentralschweiz wird diese Formation «Schrattenkalk» genannt, in der Westschweiz sprach man von «Urgonien» (heute Vallorbe-Formation). Morphologisch sticht die Formation durch ihre hellen Felswände und in der Anwitterung durch Karstmorphologien hervor (Abb. A 24).



**Abbildung A 23:** Beispiele von schwarzen Schiefen («black shales») in der Literatur: **a:** Bohrkern aus der ODP Bohrung 1049C im Nordatlantik. **b:** Aufschluss von hellen Quarziten und schwarzen Schiefen aus dem Val Ferret (Wallis). **c:** Schwarze Schiefer in Wechsellagerung mit mikritischem Kalkstein aus den Südalpen (Kay 2009).

In der Mitte der Kreidezeit (Apt – Cenoman) ist die Sedimentation auf der Helvetischen Meeresplattform stark reduziert. Es lagern sich kondensierte Sedimente ab, die Garschella-Formation, bestehend aus glaukonit- und apatithaltigen Sandsteinen, Mergeln, Kalken und Phosphoritknollen (Abb. A 25). Aufgrund der geringen Sedimentationsrate finden sich auch zahlreiche Fossilien, namentlich Ammoniten. Starke Meeresströmungen werden als Grund für die Bildung dieser kondensierten Sedimentabfolge erwähnt.

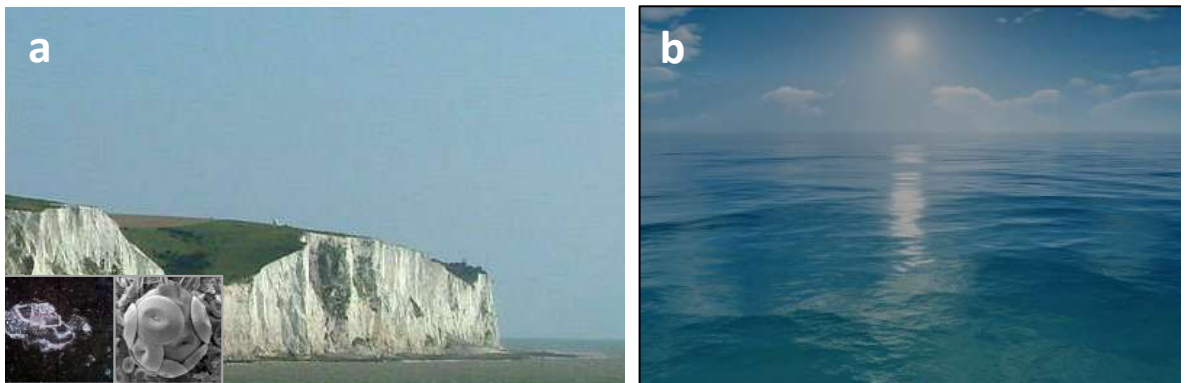


**Abbildung A 24:** Schrattenkalk (Vallorbe-Formation) mit zahlreichen Fossilischaalen und -trümmern, Karstbildung.



**Abbildung A 25:** Garschella-Formation mit Kalkgeröllen und Phosphoritknöllchen auf der Alp Garschella.

Der höchste Meeresspiegel wird im Verlauf der Oberkreide erreicht. Als Zeugen finden sich auf der helvetischen Plattform feinkörnige Kalkgesteine mit planktonischen Foraminiferen welche der Gruppe der *Globotruncana* angehören. Noch eindrücklicher sind wohl die Kreide-Formationen dies- und jenseits des Channels im Süden Englands und im Norden Frankreichs. Hier stehen an den Felskliffs weisse Kreidegesteine, bestehend aus kalkigem Nannoplankton an (Abb. A 26 a).



**Abbildung A 26 a:** Oberkreidestimmung: Kreidekliffs von Douvre ([https://commons.wikimedia.org/wiki/File:White\\_cliffs\\_of\\_dover\\_09\\_2004.jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:White_cliffs_of_dover_09_2004.jpg)), mit stark vergrößerter planktonischer Foraminifere *Globotruncana* und Nannoplankton und; **b:** ein weites, offenes Schelfmeer als Illustration.

Kreidesedimente fehlen im zentralen und östlichen Jura, unter weiten Teilen des Mittellandes und bis auf den nordöstlichen Teil der Helvetischen Plattform. Es stellt sich die Frage: Ragten diese Regionen während der Kreide aus dem Meer? Oder wurden die einst abgelagerten Kreidesedimente vor der Bildung der Molasse erodiert?

Die Kreide endet mit einer ökologischen Katastrophe: Dinosaurier, Ammoniten, Globotruncanen und viele andere Organismen verschwinden in kürzester Zeit von der Erdoberfläche. Als Gründe hierfür werden in der Literatur ein riesiger Meteoriteneinschlag auf der Halbinsel Yucatan und der Trap-Vulkanismus im Süden von Mumbai (Indien), oder allenfalls eine massive biologische Krise aufgeführt.

### Geowanderung (Kapitel C):

#### 15. Turbidite und Flysch der ersten Alpenfaltung

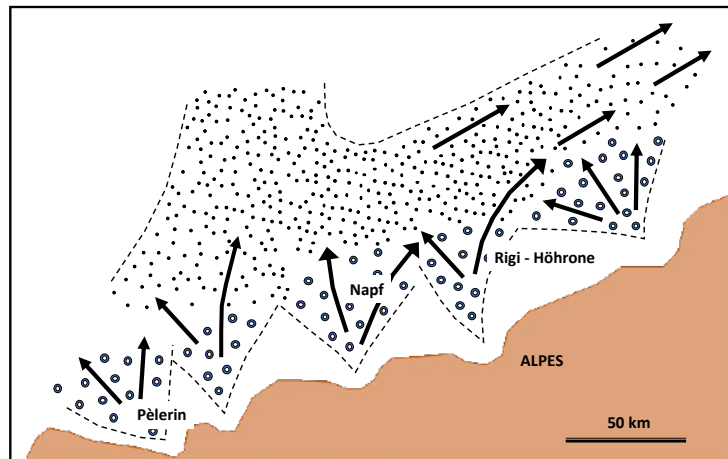
## 6. Paläogen (66 – 23 Millionen Jahre)

Der Übergang von der Kreide zum **Paläogen** (ehemals: Unteres Tertiär) vor 66 Millionen Jahren geht einher mit dem Beginn eines ersten Rückgangs der Temperaturen und des Meeresspiegels (Abb. B 8, B 13). Jura und Mittelland liegen nun über dem Meeresspiegel und sind bei einer mittleren Jahrestemperatur um 15°C mit subtropischer Vegetation bewachsen. Die Verwitterung der Gesteine hinterlässt stark eisen- und teils manganhaltige Verwitterungshorizonte, Bolus genannt (Abb. A 27). Im seichten Meer der Helvetischen Plattform finden sich kleine Riffe, gebildet aus Kalkalgen (Lithotamnien), Nummuliten, Discozyklen und Asterozyklen (alles grosse Foraminiferen mit Kalkskelett). Die schmale Zone der Flyschsedimentation an der Front der alpinen Subduktion wandert aus dem ehemaligen tiefen Alpenmeer gegen Norden und erreicht im späten Paläogen den Raum des Helvetikums. Diese letzten Flysche enthalten Material aus der Erosion von Vulkanen die sich weiter südlich, im Penninikum ihre Aktivität hatten. Die gefleckten Sandsteine dieser Flysche sind als Tavayannaz-Sandsteine bekannt. Aus den darüberliegenden Glarner Dachschiefern stammen die berühmten fossilen Fische, Schildkröten und Vögel des ehemaligen Bergwerks bei Engi.



**Abbildung A 27:** Knollige Eisenerze in Tonsteinen ("Bolus") aus dem Eozän im Faltenjura bei Thalheim (Aargau, Coo 47.43253/8.10074).

Ab dem frühen Oligozän (34 Mio Jahre) migriert die Sedimentation ins Alpenvorland, ins Gebiet nördlich des Aaremassifs, bis ins südliche Mittelland. Hier bildet sich in einem schmalen Ost-West orientierten Meeresarm die **Untere Meeresmolasse**. Dieser Meeresarm wird aber rasch aufgefüllt; der weltweite Meeresspiegel senkt sich gleichzeitig ab, und die mächtigen Schuttfächer der **Unteren Süßwassermolasse** werden vom Mt. Pélerin zum Napf, der Rigi und dem Speer am Alpenrand aufgeschüttet (Abb. A 28, 29).

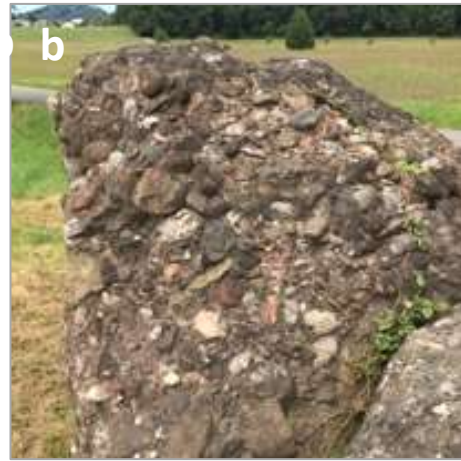


**Abbildung A 28:** Paläogeographie des nördlichen Alpenvorlandes während des unteren Miozäns und der Bildung der Unteren Süßwassermolasse (nach Trümpy 1980, Abb.7).

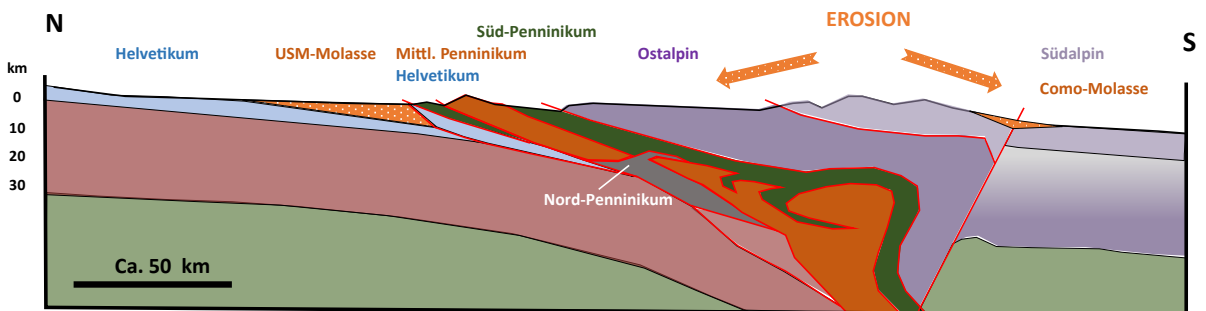


**Abbildung A 29 a:** Untere Süßwassermolasse, Poudingues du Pèlerin mit Sandsteinintervallen auf der Seestraße dem Genfersee entlang, am westlichen Ausgang des Dorfes Rivaz. Gerölle (im Allgemeinen < 10 cm) sind in eine konglomeratische und feinsandige Matrix eingebettet. Die Gerölle sind gut abgerundet (Koo. 46.47439/6.78091, Maßstab: Messer 9 cm.

**b:** Block von Bunter Rigi-Nagelfluh mit zahlreichen roten Radiolarit Geröllen, Vita-Parcours, Goldau (Koo. 47.047053 / 8.0559487).



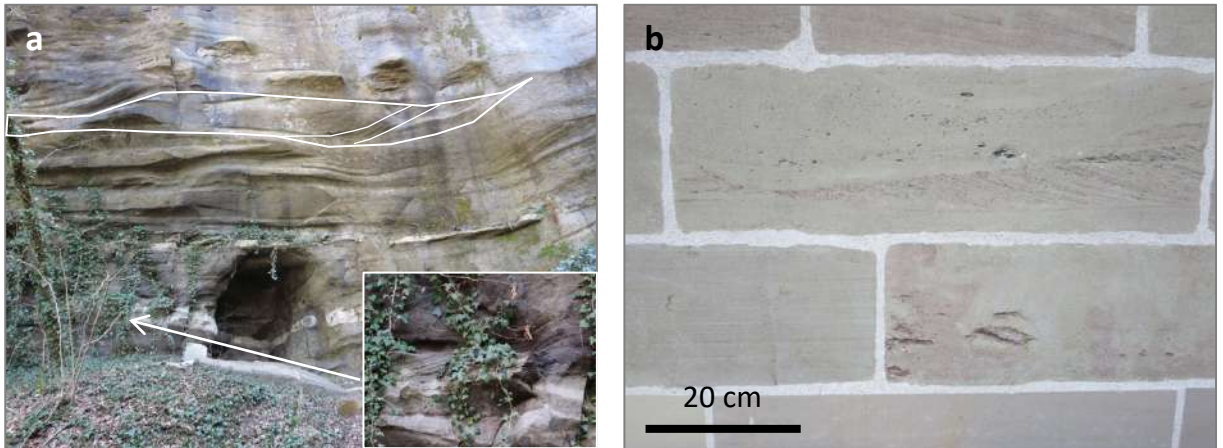
**Abbildung A 30 a:** Die Rigi (hier Rigi Kulm), eine tektonische Schuppe, aus groben Ablagerungen (Konglomeraten oder "Nagelfluh") des Schwemmkegels der Unteren Süßwassermolasse gebildet; **b:** Nagelfluhblöcke finden sich als Findlinge auf Gletschermoränen im Mittelland, hier auf den Stirnmoränen des Reussgletschers zwischen Mellingen und Mägenwil (Kt. Aargau).



**Abbildung A 31:** Oberes Oligozän - unteres Miozän, Erosion der Ostalpinen Decken, Bildung der Unteren Süßwassermolasse (USM) im Norden und der Como-Molasse (Chattien - Burdigalien) im Süden der Alpen.

Im Bereich fern der Alpenfront, dem heutigen Jurafuss entlang und im ganzen Genfer Becken befindet man sich auf der Schwemmebene, mit feinen tonigen und sandigen Ablagerungen. Im Genfer Becken sind dies die **«Molasse grise»**, teilweise mit Gipseinlagen, und die **«Molasse rouge»** mit ihren schönen rot gefleckten Sandsteinen, aus welchen die meisten Gebäude der Altstadt gebaut sind (Abb. A 32 a).

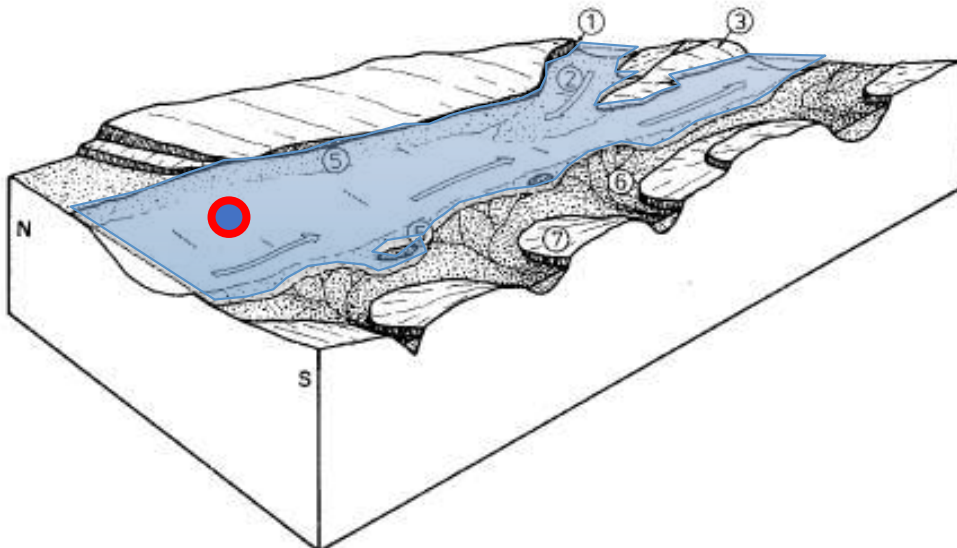
Das Oligozän ist im Alpenvorland gekennzeichnet durch ein feuchtes Mittelmeerklima, ähnlich dem heutigen Klima im südlichen Kanton Tessin.



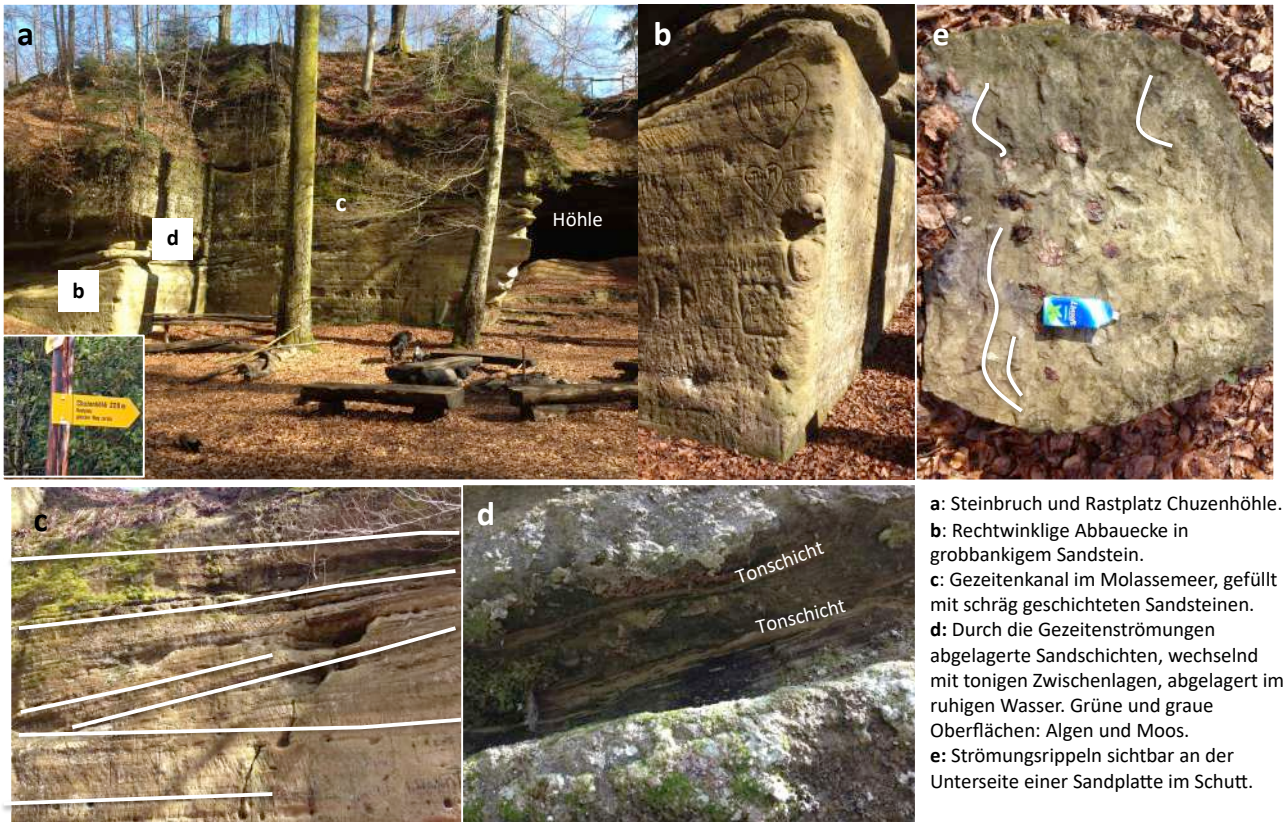
**Abbildung A 32 a:** Sandsteine der Unteren Süsswassermolasse im Roulave-Tal westlich Genf; Strömungsrinnen. Die Schrägschichtung gibt eine Idee von Breite und Tiefe der Flussrinnen. **b:** Molasse Rouge als Baustein den Kathedrale St-Pierre in Genf.

## 7. Neogen (23 – 2.6 Millionen Jahre)

Im Miozän, v.a. ab dem Burdigalian (20.5 Mio Jahre), schreitet die Alpenfaltung weiter voran. Die Schuttkegel der Unteren Süsswassermolasse werden nach Norden überschoben und so verschuppt. Das Meer steigt erneut an und überflutet das Gebiet vom zentralen Mittelland bis zum Jura. Diese **Obere Meeresmolasse** erstreckt sich vom Wiener Becken über das schweizerische Mittelland bis zum Mittelmeer (Abb. A 33, 34).

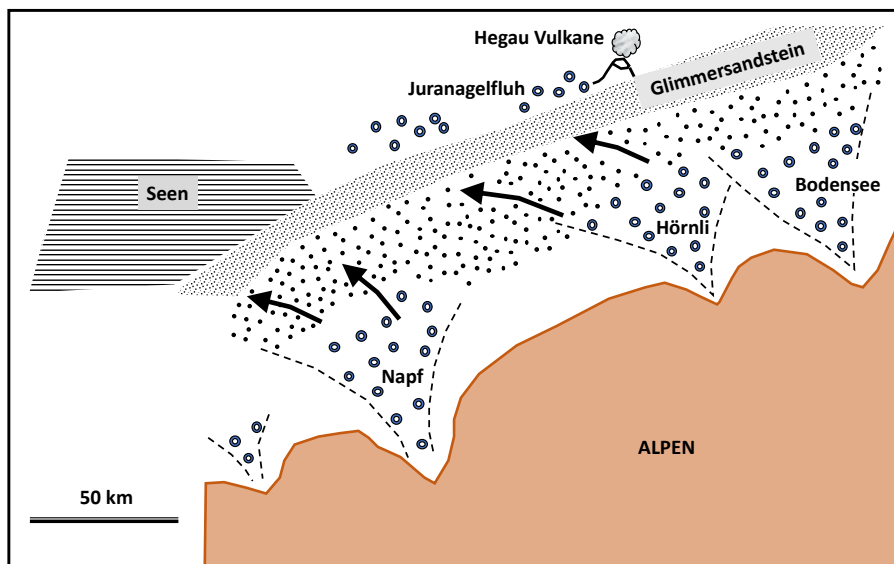


**Abbildung A 33:** Flachmeer der Oberen Meeresmolasse zur Zeit des Muschelsandsteins (Burdigalien); Schweizerisches Mittelland östlich des Rheintalgrabens 1) Steilküste (Kliff), 2) Grobsandschüttung von Osten, 3) Albstein-Schwelle, 4) roter Kreis: ungefähre Position von Zofingen 5) Strandsäume, 6) Alpine Schuttfächer, 7) Alpenrand; (W.H. Müller et al. 1984, Abb. 60, leicht ergänzt).



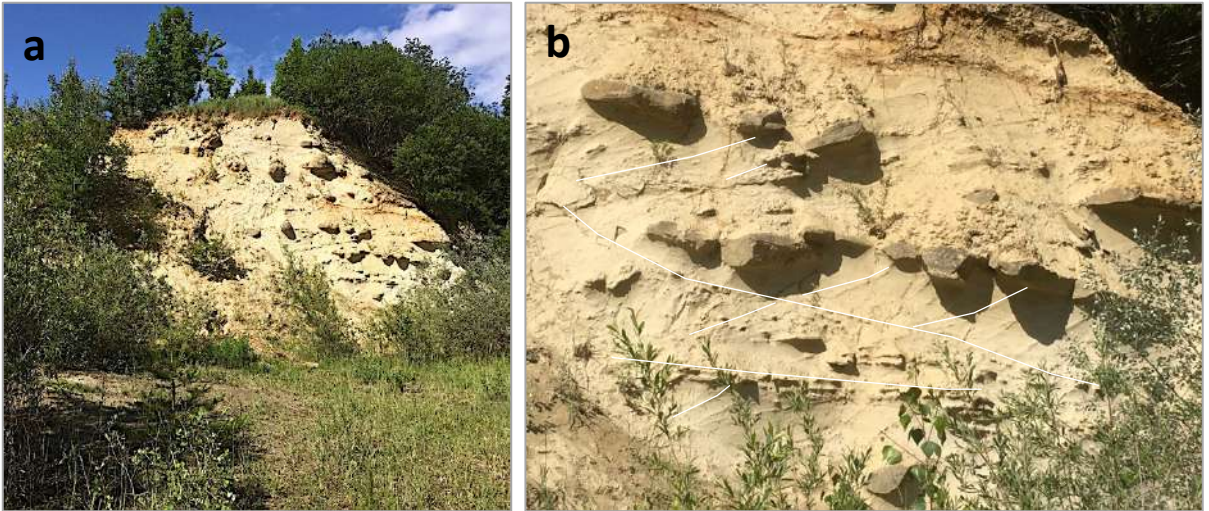
**Abbildung A 34:** Steinbrüche «Chuzenhöhle» in der Oberen Meeresmolasse bei Zofingen (Coo 47.29260/7.96488).

Nach einem erneuten Rückzug des Meeres bilden sich nochmals Schuttkegel, die sich auf der Höhe der Zentralschweiz vom Nordrand der Subalpinen Molasse bis ins Mittelland hinaus erstrecken (**Obere Süßwassermolasse**). Ein Flusssystem aus dem Osten liefert Glimmersand bis in den Tafeljura (Abb. A 35, 36).



**Abbildung A 35:** Paläogeographie des Molassebeckens nördlich der Alpen während des mittleren Miozäns und der Bildung der Oberen Süßwassermolasse (in Anl. an Trümpy 1984, Abb.7).





**Abbildung A 36 a:** Glimmersandstein an der nördlichen Abbauwand der Grube Schüracher, Iberg (Oberes Miozän, Koo 47.46834/8.11514). Die feinen Sande wurden als Zuschlag im Tonwerk Frick verwendet.

**b:** Detail mit Schrägschichtungen in den mäandrierenden Flusskanälen zur Zeit der Ablagerung der Glimmersande. Die harten herausragenden Partien (sog. Knauer) sind durch Kalk zementiert. Weisse Linien unterstreichen die Schichtung (Wildi & Lambert 2019).

Kurz vor Ende des Miozäns, vor etwa 7 Mio Jahren, ist die Sedimentation im nördlichen Alpenvorland abgeschlossen. Dies weist darauf hin, dass das Relief bereits so ausgeprägt ist, dass die Flüsse das erodierte Material aus den Alpen direkt ins Mittelmeer und in die Nordsee transportieren.

Im frühen Miozän ist das subtropische Klima für kurze Zeit zurück. Die Reise geht weiter zu einem warmen, temperierten Klima; die bekannte Pflanzenfundstelle von Oehningen (Bodensee) charakterisiert diese Zeit (Abb. A 37). Im Pliozän gleitet die Temperatur allmählich ab, bis zum kalten Pleistozän.



**Abbildung A 37:** Die Landschaft von Oehningen zur Zeit der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse (Oswald Heer, 1883).

**Paläogen und Neogen der Südalpen** sind kaum mit der Alpennordseite vergleichbar. Während sich der Erosionsschutt der sich heraushebenden Alpen im nördlich gelegenen Alpenvorland abgelagert, sei es im Meeresarm der sich vom Mittelmeer zum Wienerbecken erstreckt, oder auf den riesigen Schuttkegeln der aus den Alpen austretenden Flüsse, schwimmen die Flüsse auf der Alpensüdseite das Erosionsmaterial direkt ins Po-Becken in Norditalien. Mächtige Tone der oligozänen Chiasso-Formationen werden von groben Konglomeraten, Mergeln und Sandsteinen der miozänen «Gonfolite» überlagert.

