SAC Sektion Toggenburg
1870 - 2020

Sektion Toggenburg
Schweizer Alpen-Club SAC
Club Alpin Suisse
Club Alpino Svizzero
Club Alpin Svizzer

Geologie rond om de Zwinglipass

Die Entstehung des geologischen Steinmanndlis

Stephan Wohlwend

Zu diesem Büchlein

Das vorliegende Büchlein sowie das geologische Steinmanndli mit den drei Sitzgelegenheiten sind im Rahmen des Jubiläums 150 Jahre SAC Sektion Toggenburg geplant worden. Oben auf dem Zwinglipass vernahm ich immer wieder den Wunsch, etwas Kleines zur Geologie des Zwinglipasses niederzuschreiben. Die Landschaft und die Gesteine, so mannigfaltig sie sind, erlauben einen wundersamen Einblick in längst vergangene Zeiten. Dazu braucht es nur einige Hinweise eines Geologen und ein ganz neuer Blick auf die Umgebung der Clubhütte wird eröffnet. Die Idee und dann vor allem die Umsetzung des Projektes wäre ohne tatkräftige Unterstützung der JO und des KiBe sowie der Gehrig Gartenbau AG nicht möglich gewesen, denn ganz in Manier der Sektion wurde alles auf dem Buckel den Berg hinaufgetragen. Die Erstellung des Projektes hat sich durch mehrere Gründe etwas in die Länge gezogen. Doch geologische Prozesse brauchen Zeit damit etwas Schönes entsteht.

Die drei Sitzgelegenheiten mit dem zentralen Steinmanndli laden zum Verweilen ein und ermöglichen den Blick auf die Landschaft rond om de Zwinglipass mal aus einer etwas andere Sicht.

Allen Beteiligten, die sich für das Gemeinschaftswerk eingesetzt haben, sei auch an dieser Stelle ein herzliches Dankeschön ausgesprochen. Zusätzlich möchte ich Arniko Böke und Andreas Schwarz herzlich danken. Denn nur, mit den von ihnen zur Verfügung gestellten Fotografien ist es möglich, einen flüchtigen Blick in die ewige Dunkelheit unter dem Zwinglipass zu werfen.

Stephan Wohlwend, Mai 2022
st.wohlwend@gmx.ch

Inhalt

Einleitung 1
Geologische Zeitreise 4
Gesteine im Alpstein 14
- Betlis-Formation 17
- Helvetischer Kieselkalk 19
- Tierwis-Formation 21
- Schrattenkalk-Formation 23
- Garschella-Formation 26
- Seewen-Formation 30

Geologie und Landschaft 32
Der Bau des Alpsteins 33
Das Quartär und die Eiszeiten 41
Die Welt unter dem Zwinglipass 48
- Schachthöhle Z7 50
- Schneehöhle 51
- Wasser im Untergrund 56
- Höhlen als mögliche Wasserlieferanten 57
- Stalagmiten als Klimaarchive 59

Literaturverzeichnis 60
Bildreise 64

Einleitung

Das vorliegende geologische Büchlein ist eine Zusammenstellung der Literatur über die Entstehung der Geologie und Tektonik des Alpsteins und seiner weiteren Umgebung, ergänzt durch eigene Beobachtungen und Arbeiten. Im Literaturverzeichnis am Ende sind die verwendeten Arbeiten aufgeführt und ermöglichen somit allen Interessierten ein vertiefteres Studium.

Aus der ursprünglichen Idee, eine geologische Sitzgelegenheit zu erstellen, hat sich das Projekt entwickelt. Bei der detaillierten Besichtigung der lokalen Geologie von der Chreialp bis hinauf auf den Altmann musste ich feststellen, dass die Gesteine nicht das Erhoffte hergeben. Die farbliche Variabilität ist mit verschiedenen Grautönen doch etwas monoton. Da ich geologisch viel in der Region Sargans, Tamina- und Calfeisental tätig war und in Vättis die ältesten Gesteine des Kantons St. Gallen anzutreffen sind, wurde der Rahmen etwas erweitert. So wird hier im Büchlein nun nicht nur die Geologie rond om de Zwinglipass erläutert, sondern die Geschichte beginnt an einem anderen Ort und zeitlich zu einem viel früheren Zeitpunkt, dazu aber später mehr. Die Ausdehnung der Geologie auf die Region des Seeztales und die Umgebung von Vättis ermöglicht somit, fast die komplette Gesteinsabfolge des Kantons zu behandeln. Das heisst jedoch auch, dass ortsfremde Steine auf den Zwinglipass gebracht werden müssten. Die Tatsache, dass alles hinaufgetragen werden sollte, hat dann auch die Grösse der Exemplare drastisch eingeschränkt. Somit wurde aus der ursprünglichen, doch eher stattlichen Idee, eine eher schlanke Version eines Steinmanns.

Bei der Realisierung war eine räumliche Verbundenheit mit der Clubhütte und guter Rundsicht auf die Landschaft gesucht. Auch durfte der Standort nicht zu weit weg sein von den drei hauptgeologischen Gesteinen, der Schrattenkalk-, der Garschella- und der Seewen-Formation. Dies bilden den direkten Untergrund rund um unsere Clubhütte und sind auch bei der Tektonik und der Landschaftsgestaltung im ganzen Alpstein beteiligt. Somit kristallisierte sich der Hügel direkt hinter

der Hütte als idealer Standort heraus. Die erhöhte Lage ermöglicht eine freie Sicht von der Chreialp über den Moor und den Altmann bis fast hinunter zum Fählensee.

Im folgenden Kapitel wird auf den Seiten 6 und 7 tabellarisch die ganze Erdgeschichte aufgelistet und ermöglicht somit einen ersten Einblick in die erdgeschichtliche Zeit von der Entstehung der «Proto-erde» bis hin zur Gegenwart.

Abb. 1: Blick von der Terrasse der Clubhütte auf den nahen Hügel mit dem Steinmanndli

Geologisches Steinmanndli

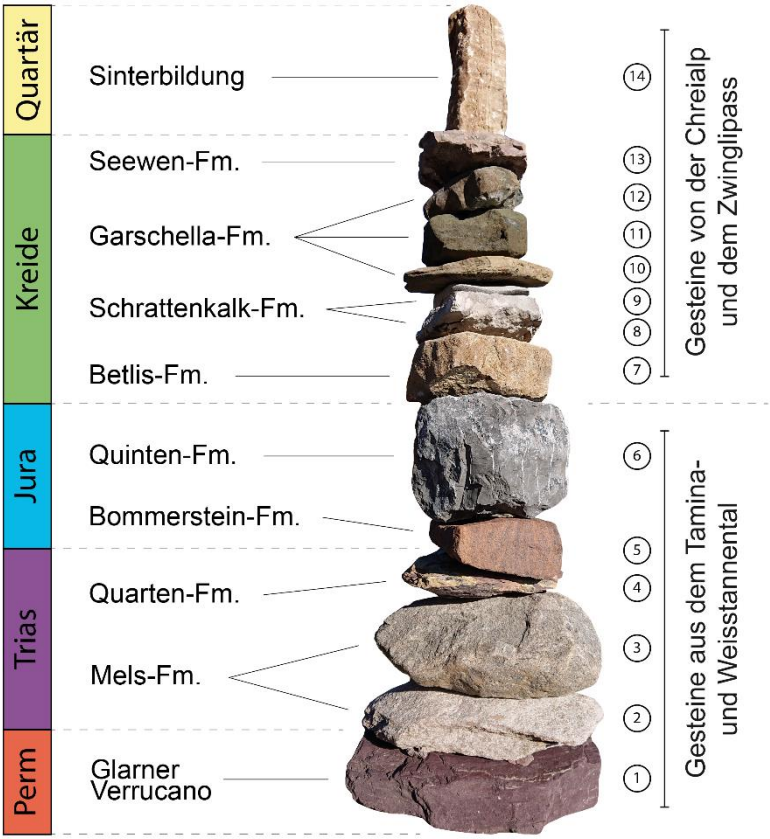


Abb. 2: Geologisches Steinmanndli mit den dazugehörenden Altern. Das Steinmanndli ist von drei Steinbänken umgeben; grau = Schrattenkalk-Formation, grünlich = Garschella-Formation, rötlich = Seewen-Formation (rote Varietät); Die Zahlen von 1 – 14 entsprechen den Herkunftsorten auf der tektonischen Karte des Kantons St. Gallen (Seite 13)

Geologische Zeitreise

Dieses Büchlein legt den Schwerpunkt auf die Geologie im Alpstein und rund um die Clubhütte. Die geologische Zeitreise beginnt jedoch mit einem schnellen Überflug der ganzen Frühgeschichte der Erde und ihrer Entstehung. Wie auf der folgenden Doppelseite ersichtlich, wird die geologische Zeit in Abschnitte eingeteilt. Dies macht es einfacher, von gewissen Zeitabschnitten zu sprechen. Denn in der geologischen Welt gibt es zwei Arten von Alter: die relative und die absolute Zeitskala. Zum Beispiel kann man anhand von bestimmten Abfolgen von Leitfossilien die Gesteinsschichten relativ zueinander datieren, denn sogenannte Leitfossilien (zum Beispiel die Ammoniten) ändern innert kürzester Zeit ihr Aussehen und ihre Form. Somit weiss man, dass gewisse Sedimentgesteine jünger oder älter sind. In neuerer Zeit können gewisse Gesteine aber auch absolut datiert werden. Man bekommt somit ein Alter in Jahren oder Jahrmillionen vor der heutigen Zeit.

Auf der Erdgeschichtlichen Zeittafel (folgende Doppelseite) sieht man, dass die Erde oder damals die Protoerde vor gut 4.6 Milliarden Jahren aus einer Gaswolke entstanden ist. Die ersten rund 4 Mia. Jahre überspringe ich hier grosszügig. Ich möchte nur zwei wichtige Eckdaten erwähnen: Kurz nach der Entstehung der Erde findet man vor rund 4 Mia. Jahren bereits erste Spuren des Lebens in Gesteinen. Diese Blaualgen oder Cyanobakterien sind dann auch mitverantwortlich, dass die Atmosphäre der Erde mit Sauerstoff angereichert wurde.

Mit dem Ende des Proterozoikums (vor rund 541 Millionen Jahren) beginnt sich die Erde und vor allem die Fauna zu verändern. Man spricht von der sogenannten *Kambrischen-Explosion*. Es entstehen fast alle bekannten Tierstämme, die sich dann im Laufe der Zeit immer weiter verästeln. Die Entwicklung des Lebens und auch die tektonischen Entwicklungen, welche über plattentektonische Prozesse gesteuert werden, beeinflussten unseren Ablagerungsraum jedoch noch nicht.

Die ältesten sedimentären Gesteine (**Karbon – Perm**) sind im Seeztal und St. Galler Oberland in der **Verrucano-Gruppe** dokumentiert. Diese sind auf der tektonischen Karte des Kantons St. Gallen auf der Seite 13 orange eingefärbt. Die typischen rötlichen Gesteine, teilweise als Konglomerat mit grösseren Komponenten, teilweise feinkörnig ausgebildet, wurden vor rund 350 – 300 Mio. Jahren abgelagert. Das Klima war zu dieser Zeit wüstenartig, trocken und warm. Die Sedimente wurden an Land in grosse Senken oder Gräben geschüttet. Die rote Farbe stammt von der Oxidation von eisenhaltigen Mineralien, die sich dann rötlich verfärbten. Die eckigen Komponenten (siehe Abb. 3) sprechen für einen kurzen Transportweg. Es handelt sich hier sehr wahrscheinlich um Ablagerungen von Murgängen. Im Verrucano lassen sich auch Komponenten oder Gesteinsbruchstücke vulkanischen Ursprungs beobachten.

Abb. 3: «Verrucano»-Findling aus Seebach in Zürich

Erdgeschichtliche Zeittafel

Ära / Äon	Periode	Epoche	Gesteinsformationen und wichtige Eckpunkte		Beginn vor: (Jahren)
Känozoikum (oder Erdneuzeit)	Quartär	Holozän	Lockergesteine, Nieder- und Hochterassen		11'700
		Pleistozän	**Birrfeld-Eiszeit** (Letzte Eiszeit, „Würmeiszeit“)	*heutiges Eiszeitalter*	105'000
			Gondiswil-Interglazial		
			Beringen-Eiszeit (Vorletzte Eiszeit, „Risseiszeit“)		~ 150'000
			Meikirch-Interglazial		
			Habsburg-Eiszeit		~ 250'000
			Thalgut-Interglazial		
			Möhlin-Eiszeit (Grösste Eiszeit)		~ 350'000
			«Deckenschotter-Eiszeiten» (min. 8 Eiszeiten)		2.58 Mio.
	Neogen	Pliozän	*Jurafaltung und grossräumige Flusssysteme*		5.33 Mio.
		Miozän	**Obere Süsswassermolasse**	*alpine Orogenese*	23.03 Mio.
			Obere Meeresmolasse		
			Untere Süsswassermolasse		33.9 Mio.
	Paläogen	Oligozän	**Untere Meeresmolasse**		
			Nordhelvetische Flysch-Gruppe		
		Eozän	**Stad-Formation**		56.0 Mio.
			Bürgen-Formation		
		Paläozän	**Euthal-Formation**		66.0 Mio.
			Erosion bzw. keine Sedimentation		

Mesozoikum (oder Erdmittelalter)	**Kreide**	**Oberkreide**	**Wang-Formation** **Amden-Formation** **Seewen-Formation** **Garschella-Formation** **Schrattenkalk-Formation** **Tierwis-Formation** **Helvetischer Kieselkalk** **Betlis-Formation** **Öhrli-Formation**	***Abfolge im Alpstein***	100.5 Mio.
		Unterkreide			
			Zementstein- und Palfris-Formation	***Abfolge des Seeztals***	~ 145.0 Mio.
	Jura	**Oberjura** (Malm)	**Quinten-Formation** **Schilt-Formation**		163.5 Mio.
		Mitteljura (Dogger)	**Bommerstein- und Reischiben-Formation**		174.1 Mio.
		Unterjura (Lias)	**Prodkamm-, Spitzmeilen- und Sexmor-Fm.**		201.3 Mio.
	Trias	**Obertrias**	**Quarten-Formation** **Röti-Formation** **Mels-Formation**		~ 235.0 Mio.
		Mitteltrias			247.2 Mio.
		Untertrias	*Erosion bzw. keine Sedimentation*		251.9 Mio.
Paläozoikum	**Perm**		**Glarner Verrucano** (*permokarbonische Sedimente und granitische Intrusionen (zB.: Tödi-Granit*)		298.9 Mio.
	Karbon				358.9 Mio.
	Devon		*kaledonische und variszische Orogenesen (Gebirsbildung) mit anschliessender Erosion (Abtragung)*		419.2 Mio.
	Silur				443.8 Mio.
	Ordovizium				485.4 Mio.
	Kambrium		*„Kambrische-Explosion“: Enstehung fast aller Tierstämme*		541.0 Mio.
Proterozoikum			*Entstehung einer sauerstoffhaltigen Atmosphäre*		2‘500 Mio.
Archaikum			*Erste fossile Spuren von Lebewesen (Blaualgen)*		4‘000 Mio.
Hadaikum			*Entstehung der Protoerde vor etwa 4.6 Mia. Jahren*		4‘600 Mio.

Mit dem Beginn der **Trias** ändert sich die Landschaft drastisch. Die wüstenartigen flachen Bereiche werden vom Meer überflutet. Die Küstenlinie hat sich landeinwärts bewegt. Man spricht von einer Transgression. Somit ändern die Ablagerungen von Landsedimenten (terrestrisch) hin zu Meeressedimenten (marin). Die ersten marinen Sedimente aus dem Mesozoikums gehören zur **Mels-Formation**. In den Steinbrüchen auf dem Chastels bei Mels wurden aus dem «Melser Sandstein» Mühlsteine herausgebrochen. So ist diese Formation zu ihrem Namen gekommen. Der Hügel von Chastels lädt auch zu einem kleinen Rundgang auf dem Melser Geoweg ein (Imper 1996). Die Mels-Formation bedeckt, je nach ehemaligem Untergrund, unterschiedliche Gesteine. So liegt im tektonischen Fenster von Vättis die Mels-Formation direkt dem kristallinen Grundgebirge auf. Im Seeztal jedoch liegt darunter der rötliche Verrucano (Löpfe et al. 2018).

Im Laufe der Zeit nahm der Einfluss vom Festland langsam ab und die küstennahen (proximalen) Sandsteinablagerungen wurden immer mariner. Es wurden nun Gesteine abgelagert, die komplett im marinen Milieu gebildet wurden. Anstelle von Quarzsandsteinen findet man dolomitische Gesteine oder reine Dolomite der **Röti-Formation**.

