



Spiegel der Erosionsgeschichte der Schweizer Alpen: Flysch, Molasse und Gletscherschutt

Walter Wildi*

2022



Département F.-A. Forel des sciences de
l'environnement et de l'eau
Université de Genève
Privé: 23, ch. des Marais
CH-1218 Le Grand Saconnex,
walter.wildi@unige.ch, 079 310 0039

Spiegel der Erosionsgeschichte der Schweizer Alpen: Flysch, Molasse und Gletscherschutt

Walter Wildi*
2022

Inhaltsverzeichnis

1. Zur Einführung: Erosionslücken der Erdgeschichte	4
2. Vom Alpenmeer zum Deckenbau	6
3. Verwitterung, Erosion und Sedimenttransport	11
4. Flysch: Subduktion, Beginn des Alpenbaus und der Erosionsgeschichte	20
5. Molasse: Kollision, Heraushebung und Erosion des Alpenreliefs	28
6. Pleistozän, Eiszeitalter: Aushebung und Übertiefung der Täler	44
7. Post-glaziale und aktuelle Erosion	53
8. Bilanz der Erosionsgeschichte	54
Glossar	57
Referenzen	60
Verdankungen	61

Titelseite:

- Mont Blanc, Sicht von Combloux (NW → SE)
- Helminthoiden-Flysch, Jaun
- Gletschertor des Glacier du Mont Miné
- Bunte Rigi-Nagelfluh, Bergsturz Goldau

* Département F.A. Forel des sciences de l'environnement et de l'eau, Université de Genève
Privé: 23, ch. des Marais, CH-1218 Le Grand Saconnex, walter.wildi@unige.ch, 079 310 0039

1. Zur Einführung: Erosionslücken der Erdgeschichte

Geologen lieben es, ihrem Publikum die Erdgeschichte mit Hilfe all dessen zu erklären, was man im Feld beobachten und im Labor messen kann. Fossile Pflanzen und Tiere geben Auskunft über die Evolution, die Biodiversität und die Lebensbedingungen vor Tausenden und Millionen Jahren; geochemische Signale informieren über Umweltveränderungen, wie etwa Meeresspiegelschwankungen oder Klimaveränderungen. Sedimente helfen, die physische Umwelt zu rekonstruieren, und Vulkanausbrüche können aus Aschehorizonten abgelesen werden.

Was bei dieser Betrachtungsweise oft vergessen geht, sind die Zeitabschnitte, während welchen keine Ablagerung geschah, sogenannte «Schichtlücken», oder während welchen Zeugen der Erdgeschichte gleichsam weggewischt wurden, v.a. durch Erosion. An der Stelle an der erodiert wurde, bleibt in der Regel nichts zurück, als eben ein «Loch», eine Informationslücke. Diese Lücke kann man vielleicht zeitlich einordnen, den Umfang der fehlenden Information einschätzen, aber füllen kann man sie meist nicht.

Die Alpen sind das Resultat einer 300 Millionen dauernden Geschichte der Plattenbewegungen zwischen Afrika und Europa, begleitet von andern natürlichen Prozessen, wie etwa das (ach so instabile!) Klima, die Entwicklung und Wandlung von Fauna und Flora, und vieles andere mehr. Was wir heute als Resultat dieser Prozesse beobachten, sind nicht die höchsten alpinen Gipfel aller Zeiten. Denn gleichzeitig mit dem Aufstieg der Bergkette, wurde das mehr und mehr über den Meeresspiegel aufsteigende Gebirge durch die Erosion abgetragen.

So bleibt uns heute wohl ein wunderschönes Alpengebirge, aber es

ist nicht «vollständig». Und was ihm fehlt, dem möchten wir hier nachgehen.

Mit diesem kleinen Führer versuchen wir, die Geschichte der Alpenerosion, ab den ersten Zeichen der Alpenbildung, d.h. der ersten Subduktion im Alpenmeer, nachzuvollziehen. Dabei beschränken wir die detaillierteren Ausführungen auf die Beschreibung der Brekzien und Konglomerate, welche die Erosionsgeschichte widerspiegeln. Diese grobkörnigen Gesteine kann jeder interessierte Besucher selbst im Feld begutachten und sich seine Meinung zur Frage bilden.

Während der Heraushebung der Alpen im Oberen Oligozän und dem Miozän wurden die Erosionsprodukte, wie Ton, Sand und Gerölle sowohl nach Süden in Richtung des Pobeckens und des adriatischen Meeres, als auch nach Norden in das alpine Vorland und über das Rhôneal ins Mittelmeer geschwemmt. Im Pobecken ist es kaum möglich, Art und Menge des Materials zu bestimmen. Im Norden ist dies während einer langen geologischen Zeit leichter, nämlich während der Ablagerung des Materials welches zur Bildung der Molasse auf den aus den Alpen austretenden Schuttfächern führte. Hier fehlt einzig die in Richtung Mittelmeer (und in geringerem Mass ins Pannonische Becken im Osten) ausgetragene Feinfraktion von Sand, Silt und Ton.

Die vorliegende Broschüre ist weder vollständig noch umfassend; sie beschränkt sich auf beispielhafte Beschreibungen. Ohne ein Fachvokabular kommen wir bei diesen Beschreibungen nicht aus. Das Glossar am Ende dieses kleinen Werkes kann dem geneigten Leser hoffentlich weiter helfen.

Im vorliegenden Führer durch die Alpenerosion tun wir oft so, als ob ein Erosionsprodukt (Kies, Sand) ein genaues Ebenbild des erodierten Gebirges darstellen würde. Dies ist leider nicht der Fall, wie dies bereits Albert Matter (1964) in seiner Dissertation betonte:

«Natürlich entsprechen die in einer Nagelfluhbank enthaltenen Gerölle nicht quantitativ den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Rückland, denn während des Transportes ins Vorland findet eine Anreicherung der widerstandsfähigeren Gesteine statt. Die Geröllanalyse vermittelt deshalb ein verzerrtes Spiegelbild erosiver und tektonischer Vorgänge im Rückland.»

Und doch bleiben wir dabei! Und behalten einfach immer im Bewusstsein, dass wir am Aufschluss mit Konglomeraten und Brekzien nur eine Annäherung an eine wohl komplexere Realität im erodierten Gebirge beobachten können.

In diesem Führer sind die allermeisten Beobachtungen mit einer Koordinate versehen. Dies soll es dem geneigten Leser ermöglichen, sich im Feld ein eigenes Bild zu machen. Die hier beschriebenen und lokalisierten Aufschlüsse sind alle so gelegen, dass sie von einem Wanderer ohne grössere Schwierigkeiten erreicht werden können. Rollstuhltauglich sind sie aber leider meist nicht.

Gesteinsaufschlüsse liegen oft in eher steilem Gelände, wo entsprechend Vorsicht vor Steinschlag und andern Geländeinstabilitäten geboten ist. Deshalb liebe Besucher: Seien Sie vorsichtig!

2. Vom Alpenmeer zum Deckenbau

Die Bildung der Alpen ist das Resultat der Plattentektonik. Etwas vereinfachend kann diese wie folgt beschrieben werden (Zusammenfassung aus Wildi 2020):

- Erdplatten driften beidseits der Mittelozeanischen Rücken auseinander. Diese Rücken sind vulkanische Zonen, in welchen flüssige basaltische Magmen aufsteigen und am Meeresgrund zu ozeanischer Erdkruste abkühlen (als sogenannte «Ophiolite»).
- 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 bilden Gebirgsketten und 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 des alpinen Gebirges startete mit der Subduktion der ozeanischen Kruste des Alpenmeeres und endete mit der Kollision zwischen Afrika und Europa.

Die Abb. 1 zeigt die Bewegungen der Erdplatten seit dem Perm, vor 255 Millionen Jahren, als Afrika und Eurasien im Kontinent Pangea miteinander vereint waren. Sodann drifteten die Kontinente auseinander; die ozeanische Tethys drang zwischen Afrika und Eurasien von Osten nach Westen vor und bildete das Alpenmeer. Gleichzeitig öffnete sich der Atlantik. In der Unterkreide, vor ca. 120 Millionen Jahren, begann sich das Meer zwischen den beiden

Kontinentalblöcken wieder zu verengen, Subduktion setzte zuerst in den Ostalpen ein und erreichte vor 94 Millionen Jahren, während dem Turonian, die Westalpen. Ab der Grenze zwischen Eozän und Oligozän, vor etwa 34 Millionen Jahren, kam es zur Kollision.

Die Abb. 3 zeigt einen vereinfachten aktuellen geologischen Schnitt durch die Westschweiz, mit dem komplexen Deckenbau der Alpen, dem kontinuierlichen Übergang zum europäischen Vorland im Norden und dem adriatischen kontinentalen Block im Süden.

Mit Hilfe der reichen geologischen Information, welche man aus diesem komplexen Gebilde herauslesen kann, ist es möglich, den Film der Bildung und dem anschliessenden teilweisen Abbau dieses Gebirges durch die Erosion zu drehen.

Zu den Argumenten für die Rekonstruktion des Alpenmeeres gehören die geometrischen Verhältnisse zwischen den geologischen Einheiten, Daten aus der strukturellen Analyse, Altersangaben aus dem Gehalt an Fossilien und geochronologischen Daten aus radiometrischen Messungen (zum geologischen Zeitmassstab siehe Abb. 2), Informationen über frühere Ablagerungsbedingungen von Sedimentgesteinen u.a.m.. Berücksichtigt man all diese Informationen, so können die geometrischen Verhältnisse zwischen den einzelnen Elementen («Palinspastik») und sodann die Geschichte der Landschaften und Lebensräume rekonstruiert werden («Paläogeographie», siehe hierzu Wildi 2020: <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:140171>; für eine detaillierte Beschreibung siehe auch die «Geologie der Alpen» von O.A. Pfiffner 2015).

Die paläogeographischen Verhältnisse im Alpenmeer vor 150 Mio sind in Abb. 4a und 5 dargestellt, die in diesem Raum abgelagerten Sedimenttypen in Abb. 4b. Von Norden gegen Süden erkennt man folgende geologischen, bzw. paläogeographischen Räume:

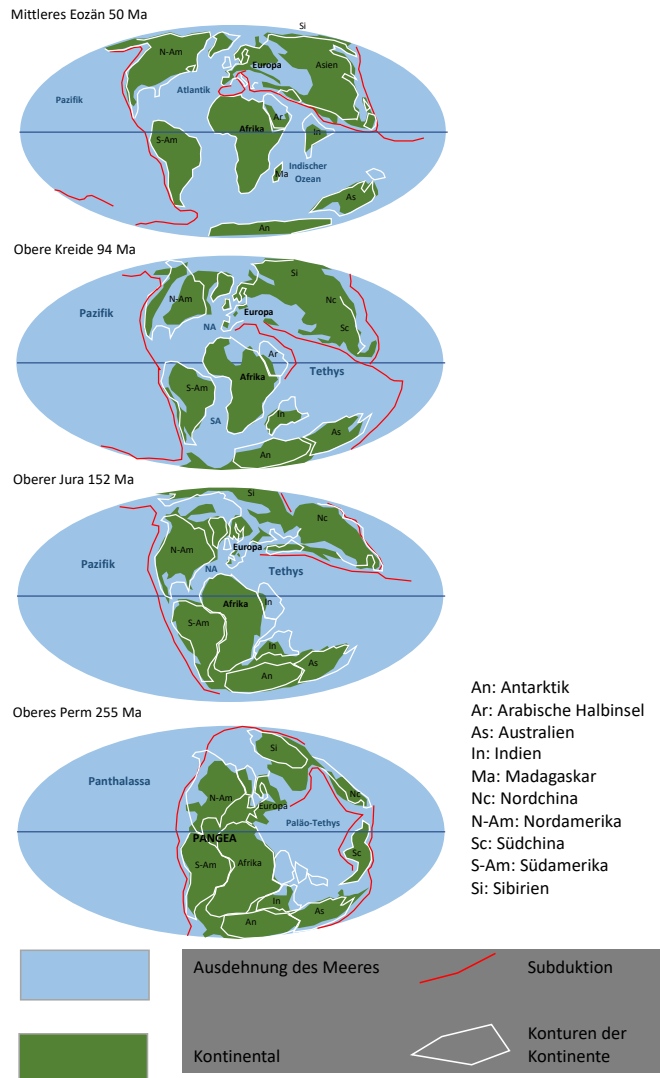


Abbildung 1: Rekonstruktion der Position der Erdplatten vom Perm (255 Millionen Jahre) bis zum mittleren Eozän (50 Millionen Jahre). Vereinfacht nach www.scotese.com, aus Wildi (2020, Abb. B5).

Ära	Periode	Epoche	Stufe	Mio Jahre	
Känozoikum	Quartär	Holozän		0.01	
		Pleistozän		2.6	
	Neogen	Pliozän		5	
		Miozän	Messinian		
			Tortonian		
			Serravalian		
			Laghian		
	Burdigalian				
Aquitanian		23			
Paläogen	Oligozän		Chattium	34	
	Eozän	Rupélien			
		Priabonian			
		Bartonian			
Lutetian					
Ypresian		56			
		Paleozän		65	
Mesozoikum	Kreide	Oberkreide	Maastrichtian		
			Campanian		
	Santonian				
	Coniacian				
	Turonian				
	Cenomanian		100		
			Unterkreide		145
	Jura	Malm			
Dogger					
Lias					
Trias				200	
				252	

Abbildung 2: Geologische Zeittabelle für das Mesozoikum und das Känozoikum.

Während des Mesozoikums bildeten die paläogeographischen Domänen des **Jura**, das Alpenvorland (insbesondere das Schweizer Mittelland) und das **Helvetikum** (der Zone der «**Externen Massive**» Aaremassiv, Aiguilles Rouges und Gotthardmassiv im Norden und dem Ursprungsgebiet der Helvetischen Decken im Süden, das seichte Meeresplateau des Kontinentalrandes Europas zum Alpenmeer hin. Die Sedimentsequenzen entwickelten sich von Evaporiten (Gips, Salz) und anderen kontinentalen Sedimenten zu Karbonaten (Dolomit, Kalksteine, Mergel- und Tongesteine) der marinen Karbonatplattform. Variationen in der sedimentären Fazies werden durch Schwankungen des Meeresspiegels und Variationen der Absenkung erklärt.

Das **Ultrahelvetikum** ist der Bereich am Südrand des Helvetikums, in welchem sich die europäische Erdkruste ab der Jurazeit ausdünnte und sich der Meeresgrund zum Nord-Penninikum hin deutlich absenkte.

Nord-Penninikum (auch «Walliser Becken»): Der Begriff bezeichnet ein schmales, Ost-West orientiertes Tiefseebecken, welches sich eventuell ab dem späten Jura, sicher aber in der frühen Kreide öffnete und Bündnerschiefer (bzw. «Schistes Valaisans») von Sand und Ton aus frühen Erosionsprozessen der einsetzenden Alpenfaltung und alten Massiven auf dem europäischen Kontinent auffing. Aufschlüsse im Wallis weisen darauf hin, dass bereits im Jura ozeanische basaltische Laven in diesem Becken ausflossen.

Mittleres Penninikum (Briançonnais): Dieser Bereich ist in den Westalpen durch die «Préalpes Médiannes», die Siviez-Mischabel und die Monte Rosa-Decke vertreten. Die Préalpes Médiannes bestehen aus Karbonatsedimenten (Dolomite, Kalke), welche sich von der Trias zur Unterkreide auf einer seichten Meeresplattform im nördlichen Teil des penninischen Raumes ablagerten. Sie werden von roten Mergeln («Couches Rouges») überlagert, welche sich in der

Oberkreide und dem Paläogen in einem etwas tieferen Meer bildeten. Im Osten dehnte sich die Briançonnais-Plattform bis ins Bündnerland (Falknis-, Sulzfluhdecke) aus. Das Briançonnais besass kontinentale, europäische Erdkruste. Diese findet sich im Alpenquerschnitt der Abb. 3. in den Deckenkernen der Siviez-Mischabel- und der Monte-Rosa-Decken.

Süd-Penninikum (Liguro-Piemontesisches Tiefseebecken): Im Süden brach die Briançonnais-Plattform zur Jurazeit steil in das Liguro-Piemontesische Tiefseebecken ab. Hier akkumulierten die mächtigen Brekzien die wir heute in der Brekziendecke der Prealpen und in der Falknis-Brekzie in Graubünden antreffen. In den Decken (Zermatt-Saas-Fee-, Tsaté-, Avers-, Platta- und Arosa-Decke) welche dem süd-penninischen paläogeographischen Raum entstammten, finden sich Tiefseesedimente und im Tiefwasser erstarrte vulkanische Gesteine der Jura- und der Kreidezeit, sogenannte Ophiolite. Zu den ersten gehören primär sandig-siltige Tiefseetone, sandige Flysche, Marmore, rote und grüne Radiolarite. Zu den vulkanischen Gesteinen zählen etwa Metabasalte, Metagabbro, Serpentine und Prasinite. Teilweise lassen die Verwitterungsformen noch Kissenformen erkennen, wie man sie auf ozeanischen Rücken kennt. Wie die Namen vermuten lassen, sind die Gesteine metamorph (unter Druck und hoher Temperatur umgewandelt). Die Decken von süd-penninischem Ursprung finden sich im Deckenstapel der Alpen in hoher tektonischer und damit oft auch topographischer Position. Sie wurden daher im Verlauf der Zeit intensiv erodiert, und ihre ursprüngliche Ausdehnung ist schwer abzuschätzen, wie wir weiter unten sehen werden. Auch die ehemalige geographische Ausdehnung des Liguro-Piemontesischen Tiefseebeckens ist schwer einzuschätzen, wurde doch sicher auch ein bedeutender Teil des ozeanischen Grundes bei der Annäherung zwischen Afrika und Eurasien durch die Subduktion verschluckt.

Ostalpin: Das Ostalpin gehörte ursprünglich zum nach Norden vorspringenden adriatischen Sporn Afrikas. Es wurde aber bei der Alpenbildung von seinem ursprünglichen Substrat abgeschert und weit nach Norden über die penninischen Decken hinweggeschoben. In gewissen Sektoren bestehen die ostalpinen Decken (Unterostalpin) sowohl aus kristallinen Krustengesteinen, als auch aus mächtigen Sedimentabfolgen. Im Oberostalpin ereignete sich die Abscherung hingegen in den mächtigen Karbonatgesteinen der Trias. Die ostalpinen Decken haben in den Ostalpen eine weite Ausdehnung. In den Westalpen werden ihnen einzig die Dent-Blanche-Decke und die Flysche der Nappe de la Simme und der Nappe des Gets zugewiesen.

Südalpin: Mit diesem Term bezeichnet man den autochthonen adriatischen Sporn Afrikas, mit kontinentaler Erdkruste und Sedimentbedeckung. Die Entwicklung von Ost- und Südalpin verlief ab der Trias ähnlich, mit einer erst starken Subsidenz und mächtigen karbonatischen Ablagerungen (Dolomite, Kalke) von der Trias zum Unteren Jura. Sodann folgen kondensierte Sedimente welche auf einer tiefen Meeresplattform und in tiefen Becken innerhalb dieser Plattform abgelagert wurden. Im Südosten dieses tiefen Meeres folgte die seichte Friauli-Plattform.

Die Abb. 6 zeigt einen schematischen Schnitt durch das Alpenmeer im späten Jura, vor 150 Millionen Jahren.

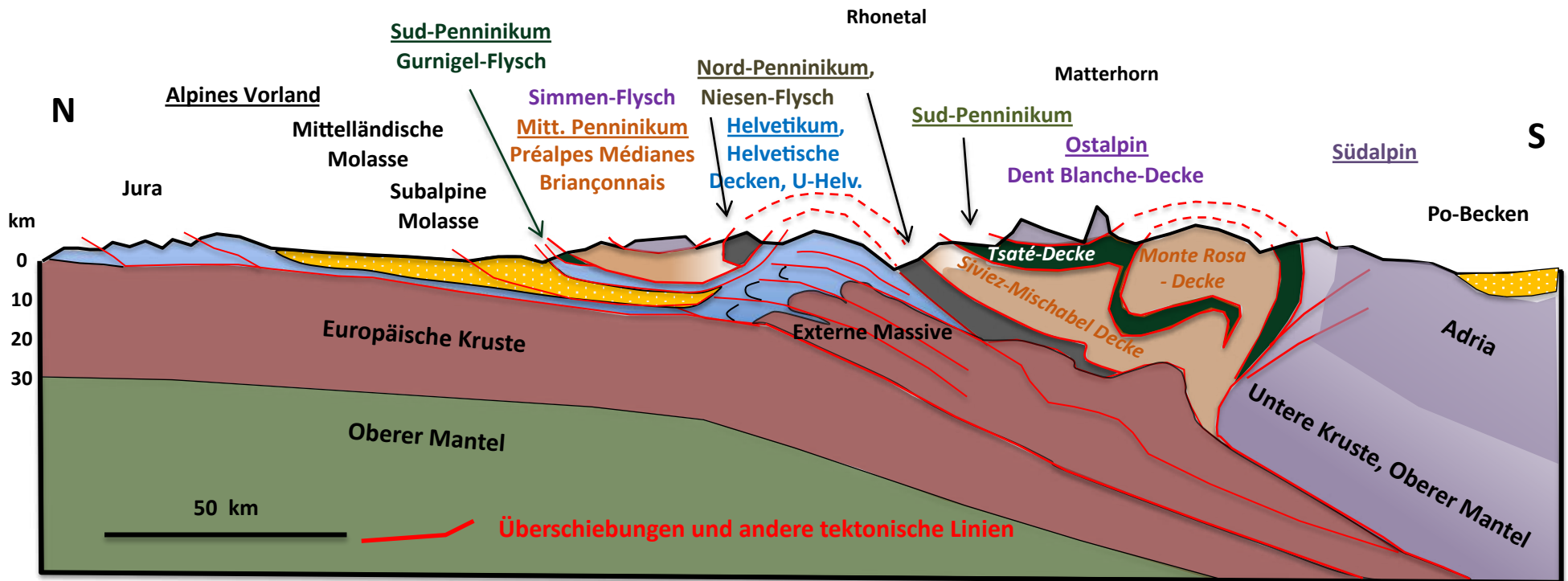


Abbildung 3: Vereinfachtes geologisches Profil durch die Walliser Alpen und die Westschweiz mit den wichtigsten geologischen Einheiten (nicht ganz massstäblich, Quelle: Wildi 2019 und <http://cirquedebarrosa.free.fr/formpyr1.htm>).