Gegen Ende des Neogens, im späten Miozän, um 10 Millionen Jahre, ereignet sich ein kaum vorstellbares Ereignis: Die Meeresstrasse von Gibraltar schliesst sich, und das Mittelmeer findet sich isoliert von den Weltozeanen. Die ins Mittelmeer fließenden Flüsse reichen nicht aus, um die Verdampfung des Meereswassers zu kompensieren. So trocknet das Meer aus, und Salz lagert sich in tiefen Becken ab («Salinitätskrise des Messinian»). In dieser Zeit graben die ins trockene Meeresbecken einfließenden Flüsse tiefe Canyons. Die tiefsten Flusstäler erreichen vom Pobecken her das Südtessin. Grobe Flussablagerungen (Pontegana-Konglomerat) werden mit diesem Ereignis korreliert. Als sich im Pliozän die Meeresstrasse von Gibraltar wieder öffnet und das Mittelmeer wieder ansteigt, lagern sich bei Chiasso die Balerna-Tone mit einer reichen marinen Fauna ab. Dies sind die jüngsten Meeresablagerungen in der Schweiz.

### Geowanderungen (Kapitel C):

16. Abtragung der frühen Alpenkette: Rigi-Schuttkegel und Mont Pélerin (Subalpine Molasse)
17. Das letzte Alpenvorlandmeer: Die Obere Meeresmolasse
18. Zeugen der Alpenfaltung und der alpinen Decken
19. Der Faltenjura: letzter Ausdruck der Alpenfaltung



**Abbildung 38:** Konglomerat von Como mit perfekt gerundeten Granitgeröllen, kaum sortiert, in grobsandiger Matrix (Strasse Chiasso– Pedriate, Koo 45.82944 / 9.000708). **b:** Granitgeröll aus dem Konglomerat von Como, maximaler Durchmesser: 90 cm.

## 8. Pleistozän – das Eiszeitalter (2.6 Millionen – 11'700 Jahre)

### Vorspann

Grosse Kaltzeiten treten im Präkambrium, vor etwa 750 Millionen Jahren, im Erdaltertum zwischen 460 und 440 (Ordovizium) und 345 bis 280 Millionen Jahren (im späten Karbon und dem frühen Perm) sowie im Pleistozän (Quartär), ab 2,6 Millionen Jahren auf. Vor allem während der zweiten Hälfte des Pleistozäns ereignen sich mehrere extreme Kälteperioden, sogenannte Eiszeiten, mit grosser Ausdehnung der Eismassen an den Polen, in den Alpen und andern Gebirgen. Diese Eiszeiten werden unterbrochen durch kürzere, warme Perioden, die Zwischeneiszeiten. Wir leben heute, bzw. seit 11'700 Jahren, in einer solchen Zwischeneiszeit, dem Holozän.

Die Entdeckung der Eiszeiten, in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts, basierte auf der Beobachtung von Gletscherablagerungen, v. a. Findlingen, weit von den heutigen Gletschern entfernt, sei es im Alpenvorland, im Norden Europas, oder in Nordamerika. Auf den Kontinenten erwies sich die Rekonstruktion einer genauen Chronologie dieser Vergletscherungen allerdings als schwierig. Eine Lösung zur Entzifferung der globalen Klimageschichte brachten in den 1950<sup>er</sup> und 1960<sup>er</sup> Jahren Arbeiten zweier Forscher, C. Emiliani und N. J. Shackleton, welche die Zusammensetzung der Sauerstoffisotope in den Schalen von in ozeanischen Sedimenten eingebetteten Foraminiferenschalen mit den Schwankungen der Eismassen auf den Kontinenten und den Wassertemperaturen in den Ozeanen in Verbindung brachten. Seither ist es möglich, grössere und kleinere Schwankungen der Eismassen weltweit zu verbinden; die Isotopenschwankungen in den ozeanischen Sedimenten gelten als Referenz der globalen Klimageschichte der letzten Jahrmillionen der Erdgeschichte. Die Korrelation der Befunde in den Ozeanen mit den Moränenständen im Alpenvorland bleibt indessen noch immer schwierig.

---

### Eiszeiten

Am Ende des Paroxysmus der Faltung von Alpen und Jura im Pliozän, ist die Schweiz beidseits der Alpen durch ein relativ ausgeglichenes Relief geprägt; die Eintiefung der Täler geschieht erst im Verlauf des Pleistozäns, durch die Aktion der Gletscher. Das heutige Landschaftsbild ist weitgehend das Resultat dieser Eiszeiten.

Unser Verständnis der Geschichte der Eiszeiten in den Alpen und im Alpenvorland ist noch sehr lückenhaft. In ihrem Pionierwerk erkannten Penck und Brückner (1901/1909) in der Ost- und Nordschweiz, in Anlehnung an die Typuslokalitäten des bayrischen Alpenvorlandes, vier grosse Eiszeiten, welche sie als **Günz-, Mindel-, Riss-** und **Würmeiszeit** bezeichneten:

- Der ältesten Vereisung, der **Günzeiszeit**, schrieben sie die Bildung der höchsten Schotterfluren im Gletschervorland, der **Höheren Deckenschotter** zu. Diese Schotter finden sich heute auf den Gipffluren im Mittelland und Jura zu (u.a. Albis, Üetliberg, Irchel).

- Die **Mindeleiszeit** setzten sie mit der Bildung der **Tieferen Deckenschotter** gleich. Diese Schotter hätten sich in bereits leicht eingetieften Tälern abgelagert.
- Die darauf folgende **Risseiszeit** entspräche gemäss Penck und Brückner der grössten Ausdehnung der Gletscher im alpinen Vorland. Ihr schreiben sie die Bildung der **Hochterrassenschotter** im Gletschervorland zu. In dieser Eiszeit wären die vereinigten Rhone-, Aare- Reuss-, Limmat- und Rheingletscher bis nach Möhlin oberhalb Basel vorgestossen und hätten dabei die tiefen Täler in den Alpen und im Alpenvorland ausgehoben.
- Die **Würmeiszeit** der Autoren schliesst diese Geschichte ab.

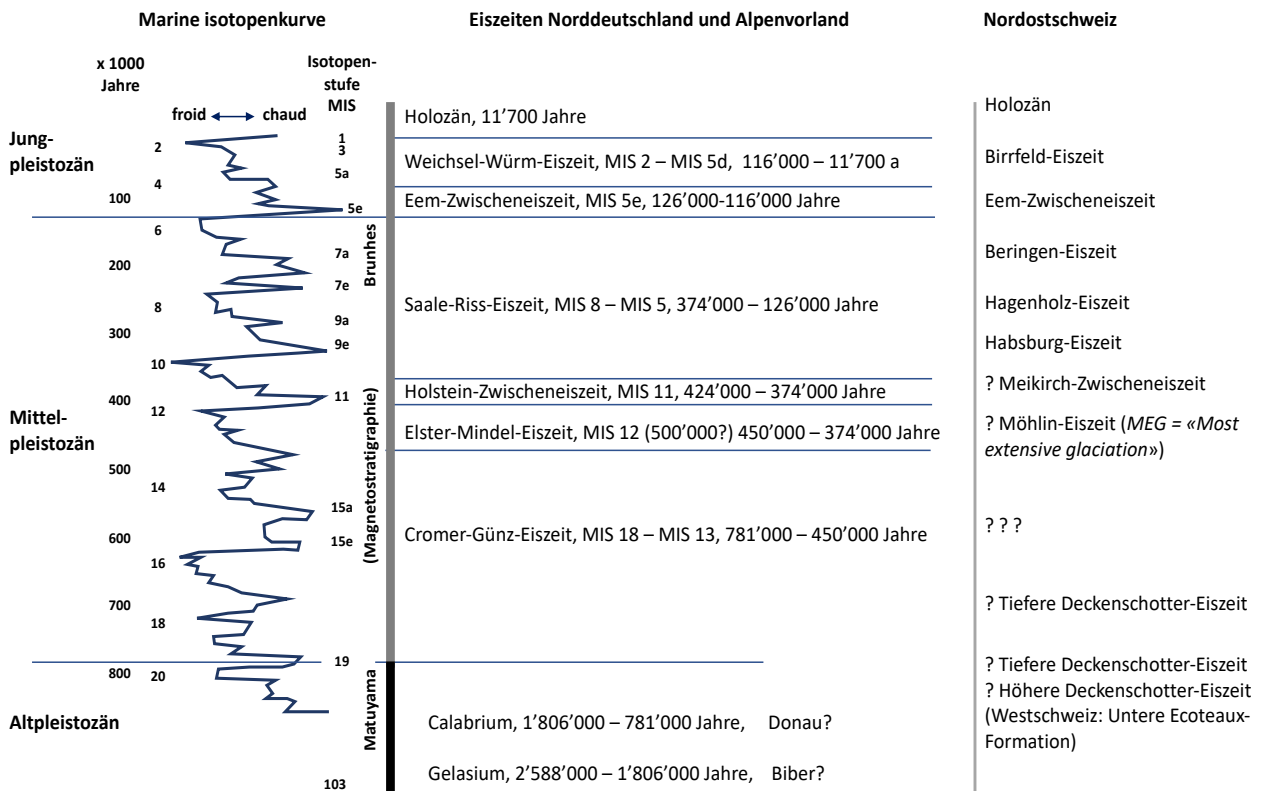
Das Holozän, d.h. die heutige Warmzeit, entspräche der bislang letzten Zwischeneiszeit.

Zwei ältere Eiszeiten gesellen sich später zu den erwähnten Kaltzeiten, nämlich die Donau-Eiszeit (Eberl 1930) und die Biber-Eiszeit (Schaefer 1957).

Die durch Penck und Brückner vorgeschlagene Geschichte der pleistozänen Eiszeiten der Alpen und des Alpenvorlandes beruhte weitgehend auf morphologischen Kriterien, wie etwa dem Verhältnis zwischen Moränenkränzen als Zeugen von Gletscherständen und Schotterterrassen als Zeugen von Schwemmebenen im Vorfeld der Gletscher. In vielen Punkten hat sich diese Betrachtungsweise bestätigt. Andererseits haben sich unsere Kenntnisse in andern Bereichen der Glaziologie und der Glazial-Geologie seit dem Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts bereichert und vervielfacht. So wurden in dieser Zeitspanne abertausende Sondierbohrungen abgeteuft, welche Aufschluss über den dreidimensionalen Aufbau der glazialen Sedimentkörper in den ehemaligen Gletschertälern geben. Paläontologie und Palynologie (v.a. Pollen in feinkörnigen Sedimenten) erlauben die Rekonstruktion der lokalen Klimageschichte. Dank der C-14 Methode, basierend auf dem Zerfall des radioaktiven, in der Ionosphäre gebildeten C-14 Isotops, können Sedimente und die in ihnen enthaltenen organischen Reste für die letzten etwa 50'000 Jahre datiert werden. Thermolumineszenz und die Messung der Dauer der Sonnenexposition von Oberflächengesteinen erlauben Datierungen über mehrere 100'000 Jahre. Die Klimageschichte des Holozäns profitiert von der Dendrochronologie, d.h. der Wachstumsgeschichte von Bäumen. Endlich liefert die in den Sedimenten erhaltene Geschichte der Schwankungen des Erdmagnetfeldes wertvolle zeitliche Hinweise.

Durch die Verbindung all dieser Informationen kommt ein verfeinertes Bild des Verlaufs der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten zustande. Allerdings leidet auch dieses Bild noch stark an der zu geringen Zahl und begrenzten Präzision von Datierungen. Ausserdem sind die Erkenntnisse aus einer Lokalität oft nicht ohne weiteres regional übertragbar.

Wir zeigen in Abb. A 39 eine mögliche Gliederung der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten in der Nordschweiz und eine Korrelation mit den Verhältnissen im Bayrischen Alpenvorland, in Norddeutschland (Rand der skandinavischen Eismassen während den pleistozänen Eiszeiten) und mit der ozeanischen Referenzkurve, basierend auf den Schwankungen der durch die Sauerstoffisotopen O-18 ausgedrückten Veränderungen der globalen Eismassen. Aber auch diese Korrelation ist in vielen Punkten noch unsicher und wird wohl in den kommenden Jahren präzisiert werden.



**Abbildung A 39:** Quartärchronologie: ein Versuch zur Korrelation der marinen Isotopenstratigraphie und der Eiszeitstratigraphie in Norddeutschland, im Bayrischen Alpenvorland und in der Nordostschweiz. (Norddeutschland – Bayrisches Alpenvorland: <http://www.dandebate.dk/eng-klima5.htm>, Stratigraphische Tabelle Deutschlands 2016, Nordschweiz: Preusser et al. 2011, fig. 19, Schmincke et al. 2008, fig.20.20).

Wie oben erwähnt, besetzen die **Höheren Deckenschotter** die höchsten Hügelkuppen der Nordostschweiz, vom Albis über den Üetliberg im Mittelland, zu den Mandacher Höhen und dem Studenland im Tafeljura (Abb. A 40), der Egg bei Oberweningen sowie dem Irchel zwischen Töss- und Rheintal. Forschungsarbeiten der letzten drei Jahrzehnte erlauben heute eine Gliederung dieser komplex aufgebauten geologischen Formation (Graf 1993, 2019, Bollinger et al. 1996), und geben einen Überblick über die heutigen Kenntnisse. Die Formation der Höheren Deckenschotter besteht im wesentlichen aus glazialer Moräne, aus fluvio-glazialen Schottern und warmzeitlichen Tonen. Am Irchel weisen Funde von Kleinsäufern auf ein Alter von 1.8 bis 2.5 Millionen Jahren hin. Dieses Alter wird bestätigt durch paläomagnetische Daten. Damit ist die Formation als Altpleistozän datiert.

Die **Tieferen Deckenschotter** des unteren Aaretales, des Reuss- und Limmattaales zeigen den Fortschritt der glazialen Eintalung (Abb. A 41 a, b). Diese Schotter sind nicht datiert, werden aber zum späten Altpleistozän oder dem frühesten Mittelpleistozän gezählt.



**Abbildung 40:** Höhere Deckenschotter, Flussablagerungen zu einem Konglomerat zementiert, auf der Berghöhe von Schneisingen im Studenland (Koo 47.52313/8.35153).



**Abbildung A 41 a:** Links: *Mysteriös verfaltetes Sedimentpaket im Tieferen Deckenschotter des Bruggerbergs (glaziale Deformation? Koo 47.49733/8.22138). Rechts: Versackte Türme von verkitteten Tieferen Deckenschottern im Tüfels-Chäller (Baregg bei Baden, Koo 47.46318/8.30142), Photos: A. Lambert, Baden (Wildi & Lambert 2019).*



**Abbildung A 42 a:** Sandig-tonige Seesedimente reich an Pflanzenresten, Obere Ecoteaux-Formation (Altpleistozän). **B:** Deltaabagerungen ob Ecoteaux (Pugin et al. 1993)

In der Westschweiz finden sich bei Ecoteau (Palézieux), auf 800 m Höhe, zwei Formationen (**Untere und Obere Ecoteaux-Formation**, Abb. A 42) von Seesedimenten, getrennt durch ein Niveau von glazialer Grundmoräne. Die Untere Ecoteaux-Formation liegt ebenfalls auf einer Grundmoräne. Pollen in den Seesedimenten weisen auf ein kühles («boreales», skandinavisches) Klima hin. Die Sedimente zeigen eine inverse Magnetisierung und sind somit älter als 781'000 Jahre; sie gehören dem Altpleistozän an. Es könnte sich dabei um ein erstes Becken des späteren Genfersees gehandelt haben. Die Obere Ecoteaux-Formation ist reich an organischen Resten und wurde in einem warmen, mediterranen Klima gebildet. Im Pollenspektrum fallen namentlich Flügelnüsse (*Pterocarya*), Esche, Ulme, Erle, Haselnuss, Hainbuche, Linde, Eiche und Eibe auf. Es könnte sich um Bildungen der Holstein-Zwischeneiszeit (der «*Pterocarya-Zwischeneiszeit*»), vor 424'000 – 374'000 Jahren handeln.

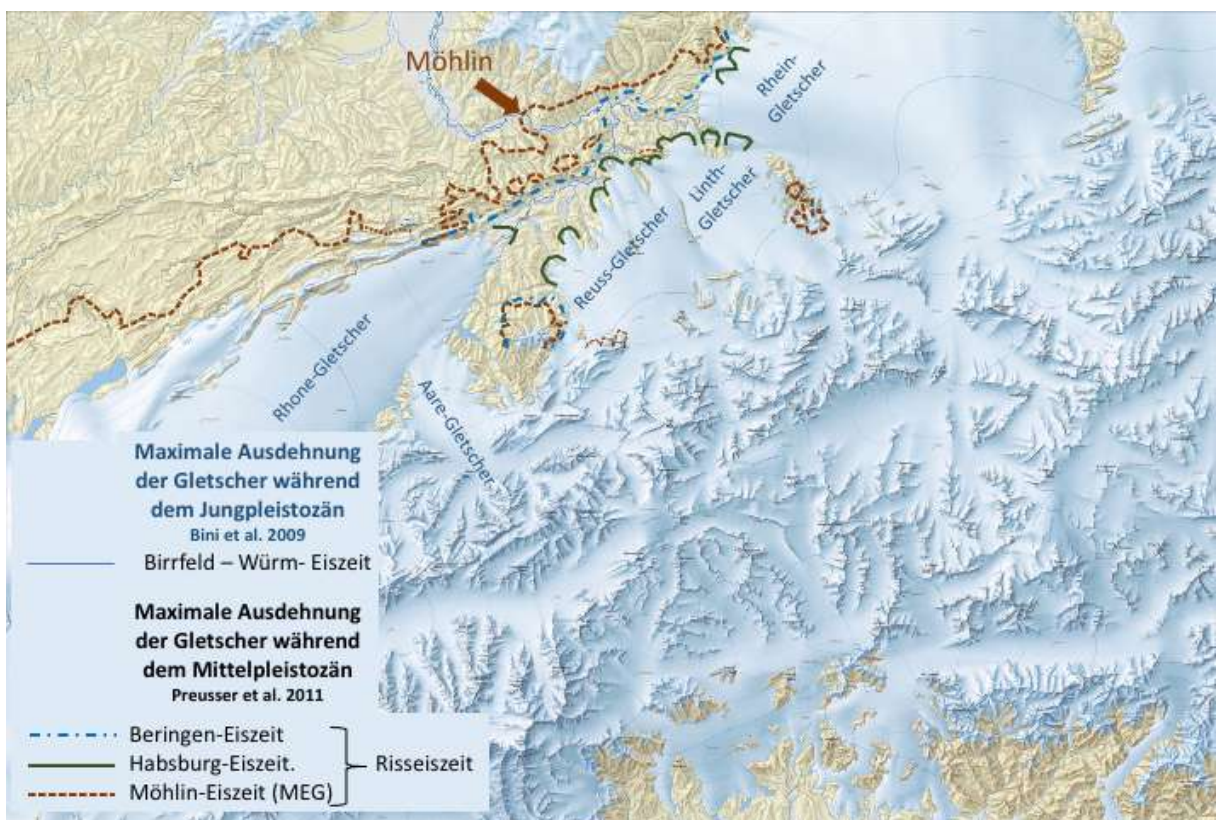
Während der **Möhlin-Eiszeit des Mittelpleistozäns** (Riss-Eiszeit von Penck & Brückner) vereinigen sich der Rhone-, der Aare-, der Reuss- und der Rhein-Linth-Gletscher (Preusser et al. 2009). Dieser vereinigte Eisstrom stösst bis nach Möhlin im Rheintal vor (Abb. A 43, 44). Hier befindet sich der äusserste Moränenkranz aller Eiszeiten. Zur Zeit des maximalen Vorstosses erreicht das Eis im aargauischen Faltenjura eine Höhe von mehr als 800 m Höhe über Meeresniveau. Dabei fliesst es über die Jurapässe der Salhöchi, des Bänkerjochs und der Staffelegg. Im Mittelland liegt selbst der Lindenberg (878 m Höhe) unter dem Eis.

Die verschiedenen Eiszeiten des Mittelpleistozäns (Abb. A 39, 44) sind in der Landschaft schwer zu unterscheiden. Die Schotterterrassen an den Talrändern werden als Hochterrassenschotter bezeichnet; oft sind es auch kleine Deltas (*Kames*) am Gletscherrand. Die Moränenwälle welche längere Perioden stagnierender Gletscher bezeichnen, sind verwittert und durch die Erosion gerundet. Im Rhein- und im Aaretal finden sich solche Haltelinien bei Laufenburg, Koblenz, Wislikofen, im Ruckfeld sowie bei Siggenthal und Schinznach.



**Abbildung A 43:** Moränen- und Terrassenlandschaft von Möhlin. Blick von der Schönegg über das Dorf Wallbach und das Rheintal hinweg gegen Norden. Das sanfte Relief auf der linken Seite entspricht dem Endmoränenwall der Möhlin-Eiszeit des Mittelpleistozäns (Wildi & Lambert 2019, Abb. 82).

Auf den Höhen des Mittellands und des Juras bleibt aus den mittelpleistozänen Eiszeiten eine Bedeckung der Felsunterlage mit einer Schicht von Grundmoränenlehm (Till) mit Findlingen zurück (Abb. A 45). Wichtige Geländeformen sind durch das Schmelzwasser ausgeschwemmte Täler, sowie durch die Eisströme rundgeschliffene Molasse-Rundhöcker (z.B. Stauffberg und Schlossberg bei Lenzburg).



**Abbildung A 44:** Maximale Ausdehnung der alpinen Gletscher während dem Mittel- und dem Jungpleistozän. Mittelpleistozän: Preusser et al. 2009, Penck & Brückner 1901/1909; Jungpleistozän: Bini et al. 2009 (copyright swisstopo). Die Karte unterscheidet nicht zwischen verschiedenen Kaltphasen der letzten Eiszeit.





**Abbildung A 45:** Findling des Rhonegletschers (Honigstein) aus dem Mittelpleistozän auf einer Molassehöhe bei Roggliswil (Kt. Luzern, Koo 47.20606, 7.88272).

Die Zeit zwischen dem Mittel- und dem Oberpleistozän entspricht der Zwischeneiszeit des Eem. Sie ist an mehreren Orten durch Sedimente aus einer Warmzeit dokumentiert, die reich an organischem Material sind. Diese Periode war wärmer als das Holozän.

Die bislang letzte Eiszeit, die Würm- oder Birrfeld-Eiszeit (Preusser et al. 2011), ist besser bekannt als ihre Vorgänger. Auf der Nordhalbkugel lässt sich die Abfolge der Ereignisse wie folgt beschreiben:

- Ab 122.000 Jahren BP\* wachsen die Gletscher an den Polen und in den Gebirgen stark an.
- Nach einer langen Periode von Gletscherschwankungen wird die erste maximale Ausdehnung der Gletscher um 70.000 Jahre BP erreicht. Sie dauert bis 60'000 oder 55'000 Jahre BP.
- Die Geschichte geht mit Gletscherschwankungen weiter, allerdings mit geringeren Eisvolumina als während des ersten Gletschermaximums.
- Umi 35'000-30'000 Jahren BP beginnt die zweite Periode der maximalen Eisausdehnung. Sie dauert bis 23.000 oder 22.000 Jahre BP, und ein letzter Vorstoß wird auf 20.000 Jahre datiert. Dieses Ereignis, das als LGM ("lata glacial maximum", letztes eiszeitliches Maximum) bezeichnet wird, trägt jedoch nicht überall das gleiche Datum, sondern soll zwischen 27'000 und 21'000 Jahren vor heute liegen (Seguinot et al. 2018).
- Danach schmelzen die Gletscher, unterbrochen von kurzen Kälteperioden. Die beiden größten Pausen im Gletscherrückgang finden um 16'800 und 12'700 Jahre statt. Sie entsprechen den sogenannten "Heinrich-Ereignissen", bei denen die globalen Temperaturen stark sinken. Die Ursache für diesen Temperaturschock wird mit dem Abfluss riesiger Wassermassen aus den Gletscherseen im Gebiet der Großen Seen in Nordamerika in den Nordatlantik in Verbindung gebracht.

\* BP : «before present», "vor heute" bezeichnet das Alter, das durch radioaktiven Kohlenstoff-14 ("Radiokarbon") bestimmt wird. Das Bezugsjahr ist 1950; danach wurde die Konzentration von Kohlenstoff-14 durch Kernwaffentests und Kernkraftwerke verfälscht.

- Das Ende der letzten Eiszeit in der Alpenregion ist offiziell auf 11 700 Jahre datiert. Dieses Datum wird als heute Beginn der Nacheiszeit, des **Holozäns**, angesehen. Ein Blick über Mitteleuropa hinaus zeigt jedoch, dass die skandinavischen und nordamerikanischen Gletscher noch Tausende von Jahren Widerstand leisten.

In der Schweiz dringen die Gletscher während der Würm- (oder Birrfeld-) Eiszeit in mehreren Phasen bis in den Norden des Mittellandes vor. Der Rheingletscher erreicht Neuhausen und Eglisau, der Linth-Limmat-Gletscher Bülach im Glattal und Killwangen im Limmattal. Die verschiedenen Zungen des Reussgletschers erstrecken sich in den Tälern des Mittellandes bis Mellingen, Othmarsingen, Seon, Gontenschwil und Staffelbach. Der Rhonegletscher erreicht Solothurn im Aaretal (Abb. A 44) und die Tore von Lyon im Rhonetal. Das Abschmelzen der Gletscherzungen nach dem letzten Gletschermaximum (LGM) erfolgt in mehreren Schritten und hinterlässt bei jedem Stopp einen Moränenzug. Im Reusstal sind diese Rückzugsmoränenzüge besonders gut ausgebildet (Abb. A 46, 47): Oberhalb der Endmoräne von Mellingen finden sich zwei Rückzugsstadien bei Stetten und zwei weitere bei Bremgarten. Im Gegensatz zu den Moränen des Mittelpleistozäns sind die Moränen der letzten Eiszeit des Jungpleistozäns besonders gut erhalten. Dies gilt auch für die Moränenzüge, die an den Flanken der Gletscher entstanden sind.



**Abbildung A 46:** Schwand (Menzingen, Kanton Zug): Drumlin-Landschaft an der Grenze zwischen dem Reuss- und dem Limmatgletscher während der letzten Eiszeit.

In seiner letzten Phase der maximalen Ausdehnung verbleibt der Rhonegletscher im Genfer Becken. Laut Seguinot et al. (2018) wird die maximale Ausdehnung dort auf 27'000 Jahre BP datiert (Abb. A 48). Danach schmelzen der Rhone- und der Arvegletscher und hinterlassen einen großen Gletschersee, den Genfersee.

