

Zur Geologie und Morphologie des Triftgebietes

Zur geologischen Situation

Das Tal der Trift, der Kessel des Triftsees und der Obere Triftgletscher verlaufen etwa senkrecht zu den geologischen und tektonischen Einheiten des Aarmassivs, die generell eine SW-NE-Ausrichtung aufweisen. Sie bilden damit wie beispielsweise auch das Haslital, das Chelental, das Voralptal und das Meiental typische Quertäler, im Gegensatz etwa zu den massiv-parallel verlaufenden Tälern der Rosenlauer, Gadenen und Gaultal. Das Gebiet des heutigen Triftsees bzw. Triftkessels liegt innerhalb zweier geologischer Einheiten des Aarmassivs, nämlich der Erstfeld-Zone und der Ferden-Guttannen-Zone [1,2]. Die an den beidseitigen Hängen des Triftkessels aufgeschlossenen Gesteine sind **mehrheitlich Gneise und migmatitische Gneise**, die dementsprechend hier im zentralen Aarmassiv innerhalb der beiden erwähnten Zonen den sog. Erstfeld-Gneiskomplex bzw. den Guttannen-Gneiskomplex bilden. Im Kessel selbst um den See herum sind diese Gesteine durch Moränenmaterial bedeckt. Weiter gegen Süden beim Oberen Absturz folgt die Einschaltung des Tellstock-Granits (Alter: 302 Mio Jahre), der durch eine schmale Zone aus vulkanischen Gesteinen abgelöst wird, auf der die Trifthütte des SAC steht. Die Grenze zwischen den beiden Komplexen wird durch eine tektonische Störungsfläche gebildet, die sich hier morphologisch allerdings kaum hervorhebt (Abb. 1).

Beide Gneiskomplexe haben eine sehr **lange und wechselhafte Geschichte** hinter sich. Ursprünglich handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um Sedimente des Proterozoikums (>1'600 Millionen Jahre). Diese Sedimente wurden durch tektonische Vorgänge bei Gebirgsbildungsprozessen (=Orogenese) in die Tiefe verfrachtet und unter erhöhten Temperaturen und Drücken zu kristallinen Gesteinen umgewandelt, d.h. es bildeten sich **metamorphe Gesteine**. Wir wissen heute, dass die Gesteine während der Gebirgsbildungsphasen im Ordovizium (um 450 Mio Jahre), im Karbon (360 – 300 Mio Jahre) und während der alpinen Gebirgsbildung (etwa vor 50-30 Mio Jahren) mehrmals wieder mehr oder weniger stark umgewandelt wurden. Ihr heutiges Aussehen ist wohl stark durch die Orogenese im Karbon geprägt worden.

Im gesamten Trift-Gebiet treten also geologisch differenzierte Zonen aus unterschiedlichen Gesteinen und vermutlich unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte zutage. Diese Zonen haben Namen erhalten, welche auf die Region ihres typischen Auftretens hinweisen (Abb. 1 und 4):

Die den **Erstfeld-Gneiskomplex aufbauenden Gneise** sind im Feld mehrheitlich relativ helle Quarz-Feldspat-Gesteine, die oft gebändert und kleinräumig verfaltet, oft aber auch stark verschiefert sind (Abb. 5a und b). Stellenweise sind sie als Migmatite ausgebildet, d.h. sie zeigen deutliche Anzeichen von teilweiser Aufschmelzung (Migmatisierung). Sie bilden die Felsflanken im vorderen Teil des Kessels beidseits des Sees. Die Grenze zum Guttannen-Gneiskomplex ist im Feld nicht immer eindeutig festlegbar. Sie liegt im hinteren Teil des Kessels, wo der Steilaufschwung beginnt. Dort beginnen die eher dunkleren, oft intensiv verschieferten und generell **heterogen ausgebildeten Gesteine des Guttannen-Gneiskomplexes**. Diese meist Biotit-reichen Gesteine zeigen ebenfalls deutliche Anzeichen einer Migmatisierung. Sie zeigen oft Einschlüsse («Schollen») von sog. Kalksilikatfelsen (Abb. 6a und b). Dies sind ursprünglich Kalkeinlagerungen in den Sedimenten, die bei der Metamorphose mit den umliegenden Quarz-reichen Gesteinen reagiert und neue Mineralien gebildet haben. Sie belegen den ursprünglich sedimentären Charakter der heutigen Kristallingesteine. Der Bereich, wo diese Gesteine gut aufgeschlossen sind, ist das Gebiet zwischen dem Steihühoren und dem Talkessel (Sacklimi, Sack, Sackblatti). Auf der Ostseite