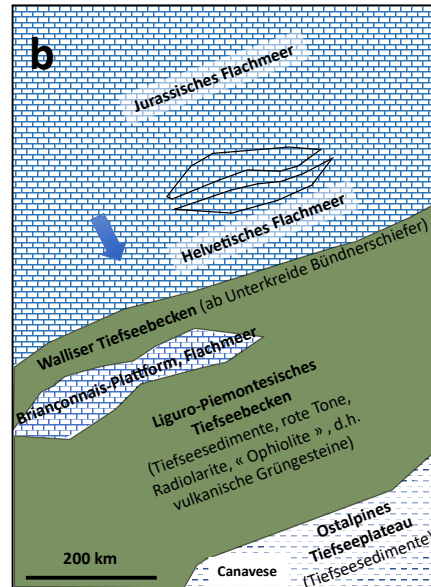
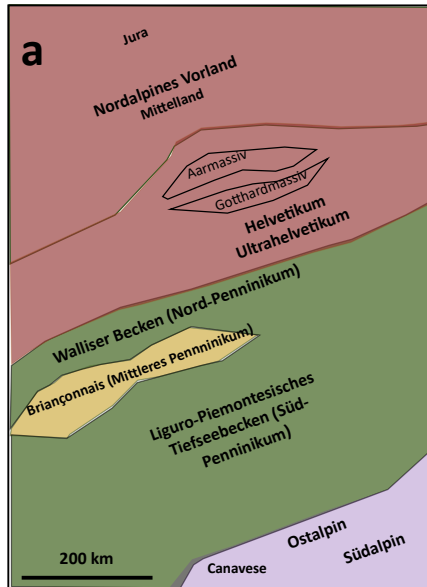


Abbildung 4a: Palinspastische (geometrische) Rekonstruktion des Alpenmeeres im späten Jura (um 150 Millionen Jahre). **b:** Ablagerungsräume im Alpenmeer (Wildi & Uttinger 2019; Pfeile: Profilsur Abb. 6).

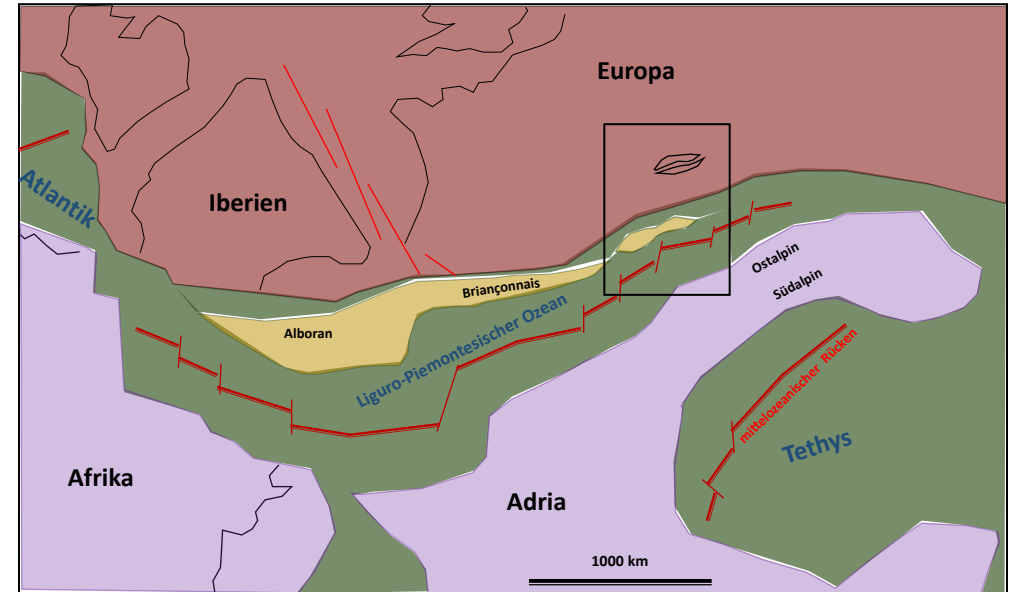


Abbildung 5: Das Alpenmeer (schwarzer Rahmen: Abb. 4) in seinem paläogeographischen Kontext während dem späten Jura (ca. 150 Mio Jahre).

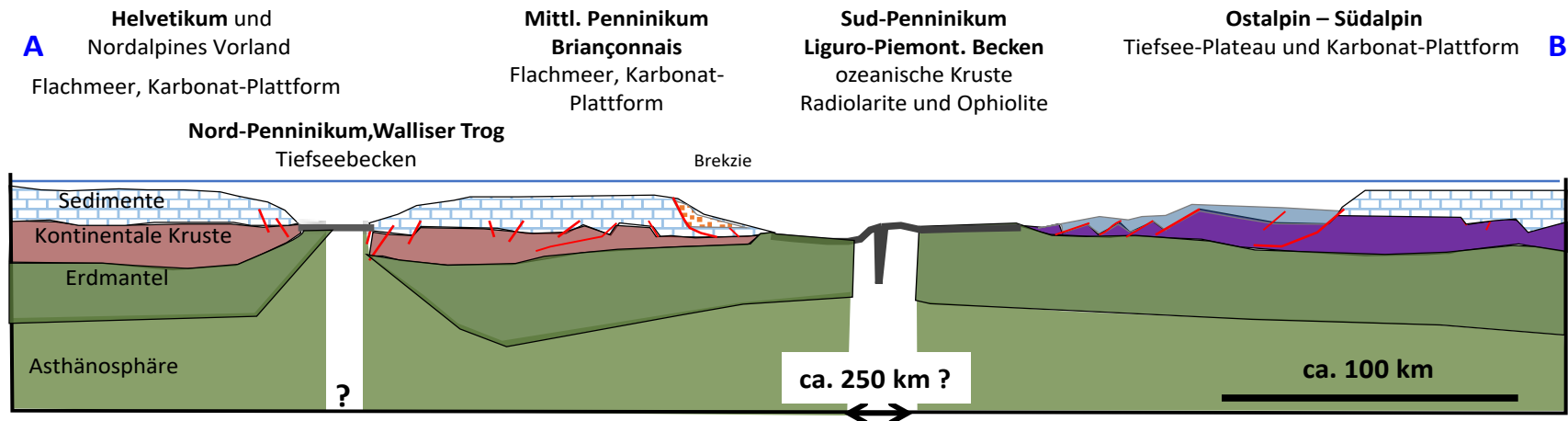


Abbildung 6: Schematischer, nicht massstäblicher geologischer Schnitt durch das Alpenmeer im späten Jura (aus Wildi 2020, leicht modifiziert); Profilsur Abb.4b.

3. Verwitterung, Erosion und Sedimenttransport

Erosionserscheinungen gab es bereits im Alpenmeer, vor etwa 200 bis 145 Millionen Jahren, als Europa und Afrika auseinander drifteten. Ein gutes Beispiel hierfür ist die Bildung der Brekzien der heute als Brekzien-Decke bekannten alpinen Decke. Diese besteht grösstenteils aus grobem Schutt von kantigen Gesteinsbruchstücken, welche sich in der Zeit des Jura als Schuttlawinen am südlichen Abhang der Briançonnais-Plattform zum liguro-piemontesischen Tiefmeer lösten und am Hangfuss ablagerten (Abb. 6, 7). Voraussetzung für die Bildung dieser Brekzien war ein Relief, an dessen Rändern die Gesteine abrissen und abglitten.

Erosionsschutt aus den Anfängen der Alpenfaltung, also der Annäherung von Afrika und Europa, findet man in den Schweizer Alpen ab Mitte der Kreidezeit, dem Turonian vor 94 Millionen Jahren. Es handelt sich um die sogenannten Mocausa-Konglomerate in der Simmen-Decke der Prealpen.

Damit ein Festgestein erodiert werden kann, muss es zuerst aufgelockert, d.h. **verwittert** werden. Verwitterung kann durch biologische (Wurzelsprengung), physikalische (thermische Kontraste, Eissprengung, Flusserosion) oder chemische Prozesse (namentlich Lösung) geschehen.

Mit dem Begriff «**Erosion**» bezeichnet man in der Geologie die Prozesse, die zur Abtragung des Reliefs führen. Zu unterscheiden ist die Erosion unter dem Wasserspiegel, von Erosion über dem Wasserspiegel.



Abbildung 7: Brekzien der Brekziendecke, die sich an den steilen Hängen zwischen der Briançonnais-Plattform und dem tiefen liguro-piemontesischen Becken bildeten; **a:** feine Brekzien mit Trümmern von metamorphen Schiefern, gelben Dolomiten und grauem Kalkstein; **b:** Fazies mit großen grauen Kalksteinelementen (Brèche du Chablais, Praz de Lys; Wildi 2020).



Abbildung 8: Schlammstrom- (Mudflow-) Ablagerung, Konglomerat mit sandig-toniger Matrix im Mocausa-Flysch (Koo 46.412948 / 7.042757).

Bei Erosion unter dem Wasserspiegel gleiten meist unverfestigte, stark wasserhaltige Sedimente an einem Hang ab. Dabei kann es sich um langsame Gleitbewegungen (Kriechen), oder um eigentliche **Schlammlawinen (Mud-Flow, Debris-Flow)** handeln (Abb. 8). Toniges und sandiges Material kann dabei in Suspension gelangen und als **Trübestrom (sogenannter «Turbidit»)** den Hang hinunter fahren und am Hangfuss auf einem Schuttfächer abgelagert werden. Solche Turbiditätsströme werden oft mit Staublawinen von Schnee verglichen. Wie wir unten zeigen, bestehen die Flyschablagerungen in den Alpen grösstenteils aus Sedimenten, die durch Turbiditätsströme gebildet wurden. Im Feld erkennt man solche Ablagerungen anhand typischer Abfolgen von Sedimentstrukturen (Abb. 9, 10) welche nach dem Autor, der diese erstmals beschrieben hat «Bouma-Zyklen» genannt werden.

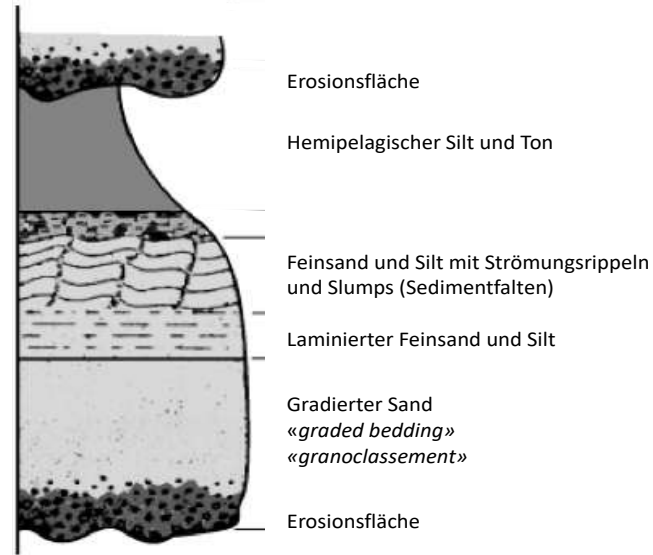


Abbildung 9: «Bouma-Zyklus»: Sedimentstrukturen der Ablagerung eines Turbiditätsstroms (Mächtigkeit: Dezimeter bis maximal Meterbereich, Wildi 2020).



Abbildung 10: «Bouma-Zyklus»: Etwa 30 cm dicke Bank von Kalksandsteinen mit Sedimentstrukturen eines Bouma-Zyklus (Abb. 9) im Helminthoiden-Flysch. Die grobkörnige Basis mit der Erosionsfläche sind in dieser Bank nicht vorhanden (Jaunpass).

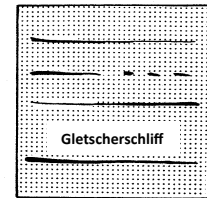
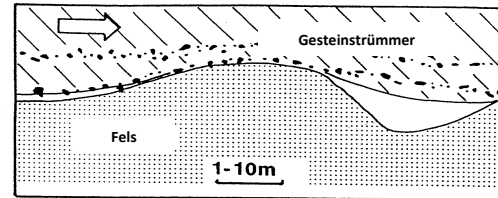
Im alpinen Relief geschieht **Erosion** durch fließendes Wasser, freien Fall (Steinschlag), Felssturz, Bergsturz, Kriech- und Gleitprozesse, oder Murgänge (Schlammströme). Ein Grossteil des erodierten Materials wird durch **Flüsse** wegtransportiert und auf Schuttfächern, in Schwemmebenen, Seen und eventuell im Meer abgelagert. Die Abb. 11 zeigt den Übergang von einem alpinen Schuttkegel zur Schwemmebene.



Abbildung 11: Übergang zwischen zwei alpinen Ablagerungsmilieus, von einem Schuttkegel (gemischter Lawinen- und Blockstromschuttkegel) zur Schwemmebene; der Fluss «La Niva» mit Gletschermilch (Zinal, Wildi 2019).

In den Alpen spielen seit Beginn der Eiszeiten vor 2 Millionen Jahre **Gletscher** eine besonders aktive Rolle bei der Erosion. Ein Schema eines alpinen Gletschers ist in Abb. 13 dargestellt; die Prinzipien der Gletschererosion sind in Abb. 12 erklärt.

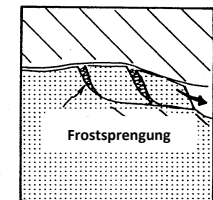
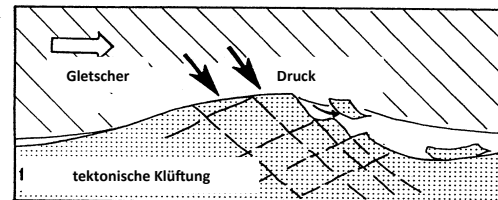
ABRASION, GLETSCHERSCHLIFF (LÄNGSPROFIL)



Längsprofil

Aufsicht

FROSTSPRENGUNG, ABRISS



EROSION DURCH WASSER

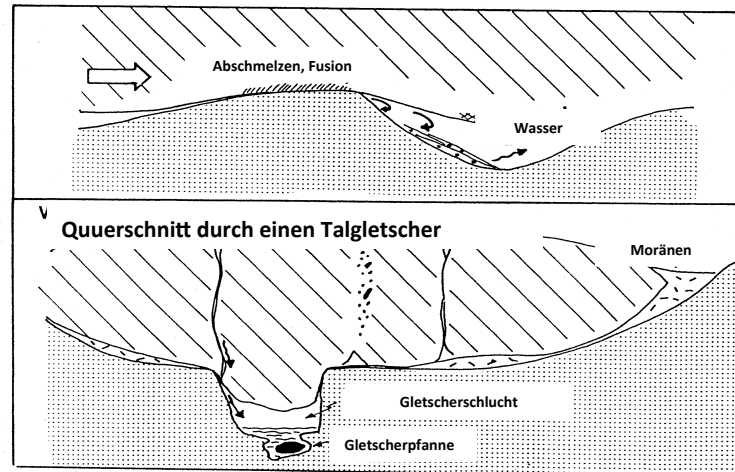


Abbildung 12: Schema der verschiedenen glazialen Erosionsmechanismen (Wildi et al. 2015, Wildi 2019).

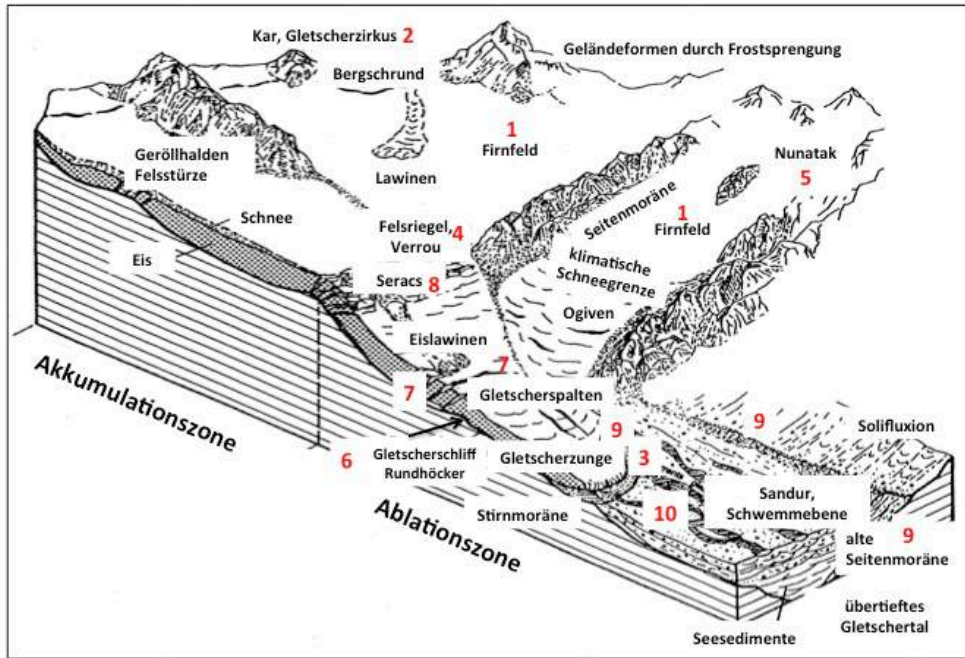


Abbildung 14: Gletscherschliff und Abriss an einem Felsdrumlin (Rundhöcker) im Vorfeld des Mont-Minégletschers (Val d'Hérens, Wildi et al. 2015).

Abbildung 13: Schema eines alpinen Gletschers. Der **Firn 1** ist im **Kar** (Gletscherzirkus) eingebettet **2**; er ist meist mindestens bis zur klimatischen Schneegrenze mit Schnee bedeckt. Die **Gletscherzungen 3** werden durch den Firn gespiesen und fließen in die Gletschertäler ab. Die **Gletscherriegel («Verroux») 4** sind Felsriegel, welche das Tal und den Eisstrom einengen. **Nunataks 5** (Felshörner) ragen dort über die Gletscheroberfläche hinaus, wo die Felsen der Gletschererosion trotzen. Der durch den Gletscher überfahrene Fels ist oft zu **Rundhöckern 6** modelliert. Dies sind durch Abschleifen (Abrasion) und Abrisse geschaffene Erosionsformen. In der Fließrichtung des Gletschers steigt deren Oberfläche allmählich an und reißt am Ende des Rundhöckers steil ab. Die **Gletscherspalten 7** sind Spannungsrisse innerhalb der Eismasse, provoziert durch die Gletscherbewegung. Die höchst gelegene Spalte wird auch **Bergschrund** (Rimaye) genannt. Sie grenzt den Firn vom fest an den Fels gefrorenen Eis ab. Interne Verfaltungen des Gletschereises nennt man **Ogiven**, senkrechte durch Schmelzwasser herausgelöste Wasserschächte sind **Gletschermühlen**. **Seracs 8** sind frei stehende Eistürme; sie entstehen an Geländeabbrüchen. Das durch Frost, Wasser, Lawinen, Abschleifen, Bergsturz, Wind u.a.m. oberhalb und unter dem Gletscher abgetragene, nicht sortierte Gesteinsmaterial sammelt sich an den Gletscherrändern und unter dem Gletscher an und bildet **Stirn- (End-) und Seitenmoränen, sowie Grundmoränen 9**. Der Gletscherstrom transportiert Sand und Kies und lagert das Material auf Schotterfluren (Terrassen: **Sander oder Sandur 10**), sowie auf den **Deltas** der Gletscherseen ab.

Oberhalb der Gletscheroberfläche unterliegt der Fels der Frostsprengung (Abb. 13, 19). Dadurch entstehen Ruinen ähnliche Geländeformen mit viel Lockermaterial. Unter dem Gletscher wird der Fels durch das talwärts gleitende Eis abgeschliffen («abradiert», Abb. 12, 14). Zudem reisst der Gletscher an tektonischen Klüften und Brüchen Gesteinsbruchstücke aus dem Fels.

Gletschertransport, v.a. der Transport auf dem Rücken des Gletschers, aber z.T. auch an dessen Basis unter Beteiligung von Schmelzwasser, führte während den Eiszeiten im Verlauf der letzten etwa 2 Millionen Jahre zur Verfrachtung grosser Schuttmengen aus der Erosion der Alpen bis ins Mittelland und den Jura. Moränenwälle, Grundmoränen (Abb. 15, 16), Drumlins, Findlinge und durch Schmelzwasser gebildete Schotterterrassen (siehe unten und Kapitel 6) sind typische Ablagerungen und Landschaftsformen.

Schmelzwasser unter dem Gletschereis ist verantwortlich für vertikal eingetiefte Schluchten und Strudellöcher (Abb. 17). Feinmaterial (Sand und Silt) aus der Abrasion wird durch den Gletscherfluss als Gletschermilch ausgetragen (Abb. 11) und v.a. in Seen (auch in Stauseen) abgelagert (Abb. 22). Grobes Material (Kies und Sand) wird im Vorland der Gletscher auf Schwemmebenen («Sander») und Talebenen deponiert (Abb. 18). Flusssedimente erkennt man leicht an ihren Sedimentstrukturen, seien es Rinnenfüllungen in mäandrierenden Flüssen, seien es tabuläre Kiesbänke in verflochtenen Flüssen («braided river», Abb. 20, 21). Deltas mit Schrägschichtung finden sich am Übergang zwischen der Flussmündung und dem tiefen Seebecken (Abb. 23).

Die Abb. 19 illustriert den Zusammenhang zwischen Geländeformen und Erosion eines glazial geprägten Alpentaales, mit Frostsprengung, Gletscherschliff und Flusserosion.



Abbildung 15: Grundmoräne unter dem Mont-Minéglatscher : Gerölle und Blöcke in sandiger Grundmasse und unter dem Gletscher erodierte und transportierte Baumstämme aus Zeiten geringerer Ausdehnung der Gletscher (Wildi et al. 2015).



Abbildung 16: Mont-Minéglatscher, Seitenmoräne des Kleinen Eiszeitalters, höchstes Niveau um das Jahr 1850 (Photo 2009).



Abbildung 17: Felsschlucht und Gletschertopf, erodiert durch Schmelzwasser an der Basis des Glacier de Ferpècle (Val d'Hérens; Wildi et al. 2015).



Abbildung 18: Schwemmebene («Sander») im Vorfeld des Ferpèclegletschers mit verflochtenem Flusslauf und langgestreckten Kiesbänken.