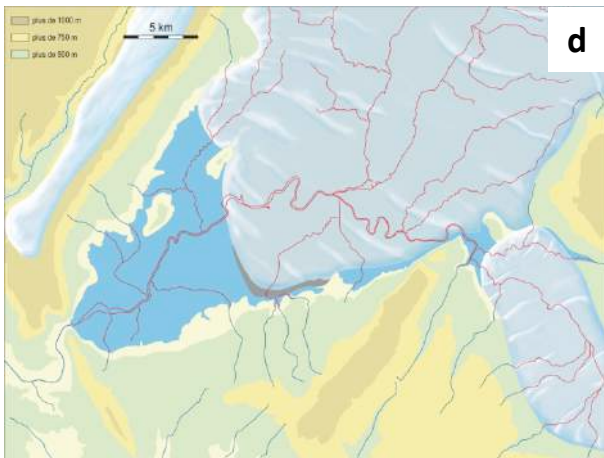
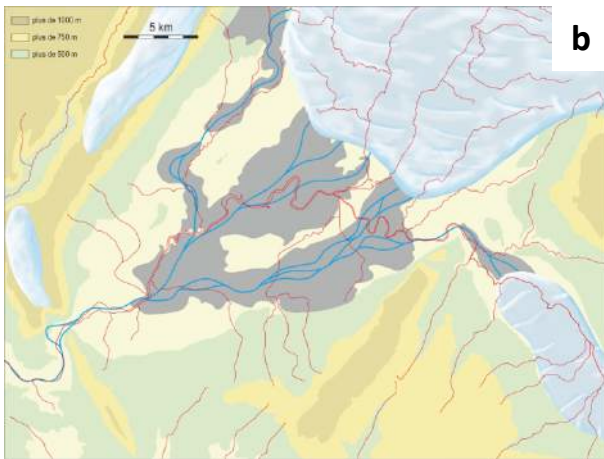
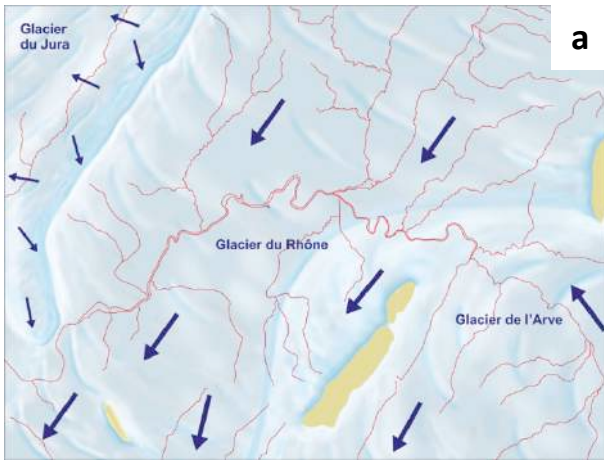
Die Landschaften der Schweiz sind durch die Würm- (oder Birrfeld) -Eiszeit stark geprägt. Die wichtigsten morphologischen Zeugen sind Moränen, Rundhöcker, Findlinge (Abb. A 47), Teiche in ehemaligen Toteislöchern und, in den Haupttälern, ein System von Schotterterrassen, die sogenannten Niederterrassenschotter. Auch ausserhalb der vereisten Gebiete, auf den Kuppen des Mittellandes und im Jura, trägt die Landschaft die Marken der Eiszeit: Unter dem Einfluss des Dauerfrosts (Permafrost) geraten vielerorts die Hänge in Bewegung, die seit dem Mittleren Pleistozän ruhig geblieben waren. Die durch die Gletscher besetzten Täler werden durch diese tief ausgegraben und übertieft. Beim Rückzug der Gletscher bleibt in diesen Tälern jeweils ein Gletschersee zurück. Dieser wird zuerst mit Moränenmaterial, sodann teils mit feinen Seesedimenten aufgefüllt. Sämtliche Alpenrandseen, sei es im Süden oder im Norden der Alpen, sind derartige ehemalige Gletscherseen.

### Geowanderungen (Kapitel C):

- 20. Deckenschotter: Die Schotterfluren der frühen Eiszeiten
- 21. Ecoteaux: Spuren des ersten Genfersees vor 800'000 Jahren
- 22. Gletschermorphologien im Schweizerischen Mittelland
- 23. Klimawechsel, Gletscher und Landschaften



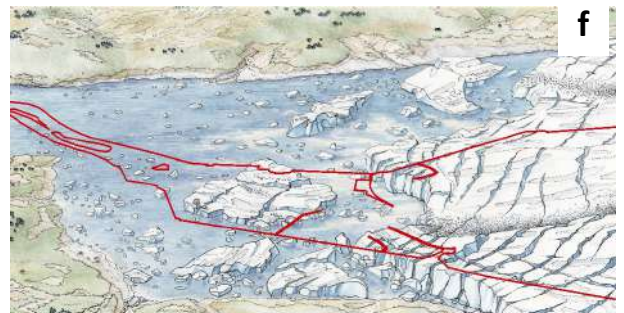
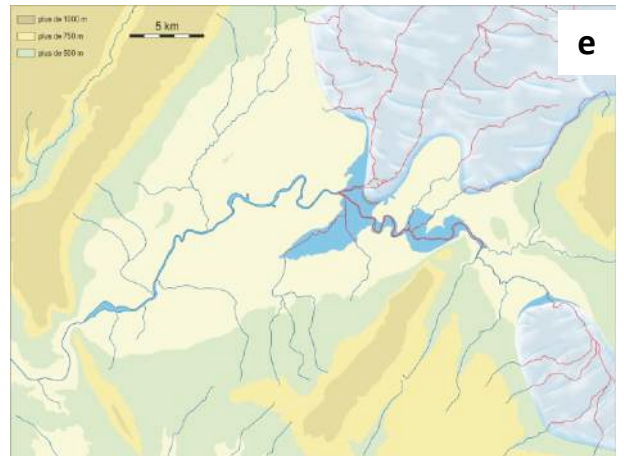
**Abbildung A 47 a:** Findling auf den Moränen des letzten Maximalstandes des Reussgletschers: Erdmannlistein (Granitblock) im Wohlener Wald (Wildi & Lambert 2019).  
**b:** Drumlin der Würm- oder Birrfeldeiszeit; Moränenkranz von Melligen (Boll, Fislisbach, Koo 47.43211/8.28243).



**Abbildung A 48:** Wichtigste Phasen des Rhone- und Arvegletschers der letzten Eiszeit im Genfer Becken.

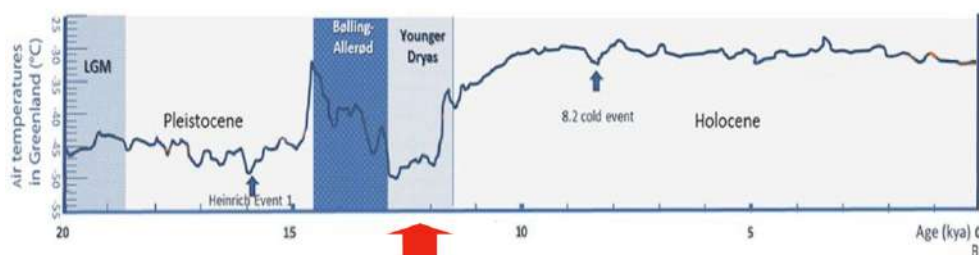
- a) Erste maximale Ausdehnung des Rhone- und Arvegletschers vor 60'000 bis 70'000 Jahren (siehe auch Abb. A 43).
- b) Situation vor 35'000-38'000 Jahren: Abschmelzen des Rhonegletschers bis ins Genferbecken. Im externen Genfer Becken dehnt sich die Flussebene der «Alluvion Ancienne» aus (in grau, datiert durch 14C).
- c) Situation vor ca. 27'000 Jahren? Letzte maximale Ausdehnung der Gletscher im Genfer Becken.
- d) Ca. 25'000 Jahre: Stadium von Laconnex und Gletschersee bis zum Juradurchbruch am Fort de l'Ecluse, Seespiegel auf 470 m)
- e) & f) 22'500 Jahre: Stadium von Genf (datiert durch C14), Seespiegel auf 405 m.

(Rote Linien: heutiger Seespiegel, Flussnetz)  
(nach Wildi et al. 2017, modifiziert).



## 9. «Spätglazial»: Klimawechsel und Eisschwund vom Pleistozän zum Holozän

Der Übergang vom letzten Maximum der Würm- oder Birrfeld-Eiszeit zum Holozän dauert rund 8'000 Jahre, von 20'000 BP bis 11'700 BP. In dieser Zeit erwärmt sich die Atmosphäre in der Schweiz um etwa 10 °C, die Gletscher schmelzen zurück und der Spiegel der Ozeane steigt um 135 m an. Dies sind bemerkenswerte Zahlen. Sie zeigen aber nicht, wie unregelmässig, unterbrochen durch massive Gegenbewegungen diese Wechsel verlaufen. Zur Illustration zeigt die Abb. A 49 den Temperaturverlauf in Grönland: Die Temperatur steigt vorerst nur leicht an, unterbrochen durch kurze Abstürze. Ab etwa 14'500 BP ereignet sich ein eigentlicher Temperatursprung, welcher zu den Bölling und Alleröd genannten Warmzeiten führt. Dabei werden während kurzer Zeit heutige Temperaturen erreicht. Von 12'700 bis 11'600 Jahren BP ereignet sich sodann ein abrupter Rückfall in eine Kaltzeit, welche der letzten Eiszeit nur wenig nachstand: die sogenannte Jüngere Dryas, benannt nach einer kleinen Blume (*Dryas octopetala*) welche man heute im Vorfeld der Gletscher antrifft.



**Abbildung A 49:** Entwicklung der Temperaturen im südlichen Grönland vom letzten Maximum (LGM) der Würm- oder Birrfeld-Eiszeit bis heute.

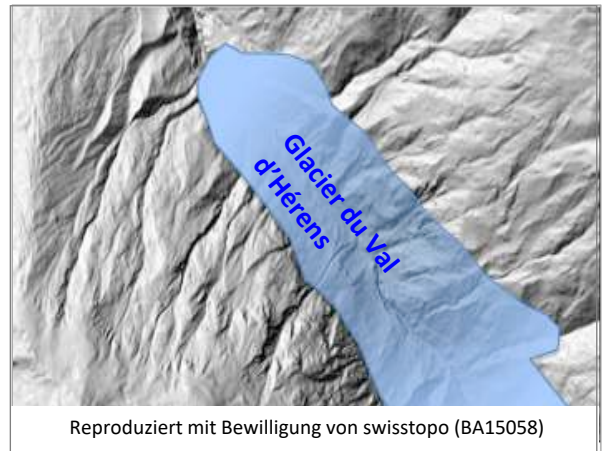
[https://en.wikipedia.org/wiki/Younger\\_Dryas#/media/File:Evolution\\_of\\_temperature\\_in\\_the\\_Post-Glacial\\_period\\_according\\_to\\_Greenland\\_ice\\_cores\\_\(Younger\\_Dryas\).jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Younger_Dryas#/media/File:Evolution_of_temperature_in_the_Post-Glacial_period_according_to_Greenland_ice_cores_(Younger_Dryas).jpg).

Der Temperatursturz welcher die Dryas einleitet, geschieht auf der nördlichen Hemisphäre in vermutlich weniger als zehn Jahren. Der Eisschwund stoppt, Gletscher stossen sogar nochmals leicht vor und stagnierten sodann. Die Vegetation passt sich der Situation rasch an: Wo vorher Tannenwälder wuchsen, wie etwa in Skandinavien, kehren kalte Steppe mit Steppengras zurück. Lösssand bedeckt weite Flächen und Permafrost breitet sich aus.

Die Hypothesen welche den Ausbruch dieser kurzen Kaltzeit zu begründen versuchen, reichen von Vulkanismus zum Einschlag eines grossen Meteoriten. Am glaubwürdigsten ist die Vermutung, dass der Golfstrom im Nordatlantik durch das Ausfliessen riesiger Massen von kaltem Wasser aus dem Agassiz-See im Süden zurückgehalten wird und so das Klima im Nordatlantik nicht mehr beeinflusst. Der Agassiz-See entsprach dem Glazialsee welcher in der Region der Grossen Seen vor der Front des abschmelzenden Laurentischen Eisschildes zurückblieb. Vor 12'700 Jahren, als ein letzter Eisriegel in der Hudson-Bay wegschmolz, brach er schlagartig aus und ergoss sich in den Nordatlantik.

Auf der Südhemisphäre verläuft die Dryaszeit mit kleineren Temperaturabweichungen als auf der Nordhalbkugel. Dies dürfte ein weiterer Hinweis darauf sein, dass die Dryas durch

ein Ereignis auf der Nordhalbkugel ausgelöst wurde. In der Schweiz hat die Kaltzeit der Jüngeren Dryas in vielen Alpentälern eindrückliche Moränen hinterlassen, wie etwa jene welche wir beim Weiler Luette im Val d'Hérens (Wallis) beschrieben haben (Abb. A 50, Wildi et al. 2016)

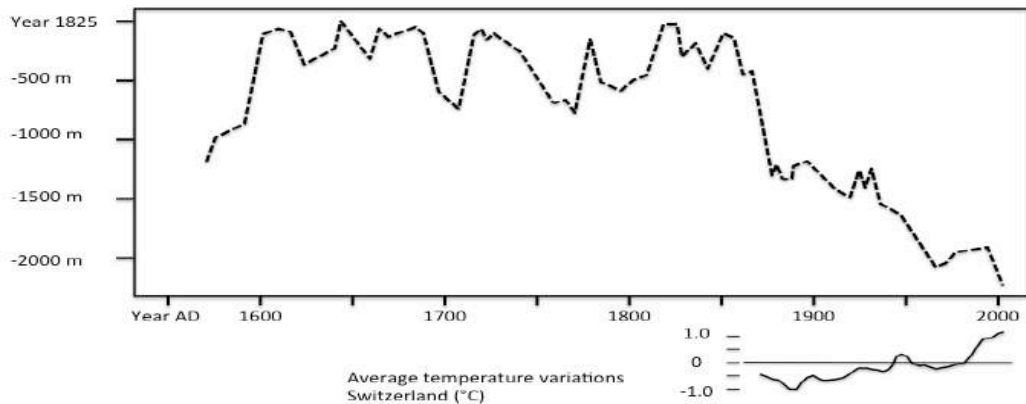


**Abbildung A 50:** Dryas-Moräne der Luette im Val d'Hérens (Wallis) und Rekonstruktion des Gletschersees nach dem erneuten Abschmelzen des Gletschers am Ende der Kaltzeit der Dryas.

## 10. Holozän, die Nacheiszeit (seit 11'700 Jahren)

Die Nacheiszeit (Holozän) beginnt vor 11'700 Jahren. Das Temperaturprofil dieser Periode erscheint im Vergleich zur oben beschriebenen Späteiszeit recht regelmässig, aber nach menschlichen Begriffen doch wechselhaft. Die wärmste Periode des Holozäns, welche man etwa anhand der Pollen in Seesedimenten mit Leichtigkeit rekonstruieren kann, ereignet sich etwa zwischen 8'000 und 5'000 Jahren BP; man spricht vom «Holozänen Klimaoptimum». Sodann zeigen die Temperaturen einen sinkenden Trend, allerdings in einer Wellenlinie von leicht wärmeren und leicht kühleren Perioden. Nach einer letzten Warmzeit während der Römerzeit und dem Hochmittelalter kühlt sich das Klima ab dem 14. Jahrhundert unserer Zeitrechnung allmählich ab. Ab dem frühen 16. Jahrhundert kommt es zu einem kräftigen Anwachsen der Gletscher. Dies entspricht dem Beginn der bis anhin kältesten Periode der Nacheiszeit, dem sogenannten «**Kleinen Eiszeitalter**» («*Little Ice Age*»). Um das Jahr 1660 verzeichnen die Alpengletscher ein erstes Maximum, in welchem die Gletscherzungen oft um etwa 1.5 bis 2 km vorstossen. Derartige Gletscherstände sind in der Schweiz vom Engadin (z.B. Morteratschgletscher) über das Berneroberrland (Grindelwaldgletscher) und das Wallis (Rhônegletscher) und zum benachbarten «Mer de Glace» im Mont Blanc Massiv bestens dokumentiert.

Als Ursachen für das Kleine Eiszeit-Alder werden in der Literatur starker Vulkanismus, die Wiederbewaldung in Europa, verringerte Sonnenaktivität, Änderungen in der Erdumlaufbahn um die Sonne, u.a.m. genannt. Von diesen Hypothesen ist jene der schwächeren Sonnenaktivität am besten belegt.



**Abbildung A 51:** Schwankungen der Gletscherzunge des «Mer de Glace» (Chamonix, Mont Blanc) zwischen 1550 und 2001 (Nussbaumer et al. 2007, Interpolation). Der Referenzpunkt für 1825 entspricht einem erratischen Block (Findling). Untere Kurve: Temperaturentwicklung in der Schweiz (meteoswiss.admin) Referenzperiode: 1961-1990.

Seit dem Ende des Kleinen Eiszeit-Alders im Jahr 1852 schmelzen die Gletscherzungen in einer treppenartigen Bewegung zurück: Perioden raschen Eisschwundes wechseln mit Perioden der Stagnation. Nach einer Periode der Stagnation von etwa 1960 bis 1990 schmelzen die Gletscher seither wieder rasch ab (Abb. A 51, 52). Sie haben allerdings ihre zurückgezogene Position des Hochmittelalters noch nicht erreicht. Damals lag die Waldgrenze in den Alpen etwa 200 m höher als heute.



Gravur: Bühlmann 1835, Graphische Sammlung  
ETHZ



Mont Miné-Gletscher im Jahr 1900, Dumoulin et  
al. (2010).



Ferpècle-Gletscher und Dent Blanche im Jahr 1910,  
Dumoulin et al. (2010)



Glacier du Mont Miné 1931, © Sammlung  
Gesellschaft für ökologische Forschung, München



Glacier du Mont Miné 1990, photo E. Reynard



Glacier du Mont Miné 2003, © Sammlung  
Gesellschaft für ökologische Forschung,  
München



Gletscher von Ferpècle und Mont Miné, 2012,  
photo P. Masset

**Abbildung A 52:** Geschichte der  
Gletscher von Mont Miné und Ferpècle  
(Val d'Hérens, Wallis) vom Kleinen  
Eiszeitalter bis 2012 (Wildi et al. 2016).



## 11. Menschliche Kolonisierung

In der Schweiz stammen die Spuren der ersten menschlichen Präsenz welche nicht durch die Gletscher zerstört wurden aus dem sogenannten «Moustérien», dem Mittelpaläolithikum vor 50'000 bis 35'000 Jahren. Die Fundorte finden sich im wesentlichen in alpinen Karsthöhlen, sei es im Osten (z.B. Wildkirchli im Kanton Appenzell Innerrhoden) oder im Westen der Schweiz (Höhlen von Tanay, Vouvry im Wallis, 35'000 Jahre).

Die eigentliche Kolonisierung erfolgte ab dem Spätglazial (Jungpaläolithikum, Magdalénien). Aus dieser Zeit stammen etwa die Funde am Monruz-see (Neuchâtel), gegen 13'000 BC und die Funde bei Veyrier (Etrembière, Genf) um 13'000 – 11'000 BC (Abb. A 53).



**Abbildung A 53:** « Abris sous bloc » und « Abris sous roche » am Fuss des Salève (Etrembière, Genf) aus der Zeit des Magdalénien (<http://www.la-memoire-de-veyrier.ch/420281743>).

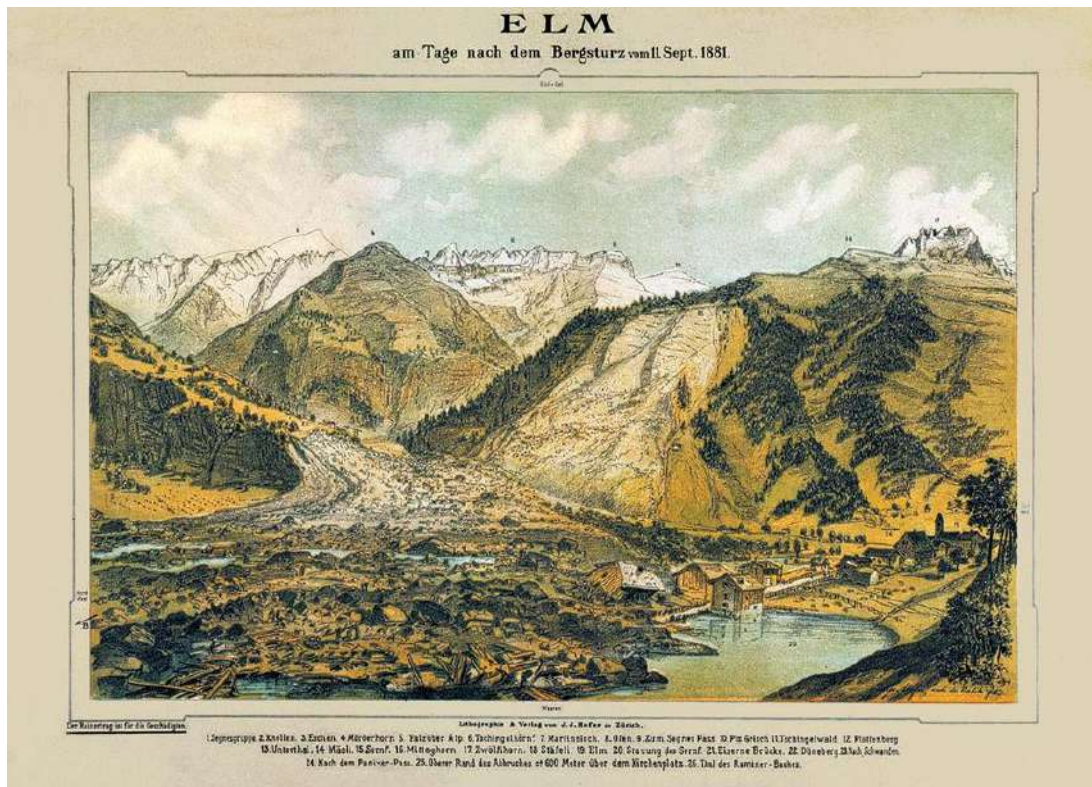
## 12. «Bergsturz und Menschenleben»

Der Titel «Bergsturz und Menschenleben» entspricht einem populär gewordenen Buch des Geologen Albert Heim. Mindestens 6% der Oberfläche der Schweiz liegen in Gebieten mit instabilem Untergrund. Grosse Bergstürze ereigneten sich namentlich am Ende der Letzten Eiszeit, aber auch im Verlaufe des Holozäns.

### Prähistorische Bergstürze in der Schweiz

(Modifiziert nach <https://de.wikipedia.org/wiki/Bergsturz>):

- Bergsturz von Sierre (Wallis): 50 Mio. m<sup>3</sup>, vor ca. 13'000 Jahren.
- Tamins Bergsturz (Graubünden): 1.2 km<sup>3</sup>, vor ca. 9420 ±880 Jahren (Pfiffner et al. 2022). Die Felsmassen stauten einen See auf, der sich über 10 km ins Tal erstreckte.
- Flimser Bergsturz (Graubünden): 11 km<sup>3</sup>, vor ca. 9'410 Jahren. Die Gesteinsmassen stauen einen See auf, der sich über 10 km erstreckt. Der Bruch des natürlichen Staudamms führt zu einer großen Überschwemmung des Rheintals bis zum Bodensee (Pfiffner 2022).



**Abbildung A 54:** Der Bergsturz von Elm 1881. Eine zugunsten der Geschädigten verkaufte Lithografie von J.J. Hofer (Schweizerisches Nationalmuseum, LM-44697).

- Davoser Bergsturz (Graubünden): Mehr als 0,3 km<sup>3</sup> stürzen von der Totalp in der Region Parsenn ab und bilden den Wolfgangpass und den Davoser See. Datierung: weniger als 8'000 Jahre.
- Bergsturz von Kandersteg (Bern): ca. 800 Mio. m<sup>3</sup> Fels stürzten um 3'210 + 200 Jahre auf einer Strecke von 13 km zwischen Kandersteg und Frutigen (Singeisen et al. 2020).

### Historische Felsstürze in der Schweiz

- 30. September 1512: Bergsturz von Buzza di Biasca im Valle di Blenio nördlich von Biasca (Tessin). Die Felsmassen stauten einen See auf; der Damm brach 1515 und verwüstete das Tessiner Tal bis zum Lago Maggiore.
- 1714 und 1749: Felssturz von Derborence (Wallis), der den Staudamm des Lac de Derborence bildet.
- 2. September 1806: Bergsturz von Goldau (Schwyz): 40 Millionen m<sup>3</sup> Gestein verschütteten ein ganzes Dorf, 457 Opfer.
- 11. September 1881: Bergsturz von Elm (Glarus): 10 Millionen Kubikmeter. Der Bergsturz wurde durch jahrelangen unvorsichtigen Schieferabbau verursacht, 115 Opfer (Abb. A 54).
- April und Mai 1991: Bergsturz von Randa (Wallis): 30 Millionen m<sup>3</sup>. Der Randa-Erdfall war kein großer Bergsturz, sondern ein Klippeneinsturz, der einen riesigen Kegel am Fuß der Klippe erzeugte.

### Geowanderungen (Kapitel C):

24. «Bergsturz und Menschenleben»

25. Geologie und Archäologie

# B. Das System Erde und seine Geschichte

## a. Der geologische Zeitmassstab

Die geologische Zeitmessung beruht nicht auf einem Pendel oder auf der Unruhe einer Uhr, sondern auf der Abfolge von Ereignissen im Verlauf der Erdgeschichte, welche den Zeitablauf nachbilden und ihre Marken in der Geologie hinterlassen haben. Die Grundmethoden wurden im Verlauf des neunzehnten und zu Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts entwickelt und sind Teil der Wissenschaft der **Stratigraphie** (Decrouez et al. 1997). Die Basis der Stratigraphie ist die Beobachtung, dass sich Sedimentschichten mit ihrem Inhalt zeitlich überlagern. Jede Sedimentschicht bildet also eine Zeitlinie ab; eine Abfolge von Schichten stellt einen geologischen Zeitabschnitt dar.

Die Methoden welche auf dem Studium der Schichtenabfolge beruhen, werden **Lithostratigraphie** genannt. Die Grundeinheit der Lithostratigraphie ist die Gesteinsformation.

In seinem berühmten dreibändigen Werk *Principles of Geology* schuf Sir Charles Lyell (1797–1875) die Verbindung der zeitlichen Abfolge der Sedimentschichten mit der Evolution der Faunen und Floren. Er zeigte, wie sich Organismengruppen im Verlauf der geologischen Geschichte entwickeln, d.h. wie sich die Arten im Verlaufe der Zeit durch Mutation wandeln und wieder verschwinden. Die Grundeinheit dieser **Biostratigraphie** sind die **Biozonen**, basierend auf dem neuen Auftreten, der zeitlichen Präsenz und/oder dem Aussterben einer Art.

Dank der Biostratigraphie konnte die Erdgeschichte seit dem Auftreten von Organismen und ihrer Erhaltung in den Gesteinen in grosse Zeitabschnitte unterteilt, welche nach typischen Standorten, sogenannten Stratotypen benannt sind. In dieser **Chronostratigraphie** unterscheiden wir die grossen **Ären** (Paläozoikum, Mesozoikum, Känozoikum), welche in **Perioden** (z.B. Trias, Jura, Kreide), und diese wiederum in **Epochen** (z.B. Unterer, Mittlerer und Oberer Jura, oder Lias, Dogger Malm) und sodann in **Stufen** (Malm: Oxfordian, Kimmeridgian) unterteilt werden. Die Chronostratigraphie (Abb. B1) wird in der Geologie als Referenzmassstab der Erdgeschichte verwendet.