des Sees sind gute Aufschlüsse seltener bzw. im Steilhang des Sommerweges schwer zugänglich. Die nicht nur für Geologen spektakulärsten Gesteinsaufschlüsse finden sich im Bereich der SAC-Hütte, wo v.a. **vulkanische Gesteine der sog. Trift-Formation** vorkommen. Diese ist Teil der vom Lötschental bis ins Maderanertal reichenden Lötschental-Maderanertal-Zone. Die hier vorkommenden Konglomerate (Abb. 7a) aus Laharen (Murgänge aus vulkanischem Material) und die Rhyolithe (Abb. 7b) sind Produkte von vulkanischen Prozessen an der Erdoberfläche und zeitlich eng mit der Platznahme des **Tellistock-Granits** verbunden (um 300 Mio Jahre). Im Kessel südlich der Hütte sind die zum **Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex** gehörenden **sog. Schollenamphibolite** sehenswert (Abb. 8a und b). Darin eingelagert sind massige hell- bis dunkelgrüne Serpentine zu finden, welche aus dem Erdmantel in grossen Tiefen stammen, deren genaue Herkunft noch unklar ist. Und letztlich finden sich weitere **Gesteine vulkanischen Ursprungs in der Diechtergletscher-Formation**, welche sich als ca. 150 m breiter Zug vom Ofenhorn über Gwächtenhoren, Trifstöckli bis zum Massplanggenstock erstreckt, wo sie mit über 600 m ihre grösste Mächtigkeit erreicht.

Zur Morphologie des Triftkessels und seiner Bildung

Die Gesteine der beiden den Talkessel bildenden Gneis-Komplexe sind vorwiegend aus Quarz, Feldspäten und Biotit (ein dunkler Glimmer) aufgebaut und weisen gegenüber Erosionsvorgängen kaum wesentliche Unterschiede auf. Dies ist insofern von Bedeutung, als **die heutige grossräumige Morphologie des Triftkessels nicht wesentlich durch den Gesteinsinhalt geprägt ist**. Dies zeigt sich auf der Karte (Abb. 1), wo die Grenze zwischen Erstfeld- und Guttannen-Gneiskomplex eingetragen ist. Diese verläuft zwar wie die dominierenden tektonischen Grenzflächen parallel zur Längserstreckung des Aarmassivs (SW – NE) bildet aber keine prägnantes morphologisches Geländeelement. Vielmehr ist die ausgeprägte Geländelinie, die vom Furtwangsattel über den Felsriegel am nördlichen Seeende durch das Drosi gegen die Steilimi zieht, das dominierende Element. Diese gegen Norden durch steile Felswände (Windegg, Drosiegg) abgegrenzte, oft aber schuttbedeckte Linie bildet in der Trift keine Grenze zwischen Gneiskomplexen. Sie ist tektonischen Ursprungs, zieht sie doch im Südwesten über den Furtwangsattel, wo sie mit der Grenze zwischen Erstfeld- und Guttannen-Gneiskomplex zusammenfällt. Zwischen den beiden Komplexen liegen junge Sedimente triassischen Alters (um 220 Mio. Jahre) in Form von hellen, kalkähnlichen Dolomitgesteinen. Diese ursprünglich nach ihrer Ablagerung in einem seichten Meer (Tethys) horizontal liegenden Gesteine wurden dann während der Alpenbildung zusammen mit ihrer Unterlage aus kristallinen Gesteinen steilgestellt. Die Linie ist damit Teil **einer breiten Störungs- bzw. Schwächezone**, die durch die engständigen Scherzonen im Gebiet «Gläckblatten» westlich des Sees angezeigt wird und durch den massiven Riegel gegen N begrenzt wird. Solche Störungszonen sind auch am Absturz in der Steilstufe unterhalb des heutigen Gletschers zu beobachten. Durch diese SW-NE-orientierten mehr oder weniger tiefen Rinnen fliesst das unter der Gletscherzunge hervortretende Wasser ab, bevor es für einen tiefen unten stehenden Beobachter wieder als Sturzbach in Richtung See sichtbar wird (Abb. 3a und b).

