

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ, NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XLII. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 72. LIEFERUNG

Die autochthone Kreide

auf

Bifertenstock und Selbsanft

von

W. A. Keller.

Mit 1 geolog. Karte in 1:15,000, 2 Tafeln und 2 Figuren im Text.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1912.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Am 19. Februar 1912 legte Herr *W. A. Keller* der Geologischen Kommission das druckfertige Manuskript seiner Untersuchung über „Die autochthone Kreide am Bifertenstock und Selbsanft“ mit Karte und Profilen vor und anerbote dieselbe unentgeltlich zur Publikation. Die Kommission nahm die Arbeit an und beschloss deren sofortigen Druck.

Für den Inhalt von Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Die gesammelten Handstücke etc. sind in der Sammlung der Eidgenössischen Technischen Hochschule deponiert.

Zürich, den 9. August 1912.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung einer Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. *Albert Heim*. Vorgesehen war zunächst eine stratigraphische Untersuchung der autochthonen Kreide des Biferten-Selbsanft-Gebirgsstockes. Es zeigte sich bald, dass die Befunde dieser Untersuchung, sowie die Tektonik im Massstab 1 : 50,000 des topographischen Atlas unmöglich einigermaßen erschöpfende Darstellung erfahren würden. So trat denn die etwas umfangreiche Aufgabe der topographischen Aufnahme meines Untersuchungsgebietes an mich heran; mit blosser Vergrösserung des Siegfried-Atlas wäre mir nicht gedient gewesen, da die Felszeichnung des Blattes Tödi in bezug auf Genauigkeit viel zu wünschen übrig lässt. Der topographischen und geologischen Aufnahme des Gebietes widmete ich die Sommerferien der Jahre 1910 und 1911; doch kam eigentlich nur der Sommer 1911 in Betracht; der selbst für diese bedeutenden Höhen aussergewöhnlich schneereiche Sommer 1910 verunmöglichte, ausser einiger topographischer, jede andere Arbeit. Dazu kam ferner noch der Umstand, dass die ohnehin nicht leichten und recht langen Zugänge zum Gipfelplateau des Selbsanft bei den damaligen Schneeverhältnissen stets den ganzen Tag erforderten. Daraus ergab sich für mich die zwingende Notwendigkeit, meine Arbeiten im Sommer 1911 von einem Freilager aus zu unternehmen, welches ich am Südfuss des Kistenstöckli in einer Höhe von 2550 m errichtete.

Zu Dank verpflichtet bin ich vor allem meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. *Albert Heim*, für viele Anregungen und das stete, unermüdliche Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte. Herrn Prof. Dr. *Rollier* verdanke ich manche Anleitung beim Bestimmen der Fossilien, Herrn Prof. *F. Becker* die Einführung in das Gebiet der Kartographie. An dieser Stelle möchte ich auch meiner Freunde gedenken, die mir manchen Tag opferten und mich auf den nicht immer leichten Streifzügen durch jenes wilde Gebirge begleiteten. Ihnen allen sage ich hier herzlichen Dank.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort</i>	III	C. Das Eocän	6
<i>Inhaltsverzeichnis</i>	IV	Die Diskontinuitäten innerhalb der Kreidesedimente	7
		Die Diskontinuität zwischen Kreide und Eocän	8
		Zur Facies der Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft	8
Erster Teil.			
Die topographische Grundlage	1	Dritter Teil.	
		Tektonik	10
Zweiter Teil.		Zusammenfassung der tektonischen Erscheinungen	14
Stratigraphie.			
A. Der obere Malm	2	Vierter Teil.	
B. Die Kreide:		Morphologie der Oberfläche.	
1. Der Öhrlikalk	3	Gebirgsformen und Täler	16
2. Der Valangienkalk	3	Die Vergletscherung	16
3. Der Kieselkalk	4	Die Trichter am Bifertenstock und Selbsanft	17
4. Die Drusbergschichten	4	Wirkungen des Windes	19
5. Der Schrattenkalk	4	Die Schuttfacetten des Plattalva	19
6. Der Gault	5		
7. Die Turrilitenschicht	5	<i>Literaturverzeichnis</i>	20
8. Der Seewerkalk	5		

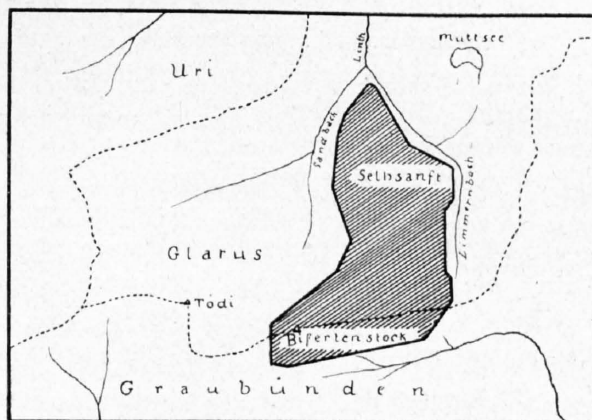
I. Teil.

Die topographische Grundlage.