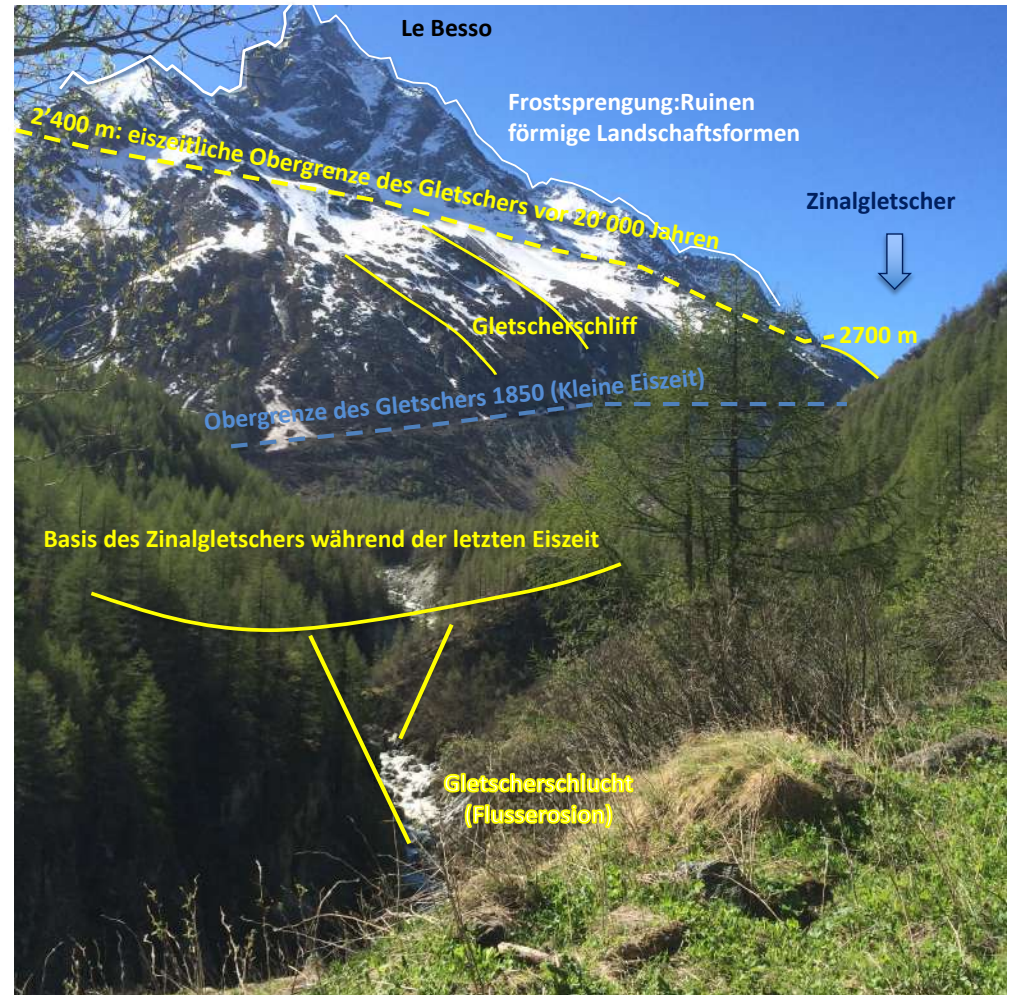


Abbildung 19: Illustration der Erosion alpiner Täler von der letzten Eiszeit bis heute mit Frostspaltung, Gletscherschliff und Flusserosion (Wildi 2019).



Abbildung 20: Sedimentstrukturen einer mäandrierenden Flussrinne gegen Ende der letzten Eiszeit im Limmattal.



Abbildung 21: Sedimentstrukturen einer Kiesbank eines geflochtenen Flusslaufs während der letzten Eiszeit, Aaretal zwischen Bern und Thun.



Abbildung 22: Laminiertes, sandig-siltiges Sediment aus dem Gletschersee beim Mont-Minégletscher (Probenhöhe: 8 cm).



Abbildung 23: Deltaschichtung eines kleinen Gletschersees; Kiesgrube Sézegnin(Genf) ; Abbauhöhe ca. 15 m.

Die oben erwähnten Erosionsprozesse sind alle Oberflächenprozesse. Erosion findet aber auch unter Tag, im Erdinnern statt, v.a. in Karsthöhlen. Karstbildung beginnt an der Erdoberfläche durch chemische Lösungserscheinungen an Karbonatgesteinen und drückt sich in sogenannten «Karren» aus (Abb. 25). Häufig bilden sich an der Erdoberfläche Lösungstrichter, sogenannte «Dolinen» (Abb. 24). Im Zentrum der Dolinen sickert das Wasser in das geklüftete Gestein ein und zirkuliert in einem System von Gängen und vertikalen Schächten. In der Schweiz finden sich solche Karsthöhlen in erster Linie im Jura, in den Kalkstein-Formationen der Helvetischen Decken und in den Südalpen. Prominente und sehenswerte Höhlen sind etwa: (<https://www.adac.de/reisefreizeit/reiseplanung/inspirationen/europa/top-hoehlen-schweiz/>):

- Grotte aux Fées (St. Maurice)
- Lac Souterrain de Saint-Léonard (Kanton Wallis)
- Höllgrotten (Baar)
- Hölloch (Muotatal, Schwyz, mehr als 200 km erforschte Gänge)
- St. Beatus-Höhle (Interlaken, 14 km erforschte Gänge)
- Grottes de Vallorbe (Kanton Waadt)

Eher für Speläologen reserviert ist das Höhlensystem Siebenhengste-Hohgant (Kanton Bern) mit 164.5 km ausgemessenen Gängen (Jahr 2020).

Karst tritt nicht nur in Karbonatgesteinen, sondern auch in Evaporiten, d.h. in Salz, Gips und Anhydritgesteinen auf. Diese Karstsysteme sind allerdings oft instabil.

Karsthöhlen können im Wasserhaushalt als Drainagesysteme eine erhebliche Rolle spielen.

Ausserhalb der Grotten finden sich kaum Ablagerungen. In den Grotten selbst bildet Tropfstein oft spektakuläre Stalaktiten (hängende Formen) und Stalagmiten (stehende Formen, Abb. 27).

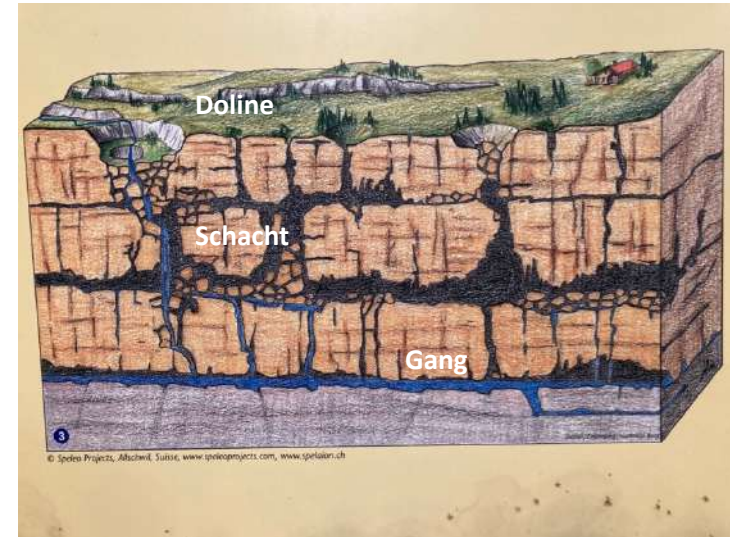


Abbildung 24: Schema eines Karsthöhlensystems (Eingang zu den Grotten von Vallorbe, Speleo Projects, Allschwil).



Abbildung 25: Karstfeld auf den Siebe Hängste (Foto: Remy Wenger).

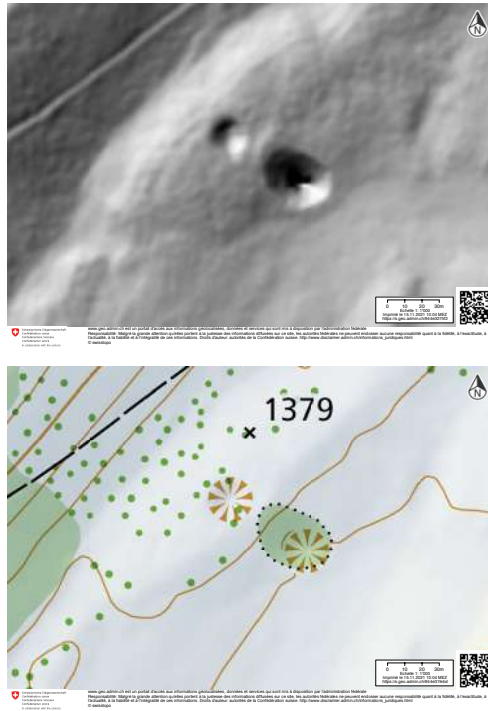


Abbildung 26: Glacière de St-Livres; tiefe Doline mit Eisbildung (Koo 46.56528 / 6.29621, Karte Swisstopo).

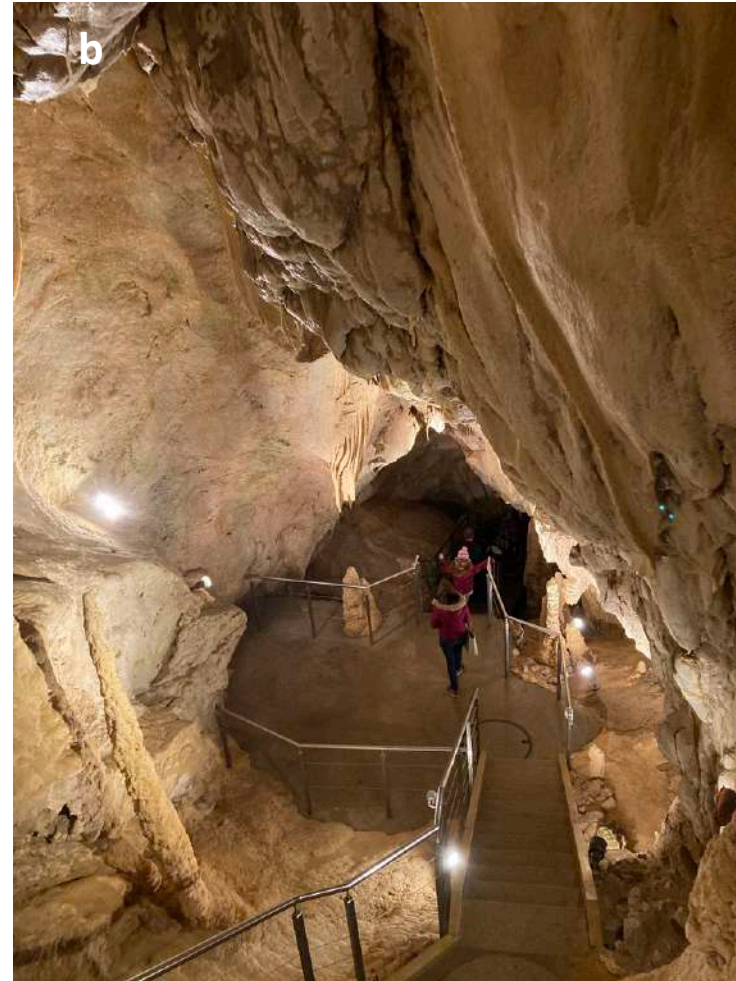


Abbildung 27 a - d: Grottes de Vallorbe, Besucherweg, Stalagmiten, Stalaktiten und Blick auf den Höhlenfluss (Orbe; Koo 46.69817 / 6.34554).

4. Flysch: Subduktion, Beginn des Alpenbaus und der Erosionsgeschichte

Der Begriff **Flysch** wurde durch Bernhard Studer im Jahr 1827 zur Bezeichnung von Wechsellagerungen von Sand- und Tongesteinen mit Einlagen von Konglomeraten in den Prealpen definiert (Abb. 28). Flysch entstand während der Alpenbildung, ab der Mitte der Kreidezeit, als in der Folge von Subduktion und daraus resultierenden tektonischen Überschiebungen Inselketten aus dem Alpenmeer hervorragten. Diese Reliefs wurden erodiert und das Erosionsmaterial an die Küste geschwemmt. Von da aus gelangte es durch Trübestrome (Turbidite) in steilen Canyons ins Tiefmeer und lagerte sich auf Schuttkegeln ab. Mit der Schliessung des letzten tiefen Meeresarmes durch die fortschreitende Alpenbildung endete die Ablagerung von Flysch ganz zu Beginn des Oligozäns (Referenz: Caron et al. 1989).



Abbildung 28: Typische sandige und tonige, durch Turbidite gebildete Flyschablagerung (Helminthoiden-Flysch) in den Prealpen.

Die Flysche der Typuslokalität in den den Prealpen der Westschweiz und in anliegenden Gebieten wurden in den 1970er und 1980er Jahren durch die Universität Fribourg systematisch untersucht. Die Abb. 29 gibt eine Übersicht über die verschiedenen Flysche der Prealpen der Westschweiz und charakterisiert diese durch die Richtungen des Sedimenttransports und den Gehalt an Schweremineralien in den Sandsteinen. Sodann folgen Informationen zum Gehalt an Pflanzenresten, zu wichtigen Sandsteinsequenzen, Brekzien und Konglomeraten.

Bei der Alpenfaltung glitten Flyschdecken leicht von ihrem Substrat ab und finden sich heute teilweise in tektonisch «kompromittierender» Position, eingeklemmt zwischen ihnen «fremden» Einheiten. Dies gilt insbesondere für die Flysche der Gurnigel-Decke, deren Granat-haltigen Sandsteine auf eine Herkunft im Süd-Penninikum, in der Nachbarschaft des Ostalpins hinweisen, die sich heute aber zwischen Ultrahelvetikum und den Préalpes Médiannes eingeklemmt finden.

Auf Abb. 29 finden sich drei klar voneinander unterscheidbare Flyschfamilien:

- Flysche einer nördlichen, dem europäischen Kontinent nahen Zone mit Schweremineralien der Zirkon-Turmalin-Rutil-Familie,
- Flysche mit starkem Gehalt an Granat aus dem Süd-Penninikum,
- Flysche mit Chrom-Spinell aus den Ostalpen.

Eine wichtige Flyscheinheit der westlichen Schweizer Alpen figuriert nicht auf der Abbildung. Es handelt sich um die «Série Grise» (M. Marthaler), welche an die Tsaté-Decke gebunden im Süden des Walliser Rhône-tals zurück geblieben ist.

Turonian (94 Mio Jahre): Erste Subduktion zwischen Ost- und Südalpen

Mocausa-Flysch der Simmen-Decke

Literatur:

- J.M. Wicht 1984: *Le Flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes Romandes*. Thèse Univ. Fribourg 877, 166 S.
- Siehe auch Elter et al. 1966 und Plancherel et al. 2020.

Der Mocausa-Flysch gehört in den Prealpen der zweithöchsten tektonischen Decke, der Simmen-Decke an, gleich unter der Nappe des Gets (Abb. 3, 29). Er überlagert den Manche-Flysch, ebenfalls zur Simmen-Decke gehörend und den Helminthoiden-Flysch der Dranse-Decke. Darunter liegt die Nappe des Préalpes Médiannes, welche aus der Briançonnais-Plattform im Mittleren Penninikum stammt. Aus dieser hohen tektonischen Position kann man ableiten, dass der Mocausa-Flysch im südlichsten Alpenmeer, vermutlich im Canavese-Becken der Süd- oder Ostalpen abgelagert wurde (Abb. 4).

Der Mocausa-Flysch wurde durch J.M. Wicht (1984) im Detail studiert. Er besteht aus turbiditischen Sandsteinen mit *Channel*-(Rinnen) Bildungen und Peliten (Ton, Silt) und führt Konglomeratbänke. Die Sandsteine enthalten viele frische Gesteinstrümmer, welche auf einen kurzen Transportweg vom Ort der Erosion zur Ablagerung hinweisen. Die Schwermineralanalysen zeigen eine klare Dominanz von Chromspinell, einem Mineral welches entweder aus ozeanischen vulkanischen Gesteinen oder, im vorliegenden Fall, eher aus dem oberen Erdmantel stammt.

Die Strömungsmarken weisen darauf hin, dass der Sedimenttransport von einer Quelle im Norden zum Ablagerungsbecken Richtung Süden und Südosten erfolgte (Abb. 29, 34).

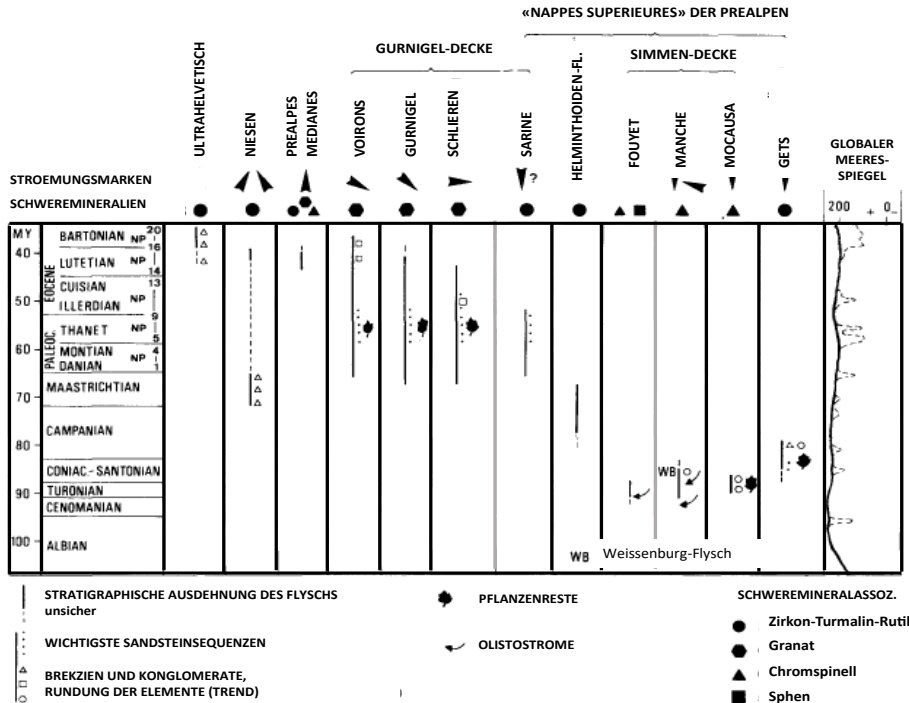


Abbildung 29: Zusammenstellung der Flysche der Prealpen und ihrer wichtigsten Charakteristiken (nach Caron et al. 1989, angepasst).

Zum Schluss muss allerdings erwähnt werden, dass zur Frage der Beheimatung der Flysche heute unter Alpen-Geologen keine Einigkeit herrscht.

In der Folge werden drei typische Flysche mit ihren Konglomeraten und Brekzien präsentiert.

Die Konglomerate bestehen aus perfekt gerundeten Geröllen (Abb. 31 - 33), was auf Flusstransport oder allenfalls auf einen Aufenthalt am Meeresstrand hinweist. Sie enthalten in erster Linie sedimentäre Gesteine:

- Kalkgesteine 37%
- Dolomit 16%
- Silex und Radiolarit 17%
- Sandsteine 10%
- Kristalline Gesteine 7%
- Matrix u.a.m. 13%

Unter den seltenen kristallinen Gesteinen finden sich sogenannte «basische» Grüngesteine, wie etwa Spilite und Serpentine. Die magere Matrix der Konglomerate ist sandig.

Das durch Foraminiferen bestimmte Alter geht vom Turonian (frühe Oberkreide) bis zum Coniacian (mittlere Oberkreide). Es handelt sich um einen der ersten Flysche in den westlichen Zentralalpen und eine der ersten Manifestationen der beginnenden Alpenfaltung (Orogenese). Aus den Informationen über die Zusammensetzung der Sandsteine und Konglomerate und den Strömungsrichtungen kann man ableiten, dass das Ablagerungsbecken im Süden einer tektonisch herausgehobenen Schwelle mit ostalpinen mesozoischen Sedimenten lag. Die Spinelle in den Sandsteinen und die Grüngesteine in den Konglomeraten weisen am ehesten auf eine Quelle in den Mantelgesteinen am Nordrand der Südalpen hin (Abb. 34). Allerdings können ozeanische Gesteine (Ophiolite) als Quelle nicht vollständig ausgeschlossen werden.



Abbildung 30: Flyschlandschaft am Lac de Hongrin.



Abbildung 31: 1.5 m mächtige Mocausa-Konglomerate an der Strasse am linken Ufer des Lac de Hongrin (Koo 46.412948 / 7.042757).



Abbildung 32: Die ausschliesslich sedimentären Komponenten der Mocausa-Konglomerate sind perfekt gerundet. Spuren von sandiger Matrix; unten: Geröll von feinem, rotem Kalkstein (Messer: 9 cm).



Abbildung 33: Angewitterte Oberfläche eines Mocausa-Konglomerates mit perfekt gerundeten sedimentären Komponenten.

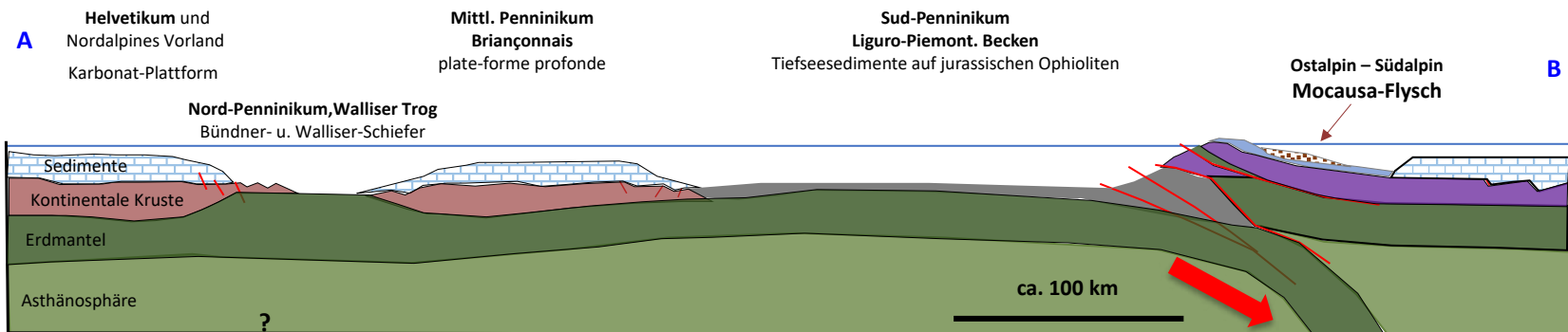


Abbildung 34: Schematischer, nicht massstabgetreuer geologischer Schnitt durch das Alpenmeer der Westschweiz am Anfang der Oberkreide (Turonian, 94 Millionen Jahre); Modell der Bildung des Mocausa-Flysches.