Die heutige Morphologie des SSE-NNW-verlaufenden Trogtales des Triftkessels quer zum Massivverlauf mit dem Felsriegel am nördlichen Ende ist der fluviatilen und glazialen Erosion zu verdanken. Generell geht man heute davon aus, dass ein durch einen Gletscher «ausgehobertes» Trog- oder U-Tal durch ein steiler einfallendes Kerbtal vorgezeichnet wurde. D.h. das durch die voreiszeitliche Erosion durch Flüsse tief eingeschnittene Tal wurde dann durch den Gletscher weiter vertieft und auch verbreitert [3,4]. Das führte zur Bildung eines mehr oder weniger tiefen Beckens, eines sog. **übertiefen Tales** (Abb. 2). Es sei darauf

hingewiesen, dass die Entstehung solcher Täler und die dafür verantwortlichen Prozesse noch nicht abschliessend geklärt sind.

Aufgrund detaillierter Untersuchungen am Triftsee [5] kam man zum Schluss, dass **die Beckenbildung auf die oben erwähnte Schwächezone zurückzuführen ist** und die Übertiefung und Riegelbildung einem komplexen Zusammenspiel von subglazialen Wasser, dessen Ablagerungen unter dem Eis, dem vordringenden Eis und nicht zuletzt dem Vorhandensein der Schlucht zu verdanken ist. Im Falle des Beckens des heutigen Sees können wir aufgrund von Messungen von einer Seetiefe von 40 – 50 m, und einer Lockergesteinsbedeckung des Seegrundes von 2 – 6 m ausgehen. Die Höhe des Felsriegels mit der Schlucht beträgt ab Seeoberfläche rund 100 m, so dass die gesamte Übertiefung rund 150 m beträgt. Die Eisbedeckung während der Kleinen Eiszeit um 1850 dürfte etwa 400 m betragen haben, während der letzten grossen Eiszeit um etwa 20'000 – 18'000 Jahren rund 700 m. Während der Kleinen Eiszeit hat der Gletscher bis in den Bereich des Stauwehrs in der Sunnige Trift gereicht und auf den Flanken Moränen hinterlassen, auf denen zum Teil der heutige Bergweg zur Windegghütte verläuft.

Literaturangaben

- [1] Abrecht, J. (2022): Blatt 1230 Guttannen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 174. Mit Karte.
- [2] Gisler, C., Labhart, T., Spillmann, P., Herwegh, M., Della Valle, G., Trüssel, M. &
- [3] Wiederkehr, M. (2020): Blatt 1210 Innertkirchen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 167. Mit Karte.
- [4] Winkler, S. (2009): Gletscher und ihre Landschaften – Primus Verlag, Darmstadt.
- [5] Zepp, H. (2008): Geomorphologie – 4. Aufl., UTB 2164.
- [6] Steinemann, O., Ivy-Ochs, S.I., Hippe, C., Christl, M., Haghypour, N. & Synal, H.-A. (2021): Glacial erosion by the Trift glacier (Switzerland): Deciphering the development of riegels, rock basins and gorges. *Geomorphology* 375, 107533 [DOI:10.1016/J.Geomorph.2020. 107533].

Verfasser: J. Abrecht, Dahlienweg 6, 3303 Jegenstorf. Dezember 2022.