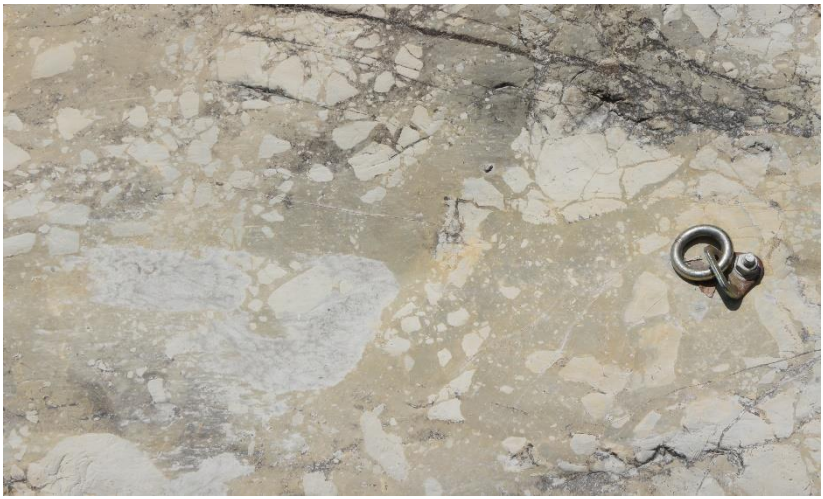


Abb. 4: Brekzie im Top der Röti-Formation im Chrüzbachtobel bei Vättis

An gewissen Stellen in der Ostschweiz sind evaporitische Ablagerungen (Gips, Anhydrit oder auch Rauwacken) im Dolomitgestein zwischengelagert. Zum Beispiel findet man diese, wie der Name schon verrät, am Gipsgrat südlich des Wissmeilen/Spitzmeilen. Die Dolomite haben eine gelblich-rötliche Anwitterungsfarbe. Diese Farbe gab der Alp Röti, am nordöstlichen Fuss des Tödis, den Namen, welchen diese wiederum dem Gestein als Typusregion weitergab.

Die marinen Sedimente aus der Mittleren Trias wurden dann während der Späten Trias von terrestrischen Ablagerungen überlagert. Die violetten tonigen Sedimente werden als **Quarten-Formation** bezeichnet. Diese sind hauptsächlich tonigen Ursprungs, jedoch wegen der tektonischen Überlast zu Schiefern umgewandelt. Das stratigraphische obere Ende der Quarten-Formation ist durch einen erosiven Kontakt gebildet, was bedeutet, dass hier abgelagerte Sedimente bereits wieder wegerodiert wurden, bevor es zur nächsten Ablagerung kam. Es handelte sich dabei um Festland.

Je nachdem, wo man sich im Seeztal und vor allem in den Flumserbergen umschaut, liegen nun unterschiedliche Gesteine auf der Quarten-Formation. Der Ablagerungsraum des Frühen Juras (Lias) war zu jener Zeit einer Extensionsphase ausgesetzt. Tektonisch wurde der Helvetische Schelf gezerrt und gedehnt, und gewisse Bereiche gaben schneller nach als andere. Die dadurch gebildeten Becken wurden gleichzeitig wieder verfüllt. Die Gräben und Hochzonen («Randflexur», Trümpy 1949, Trümpy 1980) lassen sich in der Prodkamm-, Spitzmeilen- und Sexmor-Formation nachverfolgen.

Die Gesteine des Mittleren und Späten Jura findet man im Seeztal an der steilen Nordseite hinauf zum Gonzen und Tschugga. Die Abfolge beginnt mit einer grossen Transgression. Durch den angestiegenen Meeresspiegel wurden grosse Teile überflutet. Dies belegen die Tonsteine des Mols-Members der **Bommerstein-Formation**. Lithologisch ähnliche Gesteine bedecken fast den ganzen Helvetischen Schelf und gehen Richtung Norden in den Opalinuston über, der momentan durch die Nagra in der Nordschweiz intensiv erbohrt wird (z.B. Wohlwend et al. 2021). Diese karbonatarmen Beckensedimente werden nach oben durch Sand- und Kalksteine mit kleinen Bruchstücken von Echinodermen (Seeigel oder Seelilien) abgelöst.

Die Gesteine des oberen Bereichs der Bommerstein-Formation sind auffallend eisenhaltig, was auf einen hohen Gehalt an gelöstem Eisen zurückzuführen ist (Dollfus 1965). Die Bommerstein-Formation leitet in die **Reischiben-Formation** über. Am Übergang vom Mittleren zum Späten Jura (Spätes Bajocien bis Mittlere Callovien) herrschte in grossen Teilen des helvetischen Ablagerungsraumes eine Mangelsedimentation oder Kondensation. Während dieser Zeit wurde der wenige Meter mächtige Blegi-Eisenoolith abgelagert. Diese stark kondensierte Abfolge wird mit der verstärkten Meeresströmung und dem daraus resultierenden Sedimentationsunterbruch erklärt (Kugler 1987). Ähnliche eisenreiche Sedimente findet man zum Beispiel im Aargauer Jura in Herznach, wo das Eisenerz zwischen 1937 bis 1967 abgebaut wurde.

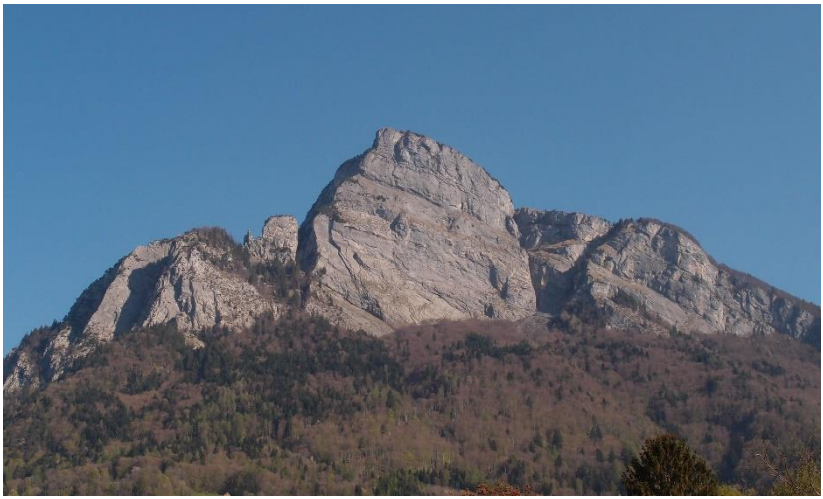


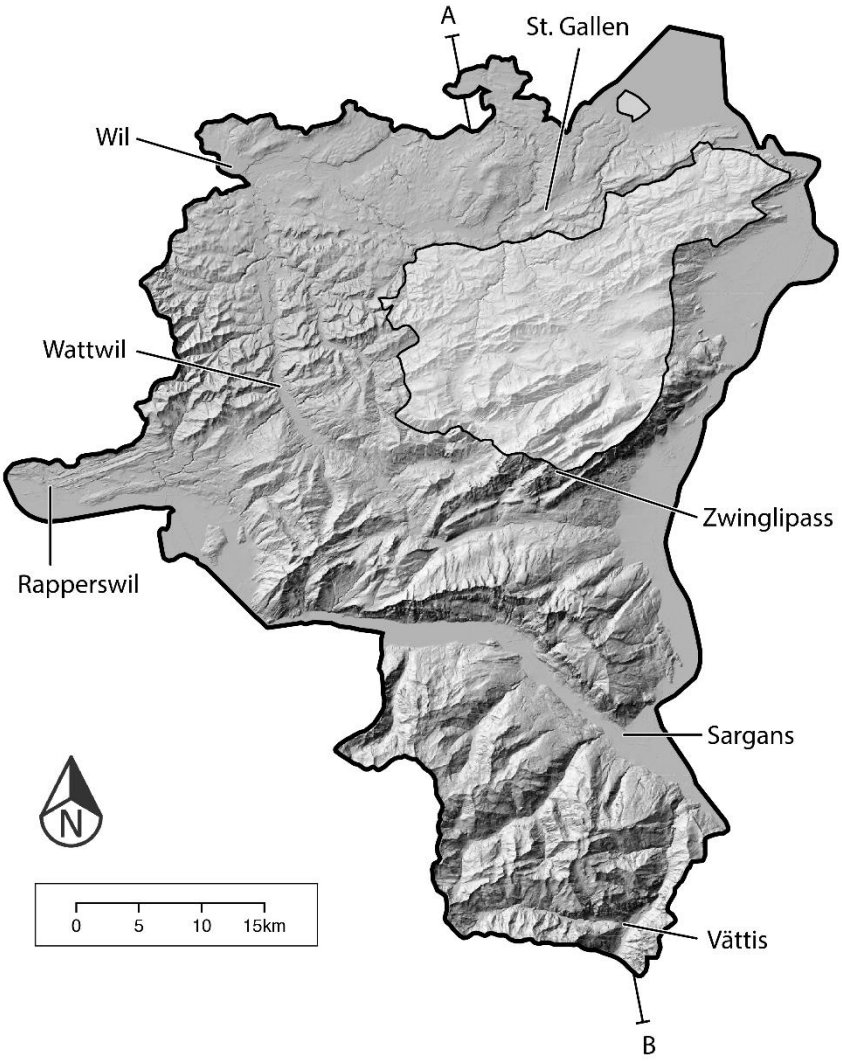
Abb. 5: Mächtige Abfolge der Quinten-Formation am Gonzen bei Sargans

Die Sedimente des Späten Juras setzen nach einer Schichtlücke im Späten Callovien mit der **Schilt-Formation** wieder ein. Die Gesteine bestehen aus einer Wechsellagerung von siltig-mergeligen und kalkigeren Gesteinsabfolgen. Der tonige Eintrag nimmt dann mit der Zeit langsam ab und definiert mit dem Ausbleiben das obere Ende der

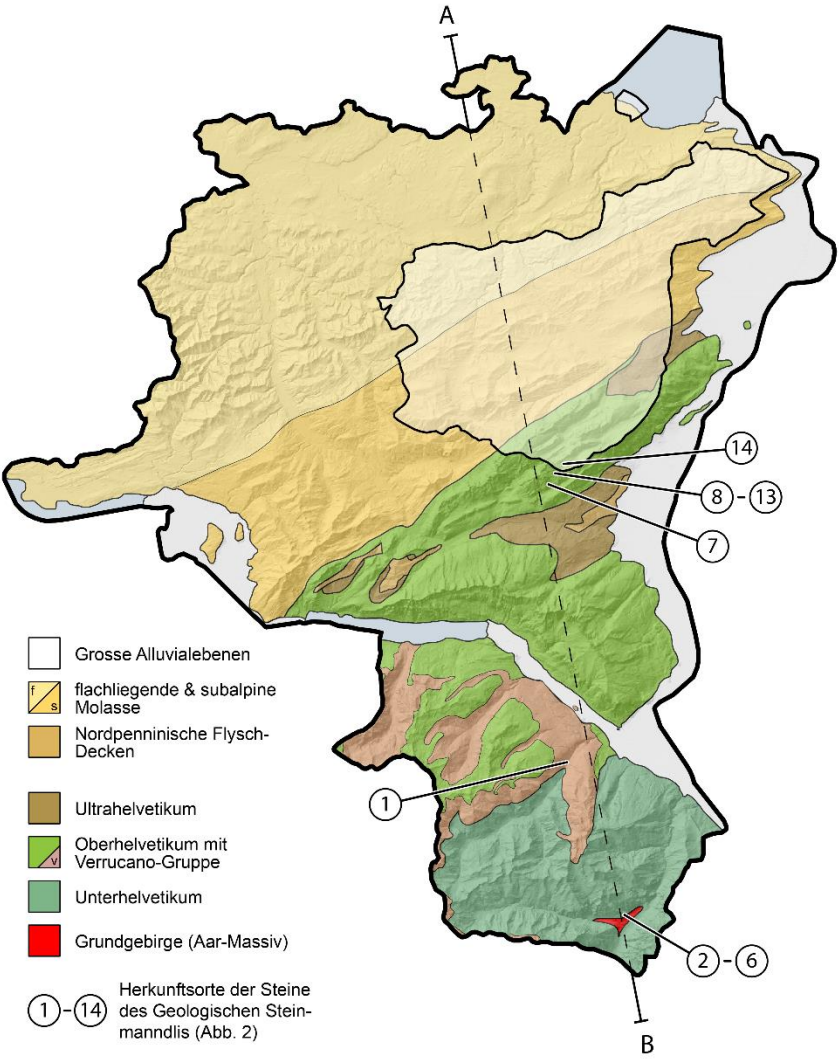
Schilt-Formation. Darüber folgt ein reiner Kalkstein, der 200 bis gegen 300 m Mächtigkeit erreicht. Diese Gesteine werden als **Quinten-Formation** oder einfach als «Quintnerkalk» bezeichnet. Dieser bildet die markanten Felswände zwischen Sargans und Berschis und kann zum Beispiel am Gonzen beobachtet werden (Abb. 5).

Mit dem Ende der Jurazeit und dem Übergang zur Kreide erreichen wir auch das Ende dieses Kapitels. Im Hangenden, also da der Quinten-Formation, also oberhalb dieser Schicht, findet man noch die **Zementstein-Formation** und die **Palfris-Formation**. Die letzt-genannte leitet dann auch tektonisch vom Seeztal über zum Alpstein. Mehr dazu im Kapitel «Der Bau des Alpsteins».

Reliefschattierung des Kantons St. Gallen



Tektonische Karte des Kantons St. Gallen



Gesteine im Alpstein

Der Fokus dieses Büchleins liegt natürlich bei den Gesteinen und Formationen rund um die Zwinglipasshütte. In der Abb. 6 sind diese farblich dargestellt. Die ältesten Gesteine gehören zur Betlis-Formation. Diese lassen sich unten bei der Chreialp und oben beim Altmannsattel finden. Die jüngsten Gesteine werden als Seewen-Formation zusammengefasst. Diese findet man direkt rund um die Clubhütte, da diese auf diesem Gestein errichtet worden ist.

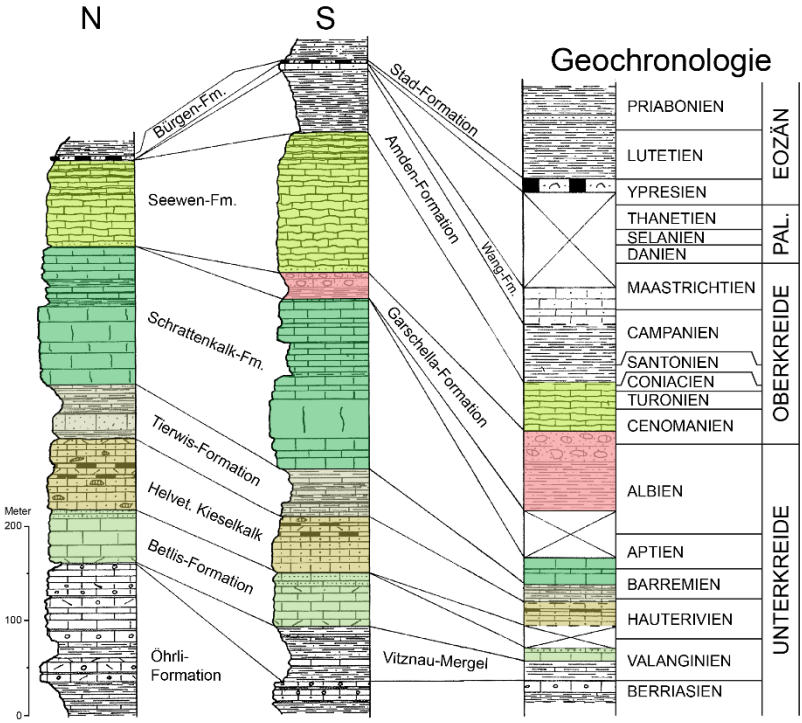


Abb. 6: Stratigraphische Profile des Alpsteins (nach Funk et al., 2000)

Wie in der Abb. 6 ersichtlich ist, gibt es einen Unterschied zwischen dem nördlichen und dem südlichen Bereich des Alpsteins. Dieser zeigt sich in unterschiedlicher Ausbildung und vor allem in unterschiedlichen Mächtigkeiten einzelner Formationen. So ist zum Beispiel die Garschella-Formation (rosa eingefärbt) am Nordrand des Säntis nur wenige Zentimeter mächtig und nimmt gegen Süden kontinuierlich an Mächtigkeit zu. Auf dem Zwinglipass ist sie bereits etwa 10 bis 20 m mächtig. In den Churfirsten und ihren östlichen Ausläufern nimmt die Mächtigkeit auf gut 120 m zu.

Neben den Mächtigkeitsvariationen findet man auch Unterschiede in der Zusammensetzung. Die Ablagerung der Kreideabfolge, wie wir sie im Alpstein vorfinden, fand in einem relativ flachen Meer statt. Man spricht vom Helvetischen Schelf. Als Schelf wird der Bereich des Kontinentes oder der kontinentalen Kruste bezeichnet, der noch vom Meer bedeckt ist. Dieser Schelf ist meist relativ flach, maximal einige 100 m Wassertiefe. Erst am Übergang vom Schelf zum offenen Meer nimmt die Wassertiefe markant zu und kann über 1000 m erreichen.

Während der Kreidezeit wurde nun auf diesem Schelfbereich Sediment abgelagert. Die Küste und somit das Festland war in nördlicher Richtung zu suchen. In den einzelnen Formationen findet man Anzeichen für eher küstennahe (proximale) oder küstenferne (distale) Ablagerungen. Auch findet man vereinzelt Fossilien, die auf Licht angewiesen waren. Diese konnten also nur im lichtdurchfluteten Bereich der Wassersäule leben. Zu diesen Fossilien gehören unter anderem Photosynthese betreibende Algen sowie Korallen, die sehr häufig in Symbiose mit Zooxanthellen leben, welche ebenfalls Photosynthese betreiben. Diese Versteinerungen sind somit wichtig für die Interpretation der Wassertiefe, denn die ursprünglichen Organismen lebten meistens so zwischen 5 – 30 m bis maximal 50 m in der photischen Zone. Wer einmal im tropischen Meer tauchte, dem fiel sicherlich auf, dass in den ersten Metern im Wasser reichlich Leben vorhanden ist. Je tiefer man taucht, desto weniger ist anzutreffen, was direkt mit der Abnahme des Lichtes zu tun hat.

