

Region Nufenenpass Übersicht 2: Walliser Berge

Südwestlich Nufenenpasshöhe
2'672'611.641, 1'147'626.968

Von den Bündnerschiefern bis zum Aarmassiv

Von der Nufenenpasshöhe überblickt man einen Teil des Goms (Oberwallis), das aus Gesteinen unterschiedlicher tektonischer Herkunft aufgebaut ist (Abb. 1).

Die Nufenenpasshöhe befindet sich auf Paragneisen¹, also metamorphen Sedimentgesteinen – auch Metasedimente genannt – unterschiedlicher Art, die unter dem Begriff **Giubine-Gneiskomplex** zusammengefasst werden. Dieser ist ca. 300 bis möglicherweise über 1'000 Mio. Jahre alt und zieht sich zusammen mit dem Tremola-Gneiskomplex (Bed. Ü1) als südlichster Teil des Gotthardmassivs / der Gottharddecke² durch das ganze Nordtessin vom Lukmanierpass bis zum Nufenenpass an der Grenze zum Kanton Wallis (Abb. 2). Er ist somit Teil der eurasischen kontinentalen Kruste (Abb. 3, 4), die vor der alpinen Orogenese bereits von der variszischen (380 - 250 Mio. J.) und teilweise auch von der kaledonischen Orogenese (450- 420 Mio. J.) erfasst worden war. Nördlich des Giubine- Gneis-

komplexes stehen Granite, Orthogneise und untergeordnet Amphibolite der Gottharddecke an.

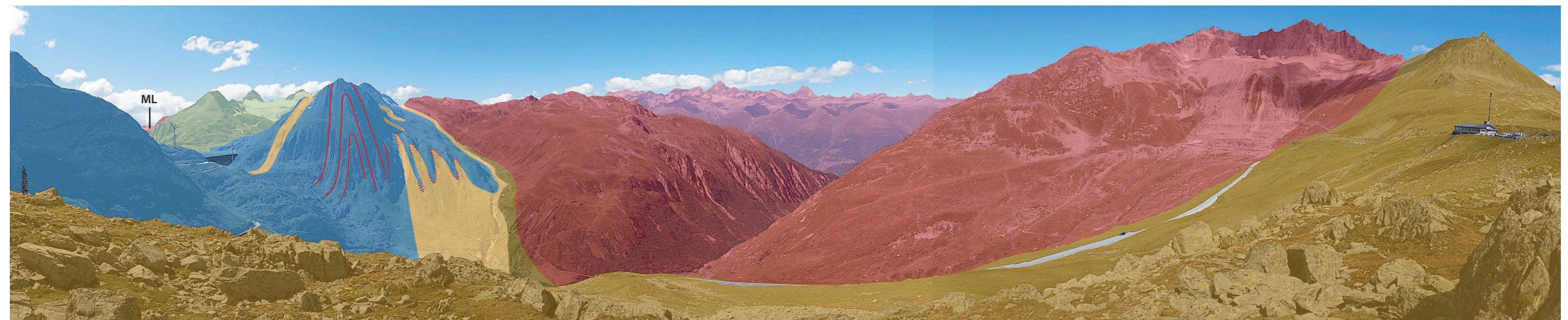
Südlich der Gottharddecke liegen stark verfaltete Metasedimente, die einst in der Trias- und Jurazeit (zwischen ca. 250 und 190 Mio. J.) auf der eurasischen kontinentalen Kruste abgelagert worden waren (Abb. 3, 4), die also viel jünger sind als jene des Giubine- Gneiskomplexes, und die nur die alpine Metamorphose mitgemacht haben.

Nördlich der Gottharddecke befindet sich das Aarmassiv, welches mit Aletschhorn, Finsteraarhorn und Lauteraarhorn einige der markantesten 4000er Gipfel der Schweizer Alpen aufbaut. Auch das Aarmassiv war einst Teil der eurasischen kontinentalen Kruste (Abb 3, 4).

Die Region des Corno Rosso und des Blinnenhorns ist aus sogenannten Bündnerschiefern aufgebaut. Dies sind tonig- kalkige Sedimentgesteine, die im Walliser Trog abgelagert wurden (Abb. 3) und die entlang der ganzen Alpen zwischen dem helvetischen und dem penninischen Bereich eingefaltet wurden (Modul 5, Abb. 5). Wo sie wie im Rheintal in der Umgebung von Chur oder in der Viamalenschlucht (Hin. A1) nur von geringmächtigen Decken überfahren wur-

¹ Paragneis: durch Metamorphose aus Sedimentgesteinen entstanden; Orthogneis: durch Metamorphose aus magmatischen Gesteinen entstanden.