Abbildungen

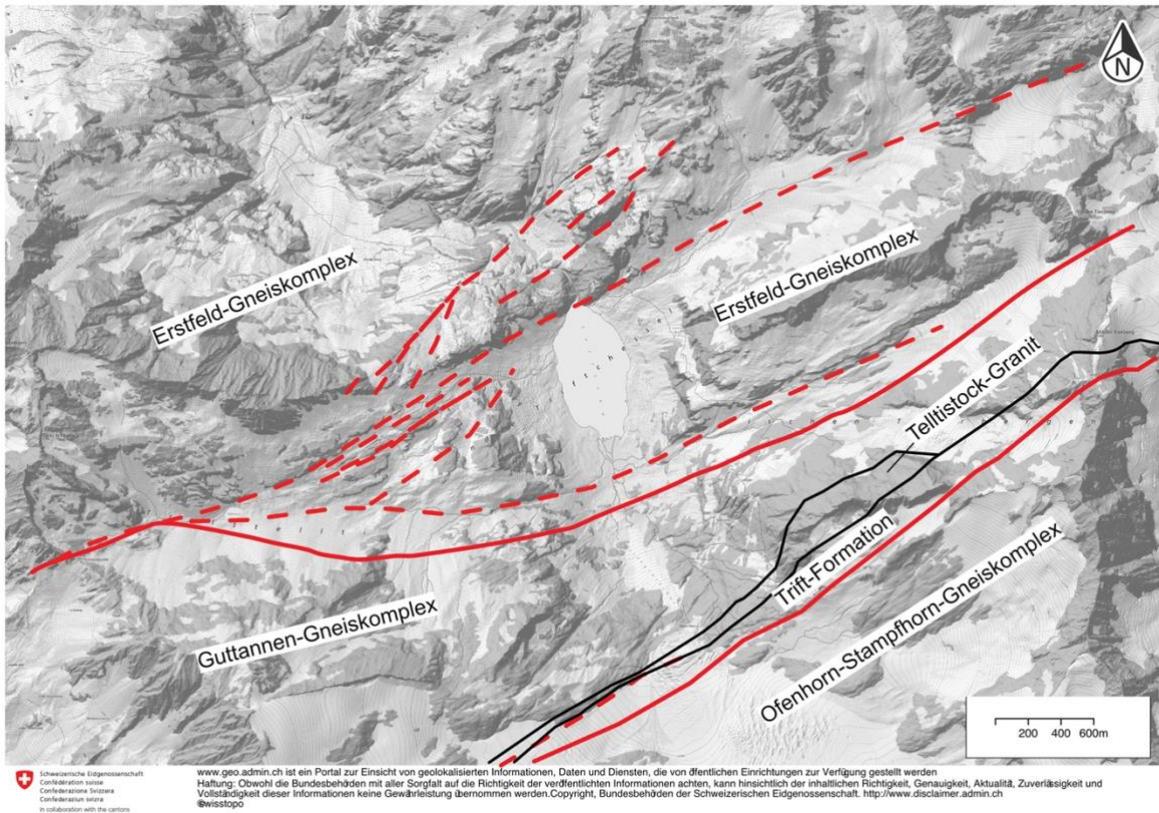


Abb. 1: Reliefkarte mit wichtigsten Störungsstellen (rot gestrichelt, rot ausgezogen) und Grenzen zwischen geologischen Einheiten (schwarz, rot ausgezogen).

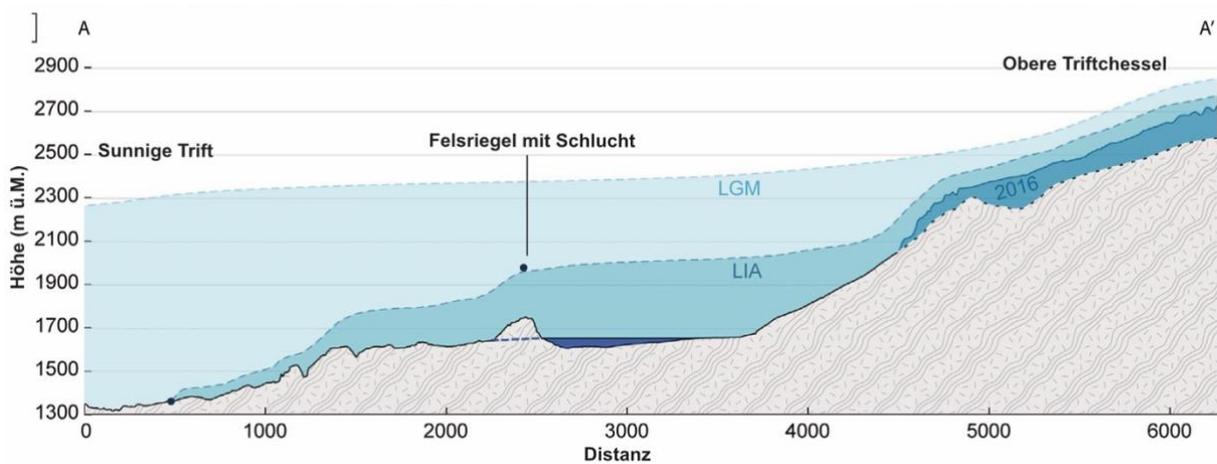


Abb. 2: Profil längs Obere Triftchessel – Triftsee – Sunnige Trift. Mit Eisüberlagerung während der letzten grossen Eiszeit (LGM) und der Kleinen Eiszeit (LIA).