Jedoch muss man sich vorstellen, dass sich der Ablagerungsbereich oder Faziesbereich in zwei Richtungen verändern kann, nämlich küstenparallel und senkrecht zum offenen Meer hin. Somit findet man zu jedem Zeitpunkt unterschiedliche Ablagerungsbedingungen oder

eben Faziesbedingungen. So kann an der Küste ein sandiges Sediment abgelagert werden, etwas weiter draussen vielleicht ein kleines Korallenriff liegen und noch entfernter ein ruhiger Bereich mit Kalkschlamm dominieren. Nur ist in geologischen Zeiträumen die Küstenlinie nicht statisch. Der Meeresspiegel ist ständigen Schwankungen unterworfen, und auch tektonische Prozesse können ganze Regionen heben oder absenken. So wandert die Küstenlinie im Laufe der Zeit immer hin und her. Die gleiche Stell kann mal proximal, dann einige Zeit später distal sein.

Solche unterschiedliche Faziesräume findet man nun eben auch im Alpstein. Wobei der Unterschied zwischen den nördlichen Bereichen (proximal) und den südlichen (distal) nicht ganz so gross war. Den Helvetischen Schelf muss man sich als ein ausgedehntes Flachmeer vorstellen, das nur langsam nach Süden tiefer wurde. Jedoch findet man in den einzelnen Abfolgen, vor allem in den Churfirsten und dann gegen die Alviergruppe und das Vorarlberg, grosse Unterschiede. Zur Zeit der Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation war die Schelfkante, also der Übergang vom Schelf zum offenen Meer, immer irgendwo dazwischen zu finden. Dies erklärt auch die extreme Mächtigkeitszunahme der Garschella-Formation, die bereits erwähnt wurde.

Betlis-Formation («Betlis-Kalk» & Pygurus-Member)

Bei den ältesten Gesteinen in der Gegend des Zwinglipass, handelt es sich um die Kalkgesteine der Betlis-Formation. Der Name wurde von Arnold Heim geprägt, der den damals im Säntisgebirge gebräuchlichen Namen «Valanginien-Kalk» nach dem Dorfe Betlis am Walensee zu «Betlis-Kalk» umbenannte (Heim & Baumberger 1933). Die Gesteine lassen sich am westlichen Ausläufer der Chreialp bei der Lokalität *Chamm*[1] am Fusse des Moor sowie dem *Altmannkamm* entlang vom Fliskopf zum Altmasattel finden.

Der «Betliskalk» hat eine bräunlich-graue Anwitterungsfarbe, wodurch er sich von den anderen markanten Kalkgesteinen, dem «Öhrli-Kalk» und dem «Schrattenkalk», unterscheidet. Er wurde auf einem flachen Schelf abgelagert (Strasser 1982). Der Kalkstein enthält nur wenige Makrofossilien wie Muscheln und Brachiopoden. Diese sind teilweise verkieselt. Dabei wurden Teile der Schalenstruktur, die ursprünglich aus Kalziumkarbonat (Kalk) bestand, durch Kieselsäure (Quarz) ersetzt. Die verkieselten Muscheln und Knollen sind dadurch härter und verwitterungsresistenter und stehen aus dem Kalkstein heraus.

Dem Geologen stehen neben der makroskopischen Beschreibung mit dem Auge und der Lupe noch weitere Möglichkeiten offen. Man kann von Gesteinsproben, bei denen der Geologe von Handstücken spricht, eine kleine Scheibe herraussägen und diese so dünn schleifen, dass sie «durchsichtig» wird. Man nennt so ein Präparat einen Dünnschliff. Dieser ist in der Regel 30 µm (0.03 mm) dick. Die Dünnschliffe lassen sich nun unter dem Mikroskop betrachten. So lässt sich auch die mikroskopische Zusammensetzung beschreiben. Zwei solche Dünnschliffe aus der Betlis-Formation sind auf der folgenden Seite in der Abb. 7 dargestellt.

[1] Lokalnamen, die nicht auf der 1:25'000 topographischen Landeskarte stehen, werde ich hier kursiv verwenden. Die Lokalitäten stehen jedoch so in der 1:10'000 Karte, welche online oder auf der Swisstopo-App abrufbar sind.

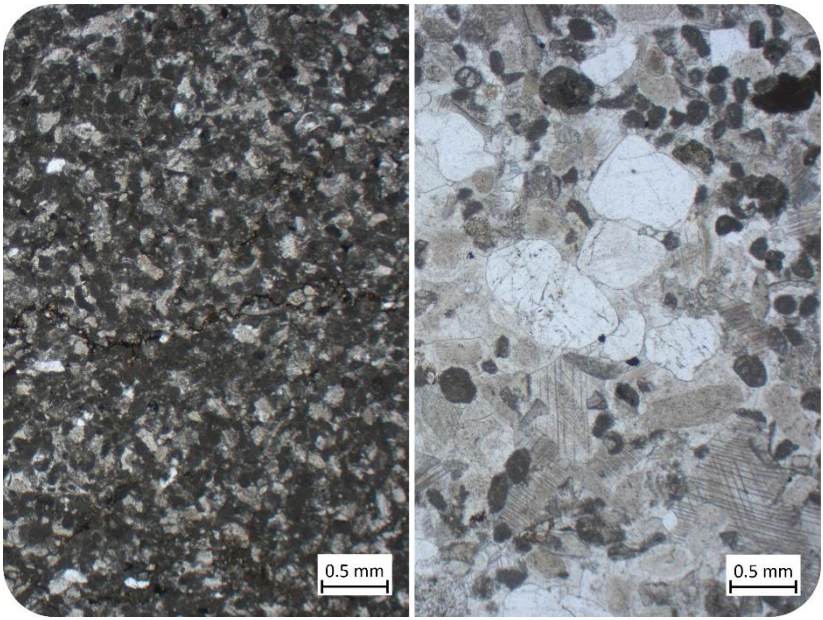


Abb. 7: Zwei Dünnschliffe aus der Betlis-Formation: links der normale «Betliskalk» und rechts das quarzsandreiche Pygurus-Member im oberen Abschnitt der Formation; die Quarzkörner können bis zu 1 mm gross werden (hellgrau)

Der normale «Betliskalk» ist eher dunkel, und man sieht nur kleine Körner/Komponenten, die aus Kalzit und Quarz bestehen. Diese Zusammensetzung lässt auf eine eher ruhige Ablagerung auf einem Schelfbereich schliessen. Der rechte Dünnschliff jedoch zeigt ein ganz anderes Bild. Dieser stammt aus dem oberen Bereich der Formation, der als Pygurus-Member bezeichnet wird. Dort findet man Kalksteine, die reich an Quarzsand sind. Die grauen bis weisslichen Quarzkörner mit gut 0.5 mm Durchmesser sind in der oberen Hälfte des Dünnschliffes gut ersichtlich. Die Zusammensetzung und vor allem die Korngrösse ist ganz anders als im unteren Bereich der Formation. Um diese Quarzsandkörner, welche über Flüsse auf den Schelf gespült wurden, zu transportieren, braucht es erhebliche Meeresströmungen.

Helvetischer Kieselkalk

Über der Betlis-Formation folgt eine bräunliche bis schwarzbraune, sandige Abfolge von Kalksteinen. Diese findet man unten bei der Chreialp rund um die Lokalität *Grossbüel*. Sie ist relativ stark mit Vegetation bedeckt. Auffallend ist, dass das eher dunkle Gestein oft von weissen und grauen Flechten bewachsen ist. Die Flechten sind ein Anzeiger für das Vorhandensein von fein verteiltem Quarz im Gestein (Funk 1971). Daher stammt auch der Name Kieselkalk. Um eine Verwechslung mit anderen Kieselkalken der Schweiz zu verhindern, führte Funk (1969) die Bezeichnung Helvetischer Kieselkalk ein. Die bräunliche Anwitterungsfarbe stammt von verwitterten, eisenhaltigen Mineralien, vor allem Pyrit (Funk 1971).

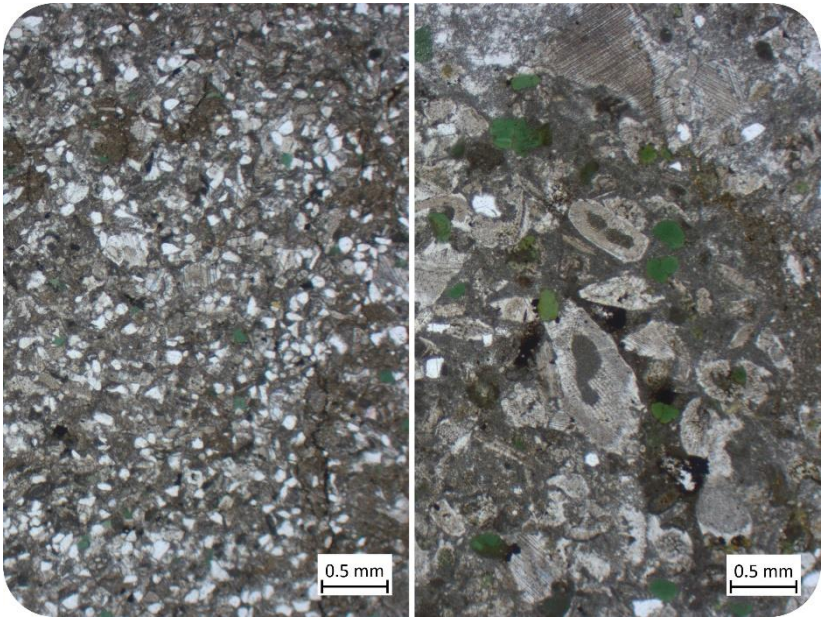


Abb. 8: Zwei Dünnschliffe aus dem Helvetischen Kieselkalk: links eine feinkörnige Ausbildung, rechts etwas gröber mit Bruchstücken von Echinodermen (grosse bräunliche Komponente in der Mitte) und Glaukonit (grüne Körner)

Im Dach des grobsandigen Pygurus-Members findet man vereinzelt einen Kondensationshorizont, welcher als Gemsmättli-Bank bezeichnet wird. In diesem, wie der Name schon sagt, ist Zeit kondensiert. Es kam über eine längere Zeitspanne zu keiner Sedimentation. Eine mögliche Erklärung für diese Beobachtung könnte sein, dass die Sedimente bereits an einem anderen Ort abgelagert wurden oder dass starke Meeresströmungen das noch nicht verfestigte Substrat verfrachtet haben. Bei solchen Bedingungen kommt es dann über Jahrtausende oder Jahrmillionen zu einem Unterbruch in der Sedimentation. Das am Meeresboden liegende Sediment wird dann oft mit Mangan, Eisen und teilweise Phosphat mineralisiert (Kuhn et al 2005). Diese Kondensationshorizonte, und da hat es etliche in der Kreideabfolge im Alpstein, sind sehr fossilreich, denn neben der Mineralisation kam es natürlich auch zu einer Anreicherung von abgestorbenen Makrofossilien.

Darüber, also im Hangenden, folgt der eigentliche Helvetische Kieselkalk. Dieser ist meist sehr feinkörnig und vor allem fehlen die groben Quarzkörner des liegenden Pygurus-Members. Warum hat es jedoch in dieser Formation feinverteilten Quarz im Gestein? Arbeiten an Dünnschliffen und auch mit dem Rasterelektronenmikroskop (Funk 1971) haben gezeigt, dass als Hauptlieferant für die Kieselsäure nur die Spongien-Nadeln, also Schwämme in Frage kommen. Die Schwämme besitzen ein Exoskelett, welches entweder aus Kalk- oder Kieselnadeln (Quarz) besteht. Eben diese Kieselnadeln (Spongien) wurden dann mit der Zeit aufgelöst. Die gelöste Kieselsäure hat sich in den Porenräumen erneut auskristallisiert.

Im mittleren Bereich des Helvetischen Kieselkalkes findet man ein etwas sandigeres Sediment, welches als Lidernen-Member bezeichnet wird. Dieses führt oft Glaukonit, der in der Abb. 8, rechts als grüne Körner ersichtlich ist. Zu beachten ist, dass die Komponentengrösse vom linken zum rechten Dünnschliff markant zugenommen hat. Zudem findet man in diesem Dünnschliff auch grössere Bruchstücke von Echinodermen (Stachelhäuter wie Seeigel oder Seelilien), welche dem Gestein ein leicht glitzerndes Aussehen verleihen. Dies wird als spätig oder dann eben als Echinodermen-Spatkalk bezeichnet. Vereinzelt findet man darin auch ganze Seeigel (Hostettler & Menkveld-Gfeller 2018).

Tierwis-Formation (Drusberg- und Altmann-Member)

Im Hangenden des Helvetischen Kieselkalkes folgt eine Abfolge von mergeligen, also eher tonigeren, fossilreichen, glaukonitischen Karbonatgesteinen. Diese Abfolge wurde schon länger als «Altmann-Schichten» bezeichnet. Hantke (1966) hat dann nordöstlich des Altmannsattels das Typusprofil definiert.

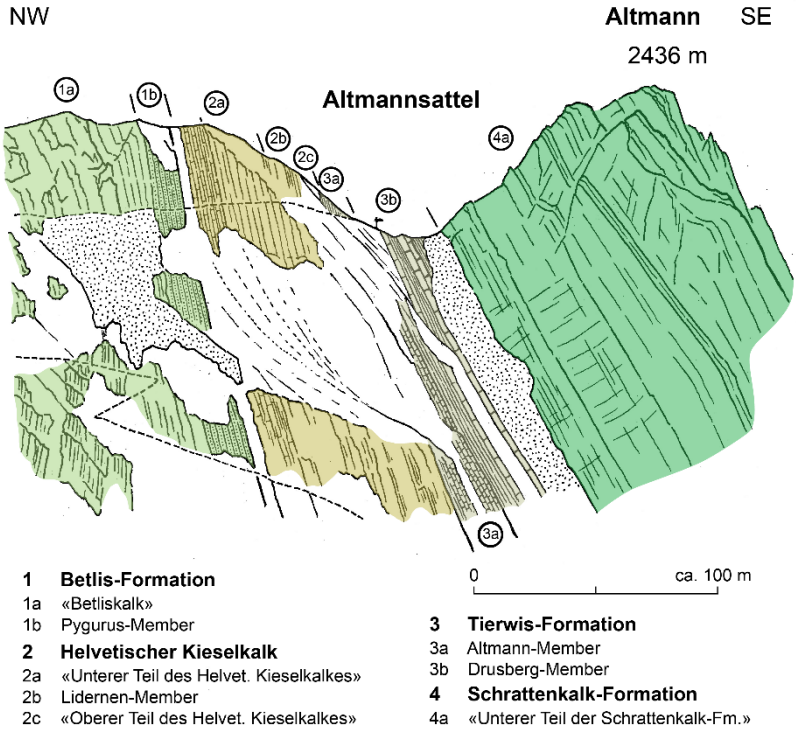


Abb. 9: Geologische Ansicht des *Altmannkamms* bis zum Altmannsattel (gezeichnet vom Nädliger aus) mit der Typuslokalität des Altmann-Members der Tierwis-Formation (nach Kempf 1966)

Das Profil am Altmannsattel wurde anschliessend von Funk (1969) erneut bearbeitet. Der untere Teil des Profils beginnt etwa auf 2180 m ü. M.. Die Obergrenze liegt etwa 8 m nördlich des Wegweisers auf dem Altmannsattel. Jedoch ist hier die Untergrenze nicht sauber gegen den Helvetischen Kieselkalk abzugrenzen. Daher wurde von Funk (1969) ein erneutes Profil südwestlich der Tierwis als Paratypusprofil vorgeschlagen. Beide Profile (Altmannsattel und Tierwis) wurden bereits von Kempf (1966) beschrieben, welcher auch die geologische Ansicht vom Altmannsattel (Abb. 9) anfertigte.

Die gelblichbraun anwitternden Mergel und sandigen Kalke des Altmann-Members der Tierwis-Formation enthalten lagenweise viel Glaukonit. Die Mächtigkeit variiert im Alpstein zwischen wenigen Dezimetern und über 25 m (Funk et al. 2000). Der markante lithologische Wechsel, also der Wechsel in der Zusammensetzung der Gesteine, welcher an den Formationsgrenzen zu beobachten ist, war und ist immer auch Ausdruck von längst vergangenen Umweltveränderungen (z.B. Föllmi et al. 2007, Godet 2013). Vermutlich ist im Altmann-Member oder an den stratigraphischen Übergängen ein grösserer Zeitraum kondensiert. Es kam über eine längere Zeitspanne zu keiner Sedimentation.

Im Hangenden des Altmann-Members folgt das Drusberg-Member. Auch dieses ist am Altmannsattel aufgeschlossen und wird stratigraphisch gegen oben mit den Kalksteinbänken der Schrattenkalk-Formation abgegrenzt. Diese bilden die erste markante steilere Passage auf dem Normalaufstieg hinauf zum Altmann. Das Drusberg-Member besteht aus einer Wechsellagerung von Mergeln und Mergelkalken und ist daher relativ anfällig für Erosion. Die Verwitterungsanfälligkeit hat nun eben die Einsattelung nördlich der resistenteren Schrattenkalk-Formation gebildet. Das Drusberg-Member ist aber nicht nur anfällig für Erosion, sondern wurde bei der Gebirgsbildung oft auch ausgedünnt oder verdickt. Die mergelige Abfolge diente oft als Abscherhorizont, auf dem resistentere Pakete überschoben werden konnten. Mehr dazu im Kapitel «Der Bau des Alpsteins».

Schrattenkalk-Formation (oder «Schrattenkalk»)

Der Schrattenkalk (formell Schrattenkalk-Formation) ist die mächtigste Abfolge in der Säntis-Churfirsten-Decke. Die Formation erreicht im Alpstein eine Mächtigkeit von 70 – 200 m, kann aber in den Churfirsten bis gegen 280 m erreichen. Der hellgrau anwitternde Schrattenkalk bildet die dominierenden Kalkwände, die dem Kletterer bestens bekannt sind (z.B. Altmann, Schafbergwand, Moor, Fählentürm, Kreuzberge).