Die **Geochronologie** wurde im Verlauf des zwanzigsten Jahrhunderts entwickelt. Ihr Ziel ist die Datierung der geologischen Objekte (Mineralien, Gesteinsschichten, etc.) in Kalenderjahren. Die meist verwendete Methode beruht auf der Messung der Konzentration von radioaktiven Isotopen, welche einst in einem Mineral, einem Pflanzenrest, u.a.m. eingeschlossen wurden und seit diesem Einschluss in Funktion der Zerfallsperiode (Halbwertszeit) des Isotops radioaktiv zerfallen sind (radiometrische Altersbestimmung). Oft verwendete Isotope sind:

$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	Halbwertszeit = $4.25 \times 10^9$ Jahre (aus Zirkon, Titanit, etc.)
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	Halbwertszeit = $1.3 \times 10^9$ Jahre (aus Glimmer, Hornblenden)
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	Halbwertszeit = $6.1 \times 10^{10}$ Jahre (aus Glimmer, Glaukonit, Gesamtgestein)
$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$	Halbwertszeit = 5'630 Jahre (organische Reste: Holz, Pflanzen, Leder, Stoffe)

Radiometrische Datierungen haben den Vorteil, dass wir glauben, diese Zahlen aufgrund unserer Lebenserfahrung verstehen zu können. Die radiometrischen Alter sind aber immer mit Fehlern behaftet, sei es auf Grund der mehr oder weniger guten Erhaltung der datierten Objekte, der Genauigkeit der Messinstrumente, oder der Sorgfalt der Analyse im Labor.

Bei der **Radiokarbon ( $^{14}\text{C}$ )**-Methode besteht eine weitere Schwierigkeit darin, dass dieses Isotop in der Ionosphäre in unterschiedlicher Menge gebildet wird. Radiokarbon erlaubt die Datierung von Objekten bis zu einem Alter von etwa 50'000 Jahren.

Die Verwendung der **Thermolumineszenz** als Datierungsmethode beruht darauf, dass Kristallgitter von Mineralkörnern in Sedimenten durch die Radioaktivität von spurenweise eingeschlossenen Radioisotopen durch die radioaktive Strahlung gestört werden. Je länger ein Mineralkorn von Licht und Sonne geschützt eingeschlossen bleibt, desto mehr Gitterstörungen treten auf. Heizt man ein längere Zeit im Untergrund gelagertes Mineral auf 300 bis 500 °C auf, so kehren die Elektronen aus ihrem gestörten Gitter an ihre Ursprungsposition zurück. Bei diesem Prozess senden sie Licht aus, welches proportional zur Verweilzeit im Untergrund ist. Thermolumineszenz erlaubt Datierungen bis zu einem Alter von etwa 500'000 Jahren.

**Expositionsdatierungen** basieren auf der Bildung und Anreicherung von kosmogenen Nukleiden an der Erdoberfläche. Die einfallende kosmische Strahlung erzeugt z.B.  $^3\text{He}$ ,  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{21}\text{Ne}$ ,  $^{26}\text{Al}$  und  $^{36}\text{Cl}$ . Je länger eine Oberfläche exponiert ist (Expositionszeit), umso mehr Isotope reichern sich an. Die maximalen Datierungsalter liegen bei etwa 5'000'000 Jahre.

Eine weitere Gruppe von Datierungsmethoden beruht auf Abfolgen von Ereignissen (**Ereignisstratigraphie**). Dazu zählen etwa feine Sedimentschichtungen (Warven) in Glazialseen, oder die Jahrringe (Wachstumsringe) an Baumstämmen (**Dendrochronologie**).

Ära	Periode	Epoche	Stufe	Mio Jahre
Känozoikum	Quartär	Holozän		0.01
		Pleistozän		
	Neogen	Pliozän		2.6 5
		Miozän	Messinian	
			Tortonian	
			Serravallian	
			Laghian	
			Burdigalian	
	Aquitanian			
	Paläogen	Oligozän	Chattian	23
Rupelian				
Eozän		Priabonian	34	
		Bartonian		
		Lutetian		
Paleozän		56		
Mesozoikum	Kreide	Ob. Kreide	Maastrichtian	65
			Campanian	
			Santonian	
			Coniacian	
			Turonian	
			Cenomanian	
	Untere Kreide		100	
	Jura	Malm	145	
		Dogger		
		Lias		
Trias	Obere Trias	200		
	Mittlere Trias			
	Untere Trias			
Perm	Oberes Perm	252		
	Unteres Perm			
Karbon	Oberes Karbon	299		
	Unteres Karbon	359		

**Abbildung B 1:** Geologische Zeittabelle der letzten 359 Millionen Jahre der Erdgeschichte.

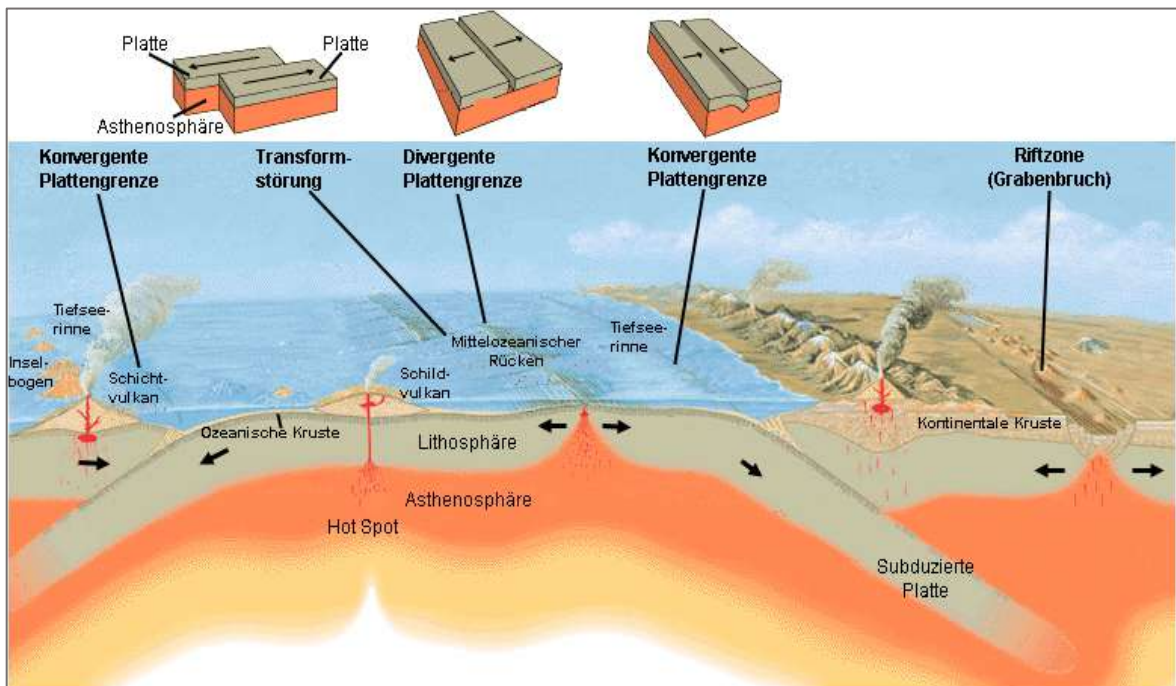
## b. Plattentektonik

Die Theorie der Plattentektonik reicht an den Anfang des zwanzigsten Jahrhunderts zurück. Man setzt ihre Geburt wohl am besten gleich mit der Formulierung der Theorie der Kontinentalverschiebung von Alfred Wegener ab dem Jahr 1911 und deren ausführlichen Begründung im Jahr 1915 in «Die Entstehung der Kontinente und Ozeane» (Vieweg, Braunschweig). Wegener war die ähnliche Form der Küsten Afrikas und Südamerikas beidseits des Atlantiks aufgefallen. Als er sodann auf die Vergleichbarkeit der paläozoischen Fauna und Flora beider Kontinente aufmerksam wurde, formulierte er die Idee eines grossen Urkontinentes, von welchem sich die einzelnen Kontinente nach dem Paläozoikum abtrennten.



**Abbildung B 2:** Gedenktafel an Alfred Wegener an dessen Wirkungsstätte in Marburg (Wikipedia).

Die geologischen, und geophysikalischen Grundlagen zur Plattentektonik wurden in den Jahren von 1960 bis 1970 zusammengetragen (siehe hierzu die exzellente Zusammenfassung, Referenz Abb. B 3 ).



**Abb. B 3:** Schema der Plattentektonik.

[https://de.wikipedia.org/wiki/Plattentektonik#Geschichte\\_der\\_Theorie\\_der\\_Plattentektonik](https://de.wikipedia.org/wiki/Plattentektonik#Geschichte_der_Theorie_der_Plattentektonik)

Grundlegende Elemente der Plattentektonik sind folgende (Abb. B 3):

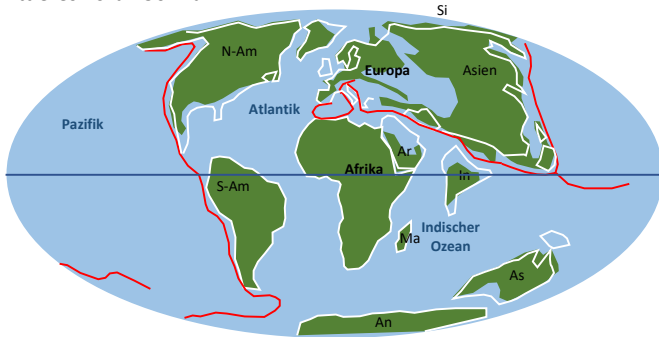
- Die Erdplatten driften entlang den Mittelozeanischen Rücken auseinander. Diese Rücken sind vulkanische Zentren, in welchen flüssige basaltische Magmen aufsteigen und am Meeresgrund zu ozeanischer Erdkruste abkühlen.
- Die durch das Auseinanderdriften geschaffene neue Kruste wird bei konstanter Oberfläche der Erde so kompensiert, dass alte ozeanische Kruste andernorts in die Tiefe absinkt, indem sie an einer sogenannten Subduktionszone verschluckt wird. Solche Subduktionen können unter Kontinenten erfolgen (Pazifische Erdkruste wird unter den Anden verschluckt), oder unter einer ozeanischen Kruste (Subduktion im Marianengraben, Subduktion von Java). Sie sind auch Erdbebenzentren.
- Die Subduktionszonen sind oft begleitet von Vulkanen, an welchen in der Tiefe aufgeschmolzene Erdkruste, Wasser und Gas an der Erdoberfläche ausgeworfen wird.
- Treffen zwei Kontinente aufeinander, so spricht man eher von Kollision, als von Subduktion. Die Bildung der Alpen startete mit der Subduktion der ozeanischen Kruste des Alpenmeeres und endete mit der Kollision zwischen Afrika und Europa.

Plattentektonik gibt es wohl seit der Zeit der Bildung der festen Erde, d.h. dem festen Erdmantel und der Erdkruste vor mehr als vier Milliarden Jahren. Zahlreiche Autoren haben in den letzten Jahrzehnten zur Rekonstruktion der Position der Kontinente und Ozeane für die Zeit vor 541 Millionen Jahren bis heute, d.h. für das Phanerozoikum beigetragen (Abb. B 5).

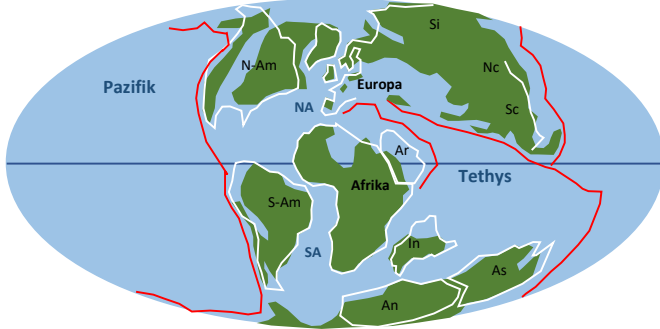


**Abbildung B 4:** Die Alpen entstanden durch die Kollision von Afrika und Europa. Die Heraushebung auf bis zu 4808 m (Mont Blanc) ist die Konsequenz der Isostasie, das heisst die Reaktion auf die Akkumulation mehrerer übereinanderliegender Decken von Gesteinen relativ geringer Dichte.

Mittleres Eozän 50 Ma



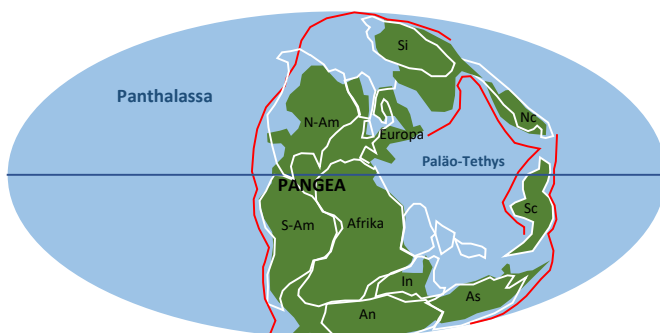
Obere Kreide 94 Ma



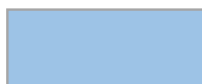
Oberer Jura 152 Ma



Oberes Perm 255 Ma



- An: Antarktik
- Ar: Arabische Halbinsel
- As: Australien
- In: Indien
- Ma: Madagaskar
- Nc: Nordchina
- N-Am: Nordamerika
- Sc: Südchina
- S-Am: Südamerika
- Si: Sibirien



Ausdehnung des Meeres



Kontinental



Subduktion



Konturen der Kontinente

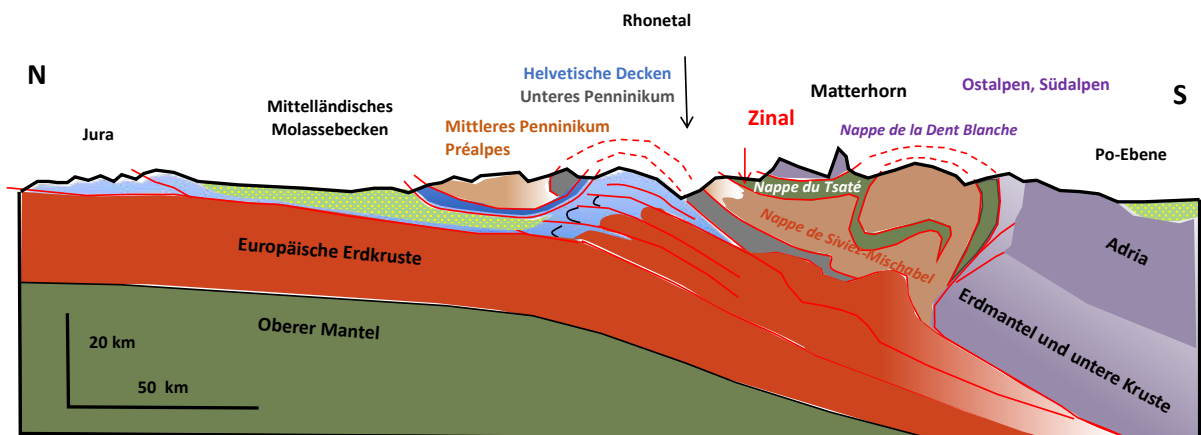
**Abbildung B 5:** Rekonstruktion der Position der Kontinentalplatten vom Perm (255 Millionen Jahre) bis zum mittleren Eozän (50 Millionen Jahre). Vereinfacht nach [www.scotese.com](http://www.scotese.com).



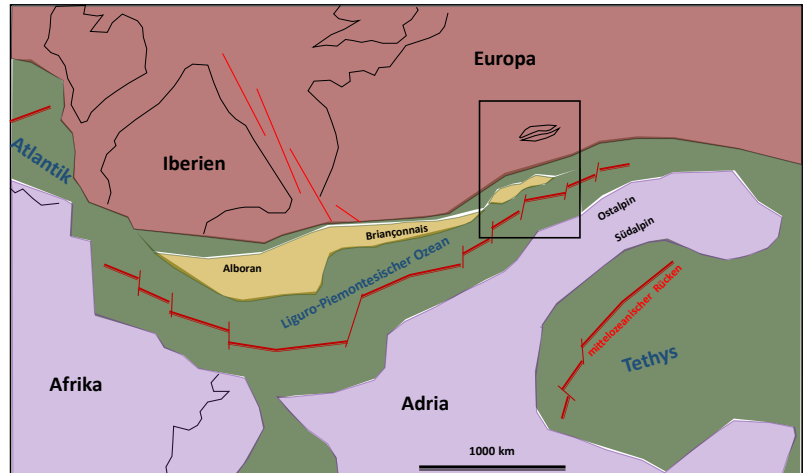
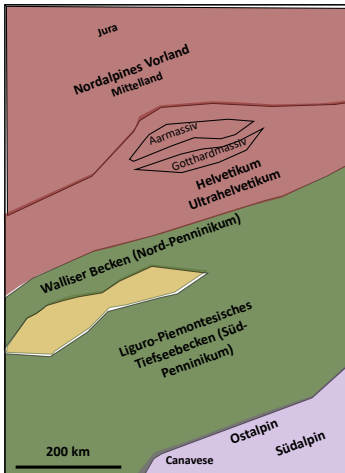
## c. Vom Deckenbau der Alpen zur Paläogeographie

Die „**Deckentheorie**“ wurde an der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert geboren. Geologen hatten beobachtet, dass in den Alpen - und in andern Gebirgen – oft ältere Gesteinsschichten mit scharfem Kontakt über jüngeren Schichten liegen. Dies konnten sie nur damit erklären, dass die älteren Schichten bei der Gebirgsbildung tektonisch in diese Position geschoben worden waren. Die geologische Kartierung zeigte, dass diese Überschiebungen Gesteinsschollen von mehreren Kilometern seitlicher Ausdehnung und hunderten von Metern Mächtigkeit, also eigentliche „**Decken**“, betraf. Das seither entstandene geologische Bild der Alpen belegt, dass das ganze Gebirge durch diese Decken-Architektur gekennzeichnet ist: Bei der Kollision zwischen Europa und Afrika wurden in den Alpen Sedimentschichten und mächtige Schollen kristalliner Gesteine (Gneise, Granite u.a.m.) der oberen Erdkruste durch den Druck von ihrem Substrat abgeschert und entweder nach Norden auf das europäische, oder nach Süden auf das adriatische (das heisst: afrikanische) Vorland überschoben.

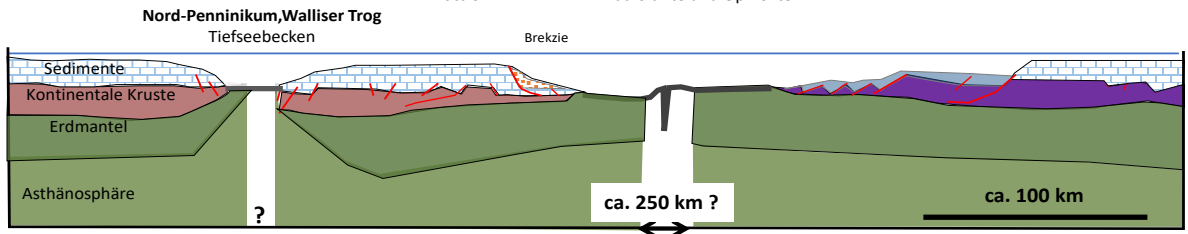
Das geologische Profil der Abb. B 6 zeigt diesen Deckenbau im Querschnitt der Walliser Alpen. Will man die Sedimente und die Gesteine der kristallinen Erdkruste in diesem Profil in ihre ursprüngliche geographische Position, vor der Alpenfaltung zurückbringen, so reicht es an sich, dass man die Decken in ihre „**Heimat**“ im Süden zurückverschiebt. Auf diese Weise erhält man eine „**paläogeographische Karte**“, wie in Abb. B 7. dargestellt. Dass in dieser Karte die Abfolge der paläogeographischen Räume von Norden nach Süden nicht exakt der Abfolge der sich überlagernden Decken entspricht (z.B. Decken des Mittleren Penninikum in den Préalpes), liegt daran, dass sich die Decken bei der Kollision von Afrika und Europa teilweise früh von ihren Wurzeln abkoppelten und durch die Wirkung der Gravitation weit nach Norden glitten. Im weiteren Verlauf der Alpenfaltung wurden sie dann wieder durch andere Decken überfahren.



**Abbildung B 6:** Vereinfachtes geologisches Profil durch die Walliser Alpen und die Westschweiz mit den wichtigsten geologischen Einheiten (Quelle: Wildi 2017 b und <http://cirquedebarroza.free.fr/formpyr1.htm>).



- |          |   |   |  |   |          |
|----------|---|---|--|---|----------|
| <b>A</b> | <p>Helvetikum und Nordalpines Vorland<br/>Flachmeer, Karbonat-Plattform</p> | <p>Mittl. Penninikum<br/>Briançonnais<br/>Flachmeer, Karbonat-Plattform</p> | <p>Süd-Penninikum<br/>Liguro-Piemont. Becken<br/>ozeanische Kruste<br/>Radiolarite und Ophiolite</p> | <p>Ostalpin – Südalpin<br/>Tiefsee-Plateau und Karbonat-Plattform</p> | <b>B</b> |
|----------|---|---|--|---|----------|



**Abbildung B 7 a:** Paläogeographische Karte vom Jura, über das Alpenmeer bis zum Südalpin. Die Karte stellt die Situation im Oberen Jura, vor 150 Millionen Jahren dar. Die alpinen Decken sind in ihre ursprüngliche geographische Position zurückversetzt.

**b:** Paläogeographie von Europa, Iberien, Afrika und Adria zur selben Zeit wie Abbildung a. Der schwarze Rahmen entspricht dem in Abbildung a dargestellten Ausschnitt.

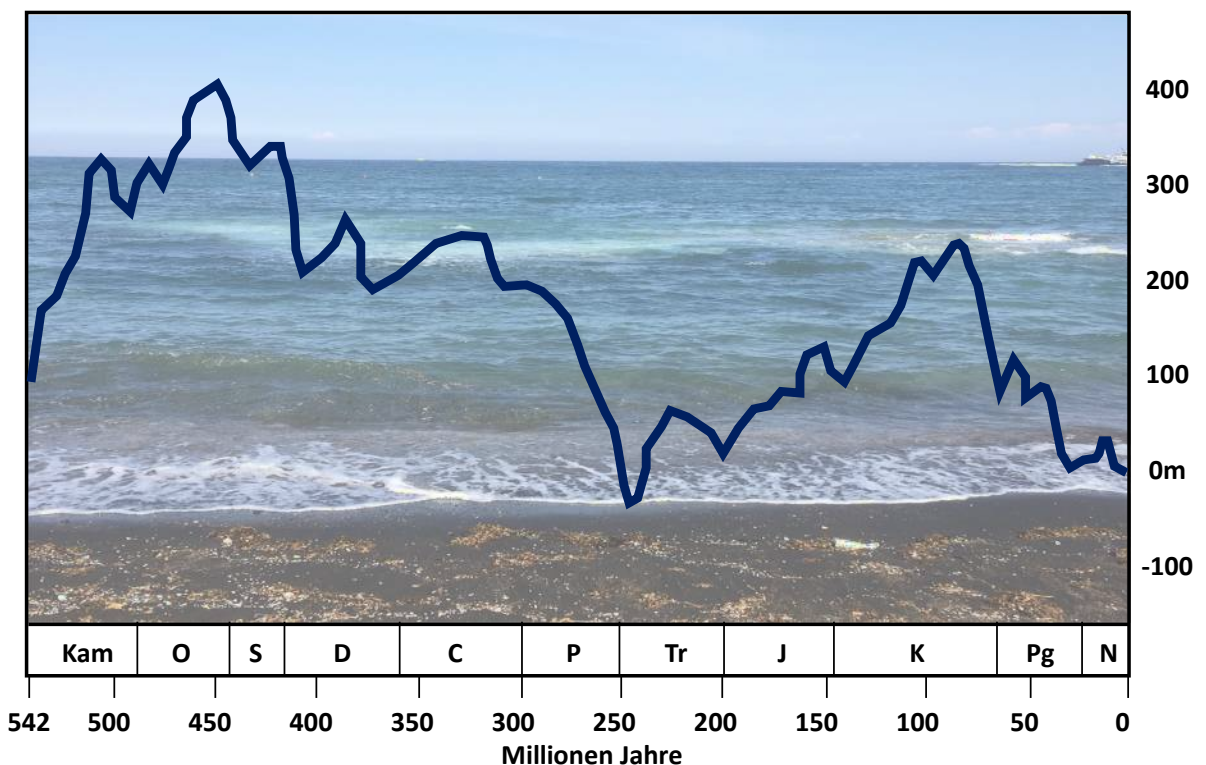
**c:** Schematischer geologischer Schnitt (Profilspar siehe Abb. a).

p.s: Der Begriff "Penninikum" bezieht sich auf die tektonischen Decken, die aus dem Walliser Becken, dem Briançonnais und dem liguro-piemontesischen Ozean stammen. Inkonsequenter Weise wird der Begriff Nord-Penninikum auch für die Bezeichnung des Walliser Beckens, Mittel-Penninikum für das Briançonnais und Süd-Penninikum für den Liguro-Piemontesischen Ozean verwendet.

## d. Meeresspiegelschwankungen

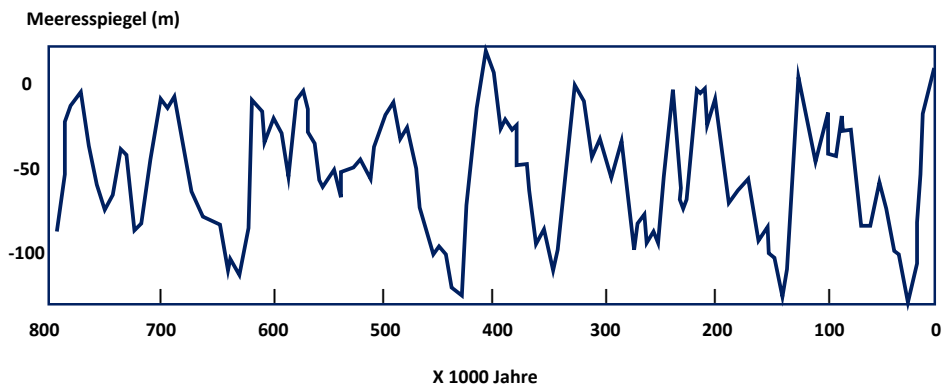
Aus dem Weltall betrachtet wären einem Beobachter im Verlaufe der Zeit neben den Bewegungen der Platten auch die grossen **Meeresspiegelschwankungen** und die damit zusammenhängende mehr oder weniger weitflächige Überflutung der Kontinente, bzw. der Kontinentalränder aufgefallen. Die höchsten Wasserstände finden sich während dem Paläozoikum (Abb. B 8), vom Ordovizium bis zum Devon. In der hier betrachteten Periode von 300 Millionen Jahren lag der Meeresspiegel am Ende des Perms am tiefsten. In der Trias stieg er kurz an und fiel dann wieder zurück. Im Lias, das heisst am Anfang des Zeitintervalls des Jura (ab 200 Millionen Jahren), begann der Meeresspiegel zu steigen und erreichte schliesslich in der Kreide (um 100 Millionen Jahre) das Maximum von etwa 250 m über dem heutigen Niveau. Sodann sank er wieder langsam ab.