Maastrichtian (72-64 Mio Jahre): Subduktion im Süd- und Nord-Penninikum

Niesen-Flysch

Literatur: Ackermann, A. 1986: *Le Flysch de la Nappe du Niesen. Eclogae Geol. Helv.*, 79 (3): 641-684.

Die Niesen-Decke mit dem Niesen-Flysch erstreckt sich vom Thunersee im Osten bis in die Höhen über dem Rhonetal, beim Dorf Sepey im Westen. Sie bildet eine markante Bergkette. Der Niesen-Flysch ist 400 bis 1300 m mächtig; er besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Peliten. Für einen grossen Teil des Flysches weisen kalkiges Nannoplankton und die Globotruncanen-Fauna auf ein Maastrichtian-Alter (oberste Kreide) hin. Westlich der Simme kann das Alter das Mittlere Eozän erreichen.

Die sedimentologischen Untersuchungen ermöglichen es, verschiedene Ablagerungsbereiche am Kontinentalabhang zu unterscheiden (Abb. 35). Die Erhaltung der Foraminiferenschalen weist auf eine Ablagerung in grosser Tiefe, unter der Lösungsgrenze für Kalzit hin.

Ackermann (1986) unterschied drei typische und sich voneinander unterscheidende Schichtabfolgen: Frutigen-Flysch, Niesenkulm-Flysch und Seron-Flysch:

- Der Frutigen-Flysch, an der Basis der Decke, besteht aus den Ablagerungen eines unterseeischen Schuttkegels mit Brekzien und Konglomeraten im Westteil des Flyschbeckens und einem zweiten Schuttkegel ganz im Osten.

- Im mittleren Teil des Flysches (Niesenkulm-Flysch), über dem Frutigen-Flysch gelegen, sind Turbidite aus feinem, karbonatreichem Material über das gesamte Becken verteilt.
- Der obere Teil des Niesen-Flysch (Seron-Flysch) enthält wiederum im ganzen Gebiet viel groben Schutt, eingelagert in feine, tonige Sedimente.

Die Strömungsmarken an der Basis der Sandsteinbänke weisen mehrheitlich auf Strömungsrichtungen von Süden gegen Norden hin.

Dem Beobachter fallen auf den ersten Blick die zahlreichen massigen und aus groben Sandstein- und grobem, brekziösem und konglomeratischem Material gebildeten Sedimentsequenzen des Niesen-Flyschs auf. Oft (nicht immer!) sind die Komponenten, welcher Grösse auch immer, vollständig eckig, mit oder ohne Matrix. Es handelt sich also um Brekzien und Feinbrekzien, die wohl durch den Abbruch am steilen unterseeischen Relief gebildet und durch steile Canyons auf den Schuttfächer transportiert wurden.

Viele sedimentäre Komponenten (Kalkgesteine, Dolomite) und kristalline Gesteine (Gneis, Granite, Pegmatite, u.s.w.) weisen auf eine Herkunft im nördlichen Teil des Alpenmeeres mit einer klassischen europäischen kontinentalen Kruste und ihrer Sedimentbedeckung hin. Ackermann platziert daher die Heimat des Niesen-Flysches im Nord-Penninikum und schlägt vor, dass die Quelle durch eine tektonische Aufschiebung herausgehoben wurde, die Tarine-Kordillere.

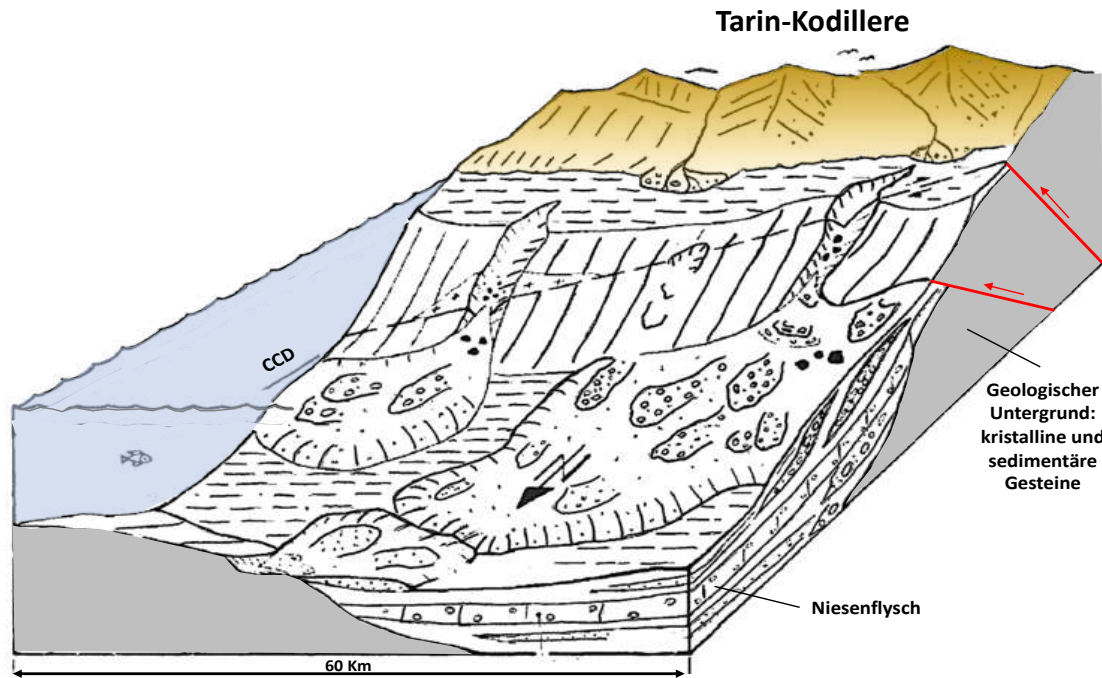


Abbildung 35: paläogeographisches Modell der Bildung des Niesen-Flyschs (Caron et al. 1989, modifié). Das im Becken des Niesen-Flyschs abgelagerte Material stammt von der Erosion eines Reliefs, welches durch die alpine Subduktion herausgehoben wurde. CCD : Meerestiefe unterhalb welcher Kalzit instabil wird (aus Wildi 2020).

Abbildung 37: mächtige Abfolge von Flyschsandsteinen, Mikrobrekzien und Brekzien (Aufschlusshöhe ca. 15 m) an der Strassenabzweigung Col des Mosses/Diablerets, beim Dorf Seppey (Koo 46.412948 / 7.042757).



Abbildung 36: Blick vom Col des Mosses gegen Südost, auf die Nisendecke mit den Gipfeln von La Pare, Cape au Moine und Arne-Hore.





Abbildung 38 a: Grobe Brekzienkomponente von chlorithaltigem Gneiss (weisser Pfeil, Durchmesser 20 cm); an der Strassenabzweigung Col des Mosses/Diablerets, beim Dorf Sepey (Koo 46.412948 / 7.042757); **b:** Brekzie mit sedimentären Komponenten und grobsandiger Matrix; Geröll am Fussweg unterhalb der Strasse nach Les Diablerets (Koo 46,361254 / 7,068624); **c:** Grobes Konglomerat mit leicht tektonisch abgeflachten sedimentären Komponenten, selber Fussweg wie Abb. b.

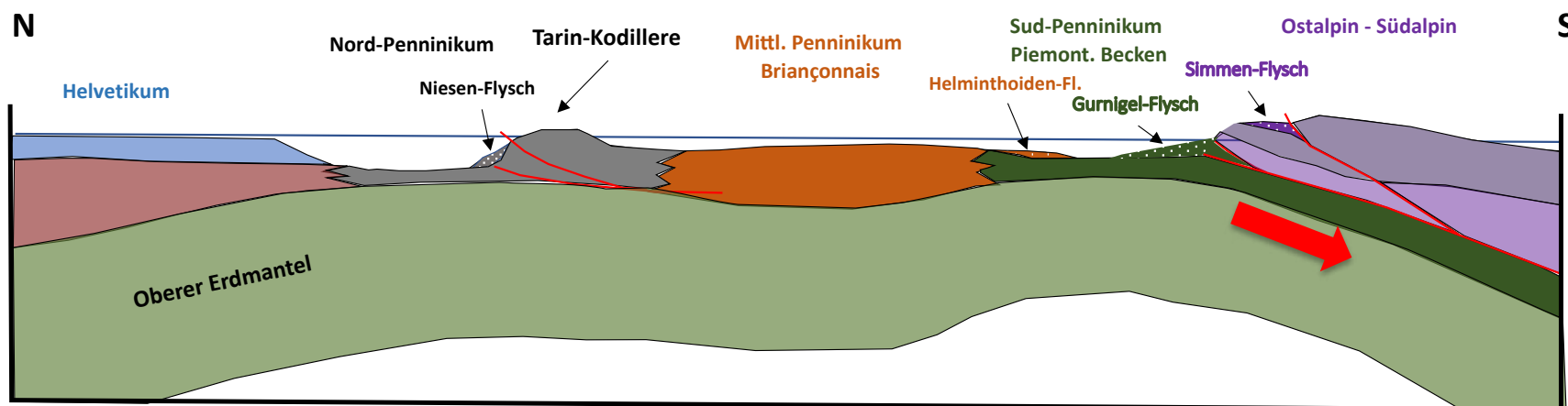


Abbildung 39: Schematischer, nicht massstabgetreuer geologischer Schnitt durch das Alpenmeer der Westschweiz am Ende der Kreidezeit (Maastrichtian, 72 – 64 Mio Jahre); Flyschbildungen.

Eozän (56 - 34 Mio Jahre): Deckenbau

Ultrahelvetischer Habkern-Mélange und Meilleret-Flysch

Im Eozän bildeten sich Flyschsedimente weiter im Norden, bis in den Bereich des Ultrahelvetikums. Eine schmale, meist nicht sehr mächtige geologische Zone im Dach des Ultrahelvetikums wird zwischen dem Thunersee und dem Rheintal dem **Habkern-Mélange** zugeordnet. Dieser besteht meist aus linsenförmigen Vorkommen anderer Flysche und Mergeln, welche im ultrahelvetische Raum während dem fortschreitenden Deckenbau aufgearbeitet und umgefrachtet worden waren. Besonders bekannt sind rosa-farbene, Meter grosse Blöcke von Habkern-Granit (Bayer 1982). Ihre Herkunft ist enigmatisch. Gewisse Autoren glauben an eine südalpine Herkunft, andere an die Existenz einer lokalen Erosion entlang einer tektonisch gebildeten Schwellenzone.

Bibliographie: Bayer, A.A. 1982: *Untersuchungen im Habkern-Mélange ("Wildflysch") zwischen Aare und Rhein. Diss. ETHZ Nr. 6950.*

Die Ausdehnung des **Meilleret-Flysches** beschränkt sich auf die westlichen Prealpen. Der Flysch ist etwa 150-200 m mächtig (Homewood, 1974). Er besteht abwechselnd aus anchimetamorphen Peliten und dünnsschichtigen sandigen Turbiditen die durch grobe Ablagerungen eingeschnitten sind. Diese bestehen aus polymiktischen Konglomeraten und Brekzien mit Gesteinsbrocken aus sauren magmatischen, metamorphen (Granite, Gneise und Schiefer) und weniger häufig sedimentären Gesteinsarten Abb. 40). Die Größe der Klasten variiert von Zentimetern bis zu mehr als 1 m. Klasten stützen sich gegenseitig oder enthalten eine sandige Matrix. Feldspat-reiche Sandsteine ("Arkosen") sind in die Konglomerate eingeschaltet. Die Schichtabfolge endet mit Mikrobrekzien und Konglomeraten, die reichlich Algen-, Foraminiferen- und Bryozoen und Korallentrümmer enthalten. Strömungsmarken zeigen einen Sedimenttransport von Süden nach Norden an.

Bibliographie: Homewood, P. 1974: *Le Flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités encadrantes. Eclogae Geol. Helv., 67 (2): 349-401.*



Abbildung 40 a: Grobes Konglomerat im Meilleret-Flysch, maximale Durchmesser der Gerölle: 50 cm. Aufschlusshöhe ca 10 m. **b:** leicht abgeflachte Sedimentgerölle und kantiger grünlicher Granit (G). Matrix ca 5% von schwarzen Tonschiefern (Col du Meilleret, Koo 46.336052, 7.120841).

5. Molasse: Kollision, Heraushebung und Erosion des Alpenreliefs

Mit dem Ausdruck **Molasse** bezeichnet man die Ablagerungen von alpinem Erosionsschutt im Alpenvorland im Oberen Oligozän und im Miozän:

- Zu Konglomeraten verkittete grobe Schotter (sogenannte «Nagelfluh»).
- Zu Sandsteinen verhärtete Sandablagerungen.
- Ton- und Mergelgesteine, entstanden durch die Kompaktion und Verhärtung von Schlamm.

Die Molasse lagerte sich auf riesigen Schuttfächern, auf Schwemmebenen und in seichten Seen als sogenannte Süßwassermolasse, oder in einem schmalen Ost-West orientierten Meeresarm als Meeresmolasse ab. In den detritischen Gesteinen eingeschaltet finden sich auch seltene Kalkgesteine und Evaporite, v.a. Gips und ev. Anhydrit. Im nördlichen Alpenvorland begann die Molassebildung im Rupélien, dem frühen Oligozän, vor 34 Millionen Jahren und endete im Oberen Miozän, im Tortonian, vor etwas mehr als 10 Millionen Jahren (Abb. 2).



Abbildung 41: Obere Meeresmolasse mit mächtigen, durch Gezeiten geprägten Sedimentstrukturen bei Zofingen.

Rupélian 34 – ca. 30 Mio Untere Meeresmolasse (UMM)

Im frühen Oligozän (dem Rupélien), ab etwa 34 Millionen Jahren, begann die Kollision zwischen dem afrikanischen und dem europäischen Kontinent. Die europäische Kontinentalplatte wurde dabei von dem sich bildenden Alpengebirge überfahren. Dem Gebirgsrand entlang sank das europäische Vorland, d.h. das Gebiet vom südlichen Mittelland (Linie Lausanne – Luzern – St. Gallen) bis zu den künftigen externen Massiven (Aaremassiv und Aiguilles Rouges) unter das Meeresniveau ab und sandig-tonige Sedimente aus der frühen Erosion der Alpen lagerten sich in einem West-Ost verlaufenden, erst noch relativ tiefen (mehrere Zehner bis vermutlich mehr als 100 m tiefen) und sodann allmählich verlandenden Meeresarm ab. Diese Sedimente glichen zu Beginn noch Flyschsedimenten, zeigten dann aber mehr und mehr Sedimentstrukturen welche auf die Ablagerung im seichten Meer hinweisen. Ihre Mächtigkeit ist meist geringer als 150 m, im Maximum 500 m am Speer in der Ostschweiz (Bibliographie: www.strati.ch, Horwer Sandstein, Grès de Vulruz, Grès de Bonneville, Grès des carrières).

Spätes Rupelian – Chattian – Aquittanian, ca. 30 – 21 Mio

Untere Süßwassermolasse (USM)

Vor 32 - 30 Millionen Jahren (Ende Rupélien, Beginn des Chattien) zerbrach die Europäische Kruste unter dem Gewicht des vorrückenden Gebirges und die Alpen «schnellten» in die Höhe (Schlunegger & Casteltord 2016), mit Hebungsraten von mehr als 1 mm/Jahr.

Das Gebirge wurde in Kürze zerfurcht und grober Erosionsschutt lagerte sich an den Austritten der Haupttäler ins Alpenvorland auf riesigen Schuttfächern ab (Abb 42, 43). www.strati.ch definiert die Untere Süsswassermolasse wie folgt: «Die USM ist charakterisiert durch fluviatil-kontinentale Sedimente. Der Wechsel vom marinen zum kontinentalen Milieu hängt mit einem weltweiten Abfall des Meeresspiegels zusammen. In der USM bauten sich nebeneinander mehrere Schuttfächer auf. . . Im Süden wurden proximale grobklastische Konglomerate (Nagelfluhen) geschüttet mit Geröllen aus den ostalpinen Decken, welche aus mesozoischen Sedimenten und einer kristallinen Unterlage bestehen. Entsprechend enthalten die älteren Nagelfluhen ein Komponentenspektrum mit Dolomiten, Kalken, Sandsteinen und Radiolariten. Kristallingesteine treten als Gerölle erst in den jüngeren Nagelfluhen auf. Im distalen Bereich der Schuttfächer dominieren Sandsteine und Mergel. Die Mergel wurden auch auf den Überschwemmungsebenen neben den Schuttfächern abgelagert. Die Schuttfächer progradierten mit der Zeit

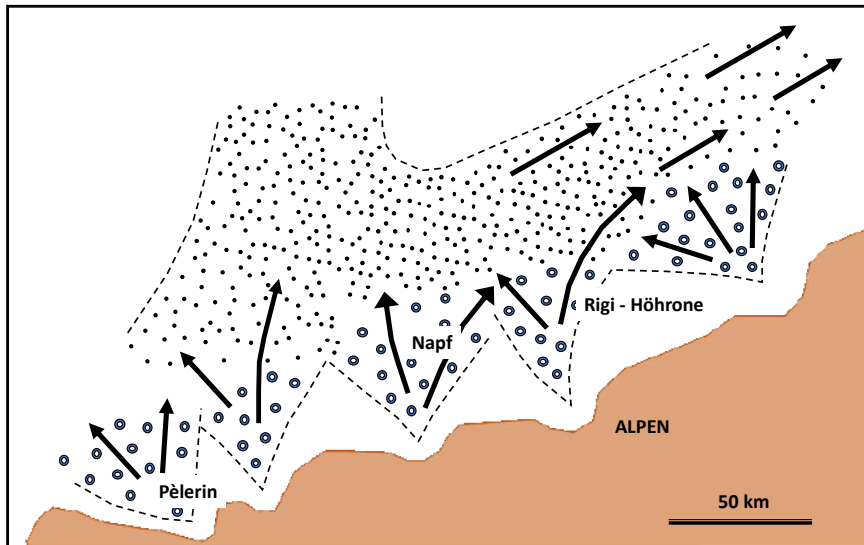


Abbildung 42: Paläogeographie des nördlichen Alpenvorlandes während dem Unteren Miozän und der Bildung der Unteren Süsswassermolasse (nach Trümpy 1980, Abb.7)

ins Vorlandbecken hinaus, weshalb sich in einem Vertikalprofil grobklastische proximale Sedimente über den älteren distalen feinklastischen Sedimenten abgelagerten.» In der Westschweiz finden sich ausserdem feine Kohlenföze, eingeschaltet in sandig-tonige Sequenzen. In Alpennähe schätzt Trümpy (1980) die Mächtigkeit der USM lokal bis zu 4'000 m.

Die Schuttkegel der Unteren Süsswassermolasse sind (von West nach Ost, Abb. 42): Mont Pèlerin, Thunersee – Honegg, Beichlen, Rigi-Rossberg, Höhrone, Speer, Gäbris-Kronberg und Sommersberg. Die zugehörigen Talsysteme entsprechen in etwa Vorläufern des Rhonetals (Pèlerin-Schüttung), des Aaretals (Thunersee-Honegg), des Reusstals (Rigi-Rossberg) und des Rheintals (Speerfächer). Die Schuttkegel der Molasse sind wohl am ehesten mit jenen zu vergleichen, welche man heute dem Fuss des Himalaya (Abb. 43) oder der Anden findet.

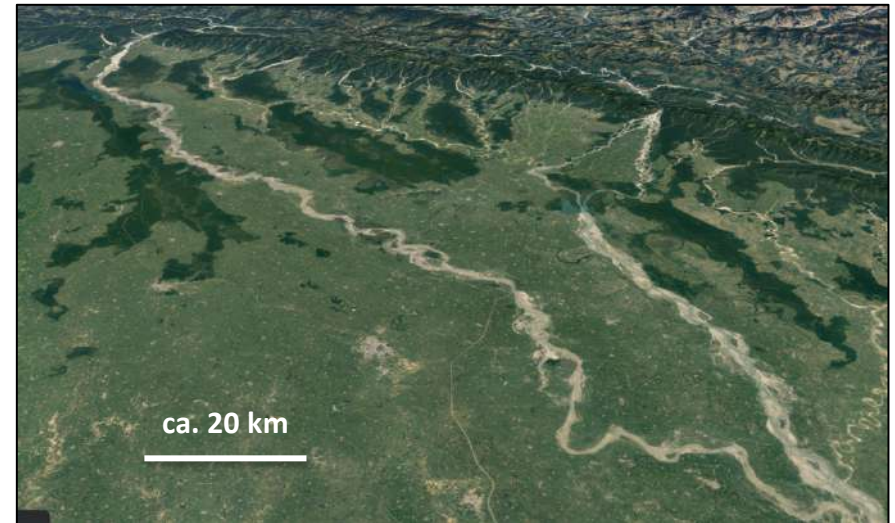


Abbildung 43: Fuss des Himalaya nördlich Lucknow: Ströme aus dem Innern des Himalaya tragen den Erosionsschutt ins Vorland aus und schütten riesige Schuttfächer auf, vergleichbar den Schuttfächern im Vorland der Alpen während dem Oberen Oligozän (Google Earth).

Mont Pèlerin Nagelfluh

Bibliographie: Trümpy, R. & Bersier, A. 1954: *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin : pétrographie, statistique, origine*. *Eclogae geol. Helv.* 47/1, 120 -164.

Die Schotter der Nagelfluh am Mont Pèlerin wurden im Chattian auf dem westlichsten Schuttfächer der Alpenfront geschüttet. Die mächtigen Konglomeratbänke von Nagelfluh bilden die harten Geländerippen der Terrassenlandschaft der Rebberge des Lavaux. Dazwischen liegen weicher verwitternde, mehr sandig-tonige Ablagerungen. Die Mächtigkeit der USM der Subalpinen Molasse beträgt am Mont Pèlerin gemäss Trümpy & Bersier um 1'000 m. Die Komponenten der Konglomerate haben meist Durchmesser von weniger als 10 cm, können ausnahmsweise aber auch gröber sein. Oft ist keine Matrix erkennbar. Ist eine solche sichtbar, so handelt es sich um fein konglomeratisches oder sandiges Material. Aus ihrer detaillierten Geröllzählungen leiten die Autoren folgende Zusammensetzung ab:

- 2/3 Kieselkalk, Spongolithe und Silex,
- 1/3 Flyschsandsteine und -konglomerate
- Einige Prozente anderer Kalke und Dolomitgerölle.

Auffallenderweise fanden die Autoren keine Kristallingerölle. Die Schweremineral-Fraktion der Sandsteine wird durch Apatit, Staurolith und Spinell dominiert. Epidot ist abwesend.