Der Kalkstein besteht zum grössten Teil aus Flachwasserkalkgestein mit einer vielfältigen Fauna und Flora. Bei den Makrofossilien, welche in gewissen Schichten oder Bänken sehr häufig auftreten, kommen Muscheln (Rudisten) und Meeresschnecken (Nerineen, Abb. 10) sehr häufig vor. Vereinzelt findet man Korallen (Abb. 11), Schwämme, Brachiopoden und Algen. Im Dünnschliff ist natürlich auch eine reichhaltige Mikrofauna ersichtlich.

Die Ablagerung der Schrattenkalk-Formation erfolgte auf einer ausgedehnten Karbonatplattform, welche vom heutigen Österreich bis nach Frankreich reichte. Die Plattform hat sich im Laufe der Zeit von Norden nach Süden ins tiefere Becken ausgedehnt. Das heisst, sie progradierte. Die Progradation hat zwei Mal stattgefunden und dokumentiert sich in den zwei mächtigen Kalksteinabfolgen, dem «Unteren und dem Oberen Teil der Schrattenkalk-Formation». Dazwischen findet man eine tonige bis mergelige Abfolge, das sogenannte Rawil-Member. Diese fossilreichen Schichten enthalten häufig kleine Kalkgehäuse von auf dem Meeresboden lebenden Orbitolinen (sehen aus wie kleine Hütchen). Diese Grossforaminiferen sind für eine zeitliche Einordnung hilfreich.

Das Alter der marinen Ablagerung entspricht dem Frühen Barremien bis Frühen Aptien (eventuell teilweise bis frühestes Spät-Aptien). Die Datierung erfolgte unter anderem mit diesen benthonischen Grossforaminiferen (Orbitolinen) und wo vorhanden, natürlich mit Ammoniten (Bollinger 1988).

Abb. 10: Meeresschnecken (Nerineidae) von der Chreialp, bis 10 cm lang

Abb. 11: Versteinerte Korallen (Scleractinia) von der Alp Garschella

Die zeitliche Einordnung kann auch mit Hilfe von geochemischen Isotopen-Messungen verfeinert werden. Die Arbeit von Wissler et al. (2004) an Alvier und Zuestoll ermöglichen eine Korrelation der Sedimentationsgeschichte mit globalen klimatischen Veränderungen. Die Autoren konnten zeigen, dass das Ende der Schrattenkalk-Formation mit einem globalen Anstieg im CO_2-Gehalt der Atmosphäre zusammenhängt. Der CO_2-Anstieg ist auf die verstärkte vulkanische Aktivität zurückzuführen. Er wurde noch verstärkt durch zusätzliche Methanfreisetzung im Ozean. Der Anstieg führte zu einer verringerten Kalziumkarbonatkonzentration im Meerwasser, was dann ausschlaggebend war, dass viele Meeresorganismen nicht mehr in der Lage waren, ihre Kalkgehäuse oder -Schalen zu bilden. Somit setzte innert kürzester Zeit die Karbonatproduktion aus, und die Flachwasserplattform der Schrattenkalk-Formation «versank» im Meer. Dieses Ereignis ist mit einer mineralisierten Kruste (Hartgrund) am Top der Schrattenkalk-Formation dokumentiert. Diese ist unter anderem schön zwischen Altmann und Rässegg (Abb. 12) zu bestaunen.

Abb. 12: Mineralisierter Hartgrund am Top der Schrattenkalk-Fm. zwischen Altmann und Rässegg, überlagert von der grünlichen Garschella-Fm. (links)

Garschella-Formation

Die Garschella-Formation ist eine der auffallendsten Abfolgen aus der Kreidezeit. Diese Einheit erscheint meist als zurückwitterndes Rasenband und ist daher in der Regel schlecht aufgeschlossen. Diese üppige Vegetation ist bemerkenswert in einer karbonatdominierten Abfolge, wie sie im Alpstein und denChurfirsten vorhanden ist. Etwas muss in der mineralogischen Zusammensetzung anders sein. Warum bilden sich darauf kräftige Rasenbänder und vereinzelt Wasserstellen, wie zum Beispiel unterhalb der Clubhütte bei *Schöbüel*?

Beim detaillierten Studium der Abfolge ist ersichtlich, dass die Gesteine hauptsächlich aus quarz- und glaukonithaltigem Sandstein aufgebaut sind. Diese Zusammensetzung ist im Dünnschliff (Abb. 13) schön ersichtlich. Die hellen bis weissen Körner bestehen aus Quarz, die grünlich bis braunen Körner aus Glaukonit. Zwischen den Körnern erkennt man Karbonat und Tonmineralien.

Die Mächtigkeit ist im Bereich Alpstein und Churfirsten sehr variabel. Sie ist am nördlichen Bereich des Alpsteins am geringsten und erreicht in der Gegend des Gamserruggs und etwas östlich davon die mächtigste Ausbildung von fast 120 m. Dies ist auch ein Grund, weshalb die Abfolge den Namen Garschella-Formation erhalten hat. Denn auf der Alp Garschella, zwischen Hinterrugg und Chäserrugg, befindet sich die Typuslokalität der Abfolge. Diese wurde von Föllmi & Ouwehand (1987) dort so definiert. Die Abfolge besteht, wie oben beschrieben, hauptsächlich aus einem sandigen Sediment. Die Lithologie variiert von Echinodermen-Spatkalk, Sandstein, Knollenkalk, sandigen Mergeln bis zu mergeligen Kalken.

In der Abfolge erkennt man mehrere fossilreiche Horizonte. Die Sedimentation war in diesen Zeitabschnitten stark reduziert, und es kam zu einer Anhäufung von Fossilien. Man spricht von Kondensation oder von Hartgründen. Diese sind wichtig, da darin viele Ammoniten gefunden werden können, die zusätzlich zu den planktischen Foraminiferen Angaben für die Datierung der Formation liefern. Das Alter entspricht dem Aptien bis Cenomanien.

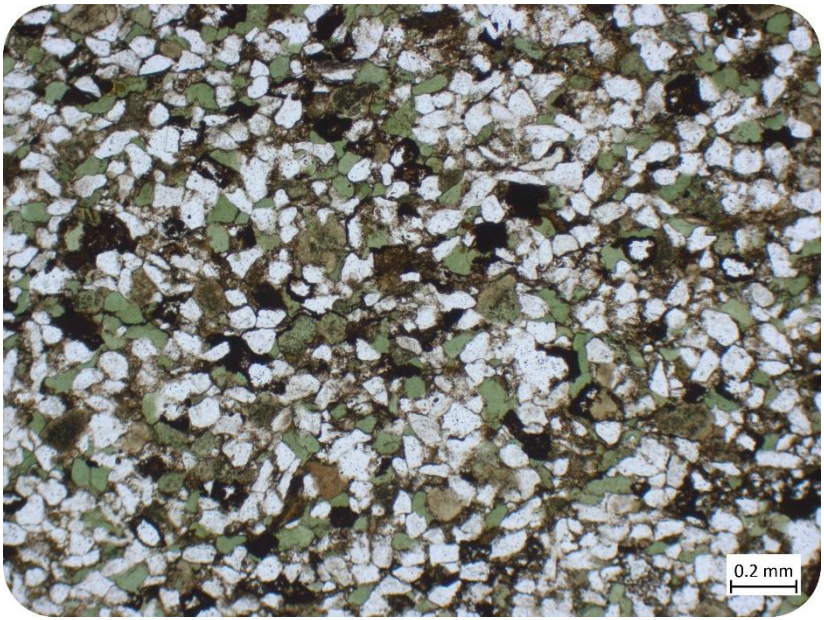


Abb. 13: Dünnschliff der quarz- & glaukonithaltigen Garschella-Formation

Am Top der Garschella-Formation findet man in den Churfirsten und vereinzelt im südlichen Bereich des Alpsteins schöne versteinerte Mikrobenmatten (Abb. 14). Die schönste Ausbildung (bis zu 10 cm mächtig) findet man auf der Breitenalp am Fusse des Frümsels. Aber auch bei der Lokalität Fleckli auf dem Weg hinauf zum Altmannsattel sind einige Zentimeter mächtige Matten vorhanden. Wer sucht, findet diese bestimmt. Die Algen- und Bakterienmatten bedeckten einst den Meeresboden. Sie wurden dann im Laufe der Zeit von Kalkschlamm zugedeckt und sind so erhalten geblieben. Wie auch im Top der liegenden Schrattenkalk-Formation steckt in diesem Abschnitt sehr viel Zeit. Es handelt sich um eine Kondensation und Schichtlücke, die einige Millionen Jahre beinhaltet.

Abb. 14: Versteinerte Mikrobenmatten am Top der Garschella-Fm. (Kamm-Bank), Anschliff stammt von der Lokalität Platten auf der Breitenalp am Fusse des Frümsel (Wohlwend 2008)

Abb. 15: Nautilus im Top der Garschella-Fm. gleich neben der Hütte

Abb. 16: Bruchstück eines Ammoniten von der Alp Garschella

Manchmal ist der menschliche (anthropogene) Einfluss auch von Vorteil. Ich habe lange nach dem direkten stratigraphischen Kontakt der Garschella-Formation zur hangenden Seewen-Formation gesucht. Dieser ist normalerweise immer von Vegetation überdeckt oder nur schwer zugänglich. Jedoch auf der Skipiste der Ostabfahrt vom Chäserrugg hinunter zur Alp Garschella wurde in der Vergangenheit das Gelände etwas eingeebnet. Bei diesen Arbeiten wurde auch der Kontakt freigelegt, welcher jetzt in einigen schönen Blöcken perfekt aufgeschlossen daliegt. Schon etliche Geologiestudierende mussten detailliert den Kontakt skizzieren und sich Gedanken darüber machen, wie es zu dieser Bildung gekommen war. Ein richtiges Lehrstück der Geologie, leider einfach etwas zu gross und zu schwer, um mitgenommen zu werden. So liegt der Block noch immer dort und wartet auf neue Besucher.

Abb. 17: Stratigraphischer Kontakt der liegenden Garschella-Fm. mit der Kamm-Bank im Top, überlagert von der knolligen, flaserigen Seewen-Fm. (Ostabfahrt vom Chäserrugg)

Seewen-Formation (oder «Seewerkalk»)

Im Hangenden der Garschella-Formation ist die 150 bis zu 200 m mächtige Seewen-Formation anzutreffen. Sie besteht hauptsächlich aus hellgrauem, dichtem Kalk und ist sehr dünnbankig, teilweise knollig mit Tonhäuten (siehe Abb. 17). An der Basis und in den untersten 2–3 m des Seewerkalkes findet man vereinzelt Knollen aus der Kamm-Bank und Glaukonit- und Quarzkörner, welche aus der Garschella-Formation aufgearbeitet wurden. Makroskopisch sind nicht viele Fossilien vorhanden, denn es handelt sich bei diesem Kalkgestein um eine Ablagerung im eher tieferen Meer, fern von der Küste. Unter dem Mikroskop sieht man (Abb. 18), dass das Gestein aus einem feinen Kalkschlamm besteht. Darin eingelagert findet man planktische Foraminiferen (einzellige Lebewesen), welche hier zur Altersdatierung verwendet werden können.

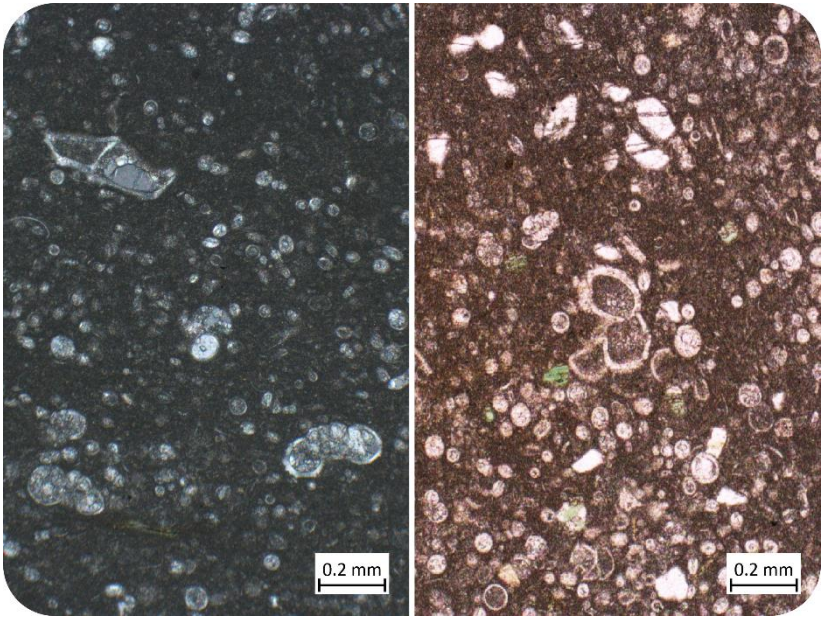


Abb. 18: «Grauer & Roter Seewerkalk» mit planktischen Foraminiferen

Etwa 10 – 15 m oberhalb der Basis findet man eine rötliche 2–3 m mächtige Schicht (Abb. 18, rechts). Diese wird informell als «Roter Seewerkalk» bezeichnet. Diesen Horizont sieht man nur im südlichen Alpstein und in den Churfirsten. Er kann aber auch nördlich der Hütte entdeckt werden. Dieser Abschnitt der Seewen-Formation (Basis bis roter Horizont) wurde von Loher (2012) geochemisch untersucht. Er konnte zeigen, dass der rötliche Horizont hier auf dem Zwinglipass mit globalen Veränderungen zusammenhängt, die auch an anderen Orten beobachtet werden können. Manchmal kann darunter auch ein etwas grünlich scheinender Horizont zeigen, der informell als «Seewen-Grünsand» bezeichnet wird. Dieser lässt sich vom Kamor bis zu den Churfirsten und bis nach Götzis in Vorarlberg korrelieren. Er wird neu als «Untere Götzis-Bank» beschrieben. Auch dieser grünliche Horizont bildete sich wegen der markanten, globalen klimatischen Veränderung an der Grenze vom Cenomanien zum Turonien (Wohlwend et al. 2015).

Das Alter der Seewen-Formation wird als Cenomanien bis frühes Spät-Santonien datiert. Die Datierung erfolgte mit planktischen Foraminiferen (z.B. Bolli 1944).

Aber ganz frei von grossen Fossilien ist die Seewen-Formation doch nicht, wie der spektakuläre Ammonitenfund vom Säntisgipfel (Bürgin & Oberli, 2008) und die Gesteinsplatte mit den Haifischwirbel vom Chäserrugg (Bürgin et al., 2015) belegen. Beide Funde sind heute im Naturmuseum in St. Gallen zu bewundern.

Abb. 19: Grosser Ammonit vom Säntisgipfel (Bürgin & Oberli, 2008)

Abb. 20: Haiwirbel vom Hinderrugg

Geologie und Landschaft

Wie bereits etliche Male im vorherigen Kapitel angetönt, ist der geologische Untergrund ausschlaggebend für die Bodenbildung und dann natürlich für die Vegetationsbedeckung. Auf der folgenden Doppelseite möchte ich einen Vergleich machen, wie die Topographie (Abb. 21), die Vegetationsbedeckung (Abb. 22) und die Geologie (Abb. 23) zusammengehören. Die mineralogische Zusammensetzung ist die Grundlage für alles. Je härter und verwitterungsresistenter ein Gestein ist (zum Beispiel der Schrattenkalk), desto eher bildet es steile Felswände. Ist jedoch ein Gestein verwitterungsanfällig (zum Beispiel das Drusberg-Member oder die Garschella-Formation), so bildet dieses eher flachere Passagen.

Auch ob ein Gestein wasserdurchlässig ist, also verkarstungsfähig, hängt von der Zusammensetzung ab. Löslich sind nur Karbonatgesteine oder allenfalls evaporitische Gesteine, welche im Alpstein nicht angetroffen werden. Der Verkarstung und Höhlenbildung habe ich aber ein eigenes Kapitel gewidmet. Siehe dazu: «Die Welt unter dem Zwinglipass». Ist nun ein Gestein nicht wasserdurchlässig, wie das bei der Garschella-Formation der Fall ist, so handelt es sich um einen Stauer. Darauf können sich kleine Seen oder Tümpel bilden. Dies wird auf dem Zwinglipassgebiet von den Älplern ausgenützt, denn oft wird so das wenige Wasser noch für die Viehwirtschaft zurückgehalten.

Im Alpstein ist natürlich alles von der alpinen Deformation und Verfaltung überprägt. So wiederholen sich Abfolgen. Steigt man zum Beispiel von der Zwinglipasshütte Richtung Altmann auf, durchquert man drei Mal die Garschella-Formation. Mit einem geübten Auge sieht man, dass sich das Landschaftsbild im Alpstein immer wiederholt, sei es wegen der Karren und Schratten in der Schrattenkalk-Formation oder der üppigen Vegetation auf der Garschella-Formation oder dem Helvetischen Kieselkalk.