² Das Gotthardmassiv ist nach heutiger Ansicht eher eine Decke, wird aber trotzdem meist als „Massiv“ bezeichnet, da dieser Ausdruck stark in der Geologensprache verankert ist.



Eurasische kontinentale Kruste, prä-alpine und alpine Metamorphosen

- Granite, Gneise und untergeordnet Amphibolite
 - Giubine-Gneiskomplex (div. Metasedimente), Schiefer, Gneise
- } Gotthardmassiv / -decke, ≥ 296 Mio. J.

- Aarmassiv, Granite, Gneise und untergeordnet Amphibolite, ≥ 298 Mio. J.
- Monte Leone Decke (ML)

Auf eurasischer kontinentaler Kruste abgelagerte Sedimente, alpine Metamorph.

- Diverse Metasedimente aus der Jurazeit, ca. 200 - 190 Mio. J., Schiefer, Gneise (mit Falten)
- Diverse Metasedimente aus der Triaszeit, ca. 250 - 200 Mio. J., Marmore, Dolomitmarmore, Rauhwacken

Sedimente aus dem Wallisertrug (Bündnerschiefer), alpine Metamorphose

- Kalkreiche Schiefer, Gneise, ca. 100 - 50 Mio. J.

Abb. 1: Blick von der Nufenenpasshöhe westwärts. Die Metasedimente aus der Trias- und Jurazeit sind intensiv verfaltete. Im Aarmassiv sind Ortho- und Paragneise (Abb. 2) nicht unterschieden.

Eurasische kontinentale Kruste (Helvetikum)

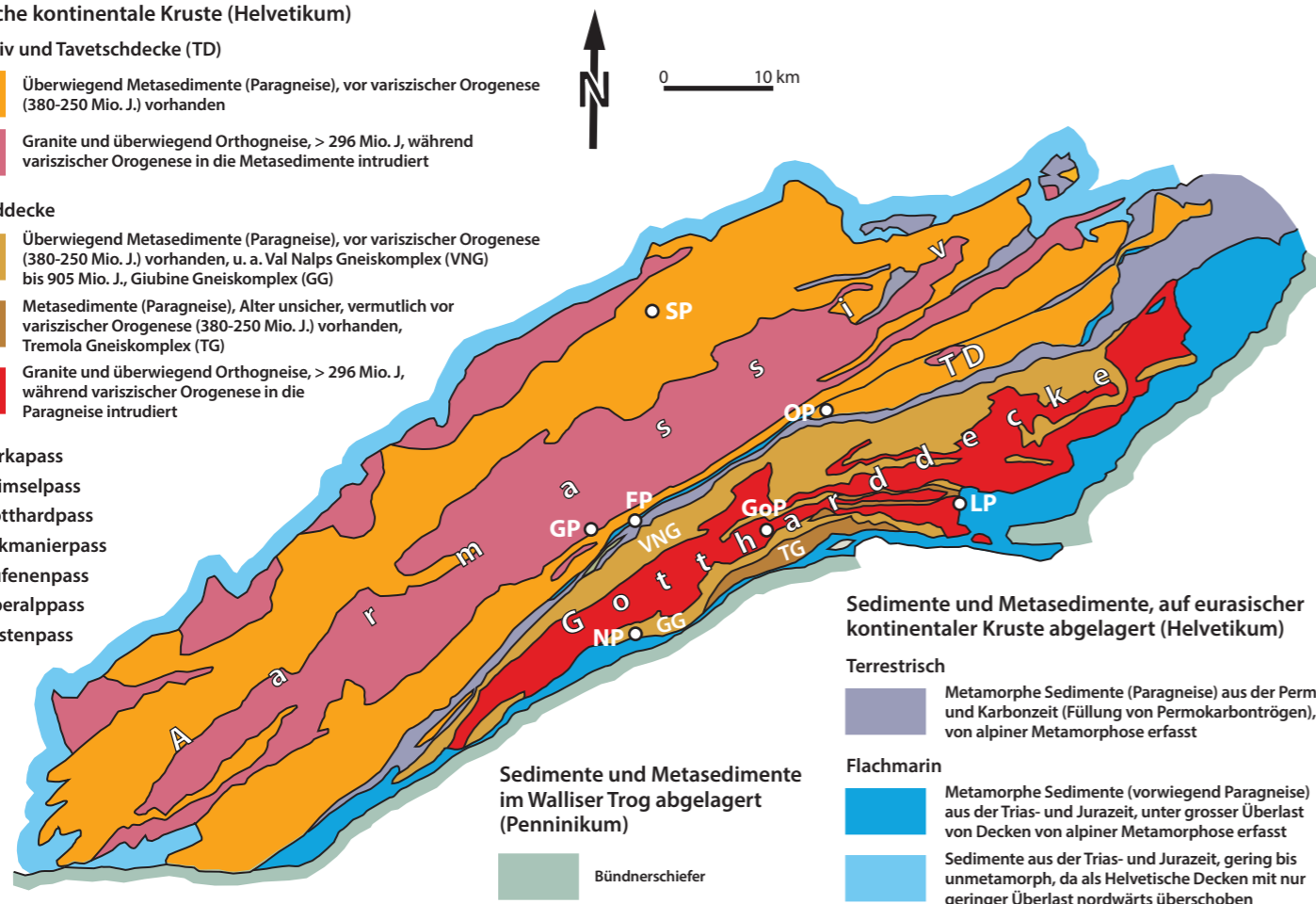
Aarmassiv und Tavetschdecke (TD)