Gemäss Trümpy & Bersier stammen die meisten Komponenten am Mont Pèlerin aus der Simmen-Decke, also aus dem höchsten tektonischen Stockwerk der Alpen (Abb. 3).



Abbildung 44: Stufen- und Terrassenlandschaft Lavaux, bei St. Saphorin. Ein Teil der Steilstufen wird durch die Nagelfluhbänke der Unteren Süsswassermolasse gebildet.



Abbildung 45: Das Dörfchen Rivaz, auf eine Nagelfluhbank gebaut.



Abbildung 46: Konglomerat-Sandstein Sequenz an der Seestrasse zum Genfersee am westlichen Dorfausgang von Rivaz. Gerölle von meist < 10 cm sind in eine fein konglomeratistische und sandige Matrix eingebettet. Die Grölle von Sedimentgesteinen sind meist gut gerundet (Koo 46.47439/6.78091. Massstab: Messer 9 cm).



Abbildung 47: Kleine Konglomerat-Sequenz von Mt. Pèlerin-Nagelfluh; ausschliesslich gut bis sehr gut gerundete Komponenten von Sedimentgesteinen; wenig sandige Matrix (Koo 46,495451 / 6.814763/6.78091. Massstab: Messer 9 cm).



Abbildung 48: Konglomerat-Sequenz von 50 cm Mächtigkeit, maximaler Durchmesser 15 cm, einzelne Komponenten von rotem Radiolarit; wenig sandige Matrix (Koo 46.48929 / 6.813345).

Bunte Rigi-Nagelfluh

Die Rigi besteht laut dem Autoren des Geologischen Atlas René Hantke aus einem 1'100 bis 1'400 m mächtigen Stapel von Nagelfluh, also von Konglomeraten aus Flussgeröllen und sandig-tonigen Zwischenlagen. Hantke unterscheidet von unten nach oben eine an Tonschichten reiche Weggis-Formation, gefolgt von der Radiolarit-reichen Nagelfluh und der sogenannte «Bunten Rigi-Nagelfluh». Das Stratigraphische Lexikon der Schweiz (www.strati.ch) beschreibt diese wie folgt: «Die Bunte Rigi-Nagelfluh (. . .) ist eine Wechsellagerung von Kristallin führender Kalk-Dolomit-Nagelfluh mit Mergel und Sandstein; der Kristallinanteil der Gerölle schwankt zwischen 5 und 20%. Gerölle von Mocausa-Konglomerat zeigen mit bis 16% ihre grösste Verbreitung. Die Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe ist mit bis 15% gut vertreten. Flyschgerölle machen bis 45 % aus. Bei den psammitischen Vertretern (Sandsteinen) sind zwei Typen zu unterscheiden:

- Aus östlichen Äquivalenten der Simmen-Decken stammende, Spinell führende Flyschkalksandsteine,
- Spinellfreie, granatreiche und Glaukonit führende Flyschkalksandsteine aus nordpenninischen Räumen. Dolomitgerölle treten nur untergeordnet auf. Im Leichtmineralinhalt zeichnet sich eine Feldspatführung ab.

Die Zusammensetzung der Bunten Rigi-Nagelfluh geht schon aus Geröllzählungen von Renz (1937) vom Rigi Kulm und Speck (1953) von Goldau (Bergsturzgut) hervor.

Bei den Kristallingeröllen überwiegen typische Rigi-Granite mit hellrotem Feldspat, Quarz und Biotiten. Daneben treten rötliche Granitporphyre, graue und rotbraune Quarzporphyre auf, bei Metamorphiten: Glimmerschiefer, -quarzite, Zweiglimmer-Augengneise und feinflaserige Biotit-Serizit-Gneise, lokal rote Granitbrekzien und Arkosesandsteine.

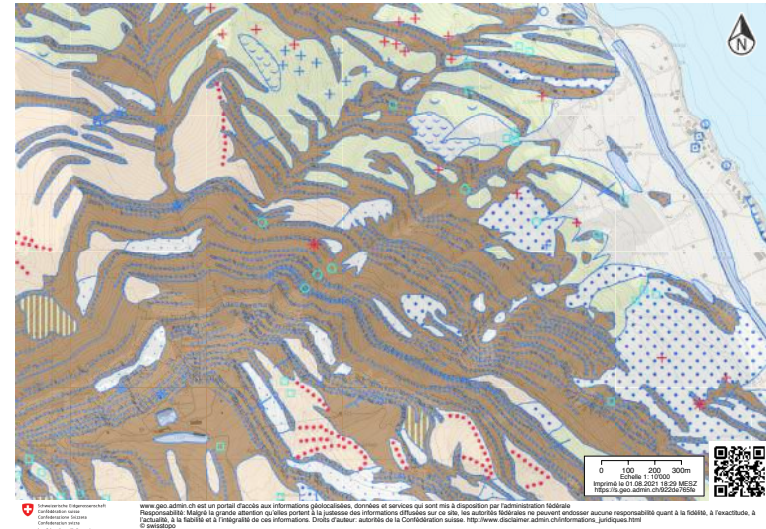


Abbildung 49: Geologische Karte Rigi-Kulm-Zugersee (www.swisstopo.ch). Das Gebirge besteht aus Bunter Rigi-Nagelfluh; die mächtigen Konglomeratbänke sind durch blaue Punktreihen markiert.



Abbildung 50: Ostflanke Rigi-Kulm mit mächtigen Nagelfluh-Sequenzen; Sicht von Arth.

Die Kristallingerölle stammen von einem Grundgebirge, das noch in stratigraphischem Verband mit dem Mesozoikum der Simmen-Decke (Speck 1953) bzw. eines östlichen Äquivalents stand (Müller 1970).

.....

Bei den Triasgesteinen herrschen graugelbe, bituminöse Dolomite vor; daneben finden sich Dolomitmrekzien. Aus dem Lias stammen Fleckenkalke mit Ammoniten, einem *Dactylioceras* sp. (Naturmuseum Luzern) und einem *Asteroceras* sp. (Sammlung J. Gasser, Seewen), Brekzien und rote Kalke. Oberjurassisch sind: rote, grüne und braune Radiolarite und Klippenmalm, kretazisch: Aptychenkalke, Tristel-Kalke, Spatkalke und Mocausa-Konglomerate und -Brekzien, die schon De Saussure (1796) bekannt waren. Es sind kleingeröllige, polymikte Gesteine mit Kalk-, Dolomit- und Hornsteinkomponenten mit kalkigem, zuweilen roterdigem Bindemittel. Daneben kommen Aptychenkalke, Radiolarite, Fleckenkalke, dunkle Kieselkalke und rote Granite der Rigi-Nagelfluh vor. Im Mocausa-Flyschmeer ist auch Kristallin-Schutt umgelagert worden. Die Konglomerate der Bunten Rigi-Nagelfluh mit Geröllen von Aptychenkalk, Radiolarit, Hauptdolomit und Rigi-Granit sind identisch mit Flyschkonglomeraten vom Typ Mocausa der Westschweizer Simmen-Decke. Gerölle von 20–25 cm deuten auf Alpenrandnähe der Parental-Abfolge hin; dies unterstreicht auch das von Speck (1953; Taf. 6) und Vogel & Hantke (1988, Abb. 4) abgebildete «Mocausa-Riesengeröll» von 35 m³ östlich von Vitznau (Koo 679.875/207.250/610).»

Diese ausführliche Abhandlung zeigt, dass die verschiedenen Schüttungen welche den Rigischuttfächer aufbauen, im Wesentlichen durch die Erosion der Ostalpinen Decken gespiessen wurden. (Die Flyschgesteine mit ihrem Granat-Spektrum von Schweremineralien würden wir eher als süd-penninisch interpretieren). Typisch und auffällig sind die rosafarbenen Granite, welche man auch heute noch im Engadin an der Basis der unterostalpinen Err- und Bernina-Decken beobachtet, sowie die typisch ostalpinen Radiolarite.



Abbildung 51: Rossberg; Abbruchnische des Bergsturzes von 1806, bei welchem 457 Menschen ums Leben kamen. Der Rossberg besteht aus Bunter Rigi-Nagelfluh.



Abbildung 52: Bunte Rigi-Nagelfluh im Schutt des Bergsturzes von Goldau mit gerundeten Geröllen; gelbliche Dolomite, rosa-farbene Granite. (Massstab: Messer 9 cm. Spitzibüelstrasse Arth, Koo 47.054140 / 8.567024).

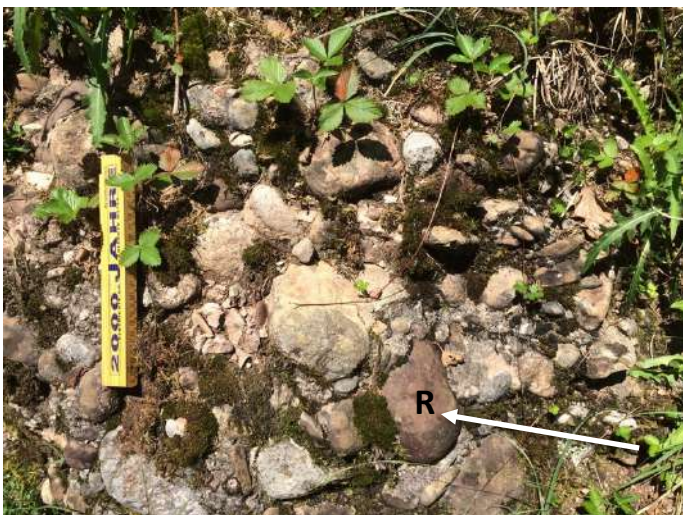


Abbildung 53: Bunte Rigi-Nagelfluh mit Radiolaritgeröll, Spitzibüelstrasse Arth.



Abbildung 54: Bunte Rigi-Nagelfluh mit rosa Granitgeröll, Durchmesser 20 cm, Spitzibüelstrasse Arth.

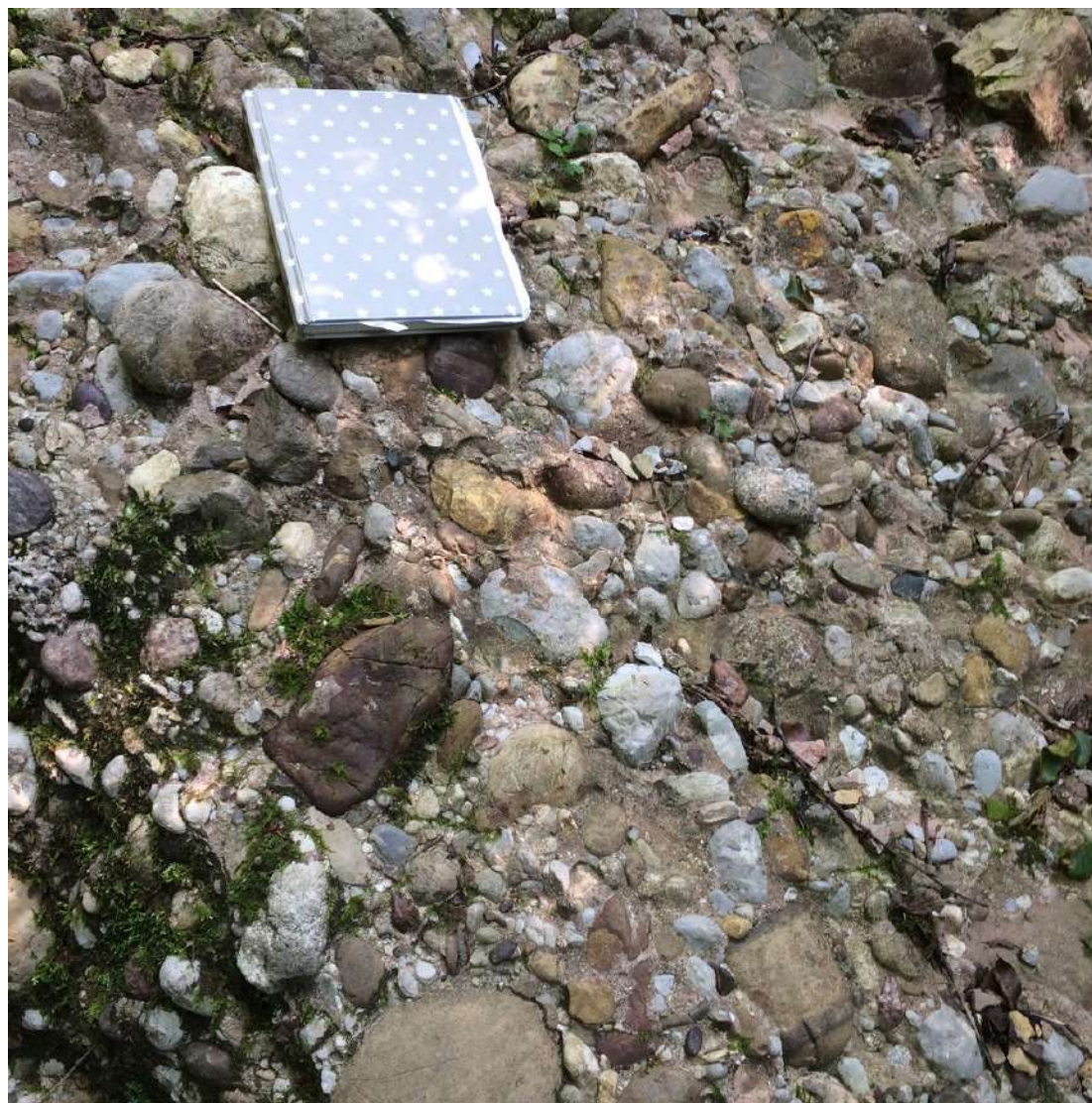


Abbildung 55: Block von Bunter Rigi-Nagelfluh mit zahlreichen roten Radiolarit-Geröllen, Vita-Parcours Goldau (Koo 47.047053 / 8.0559487, Höhe Feldbuch: 20 cm).

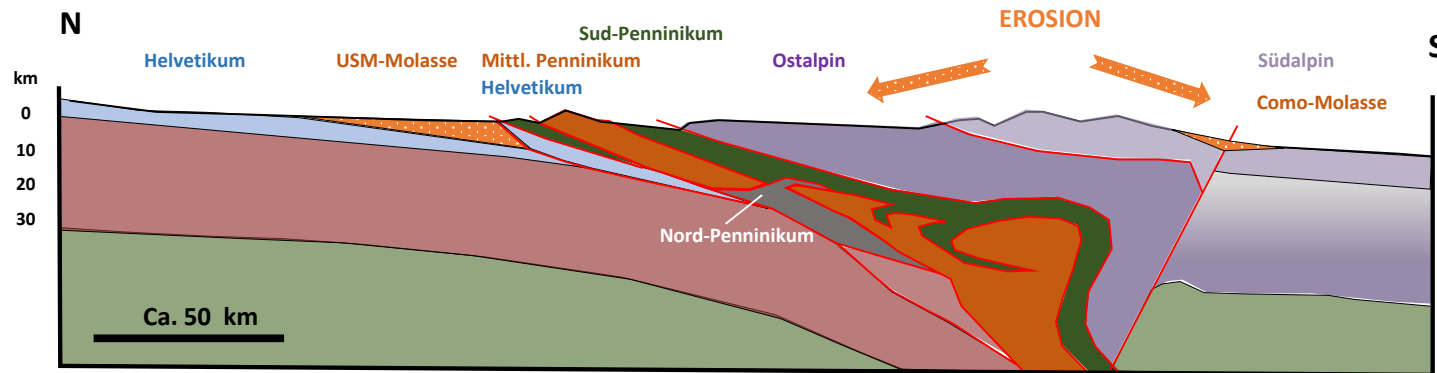


Abbildung 56: Modell des aufsteigenden alpinen Deckengebirges im Chattian; Erosion der Ostalpinen Decken, Bildung der Unteren Süsswassermolasse und der Molasse von Como.

Chattian – Burdigalian der Südalpen: Konglomerat von Como (ca. 28 – 16 Mio)

Am südlichsten Hügelzug der Schweiz, im Süden der Stadt Chiasso, steht an steilen Böschungen das Konglomerat von Como an. Gemäss dem Stratigraphischen Lexikon der Schweiz (www.strati.ch) beträgt dessen Mächtigkeit bis zu 2000 m. Entlang den Auffahrtstrassen von Chiasso zum Dorf Pedrinato handelt es sich um grobe Konglomerate mit perfekt gerundeten Geröllen von bis zu 1 m Durchmesser (Abb. 57 - 59). Neben Bergeller Granit finden sich andere, teils kantige Komponenten, namentlich von Grüngesteinen (Amphiboliten) aus der Ivrea-Zone. Als Matrix der Konglomerate erkennt man groben Sand. Dieser kann linsenförmige Körper von mehreren Metern seitlicher Ausdehnung bilden (Abb. 59). Es handelt sich um Rinnenfüllungen.



Abbildung 57 a: Konglomerat von Como mit perfekt gerundeten Granitgeröllen, kaum sortiert, in grobsandiger Matrix (Strasse Chiasso– Pedrinato, Koo 45.82944 / 9.000708). **b:** Granitgeröll aus dem Konglomerat von Como, maximaler Durchmesser: 90 cm.



Abbildung 58: Konglomerat von Como mit perfekt gerundeten Granitgeröllen (selber Standort wie Abb. 57, Massstab: Hammer 33 cm).



Abbildung 59: Konglomerat von Como mit grobsandiger Rinnenfüllung (eingerahmt; selber Standort wie Abbildung 57. Massstab: Hammer 33 cm Länge).

Oberstes Aquitanian – Burdigalian, ca. 21 – 17 Mio Obere Meeresmolasse (OMM)



Abbildung 60: Die Stadt Fribourg steht auf einem spektakulären Felsporn von Oberer Meeresmolasse. Photo: Thierry Basset : les pierres en ville de Fribourg (<https://www.rts.ch/play/radio/monsieur-jardinier/audio/thierry-basset--les-pierres-en-ville-de-fribourg-chapitre-1-une-molasse-pas-tressee?id=8417920>).

Die Obere Meeresmolasse zeugt von einem erneuten Anstieg des globalen Meeresspiegels, welcher zur Bildung eines schmalen Meeresarmes vom Mittelmeer, dem westlichen und dem nördlichen Alpenrand entlang bis ins Pannonische Becken im Osten führte. Dieses seichte Meer stand unter starkem Einfluss der Gezeitenströmungen (Ebbe und Flut).

Die Meeresmolasse bildet im Mittelland zwischen Lausanne und dem Thurtal oft eindruckliche Felswände entlang den Haupttälern. Meist handelt es sich um dickbankige, gelbliche Sandsteine. Interne Sedimentstrukturen zeigen Füllungen ehemaliger Gezeitenkanäle und -rinnen, Sandrippeln aus dem Gezeitenbereich u.a.m. In ehemaligen

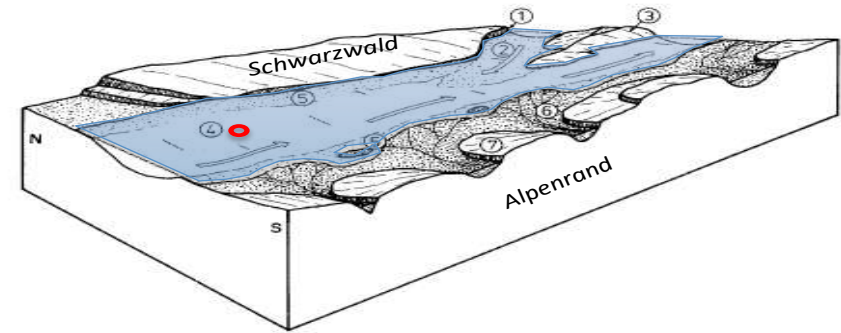


Abbildung 61: Flachmeer der Oberen Meeresmolasse zur Zeit des Muschelsandsteins (Burdigalian); Schweizerisches Mittelland östlich des Rheintalgrabens 1) Steilküste (Kliff), 2) Grobsandschüttung von Osten, 3) Albstein-Schwelle, 4) roter Kreis: ungefähre Position von Zofingen 5) Strandsäume, 6) Alpine Schuttfächer, 7) Alpenrand; (W.H. Müller et al. 1984, Abb. 60, leicht ergänzt).



Abbildung 62: Steinbruch «Chuzehöhli» in Zofingen in der Oberen Meeresmolasse. Massive Sandsteine mit Füllungen von Gezeitenkanälen (Koo 47.29272 / 7.96485, Wildi 2017 a).



Küstenbereichen, z.B. im unteren Aargauer Reusstal bei Mägenwil, bildeten sich eigentliche Muschelbänke (Abb. 61, 63 b; siehe auch die Beschreibungen in Wildi 2017 a und b). Die Sandsteine und zwischengeschaltete tonig-mergelige Schichten liefern im ganzen Gebiet sogenannte «Haifischzähne».

Mehrere mittelalterliche Städte, von Mellingen über Lenzburg, Zofingen, Burgdorf, Bern und Fribourg wurden aus den leicht zu bearbeitenden Gesteinen der Oberen Meeresmolasse erbaut (Abb. 63).

Im Entlebuch, zwischen Schüpfheim und Hasle, finden sich die Ablagerungen eines ehemaligen Schuttkegels, über den das in den Alpen erodierte Material während dem Burdigalian ins Meer eingeschwemmt wurde. Matter (1964) beschreibt eine bis zu 450 m mächtige Nagelfluhsequenz, die **Schüpferegg Nagelfluh**, welche hier in die Obere Meeresmolasse eingeschaltet ist (Abb.64).

Das kompakte Gestein ist gemäss Geröllzählungen von stark variabler Zusammensetzung, mit 8.5 bis 36% kristallinen Geröllen, darunter viel helle, rote und dunkle Granite, Flyschgesteine, etwas Ophioliten, 10% dunklen Kalkgesteinen u.a.m., eine echte «Bunte Nagelfluh». Die Zusammensetzung der Gerölle der Schüpferegg Nagelfluh weist zumindest teilweise auf eine Herkunft aus den Ostalpinen Decken hin. Aber auch tiefer gelagerte tektonische Einheiten, Flyschdecken, Oberpenninische Decken und eventuell selbst Helvetische Decken lieferten einen Beitrag.

Abbildung 63 a: Spätromanische bis frühgotische Stadtkirche Zofingen, erbaut aus lokalem Molassesandstein des Steinbruchs Chuzehöhli und **b:** «Muschelkalk» (oder «Muschelsandstein») aus dem Steinbruch Mägelwil (Bildhöhe 30 cm, Koo 47.40751 / 8.24098, Wildi 2017 a).



Abbildung 64: Schüpferegg Nagelfluh in der Kleinen Emme bei Entlebuch (Koo 46.994881 / 8.058789). **a:** etwa 30 m mächtige Nagelfluhbank; **b:** Basis einer Konglomeratbank im Flussbett mit chaotischer Struktur, Hinweis auf ein massives Flutereignis; **c:** polygene bunte Nagelfluh.