Der Bau des Alpsteins

Bereits der bekannte Geologe Albert Heim soll den Alpstein als «das wohl schönste Gebirge der Welt» bezeichnet haben, was aus meiner Sicht durchaus seine Berechtigung hat. Der Alpstein ist in der Tat ein kleines Juwel. Vielen ist vermutlich das detailliert gezeichnete Panorama vom Säntisgipfel bekannt. Dazu verbrachte Heim 1870 und 1871 ganze 34 Tage auf dem Berg. Später verfolgte er die Idee, ein geologisches Relief zu entwerfen. Für seinen ersten Versuch wählte er die ihm bestens bekannte Gipfelregion des Säntis. Warum interessierte ihn genau der Säntis? Heim selbst sagte 1905 dazu: «*Ich glaube, dass es kaum anderswo irgend einen Gebirgsstock gibt, der sich dazu so sehr eignet und der so herrlich die Beziehungen von innerem Bau und äusserer Form zum Ausdruck bringt, wie mein alt geliebter Säntis*». Aber das Relief, das er für eine Ausstellung in Paris fertigen wollte, passte ihm nicht. Er meinte dazu; «*Es ist zu eng abgeschnitten und nach allen Seiten empfand ich den Wunsch, auszudehnen*». So beschloss er, in den Sommerferien 1897 bis 1900 jeweils einige Wochen im Säntisgebirge zu verbringen. Denn er wollte nicht nur den Säntisgipfel darstellen, sondern er wollte nichts anderes als den ganzen Alpstein abbilden. Dazu war aber eine vollständige geologische Neuaufnahme des ganzen Gebietes nötig.

Das Projekt «Relief der Säntisgruppe» nahm also seinen Anfang. Anhand von etwa 350 Zeichnungen von Albert Heim selbst, ferner von etwa 200 von andern gesammelten, und etwa 650 von seinen Assistenten und besonders seinem Sohn (Arnold Heim) aufgenommenen Fotografien wurde das Relief erstellt. Der Modellbauer Carl Meili arbeitete während 3½ Jahren ununterbrochen an diesem Auftrag unter Heims stetiger Leitung an der Modellierung und nachher an der Bemalung.

Ein Exemplar dieses geologische Relief steht heute noch an der ETH im Gebäude der Erdwissenschaften. Es zeigt, in welchem Detail vor über hundert Jahren die Geologie und die Topographie ausgearbeitet wurden. Wahrlich ein Meisterwerk!

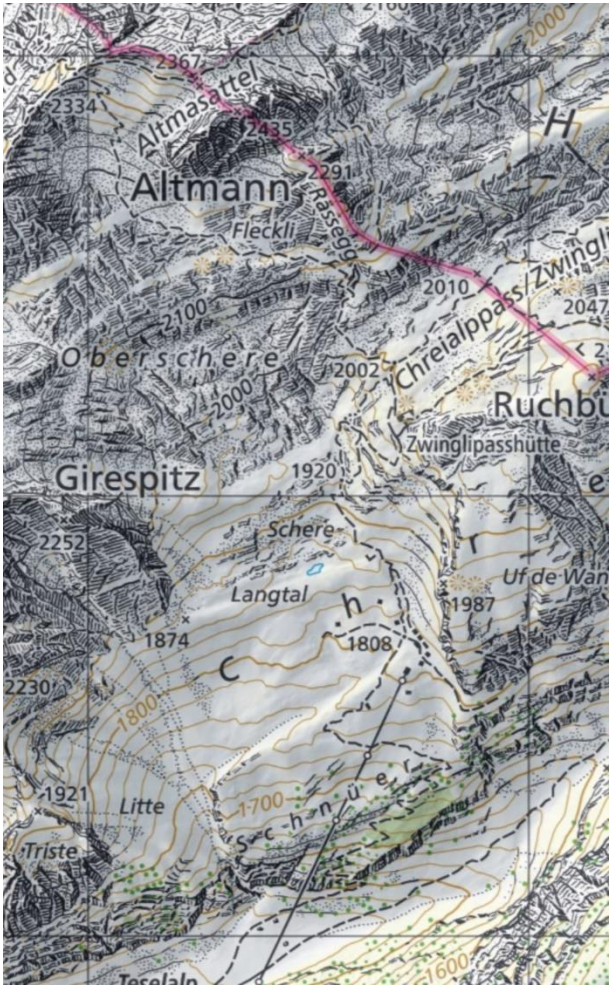


Abb. 21: Topographische Karte (swisstopo)

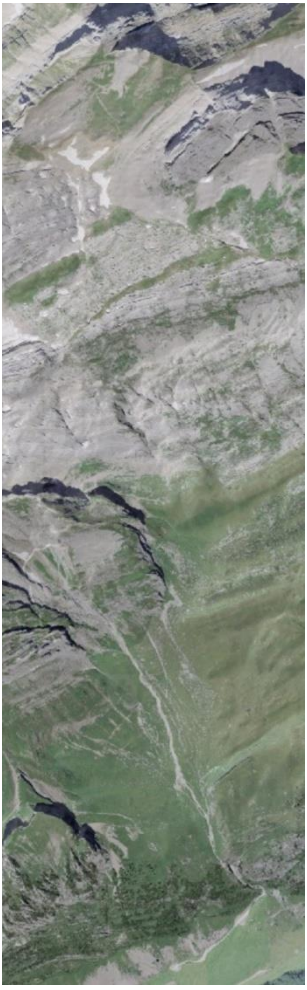
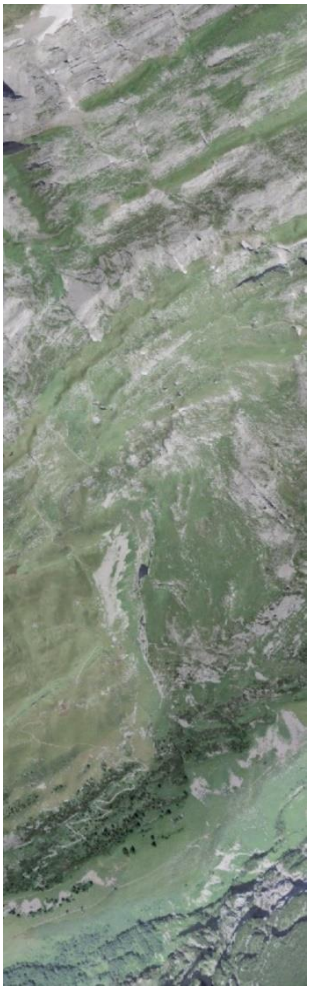


Abb. 22: Luftbild



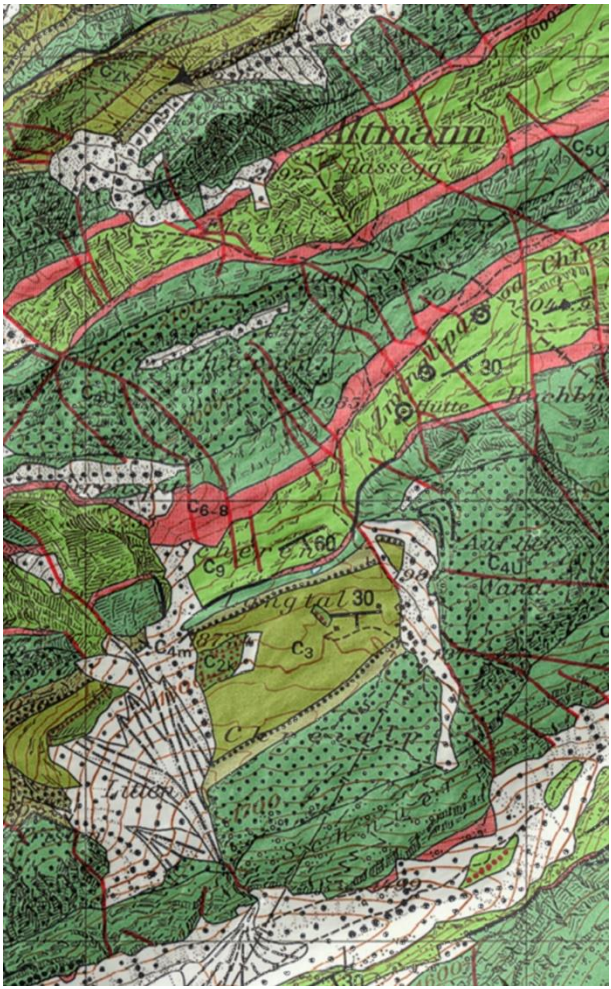


Abb. 23: Geologische Karte (Eugster et al., 1987)

Ich erachte diese kurze historische Betrachtung als äusserst wichtig, denn nur durch solche Arbeiten lässt sich etwas so Grosses erst richtig verstehen. Mit der Betrachtung der Landschaft und der geologischen Verhältnisse konnte sich Albert Heim ein Bild der Erdoberfläche verschaffen. Geologie und Tektonik gehen aber auch in der dritten Dimension weiter. Man darf somit nicht vergessen was im Untergrund alles vorhanden ist und über unseren Köpfen alles bereits der Erosion zum Opfer fiel. Erst solche Überlegungen ermöglichen es, die Komplexität der Landschaft zu verstehen und zu begreifen.

Albert Heim und vor ihm schon Arnold Escher von der Linth haben sich zur dreidimensionalen Struktur des Alpsteins Gedanken gemacht. Es ist hier nicht möglich, alle weiteren Forscher namentlich zu erwähnen. Jedoch möchte ich die Arbeit von Theo A. Kempf (1966) erwähnen. Seine Zeichnungen und Profilschnitte sind noch heute die Grundlage für viele neue Arbeiten, so auch bei der 3D-Modellierung von Sala et al. (2014). Auch ich habe mir erlaubt, einige Profile von Kempf zu verwenden und etwas zu kolorieren. Die zwei Profile durch den Alpstein auf der folgenden Seite (Abb. 24) zeigen plastisch, wie schön die Kreidestratigraphie im Alpstein verfaltet wurde. Ich habe dazu die drei Einheiten Schrattenkalk-, Garschella- und Seewen-Formation farblich hervorgehoben.

Wie bereits mehrmals erwähnt, haben die Stratigraphie und die verschiedenen Lithologien eine wesentliche Rolle gespielt beim Faltenbau. Wie aus der geologischen Aufnahme vom Säntisgebirge hervorging, handelt es sich dabei nur um Gesteine aus der Kreidezeit. Was ist mit den älteren Einheiten des Juras oder der Trias geschehen? Diese findet man, wie bereits erwähnt, am Fusse der Churfirsten im Seeztal. Eine logische Erklärung ist, dass die beiden Stockwerke voneinander getrennt wurden und die höherliegende Kreidestratigraphie weiter nach Norden geschoben wurde. Man spricht hier von der Säntis-Churfirsten Decke. Die Überschiebung oder Abscherung fand in der tonigen Palfris-Formation statt. Die zurückgebliebenen Einheiten des Juras werden als Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone zusammengefasst (Löpfe et al. 2018). Diese sind jedoch selbst schon von ihrer liegenden triassischen und liassischen Abfolge getrennt. Die tektonische Abscherung fand an der mechanisch schwachen Einheit des Mols-Members statt.

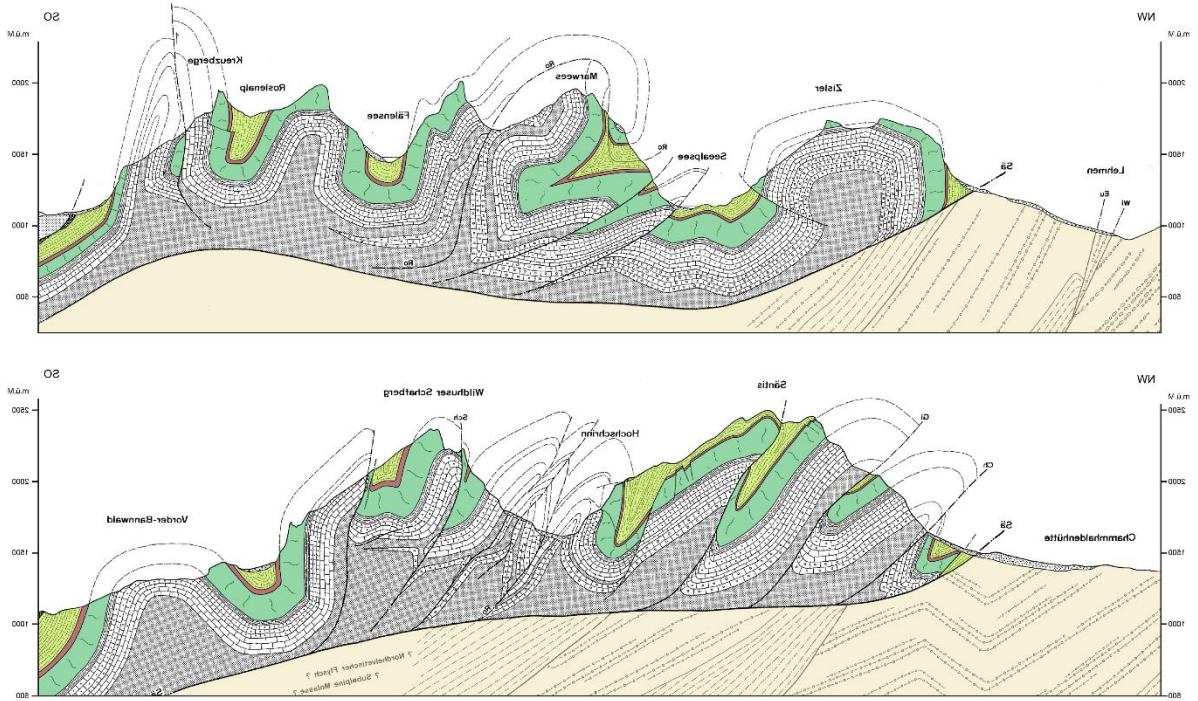


Abb. 24: Geologische Profile durch den Alpstein (nach Kempf 1966 und Funk et al., 2000), Legende Abb. 25

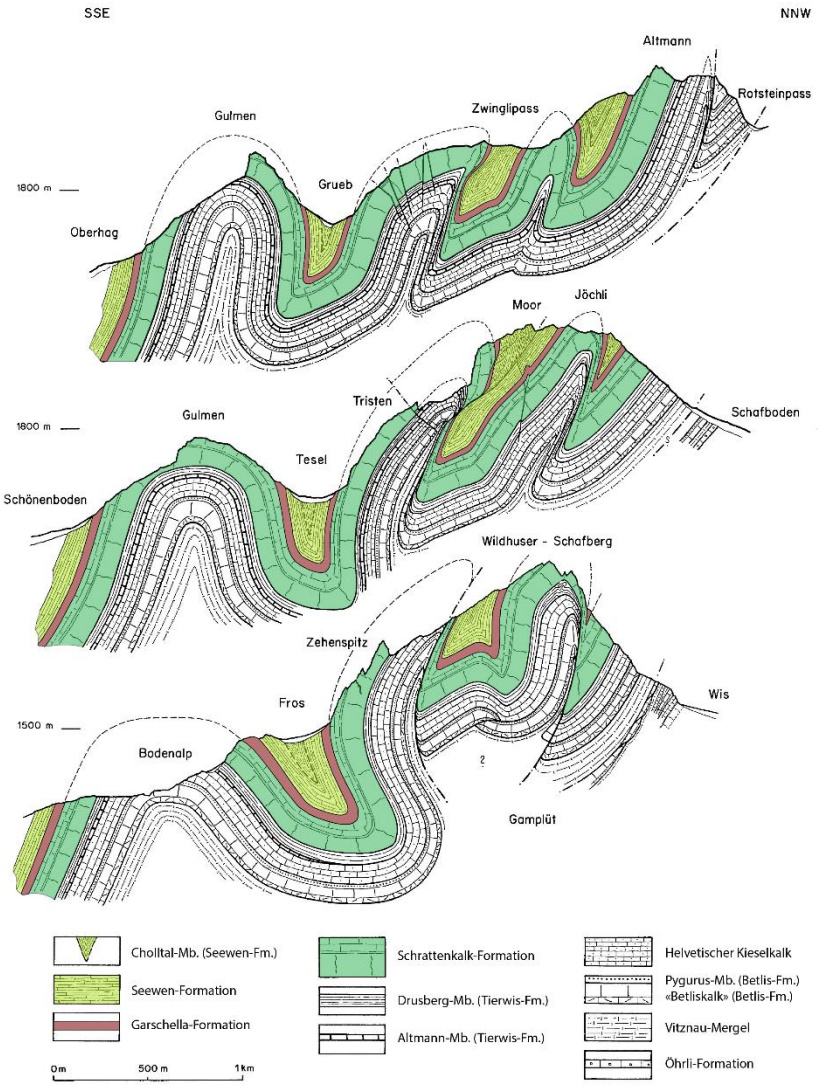


Abb. 25: Drei Querprofile zwischen Altmann und Wildhuser Schofberg (nach Kempf, 1966)

In der Abb. 24 ist auch schön ersichtlich, dass die Säntis-Decke nach Norden über die viel jüngere Subalpine Molasse überschoben wurde. Somit stellt sich auch die Frage nach dem Alter der Gebirgsbildung und der Platznahme der einzelnen Decken.

Mit der Abb. 26 möchte ich den Blick etwas weiten. Die Abbildung stellt ein geologisches Querprofil von der flachliegenden Molasse im Norden bei Bischofszell bis zu den Penninischen Decken in Graubünden dar. Der Profilverlauf ist auf den beiden Karten des Kantons St. Gallen, zu Beginn dieses Büchleins, mit A – B vermerkt. In diesem Querschnitt sieht man schön die verschiedenen Decken und den Stockwerkbau. Ganz in Grün gehalten ist die Säntis-Churfirsten-Decke (grün = Kreide). Darunter liegen in Blau (Jura) und wenig Grün die tektonischen Einheiten der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone. Beide tektonischen Einheiten sind mit roten Linien abgetrennt, welche die markanten Überschiebungen darstellen. Folgt man der basalen Überschiebung Richtung Süden, kann diese geistig über der heutigen Topographie weiter nach Süden verfolgt werden und taucht südlich des Calanda steil im Churer Rheintal in die Tiefe. Diese gestrichelte Linie ist die bekannte Glarner Hauptüberschiebung. Würde man das Profil etwas nach Westen verschieben, so würde man sehen, dass die gestrichelte Linie auf einmal die Berggipfel des Ringelspitz und des Pizol abtrennen würde, denn diese liegen oberhalb der Überschiebung.