- Überwiegend Metasedimente (Paragneise), vor variszischer Orogenese (380-250 Mio. J.) vorhanden
- Granite und überwiegend Orthogneise, > 296 Mio. J., während variszischer Orogenese in die Metasedimente intrudiert

Gottharddecke

- Überwiegend Metasedimente (Paragneise), vor variszischer Orogenese (380-250 Mio. J.) vorhanden, u. a. Val Nalps Gneiskomplex (VNG) bis 905 Mio. J., Giubine Gneiskomplex (GG)
- Metasedimente (Paragneise), Alter unsicher, vermutlich vor variszischer Orogenese (380-250 Mio. J.) vorhanden, Tremola Gneiskomplex (TG)
- Granite und überwiegend Orthogneise, > 296 Mio. J., während variszischer Orogenese in die Paragneise intrudiert

- FP: Furkapass
- GP: Grimselpass
- GoP: Gotthardpass
- LP: Lukmanierpass
- NP: Nufenenpass
- OP: Oberalppass
- SP: Sustenpass



Sedimente und Metasedimente, auf eurasischer kontinentaler Kruste abgelagert (Helvetikum)

- Terrestrisch**
 - Metamorphe Sedimente (Paragneise) aus der Perm- und Karbonzeit (Füllung von Permokarbontrögen), von alpiner Metamorphose erfasst
- Flachmarin**
 - Metamorphe Sedimente (vorwiegend Paragneise) aus der Trias- und Jurazeit, unter grosser Überlast von Decken von alpiner Metamorphose erfasst
 - Sedimente aus der Trias- und Jurazeit, gering bis unmetamorph, da als Helvetische Decken mit nur geringer Überlast nordwärts überschoben

Sedimente und Metasedimente im Walliser Trog abgelagert (Penninikum)

Bündnerschiefer

Abb. 2: Aarmassiv, Tavetschdecke (TD) und Gottharddecke bildeten einen Teil der eurasischen kontinentalen Kruste, die sich ab ca. 200 Mio. J. durch die Öffnung des Piemont-Ozeans von der adriatischen / afrikanischen Kruste trennte. Die eurasische Kruste bestand aus Gesteinen unterschiedlichsten Alters, die grösstenteils bereits durch die kaledonische und die variszische Orogenese deformiert und metamorph worden waren. Dabei lässt sich unterscheiden zwischen „sehr alten“, mehrfach metamorphen Sedimentgesteinen und etwas weniger alten, mehrheitlich granitischen Gesteinen wie z.B. der Aaregranit mit Altern um ca. 290 -300 Mio. J., die während der variszischen Orogenese in die „alten“ Metasedimente intrudierten. Viele dieser Gesteine sind heute Orthogneise.