Das zu untersuchende Gebiet umfasst den Gebirgsstock des Selbsanft und Bifertenstocks, der einen gewaltigen, Nord-Süd orientierten Klotz darstellt. Die rings tief eingefressenen Täler und Schluchten isolieren diesen Klotz fast völlig von den benachbarten Gebirgsteilen; nur der lange Grat des Bifertenstocks, der im Westen durch Bündner Tödi und Piz Urlaun mit dem Tödi einerseits, im Osten durch Kistenstöckli und Muttenberge mit der Hausstockgruppe anderseits zusammenhängt, stellt die Verbindung mit dem benachbarten Gebirge her. Die Kulmination dieses Klotzes bildet der Bifertenstock mit 3426 m selbst; nach Norden sinkt dann die Kammhöhe über die Schyben zum Vorder-Selbsanft oder Hauserhorn mit 2755 m, der in 2000 m hohem Absturz zum Tierfeld im hintersten Winkel des Linthtals niederbricht. Die ungeheure Steilheit der Wände, die rings vom Plateau des Griesgletschers und vom Plattalva abfallen und nur an wenigen Stellen den Durchstieg ermöglichen, gestatteten keine Kartierung durch Messtischaufnahme. Ich musste zu der im Felde allerdings recht bequemen, aber bei der Ausarbeitung desto mehr Mühe verursachenden photogrammetrischen Methode Zuflucht nehmen, welche sich auf den isolierten Gebirgsteil, der zu kartieren war, vortrefflich anwenden liess. Als Ausgangspunkte für die Aufnahme dienten mir folgende genau festgelegte Triangulationspunkte:

Kistenstöckli,
Bifertenstock-Vorgipfel und
Vorder-Selbsanft;

alle weiteren Aufnahmestandpunkte wurden stets auf diese bezogen. Diese Punkte wurden im Massstab 1:10,000 aufgetragen und auf photogrammetrischem Wege ein Netz von zirka 2500 neu aufgenommenen Punkten konstruiert. Zu jedem wurde, ebenfalls auf graphischem Wege, die zugehörige Quote bestimmt. Die Ausarbeitung dieses Netzes nach dem vorhandenen photographischen und Skizzenmaterial in Kurven- und Felszeichnung ergab dann die vorliegende topographische Karte im Massstab 1:10,000. Da aus der Natur heraus entstanden, gibt die Karte nicht nur eine einigermaßen naturgetreue Terraindarstellung, sondern enthält in grossen Zügen bereits die Geologie des zu untersuchenden Gebietes. Für die Drucklegung hat sodann die Schweiz. Geolog. Kommission Reduktion auf 1:15,000 angeordnet.



Blatt Tödi des Topographischen Atlas.

 Gebiet der Spezialkarte 1:15,000, Nr. 75.

II. Teil.

Stratigraphie.

Die Behandlung der kristallinen Gesteine des Limmernbodens und des Sandalpkessels, des Carbon, der Trias und des Jura fällt ausserhalb des Rahmens vorliegender Arbeit. Ich verweise hier auf die eingehende Bearbeitung genannter Formationen durch *Albert Heim* (Lit. 1, I. Teil, Stratigraphie, Lit. 2, I. Teil, Stratigraphie); die kristallinen Gesteine und das Carbon des Biferten-äpli behandelt die kürzlich erschienene Arbeit von *Behrend G. Escher* (Lit. 13, pag. 101) ausführlichste, und die Ergebnisse der Untersuchungen von Dr. *F. Weber* werden bald folgen.

A. Der obere Malm.

Er zerfällt von unten nach oben in folgende Schichtgruppen:

1. Hochgebirgskalk, Quintenerkalk, die Stufen Sequanien und Kimeridgien vertretend. Diese mächtige, vorherrschend bathyale Bildung ist am Selbsanft und Bifertenstock besonders massig ausgebildet. Die Schichtung des innen fast schwarzen, hellblaugrau anwitternden Gesteins ist meist stark verwischt; vielerorts wird dies auf Rechnung des stark auftretenden Clivage zu setzen sein. Kieselknollen kommen wenig häufig vor; Fossilien sind äusserst selten; ich konnte keine finden.

Die Mächtigkeit beträgt am Bifertenstock und unter den Schyben nach Messung ziemlich genau 500 m. Am Vorder-Selbsanft dagegen steigt dieselbe, durch mehrfache flache, nordüberliegende Falten vervielfacht, auf wohl 2000 m an. Umgekehrt erscheint der Hochgebirgskalk unter dem Griesloch — zwischen Vorderer Schybe und Hinter-Selbsanft — nur in einer Mächtigkeit von 260 m, was auf tektonische Reduktion zurückzuführen ist.