Die gestrichelte Linie trennt die Helvetischen Decken in ein Unter- und ein Oberhelvetikum, die Helvetischen Einheiten unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung und diejenigen darüber. Auch ersichtlich ist das tektonische Fenster von Vättis. Dort hat die Erosion die ganzen mesozoischen Sedimente des Unterhelvetikums weggetragen bis hinunter zum kristallinen Grundgebirge des Aar-Massives. Man spricht hier nun vom Auto- oder Allochthon.

Diese ganze Deformation und Alpenbildung hat an der Wende Eozän/Oligozän mit der Nordwärtsbewegung der Afrikanischen Platte begonnen. Die mehrphasige Platznahme der Decken und ihrer Verfaltung erreichte etwa im Miozän die heutige Form. Jedoch waren zu jener Zeit die Alpen noch um einiges höher. Die fortschreitende Erosion hat dann die Landschaft langsam so modelliert und den «Erosionsschutt» gleich vor den Alpen im Molassebecken erneut abgelagert.

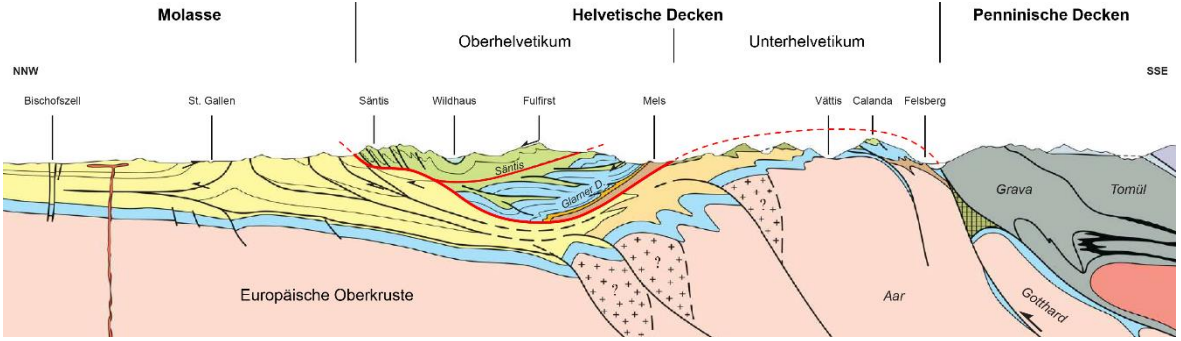


Abb. 26: Geologisches Querprofil durch die Ostschweiz mit der Flachliegenden und der Subalpinen Molasse, den Helvetischen Decken und dem nördlichen Bereich der Penninischen Decken südlich des Churer Rheintals, die Glarner Hauptüberschiebung (rote Linie) trennt das liegende Unterhelvetikum vom Hangenden Oberhelvetikum. Modifiziert nach Pfiffner et al. (1997)

Das Quartär und die Eiszeiten

Das **Quartär** als letzte Periode der Erdgeschichte (von 2.6 Mio. Jahren bis heute) beinhaltet die beiden Epochen **Pleistozän** und **Holozän**. Das Pleistozän umfasst die jüngsten grösseren Veränderungen, die Vergletscherungen und Eiszeiten. Daran anschliessend folgt nach der letzten Vergletscherungsphase ab 11'700 Jahren vor heute das Holozän. Dieser Begriff ist einigen vielleicht bekannt aus der Erzählung von Max Frisch «*Der Mensch erscheint im Holozän*». Dies ist jedoch aus wissenschaftlicher Sicht nicht haltbar. Dazu folgt später ganz kurz etwas.

Wie kam es zu diesen wiederholten grossen Vergletscherungen und Eiszeiten? Die Temperatur variiert über die ganze Erdgeschichte. Mal wurde es wärmer, mal kälter. Längere Kaltphasen führten dazu, dass mindestens eine Polregion, manchmal auch beide von Eis bedeckt waren. Solche Kaltphasen werden Eiszeitalter genannt. Und von denen gab es einige in der Erdgeschichte. Erwähnen möchte ich hier die Hypothese von Joseph Kirschvink aus dem Jahre 1992. Er folgerte aus seiner Forschung, dass im späten Proterozoikum (vor 750 bis 580 Mio. Jahren) mindestens vier grosse Vergletscherungsphasen stattgefunden hätten, bei denen die Gletscher der Polregionen bis in Äquatornähe vorgestossen seien. Dabei sei das Meer fast vollständig zugefroren und somit fast die gesamte Erdoberfläche mit Eis bedeckt gewesen. Dafür führte Kirschvink den passenden Namen «Schneeball Erde» (engl. *Snowball Earth*) ein.

Nach diesem kleinen Exkurs in die ferne Vergangenheit möchte ich den Fokus auf die Eiszeitalter im Känozoikum und vor allem auf das Quartäre Eiszeitalter richten, denn nicht alle Eiszeitalter waren so dramatisch und hatten so weitreichende Wirkung wie der «Schneeball Erde».

Nach der relativ warmen und vermutlich eisfreien Kreidezeit kühlte sich das Klima im Känozoikum laufend etwas ab. Vor rund 34 Mio. Jahren unterschritt die globale Temperatur erneut den *kritischen Grenzwert*, was zur Vergletscherung der Antarktis führte. Mit diesem Ereignis beginnt das Känozoische Eiszeitalter. Jedoch erst vor rund 2.7 Mio. Jahre setzte auch eine verstärkte Eisbildung in der Arktis ein. Damit einhergehend begann die Temperatur zyklisch zu schwanken, und es wechselten sich längere Kaltzeiten (Glazial) und kürzere Warmzeiten (Interglazial) ab. Die zyklische Variation war zu Beginn noch gesteuert durch die Veränderung der Erdachsenneigung (Obliquität) und schwankte mit einer Zyklizität von rund 41'000 Jahren. Doch mit der Zeit nahm die Veränderung der elliptischen Umlaufbahn und ihrer Exzentrizität Oberhand, welche eine zyklische Schwankung der Temperatur mit ungefähr 100'000 Jahre steuert (siehe Abb. 27). Die zyklische Temperaturveränderung zwischen Glazial- und Interglazialphase, wie sie farblich darin dargestellt ist, beträgt rund 6-10 °C.

Ich denke, der Begriff **Findling** als Bezeichnung für einen grossen ortsfremden Gesteinsblock ist geläufig. Solche Gesteinsblöcke sind schon immer aufgefallen, und man versuchte zu verstehen, wie diese transportiert wurden. In früherer Zeit nahm man an, dass diese vielleicht bei der Sintflut weggeschwemmt wurden. Erst in der Mitte des 19. Jahrhunderts verbreitete sich die Theorie der Eiszeit und dem damit verbundenen Gletschertransport.

Jedoch war den damaligen Gelehrten schon schnell bewusst, dass es sich bei der Auskartierung der Findlingsfundorte und den Überresten von Moränenablagerungen im Flachland um mehrere Gletschervorstösse handeln musste. Es zeigte sich, dass rund 90 Prozent des Mittellandes mit Eis überzogen waren.

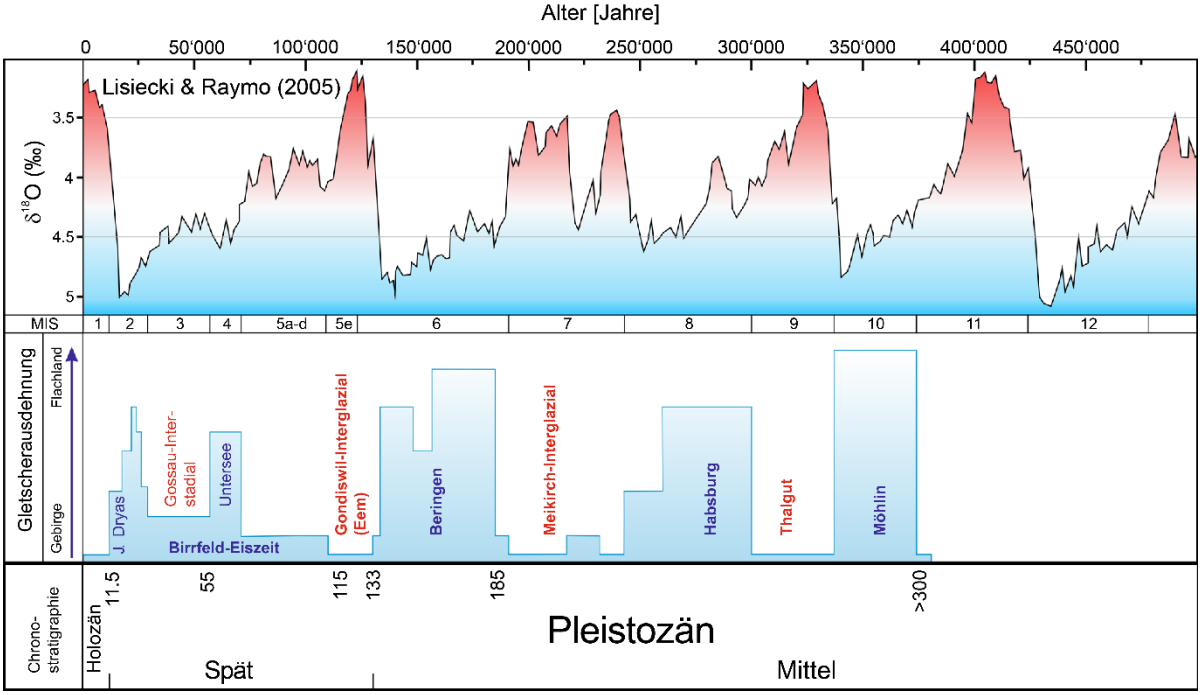


Abb. 27: Quartäre Lithostratigraphie (nach Becker et al., 2020), rot markiert die interglazialen und interstadialen Warmphasen, blau die Kaltphasen

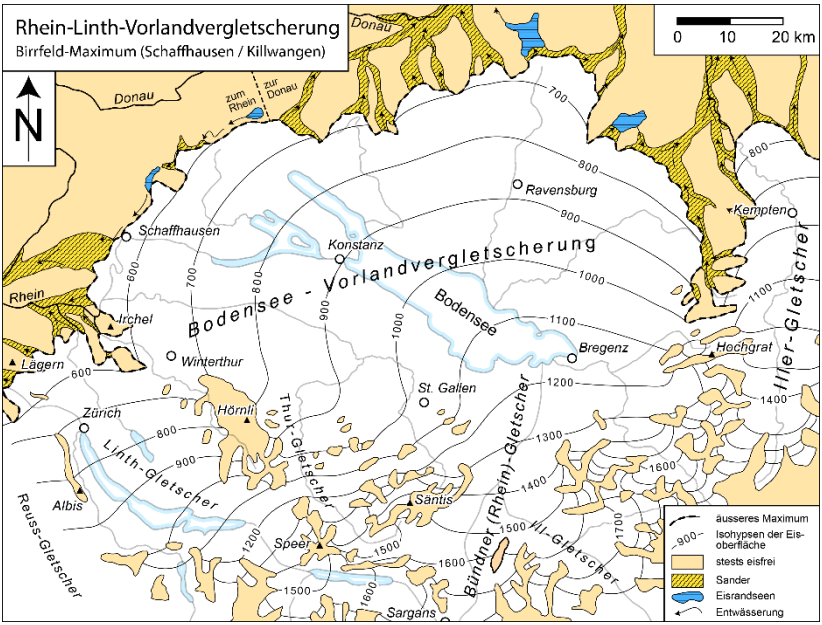


Abb. 28: Maximale Ausdehnung der Eismasse während der letzten Eiszeit (nach Keller, 2013 und Keller & Krayss 1993)

Die mehrmalige vorstossenden und zurückschmelzenden Eismassen und die damit verbundenen Schmelzwässer prägten die Landschaft und Morphologie des heutigen Alpenvorlandes. Die Bereiche, die von Eismassen bedeckt waren, wurden abgeschliffen und gerundet. Die Bereiche, die nicht mit Eis bedeckt waren, wie zum Beispiel das Hörnli (siehe Abb. 28), weisen eine ganz andere Morphologie auf. Die Landschaft dort ist viel schroffer und wurde nur durch die Verwitterung und Erosion von Bächen erschaffen.

Die maximale Eishöhe der einzelnen Gletscherzungen kann unter anderem aufgrund der gefundenen Findlinge oder dem Gletscherschliff rekonstruiert werden. Bei den grössten Vereisungen lag der **Bündner-Gletscher** (ehemals Rhein-Gletscher) zwischen Sargans und Buchs 1900 bis 1750 m ü.M. Dies lässt sich an den so hoch gelegenen Überprägungen auf Graten und Felsen erkennen (Hantke &

Seitter 1985). In der Talgabelung bei Sargans teilte sich der Bündner-Gletscher auf. Der eine Arm floss durch das Seeztal, vereinigte sich mit dem Linth-Gletscher und floss weiter Richtung Zürich. Der andere Arm floss das Rheintal hinunter und breitete sich im Bodenseegebiet aus (Abb. 28). Der Rheintalarm empfing zusätzliches Eis von Lokalgletschern aus dem Alvier- und Voralp-Gebiet. Beim Sattel von Wildhaus verlor er einen Teil davon ins oberste Toggenburg. Über diesem Sattel stand das Eis bei der vorletzten Eiszeit auf 1700 m, bei der letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit; ehemals *Würm-Eiszeit*) um 1500 m (Hantke, 1987). Der rheinische Gletscherarm vereinigte sich bereits in Unterwasser mit den Lokalgletschern der Säntisthur und den Churfirsten.

Die Gletscher der letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit) erreichten den maximalen Vorstoss etwa vor 24'000 Jahren, wie die Datierungen in der Abb. 29 von Oskar Keller belegen. Von den Maximalstadien in Schaffhausen und Killwangen zogen sich die Gletscher anschliessend kontinuierlich zurück. Der im Toggenburg gelegene *Thur-Gletscher* vereinigte sich zu diesem Zeitpunkt noch nördlich von Bazenheid mit dem Rhein-Gletscher, der rund um den Alpstein geflossen war.

Die Rückzugsrekonstruktion des Thur-Gletschers wurde von Hantke (1987) folgendermassen beschrieben:

Zum Zeitpunkt des Stadiums von *Konstanz* (vor rund 18'000 Jahren, Abb. 29) lag der *Thur-Gletscher* noch bei Krummenau. Beim weiteren Abschmelzen riss dann die Verbindung mit dem zu diesem Zeitpunkt vermutlich noch über die Sattelung von Wildhaus fliessenden Rhein-Gletscher ab.

Im Stadium von *Koblach* (vor rund 17’300 Jahre) lag der Sattel von Wildhaus noch unter Thur-Eis. Der Gletscher endete talabwärts bei Starkenbach. Der *Tesel-Gletscher* vom Altmann und Wildhuser Schofberg wurde während des Hochglazials noch vom Rhein-Eis gestaut. Somit konnte sich dieser Lokalgletscher nur um das SW-Ende des Gulmen herum, analog der heutigen Entwässerung der Simmi, gegen das St. Galler Rheintal gewandt haben. Die Moräne eines Strinlappens des *Tesel-Gletschers* dämmte anschliessend den Schönenbodensee ab (Hantke 1967).

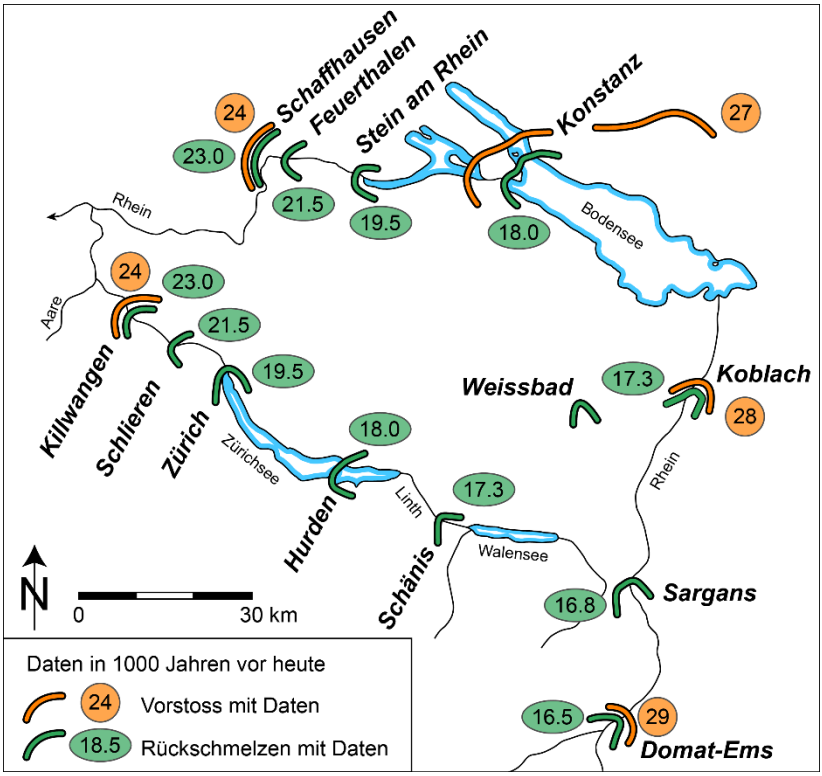


Abb. 29: Datierung der Gletscherstadien (nach Keller 2013, und Keller & Krayss 2005)

Vor rund 16'800 Jahren lag das Gletscherende des Bündner-Gletschers bei Sargans (Stadium von *Sargans*), bevor sich dieser relativ schnell ins Alpenrheintal und später ins Hochgebirge zurückzog. Im Toggenburg sind die *Churfirsten-*, *Säntisthur-* und der *Tesel-Gletscher* selbständig geworden und ziehen sich langsam in die hochgelegenen Täler und Kare zurück.