Dem gegenüber stehen „junge“ Sedimentgesteine, die auf der eurasischen kontinentalen Kruste sedimentiert wurden. Ab der Triaszeit begann die kontinentale Kruste abzusinken und es bildete sich ein flaches Meer, in dem Flachwassersedimente abgelagert wurden. Diese „jungen“ Sedimente wurden nur dort von der alpinen Metamorphose erfasst, wo sie unter grosse Überlast gerieten, also z. B. am Nufenenpass. Wo sie als Helvetische Decken mit geringer Überlast nordwärts überschoben wurden, zeigen sie kaum Spuren einer Metamorphose (vereinfacht nach Labhart 1999).

den, sind sie nicht bis kaum metamorph und bestehen aus Tonschiefern und Mergeln (toniger Kalkstein). In der Gegend des Blinnenhorns hingegen sind sie deutlich metamorph und wurden in Gneise, Schiefer und Marmore umgewandelt. Weil die Gneise und Schiefer sehr reich an glänzenden Glimmern (Biotit, Muskovit) sind, werden sie in der französischen Schweiz „Schistes Lustrés“ (glänzende Schiefer) genannt. Südlich der Bündnerschiefer lugt mit dem Ofenhorn auch noch ein kleines Stück der Monte Leone Decke (ML) hervor. Diese war einst wie die Gottharddecke und das Aarmassiv Teil der eurasischen kontinentalen Kruste, befand sich aber ganz an deren Südrand (Abb. 3).

„Fül“ und verfault

Der düstere, 2862 m hohe Berg gegenüber der Nufenenpasshöhe heisst im lokalen Dialekt „Fülhore“, was soviel heisst wie „Faulhorn“. Faul- oder Fülhörner gibt es mehrere in der Schweiz, sie bezeichnen Berge, die aus „faulen“, also bröckeligen Gesteinen aufgebaut sind

und deshalb meist eher sanfte, abgerundete Formen haben. Das berühmteste Faulhorn steht bei Grindelwald im Berner Oberland und wird seit 1830 von einem nur zu Fuss erreichbaren Gasthaus auf 2680 m Höhe gekrönt. Oberhalb Erstfeld steht der Höch Fülen (2506 m), im Riemenstaldental der Fülen (2490 m) und im Domleschg das Fulhorn (2528 m).

Das Fülhore beim Nufenenpass besteht aus Metasedimenten aus der Trias- und Jurazeit, die intensiv verfault sind (Abb. 1). In den dunklen Metasedimenten der Jurazeit, die durch die alpine Metamorphose in Gneise und Schiefer umgewandelt wurden, ist bei gutem Licht (am besten ist Morgensonne) eine enge Falte zu sehen (Abb. 1). Die dunklen Gesteine aus der Jurazeit wechseln sich mehrmals mit auffallend hellen Gesteinen aus der Triaszeit ab, die durch die alpine Metamorphose in Marmore, Dolomitmarmore und Rauhwacken umgewandelt wurden (ein Teil dieser Gesteine steht bei Nuf A3 an). Diese mehrmalige Wiederholung derselben Schichten kann nur das Ergebnis intensiver Faltung sein (Abb. 1). Die genaue

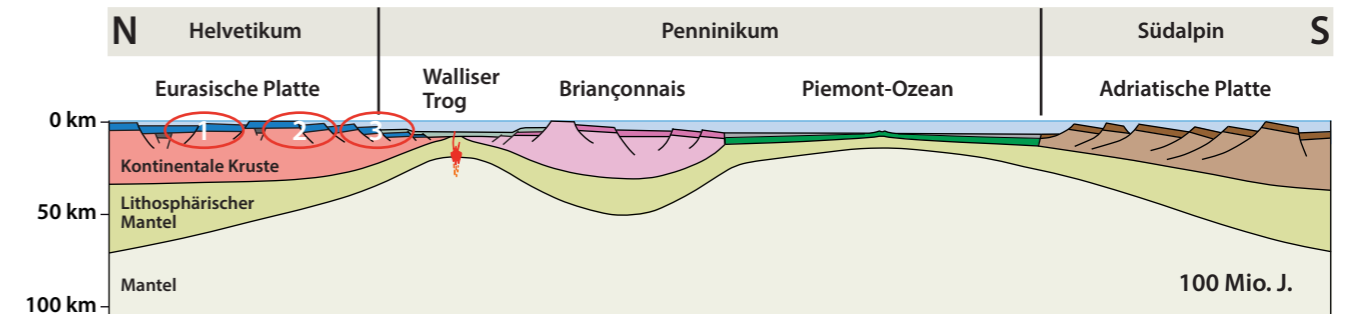


Abb. 3: Nord-Süd Profil durch jene tektonischen Einheiten, die später in die alpine Orogenese verwickelt waren. Zeitraum ca. 100 Mio. Jahre vor heute. 1: aus diesem Bereich entstand das Aarmassiv; 2: aus diesem Bereich entstand die Gottharddecke; 3: aus diesem Bereich entstand die Monte Leone Decke.