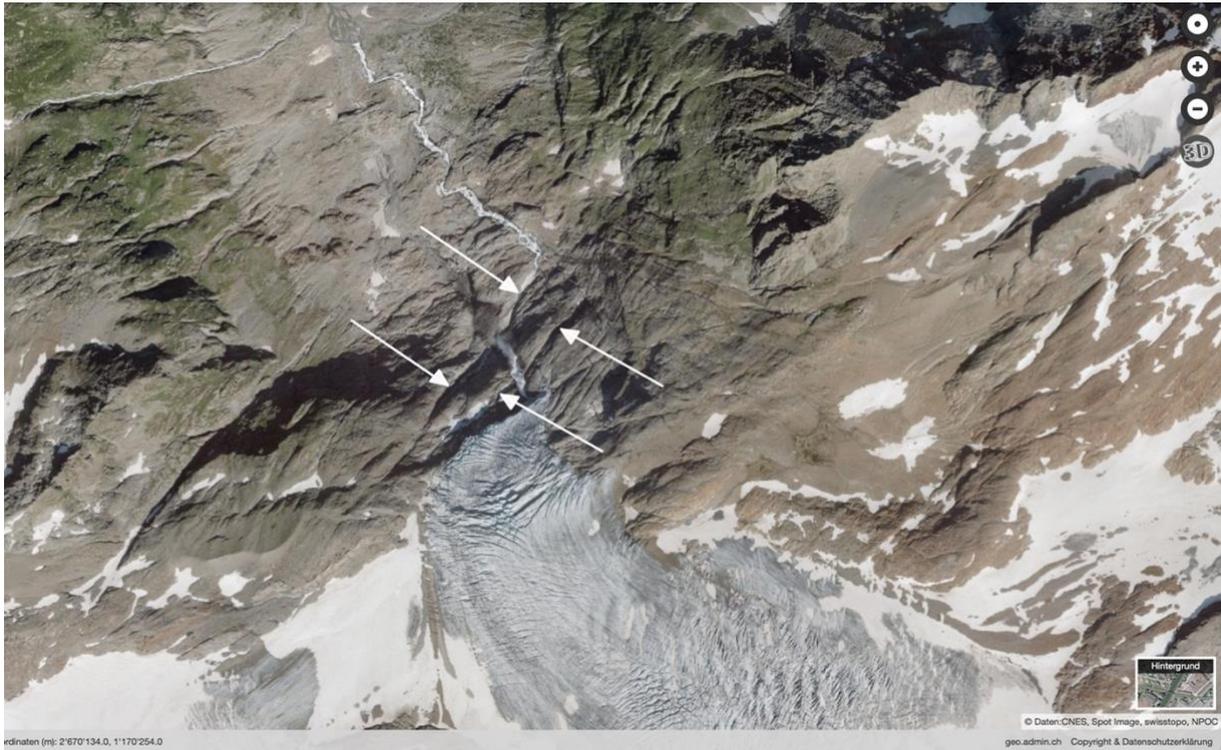


Abb. 3b: Orthofoto des Gebietes vom Sack (unten links) über den Gletscherabsturz an der Steilstufe (Mitte) zum Tellistock (oben rechts) mit SW-NE-verlaufenden Rinnen (Störungszonen, Pfeile).