**Mittleres Miozän (Langhium, Serravallium,
Tortonium); ca. 17–13 Ma, lokal bis 10.5 Mio
Obere Süsswassermolasse**

Das Stratigraphische Lexikon der Schweiz (www.strati.ch) beschreibt diese letzte Sedimentabfolge des Molassebeckens wie folgt: «*Molassesequenzen kontinentaler Fazies mit einer mannigfaltigen Landschaft: Flüsse und radiale Schuttfächer (Napf und Hörnli), Seen, kohlenbildende Sümpfe und Bodenhorizonte. Der beckenaxiale Sedimenttransport fand in Richtung SW statt. Im distalen, konglomeratarmen oder -freien Gebiet des Hörnli-Fächers spielen*

Bentonite als stratigraphische Leithorizonte eine wichtige Rolle. Der weitaus auffälligste Leithorizont der OSM ist aber der «Appenzeller Granit», eine mehr oder weniger isochrone katastrophale Ablagerung. Typische gelbe Mergelfazies mit Nagelfluhbänken».

Gegen das Ende der Ablagerungsgeschichte schwemmte ein Flusssystem aus den österreichischen Ostalpen Glimmersande ins östliche Mittelland und in den Aargauischen Tafeljura (Abb. 65). Diese Glimmersandsteine verzahnen sich im Fricktal mit den sogenannten Helicidenmergeln und Konglomeratlinsen. Diese sogenannte «Juranagelfluh» besteht aus gerundeten Geröllen aus der lokalen Sedimentabfolge.



Abbildung 65 a: Glimmersandstein an der nördlichen Abbauwand der Grube Schüracher, Iberg (Koo 4.,46834/8.11514). Die feinen Sande wurden als Zuschlag im Tonwerk Frick verwendet.

b: Detail mit Schrägschichtungen aus den mäandrierenden Flusskanälen zur Zeit der Ablagerung der Glimmersande. Die harten, herausragenden Partien (sog. Knauern) sind durch Kalk zementiert. Weiße Linien unterstreichen die Schichtung (Wildi & Lambert 2019, Abb. 74).

c: Linsenförmige Vorkommen (ehemalige Füllungen von Flussrinnen) von Juranagelfluh in Helicidenmergel (Koo 47.46667/8.05149, Wildi & Lambert 2019).

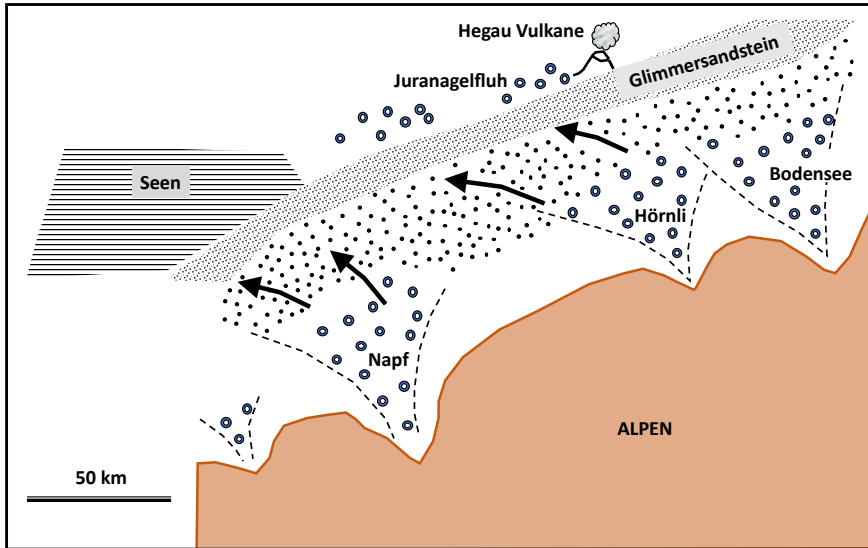


Abbildung 66: Paläogeographie des nördlichen Alpenvorlandes während dem Mittleren Miozän und der Bildung der Oberen Süsswassermolasse (nach Trümpy 1984, Abb.7).

Der Sedimenteintrag über den Napf Schuttfächer ist im Oberen Miozän besonders gut dokumentiert. Matter (1964) beschreibt am Napf die sogenannten « Napf-Schichten » mit einer mergeligen Basis, gefolgt von den eigentlichen **Napf-Schichten**. Konglomerate in den mergeligen Basis-Schichten enthalten bis zu 20% Grüngesteine (Ophiolite, v.a. Spilite), welche wohl aus einer Süd-Penninischen Decke stammen dürften.

Bei den eigentlichen Napf-Schichten (Abb. 67 – 68) handelt es sich um eine etwa 600 m mächtige Abfolge von Konglomeratbänken mit bunten mergeligen Zwischenlagen. Das Geröllspektrum ist ähnlich wie in den in die UMM eingeschalteten Schupferegge-Nagelfluh, wenngleich etwas weniger «bunt». Die wichtigsten Gerölle sind Flyschgesteine, helle Quarzite, Gangquarze, sowie helle, dichte Kalke. Rote Granit-Gerölle und Radiolarite sind hingegen selten.

Zur Interpretation der Geröllanalysen schreibt der Autor: «Die einzelnen Bilder lassen sich zu einem Film über das Werden des Alpengebirges zusammenfügen (Cadisch 1927). Natürlich entsprechen die in einer Nagelfluhbank enthaltenen Gerölle nicht quantitativ den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Rückland, denn während des Transportes ins Vorland findet eine Anreicherung der widerstandsfähigeren Gesteine statt. Die Geröllanalyse vermittelt deshalb ein verzerrtes Spiegelbild erosiver und tektonischer Vorgänge im Rückland.»

Zum Schluss führt Matter die Herkunft mehrerer Gesteinstypen auf Unterostalpine Decken zurück, aber auch tiefere tektonische Einheiten dürften bereits einen Beitrag geleistet haben.



Abbildung 67: Napf-Schichten in der Gipfelpartie des Napfes (www.sac-cas.ch) und Nagelfluh aus den Napf-Schichten (<https://www.erlebnis-geologie.ch/nagelfluh-osm/>).



Abbildung 68: Unterteil der Napf-Schichten an der Kleinen Emme bei Wolhusen (Koo 47.051229 / 8.065662) mit sandig-mergeligen Wechschelschichtungen an der Basis mächtiger Nagelfluh-Schichten.

Oberstes Miozän (Messinian) und Pliozän 10.5 – 2.6 Mio Die grosse Schichtlücke

Während 8 Millionen Jahren finden wir im Norden der Alpen keine Ablagerungen und folglich keine Informationen zum Verlauf der Erdgeschichte.

Im Gegensatz hierzu war der Süden der Alpen durch ein aussergewöhnliches Ereignis betroffen (Wildi 2020): Die Meeresstrasse von Gibraltar schloss sich, und das Mittelmeer fand sich isoliert von den Weltozeanen. Die ins Mittelmeer fliessenden Flüsse reichten nicht aus, um die Verdampfung des Meereswassers zu kompensieren. So trocknete das Mittelmeer aus, und Salz lagert sich in tiefen Becken ab («Salinitätskrise des Messinian»). In dieser Zeit gruben die ins Meer einfliessenden Flüsse tiefe Canyons. Die tiefsten Flusstäler erreichten vom Pobecken her den Südtessin. Grobe Flussablagerungen (Pontegana-Konglomerat) werden mit diesem Ereignis korreliert. Als sich im Pliozän die Meeresstrasse von Gibraltar wieder öffnete und das Mittelmeer wieder anstieg, lagerten sich bei Balerna Tone mit einer reichen marinen Fauna ab. Dies sind die jüngsten Meeresablagerungen in der Schweiz.

Im Norden der Schweiz fällt die Faltung des Juragebirges und die Überschiebung des Faltenjuras auf sein Vorland (Bresse, Plateaujura, Tafeljura) in diese Periode. Gleichzeitig bildete sich das Flusssystem aus, mit den Klusen als Durchbrüchen durch die Bergketten (Abb. 69 – 71). Bei dieser Talbildung spielte die chemische Erosion eine wichtige Rolle.



Abbildung 69: Klus von Moutier, Durchbruch der Birs durch die im Pliozän gefaltete Raimeux-Antiklinale; Blick von Südwesten (Photo: <https://www.sac-cas.ch/de/huetten-und-touren/sac-tourenportal/klettergebiet-moutier-7584/alpinklettern/>).



Abbildung 70: Höchste Jurakreten im Norden des Genferbeckens; Crêt de la Neige (1718 m) und Reculet (1717 m). Auf den Jurakreten wurden seit der Faltung die Schichten der Kreide mit einer Mächtigkeit von etwa 200 m erodiert.



Abbildung 71: Panorama der Schichtrippenlandschaft des Faltenjuras im Westen der Staffelegg (Kt. Aargau). Blick vom TCS-Parkplatz gegen Westen (Wildi & Lambert 2019). Das Relief ist fast in seiner ursprünglichen Form erhalten und erlitt in den Senken einzig eine leichte glaziale Überprägung.

6. Pleistozän, Eiszeitalter: Aushebung und Übertiefung der Täler

Alt- und frühes Mittelpleistozän, 2.6 Mio bis 347'000 Jahre

Aushebung der Täler, Deckenschotterzeit

Nach dem Pliozän, aus dem uns in den Alpen praktisch keine Spuren zu erdgeschichtlichen Ereignissen erhalten blieben, brach mit dem Pleistozän vor 2.6 Millionen Jahren eine Kaltzeit herein (Abb. 74): die Temperaturen stürzten ab, und in den Alpen entwickelte sich eine Eiskalotte. Die geologischen Zeugen dieser Zeit sind ausgedehnte Schotterfluren, welche in der Nordostschweiz, einerseits im Reuss- und im Linth-Limmattal und andererseits im Rheintal (und darüber hinaus im Baden-Württembergischen Alpenvorland) geschüttet wurden, die **«Höheren Deckenschotter»**. Diese Schotter besetzen die höchsten Geländekuppen der Nordostschweiz, vom Albis über den Üetliberg im Mittelland, zu den Mandacher Höhen und dem Studenland im Tafeljura der Egg bei Oberweningen sowie dem Irchel, zwischen Töss- und Rheintal. Wie bereits die Autoren Penck und Brückner am Anfang des 20. Jahrhunderts bemerkten, folgen diese Schotter nicht klar definierten Talschaften. Man kann also annehmen, dass das Alpenvorland damals noch in etwa dasselbe Oberflächenrelief der riesigen Schuttfächer zeigte, wie am Ende des Miozäns, d.h. am Ende der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse. Dies bedeutet, dass die Gletscher nicht als Eisströme ins Alpenvorland vorstießen, sondern eher als lappenförmige Ausläufer der alpinen Eiskalotte. Dabei blieb der Rheingletscher vermutlich von einem noch schlecht definierbaren Reuss-Limmatgletscher getrennt (Abb. 72, 73).

Die Höheren Deckenschotter sind in der Regel stark zementiert und bilden eigentliche Nagelfluh (Abb. 75); oft sind sie auch stark verwittert.



Abbildung 72: Ausdehnung des Rheingletschers zur Zeit der Bildung der Höheren Deckenschotter (Günz-Eiszeit, nach Keller 2009). Bei St. Gallen lag die Basis des Gletschers auf etwa 850 m Höhe.



Abbildung 73: Ausdehnung des Rheingletschers zur Zeit der Bildung der Tieferen Deckenschotter (Mindel-Eiszeit, nach Keller 2009). Auf der Höhe des Überlinger Sees lag die Basis des Gletschers auf etwa 600 m Höhe.

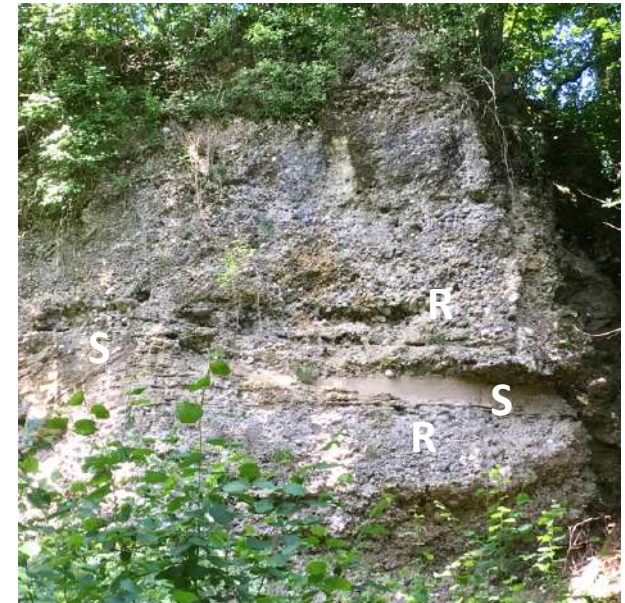
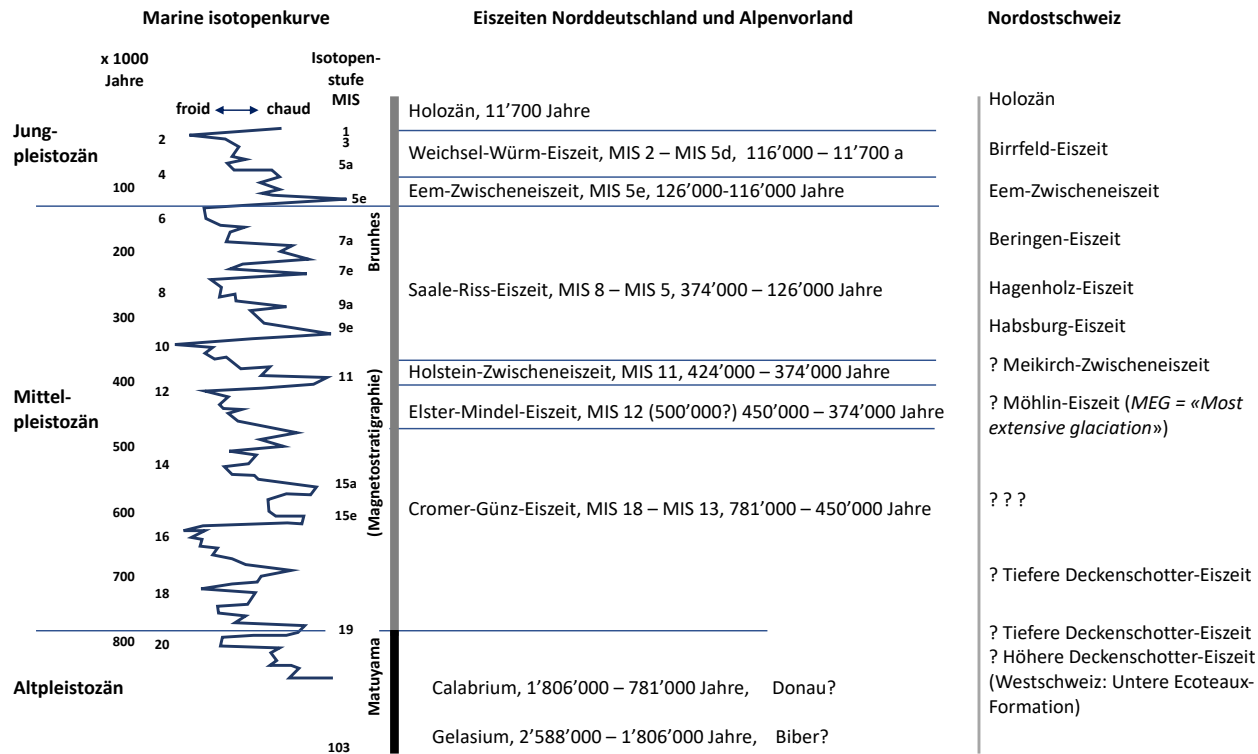


Abbildung 74: Quartärchronologie: ein Versuch zur Korrelation der marinen Isotopenstratigraphie und der Eiszeitstratigraphie in Norddeutschland, im Bayrischen Alpenvorland und in der Nordostschweiz (Norddeutschland – Bayrisches Alpenvorland: <http://www.dandebate.dk/eng-klima5.htm>, stratigraphische Tabelle Deutschlands 2016, Nordschweiz: Preusser et al. 2011, fig. 19, Schmincke et al. 2008, fig. 20.20; Kompilation: Wildi 2020, Abb. A 30).

Abbildung 75: Höhere Deckenschotter an der Egg Schneisingen (Koo 47.52313/8.35153). S = Sandlinsen und -schichten, R = Flussrinnenfüllung (Wildi & Lambert 2019, Abb. 76).

Die **Tieferen Deckenschotter** bilden eine zweite Schotterterrasse, in leicht eingeschnittenen, breiten Talschaften. Auch zur Zeit der Schüttung dieser Schotter waren der Rhein- und der Reuss-Limmatgletscher getrennt (Abb. 73).

Deckenschotter sind dafür bekannt, dass sie in erster Linie Gerölle von Sedimentgesteinen und nur sehr untergeordnet kristalline Gesteine führen. Graf (2009) führte zwischen Bodensee und Klettgau eine grosse Anzahl von Geröllzählungen durch und wies so ein komplexes Bild unterschiedlicher Schüttungen im Vorfeld des Rheingletschers nach. Aus einer Kiesgrube bei Reutenen zitiert er ein Geröllspektrum mit einer ausnehmenden Zahl kristalliner Gerölle: Aplitische Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Quarzdiorit und Julier-Granit.

Für Liebhaber spannender Feldbesuche sei hier auf die spektakulären Aufschlüsse von Tieferen Deckenschottern im Tüfels-Chäller bei Baden hingewiesen. Hier sackten am Chrüzliberg Pakete der etwa 30 m mächtigen Tieferen Deckenschotter auf der mergeligen Unteren Süsswassermolasse ab und bilden im Wald spektakuläre Nagelfluhtürme und Nackentäler (Abb. 76).

Die Abb. 77 a, b zeigen typische Geröllspektren mit zahlreichen schwarzen Kalkgeröllen (v.a. aus den Helvetischen Decken), Flysch Sandsteinen, Quarziten und andern Sedimentkomponenten. (Eine besonders gute Übersicht über die Natur der Gerölle erhält man übrigens durch die Beobachtung im Schutt). Kristalline Gerölle sind äusserst selten und oft abwesend.

Abbildung 76 a, b: Nagelfluhtürme und Nackentäler
(Koo 47.462849 / 8.299685) im tieferen
Deckenschottern im Tüfels-Chäller bei Baden (Foto:
A. Lambert).





Abbildung 77: Konglomerate der Tieferen Deckenschotter im Tüfels-Chäller bei Baden mit ausschliesslich sedimentären Geröllen. **a:** praktisch ohne Matrix; **b:** mit grobsandiger Matrix; R: Radiolarit (Koo 47.462650 / 8.300784).



Abbildung 78: Grobes Konglomerat im Tieferen Deckenschotter im Tüfels-Chäller. Die grössten Gerölle erreichen einen Durchmesser von etwa 50 cm. Flussablagerung in Gletschernähe.

Wie erwähnt, beschränkt sich die Ausdehnung der Deckenschotter auf die ehemaligen Gletscher von Rhein, Linth-Limmat und Reuss. Zur Morphologie des Aaretales weiter westlich liegen für das Frühe und Mittlere Pleistozän heute erst Daten aus wenigen wissenschaftlichen Bohrungen vor (siehe etwa Preusser et al. 2005).

Im Genferseebecken, in Ecoteaux bei Palézieux, finden sich glaziale Moränen und interglaziale warmzeitliche Seesedimente auf 800 m Höhe. Diese Zeugen eines frühen Seebeckens weisen, ähnlich wie die Deckenschotter auf ein weites, nur wenig eingetieftes Seebecken hin.



Abbildung 79: Delta und warmzeitliche Seesedimente von Ecoteaux im Genfersee Becken. Diese Sedimente wurden wohl kurz nach der letzten Inversion des magnetischen Erdfeldes vor 800'000 Jahren abgelagert (Koo 46.54589 / 6.86073, Pugin et al. 1993).

Spätes Mittelpleistozän und Jungpleistozän: Möhlin oder Risseiszeit, Birrfeld- oder Würmeiszeit 347'000 bis 10'000 Jahre Übertiefung der Täler

Die beiden jüngsten und bis heute letzten Eiszeiten gestalteten die Landschaften der Alpen und deren Vorland so, wie wir sie heute sehen. Vielerorts sind die durch die Gletscher geschaffenen Geländeformen so erhalten, als wären die Gletscher gerade erst weggeschmolzen, um allenfalls einer warmzeitlichen Vegetation Platz zu machen.

Die Abb. 80 zeigt die maximale Ausdehnung der Gletscher während der Möhlin- (Riss-) und der Birrfeld- (Würm-)Eiszeit.