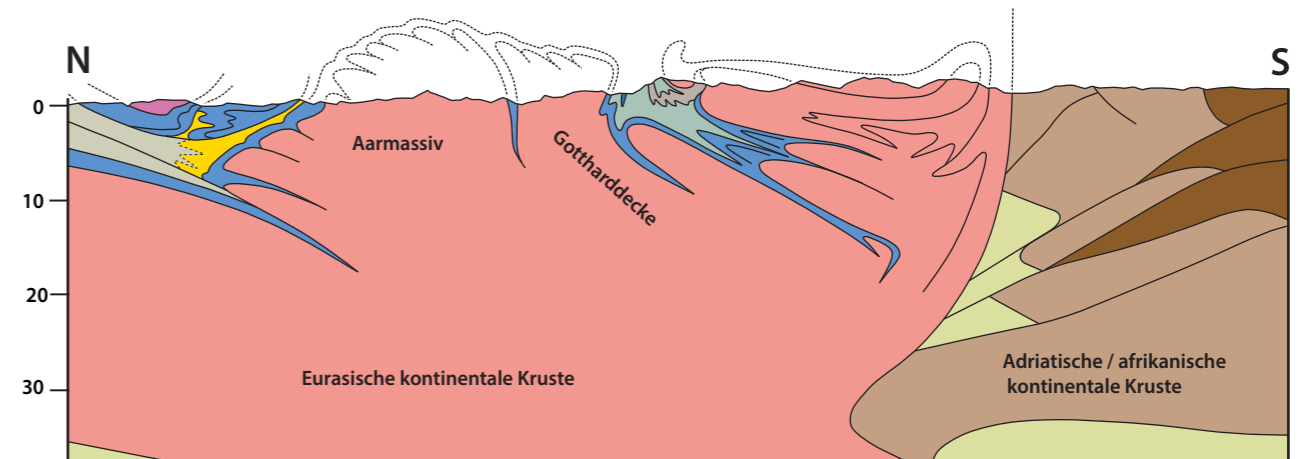


Abb. 4: Nord-Süd Profil durch die Alpen.

Legende zu Abb. 3 und 4

- Eurasische Platte** **Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (Trias, Jura, Kreide, ca. 250 - 60 Mio. J.)**
- Walliser Trog** **Sedimentfüllung (ca. 100 - 50 Mio. J.)**
- Briançonnais** **Kontinentale Kruste (> ca. 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)**
- Piemont-Ozean** **Ozeanische Kruste mit Sedimentbedeckung (ca. 180 - 80 Mio. J.)**
- Adriatische Platte** **Kontinentale Kruste (> 300 Mio. J.) mit Sedimentbedeckung (ca. 250 - 60 Mio. J.)**
- Flysch (ca. 100-35 Mio. J.)**
- Molasse (ca. 25-6 Mio. J.)**

Lage der Falten kann jedoch nur erahnt werden, da vieles unter Schutt und Vegetation verborgen ist (gestrichelte Falten in Abb. 1).

Inhomogene Gottharddecke

Der Volksmund zitiert gerne den „Gotthardgranit“, wenn etwas als besonders hart oder widerstandsfähig bezeichnet werden soll. Die Geologie kennt diesen Gotthardgranit eigentlich nicht, auch wenn der Begriff ab und zu dem einen Geologen oder der anderen Geologin über die Lippen rutschen mag, wenn sie z. B. auf den harten, vom Gletscher glatt geschliffenen Graniten der Gotthardpasshöhe stehen. Die Gottharddecke besteht vielmehr aus einem Gemisch aus Para- und Orthogneisen, Graniten und untergeordnet auch Amphiboliten sehr unterschiedlichen Alters zwischen ca. 300 und mögli-

cherweise über 1'000 Mio. Jahren, die einst Teil der eurasischen kontinentalen Kruste waren. Selbst Serpentine kommen darin vor, wenn auch eher selten (Nuf A4, RGo A6).