Hohe Meeresspiegel weisen auf starke vulkanische Aktivität entlang der ozeanischen Rücken, das heisst auf ein rasches Auseinanderdriften der Kontinente hin (Abb. B 3, 5). In diesem Fall wächst das Volumen der Rücken durch die lokale Erwärmung aus der Tiefe an, sodass das Meereswasser über die Ozeanbecken «hinausquillt» und die Kontinente überflutet.



**Abbildung B 8:** Globale Meeresspiegel-Schwankungen seit dem Beginn des Kambriums (542 Millionen Jahre, Hallam, A., *Phil. Trans. Royal Soc. B* 325, 437-455, 1989; siehe auch [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Phanerozoic\\_Sea\\_Level.png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Phanerozoic_Sea_Level.png). N: Neogen, Pg: Paläogen, K: Kreide, J: Jura, Tr: Trias, P: Perm, C: Karbon, D: Devon, S: Silur, O: Ordovizium, Kam: Kambrium.

In Abb. B 9 sind die Meeresspiegelschwankungen während den Eiszeiten des Pleistozäns dargestellt. Im Pleistozän sind die Schwankungen auf die wechselnden Eisvolumen an den Polen und in den Gebirgen zurückzuführen.

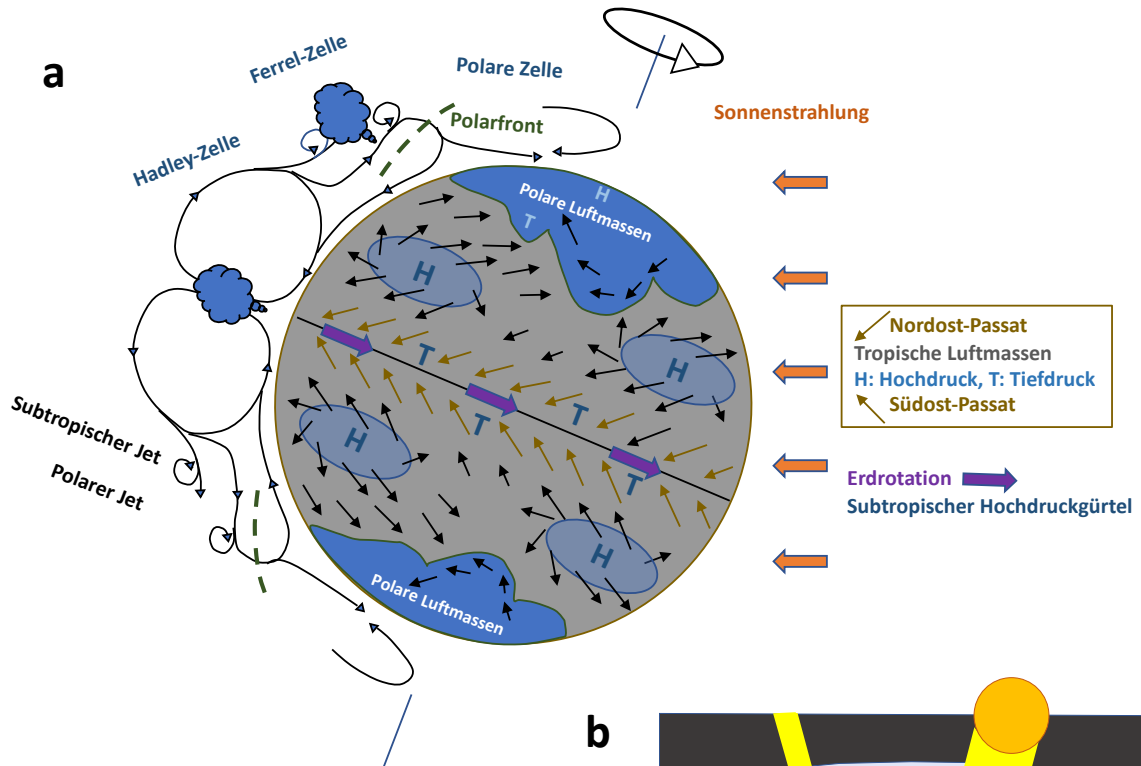


**Abbildung B 9:** Meeresspiegelschwankungen während den letzten 800'0000 Jahren der Erdgeschichte, mit Eiszeiten (tiefe Meeresspiegel) und Zwischeneiszeiten (hohe Spiegel; Spratt & Lisiecki, 2016, Fig. 4).

# e. Das Klima und seine Geschichte

## Klima

Mit dem Wort «Klima» beschreibt man die Summe mehrerer Parameter, welche den Zustand der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Biosphäre im allgemeinen beschreiben. Die Abb. 10a illustriert das Zusammenspiel von Sonnenstrahlung und Erdrotation welche verantwortlich sind für die Zirkulation in der Atmosphäre und die Niederschläge. Abb. 10b illustriert die Strahlungsbilanz der Sonne.



**Abbildung B 10 a:** Schematische Darstellung des Zusammenspiels von Sonnenstrahlung und Erdrotation, welche zusammen die Atmosphärenzirkulation weitgehend bestimmen. Situation im Sommer, wenn die nördliche Hemisphäre der Sonne zugekehrt ist.

**Abb. B 10 b:** Strahlungsbilanz der Sonne.

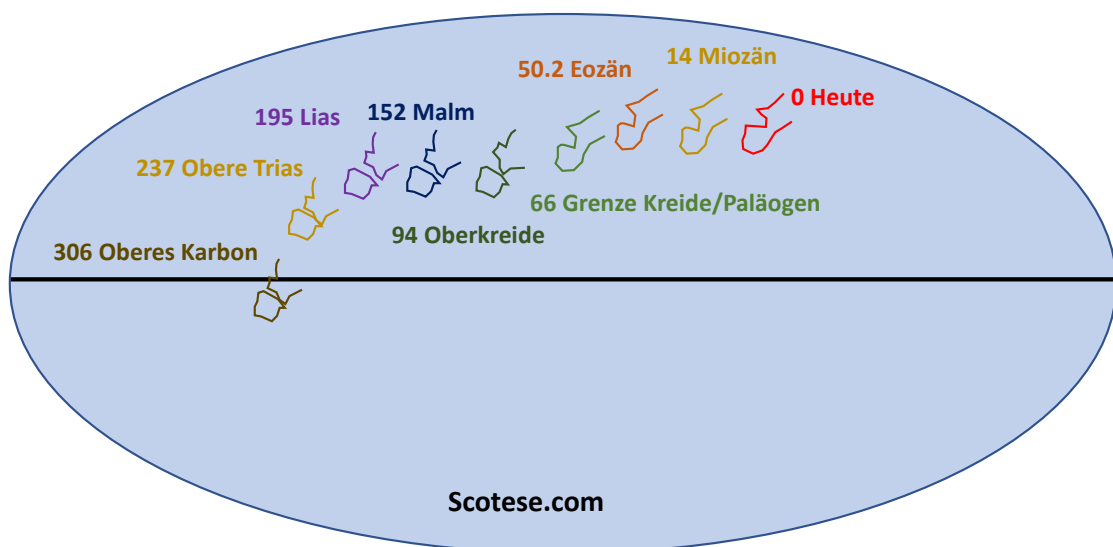
# Klimageschichte

Die Klimageschichte interessiert heute ganz besonders, befinden wir uns doch in einer Zeit von markantem Klimawandel.

Seit der Entstehung der Erde war deren Geschichte gekennzeichnet durch ein wechselhaftes Klima. Der häufigste Zustand in dieser Geschichte war ein warmes Klima, mit mittleren globalen Temperaturen, die um mehrere Grad Celsius höher lagen, als heute (Abb. B 13). Der andere, seltenere Klimazustand war jener der Kaltzeiten. Grosse Kaltzeiten traten im **Präkambrium**, vor etwa 750 Millionen Jahren, im Erdaltertum zwischen 460 und 440 Millionen Jahren (**Ordovizium**) und 345 – 280 (im **späten Karbon und dem frühen Perm**), sowie im **Pleistozän**, d.h. während dem Quartär, ab etwa 2.6 Millionen Jahren auf. Vor allem während der zweiten Hälfte des Pleistozäns ereigneten sich mehrere extreme Kaltperioden (Eiszeiten) mit grosser Ausdehnung der Eismassen an den Polen, in den Alpen und andern Gebirgen. Diese Kaltzeiten wurden unterbrochen durch kürzere warme Perioden, sogenannte Zwischeneiszeiten. Wir leben heute, bzw. seit 11'700 Jahren, in einer solchen Zwischeneiszeit, dem **Holozän**. Zwischen Warm- und Kaltzeiten waren die Temperaturunterschiede in den polaren Regionen stets viel stärker als in den Tropen.

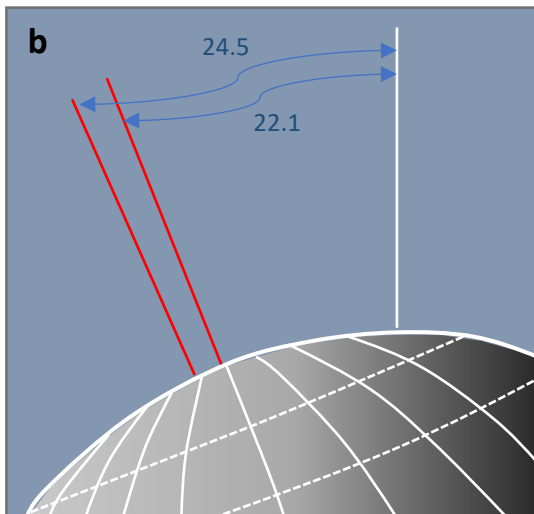
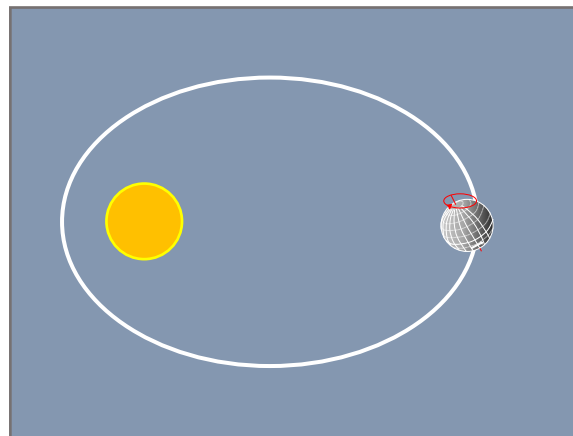
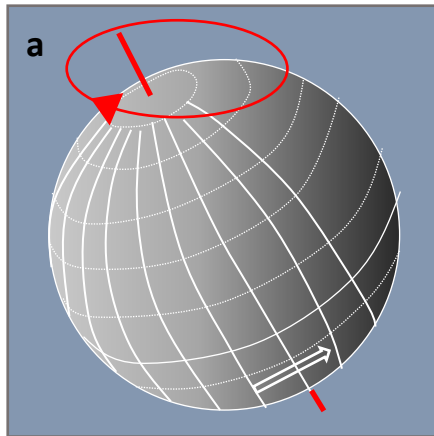
Die Entdeckung der **Eiszeiten** in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts basierte auf der Beobachtung von Gletscherablagerungen, v.a. von Findlingen, weit von den heutigen Gletschern entfernt, sei es im Alpenvorland, im Norden Europas, oder in Nordamerika.

Auf den Kontinenten erwies sich die Datierung der mit diesen Spuren verbundenen Gletschern und deren Schwankungen allerdings als schwierig. Eine Lösung brachten in den 1950er und 1960er Jahren namentlich Arbeiten zweier Forscher, C. Emiliani und N.J. Shackleton, welche die Zusammensetzung der Sauerstoffisotope in Foraminiferenschalen (marine Einzeller) studierten und deren Schwankung mit jener der kontinentalen Eismassen korrelierten.



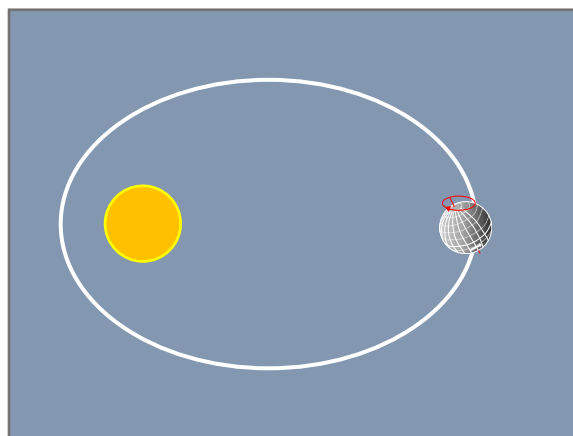
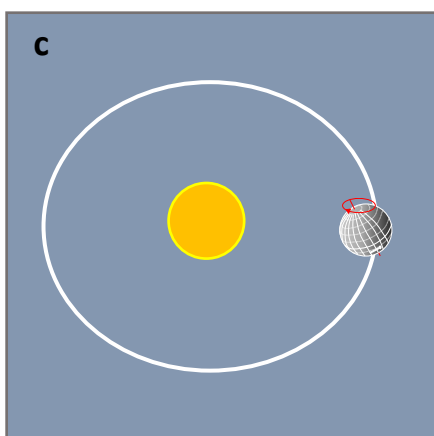
**Abbildung B 11:** Plattenverschiebung und geographische Breite Westeuropas (Konturen des heutigen Spaniens und Frankreichs) im Verlauf der letzten 306 Millionen Jahre (Oberes Karbon bis heute); Auszug aus den paläogeographischen Rekonstruktionen von [www.scotese.com](http://www.scotese.com).

In den 1920-er Jahren studierte der Serbische Mathematiker und Astronom Milutin Milankovic die Zyklen der Eiszeiten und Zwischeneiszeiten und verglich sie mit den zyklischen Veränderungen der Erdumlaufbahn um die Sonne, sowie mit den Schwankungen der Neigung der Erdachse zur Erdumlaufbahn (Abb. B 12). Dabei stellte er fest, dass sich die Überlagerung der Effekte der sich ändernden Erdumlaufbahn und die Klimazyklen während dem Pleistozän (letzte 2.6 Millionen Jahre der Erdgeschichte) weitgehend decken. Seit dieser Entdeckung gelten diese Zyklen als Erklärung für die Eiszeiten.



**Abbildung B 12:** Milankovic-Zyklen, geprägt von der Variation folgender Faktoren:

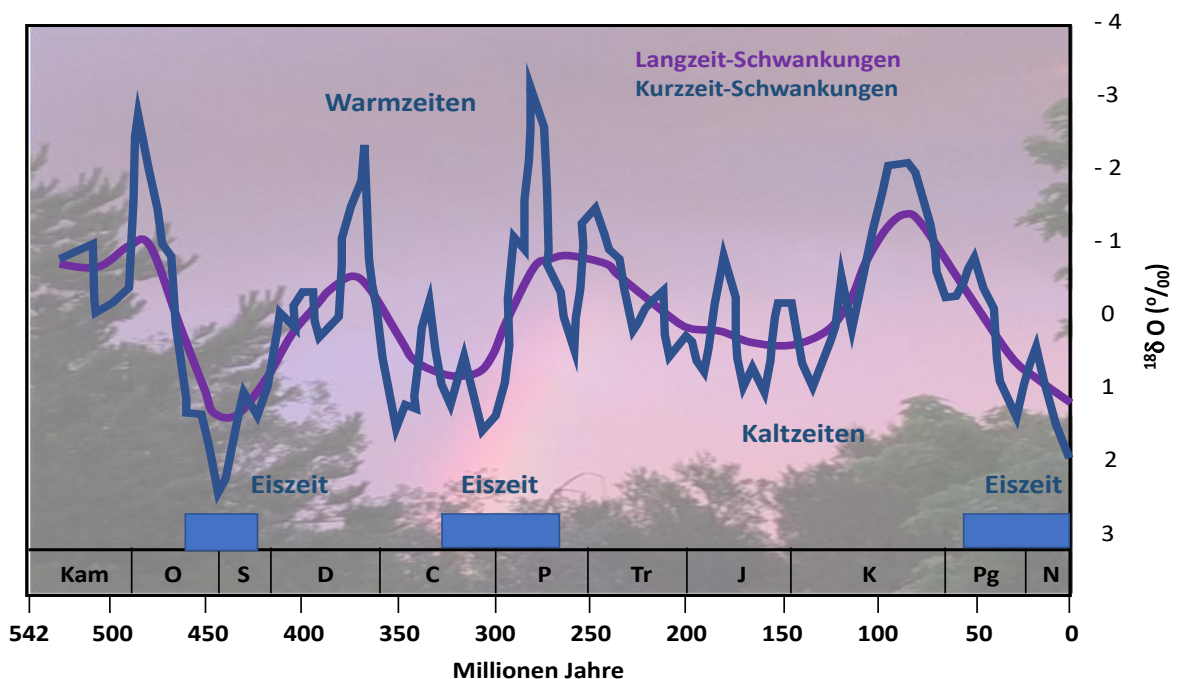
- a) Präzession (Zyklus von 19'000-24'000 Jahre)
- b) Neigung der Erdachse (41'000 Jahre)
- c) Exzentrität (100'000 Jahre).



Die drei Faktoren der Milankovic-Zyklen (Abb. B 12):

- Die Präzession, welche die Neigung der Erdachse zur Sonne im Verlauf des Jahres auf der elliptischen Umlaufbahn beschreibt. Dabei ist zu beachten, dass die Frage der Zuwendung der Süd- bzw. der Nordhemisphäre im Sommer bzw. im Winter aufgrund der ungleichen Oberflächen von Kontinenten und Ozeanen zu unterschiedlichen Klimaeffekten führt. Diese sogenannte Präzession hat einen Zyklus von 19'000 bis 24'000 Jahren.
- Die Neigung der Erdachse zur Umlaufbahn mit einer Periodizität von 41'000 Jahren
- Die Exzentrizität der elliptischen Umlaufbahn der Erde um die Sonne mit einer Periodizität von etwa 100'000 Jahren

Zu einer Eiszeit kann es dann kommen, wenn die drei Zyklen im Sinne einer minimalen Sonnenstrahlung auf die Kontinente wirken.



**Abbildung B 13: Mittlere Jahrestemperaturen** im Verlaufe der Erdgeschichte seit dem Kambrium (542 Millionen Jahre), ausgedrückt durch die Schwankungen des Sauerstoffisotops O-18 in marinen Sedimenten. Ref:

[https://de.wikipedia.org/wiki/Klimageschichte#/media/Datei:Phanerozoic\\_Climate\\_Change\\_\(de\).png](https://de.wikipedia.org/wiki/Klimageschichte#/media/Datei:Phanerozoic_Climate_Change_(de).png)

Vor dem Pleistozän existierten die «Milankovic-Zyklen» ebenfalls, aber das allgemeine Temperaturniveau der Erdatmosphäre war während dem Mesozoikum, dem Paläogen und dem Neogen zu hoch, um Eiszeiten zu erlauben.

Der Klimaverlauf der Erdgeschichte wird heute v.a. mit Hilfe der Schwankungen der Sauerstoffisotopen O-18 in Meeressedimenten und in Fossilschalen in diesen Sedimenten rekonstruiert (Abb. B 13). Positive Werte weisen auf Eiszeiten, negative



Werte auf Warmzeiten hin. Dank dieser Methode ist es möglich, grössere und kleinere Gletscherschwankungen weltweit zu korrelieren; diese ozeanische Klimageschichte dient heute auch als Referenz. Schwierig bleibt indessen noch immer die genaue Korrelation der Befunde in den Ozeanen mit den Moränenständen auf den Kontinenten, so auch im Alpenvorland.

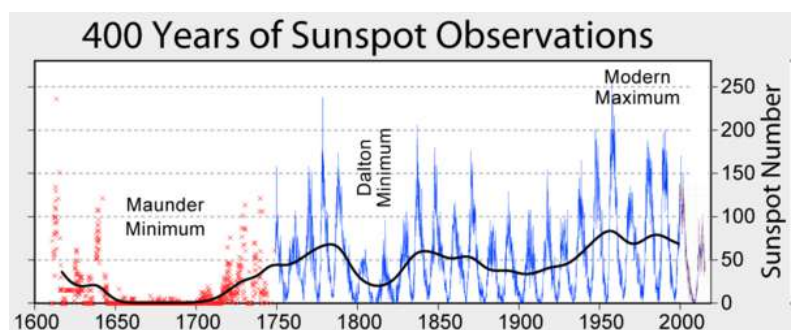
-----

**Sauerstoff-18** (O-18) ist in der Atmosphäre seltener als das leichtere Isotop O-16. Aufgrund seiner grösseren Masse ist es im Meerwasser häufiger anzutreffen, als im Regenwasser, im Schnee und vor allem im Gletschereis. Während einer Kaltzeit ist viel «leichtes» Wasser im Gletschereis gebunden, währenddem die Werte für O-18 im Meerwasser erhöht sind.

-----

Gewisse Verschiebungen der Eiszeiten werden durch die Milankovic-Zyklen nicht zufriedenstellend erklärt. Auch die Klimaschwankungen während der nunmehr 11'700 Jahre dauernden Nacheiszeit, dem Holozän erklären sich nicht durch die zyklischen Variationen in der Erdumlaufbahn und den Schwankungen der Erdachse.

Nach dem Ende der letzten Eiszeit stiegen die Temperaturen weltweit an und erreichten vor 8'000 bis 5'000 Jahren ein Maximum (sogenanntes «**holozänes Klimaoptimum**»). Seither sinken die Temperaturen weltweit wieder ab, durchsetzt von kurzfristigen Fluktuationen. Diese werden in erster Linie durch Schwankungen der Intensität der Sonne, ausgedrückt durch die Sonnenflecken, das heisst die Eruptionen welche man an der Oberfläche der Sonne beobachtet korreliert. Das klassische Beispiel hierfür ist die Korrelation des sogenannten «Maunder-Minimums» (Abb. B 14) mit dem Kleinen Eiszeitalter, welches im 16. Jahrhundert einsetzte und bis um 1850 dauerte. Seit dem Ende dieser Kleinen Eiszeit erwärmt sich das Erdklima.



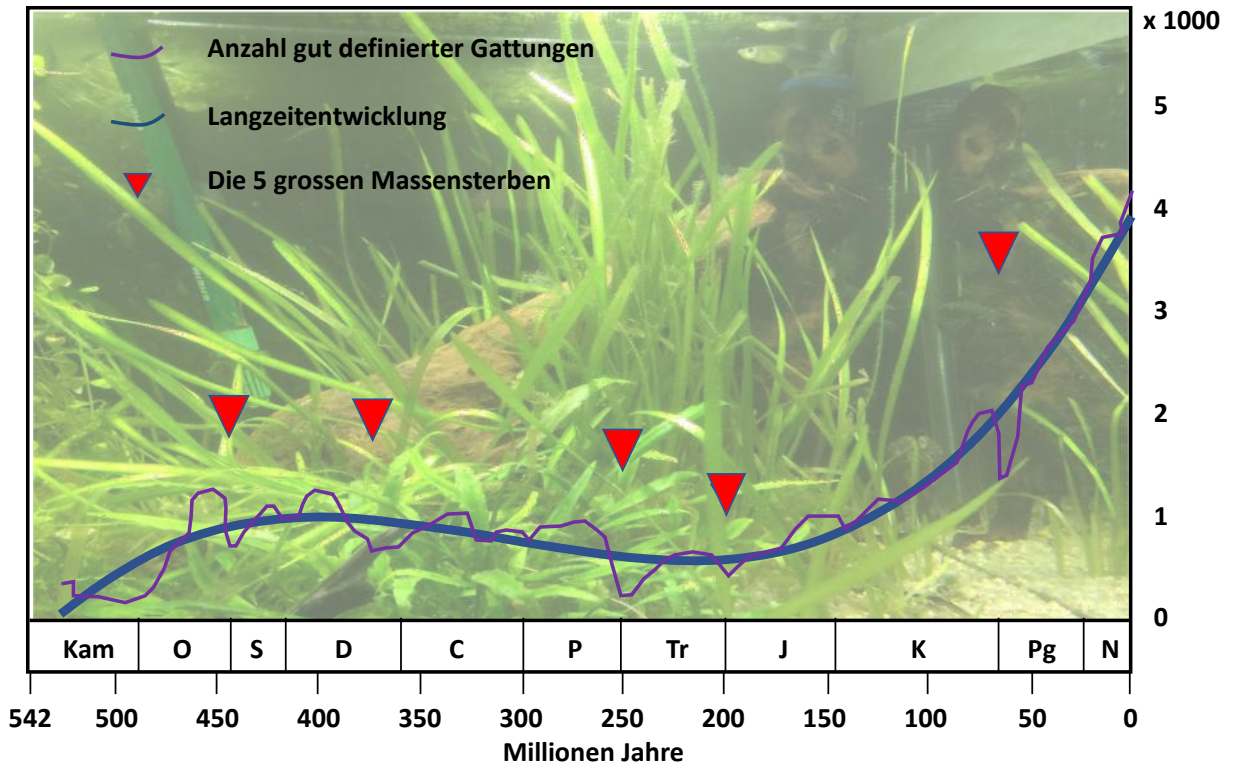
**Abbildung B 14 a:** Die Sonnenflecken sind Indikatoren der Intensität der Sonnenstrahlung. (<https://www.weather.gov/fsd/sunspots>). **b:** Anzahl Sonnenflecken seit dem Jahr 1600. Die geringe Zahl während dem 17. Jahrhundert wird als «Maunder Minimum» bezeichnet.

Dieses wird mit dem ersten Maximum der Kleinen Eiszeit korreliert

([https://en.wikipedia.org/wiki/Solar\\_cycle](https://en.wikipedia.org/wiki/Solar_cycle)).

## f. Evolution und Biodiversität

Eine klassische, aber nicht unbedingt präzise Methode zur Beschreibung der Entwicklung der Biodiversität im Verlauf der Erdgeschichte besteht darin, die in der paläontologischen Literatur erwähnten Gattungen fossiler Organismen zu zählen. Die Abb. B 15 zeigt das Resultat einer derart erstellten Rekonstruktion der Entwicklung der Biodiversität.



**Abbildung B 15:** Entwicklung der **Biodiversität** (Anzahl Gattungen x 1000) seit Beginn des Kambriums vor 542 Millionen Jahren. (Vereinfacht nach [https://en.wikipedia.org/wiki/Phanerozoic#/media/File:Phanerozoic\\_Biodiversity.svg](https://en.wikipedia.org/wiki/Phanerozoic#/media/File:Phanerozoic_Biodiversity.svg)).