Das eindrucklichste Werk der beiden Eiszeiten und ihrer Gletscher ist die definitive Eintiefung und vielerorts die Übertiefung der Täler, von den Alpen bis weit in ihr Vorland hinaus, sowohl im Norden wie Süden der Alpen. Mit Übertiefung bezeichnet man eine Erosion, welche den Felsuntergrund so tief erodiert, dass darin angesammeltes Wasser nicht über die davor liegende Felsschwelle auslaufen könnte (Abb. 81, 84). Die stärkste Übertiefung der Felstäler, bis unter das Meeresniveau, beobachtet man etwa im

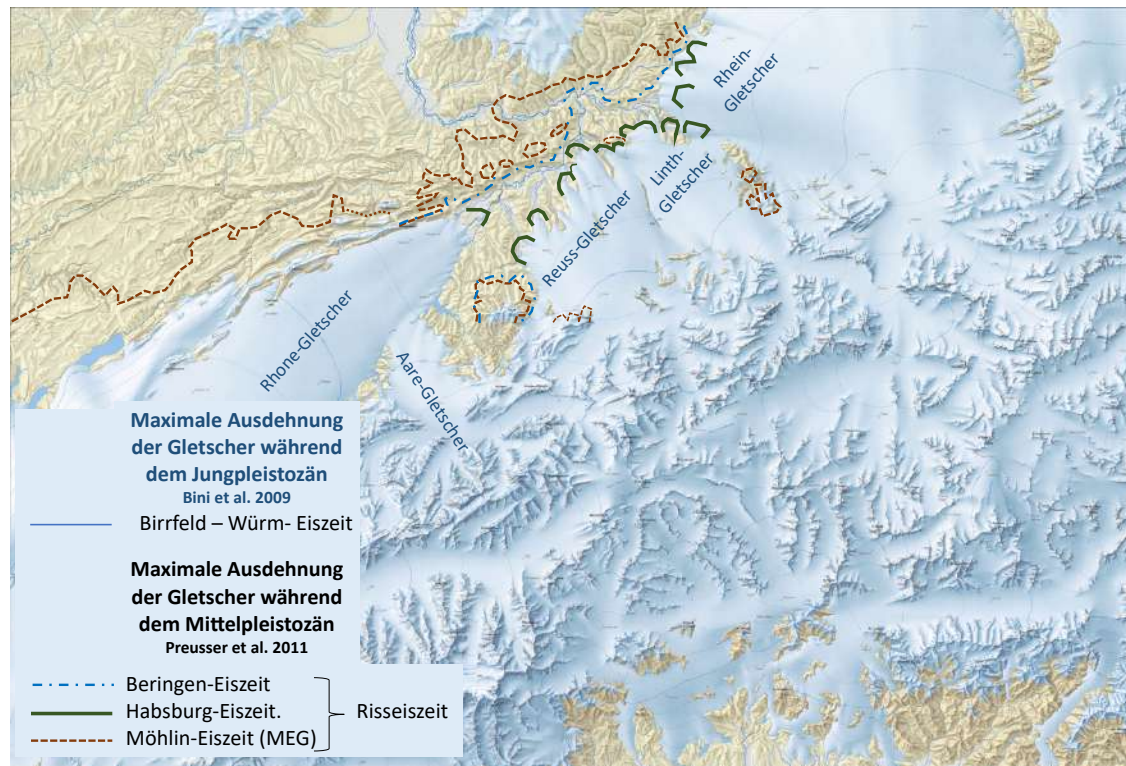


Abbildung 80: Maximale Ausdehnung der alpinen Gletscher während dem Mittel- und dem Jungpleistozän. Mittelpleistozän (Gletscherfronten): Preusser et al. 2011, Penck & Brückner 1901/1909; Jungpleistozän (Reliefkarte): Bini et al. 2009 (copyright swisstopo). Die Karte unterscheidet nicht zwischen den verschiedenen Kaltphasen der letzten Eiszeit (Birrfeld- Würmeiszeit). Zur Chronologie siehe Abb. 75, Compilation aus Wildi (2020).

Rhone- und im Rheintal, etwa auf der Höhe der Alpenfront.

Die starke Eintiefung der Täler innerhalb der Alpen hatte zur Folge, dass auch die tiefsten tektonischen Stockwerke der alpinen Decken erodiert wurden, insbesondere etwa die Helvetischen Decken mit ihren dunklen bis schwarzen Kalken, sowie das Kristallin mit den Graniten und Gneisen der externen Massive: Aare, Gotthard, Aiguilles-Rouges und Mont-Blanc-Massiv..

Als Konsequenz der starken Übertiefung der Alpentäler stellt man bei Geröllen und Findlingen welche in den Tälern des Alpenvorlandes, auf Flussterrassen (Hoch- und Niederterrassen-Schotter) und den erratischen Blöcken, die auf den Moränenkränzen abgelagert wurden, eine grosse Diversität fest, mit zahlreichen unterschiedlichen Karbonat- und Sandsteinen, Schiefern, Gneisen und Graniten. Die kristallinen Gesteine stechen dabei speziell heraus, da sie wohl der

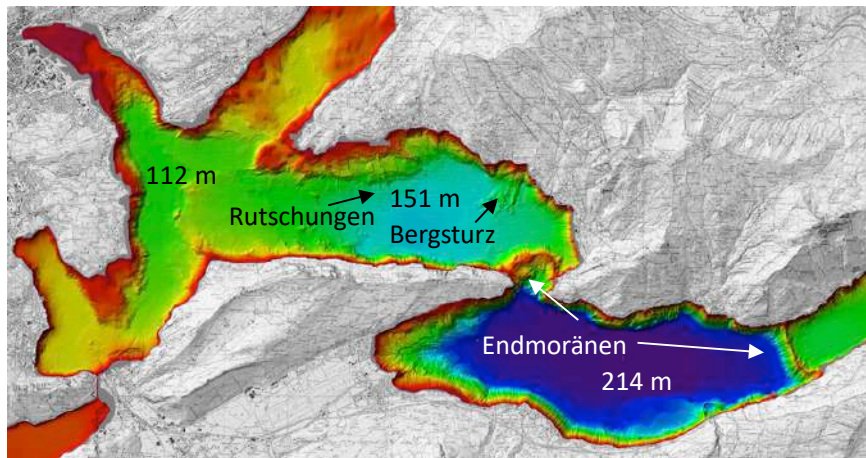


Abbildung 81: Bathymetrische Karte (Wassertiefen) des Vierwaldstättersee. Die endgültige Übertiefung des Seebeckens ist dem Reussgletscher der jüngsten Eiszeit zu verdanken. (http://www.geo.unibe.ch/research/quaternary_geology_and_paleoclimatology/index_eng.html, Wildi & Uttinger 2019).



Abbildung 82: Schöllenen-Schlucht und Teufelsbrücke; der tiefe Felseinschnitt entsprach während der letzten Eiszeit der Schmelzwasserrinne an der Basis des Reussgletschers. (Foto: www.anderstatt.ch).

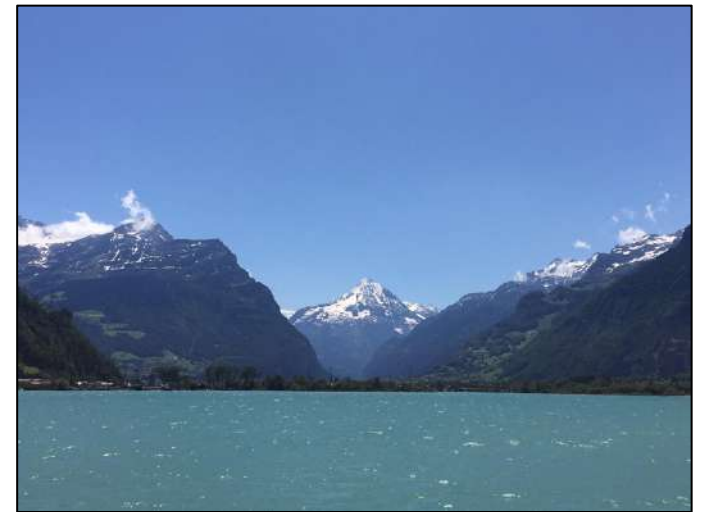


Abbildung 83: Vierwaldstättersee, Blick Richtung Urner Reusstal; im Zentrum: Bristenstock. Die definitive Übertiefung (Abb. 81, 84) erfolgte während der letzten Eiszeit durch den Reussgletscher (Foto: J. Uttinger).

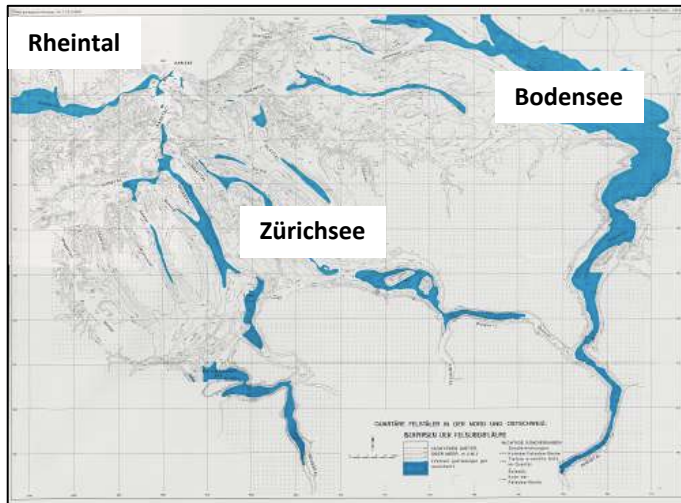


Abbildung 84: Isohypsenkarte der Felsoberfläche in den Tälern der Nord- und Ostschweiz. Die blau markierten Teile der Täler wurden durch Gletschererosion übertieft, d.h. dass ihnen eine Felsschwelle vorgelagert ist, über welche Wasser aus den tieferen Teilen des Tals nicht abfließen könnte (Wildi 1984).

Verwitterung und weiteren Zerstörung besonders gut widerstanden (Abb. 92). Insbesondere im ehemaligen Gebiet de Linth-Limmat-Gletschers fallen auch zahlreiche Blöcke von rotem Verrucano, etwa aus der Basis der Mürtschendecke auf (Abb. 90).

Eine Ausnahme zu diesem Bild der stärksten Übertiefung während der letzten Eiszeit bilden die Haupttäler der Südalpen (Ticino Lago Maggiore, Lago di Lugano bis Chiasso), welche durch ihre Flüsse während der Messinianischen Austrocknung des Mittelmeeres, also vor 5 Millionen Jahren bis in grosse Tiefe erodiert wurden.

Ein Teil des während den Eiszeiten abgetragenen Materials bildet die Moränen, Flussterrassen und Talfüllungen in den Alpen, dem Mittelland und bis zum Mittelmeer, der Nordsee und dem Schwarzen Meer.

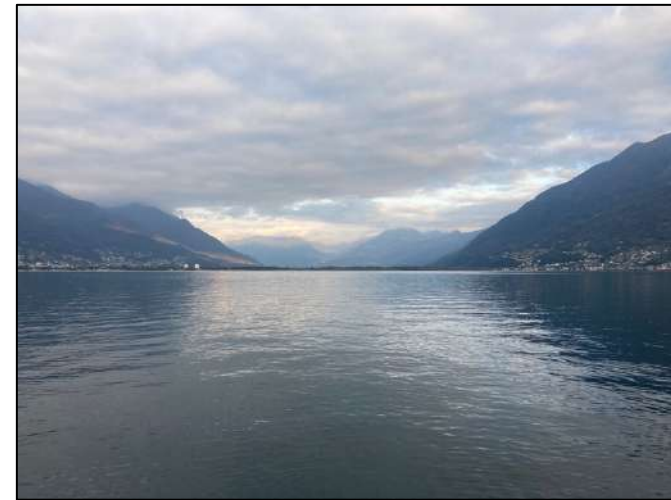


Abbildung 85: Lago Maggiore, Blick vom Maggiadelta (Locarno) zur Magadinoebene, dem Delta des Flusses Ticino. Dieses Tal wurde vermutlich bereits im Messinian durch den Fluss erodiert und später glazial überprägt.

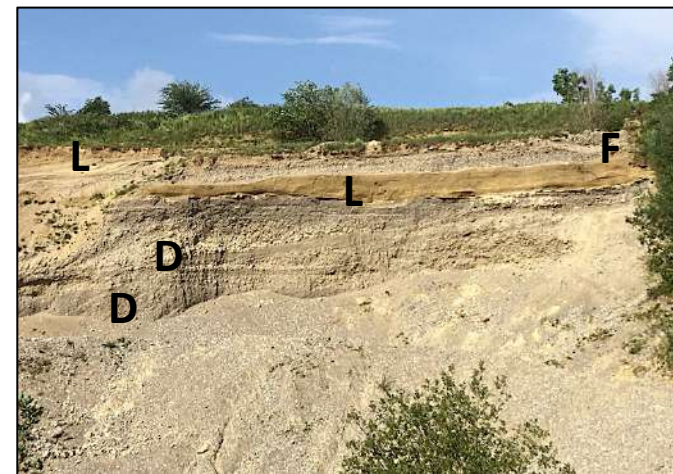


Abbildung 86: Gletscherrandablagerungen der Möhlin- oder Risseiszeit auf den Höhen des Tafeljura bei Bossenhaus (Leibstadt, Koo 47.57488/8.16508). D: Kies mit Deltaschichtung, F: Flussablagerungen, L: Löss.

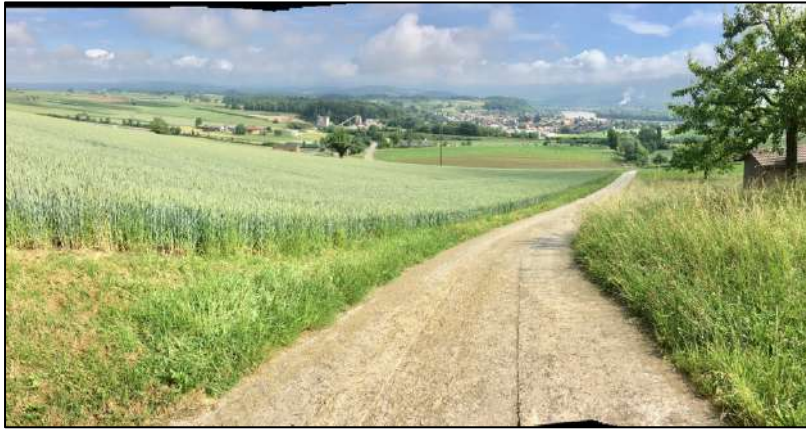


Abbildung 87: Blick von der Schönegg über das Dorf Wallbach und das Rheintal hinweg gegen Norden. Das sanfte Relief auf der linken Seite entspricht dem Endmoränenwall der Möhlin- oder Risseiszeit (Koo 47.56100 / 7.87700, Wildi & Lambert 2019).



Abbildung 88: Durchbruch der Suhre durch die Moränenwälle von Staffelbach bei der Mühle. Auf der rechten (südlichen) Seite das Zungenbecken des Suhretal- Lappens des Reussgletschers (Koo 47.27789/8.04731). Nagelfluhfindling aus der Subalpinen Molasse (Wildi & Lambert 2019).



Abbildung 89: Kies aus dem Niederterrassenschotter bei Verbois (Genf) mit einer ausserordentlichen Vielfalt von kristallinen und sedimentären Geröllen.



Abbildung 90 a: Verrucano-Findling aus den Glarner Alpen auf der Seitenmoräne („Bick-Moräne“) der letzten Eiszeit von Würenlos (Koo 47.43719/8.37166).
b: Verrucano der Möhlin- oder Risseiszeit in den Gärten des Dorfes Würenlingen (Koo 47.53589 / 8.26135, Wildi & Lambert 2019).



Abbildung 91: Drumlinzirkus Schwand bei Menzingen, entstanden im Grenzgebiet von Reuss- und Linthgletscher der letzten Eiszeit (Wildi 2017 c).

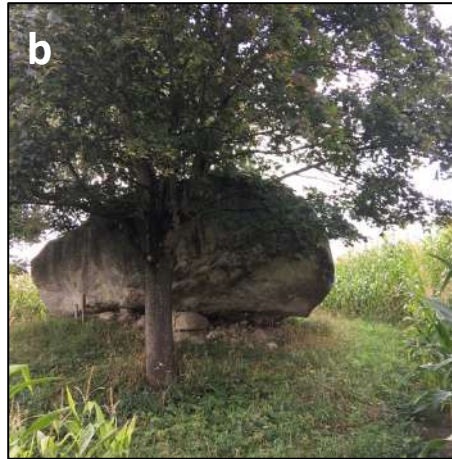


Abbildung 92 a: Pierre Féline, Gneiss-Findling des Rhonegletschers der letzten Eiszeit an der Autobahn A1 bei Crans-près-Céligny. Grösste Länge: ca. 20 m (Koo 46.36414 / 6.18960). **b:** Honigstein, Granitfindling des Rhonegletschers der Riss-Eiszeit bei Roggliswil (Kanton Luzern, Koo 47.20606, 7.88272) **c:** Erdmannlistein, Granitfindling der letzten Eiszeit im Wohlener Wald (Koo 47.34739/8.31451, Wildi & Lambert 2019).



Abbildung 93: «Graviers de la Côte»: Gletschnahe Kiesablagerungen, bedeckt durch Grundmoräne des letzten Gletschervorstosses der jüngsten Eiszeit am rechten Talhang des Genferseebeckens (Coo. 46.47569 / 6.32520).

7. Post-glaziale und aktuelle Erosion

Ab Beginn des Gletscherrückzugs vor ca. 20.000 Jahren begann die Erosion abzunehmen. Dafür sind vor allem zwei Gründe zu nennen:

- Zum einen die Abnahme der Fläche, die dem Einfluss der Gletscher ausgesetzt WAR.
- Zum anderen die Zunahme der Vegetation, die den Boden vor Erosion schützt.

Auch heute noch sind die Bergregionen mit der stärksten Erosion die durch Gletscherbewegungen abgetragenen Flächen und die felsigen Gebiete, die der Frostsprengung ausgesetzt sind.

Am Ende der letzten Eiszeit und bis heute haben große Felsstürze (Bergsturz, Landslide) ihre Spuren in den alpinen Tälern hinterlassen.



Abbildung 94: «Alluvion ancienne», gletschnahe Kiesablagerungen, bedeckt durch Grundmoräne des letzten Gletschervorstosses der jüngsten Eiszeit, «Bois de la Bâtie», Stadt Genf (Coo. 46.19968 / 6.12476).

Die ersten dieser Ereignisse wurden durch die Destabilisierung der durch die Gletscherschmelze freigelegten Bergflanken ausgelöst (Bergstürze von Sierre und Flims). Für den historischen Rossbergsturz von 1806 gibt es keine andere Erklärung als die Verwitterung des Felsens und das Eindringen von Wasser in die Mergelschichten der Molasse. Der Felssturz von Elm im Jahr 1881 schließlich, wurde durch die Übernutzung einer Schiefermine verursacht.

Seit dem Ende der Eiszeit vor 10.000 Jahren haben sich das Klima und die Ausdehnung der Gletscherzungen laufend verändert. Seit 1850 und dem Ende der Kleinen Eiszeit erleben wir eine Erwärmung. Neben der Zunahme der Pflanzendecke geht dieser Klimawandel mit einem Anstieg der Permafrostgrenze, also dem dauerhaften Gefrieren der Böden, einher. Aufgetaute Böden sind jedoch instabil und können mobilisiert werden, um Schlammlawinen und Murgänge zu bilden.

7. Bilanz der Erosionsgeschichte der Alpen

Flysch: Subduktion, Beginn des Alpenbaus und der Erosionsgeschichte von der Mitte der Kreidezeit zum Eozän (Abb. 96 a).

Der Begriff «Flysch» steht für die Sedimente, welche den Beginn des Alpenbaues zwischen Afrika und Europa begleiteten. Sie entstanden durch die Erosion auf langgestreckten Inseln (Kordilleren) und an Kontinentalrändern, welche sich entlang den Subduktionszonen aus dem Meer erhoben. Fein- und Grobmaterial wurde durch Dichteströme (Turbidite, Schlammströme) in die Tiefsee transportiert und lagerte sich am Hangfuss auf Schuttfächern ab. Pflanzenreste und gerundete Komponenten in den Konglomeraten zeugen von Reliefs, die sich über die Wasserlinie erhoben (Mocausa-Flysch). In andern Fällen (Niesen-Flysch, Meilleret-Flysch) erfolgte intensive Erosion auch unter Wasser, an steilen Böschungen.

Flysche belegen die erste Einengung des Alpenmeeres durch die Subduktion des südpenninischen Meeresbodens unter den Ost- und Südalpen ab der Mitte der Kreide, vor etwa 94 Millionen Jahren. Sodann zeigen sie, wie die Orogenese allmählich gegen Norden fortschritt, bis gegen Ende des Eozäns nur noch ein enger Meerestrog im Norden, im Helvetikum bestand.

Die Erosionsvolumen, die sich in den Flyschen finden sind, im Vergleich zur Molasse (siehe unten), bescheiden. So beträgt das in den Alpen erhaltene Volumen des mächtigen Niesen-Flysches gerade etwa 500 km³. Nehmen wir für diesen Flysch eine maximale Mächtigkeit von 1300 m und eine Ablagerungszeit von 6 Millionen Jahren an (Dauer des Maastrichtian), so ergibt dies eine Sedimentationsrate von rund 0.2 mm pro Jahr. Dies erscheint sehr wenig, insbesondere in Anbetracht der mächtigen Schichten mit groben Brekzien und Konglomeraten. Die geringe Rate ist wohl darauf

zurück zu führen, dass Trübestrome eher selten und über eine weite Subduktionsfront verstreut ins Tiefmeer niedergingen.

Molasse: Kollision, Heraushebung und Erosion des Alpenreliefs im Oligozän und Miozän (Abb. 96 b)

Ähnlich wie «Flysch» ist auch «Molasse» ein Sammelbegriff, welcher mit den geologischen Prozessen der Alpenbildung zusammenhängt. Zur Zeit der Molassebildung stieg das Relief der Alpen über den Meeresspiegel auf und bildete allmählich ein eindruckliches Gebirge. Die Erosion geschah oft in grosser Höhe, oberhalb der Waldgrenze, vermutlich wie heute, etwa durch Frostsprengung. Wildbäche und Flüsse transportierten das abgetragene Material sodann aus den Alpen ins nördliche und südliche Vorland. Anders als Flysch wurden Molasse-Sedimente jedoch nicht in der Tiefsee, sondern abwechselnd in einem seichten Meeresarm, oder auf dem Kontinent abgelagert. Die sandige und tonig-mergelige Molasse des Mittellandes war im Oligozän und Miozän über ausgedehnte Schuttfächer mit konglomeratischen Ablagerungen mit der von Süden nach Norden migrierenden Alpenfront verbunden.

Wie in Kapitel 5 dargelegt, betrifft die Erosion während dem Oberen Oligozän (Chattian) und dem Miozän in erster Linie geologische Einheiten des Ostalpins, das heisst der höchsten alpinen Decken. In der Westschweiz (Mont Pèlerin) handelt es etwa um Mocausa-Flysch und dessen sedimentäres Substrat. Weiter im Osten (Rigi-Rossberg) finden sich auch kristalline Gesteine und namentlich rosa-farbene Granite der Unterostalpinen Decken. Erst im Miozän treten im Napf-Schuttfächer auch Gerölle aus dem nächst-tieferen tektonischen Stockwerk auf, mit Ophioliten aus dem Süd-Penninikum.

Stellen wir nun die Frage über die erodierten Volumen und die Mächtigkeit der wegerodierten Gesteinsformationen.