Die Berge nördlich des Nufenenpasses sind ein gutes Beispiel für diese Vielfalt. Insbesondere der Kontrast zwischen den dunklen Amphiboliten und den helleren Gneisen fällt sofort auf (Abb. 5). Es ist allerdings nicht jeder Farbwechsel der Felsen auch ein Wechsel in der Gesteinsart. Manchmal täuschen der Lichteinfall, die stärker oder weniger stark fortgeschrittene Verwitterung des Gesteins oder ein dichter Bewuchs durch Flechten einen vermeintlichen Wechsel im Gestein nur vor.

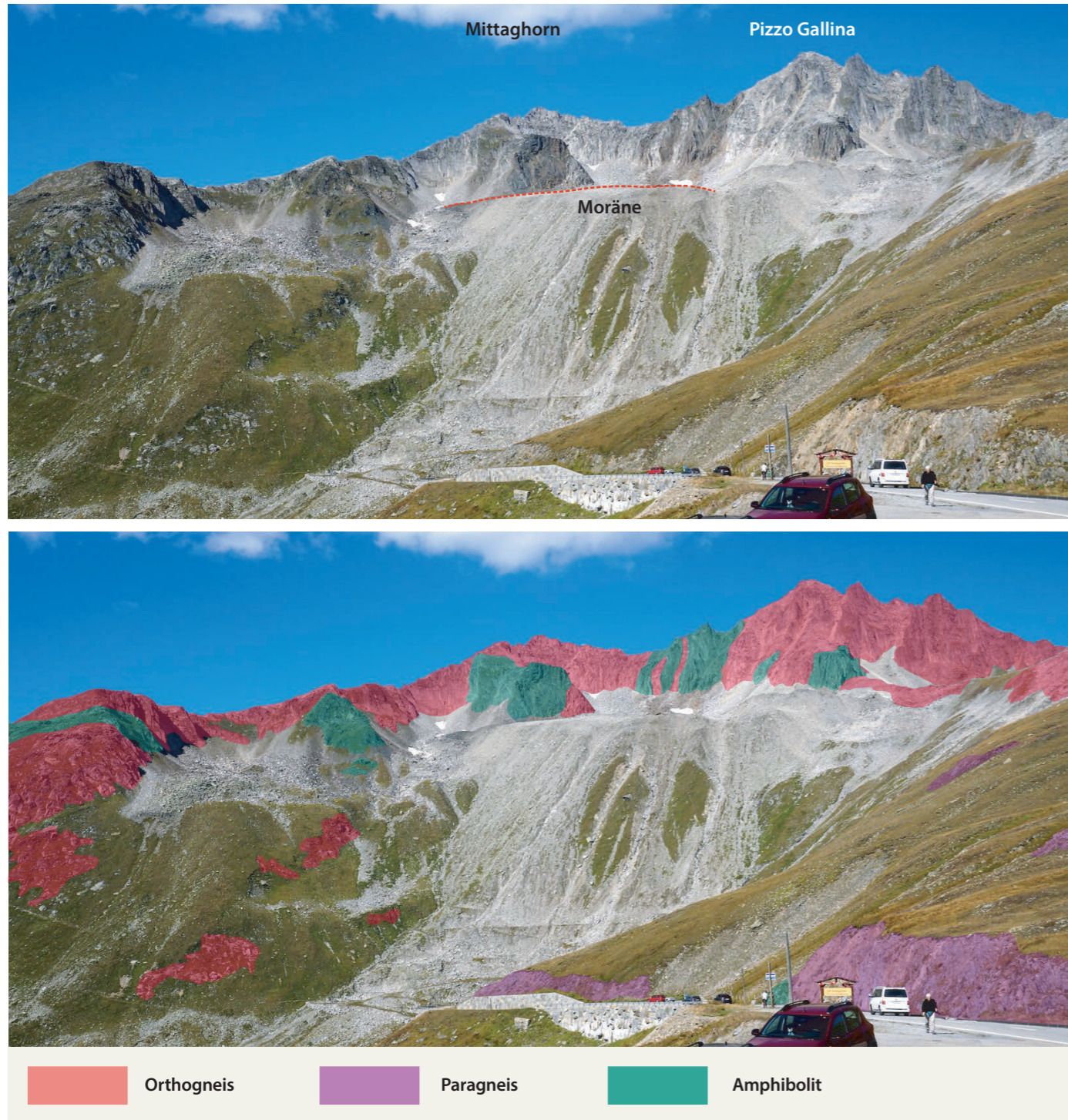


Abb. 5: Gneise und Amphibolite am Felsgrat von Mittaghorn und Pizzo Gallina nördlich des Nufenenpasses.