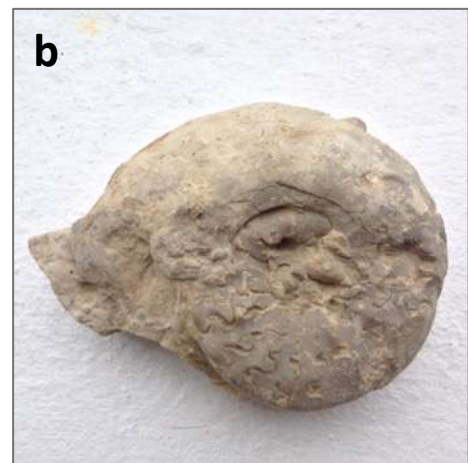
Wenngleich die ersten einzelligen Organismen bereits im Präkambrium, vor etwa 4.1 Milliarden Jahren erschienen, ist die Entwicklung komplexer Organismen erst ab dem Kambrium, vor 542 Millionen Jahren dokumentiert. Die Abb. B 15 zeigt, dass die Biodiversität im Verlauf der Jahrmillionen allmählich anstieg, unterbrochen durch fünf grosse Krisen (Massenaussterben). Die grössten dieser Katastrophen geschahen am Ende der Perm- und am Ende der Kreidezeit. Als Gründe für diese Massenaussterben werden Meteoriteneinschläge und/oder Vulkanismus postuliert. Gewisse Autoren glauben, dass wir heute als Folge des menschlichen Einflusses auf die Biosphäre einem weiteren grossen Massenaussterben beiwohnen.

Die ältesten fossilführenden Sedimente in der Schweiz, stammen aus dem Karbon. Kurz vor her begannen die Pflanzen die Kontinente zu erobern. In der Karbonzeit, ab etwa 360 Millionen Jahren, bildeten sie eigentliche Wälder mit Schuppenbäumen, Siegelbäumen, Schachtelhalmen, Farnen, u.a.m. (Abb. B 16).



**Abbildung B 16:** Aus dem späten Paläozoikum bis heute erhalten gebliebenen Pflanzen (Conservatoire et Jardins botaniques Genève) .

Diese Wälder stellten ein ideales Ökosystem etwa für Libellen und Amphibien dar. Die grössten Kohlevorkommen Europas entstanden in der Karbonzeit, dank der Erhaltung (Fossilisation) der abgestorbenen Pflanzen. Diese Entwicklung der Vegetation kann man in der Schweiz weiter verfolgen, bis in die **Triaszeit**, mit ihren Fundstellen fossiler Schachtelhalme (Equiseten), Farnen und Nadelhölzern. Im mittleren Teil der Trias, dem Muschelkalk, sind auch Faunen aus dem Flachmeer bekannt, wie etwa Crinoiden, Ceratiten («Triasammoniten», Abb. B 17 b), Muscheln und Schnecken.



**Abbildung B 17 a:** Typische rot gefleckte Bruchfläche eines Schilfsandstein-Blocks. Bei gut erhaltenen Pflanzenresten handelt es sich v.a. um Equiseten. (Obere Trias, Röt Gansingen, Koo 651 600/266 750).

**Abbildung 17 b:** Ceratit aus der Mergelschicht an der Grenze zwischen Plattenkalk und Trochitenkalk (Muschelkalk) bei Mettau (Aargau). Der Durchmesser der Versteinerung beträgt etwa 10 cm.

Während der **Jurazeit** hing die Zusammensetzung der in den Sedimentgesteinen auftretenden Faunen stark von der Wassertiefe des Meeres ab. Besondere Beachtung verdienen die im offenen Meer lebenden Ammoniten, deren rasche Entwicklung dazu führen, dass sich diese Organismen besonders gut zur Datierung der Gesteine eignen. Im **Mittleren Jura**, dem **Dogger**, vertiefte sich das liguro-piemontesische Becken des Alpenmeeres so weit, dass einzig Einzeller mit Skeletten aus Siliziumoxid ( $\text{SiO}_2$ ), insbesondere Radiolarien, in den Tiefseesedimenten erhalten blieben. Sie können heute eigentliche «Radiolarite» bilden (Abb. B 18).



**Abbildung B 18:** Radiolarite: diese Sedimente wurden im Liguro-Piemontesischen Becken des Alpenmeeres in ca. 2.5 – 4 km Wassertiefe abgelagert (Nappe du Tsaté, Tracuit, 616'295, 107'850 et 618'460, 108'120). Photo: M. Sartori.

Die fossilen Faunen der Flachmeere (Schelfmeere) sind äusserst vielfältig. Neben den im offenen Meer schwimmenden Ammoniten und Belemniten, finden sich zahlreiche Muscheln (Bivalven), Schnecken (Gastropoden) und Brachiopoden. Im Gebiet des Juragebirges und auf der Helvetischen Plattform traten in der Mittleren und Oberen Jurazeit (Dogger und Malm) auch Korallenriffe auf (Abb. B 19).



**Abbildung B 19:** Einzelkoralle (links) und Korallenkolonie in Riffkalken am Gipfel der Gisliflue (Aargau). Alter: Mittlerer Dogger (Wildi & Lambert 2019).

In feinen Kalksteinen welche etwa in tiefern Bereichen des südlichen Alpenmeeres abgelagert wurden, sind mikroskopisch kleine planktonische Faunen mit becherförmigen Kalkschalen als Leitfossilien zu finden, die Calpionellen. Auch Mikrofossilien pflanzlichen Ursprungs (Nanoplancton) gewannen ab dem Mittleren Jura an Wichtigkeit. Ihre kalzitischen Skelette finden sich z.B. als sogenannte Coccolithen, v.a. in Kalksteinen und Mergeln.

Während der **Kreidezeit** entwickelten sich die Ammoniten weiter und «degenerierten» zum Teil, etwa indem sich ihre gekammerte Kalkröhre nur zu Beginn spiralig aufwickelte und gegen Ende der Lebenszeit der Fossilien eine gestreckte Röhre bildeten.

Auf der Helvetischen Karbonatplattform und im Jura finden sich dickschalige Austern und becherförmige, massive Teller von sessilen Muscheln, die Inoceramen. Diese konnten sich nach dem Tod der Organismen zu Kalkprismen zersetzen, welche leicht bis ins Tiefmeer verschwemmt wurden. Ebenfalls auf den ehemaligen marinen Plattformen finden sich mehrere Millimeter messende einzellige Foraminiferen mit einem Kalkskelett, die Orbitolinen.

In der Oberkreide entwickelten sich morphologische fein differenzierte planktonische Foraminiferen, Globotruncana. Diese erlauben in Sedimenten des offenen Meeres, ähnlich den Ammoniten der Jurazeit, eine sehr feine zeitliche (stratigraphische) Unterteilung und Datierung.

Man kann nicht über Fossilien und Biodiversität im Verlaufe des Erdmittelalters sprechen, ohne die grosse «Kuriosität» dieser Ära, die **Saurier** (Reptilien) zu erwähnen. Das Vorkommen mit den besterhaltenen Skeletten in der Schweiz, ist jenes der Meersaurier



**Abbildung B 20:** Abdruck eines Dinosaurierfusses in plattigen Malmkalken in Courtedoux (Jura); Durchmesser: ca. 50 cm.

(Ichthyosaurier) vom Monte San Giorgio (Tessin), welche in der Mittleren Triaszeit das aus dem Tethysraum eingedrungene Meer bevölkerten. Diese als UNESCO-Welterbe ausgezeichnete Fundstelle illustriert auch die Biodiversität in den Meeren dieser Zeit der Erdgeschichte, namentlich mit zahlreichen gut erhaltenen Ceratiten («Triasammoniten»). Skelette terrestrischer Dinosaurier wurden in den Tonablagerungen der Oberen Trias im Aargauer Tafeljura, in der Grube der Tonwerke von Frick entdeckt. Terrestrische Dinosaurier liebten offensichtlich Küstenebenen und Schlammflächen am Rande von Lagunen. Dinosaurierspuren sind deshalb sowohl aus auf Dolomitgesteinen der Oberen Trias in den Alpen, wie auch in Kalken des Oberen Jura (Malm), z.B. in Courtedoux (Jura, Abb. B 20), Lommiswil (Solothurn) und andern Standorten im Jura und in den Alpen bekannt.

Der Faunenwechsel an der **Grenze Kreide/Paläogen** (66 Mio Jahre) war extrem: Die Ammoniten starben ebenso wie die Dinosaurier aus; die planktonischen Globotruncanen verschwanden und wurden im offenen Meer durch kleine Globorotalien ersetzt. Insgesamt waren etwa 75% der Pflanzen- und Tierarten vom Massenaussterben am Ende der Kreidezeit betroffen waren.

In den tiefen Zonen des sich immer mehr einengenden Alpenmeeres finden sich im **Paläogen** neu die kleinen Globorotalien. Im helvetischen Schelfmeer installierten sich im **Eozän** örtlich kleine Riffe, gebildet aus Rotalgen (Lithothamnien) und Grossforaminiferen (Gruppen der Discocyclinen, Asterocyclinen und Nummuliten). Im frühen **Oligozän** schlossen sich die letzten Tiefseebereiche des Alpenmeeres und ein Arm eines seichten Wattenmeeres erstreckte sich vom neu entstehenden Mittelmeer entlang der austiegenden nördlichen Alpenfront bis zum Wienerbecken. Dieser Meeresarm der Unteren Meeresmolasse empfing das in den aufsteigenden Alpen erodierte Material von Geröll, Kies, Sand und Ton. Bald verlandete der Meeresarm und die Untere Süsswassermolasse überlagerte mit ihren riesigen Schuttfächern die Meeresmolasse.

Im **Mittleren Miozän** (Neogen, 20 Millionen Jahre) wiederholte sich die Geschichte: Eine neue Transgression führte zur Überflutung des Mittellandes und des südlichen, noch nicht tektonisch verformten Juras. Die sandige Obere Meeresmolasse lagerte sich im stark durch die Gezeiten beeinflussten Meer ab. Die Molasseablagerungen beendeten im Oberen Miozän die Ablagerungsgeschichte im Alpenvorland mit der Bildung der Oberen Süsswassermolasse.

Fauna und Flora bilden das wechselnde Ablagerungsmilieu der Molasse in meist warmen klimatischen Bedingungen ab: Flachmeer, Schwemmebenen mit Flüssen und Seen und Schuttkegel entlang der Alpenfront beschreiben ein wechselndes Landschaftsbild. Insbesondere die Obere Meeresmolasse ist reich an allen möglichen Muscheln, Schnecken, Seeigeln und anderen Fossilien aus dem Wattenmeer (Abb. B 21). In der Unteren und Oberen Süsswassermolasse findet man oft Pflanzenreste und gar kleine Kohlenflöze, sodann Landschnecken, Säugetierzähne u.a.m. Die Pflanzen der Süsswassermolasse umfassen zum Teil tropische Arten, wie etwa Dattelpalmen, Lorbeer, Magnolien, Kampfer und Tulpenbäume. Die Pflanzen mit immergrünen Blättern bildeten zusammen mit Arten aus einem gemässigten Klima eine Vegetation von ausserordentlichem Artenreichtum, etwa vergleichbar der heutigen Vegetation im Südosten der USA, oder gewissen Regionen im Süden Chinas.



**Abbildung B 21:** Fossilien aus der Oberen Meeresmolasse von Würenlos (Ausstellung Emma-Kunz-Zentrum, Bestimmung und Fotos: H. Furrer): a: Wirbelfragment einer Seekuh (Sirena), b: perfekt erhaltener Zahn eines Grosshais (Cacharodon), c: Säugetierknochen, d: Herzmuschel (Cardium), e: Sturmhaubenschnecke (Phalium), f: Kammuschel (Chlamys).

### Fauna und Flora der Oberen Süßwassermolasse von Oeningen

Oeningen liegt im Norden des Westendes des Bodensees (Land Baden – Württemberg), nahe dem Städtchen Stein am Rhein. Hier wurden im 18. und 19. Jahrhundert Gesteine der Obere Süßwassermolasse aus dem Oberen Miozän (13 Millionen Jahre) in zwei Steinbrüchen abgebaut, welche äusserst reiche Faunen und Floren geliefert haben. Viele der Fossilien gelangten durch Kauf in Zürcher Sammlungen.

In einer unteren Fundstelle handelt es sich um Süßwasserkalke, welche sich wahrscheinlich in einem Maarsee der Hegau-Vulkane gebildet hatten. Die höher gelegene Fundstelle besteht aus Mergeln mit Zeugen eines ehemaligen Auenwaldes (Ungricht & Biolzi, ohne Datum).

Die Fundstelle wurde im 18. Jahrhundert durch Johann Jakob Scheuchzer (1672–1733), im 19. Jahrhundert durch Oswald Heer (1809-1883) und im zwanzigsten Jahrhundert durch Rene Hantke untersucht.

Typisch sind Fossilien aus Seeablagerungen, aber auch eingeschwemmte Pflanzen und Tiere vom angrenzenden Land. Ungricht und Pika-Biolzi zitieren namentlich folgende Samenpflanzen: «ein Windengewächs (*Porana oeningensis*), das Schilf (*Phragmites oeningensis*), weitere Sumpf- und Uferpflanzen wie etwa Schachtelhalm (*Equisetum* sp.), Rohrkolben (*Typha* sp.), Laich- und Brachsenkräuter (*Potamogeton* sp. und *Isoëtes* sp.), sowie vielfältige Blätter und Zapfen der ursprünglichen, zypressenähnlichen Gymnospermen-Gattung *Glyptostrobus* und besonders der angiospermen Baumgattungen *Acer* (Ahorn), *Cinnamomum* (Zimtbaum), *Diospyros* (Ebenholz), *Fagus* (Buche), *Ficus* (Feige), *Juglans* (Nussbaum), *Liquidambar* (Amberbaum), *Quercus* (Eiche), *Persea* (Avocado), *Platanus* (Platane), *Salix* (Weide), *Sapindus* (Seifenbaum), *Ulmus* (Ulme), *Zelkova* (Zelkove) sowie der heute ausgestorbenen Leguminosengattung *Podogonium*.»

In der Aufzählung folgen Insekten und andere Kleintiere, sowie zahlreiche Wirbeltiere: «Fische: Aal (*Anguilla* sp.), Hecht (*Esox lepidotus*), Karpfen (*Cyprinus* sp.), Schleie (*Tinca leptosoma*) Rapfen (*Aspius* sp.) Weissfische (*Leuciscus oeningensis*), Barsch (*Perca* sp.), Zahnkärpfling (*Prolebiasperpusillus*), Gründling (*Gobius* sp.), Groppen (*Cottus* sp.), Steinbeisser (*Cobitis* sp.), Amphibien: Kröte (*Palaephrynos* sp.), Riesenfrosch (*Latonia seyfriedi*), Riesensalamander (*Andrias scheuchzeri*). Reptilien: Sumpfschildkröte (*Emys* sp.), Alligatorschildkröte (*Chelydropsismurchisoni*), Natter (*Coluber* sp.), fusslose Echse (*Ophisaurus* sp.). Säugetiere: Fuchs (*Ganecynus palustris*), Pfeifhase (*Prolagus* sp.)». Besonders berühmt geworden ist der Riesensalamander *Andrias scheuchzeri*.



**Abbildung B 22:** Landschaft von Oeningen zur Zeit der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse (Oswald Heer, 1883: *Die Urwelt der Schweiz*. Schulthess-Verlag Zürich).



Aus diesen Faunen und Floren leiteten die Autoren für die Zeit der Oberen Süsswassermolasse ein «*subtropisches Regenklima mit atlantischem Einschlag (milde Winter und nicht allzu heisse Sommer)*» ab.

Aus dem letzten Teil des Miozäns und dem darauf folgenden Pliozän sind im Norden der Alpen keine Ablagerungen bekannt. Im Süden der Alpen, im Südtessin spielte sich hingegen eine interessante Geschichte ab. Am Ende des Miozäns, dem sogenannten Messinian (vor 7.2 bis 5.3 Mio Jahren), sank der Spiegel des Mittelmeeres in dramatischer Weise ab und im ehemals tiefen Meeresbecken lagerte sich Salz ab. Verursacht wurde diese sogenannte «Salinitätskrise» durch den Verschluss der Strasse von Gibraltar, der Verbindung des Mittelmeeres zum Atlantik. Der Abfalls des Meeresspiegels wirkte sich bis in den Südtessin aus: Vom Adriatischen Meer grub der Po ein tiefes Tal Richtung Poebene. Ebenso die dem Po zufließenden seitlichen Zuflüsse aus den Alpentälern. Als dann zu Beginn des darauf folgenden Pliozäns der Atlantik wieder ins Mittelmeerbecken einbrach, stieg der Meeresspiegel rasch an und erreichte selbst die Gegend von Chiasso. Hier lagerten sich die Tone von Balerna ab, mit einer reichhaltigen marinen Fauna von Makro- und Mikrofossilien.

Die Fauna und Flora des Neogens stehen modernen Lebensgemeinschaften sehr nahe.

Die **Eiszeiten des Pleistozäns** brachten ab 2.6 Mio Jahren eine neuartige Flora und Fauna. Die Flora in Gletschernähe war insbesondere den trockenen und kalten Bedingungen der Tundra angepasst, mit dünnem Graswuchs, kleinen Blattpflanzen wie Steinbrech, Silberwurz, u.a.m. Bäume und Büsche blieben von kleinem Wuchs und waren auf Pionierarten beschränkt, wie etwa Birken, Arven, Erlen und Erika. Unter den grossen Säugetieren sind Wollhaarmammut, Wollnashorn, Höhlenbär, Wolf, Höhlenhyäne, Bison, u.a.m. zu erwähnen. Im Lösssand finden sich etwa die charakteristischen kleinen Turmschnecken der Gattung *Pupilla*.

Fauna und Flora der Warmzeit migrierten in den Süden und überlebten in Refugien. In Zwischeneiszeiten zog sich die kaltzeitliche Vegetation in den Alpen in grössere Höhen zurück. Pflanzenreste in den Sedimenten, vor allem aber Pollen belegen die Kolonisierung der Landschaften in tieferen Lagen durch Nadelbäume und Laubbäume welche rasch Wäldern bildeten, wie man sie heute antrifft. In der Zwischeneiszeit des Holsteins (um 400'000 Jahre) findet man Pflanzenreste, die auf eine noch wärmere Vegetation hinweisen, ähnlich einem Mittelmeerklima: Flügelnuss (*Pterocarya*), Esche, Ulme, Erle, Hasel, Hainbuche, Linde, Eiche, Eibe. In der letzten Zwischeneiszeit, der sogenannten Eem-Warmzeit (126'000 – 116'000 Jahre), wuchs im schweizerischen Mittelland Eichenmischwald, zum Teil gar mit einem starken Anteil an Hainbuche.

# C. Geowanderungen durch die Erdgeschichte in der Schweiz: Hinweise auf Exkursionen und Besuche

## Einleitung

In diesem Kapitel findet der geneigte Leser Vorschlägen für Feld- und Museumsbesuche welche die Erdgeschichte in der Schweiz illustrieren. Die meisten Vorschläge finden sich über Internetsites; sie führen den Wanderer zu interessanten geologischen Objekten, und laden zum Besuch «auf eigene Faust» ein. In der ganzen Schweiz werden heute auch geführte geologische Exkursionen angeboten. Interessante Vorschläge finden sich auf [www.erlebnis-geologie.ch](http://www.erlebnis-geologie.ch).

Internetsites wechseln; sie werden aktiviert und können wieder verschwinden. Aus diesem Grund sind die Angaben einzig am Tag des Aufrufes aktuell. Wir werden versuchen, die Aufrufe hin und wieder zu erneuern und die Adressen entsprechend zu aktualisieren. Gerne nehmen wir auch neue Vorschläge entgegen.

Die hier vorgeschlagenen Feld- und Museumsbesuche können individuell und auf eigene Verantwortung (!) durchgeführt werden. Sie verlangen etwas Vorbereitung und Vorkehrungen, etwa bezüglich Bekleidung, Feldausrüstung, Verpflegung, etc. Dokumente können Dank 3G und 4G fast überall im Gelände konsultiert werden. Aber nur fast! Ein Papierausdruck (namentlich der Kartendokumente) ist deshalb zu empfehlen! Die Bedingungen für Feldbesuche können sich im Verlauf der Zeit ebenfalls verändern: Strassenverhältnisse, Zugangsbedingungen, etc. Der Besucher ist diesbezüglich selbst verantwortlich!

Kartendokumente (geologische und topographische Karten, Luftbilder, u.a.m.) können auf [www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch) gesichtet und teilweise heruntergeladen und/oder selbst ausgedruckt werden. Bei Swisstopo sind auch die klassischen geologischen Karten und Erläuterungen zu kaufen. All diese Dokumente erleichtern das Verständnis der Geologie und des Landschaftsbildes.

Beobachtungen im Feld enthalten viel Information zur Erdgeschichte. Allerdings stammen auch viele Erkenntnisse aus instrumentellen Forschungsarbeiten im Labor. Ein besonderes Kapitel sind auch Fossilien: Fossilfundstellen sind selten; Fossilien von grossem Wert gehören den Kantonen und werden in Museen aufbewahrt, wissenschaftlich bearbeitet und ausgestellt. Dort können sie auch vom Besucher gewürdigt werden. **Wir laden deshalb die Besucher ein, auf die «Ernte» von Fossilien im Feld zu verzichten.**

# Vorschläge für Geowanderungen und Besuche

(Letzte Verifizierung der Internetadressen: 05.04.2023)

D: deutsch, E: englisch, F: französisch, I: Italienisch

## A. Tropenwälder im Karbon

Gesteine des Karbons stehen in der Schweiz einzig in ehemaligen Permokarbon-Trögen der Alpen an der Oberfläche an. Ein solches Kohlevorkommen wurde etwa bei Dorénaz im Wallis ausgebeutet. Exkursion durch die Synklinale von Dorénaz:

D: <https://www.swisstopo.admin.ch/de/wissen-fakten/geologie/geologie-alltag/geologie-fuer-alle/via-geoalpina.html>

F: <https://www.swisstopo.admin.ch/fr/connaissances-faits/geologie/geologie-quotidien/geologie-pour-tous/via-geoalpina.html#ui-collapse-821>

Um einen Eindruck über die Fauna und Flora des Karbons zu gewinnen lohnt sich auch ein Besuch in der Sammlung der ETH Zürich.

## 2. Rote Wüsten des Perm

Wir haben in Kapitel A die roten Wüsten der Permzeit und der Frühen Trias in Europa beschrieben. Die Gesteine der Permzeit, welche von dieser Zeit zeugen, stehen einerseits in seltenen, kleinen und fast unansehnlichen Aufschlüssen im unteren Rheintal (sogenanntes «Rotliegendes») an (Abb. C 1). Andererseits findet man sie als «Verrucano» in den Alpen, teils in ehemaligen Gräben im kristallinen Grundgebirge (Geowanderung N° 1), oder auch an der Basis der Decken, v.a. der Helvetischen Decken, etwa im Glarnerland und den Flumser Bergen.



**Abbildung C 1:** Rotliegendes an der Bachböschung des Fischigtales: Wechsellagerung von roten (dunkeln) und grünlichen bis weissen Schichten von tonig verwitternden Sandsteinen. Koo: 47.54195/7.92262, rechtes Ufer und Bett des Fischigbaches bei der Strassenbrücke (Wildi & Lambert 2019, Abb. 17).

Die zweite Etappe der Wanderung durch das «UNESCO-Welterbe Tektonikarena Sardona», von der Murgseehütte zur Spitzmeilenhütte SAC führt durch die Verrucano-Landschaften an der Basis der Mürtschen-Decke:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/sardona-welterbe-weg-etappe-2-murgseehu%cc%88tte-spitzmeilenhu%cc%88tte-sac/>

Und die Beschreibung hierzu:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2019/10/Sardona-Welterbe-Weg-Wandern-in-der-Sardona-Region-1.pdf>

Wem diese Bergtour zu hart erscheint, empfehlen wir einen Ausflug in die Verrucano-Landschaft des Murgsees, und zur Vorbereitung den Besuch des Steinpfads Knobel in Schwanden:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/steinpfad-knobel/>



**Abbildung C 2:** Findlinge von Verrucano finden sich auf allen Moränenwällen in den Tälern des Mittellandes. Bild: Riesiger Verrucano-Findling aus dem Glarnerland auf der Seitenmoräne („Bick-Moräne«, Photo: A. Lambert) von Würenlos (Koo 47.43719/8.37166 (Wildi & Lambert 2019).

### 3. Perm Vulkanite von Melide

Der «Vulkan von Melide» ist heute im Feld nicht als solcher mit Vulkanschlot und Krater erkennbar. Die hier vorgeschlagene Wanderung erlaubt aber die Beobachtung seiner vulkanischen Gesteine in einer wunderbaren Landschaft:

**I:** <https://www.luganoregion.com/it/cosa-fare/lago-e-natura/natura-outdoor/sentieri-tematici/detail/id/12802/un-sentiero-del-passato-melide-carona>

#### 4. Salzpflanzen und Sebkhas der Trias

Salz der Trias wird heute noch in Riburg (Möhlin) im aargauischen Rheintal und in der Saline von Bex (Vaud) ausgebeutet. Bis vor kurzem gab es in der Schweiz auch Gipsbergwerke und Gipssteinbrüche. Hier zwei Vorschläge für Besuche in Bergwerken:

D: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/gipsmuseum-schleitheim/>

F: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/mines-de-sel-des-alpes/>

#### 5. Crinoidengarten im Muschelkalkmeer

Auf dieser Exkursion trifft der Geowanderer alle Gesteinsformationen aus dem Muschelkalkmeer an; allerdings im tektonisch komplexen Faltenjura. Beim Halt N° 3 lohnt sich ein Besuch des ehemaligen Steinbruchs «Üselmatt». Dieser befindet sich hinter (im Osten) der Bushaltstelle, versteckt im Wald. Hier steht der Trochitenkalk an einer Felswand an (Vorsicht: Steinschlaggefahr!) und im Schutt finden sich heruntergefallene Blöcke von Kalksteinen mit Trochiten (Seelilien-Stielglieder , Abb. C 3).



**Abbildung C 3:** Aus dem Schutt des Steinbruchs Üselmatt: **a:** Massiver Kalk mit Seelilienstielgliedern (Trochiten); Durchmesser der Münze: 2 cm. **b:** Fein laminiertes Trochitenkalk aus verschwemmtem Kalksand im untiefen Muschelkalkmeer (Wildi & Lambert 2019).