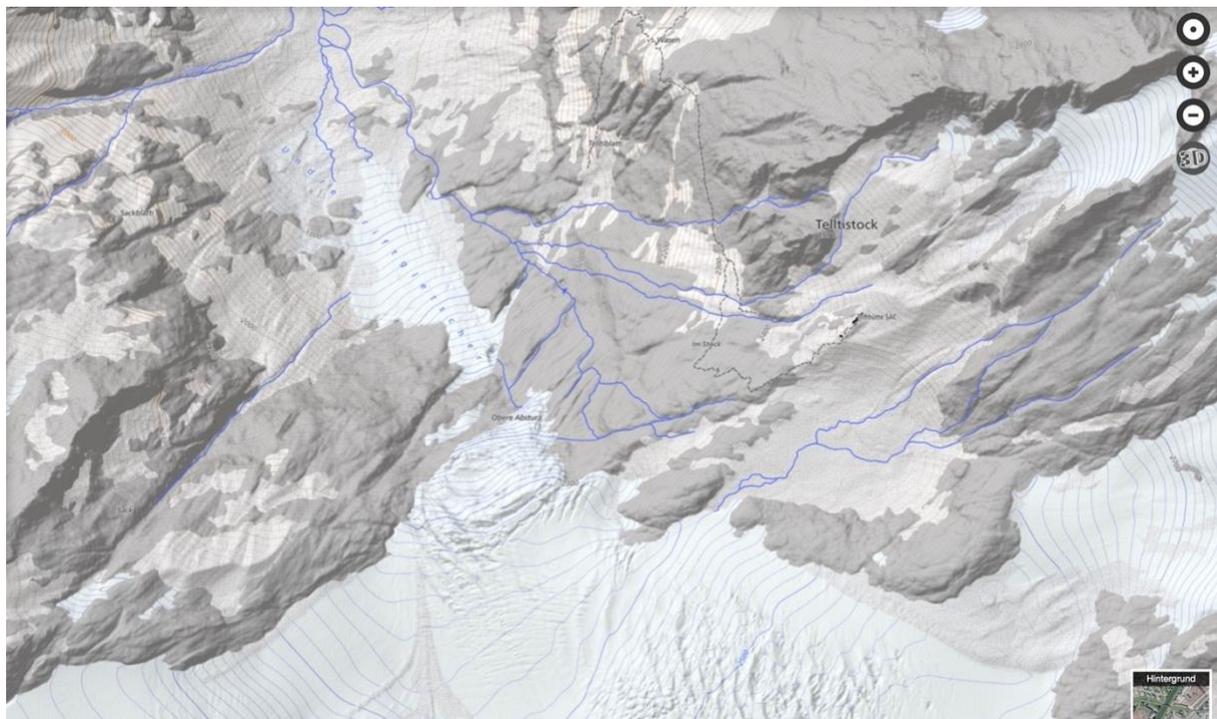


Abb. 3a: Reliefkarte mit wichtigsten Wasserläufen (blau) entlang SW-NE-verlaufenden Rinnen (Störungszonen).