Griesgletscher, Stausee und das Vertrauen in den Gletscherschwund: Ein Modell für die Zukunft?

Wo heute die 1966 fertig gestellte Staumauer des Griessees steht (Abb. 1), lag 1943 noch die Front der Gletscherzunge des Griesgletschers (Abb. 6). Nur wenige Schweizer Staumauern wurden derart nahe an der Front eines grossen Gletschers errichtet wie jene des Griessees. Offenbar war schon in den 1950er und 1960er Jahren das Vertrauen in den fortschreitenden Gletscherschwund – auch ohne das heutige Wissen um die globale Klimaveränderung – derart gross, dass man sich nicht vorstellen konnte, dass die Alpengletscher der-einst wieder markant wachsen und die Existenz der Stauseen be-

drohen könnten (Abb. 6-9). Heute wissen wir: Der Griesgletscher als einer der kleineren unter den ehemals grossen Alpengletschern wird wohl das Jahr 2050 nicht erleben (Abb. 11). Würde in der Zukunft vor jedem grösseren schmelzenden Gletscher eine Staumauer gebaut, könnte ein Teil der, durch die Eissmelze verloren gehenden Wasserspeicherkapazität kompensiert und zusätzlich Energie gewonnen werden. Die damit verbundenen Risiken für die Umwelt, wie z. B. der Biodiversitätsverlust, sind bisher jedoch noch viel zu wenig erforscht. Ob wir es uns in Anbetracht eines massiv steigenden Strombedarfs noch werden leisten können, landschafts- und naturschützerischen Argumenten Vorrang zu geben, wird die Zukunft weisen müssen.

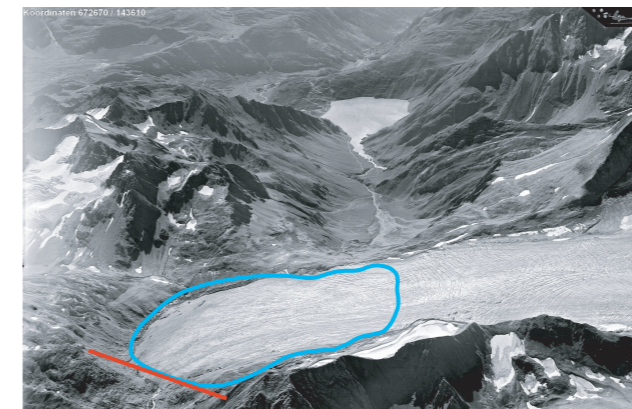


Abb. 6: Griesgletscher 1943. In den 1940er-Jahren hätte die Staumauer des Griessees noch nicht gebaut werden können (© Schweizer Flugwaffe). Blau: Umrisse des heutigen Griessees; rot: Lage der Staumauer.

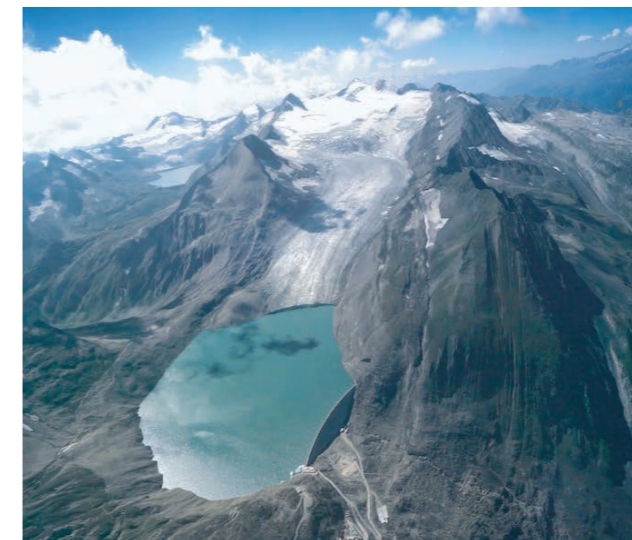


Abb. 7: Griesgletscher 1973. Die Gletscherzunge ist seit den 1940er Jahren soweit geschmolzen, dass ein Stausee geplant werden konnte. 1966 wurde die Staumauer des Griessees fertig gestellt (© ETH-Bibliothek).