Späteiszeitliche erneute kürzere Gletschervorstösse sind unter anderem bei den Schwendiseen belegt. Dort stauen mehrere Eisrandlagen das Becken der Schwendiseen (Keller 1988).

Ich komme nochmals zurück zum Menschen und der Siedlungsgeschichte. Unter dem Begriff Mensch in der Erzählung von Max Frisch «Der Mensch erscheint im Holozän» verstehen wir alle vermutlich den modernen Menschen, der wissenschaftlich als *Homo sapiens* bezeichnet wird. Dieser ist die jüngste Art der Gattung *Homo*. Gemäss gültiger Lehre stammt der *Homo sapiens* aus Afrika. Dessen globaler Siegeszug und die Besiedelung begann vor etwa 60'000 Jahren. Nach Europa gelangte er etwa vor 40'000 Jahren (Paetsch 2010).

Europa war zu dieser Zeit aber bereits von anderen Hominiden besiedelt. Funde aus dem deutschen Neandertal gab diesen den Namen. Es handelt sich um den *Homo neanderthalensis*, umgangssprachlich einfach Neandertaler. Vor ihm lebte aber bereits der *Homo heidelbergensis* hier (Engeln 2010). Wenn man es genau nimmt, dann war Europa schon seit mehreren hunderttausend Jahren von Menschen besiedelt. Funde in Spanien aus der Ataperca-Höhle belegen, dass dort schon mehr als eine Million Jahre lang der Mensch Schutz gesucht hat.

In unserer Region sind drei Höhlen durch paläolithische Funde (Funde aus der Altsteinzeit) bekannt geworden. Es sind dies das Wildmannlisloch, das Wildkirchli und das Drachenloch. Alle drei Höhlen wurden von Emil Bächler untersucht und bearbeitet. Bei der Ausgrabung zwischen 1917 und 1919 wurden im 2427 m hoch gelegen Drachenloch neben etlichen Höhlenbärenknochen auch Holzkohlereste von zwei Feuerstellen gefunden (Bächler 1921). Diese versuchte man mit Hilfe der C14-Methode zu datieren. Die eine Probe ergab ein Datum «älter als 53'000 Jahre» (Leuzinger-Piccand et al. 1999). Somit ist belegt, dass auch in unserer Gegend vor über 50'000 Jahren bereits Menschen unterwegs waren und ihre Spuren hinterliessen. Der Alpstein, mit seinen vielen Höhlen, hat im Laufe der Zeit immer wieder Menschen Schutz geboten, wie auch Funde aus der Altwasserhöhle im südöstlichen Alpstein belegen. Die Funde sind rund 10'000 Jahre alt (Jagher et al. 1997) und stammen somit aus der Zeit nach der letzten Eiszeit, also aus dem Holozän.

Die Welt unter dem Zwinglipass

Natürlich ist die Landschaftsgestaltung mit dem Ende der Eiszeiten und somit dem Beginn des Holozäns noch nicht abgeschlossen. Wer im Alpstein unterwegs ist, kennt zwangsläufig eine weitere Form der Erosion. Es handelt sich dabei um die Lösungserscheinungen im Kalkgestein wie Karren, Schratten, Dolinen, Donnerlöcher und natürlich Höhlen. Die Höhlenbildung ist direkt mit dem Wasserkreislauf gekoppelt. Der Regen nimmt winzige Mengen an Kohlenstoffdioxid (CO_2) aus der Atmosphäre auf und wird dabei zu einer leichten Säure. Diese leichte Kohlensäure löst nun über Jahrtausende hinweg ganze Hohlräume aus dem Gestein heraus. Wie sagt man so schön: *Steter Tropfen höhlt den Stein*. Die Karstlandschaft lässt sich nicht nur hier im Alpstein erleben, sondern auch in den Churfirsten. Filipponi (2006) hat dazu einen Karstwanderführer geschrieben. Dieser ermöglicht auf vier ausgewählten Routen die Gegend zwischen Gamsalp, Alp Garschella, Chäserrugg und Iltios zu entdecken.

Bereits Ende der 1960er Jahre wurden in der Umgebung des Zwinglipasses erste Erkundungen und Höhlenbefahrungen unternommen, wie Richard Graf (2016) zu berichten weiss. Jedoch musste die Bearbeitung der Höhlen etwas auf sich warten lassen. In den 1980er Jahren wurde dann wieder intensiv gearbeitet. Etliche Höhlen wurden vermessen und dokumentiert. Zu den grösseren und seit längerer Zeit bekannten Objekten zählen der Oberscherenschacht (-210 m), die Schneehöhle (1 km Länge), die Huldrychhöhle oder der Gruebenschacht (-167 m).

Ab dem Sommer 2007 begannen erneut Mitglieder der Ostschweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung (OGH) die Erforschung der Höhlen systematisch voranzutreiben. Seit 2007 betreibt der Höhlenclub nun fast jedes Jahr ein Forschungslager auf dem Zwinglipass. Der Rückblick «*10 Jahre Forschungslager auf dem Zwinglipass*» von Richard Graf (2016) gibt einen guten Einblick in die Tätigkeiten und die bearbeiteten Objekte. Ich möchte im Folgenden exemplarisch auf zwei Höhlen eingehen. Diese sind über den Alpstein hinaus bekannt

geworden. Es handelt sich dabei um die Schachthöhle Z7 und die Schneehöhle:

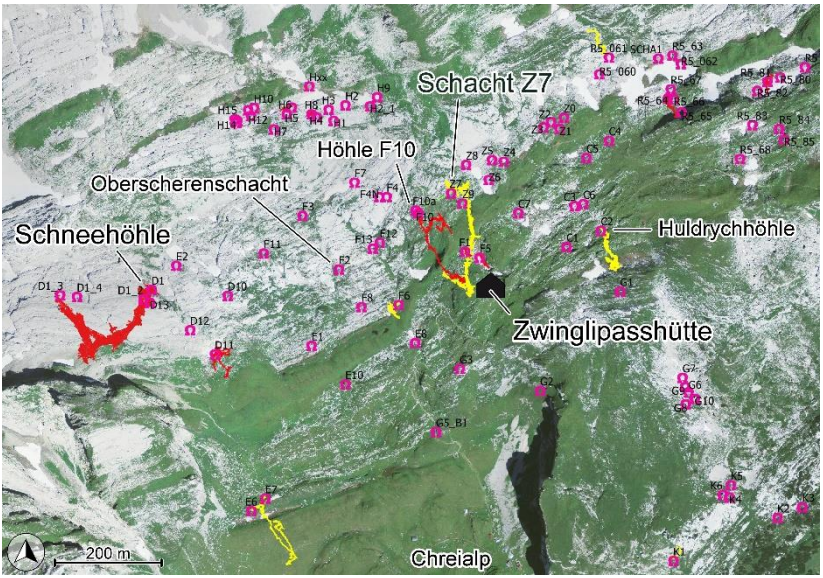


Abb. 30: Übersichtskarte mit den bekannten Höhleneingängen und der Ausdehnung der Schneehöhle und der Schachthöhle Z7; Karte modifiziert nach Richard Graf

Schachthöhle Z7

Als grosser Erfolg dieser Forschungslager der OGH gilt sicherlich die Entdeckung der Schachthöhle Z7 im Sommer 2008. Sie galt lange als «die Höhle» des Forschungsgebietes Zwinglipass. Der Eingang des Z7 (Abb. 30) beginnt unweit des Wanderweges hinauf zum Altmann am Wandfuss des Klettergartens. Trotz erheblichen Steinschlags konnte schnell eine Tiefe von rund -100 m erreicht werden. Unten angekommen, erwartete die Forscher ein riesiger Hohlraum. Der Boden ist unter anderem mit Sturzblöcken in der Grösse von Einfamilienhäusern bedeckt. Dieser gross dimensionierte Gang neigt sich Richtung Clubhütte und wurde deshalb als Hüttenkeller bezeichnet (Abb. 31). Auf 240 m stiessen die Forscher auf erste nicht mehr schliefbare Gangteile. Sie standen zu diesem Zeitpunkt fast senkrecht, jedoch rund 150 m unterhalb der Clubhütte.

Abb. 31: Der Hüttenkeller in der Schachthöhle Z7 (fast senkrecht unterhalb der Clubhütte). Man beachte die Höhlenforscher als Grössenvergleich (Foto: Arniko Böke, 2012)

Im Forschungslager 2017 wurde in der benachbarten Höhle F10 eine Engstelle aufgegraben. Der Verlauf der Höhle schien in Richtung des unteren Bereichs der Höhle Z7 zu verlaufen. Am darauffolgenden Tag ging es dann mit neuer Kraft wieder ans Werk. Vier Höhlenforscher der OGH wollten den Durchbruch und somit die Verbindung beider Höhlen schaffen. Nach 77 m Neuvermessung und dem Einrichten des letzten Schachtes kam dann endlich die Gewissheit: Sie hatten es geschafft und waren wirklich im Hüttenkeller des Z7 angekommen. Dank tatkräftiger Unterstützung vieler Höhlenforscher konnte ein neues Grosshöhlensystem im Zwinglipass aufgefunden und erforscht werden. Das Höhlensystem hat zu diesem Zeitpunkt eine Länge von 1733 m und eine Tiefe von -240 m (Sorg & Fleury 2017).

Schneehöhle

Ein weiteres Naturphänomen befindet sich in der Schneehöhle (Abb. 30). Der grosse elliptische Eingang ist schon lange bekannt und auch gut von der Clubhütte ersichtlich. Wie bei der Schachhöhle ist jedoch auch hier der Zugang nicht für jedermann zu bewältigen. Im Frühling versperrt meistens ein grosser Schneekegel den Zustieg zum dahinter gelegenen 50 m langen Eissee. Wie Richard Graf (2012) berichtet, war in den 1980er Jahren im Sommer der Eissee jeweils zusätzlich mit Schmelzwasser bedeckt. Von diesem ist heute nichts mehr vorhanden, denn in den 1990er Jahren schmolz die Eissäule, die bis dahin den Hauptgang verschlossen hatte, soweit ab, dass die Höhle wieder begangen werden konnte. Der Beginn der Höhlenvermessung fand unter der Leitung von Kurt Winkler und seinen Gehilfen statt. Sie konnten eine Gesamtlänge von über 1000 m befahren und dokumentieren.

Das Aussergewöhnliche an dieser Höhle ist natürlich das ganzjährige Vorhandensein von Eis. Beim Betrachten der Bilder von Andreas Schwarz aus dem Jahre 2012 (Abb. 32) lässt sich das Naturwunder nur annähernd erahnen, wenn in der absoluten Dunkelheit der Höhle die Eisschichten und Eisfälle im Schein der Stirnlampe zu leuchten beginnen. Es ist sicherlich ein einmaliges Erlebnis für alle, die es zu Gesicht bekommen haben. Das Appenzeller Magazin veröffentlichte

im Jahre 2013 (Magazin Nr. 10) weitere eindrückliche Bilder zur Unterwelt im Gebiet des Alpsteins.

Abb. 32: Das hintere Ende der Schneehöhle (Foto: Andreas Schwarz, 2012)

In den folgenden Abschnitten möchte ich einen kleinen Einblick in die Erforschungsgeschichte der Schneehöhle geben. Die Zeitspanne zwischen dem Juli 2015 und dem Mai 2017 war eine spannende Phase in der Schneehöhle:

Juli 2015: Mitglieder der OGH wollten während des Forschungslagers der Höhle einen Besuch abstatten. Doch welche Überraschung! Der Abstieg zu den Eisformationen war durch einen aufgestauten See versperrt und verhinderte den Zugang zu den dahinterliegenden Bereichen. Diese Entdeckung warf etliche Fragen auf, denn jeder, der die Grösse des Hohlraums kennt, kann nur erahnen, wieviel Wasser das sein musste. Der Hohlraum der vorderen Halle (Abb. 33) war fast komplett bis zur Decke mit Wasser gefüllt. Woher stammte diese enorme Wassermenge? Würde das Wasser wieder abfliessen und blieben

dann überhaupt noch Eisformationen übrig? Diese Entdeckung weckte das Interesse dieses Phänomen genauer unter die Lupe zu nehmen.

Oktober 2015: Mit Mitgliedern der JO Toggenburg seilten wir erneut im Hauptgang ab. Das Wasser war wieder verschwunden. Und zum Glück war das Eis noch da. Aber in der Mitte des Eises, das sonst spiegelglatt war, klaffte nun ein riesiges Loch.

Juli 2016: Nachdem ich im Frühling 2016 von der OGH erneut erfahren habe, dass die Höhle vollgelaufen sei, besuchten wir im Juli mit der JO die Höhle erneut. So wollten auch wir einen kleinen Forschungsbeitrag leisten. Wir stiegen zum Höhleneingang auf. Nach dem Abseilen auf der vereisten langen Rutschbahn kamen wir leider nicht mehr weiter. Der See war noch immer da, aber der Seespiegel war um einen Meter gesunken. Somit war anzunehmen, dass er sich vermutlich im Laufe des Sommers wieder entleeren würde.

August 2016: Der unterirdische See war in der Zwischenzeit fast schon zu einem Mysterium geworden. Mich faszinierte die ganze Situation und weckte meine Neugier. So besuchte ich die Höhle im August erneut, jedoch hat sich am Seespiegel nichts mehr verändert.

September 2016: Auch bei einem weiteren Besuch zusammen mit Richard Graf anfangs September zeigte sich dasselbe Bild. Der See wollte nicht mehr verschwinden. Es wurde dann bereits an Tauchversuche oder Gummibootfahrten gedacht. Mitglieder der OGH stiegen gegen Ende September mit Trockenanzügen hinab. Aber siehe da, der See war ausgelaufen. Man war sich einig, dass dies weiter untersucht und dokumentiert werden musste. Wann kommt das Wasser? Wie hoch steigt der Seespiegel? Wann entleert sich der See? Gibt es Parallelen zum Niederschlag oder der Schneeschmelze?

Oktober 2016: Richard Graf (von der OGH) organisierte die technische Ausrüstung: einen Drucksensor, Kabel und eine Übermittlungsstation. Die ganze Ausrüstung konnten wir dann gegen Ende Oktober installieren. Die GSM-Box war verbunden, und die Daten konnten online, praktisch live abgerufen werden. Jetzt begann das Warten auf das Wasser.

Januar 2017: Die Aufzeichnungen gingen aber nicht lange, bereits im Januar wurde die Übertragung der Daten gestoppt. Das Problem musste vermutlich an einem gerissenen Kabel liegen. Im April konnte es geflickt und die Box ersetzt werden. Aber nun bestand ein weiteres Problem mit der Batterie, die sich zu schnell entleerte.

Mai 2017: Die Spannung stieg, die Schneeschmelze setzte bald ein und wir hatten noch immer keinen Zugriff auf den Drucksensor. Ist die Höhle schon wieder voll? Im Mai machten zwei Mitglieder der JO einen Kontrollgang und kontrollierten das Kabel. Die Höhle war leer, und es gab kein Anzeichen von Wasser.

Juni 2017: Beim Auswechseln der Batterie Mitte Juni, war es dann klar: Der See begann sich zu füllen. Der Drucksensor ergab einen Wasserstand von 4.7 m und stieg weiter an. Ein erneuter Datenunterbruch nur gerade 12 Tage später verlangte einen zusätzlichen Kontrollgang. Jedoch schien in der Höhle alles in Ordnung zu sein. Es musste an der Box oder der Batterie liegen. Der See hatte aber noch nicht sein Maximum erreicht. Anfangs Juli wurde die Batterie gewechselt, und wir waren wieder online. Gegen Ende Juli überquerten einige heftige Gewitter den Alpstein. Der Seespiegel stieg anschliessend schnell noch einmal 1.5 m auf eine maximale Höhe von 8.5 m an. Dann entleerte er sich langsam wieder. Das Eis ist heute noch immer vorhanden, jedoch nicht mehr in der vollen Pracht von 2012 und 2013.

Dieser kurze chronologische Abriss ermöglicht einen kleinen Einblick in die Erforschungsgeschichte des Untergrundes des Zwinglipasses. Natürlich ist dieser nie abgeschlossen, denn jedes Unwetter kann die Fliesswege, die evtl. mit Ton oder Sand verstopft sind, wieder freispülen und so Höhlengänge freilegen oder wieder verschliessen. Nirgends ist die Gewalt des Wassers greifbarer als in den unterirdischen Abflusswegen eines Karstsystems. Natürlich verändert sich auch das Eis mit seinen bizarren Formationen und den Höhlen. Das Abschmelzen geht mit der Klimaerwärmung weiter. Der Eisseespiegel am Eingang der Schneehöhle sinkt jedes Jahr, was die jährlichen Markierungen an der Höhlenwand eindrücklich dokumentieren.

Abb. 33: Die vordere Halle, welche in den letzten Jahren mehrere Male fast komplett mit Wasser gefüllt wurde (Foto: Andreas Schwarz, 2012)

Wasser im Untergrund

Wer einmal während eines Gewitters in einem Karstgebiet unterwegs war, fragte sich vielleicht, wohin das viele Wasser verschwindet. Denn selten sind Oberflächengewässer vorhanden. Der ganze Niederschlag versickert direkt im Untergrund und muss dort über immense Abflusssysteme seinen Weg finden. Einen Einblick ermöglichen die Bilder im vorherigen Kapitel.