D: [https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/StafteleggDeutsch3\\_compressed.pdf](https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/StafteleggDeutsch3_compressed.pdf)

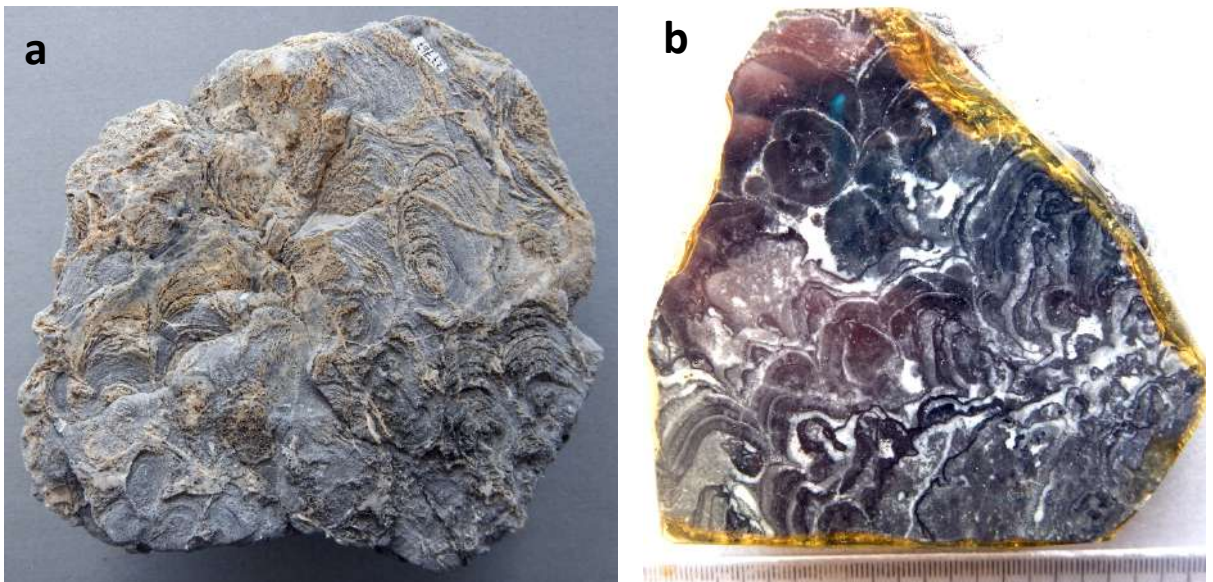
F: [https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/StafteleggFranc%CC%A7ais3\\_compressed.pdf](https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/StafteleggFranc%CC%A7ais3_compressed.pdf)

## 6. Die Tethys bricht in die Süd- und Ostalpen ein

Der Nationalpark Graubünden bietet wunderschöne Exkursionen in die Dolomitlandschaften der Trias-Formationen der Ostalpinen Decken. Zu beiden Seiten des Ova dal Fuorn werden die höchsten Bergkämme von Formationen aus Karbonatgestein gebildet, die insbesondere zum Hauptdolomit gehören. Es handelt sich dabei hauptsächlich um graue Dolomiten, die meist laminiert sind. Diese Strukturen stammen von Cyanobakterienmatten, die in der späten Trias den flachen Meeresboden bedeckten (Abb. C 4). Um die Schichtungen zu beobachten, empfehlen wir die Blöcke der Geröllhalden. Besonders empfehlenswert ist die Exkursion Nr. 15, die von Il Fuorn aus startet.

F: <https://www.nationalpark.ch/fr/visite/les-itineraires/>

D: [https://www.nationalpark.ch/tasks/sites/de/assets/File/Geologie\\_Focus.pdf](https://www.nationalpark.ch/tasks/sites/de/assets/File/Geologie_Focus.pdf)



**Abbildung C 4:** Doma-Stromatolithen (fingerförmig gewachsen) aus dem Hauptdolomit (Norian) der Engadiner Dolomiten (Munt da la Bescha, nördlich vom Ofenpass; Paläontologisches Museum Univ. Zürich, Photo: H. Furrer).

**a:** angewittertes Handstück (Breite 15 cm)

**b:** angeschliffenes Handstück (Breite 10 cm).

## 7. Fischsaurier vom Monte San Giorgio

Am Monte San Giorgio wurden von 1907 bis 1950 in mehreren, einige hundert Meter langen Stollen bituminöse Tonsteine ausgebeutet. Durch Destillation in einer kleinen Ölfabrik bei Meride wurde das Rohöl "Saurola" gewonnen, das für pharmazeutische Zwecke weiter verarbeitet wurde. Im Jahr 1919 entdeckte der Zürcher Paläontologe Bernhard Peyer die ersten Reste von Ichthyosauriern (Fischsaurier). Damit begann eine lange Geschichte von Grabungen, Fossilpräparationen, Forschungen und Publikationen.

Heute sind die Fossilien v.a. in vier Museen ausgestellt, nämlich im *Museo dei fossili del Monte San Giorgio* in Meride, im *Museo dei Fossili di Besano*, im *Museo cantonale di storia naturale in Lugano* und im Museum des Paläontologischen Instituts der Universität Zürich:

I: <http://www.montesangiorgio.org/Musei/Museo-dei-Fossili-di-Meride.html>

I: <http://www.montesangiorgio.org/Musei/Museo-dei-Fossili-di-Besano.html>

D: <https://www.uzh.ch/de/outreach/museums/palaeontologisches-museum.html>

## 8. Plateosaurier von Frick

Die ersten Wirbeltierknochen wurden in den Bunten Mergeln der Tonwerke Keller AG im Jahr 1961 entdeckt. Ab 1976 fanden systematische Grabungen statt und im Jahr 1985 wurde das erste vollständige Skelett freigelegt. Heute können die schönsten Funde im kleinen Sauriermuseum von Frick bestaunt werden. Das Museum ist insbesondere stolz auf das vollständige Skelett eines Plateosauriers. Die Lokalisierung und die Öffnungszeiten des Museums finden sich auf dem folgenden Internetsite:

D: <https://sauriermuseum-frick.ch/>

Daneben gibt es einen Lehrpfad vom Sauriermuseum zum Steinbruch, in dem im öffentlich zugänglichen "Klopfplatz" Ammoniten und andere Fossilien des Unteren Jura gesucht werden dürfen.

## 9. Saurierspuren von Vieux-Emosson

Sicher etwas älter als die Saurier von Frick, vermutlich aus der Mittleren Trias, sind die Saurierspuren in Vieux-Emosson. Die Broschüre erklärt im Detail den geologischen Rahmen:

F: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/sentier-geologique-du-vieux-emosson/>

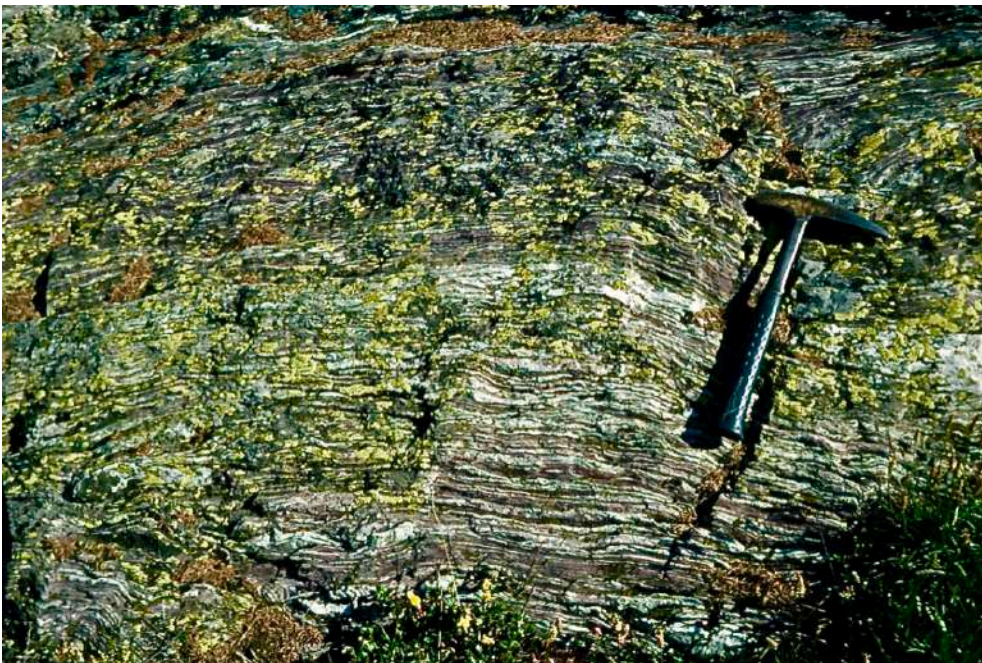
## 10. Das Ligurische Tiefseebecken am Marmorerassee

Am rechten (östlichen) Ufer des Marmorerassees stehen entlang der Strasse zum Julierpass verschiedene Gesteine des Ligurisch-Piemontesischen Ozeans an. Gleich auf der Höhe und beidseits des Staudamms wurden beim Strassenbau Basalte mit tektonisch abgeflachten Kissenlaven angegraben (Abb. C 5). Auf den Alpweiden und andern Aufschlüssen östlich dem Dörfchen Marmorera finden sich auch fein gebänderte Radiolarite (Dogger, Malm Abb. C 6) und feine Calpionellenkalke (Oberster Malm – Unterkreide).

Zur Lokalisierung der Aufschlüsse lohnt sich die Konsultation der geologischen Karte.



**Abbildung C 5:** Kissenlaven in Basalten an der Julierstrasse auf der Höhe des Staudamms des Marmoreraees.



**Abbildung C 6:** Fein gebänderte Radiolarite oberhalb dem Dörfchen Marmorera. Die Flechten *Rhizocarpon Geographicum* wachsen auf «saurem» Substrat von Kieseligen Gesteinen.



## 11. Die südalpine Tiefsee in der Breggiaschlucht

Die Breggia-Schlucht bietet ein einmaliges Profil durch die Sedimente des tiefen südalpinen Meeres. Literatur:

Rudolf Stockar 2003: Guida geologica al Parco delle Gole della Breggia, Parco delle Gole della Breggia. La guida è ottenibile al prezzo di Fr. 30.- presso il Parco delle Gole della Breggia, e-mail: [info@parcobreggia.ch](mailto:info@parcobreggia.ch) .

I: <https://www.parcobreggia.ch/>

D: <https://rinifoto.ch/breggia-park>

Einführung auf Youtube:

<https://www.youtube.com/watch?v=wIYQ9yWq6dg>

## 12. Eisenerz und die Ammonitenekropole von Herznach

Das Eisenbergwerk Herznach war von 1937 bis 1967 in Betrieb. In dieser Zeit lieferte es oolithisches Erz mit einem Eisengehalt von 20 bis 32 %. Nach der Schliessung der Mine wurde es vorerst ruhig um die Industrieanlage. Dank dem 2004 gegründeten Verein Eisen und Bergwerke (VEB) ist das Bergwerk heute wieder zugänglich. Die Erzlagerstätte entstand am Ende des Doggers (Callovian) in einer Zeit geringer Sedimentation. Dabei häuften sich Ammoniten, Belemniten, Muscheln und Schnecken in einem sogenannten "Kondensationshorizont" an. Ein Besuch lohnt sich:

D: <https://www.bergwerkherznach.ch/>

## 13. Korallenriffe im Jura

Im seichten Meer, am Rand der Raurakischen Plattform bildeten sich im Jura während dem Dogger und dem Malm vielerorts kleine Korallenriffe, meist mit einer seitlichen Ausdehnung von einigen Zehnern von Metern. Diese Flecken-Riffe (englisch: *patch reefs*) sind meist von Riffschutt und Oolithkalken umgeben und überlagert.

Das Korallenriff an der Gisliflue (Aargauer Faltenjura) entwickelte sich im Mittleren Dogger am Rand der Plattform des Hauptrogensteins. Auf dieser fanden sich in seichtem, warmem Wasser Meter hohe Dünen von Kalksand mit millimetergrossen Ooiden (Abb. C 7). Die Einzelnen Korallen und Korallenstöcke der Riffkalke der Gisliflue sind auf Grund ihrer inneren Zementierung und Rekristallisation oft nur schwer erkennbar (Abb. C 8).

Das Korallenriff bei St Ursanne (Abb. A 14) sticht nicht aus der Felswand von weissem Kalk hervor. Erst beim näheren Hinschauen erkennt man die Korallenstöcke.



**Abbildung C 7 a:** Angeschnittene Sandwellen im Hauptrogenstein an der Schellenbrücke bei Küttigen (Koo 47.42544/08.05403). **b:** Der Kalksand besteht aus kleinen Kügelchen (Durchmesser 1-2 mm), sogenannten Ooiden, welche sich im seichten, warmen und durch die Wellen bewegten Wasser der Meeresplattform bildeten (Wildi & Lambert 2019).



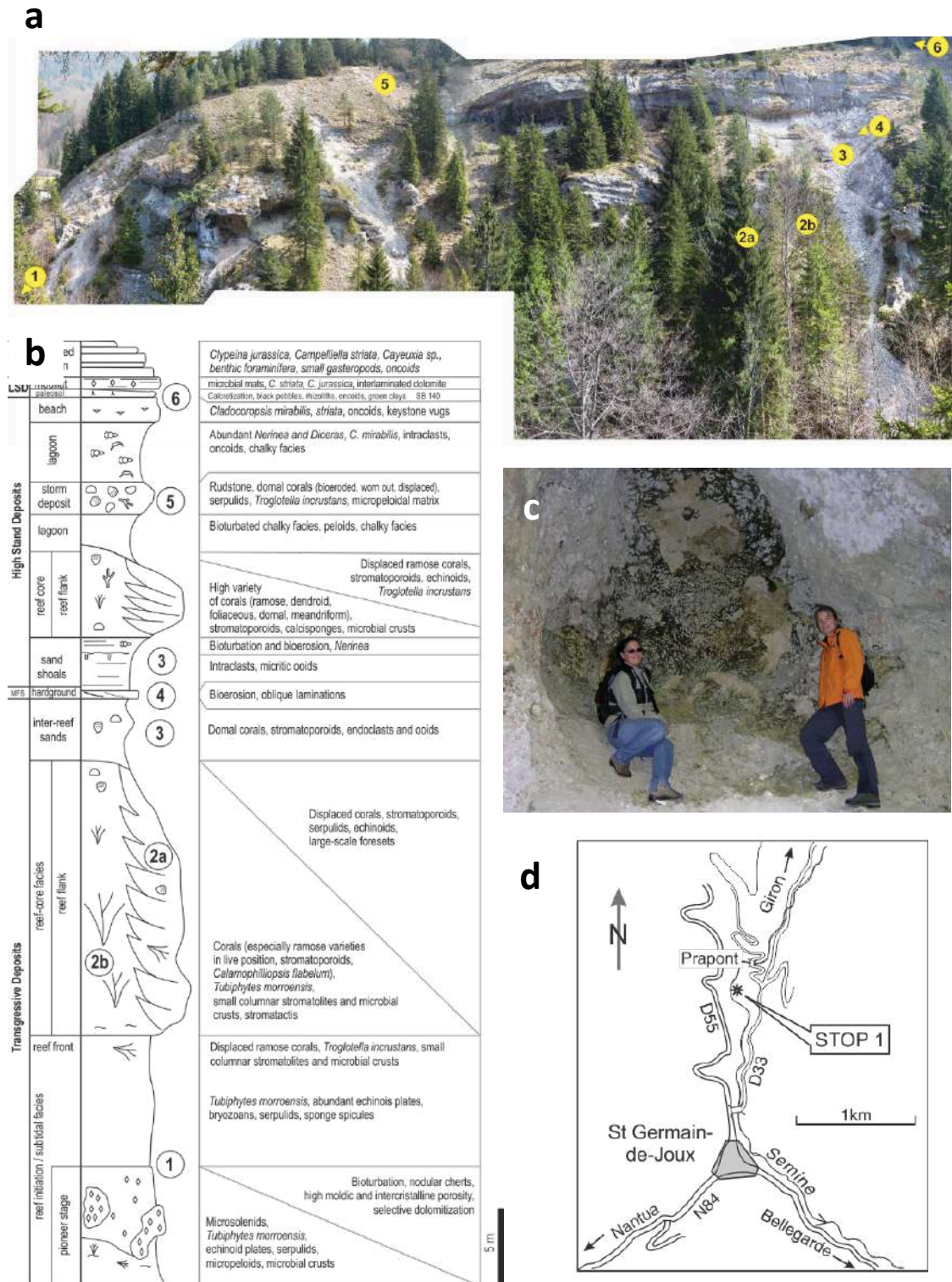
**Abbildung C 8:** Korallenkalk am Gipfel der Gisliflue (Koo. 47.42544 / 8.10844) und Korallenkolonie.

Unter den Vorkommen im Jura muss vor allem der Riffkomplex in den Malmkalken von St Germain de Joux, westlich der französischen Kleinstadt Bellegarde, nicht weit von der Schweizer Grenze entfernt erwähnt werden. Der Standort steht heute unter Schutz.

**F:** <https://www.saintgermaindejoux.fr/patrimoine/site-classe/>

Der Riffkomplex liegt auf der rechten Seite des Flüsschen Semine, gleich unterhalb einer Fischzucht (Koo 46° 11' 42.2 " N, 45° 59' 38.8 E, Abb. C 9).

Die Korallen bilden kleine Massive (Fleckenriffe) von einigen Metern Ausdehnung, inmitten von Riffschutt und andern porösen Kalksteinen. **Der Besuch des Riffkomplexes erfordert gute Geländegängigkeit und Vorsicht. Wir bitten Besucher, auf ihren Geologenhammer zu verzichten!**



**Abbildung C 9 a:** Riffkomplex von St Germain de Joux; Nummern: Stratigraphische Position der Beobachtungspunkte im Gelände. **b:** Synthetisches stratigraphisches Profil gemäss Davaud et al. (2014). **c:** Korallenkolonie (Punkt 2 b). **d:** Lokalisierung des Riffkomplexes (op. cit.).

## 14. Saurierspuren im Jura

Die Dinosaurierspuren von Courtedoux (heute mehr als 14'000 Fussabdrücke) wurden beim Bau der Autobahn A 16 entdeckt. Das Jurassica-Museum in Porrentruy verwaltet nun die Stätte und den Lehrpfad:

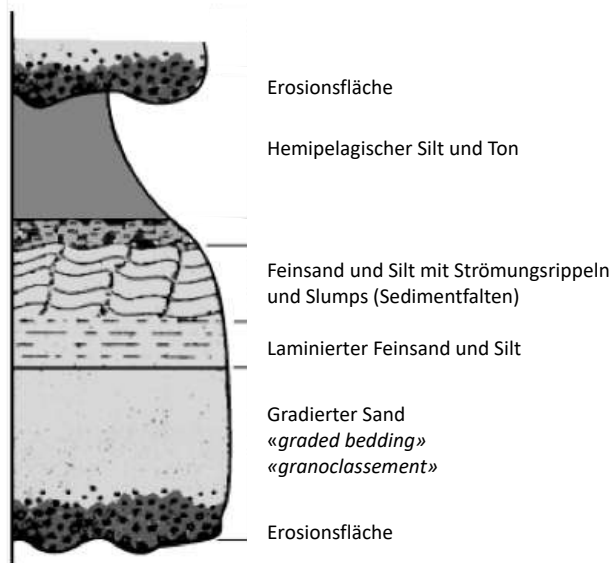
F: <https://www.jurassica.ch/fr/Satellites/Sentier-didactique/Sentier-didactique.html>

Siehe auch

F: <https://courtedoux.ch/tourisme-economie/a-voir-dans-la-region/traces-de-dinosaures/>

## 15. Turbidite und Fysche der ersten Alpenfaltung

Wie die Abbildung A 21 zeigt, bilden sich die Fyschgesteine bei der Ablagerung von Trübeströmen («Sedimentlawinen») von feinem und gröberem Erosionsmaterial (Gerölle, Sand, Silt und Ton) auf Tiefseeschuttkegeln. Die Abb. C 10 (siehe auch Abb. A 18, 22) zeigt die typische Struktur welche aus einem derartigen Sedimentereignis resultiert, beginnend mit einer Erosionsfläche, gefolgt von gradiertem Sand, sodann Feinsand und Silt. Zwischen den Sandablagerungen der Turbidite findet sich feiner, sogenannt «hemipelagischer» Ton. Fyschlandschaften haben meist weiche Geländeformen mit Rutschungen und feuchtem bis nassem Boden.



**Abbildung C 10:** Aufbau und Sedimentstrukturen der Ablagerung eines Turbiditätsstroms (Dicke: Dezimeter bis maximal Meterbereich).

Rund um den Niesen finden sich zahlreiche Wanderungen in der Fyschlandschaft. In der folgenden Exkursionsbeschreibung wird der Schlierenfysch in der sogenannten Habkernmulde in seiner geomorphologischen Umgebung erklärt:

D: [https://www.habkern-archiv.ch/dmxDaten/rubriken/NA/NA\\_0003\\_Geomorphologischer%20Exkursionsf%C3%BChrer%20Daniela%20L%C3%BCthi%202009\\_1.pdf](https://www.habkern-archiv.ch/dmxDaten/rubriken/NA/NA_0003_Geomorphologischer%20Exkursionsf%C3%BChrer%20Daniela%20L%C3%BCthi%202009_1.pdf)

Der «Sentier géologique Gastlosen» führt durch die verschiedenen Flysche der «Nappes supérieures» der Préalpes Romandes:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/sentier-geologique-des-gastlosen-geologischer-pfad-gastlosen/>

**F:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/fr/geoweg/sentier-geologique-des-gastlosen-geologischer-pfad-gastlosen/>

Dem mehr als ein Jahrhundert alten Abbau von Dachschiefern (formal «Engi-Dachschiefer») ist das folgende Museum gewidmet:

**D, F, E:** <https://landesplattenberg.ch/schiefertafelfabrik-elm/>

Diese Schiefer liegen gleich über den letzten Flyschablagerungen der Alpen. Das Museum bietet auch öffentliche Führungen an.

## **16. Abtragung der frühen Alpenkette: Rigi-Schuttkegel und Mont Pélerin (Subalpine Molasse)**

Die erste der folgenden Internetadressen beschreibt eine Schifffahrt auf dem Vierwaldstättersee mit einem prächtigen geologischen Panorama der Alpenfront. Dabei nimmt der alte Schuttkegel der Subalpinen Molasse des Rigi einen wichtigen Platz ein:

**D, F, E:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geologische-schifffahrt-auf-dem-vierwaldstaettersee-d-e-f/>

Im folgenden Artikel beschreiben die Autoren die Geomorphologie des Molassebergs Mont Pélerin.

**F:** [https://www.unil.ch/files/live/sites/igd/files/shared/Travaux\\_et\\_recherches/Pralong\\_R\\_eynard\\_2004.pdf](https://www.unil.ch/files/live/sites/igd/files/shared/Travaux_et_recherches/Pralong_R_eynard_2004.pdf)



**Abbildung C 11:** Das charakteristische Leitgestein der Subalpinen Molasse sind Konglomerate («Nagelfluh») welche durch die Zementierung von groben Flussablagerungen (Kies) auf den Schuttkegeln entlang der Alpenfront gebildet wurden. Nagelfluhblöcke finden sich oft als erratische Blöcke auf den Moränen der Täler des Mittellandes (hier auf der Endmoräne des Reussgletschers zwischen Mellingen und Mägenwil, Aargau).

## 17. Das letzte Alpenvorlandmeer: Die Obere Meeresmolasse

Die folgende Exkursion beschreibt die Obere Meeresmolasse bei Zofingen und verbindet den Bau der gotischen Stadtkirche mit den zur Konstruktion verwendeten Bausteinen:

**D, F:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-stadtkirche-von-zofingen-zu-den-molassesteinbruechen-chuzenhoehle/>

Der Moränenkranz des Reussgletschers der letzten Eiszeit bei Mellingen stützt sich auf der linken Talseite auf Obere Meeresmolasse ab. Hier finden sich Steinbrüche, in denen seit der Römerzeit u.a. Muschelsandstein abgebaut wurden.

**D, F:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-um-das-zungenbecken-des-reussgletschers-von-mellingen-d-f/>

## 18. Zeugen der Alpenfaltung und der alpinen Decken

Das Besucherzentrum zum UNESCO Weltnaturerbe «Tektonikarena Sardona» bietet den idealen Einstieg in eine der Typuslokalitäten in welcher der Deckenbau der Alpen entdeckt wurde.

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/unesco-besucherzentrum-glaruslm-der-tektonikarena-sardona/>

(Siehe auch: **D, E:** <https://unesco-sardona.ch/>)

Die Wanderungen durch die Tektonikarena Sardona werden in der folgenden Brochüre vorgestellt:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2019/10/Sardona-Welterbe-Weg-Wandern-in-der-Sardona-Region-1.pdf>

Exkursionen auf der Via Geoalpina:

**D:** <https://www.swisstopo.admin.ch/de/wissen-fakten/geologie/geologie-alltag/geologie-fuer-alle/via-geoalpina.html#dokumente>

**F:** <https://www.swisstopo.admin.ch/fr/connaissances-faits/geologie/geologie-quotidien/geologie-pour-tous/via-geoalpina.html>

**I:** <https://www.swisstopo.admin.ch/it/conoscenze-fatti/geologia/geologia-quotidiana/geologia-per-tutti/via-geoalpina.html>

Die Lochseite bei Schwanden (Glarus): Typuslokalität der Glarner Hauptüberschiebung und «berühmtester Aufschluss» der Schweizer Geologie:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/lochsiten-weg/>

Das Val d'Hérens offeriert mehrere Exkursionen in die höheren Alpenen Decken im Süden des Rhonetals:

F: <http://www.evolene-geologie.ch/data/documents/LeshautsliueusgologiquesduvaldHrens.pdf>

Der Val Piora-Führer bietet einen multidisziplinären Ansatz, der Geologie, Mineralogie, Böden, Flora, Fauna und die Wirtschaft der Bergweiden verbindet.