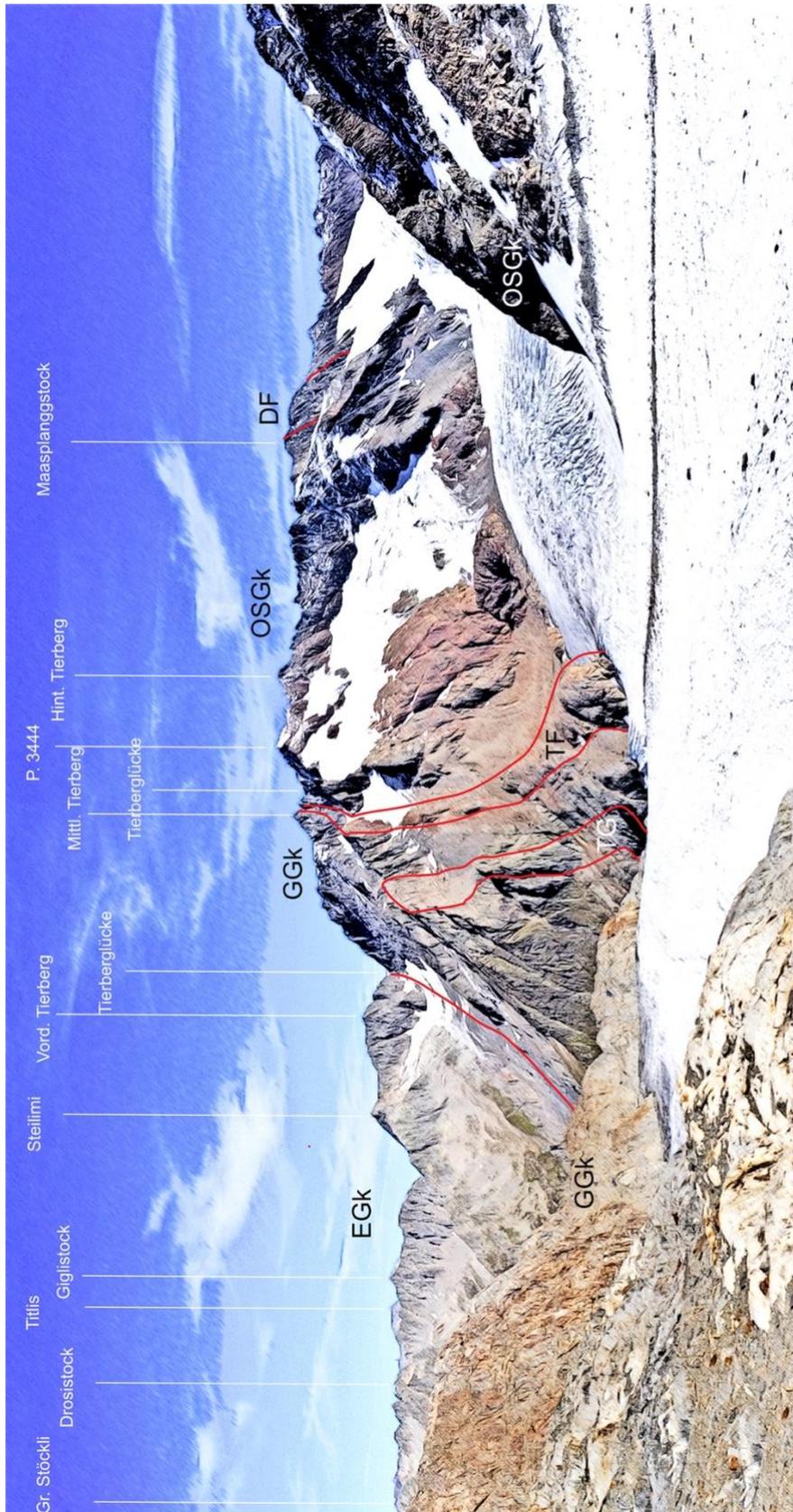


Abb.4: Ansicht der östlichen Flanke des Triftgebietes mit geologischen Einheiten. EGk: Erstfeld-Gneiskomplex, GGk: Guttannen-Gneiskomplex, OSGk: Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex, TG: Telltistock-Granit, TF: Trift-Formation, DF: Dichtergletscher-Formation



Abb.5a: Erstfeld-Gneis, homogen



Abb.5b: Erstfeld-Gneis, migmatitisch, heterogen aufgebaut



Abb.6a: Metatektischer Gneis mit Kalksilikatfels (Mitte) aus dem Guttannen-Gneiskomplex. Helle Lagen stellen aufgeschmolzene Anteile dar.



Abb.6b: Gebänderter, leicht metatektischer Gneis mit hellen Aplitgängen.



Abb.7a: Vulkanisches Konglomerat aus der Trift-Formation.



Abb.7b: Rhyolith aus der Trift-Formation. Rhyolith ist ein kollektiver Begriff für meist helle silikatische vulkanische Gesteine, welche aus Quarz und Alkalifeldspat bestehen, oft mit geringen Anteilen an Plagioklas und Biotit in einer mikrokristallinen oder glasartigen Grundmasse. Die hier senkrecht verlaufenden Striemen (Gletscherschrammen) sind das Produkt des darüber hinweg fließenden Gletschers.



Abb.8a: Schollenamphibolit. Die dunklen Schollen aus (Hornblende und Plagioklas) sind von einem hellen Leukosom aus Plagioklas, Quarz und Alkalifeldspat umgeben, welches, den aufgeschmolzenen Anteil aus dem umgebenden Gneis darstellt. Der Amphibolit wurde nicht aufgeschmolzen wegen zu tiefer Temperatur.



Abb.8b: Schollenamphibolit. Neben den Amphibolitschollen kommen gelegentlich dunkelgrüne bis schwärzliche, fettig glänzende Serpentinite vor. Diese stammen ursprünglich aus dem Erdmantel in sehr grossen Tiefen, wobei der primär vorhandene Olivin später in Serpentin umgewandelt wurde.