Schätzung des Erosionsvolumens zur Molassezeit:

- Breite N-S des Molassebeckens: 50 km
 - Mächtigkeit der Molasse: > 3 km in Alpennähe, auf 0 km auskeilend am Jurauf
 - Ausdehnung E-W des Molassebeckens: 300 km
- > Volumen der Molasse nördlich der Alpen: ca. 22 500 km³
- Gesamtvolumen des nördlich und südlich der Alpen abgelagerten Erosionsschuttes: ca. 45 000 km³

Schätzung der erodierten Gesteinsschicht zur Molassezeit:

- Breite N-S der schweizerischen Zentralalpen: 140 km
- Ausdehnung E-W des Alpenkamms: 300 km
- > erodierte Oberfläche: 42'000 km²
- Erosionsvolumen: 45 000 km³
- Erosierte Mächtigkeit: 1.1 km

Die errechnete erodierte Gesteinsmächtigkeit beinhaltet weder das ins Mittelmeer nach Südwesten, das Danubische Becken im Osten, noch das Adriatische Meer im Süden ausgetragene Feinmaterial (Ton, Silt und Feinsand). Eine effektive abgetragene Mächtigkeit von etwa 2 km ist daher wahrscheinlich. Dies bedeutet, dass sich die ostalpinen Decken bis in die Westschweiz erstreckten und in diesem ganzen Gebiet die tieferen Decken des Penninikums und des Helvetikums überdeckten. Heute findet sich in der Westschweiz nur noch ein spärlicher Rest, in der Form der Nappe de la Dent Blanche und den höchsten Flyschdecken (Simmen-Flysch, Nappe des Gets) der Prealpen. In den Alpen der Ostschweiz, im Kanton Graubünden und in Österreich sind die Ostalpinen Decken noch weitgehend bis zur Alpenfront erhalten (Abb. 95).

Das Obere Oligozän und Miozän dauerten zusammengekommen rund 20 Millionen Jahre. Für eine totale Erosionstiefe um 2 km ergibt dies eine mittleren Erosionsrate von etwa 0.1 mm/Jahr.

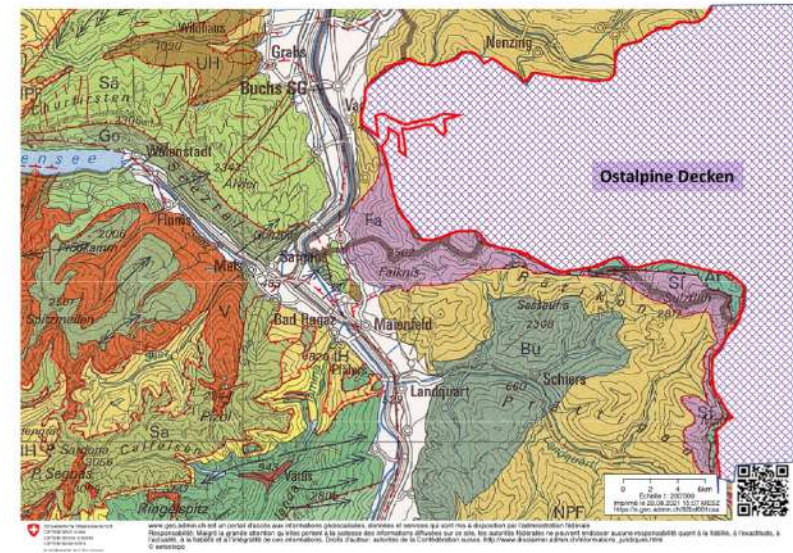


Abbildung 95: Vorstoss der Ostalpinen Decken bis zur Alpenfront im Osten des Rheintals (Tektonische Karte der Schweiz 1:500'000, modifiziert; Swisstopo).

Pleistozän, Eiszeitalter: Aushebung und Übertiefung der Täler (Abb. 96 c)

Die «Urväter» der Geschichte der Eiszeiten im Alpenraum (Penck & Brückner 1901/1909) postulierten die Existenz von vier grösseren Vergletscherungen im Mittleren und Jüngeren Pleistozän (Günz, Mindel, Riss und Würm), ergänzt durch Biber und Donau im frühen Pleistozän. Wie in Kapitel 6 dargelegt (Abb. 74, 80) wurde dieses Bild unterdessen verfeinert. Das heutige Relief der Alpen und deren Vorland verdanken wir zu einem grossen Teil der Aktion der Gletscher der letzten 800'000 Jahre, während dem Mittleren und Jüngeren Pleistozän.

Am Ende der Ablagerung der Molasse, im Oberen Miozän, waren das südliche und nördliche Alpenvorland geprägt durch die Morphologie

der riesigen Schuttfächer welche sich vom Oberen Oligozän bis zum Miozän am Ausgang der Alpentäler gebildet hatten. Es stellt sich allerdings die Frage, wie tief diese Täler bereits erodiert waren, und wie weit die Erosion am Ende des Pliozäns, bzw. dem Anfang des Pleistozäns vor zwei Millionen Jahren fortgeschritten war.

Das topographische Niveau der Höheren Deckenschotter der Ostschweiz gibt uns gewisse Hinweise. Wie in Kapitel 6 dargelegt, lag die Basis des Rheingletschers bei St Gallen vor etwa 800'000 Jahren bei 850 m. Im Genferseebecken findet sich in der darauf folgenden Zwischeneiszeit die Oberfläche eines frühen Seebeckens bei Ecoteaux auf 800 m Höhe.

Sowohl das Rheintal, als auch das Rhône-tal, wurden durch die Gletscher während der letzten Eiszeit auf der Höhe der Alpenfront bis unter den Meeresspiegel erodiert. Im Verlauf der letzten rund 800'000 Jahre der Erdgeschichte wurden somit diese Täler mit einer maximalen Rate von etwas mehr als 1 mm pro Jahr eingetieft. (Diese Rechnung schliesst die Perioden der relativ kurzen Zwischeneiszeiten ein).

Entfernt man sich von der Alpenfront, so nimmt die Gletschererosion in den Tälern ab und verschwindet bei Möhlin im Rheintal, der maximal je erreichten Ausdehnung der Gletscher, vollständig.

Die heutige Abtragung der Alpen wurde durch H. Jäckli (1985, siehe dazu auch A. Lambert, 1985) anhand von Daten aus dem Sedimenteintrag in Seen auf 0.25 mm pro Jahr geschätzt. Dieser Höhenverlust wird allerdings kompensiert durch die tektonische Hebung.

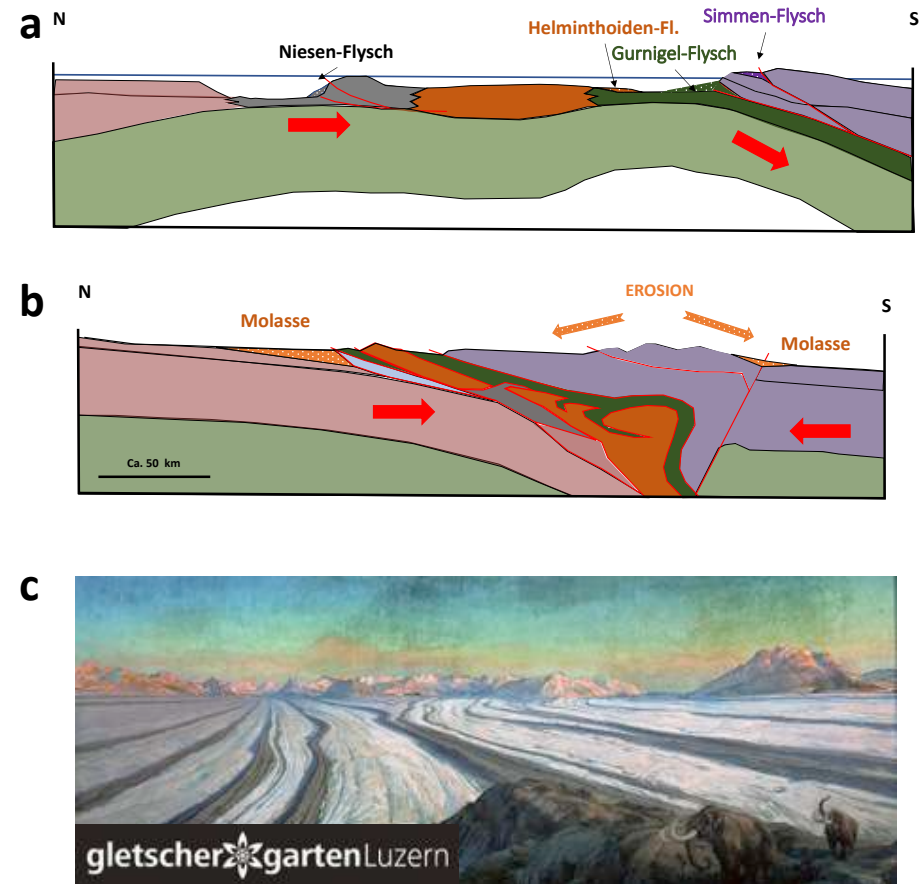


Abbildung 96: Erosionsgeschichte der Alpen in drei Phasen: **a)** Subduktion und Flyschbildung, **b)** Kollision, Heraushebung und Bildung der Molasse; **c)** Gletschererosion: Luzern während der letzten Eiszeit (Gletschergarten Luzern, Oelbild von Ernst Hodel, nach einem Entwurf des Geologen Albert Heim).

Glossar

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

Alluvium, alluvial: Durch einen Fluss gebildet.

Amphibolit: Metamorphes Grüngestein, welches v.a. aus dem Mineral Amphibol der Hornblendegruppe besteht. Amphibolit entsteht durch die metamorphe Umwandlung von Basalt, dessen Tiefenäquivalent Gabbro oder anderen Meta-Basiten.

Anchimetamorph: Schwach metamorphes, nur geringfügig umgewandeltes Gestein.

Aptychen: Klappen (Valven) aus Kalzit, welche vermutlich den Verschluss der Öffnung der Ammoniten erlaubten.

Arkose(sandstein): Arkosesandsteine zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an Feldspat aus.

Augengneis: Gneis mit grossen Einschlüssen («Augen») von Feldspat.

Basalt: Basalt ist ein vulkanisches magmatisches Gestein, das aus schnell abgekühltem Magma entsteht und durch seine mineralogische Zusammensetzung gekennzeichnet ist: Plagioklas (50%), Pyroxen (25-40%), Olivin (10-25%) und 2-3% Magnetit.

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

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

Bryozoen: «Moostierchen», bilden im Süss- oder im Salzwasser den Korallen ähnliche Kolonien.

Calpionellen: Ausgestorbene Gruppe pelagischer (frei schwebender) Einzeller, welche im Oberen Jura und der Unterkreide lebten. Sie finden sich meist in feinkörnigen (mikritischen) Kalken, welche im Meer unterhalb der Wellenbasis und sicher oft in mehreren hundert Metern Tiefe abgelagert wurden. Gelegentlich finden sie sich hier zusammen mit Aptychen.

Canyon: Enge, steile Schlucht.

Decke: Grosse geologische (tektonische) Einheit (Ausdehnung: Oft mehrere Kilometer). Decken wurden bei der Alpenfaltung übereinander geschoben (Überschiebungen).

Detritisch, Detritus: Lockeres mineralisches Gesteinsmaterial, oft durch die Verwitterung von Festgestein entstanden (z.B. Sand).

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

Drumlin: Längliche, gerundete Geländeform («Elephantenrücken»), bestehend aus glazialen Moränenmaterial. Drumlins entstehen unter dem Gletscher durch wechselweise Ablagerung und Erosion von Gletscherschutt.

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.

Festgestein: Kompaktes, oft durch einen Zement verkittetes Sedimentgestein; metamorphe und andere kristalline Gesteine.

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

Foraminiferen: Einzellige Protozoen, sessil oder planktonisch lebend, oft mit kalkigem Skelett bestehend aus einer oder mehreren Kammern. Gute Leitfossilien zur Datierung von marinen Sedimentgesteinen.

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

Ist das nicht so etwas wie ein weisser Schimmel?

Frostsprengung: Dringt Wasser in Rissen oder Klüfte des Gesteins und füllt diese aus, so vergrössert sich bei Gefrieren das Volumen. Es kommt zu einer Erhöhung des Drucks im Gestein, bis dieses gesprengt wird. Aus festem Gestein entsteht dadurch Schutt.

Geochronologie: Die Geochronologie ist die Wissenschaft, mit der das Alter von Gesteinen, mit Hilfe von Fossilien und verschiedener anderer Datierungsmethoden bestimmt wird. Es gibt zwei Arten der Geochronologie: die absolute Geochronologie und die relative Geochronologie.

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.

Globotruncana: Einzellige Foraminiferen mit einem gewundenen Skelett mit mehreren Kammern aus Kalzium. Globotruncanen bewohnten in der Oberkreide die Meere und starben am Ende der Kreide aus.

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: Alte Namengebung für die vier klassischen Eiszeiten in den letzten 800'000 Jahren des Pleistozäns.

Hauptdolomit: Mächtige Gesteinsformation von gebankten und laminierten Dolomitgesteinen der Oberen Trias im ostalpinen Raum.

Kalk, Kalkgestein: Häufiges marines Ablagerungsgestein, bestehend aus Kalziumkarbonat (CaCO_3). Kalkgesteine können v. a. aus feinem Algenschlamm (Nanoplankton) und einer Vielzahl von Fossilschalen gebildet werden.

Karbonat, Karbonatgestein: Kalk- und Dolomitgesteine.

Karst: Unterirdische (Karsthöhlen) und oberirdische Geländeformen (Oberflächenkarst, „Dolinen“) in Karbonat- (Dolomit, Kalkgesteine) und Evaporitgesteinen (Sulfat-, Salzgesteine). Karst entsteht 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.

Korngrössen: In Lockergesteinen unterscheiden wir in diesem Text folgende Korngrössen: Ton (< 0.002 mm), Silt (0.002 – 0.063 mm) Sand (0.063 – 2 mm), Kies (2 – 63 mm), Steine, Gerölle (> 63 mm).

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

Marmor: metamorphes, d.h. bei hoher Temperatur umgewandeltes (rekristallisiertes) Karbonatgestein.

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

Meta . . . basalt, . . . marmor: «Meta-» bezeichnet metamorphe Gesteine.

Metamorphose: Umwandlungsprozess von Mineralien und Gesteinen, bei erhöhten Temperaturen (> 200 °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**.

Moräne: Gletscherschutt mit allen möglichen Korngrössen (Granulometrie).

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

Nannoplankton: kleines pflanzliches Plankton (Phytoplankton), oft mit einem Innenskelett aus Kalzium.

Ophiolite: Gruppe von Gesteinen, die zur ozeanischen Lithosphäre gehören: Basalte, Gabbro und Peridotit.

Orogenese: Komplexer tektonische Prozess, welcher zur Bildung eines Gebirges führt.

Paläogeographie: Disziplin der Geologie die versucht, die geographischen Verhältnisse der geologischen Vergangenheit zu rekonstruieren.

Palinspastik: Bezieht sich auf einen Abschnitt oder eine Karte, die die ursprüngliche geographische Position geologischer Merkmale und Einheiten zeigt.

Pegmatit: Bezeichnung für die grobkörnige Varietät eines magmatischen Gesteins. Die typische Korngröße liegt bei mehr als einem Zentimeter.

Pelit: Feines Sediment mit Korngrößen < 0.02 mm.

Prasinit: Grünschiefer der aus der hydrothermalen Metamorphose von Metagabbros hervorgeht und bei der Subduktion in einen Blauschiefer umgewandelt werden kann. Eines seiner charakteristischen Mineralien ist Chlorit, das ihm seine grüne Farbe verleiht.

Quarz: Transparentes oder weissliches Mineral, bestehend aus Silizium und Sauerstoff (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.

Radiolarit: Ablagerungsgestein (Sedimentgestein) welches in erster Linie aus sternchenförmigen Skeletten der einzelligen marinen Radiolarien besteht. Diese Skelette bestehen aus Kieselsäure (Quarz, SiO_2). Radiolarite sind meist von roter oder grünlicher Farbe, je nach dem Oxydationsgrad der darin in Spuren enthaltenen Eisenoxide. Sie wurden in der Tiefsee, unterhalb der Lösungsgrenze für Kalzium abgelagert.

Schiefer: Sedimentäre oder metamorphe Gesteine in Millimeter feinen Schichten.

Schwermineral / Leichtmineral: Klassischerweise unterscheidet man in einem Gestein Leicht- und Schwerminerale. Die Grenze liegt bei einer Dichte von 2.9 g/cm^3 . Typische Schwerminerale sind etwa Turmalin, Granat, Zirkon u.a.m.

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.

Serpentin: Familie von Mineralien der Familie der Phyllosilikate. Faserig, grünlich bis weisslich. Allgemeine chemische Formel: $(\text{Mg,Fe,Ni})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$.

Silex: Gestein bestehend aus Chalcedon (SiO_2), einer mikrokristallinen Form von Quarz.

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

Palinspastik:

Spongolith: Marines Sedimentgestein, bestehend aus Nadeln von Kieselschwämmen.

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.

Verwitterung: Physikalische, chemische und biologische, meist meteorische Prozesse, welche Gesteine in ihre Mineralien und allgemein zu Feinfraktionen zersetzen, oder gar in Lösung bringen.

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

Bibliographie

- Ackermann, A. 1986: Le Flysch de la nappe du Niesen. *Eclogae Geol. Helv.* 79 (3): 641-684.
- Bayer, A.A. 1982: Untersuchungen im Habkern-Melange ("Wildflysch") zwischen Aare und Rhein. Diss. ETHZ Nr. 6950.
- 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*.
- Cadisich, J. 1928: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. *Geol. Rundschau* 19/2, 105-119.
- 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* vol. 26, n° 1-3, p. 1-45. doi: 10.1016/0012-8252(89)90002-0
- Elter, G., Elter, P., Sturani, C. & Weidmann, M. 1966: Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Bull. Lab. Géologie, Mineralogie Géophysique du Musée géologique de l'Univ. Lausanne* 167, 279-375.
- Graf, H.R. 2009: Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. *Quat. Scie J.* 58/1, 12 – 53.
- 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.
- Homewood, P. 1974: Le Flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités encadrantes. *Eclogae Geol. Helv.*, 67 (2): 349-401.
- Jäckli, H. 1985: *Zeitmassstäbe der Erdgeschichte*. Birkhäuser Basel, 151 S.
- Keller, O. 2009: Als der Alpenrhein sich von der Donau zum Oberrhein wandte: Zur Umlenkung eines Flusses im Eiszeitalter. *Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung*, H. 127, S. 193-208. <file:///Users/wildi/Downloads/Umlenkung%20Alpenrhein%20-%20Schule.at.htm>
- Matter, A. 1964: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. *Eclogae geol. Helv.* 2, 316-429.
- Müller, H.P. 1970: Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schweiz). Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Philosophischen Doktorwürde vorgelegt der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich. Leemann, Zürich
- Müller, W.H., Huber, M., Isler, A. & Kleboth, P.h 1984: Erläuterungen zur «Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100'000. Nagra, NTB 84-25, Wettingen.
- Lambert, A. 1987: Sanduhren der Erdgeschichte. *Geowissenschaften in unserer Zeit* 5/1, 10-18.
- Penck, A. & Brückner, E. 1901/1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. C. H. Tauchnitz, Leipzig , 1199 S. in drei Bänden.
- Pfiffner, O.A. 2015: *Geologie der Alpen*. Haupt Bern, 400 S. dritte Aufl.
- Plancherel, R., Braillard, L. & Dall'Agnolo, S. 2020: Château-d'Oex, Notice explicative, Atlas géol. Suisse, 1245, 124 p.
- Preusser, F., Dresch-Schneider, R., Fiebig, M. & Schlüchter, Ch. 2005: Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. *J. Quat. Scie.* 20/6, 607-620.
- 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.

- Renz, H.H. 1937: Zur Geologie der östlichen st. Gallisch – appenzellischen Molasse. Jahrb. St. Gall. Natw. Ges. 69.
- de Saussure 1796: Voyage dans les Alpes. Genève.
- Schlunegger, F. & Castelltort, S. 2016: Immediate and delayed signal of slab breakoff in Oligo/Miocene Molasse deposits from the European Alps. *Sci. Rep.* 6, 31010.
- 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).
- Speck, S. 1953: Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Dissertation. Karl-Zehnder, Zug.
- Studer, B. 1927: Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. *Ann Scie. Nat Paris*, 11, 1-47.
- Trümpy, R. 1980: Geology of Switzerland. Wepf, Bern, 104 S.
- Trümpy, R. & Bersier, A. 1954: Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin : pétrographie, statistique, origine. *Eclogae geol. Helv.* 47/1, 120 -164.
- Vogel A. & Hantke R. 1988: Zur Geologie des Rigigebietes. *Mitt. Naturf. Ges. Luzern* 30, 24–50
- Wicht, J.M. 1984: Le Flysch de la Nappe de la Simme dans les Préalpes Romandes. Thèse Univ. Fribourg 877, 166 S.
- Wildi, W. 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. *Eclogae Geol. Helv.* 77/3, 541-551.
- Wildi, W., Gurny-Masset, P. & Sartori, M. 2015: Führer durch die Gletscherlandschaften des Val d'Hérens. <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/gletscherlandschaften-des-val-dherenspaysages-glaciaires-du-val-dherens/>
- Wildi, W. 2017 a: Baustein Molasse: Geo-Wanderung von der Stadtkirche von Zofingen zu den Steinbrüchen der Chuzenhöhle. [www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo--wanderung--stadtkirche--von-zofingen-zu-den--molassesteinbruechen-chuzenhoehle](http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung--stadtkirche--von-zofingen-zu-den--molassesteinbruechen-chuzenhoehle).
- Wildi, W. 2017 b: Geo-Wanderung um das Zungenbecken des Reussgletschers von Mellingen. <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-um-das-zungenbecken-de-reussgletschers-von-mellingen-d-f/>
- Wildi, W. 2017 c: Geo-Wanderung im Drumlinzirkus von Schwand (Menzingen). <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geo-wanderung-im-drumlinzirkus-von-schwand-menzingen/>
- Wildi, W. 2019: Zinal: histoire naturelle et présence humaine. <http://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/zinal-histoire-naturelle-et-presence-humaine>
- Wildi, W. & Lambert A. 2019: Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. *Aarg. Natf. Ges. Aarau* 183 S.
- Wildi, W. & Uttinger, J. 2019: Geologische Schifffahrt auf dem Vierwaldstättersee. <https://www.erlebnis-geologie.ch/geoevent/geologische-schifffahrt-auf-dem-vierwaldstaettersee-d-e-f/>
- Wildi, W. 2020: Sur les traces de l'histoire de la Terre en Suisse. Berne : Erlebnis-Geologie, 92 p. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:140171>

Verdankungen

Dieser kurze Leitfaden zur Geschichte der Alpenerosion profitierte namentlich von Beiträgen und Material folgender Personen:

Toni Ackermann, Fribourg
 Thierry Basset, Corsier
 Philippe Favre, La Forclaz
 Jean-Claude Lalou, Boudry
 André Lambert, Baden
 Raymond Plancherel, Charnex
 Jörg Uttinger, Schwyz
 Rémy Wenger, Corbeyrier
 Jean-Marie Wicht, Lussy

Ihnen sei herzlich gedankt!