<https://archive-ouverte.unige.ch/unige:48067>

## 19. Der Faltenjura: Front der Alpenfaltung

D: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/geowanderweg-kuettigen-staffelegg/>

D, F: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-von-der-staffelegg-nach-densbueren/>

D: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/geologische-wanderung-baerschwil/>

D: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/geologischer-wanderweg-weissenstein/>

## 20. Deckenschotter: Die Schotterfluren der frühen Eiszeiten

Wildi & Lambert (2019) beschreiben auf S. 95-100 die schönen Aufschlüsse von Höheren Deckenschottern an der Egg Schneisingen (Studenland, Kanton Aargau; siehe auch Abb. A 39 oben) und Tiefere Deckenschotter am Bruggerberg (Abb. A 40 a oben) und im Tüfels-Chäller bei Baden (Abb. A 40 b) . Der Geo-Pfad Baden führt den Geo-Wanderer zu diesen Nagelfluhtürmen:

D: [https://wald.baden.ch/public/upload/assets/20999/Broschuere\\_Geo\\_Pfad.pdf](https://wald.baden.ch/public/upload/assets/20999/Broschuere_Geo_Pfad.pdf)

## 21. Ecoteaux: Spuren des ersten Genfersees vor 800'000 Jahren

Hoch über dem Genfersee findet man in Ecoteaux (Palézieux) Seesedimente aus dem Alt- und Mittelpleistozän. Es handelt sich um die ältesten Spuren eines grossen Sees im Genferseebecken:

F: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/ecoteaux-sur-les-traces-du-premier-lac-du-bassin-lemanique-il-y-a-800000-ans/>

## 22. Gletschermorphologien im Schweizerischen Mittelland

D, F: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-um-das-zungenbecken-des-reussgletschers-von-mellingen-d-f/>

**D, F:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-im-drumlinzirkus-von-schwand-menzingen/>

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/der-bischofsberg/>

### **23. Klimawechsel, Gletscher und Landschaften**

Diese Exkursion ans Eismeer in Chamonix illustriert die Gletscher- und Klimaschwankungen während und v.a. nach dem Kleinen Eiszeitalter, ab 1850:

**F, E:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/mer-de-glace-chamonix-mont-blanc-du-petit-age-glaciaire-1850-a-nos-jours/>

Gletscher sind sensible Indikatoren von Klimawechseln. Die Exkursion an die Gletscher von Mont Miné und Ferpècle (Val d'Hérens) geben einen Einblick in die Funktionsweise der Gletscher und in die Gletscher- und Klimageschichte seit dem Ende des Kleinen Eiszeitalters:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2017/01/D-Evolene-Gletscherlandschaften.pdf>

**F:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/F-Evole%CC%80ne-Paysagesglaciaires.pdf>

**E:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2020/03/E-Evole%CC%80ne-Glaciallandscapespdf.pdf>

Das Bergdorf Zinal (Wallis) liegt in einer wunderschönen alpinen Landschaft, geprägt durch die junge Glazialgeschichte. Es wandelte sich erst ab 1960 zum Wintersportort. Ständig bedroht durch Lawinen und Murgänge, entwickelt sich der Ort nur Dank aufwändiger Schutzmassnahmen. Der Klimawandel mit steigenden Temperaturen verschlimmert die Probleme:

**F, E:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/zinal-histoire-naturelle-et-presence-humaine/>

Die Blockgletscher, Erdströme und Schutthalden veranschaulichen im Schweizerischen Nationalpark den Zusammenhang zwischen Klima und geologischen Prozessen:

**D:** <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoweg/der-geologische-kreislauf/>

Broschüre, Fokusblatt:

**D:** [https://www.nationalpark.ch/tasks/sites/de/assets/File/Geologie\\_Focus.pdf](https://www.nationalpark.ch/tasks/sites/de/assets/File/Geologie_Focus.pdf)

Schlussendlich soll hier das Mammutmuseum in Niederweningen erwähnt sein, welches der Fauna der auslaufenden Eiszeit und der frühen menschlichen Besiedlung gewidmet ist:



D: <https://www.mammutmuseum.ch/>

## 24. «Bergsturz und Menschenleben»

Auf der «Rundwanderung Firstboden» (Seite 18 der Brochüre) erlebt der Geowanderer den historischen Bergsturz von Elm (1881):

D: <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2019/10/Sardona-Welterbe-Weg-Wandern-in-der-Sardona-Region-1.pdf>

Eine vorzügliche Beschreibung der historischen Bergstürze von Derborence (1714 und 1749) und ein Vorschlag für eine Wanderung von etwa 2 ½ Stunden:

F: [http://www.derborence.ch/wp-content/pdf/brochure\\_Eboulement\\_ecran.pdf](http://www.derborence.ch/wp-content/pdf/brochure_Eboulement_ecran.pdf)

Geologische Erklärung des Bergsturzes von Goldau (1806), ein Besuch im Bergsturzmuseum und ein Vorschlag für eine fast 6-stündige Bergwanderung:

D: [http://www.planat.ch/fileadmin/PLANAT/planat\\_pdf/alle\\_2012/2006-2010/Thuro\\_Rick\\_et\\_al\\_2006 - Die Bergstuerze am Rossberg.pdf](http://www.planat.ch/fileadmin/PLANAT/planat_pdf/alle_2012/2006-2010/Thuro_Rick_et_al_2006_-_Die_Bergstuerze_am_Rossberg.pdf)

D: <https://www.arth-online.ch/bergsturz/>

D: <https://www.edwinwandert.com/2017/03/unterwegs-im-goldauer-bergsturz/>  
<https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/bergsturz-flims/>

## 25. Geologie und Archäologie

Ein Führer in die geologische Geschichte und die Archäologie der Stadt Genf, mit 3 Exkursionsvorschlägen:

F, E: <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geologie-et-archeologie-de-geneve/>

## 26. Tropfsteinhöhlen und Karst

Karsthöhlen sind eine der bekanntesten geologischen Attraktionen der Schweiz und ziehen viele Besucher an. Unterirdischer Karst entsteht durch die chemische Auflösung von Gestein durch Wasser. Das Wasser dringt entweder von der Oberfläche durch Risse und tektonische Brüche in den Untergrund ein und fliesst unter dem Einfluss der Schwerkraft durch ein Kavernensystem zu einem tiefer liegenden Abfluss, meist einer Karstquelle (sogenannter "epigenetischer" Karst). Oder das Wasser (oft aggressives Thermalwasser) folgt einem aufsteigenden Pfad. In der Schweiz sind vor allem epigenetische Karsthöhlen bekannt und gut untersucht.

Epigenetische Karsthöhlen finden sich in der Schweiz in erster Linie in der sogenannten «Randkette» der Helvetischen Decken (Beatus-Höhlen in Thun, Hölloch Zug, etc.), in der «Wurzelzone» der Helvetischen Decken (Lac souterrain de Saint-Léonard, Wallis) und im Faltenjura (Grottes de Réclère, Jura, Grottes de l'Orbe, Vallorbe, etc.).

Epigenetische Höhlen können sich im Laufe der Erdgeschichte gebildet haben, sobald sich die entsprechenden Felsen über den Meeresspiegel erhoben. In einem frühen Stadium gebildete Kavernen (insbesondere horizontale oder leicht geneigte Karstgänge) wurden später oft durch tektonische Bewegungen deformiert. Junge Karstschächte haben sich seit ihrer Entstehung jedoch kaum bewegt und verlaufen meist mehr oder weniger vertikal.

Im Jura waren die Voraussetzungen für die Höhlenbildung im Oberen Miozän (Alter der Oberen Süsswassermolasse) gegeben; in der Randkette der Helvetischen Decken waren die Voraussetzungen für eine tiefe Verkarstung möglicherweise schon früher erfüllt; eine Datierung war bisher allerdings nicht möglich.

Sedimentablagerungen in Höhlen spielen eine wichtige Rolle bei der Rekonstruktion des vergangenen Klimas (Glazial / Interglazial), für die Erhaltung der Säugetierfauna der Eiszeiten und zur Rekonstruktion der Geschichte der menschlichen Besiedlung (Audra et al. 2007).

Mehrere Websites beschreiben Karsthöhlen in der Schweiz. Besuchsvorschläge für jedermann finden Sie u.a. auf den folgenden Seiten:

**D:** <https://www.freizeit.ch/dossier/20385/die-schonsten-hohlen-und-grotten-der-schweiz>

**D, F, E, I:** <https://www.myswitzerland.com/en-ch/destinations/nature/caves-and-grottos/>

## Postscriptum: Wandern durch die Zeit

Sobald wir einen Fuß auf die Erde setzen, "trampeln" wir auf Zeugen einer Episode der Erdgeschichte herum. Der Asphalt der Straße stellt nur deren letzte Phase dar, die der menschlichen Kolonisierung. Aber direkt daneben, etwa auf einem gepflügten Feld, können wir uns in einer schönen braunen Erde die Schuhe verschmutzen. In einem grossen Teil der Schweiz ist dieser Boden das Ergebnis der Verwitterung des geologischen Untergrundes und der biologischen Aktivität unter dem Einfluss des Klimas während dem Holozän, d.h. der warmen Periode seit dem Ende der letzten Eiszeit. Oftmals bewegen wir uns deshalb auf einem land- oder forstwirtschaftlichen Boden, der die Umweltbedingungen der letzten 10'000 bis 20'000 Jahre widerspiegelt. Und wenige Zentimeter unter diesem Boden, oder direkt am Wegrand, wo sich entweder kein Boden bilden konnte, oder wo dieser der Erosion zum Opfer fiel, erscheint eine ältere geologische Formation und erinnert uns an die Tiefen der Erdgeschichte mit ihren Klimaveränderungen, Schwankungen des Meeresspiegels, der Entwicklung von Fauna und Flora, der alpinen Faltung, an langsam verlaufende Entwicklungen oder Katastrophen.

In den Alpen und ihrem Vorland treffen wir oft als erstes Zeugen einer Vergletscherung, also einer der grossen Kälteperioden, welche die letzten zwei Millionen Jahre der Erdgeschichte geprägt haben und an der Oberfläche erscheinen. Dabei handelt es sich um lockeres Gestein, von Gletschern hinterlassene Moränen oder Kies und Sand aus Gletscherflüssen. Darunter folgt konsolidiertes Gestein eines älteren geologischen Zeitalters. Je nach Region und geologischem Gebiet kann eine bestimmte Periode die Szene dominieren, wie z.B. die Kalksteinfelsen, die im tropischen Jurameer abgelagert wurden, oder die Molassegesteine, die aus dem Material der abgetragenen Alpenkette gebildet wurden. Und während wir über diese Zeugen einer andern Zeit wandern, gelangen wir unbewusst von einer Welt in eine andere, von einem tiefen Ozean auf eine Meeresplattform oder auf einen Schuttkegel in einem subtropischen Wald und zurück zu einer Gletscherablagerung. Auf diese Weise entfaltet die Geologie die kontrastreiche Geschichte, welche die Erde während den letzten Millionen, Dutzenden oder Hunderten von Millionen Jahren hier wo wir heute stehen erlebt hat.

Aber wie können wir als Wanderer, der sich für die Tiefen der Erde interessiert, diese unter unseren Füßen verborgene Geschichte erkennen? Der geeignetste Weg ist das Studium der geologischen Karten. Diese geologischen Karten identifizieren durch Farben und Kartenindexe die Verteilung von geologischen Formationen, die an der Oberfläche erscheinen, bzw. die unter dem braunen Boden verborgen sind. Diese Farben und Hinweise werden sodann in den Kartenlegenden und Erläuterungen erklärt. Das Lesen einer geologischen Karte ist jedoch kein einfaches Unterfangen und erfordert etwas Geduld und Übung.

Um die Übung zu beginnen begeben wir uns auf die Website von swisstopo und geben den gewünschten Standort im Suchfenster ein:

[https://map.geo.admin.ch/?topic=geol&lang=de&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkarte-grau&layers=ch.swisstopo.geologie-geocover&layers\\_opacity=0.75](https://map.geo.admin.ch/?topic=geol&lang=de&bgLayer=ch.swisstopo.pixelkarte-grau&layers=ch.swisstopo.geologie-geocover&layers_opacity=0.75)

Das angezeigte Bild kann mit dem Cursor angeklickt und vergrössert und der gesuchte Landschaftsausschnitt angeklickt werden.

# Glossar

Ortsnamen: Alle hier verwendeten Ortsnamen finden sich mit Hilfe der Suchfunktion auf den Karten der Swisstopo: <https://www.swisstopo.admin.ch/>

Fossilnamen stehen im Text in *Schrägschrift*.

Für geologische Alter siehe Abb. A 2 und B 1.

**Anhydrit:** Mineral- und Gesteinsname für wasserfreies Kalziumsulfat ( $\text{CaSO}_4$ ) (siehe auch: Gips), gebildet in Salzlagen und Sebkhas.

**Bolus, Bohnerz:** Erbsenförmige, oft konzentrisch-schalige Eisen-, bzw. Limonit-Konkretionen (Eisenoxyd). Bohnerz wurde bis Mitte des zwanzigsten Jahrhunderts namentlich in Gruben im Jura gefördert.

**Brekzie:** Festgestein bestehend aus eckigen (nicht gerundeten) Gesteinskomponenten im cm bis dm-Bereich.

**Bruch (Verwerfung):** Fläche an der sich zwei Gesteinskompartimente gegeneinander verschoben haben.

**Decke:** Bezeichnet grosse geologische (tektonische) Einheiten (Ausdehnung: Oft mehrere Kilometer) welche sich bei der Alpenfaltung übereinander schoben (Überschiebungen).

**Dolomit:** Gestein gebildet aus Dolomitmineralien  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ . Herkunft: Sediment entstanden in stark mineralisiertem Wasser, in Lagunen und Salzwüsten.

**Effinger-Schichten:** Kalkig-mergelige Gesteinsformation des frühen Malm (Oberer Jura) im Juragebirge, die weiche Geländeformen bildet. Diese Gesteinsformation wird intensiv für die Zementproduktion genutzt.

**Eiszeit:** Abschnitt der Erdgeschichte mit kaltem Klima und weitem Vorrücken der alpinen Gletscher.

**Erdkruste:** Oberste Gesteinsschicht der festen Erde. Die kontinentale Erdkruste besteht v.a. aus Graniten, Gneis und Sedimentgesteinen. Die ozeanische Erdkruste besteht v.a. aus Basalt.

**Erosion:** Abtragung von Gestein durch die Aktion der Gletscher, durch Wasser und Wind.

**Falte, Faltung:** Durch seitlichen Druck verbogene Gesteinsschichten. Mit «Alpenfaltung» bezeichnet man auch die tektonischen Prozesse, welche zur Bildung der Alpen führten.

**Faltenjura (Kettenjura):** Südlicher Teil des Juras mit verfalteten und teilweise übereinander geschobenen Gesteinsschichten.

**Festgestein:** Kompaktes, oft durch einen Zement verkittetes Sedimentgestein; aber auch metamorphe und intrusive kristalline Gesteine.

**Findling (Erratiker, erratischer Block):** Vom Gletscher transportierter und am Gletscherrand abgelagerter Gesteinsblock, meist alpiner Herkunft.

**Fossilien:** Reste von Pflanzen und Tieren der Vergangenheit; meist Versteinerungen.

**Gips:** Mineral- und Gesteinsname für wasserhaltiges Kalziumsulfat ( $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ). Gips ist ein Ablagerungsgestein (Evaporitgestein) in ariden (wüstenartigen) Becken (Sebkhas) und Lagunen.

**Glimmer:** «Phyllosilikat» und Alumosilikat, bestehend hauptsächlich aus Aluminium, Silizium, Kalzium u.a.. Phyllosilikate bilden feine Blätter oder Schuppen, welche in der Sonne glitzern. Farben: Transparent (Muskovit, Serizit), schwarz bis Dunkelgrün (Biotit), grün (Chlorit). Herkunft: Bilden sich bei der Auskristallisierung von Graniten und anlässlich der Metamorphose.

**Gneis:** Metamorphes Gestein, gebildet durch Rekristallisierung. Geschichtet in cm bis mehrere dm-mächtige Gesteinsbänke.

**Granit:** Massives magmatisches Gestein, entstanden durch die Intrusion von Magma in die Erdkruste und die Kristallisierung durch Abkühlung. Zusammensetzung: Feldspat, Quarz, Glimmer und untergeordnete Mineralien.

**Günz, Mindel, Riss, Würm:** Die vier klassischen Eiszeiten in den letzten 800000 Jahren der Pleistozänzeit.

**Hauptrogenstein:** Grob geschichtete kalkige Gesteinsformation aus dem Mittleren Dogger. Die „Rogen“ sind Kalkkugeln von mm-Abmessung. Sie entstanden im Wellenbereich eines seichten, bewegten Meeres.

**Kalk, Kalkstein, Kalkgestein:** Häufiges marines Ablagerungsgestein, bestehend aus Kalziumkarbonat ( $\text{CaCO}_3$ ). Kalkgesteine können v. a. aus feinem Algenschlamm (Nanoplankton) und einer Vielzahl von Fossilshalen gebildet werden.

**Karbonate, Karbonatgesteine:** Kalk- und Dolomitgesteine.

**Karst:** Unterirdische (Karsthöhlen) und oberirdische Geländeformen (Oberflächenkarst, siehe auch „Dolinen“) in Karbonat- (Dolomit, Kalkgesteine) und Evaporitgesteinen (Sulfat-, Salzgesteine). Karst entsteht vorwiegend durch die Lösung der Karbonate und Evaporite durch zirkulierendes Oberflächen- und Grundwasser.

**Kollision:** nähern sich zwei Erdplatten einander an (Plattentektonik, Kontinentalverschiebung), so taucht eine Platte mit dichtem Gestein (ozeanische Gesteine) unter eine Platte mit weniger dichtem Gestein (kontinentale Gesteine) ab. Diese Subduktion steht der Kollision von Platten bestehend aus weniger dichten, kontinentalen Gesteinen gegenüber. Die Alpen mit den übereinander getürmten Decken sind das Resultat einer Kollision zwischen Europa und Afrika. Diese folgte auf eine frühere Subduktion des ozeanischen Bodens des liguro-piemontesischen Ozeans.

**Konglomerat:** Durch einen Zement verfestigte klastische Ablagerungen mit gerundeten Geröllkomponenten.

**Lockergestein:** Gestein ohne festen Zusammenhalt, weder verkittet noch zementiert («Schlamm», Ton, Silt, Sand, Kies).

**Mergel:** Weiches Festgestein, bestehend aus einer Mischung von Ton und Kalk.

**Metamorphose:** Umwandlungsprozess von Mineralien und Gesteinen, bei erhöhten Temperaturen ( $> 200\text{ °C}$ ) und Gesteinsdruck. In den Alpen hängt die Metamorphose mit der Auffaltung des Gebirges (Orogenese) zusammen.

**Molasse:** Ablagerungsgesteine bestehend aus den Abtragungsprodukten (Erosionsprodukten) der aufsteigenden Alpen: Konglomerate, Sandsteine, Mergel und Tongesteine. Man unterscheidet die im Meer abgelagerte **Meeresmolasse** von der durch Flüsse und in Seen gebildeten **Süßwassermolasse**.

**Nagelfluh:** Populärer Begriff für die Konglomerate der Süßwassermolassen und verkittete eiszeitliche Schotter.

**Opalinuston:** Etwa 100 m mächtige Gesteinsformation von schwarzem Ton. Dieser Ton wurde am Anfang der Doggerzeit (früher Mittlerer Jura) in einem mehrere Zehner bis über hundert Meter tiefen Meer abgelagert. Das Tonmaterial stammte wahrscheinlich überwiegend von der Abtragung (Erosion) des unbedeckten Böhmisches Massivs.

**Platform, Karbonatplatform, Meeresplatform:** Untiefes Meer (Schelfmeer, Flachmeer), in der Regel mit weniger als etwa 250 m Wassertiefe, in welchem sich Karbonate ablagern.

**Quarz:** Transparentes oder weissliches Mineral, bestehend aus Silizium und Sauerstoff ( $\text{SiO}_2$ ). Eines der häufigsten Minerale in der Zusammensetzung der Erdkruste.

**Quarzit:** Gestein bestehend aus Quarz, entweder sedimentärer Herkunft (Sand), oder aus der Kristallisierung in Klüften.

**Schelfmeer:** Untiefes Meer (siehe: Plattform), meist weniger als etwa 250 m.

**Schiefer:** Sedimentäre oder metamorphe Gesteine in Millimeter feinen Schichten.

**Sebkha:** Salzsee oder Salzebene in einem ariden (wüstenartigen) Klima.

**Sedimentgesteine, Sedimente:** Kontinentale und marine Ablagerungsgesteine.

“Detritische” Sedimentgesteine wie Tongesteine, Mergel, Sandsteine, Brekzien und Konglomerate stehen biologischen und durch chemische Prozesse gebildeten Gesteinen wie Karbonatgesteinen, Gips und Steinsalz gegenüber.

**Silikate, Silikatgesteine:** Mineralien (Gesteine) mit wichtigem Anteil an Silizium (Quarz, Feldspath).

**Subduktion, Subduktionszone:** nähern sich zwei Erdplatten einander an (Plattentektonik, Kontinentalverschiebung), so taucht eine Platte mit dichtem Gestein (ozeanische Gesteine) unter eine Platte mit weniger dichtem Gestein (kontinentale Gesteine) unter und sinkt laufend tiefer ab. Im Gegensatz dazu steht die Kollision.

**Synklinale:** Grossräumige Falte, deren Beugung gegen das Erdinnere zeigt.

**Tafeljura:** Nördlicher Teil des Juragebirges. Die Gesteine im Tafeljura sind in der Regel nicht verfaltet, können aber durch Brüche und Verwerfungen gegeneinander versetzt sein (z.B. Rheintalgraben und dessen Ausläufer).

**Zwischeneiszeit, Interglazialzeit:** Warme Klimaperiode zwischen zwei Eiszeiten. Wir leben heute in einer Zwischeneiszeit, dem Holozän.

# Bibliographie

Die meisten Beschreibungen von Feldbesuchen enthalten auch eine Literaturliste. Die untenstehende Bibliographie beschränkt sich deshalb auf die Referenzen der im Text der Kapitel A, B und C zitierten Titel.

Audra, P., Bini, A., Gabrovsek, F. & al. 2007: Cave and karst evolution in the Alps and their relation to paleoclimate and paleotopography. *Acta Carsologica* 36/1, 53-68.

Bini A., Buoncristiani J.-F., Coutterand S., Ellwanger D., Felber M., Florineth D., Graf H.R., Keller O., Kelly M., Schlüchter C. & Schoeneich P. 2009: La Suisse durant le dernier maximum glaciaire. *Swisstopo*, Wabern.

Bolliger T., Fejjar O., Graf H., Kälin D. 1996: Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). *Eclogae Geologicae Helveticae* 89, 1043-1048.

Caron, C., Homewood, P., & Wildi, W. 1989: The original Swiss flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss prealps. In: *Earth-Science Reviews* 26, n° 1-3, p. 1-45.

Cuenca-Bescos, G. 2015: The Pleistocene small mammals from Irchel, Switzerland; a taxonomic and biostratigraphic Revision. *ENSI*, 48 p.

Davaud, E., Gorin, G. & Rusillon, E. 2014: Reef and lagoonal bituminous carbonates from the Kimmeridgian of the western Jura mountains. *International sedimentological congress, IAS, Geneva*, 17 p.

Decrouez, D., Furrer, H., Weissert, H. & Wildi, W. 1997: *Geologie und Zeit*. Vfd, Zürich, 62 S.

Eberl, B. 1930: *Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland*. – Benno Filser Verlag, Augsburg.

Graf H.R. 1993: *Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz*, Dissertation Diss. ETH Nr: 10205, ETH Zürich, Zürich.

Heer, O. 1883: *Die Urwelt der Schweiz*. Schulthess-Verlag Zürich.

Heim, A. 1932: *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz & Wasmuth, 218 S.

Kay, C.E. 2009: Tethyan–Mediterranean organic carbon-rich sediments from Mesozoic black shales to sapropels. *Sedimentology* 56, 247-266.

Marthaler, M. 2005: *Le Cervain est-il Affricain?* LEP Loisirs et pédagogie, Lausanne, 96 p.

Marthaler, M. 2019: *Moiry: de l'Europe à l'Afrique*. Editions LEP, Le Mont sur Lausanne.

Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Klebot, P.h 1984: Erläuterungen zur Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000. *Nagra, NTB 84-25*, Baden.

Nussbaumer, S.U., Zumbühl, H.J. & Steiner, D. 2007: Fluctuations of the Mer de Glace (Mont-Blanc area, France) AD 1500–2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 40(2005/2006): 1-183.

Penck, A. & Brückner, E. 1901/1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. C. H. Tauchnitz, Leipzig, 1199 S. in drei Bänden.

Pfiffner, O.A. 2015: *Geologie des Alpen*. Haupt Bern, 400 S. dritte Aufl.

Pfiffner, O.A. 2022: The Flims Rock Avalanche: Structure and consequences. Swiss J. Geosciences, <https://doi.org/10.1186/s00015-022-00424-x>.

Pfiffner, O.A., Ivy-Ochs, S., Mussina, Z., Aaron, J., Steinemann, O., Vockenhuber, Ch., Akçar, N. 2022: The Tamins rock avalanche (eastern Switzerland): timing and emplacement processes. Landslides..

Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter Ch. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland. , E&G Quaternary Science Journal 60/2-3, 282-305

Pugin, A., Bezat, E., Weidmann. M. & Wildi, W. 1993: Le bassin d'Ecoteaux (Vaud, Suisse): Témoin de trois cycles glaciaires quaternaires. Eclogae geol. Helv. 86/2, 343-354.

Schaefer, I. 1957 : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1 : 50 000. – Bayrisches Geologisches Landesamt, München.

Schlüchter, Ch. 1976: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 148.

Schminke, Th., Frechen, H.-U., & Schlüchter, C. 2008: Quaternary. - In: McCann, T. (Ed.): The Geology of Central Europe, vol. 2, Mesozoic and Cenozoic, Chapter 20: 1287-1347.- The Geological Society (London).

Seguino, J., Ivy-Ochs, S., Juvet, G., Huss, M., Funk, M. & Preusser, F. 2018: Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. The Cryosphere, 12, 3265–3285.

Shackleton, N. J. 1967: Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed; Nature 215, 15-17.

Singeisen, C., Ivy-Ochs, S., Wolter, A. et al. 2020: The Kandersteg rock avalanche (Switzerland): integrated analysis of a late Holocene catastrophic event. Landslides 17, 1297–1317 (2020). <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01365-y>.

Spratt, M. & Lorraine E. Lisiecki, L.E. 2016: A Late Pleistocene sea level stack Rachel. Clim. Past, 12, 1079–1092.

Trümpy, R. 1980: 1980: Geology of Switzerland, a guide-book; Wepf Verlag, Basel.

Ungricht, S. & Pika-Biolzi, M. (ohne Datum): Öhningen am Bodensee. Die Klassische Fossilagerstätte erlaubt eine Rekonstruktion der Lebensbedingungen im Alpenvorland vor 13 Millionen Jahren. ETH Zürich, Earth science collections. [https://www.ethz.ch/content/dam/ethz/special-interest/erdw/erdwissenschaftliche-sammlungen/documents/Ohningen\\_DE.pdf](https://www.ethz.ch/content/dam/ethz/special-interest/erdw/erdwissenschaftliche-sammlungen/documents/Ohningen_DE.pdf)

Weissert, H. & Stössel, I. 2015: Der Ozean im Gebirge. Vdf Zürich, 198 S. dritte Aufl.

Wildi, W. 2017a: Geo-Wanderung im Drumlinzirkus von Schwand (Menzingen), Univ. de Genève, 8 S., <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-im-drumlinzirkus-von-schwand-menzingen/>

Wildi, W. 2017b: Zinal: histoire naturelle et présence humaine / Zinal: Natural history and human presence. <https://www.erlebnis-geologie.ch/wp-content/uploads/2018/02/Zinal-guide-1.pdf>

Wildi, W., Corboud, P., Gorin, G. & Girardclos, S. 2017: Guide : géologie et archéologie de Genève / Guidebook: geology and archaeology of Geneva, 2e éd., 93 p. Section des sciences de la Terre et de l'environnement, Univ. Genève. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:92676>

Wildi, W., Gurny-Masset, P. & Sartori, M. 2016: Führer durch die Gletscherlandschaften des Val d'Hérens. Section des sciences de la Terre et de l'environnement, Université de Genève, 35 p. <http://www.unige.ch/forel/fr/services/guide/valdherens/>

Wildi, W. & Lambert, A. 2019: Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. Aarg. Natf. Ges, Aarau, 2. Aufl.





Faszination der Erdgeschichte: Das Matterhorn, ein afrikanischer Berg im Wallis? (Michel Marthaler, photo: Christophe Wildi)