Mit der Frage der Abflussverhältnisse befasste sich eine grossangelegte Hydrologische Untersuchung im Auftrag der Kantone St. Gallen, Appenzell Innerrhoden und Ausserrhoden. Robert Attinger von der Universität Bern organisierte mit etlichen Helfern und Beteiligten in den Jahren 1986 und 1987 Tracerhydrologische Untersuchungen im ganzen Alpstein. An mehreren Stellen wurden verschiedene Farbstoffe, sogenannte fluoreszierende Tracer, in Gewässer, Seen und Bäche eingespeist, um zu verstehen, wohin das Wasser verschwindet und an welchen Quellen es wieder zu Tage tritt.

So war es auch am 1. Juli 1987, als Mitglieder der OGH 5 kg Uranin, verdünnt mit 40 Liter Wasser auf -135 m im Höhlenbach des Oberscherenschachtes unweit der Clubhütte einspeisten. Im Talgrund des oberen Toggenburgs wurden an sieben Stellen automatische Probenentnahmegeräte aufgestellt. Zusätzlich wurden 600 Wasserproben von Hand genommen. Nur gerade 19 bis 23 Stunden nach der Einspeisung verfärbte sich die Thur in Unterwasser und im Dorfbach bei Alt St. Johann grünlich. Spuren von Uranin konnten auch im Schiessbach (zwischen Alt St. Johann und Unterwasser) und im Chämmerlitobel in der Säntisthur nachgewiesen werden (Attinger 1988, Leibundgut 1995). An keinen anderen Stellen, weder im Rheintal noch bei Wildhaus, konnte sonst noch Uranin nachgewiesen werden. Das Karstwasser folgt somit den grossen tektonischen Falten und fliesst im *Gulmengewölbe* Richtung Westen. Diese Untersuchung und die damit nachgewiesenen Abflussverhältnisse führten dazu, dass im Gebiet Oberschere (ungefähr zwischen Clubhütte und Girespitz) heute eine Grundwasserschutzzone ausgeschieden ist.

Höhlen als mögliche Wasserlieferanten

Ich kann mich an Sommer erinnern, in denen das Wasser auf der Zwinglipasshütte knapp wurde. So geschehen im Dürresommer 2003. Die Wassertanks und somit der gesamte Wasservorrat der Clubhütte werden ja lediglich mit Regenwasser gespiesen. Dies war noch vor dem grossen Umbau, und die Wassertanks im Keller waren noch nicht so zahlreich wie heute. Es wurde damals nur gewitzelt: *Zum Glück ist der Wein noch nicht ausgegangen*.

Durch etliche Höhlenbefahrungen auf dem Zwinglipass wusste ich, dass im Untergrund des Karstsystems fast immer etwas Wasser vorhanden ist. Ich stellte mir damals die Frage, ob eine Wasserversorgung im Notfall mit Wasser aus Höhlen möglich wäre. So machte ich zusammen mit Richard Graf im Jahre 2011 einige Vorabklärungen. Wir besuchten zusammen mit einem Vertreter der Toggenburger Nachrichten (Hemm 2011) die Huldrychhöhle (Abb. 34). Diese liegt östlich der Clubhütte, aber etwas höher. Sie führt in ihrem hinteren Bereich fast immer etwas Wasser. Die Begehung vor Ort zeigte jedoch, dass sich ohne grösseren Aufwand eine Anlage nicht lohnen würde.

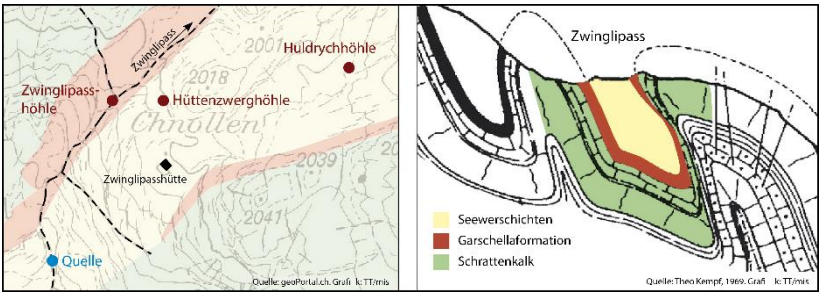


Abb. 34: Vier potenzielle Orte für die Wassergewinnung (Hemm 2011)

Als weitere Möglichkeit wurde die Quelle (Abb. 34) in Betracht gezogen. Diese liegt im Kern der Verfaltung (Synklinale) im «Seewerkalk»

der Seewen-Formation. Durch die Neigung der Synklinalstruktur gegen Westen könnte die Quelle ein doch recht erhebliches Einzugsgebiet haben, welches der auskartierten Seewen-Formation bis hinauf zur Kantonsgrenze entsprechen könnte. Um diese Hypothese abzuklären, wurde zusammen mit dem Hydrogeologen Martin Herfort die Sache inspiziert. Er meinte, ohne Färb- oder Salzlösungsversuch könnten die Abflusssysteme der höher gelegenen Höhlen nicht geklärt werden.

Im Forschungslager 2013 der OGH wurde dann versucht, die Wasserwege der Huldrychhöhle zu erkunden (Graf 2016). Wie bereits oben geschrieben, sucht sich das Wasser vermutlich den Weg entlang der Synklinalstruktur Richtung Westen, denn der wasserführende «Seewerkalk» (Aquifer) wird nach unten von der schlecht löslichen Garschella-Formation abgedichtet. Somit war die Hoffnung gross, dass eine Verbindung zur Quelle am Hüttenweg nachweisbar sein könnte. Es konnte jedoch auch gut sein, dass das Karstwasser über eine der vielen Querstörungen direkt in den tieferen Untergrund verschwindet und so vielleicht in den Schacht Z7 fliessen könnte. Seit der oben erwähnten Traceruntersuchung im Oberscherenschacht war klar, dass das Karstsystem mit Quellen in Alt St. Johann in Verbindung steht und so ein erneuter Färbversuch nicht so schnell durchführbar war. Man wollte ja niemanden verunsichern, falls die Thur auf einmal giftgrün gefärbt daherkäme. Somit kam nur ein Versucht mit einer Salzlösung in Frage. Es wurden etliche Kilogramm Salz im Wasser gelöst und in den Höhlenbach der Huldrychhöhle geschüttet. Das gelöste Salz erhöht die Leitfähigkeit des Wassers. Und dies kann relativ einfach gemessen werden. Aber bei der besagten Quelle wie auch später im Z7 wurde kein Anstieg der Leitfähigkeit festgestellt. Somit konnte mit den damaligen Abflussmengen gezeigt werden, dass es zwischen der Huldrychhöhle und der Quelle, sowie zwischen der Huldrychhöhle und dem Z7 keine Verbindung gibt. Das Wasser sucht sich vermutlich seinen Weg in die Tiefe direkt durch die vertikalen Querstörungen.

Stalagmiten als Klimaarchive

Abb. 35: Stalagmit aus dem Schafsloch (Häuselmann et al. 2015)

Stalagmiten können auch als Klimaarchive benutzt werden. Häuselmann (2011) berichtete in der Höhlenpost, dass ein im Schafsloch (1890 m. ü.M.) in der Nähe der Alp Hädern gefundene 25 cm lange Stalagmit sehr interessante Ergebnisse geliefert habe. Der Stalagmit konnte datiert werden und umfasst die Zeitspanne zwischen 230'000 und 130'000 Jahre (Vorletzte-Eiszeit bis Beginn der Eem-Warmzeit). Diese Resultate sind nicht nur von regionalem Interesse, sondern helfen auch beim Verständnis von Zeitpunkt und Ursachen abrupter Klimaveränderungen.

Die Daten, welche auch international von Interesse sind, wurden anschliessend wissenschaftlich publiziert (Häuselmann et al. 2015). Am oberen Ende des Stalagmiten ist eine Schichtlücke vorhanden. Während rund 15'400 Jahren wurden keine Kalkschichten abgelagert. Dies zeigt, dass zu dieser Zeit die Temperatur unter 0 °C gelegen haben muss, denn es war kein Tropfwasser vorhanden. Der Zwinglipass musste also mit Eis bedeckt gewesen sein. Erst mit dem Abschmelzen der vorletzten Vereisungsphase setzte das erneute Wachstum ab 137'400 ± 1'400 Jahre wieder ein.

Wie dieser eine Fund und die Arbeit der Höhlenforscher zeigt, sind die Stalagmiten gute Klimaarchive für die Rekonstruktion der Vergangenheit. Der 25 cm lange Stalagmit hat seinen kleinen Beitrag geleistet.

Literaturverzeichnis

Attinger, R. (1988): Tracerhydrologische Untersuchungen im Alpstein. Methodik des kombinierten Tracereinsatzes für die hydrologische Grundlagenerarbeitung in einem Karstgebiet. *Geographica Bernensia*. G29.

Bächler, E. (1921). Das Drachenloch ob Vättis im Taminatale, 2445 m ü. M. und seine Bedeutung als paläontologische Fundstätte und prähistorische Niederlassung aus der Altsteinzeit (Paläolithikum) im Schweizerlande. *Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft*, 57, 1-144.

Becker, A., Piepjohn, K. & Schröder-Ritzrau, A. (2020). The Erdmannshöhle near Hasel, SW Germany: karst environment and cave evolution. *Swiss Journal of Geosciences*, 113(1), 1-25.

Bolli, H.M. (1944). Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 57/2, 217-328.

Bürgin, T. & Oberli, U. (2008). Zwei besondere Ammoniten-Funde aus dem Alpstein. *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft*, 91, 87-96.

Bürgin, T., Kindlemann, R. & Oberli, U. (2015). Kreidezeitliche Haiwirbel und Haizähne aus den östlichen Churfirsten (Kanton St. Gallen/Ostschweiz). *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft*, 82, 205-222.

Dollfus, S. (1965). Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 58/1, 453–555.

Eugster, H., Forrer, M., Fröhlicher, H., Kempf, Th., Schlatter, L., Blaser, R., Funk, H., Spörri, M. & Habicht, K. (1982). Blatt 1115 Säntis. *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000*, Karte 78.

Filipponi, M. (2006). Karstwanderführer Gamsalp – Entdecken, Kennenlernen, Verstehen. Ortsgemeinde Grabs und Politische Gemeinde Grabs. 130 S.

Föllmi, K.B. & Ouwehand, P.J. (1987). Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80(1), 141-191.

Föllmi, K.B., Bodin, S., Godet, A., Linder, P. & Van De Schootbrugge, B. (2007). Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key!. *Swiss Journal of Geosciences*, 100(3), 349-369.

Funk, H. (1969). Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmannschichten. *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 62(1), 191-203.

Funk, H. (1971). Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). *Eclogae Geologicae Helvetiae*. 64(2), 345-433.

Funk, H., Habicht, K., Hantke, R. & Pfiffner, O. A. (2000): Blatt 1115 Säntis. *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000*, Erläuterungen 78.

Godet, A. (2013). Drowning unconformities: Palaeoenvironmental significance and involvement of global processes. *Sedimentary Geology*, 293, 45-66.

Graf, R. (2012). Zwinglipassgebiet. Akten des 13. Nationalen Kongresses für Höhlenforschung 2012.

Graf, R. (2016). Zwinglipassgebiet Alpstein/SG – 10 Jahre Forschungslager 2007 bis 2016. *Höhlenpost*, 148, 2-13.

Hantke, R. (1966): Altmannschichten/Kieselkalk (des Hauterivien). Lex. strat. int. I/7c.

Hantke, R. (1967). Die wurmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen). *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, 112/4, 223-242.

Hantke, R. (1987). Zur Tal- und Reliefgeschichte des Churfirsten-Alvier-Gebietes (Kanton St. Gallen). *Geographica Helvetica*, 42(2), 159-168.

Hantke, R. & Seitter, H. (1985). Vermochten an nie vereisten Lagen im Alpstein jüngsttertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? *Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft* 82: 55-107.

Häuselmann, A. (2011). Stalclim Schweiz – Resultate des ersten Jahres. *Höhlenpost*, 138, 23-24.

Häuselmann, A.D., Fleitmann, D., Cheng, H., Tabersky, D., Günther, D., Edwards, R.L. (2015). Timing and nature of the penultimate deglaciation in a high alpine stalagmite from Switzerland. *Quaternary Science Reviews*, 126, 264-275.

Heim, Alb. (1905). Das Säntisgebirge. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, 16.

Heim. Arn. Baumberger, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,* 68/2.

Hemm, U. M. (2011). Höhlen im Alpstein als Wasserlieferanten. *Toggenburger Nachrichten*, 22.06.2011, Seite 6.

Hostettler, B. & Menkveld-Gfeller, U. (2018). Seeigel (Echinoidea). In: Fossilien im Alpstein (Kürsteiner, P & Klug, C.), Appenzeller Verlag, 372 S.

Imper, D. (1996). Gesteine, Rohstoffgewinnung und Steinbearbeitung im Sarganserland. *Minaria Helvetica*, 16a, 3-60.

Jagher, R., Fischer, M. & Morel, P. (1997). Altwasser-Höhle 1: eine spätpaläolithische Jagdstation auf 1410 m ü.M. im südöstlichen Alpstein AI. *Archäologie der Schweiz*, 20, 2-8.

Keller, O. (1988). Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). *Physische Geographie* Vol. 27.

Kempf, T.A. (1966). Geologie des westlichen Säntisgebirges. *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, 128.

Keller, O. (2013). Alpen – Rhein – Bodensee. *Appenzeller Verlag*. Herisau. 179 S.

Keller, O. & Krayss, E. (1993). The Rhine-Linth Glacier in the Upper Wurm: a model of the last alpine Glaciation. *Quaternary international*, 18, 15-27.

Keller, O. & Krayss, E. (2005). Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 150, 69–85.

Kugler, C. (1987). Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. Dissertation Univ. Zürich.

Kuhn, O., Weissert, H., Föllmi, K.B. & Hennig, S. (2005). Altered carbon cycling and trace-metal enrichment during the late Valanginian and early Hauterivian. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98(3), 333-344.

Leibundgut, C. (1995). Zur Hydrologie des Alpsteins. Mit einer Hydrogeographischen Karte des Alpsteins 1:50000 von Robert Attinger. *Innerrhoder Schriften*, 4, 125 S.

Leuzinger-Piccand, C., Leuzinger-Piccand, U. & Schindler, M.P. (1999). Die C14-Daten der Feuerstelle im Drachenloch, Pfäfers SG. *Jahrbuch der Schweizerischen Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte*, 82, 227-229.

Loher, M. (2012). Helvetic shelf carbonates – archive for evolution of the carbon cycle during Cretaceous greenhouse times. Bachelor thesis (unpublished). ETH Zürich.

Löpfe, R., Ibele, T., Wohlwend, S, Broggi, R. & Zwahlen, P. (2018). Blatt 1155 Sargans. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Erläuterungen 157.

Paetsch, M. (2010). Aufbruch zu neuen Kontinenten. GEOkompakt, 24, 86-99.

Kirschvink J.L. (1992). Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. in: J.W. Schopf, C. Klein, & D. Des Maris (eds), *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, pp. 51-52.

Sala, P., Pfiffner, O. A. & Frehner, M. (2014). The Alpstein in three dimensions: fold-and-thrust belt visualization in the Helvetic zone, eastern Switzerland. *Swiss journal of geosciences*, 107(2), 177-195.

Sorg, R. & Fleury, F. (2017). Grosshöhlensystem – Bericht vom Zusammenschluss von Z7 und F10. *Höhlenpost*, 151, 19-21.

Trümpy, R. (1949). Der Lias der Glarner Alpen. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,* 79/1, 1-193.

Trümpy, R. (1980). Geology of Switzerland: A Guide-Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. Wepf & Co. Basel and New York, 104 S.

Strasser, A. (1982). Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 75(1), 1-21.

Wissler, L., Funk, H. & Weissert, H. (2003). Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200(1-4), 187-205.

Wohlwend, S. (2008). Von Kondensation zu pelagischer Sedimentation: Helvetikum, Mittelkreide, Säntisdecke. Bachelorarbeit (unpubliziert), ETH Zürich.

Wohlwend, S., Hart, M. & Weissert, H. (2015). Ocean current intensification during the Cretaceous oceanic anoxic event 2 – evidence from the northern Tethys. *Terra Nova,* 27(2), 147-155.

Wohlwend, S., Bläsi, H.R., Feist-Burkhardt, S., Hostettler, B., Menkveld-Gfeller, U., Dietze, V. & Deplazes, G. (2021). TBO Bülach-1-1: Data Report, Microfacies, Bio- and Chemostratigraphic Analysis. *Nagra Arbeitsberichte,* NAB 20-08, Dossier IV.

Bildreise

Steine sammeln im Grossformat – KiBe und JO helfen

Abbau des rötlichen Seewerkalkes hinter der Zwinglipasshütte

Fast schon Untertagebau auf dem Zwinglipass

Das Handwerk Steinespalten muss gelernt sein

Tatkräftige und zahlreiche Hilfe bei der Erstellung des Steinmanndlis

Die drei Steinbänke werden mit Hilfe der Gehrig Gartenbau AG erstellt

Der Steinplatz nimmt Gestalt an

Es ist geschafft – das neue geologische Steinmanndli steht!

GEHRIG GARTENBAU AG

Gestaltung
Planung
Natursteinarbeiten
Unterhalt und Pflege
Spezialarbeiten

www. gehriggartenbau.ch / 071 393 37 10 / info@gehriggartenbau.ch

Zwinglipasshütte des SAC-Toggenburg

Die am Fusse des Altmanns gelegene Hütte ist auf guten Wanderwegen in 2.5 Std. über Gamplüt erreichbar und verfügt über 42 Schlafplätze. Mit einfacher Halbpension buchbar.

Reservationen:
reservation@sac-toggenburg.ch
Tel. 071 565 36 21

SAC Sektion Toggenburg