Abb. 8: Griesgletscher 2001 (SteveK, Wikimedia Commons).

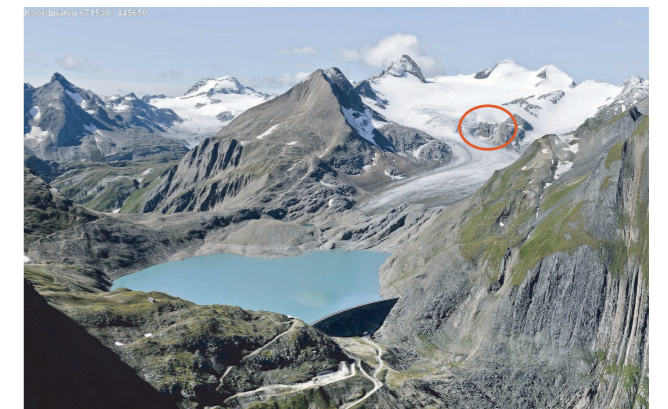


Abb. 9: Griesgletscher 2010. Gegenüber 2001 ist nicht nur die Gletscherzunge markant kürzer geworden, der Gletscher ist auch sehr viel dünner geworden. Dies fällt besonders im Bereich der neu heraus geschmolzenen Felsen (rot markiert) im mittleren Abschnitt des Gletschers auf (© Schweizer Flugwaffe).

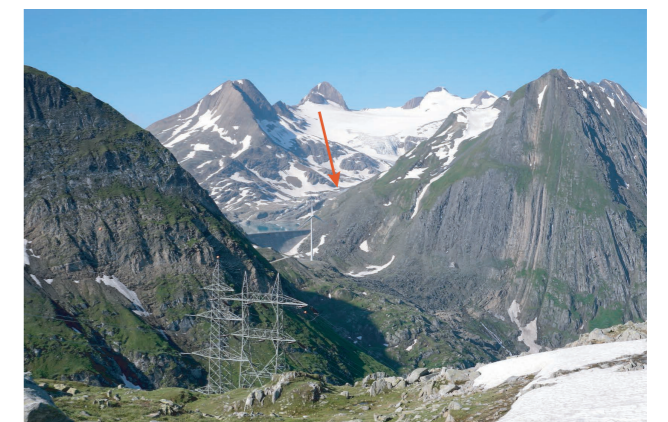


Abb. 10: Griesgletscher im Juli 2021. Die Front der Gletscherzunge ist mit einem Pfeil markiert.

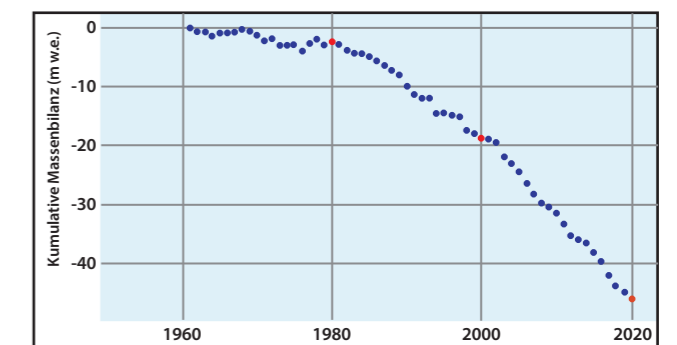


Abb. 11: Kumulative Massenbilanz des Griesgletschers in der Beobachtungsperiode von 1961 bis 2020. Die Einheit „m w.e.“ bedeutet „Meter Wasseräquivalent“. Ein Meter Wasseräquivalent entspricht einer Zu- oder Abnahme der Eisdicke um jene Anzahl Meter Eismächtigkeit, die das Eis in geschmolzenem Zustand, also als Wasser hätte. Die Grafik ist folgendermassen zu lesen: In den ersten 20 Jahren der Messreihe hat der Gletscher gegenüber 1961 ca. 3 m Wasseräquivalent verloren, in den Zweiten ca. 19 m und in den Dritten ca. 46 m. Die kurzzeitige positive Massenbilanz um 1980 ist auf einige kühle und niederschlagsreiche Jahre zurückzuführen (Daten: Glacier Monitoring Switzerland, GLAMOS).