2. Korallenkalk. Diese Tithonsedimente lassen sich durch keine scharfe Grenze vom Quintenerkalk trennen. Letzterer wird nach oben heller und oft auch kristalliner. Ganz hell und salinisch erscheinen die Tithonkalke an der tiefsten Einsattelung des Grates 1 km nördlich des Kistenstöckli (Topographischer Atlas P. 2500, ausserhalb des Bereichs der Karte). Meistens, besonders in den Wänden vom Bifertenstock und Selbsanft, lassen sich diese Schichten vom Hochgebirgskalk gar nicht unterscheiden. Eine Abtrennung lässt sich übrigens in diesem Gebiet, wie auch anderwärts im Autochthonen (Lit. 11, pag. 18), durch keinerlei Gründe rechtfertigen.

Am Felssporn, der vom Piz Frisal ostwärts streicht, findet sich eine korallogene Breccie (Troskalkbreccie). Dieses Gestein zeigt scharf eckige Bruchstücke von schwarzem Hochgebirgskalk von 0.1 bis 2 cm Durchmesser, die von einer hellern Kalkmasse verkittet sind. Diese Breccie, die ich ausserhalb meines Gebietes am erwähnten Ort, innerhalb desselben nirgendwo auffand, zeichnet sich durch ein lokales Auftreten von bedeutender Mächtigkeit aus. Sie ist nirgends auf grössere Strecken schichtbildend zu verfolgen. Als Erratum finden sich Blöcke dieses Gesteins durch die ganze Val Frisal hinaus bis Brigels. Dort, an der Tschuppina, einer alten Endmoräne des Frisalgletschers, fand ich in einem solchen Block einen gut erhaltenen Stachel von *Rhabdocidari trigonacantha* Sow. (Cid.).

Unbestimmbare Echinidenreste finden sich in dieser Breccie häufig.

3. Zementsteinschichten. Dieser Horizont lässt sich ebenfalls nicht stets mit wünschbarer Schärfe abgrenzen. Etwas mergelige Schichten mit Kalkbänken, die sich besonders aus der Ferne vom massigern Malm durch die regelmässige Schichtung unterscheiden, charakterisieren denselben. Die Zementsteinschichten lassen sich, allerdings oft nur aus der Ferne, mit ziemlicher Sicherheit durch unser ganzes Gebiet verfolgen. Ihre Mächtigkeit ist schwankend, sie bewegt sich zwischen 30 und 60 m. Die Zementscheinschichten bilden im Biferten-Selbsanftgebiet überall das Liegende der untersten Kreide.

B. Die Kreide.

1. Der Öhrlikalk (Lit. 6, pag. 8), unterer Valangienkalk (Infravalangien). Zwischen diesen untersten kalkigen Bildungen der autochthonen Kreide und dem obern Malm existiert keine scharfe Grenze oder doch nur ausnahmsweise. Der Öhrlikalk ist in unserm Untersuchungsgebiet lithologisch nur schwer von den hellern Kalken des obern Malm zu unterscheiden; würden die trennenden Zementsteinschichten fehlen, so dürfte eine Unterscheidung meist unmöglich sein. Der Öhrlikalk ist grobbankig bis schiefrig (letzteres z. B. an den Schyben), reich an Echinodermentrümmern, trotzdem aber niemals grobspätig, sondern stets feinkörnig. Er wittert, wie der Malm, hellgraublau an; öfters bemerkt man aus grösserer Entfernung, dass die Verwitterungsfarbe etwas ins Bräunliche spielt. Oberflächlich fühlt er sich durch die vorstehenden Echinodermentrümmer oft rauh an. Die an Echinodermentrümmern reichen Bänke liegen namentlich im obern Teil des Öhrlikalkes. Im untern Teil sind sie spärlicher und verschwinden allmählich ganz. Es zeigt sich also zwischen oberem Malm und Öhrlikalk ein kontinuierlicher Übergang, wie er namentlich an der Vordern Schybe schön zu beobachten ist. Bei Faschas, südlich unter dem Kistenstöckli, bildet eine schwach 1 m mächtige, gelb angewitterte, etwas mergelige Kalkbank das Liegende des Öhrlikalkes. *Arnold Heim* (Lit. 7, pag. 29) betrachtet dieselben als Äquivalent der Öhrlimergel. Damit wäre an dieser Stelle die untere Kreidegrenze messerscharf bestimmt. Doch ist diese merkwürdige Kalkbank ein lokales Vorkommnis; ich konnte sie weder am Bifertenstock, noch an den Schyben oder am Selbsanft wahrnehmen.

Im Dünnschliff zeigt sich der Öhrlikalk bestehend aus einer dichten, feinkörnigen Calcitgrundmasse, die mehr oder weniger marmorisiert erscheint. Stellenweise enthält er ziemlich viel Limonit. Quarzkörner fehlen fast gänzlich. Reste von Echinodermentrümmern und Foraminiferenschalen sind recht häufig; letztere sind aber infolge der Veränderung, die das Gestein nachträglich erfahren hat, nicht zu bestimmen. Der reiche Gehalt des Öhrlikalkes an Echinodermentrümmern, sowie die im Schliff recht auffallende petrographische Ähnlichkeit mit den oberen Balfriesschichten am Wallenstadter Berg ¹⁾, ferner das Auftreten der genannten Kalkbank an der Basis und endlich das Vorhandensein einer 1/2 m dicken Schicht voll schlecht erhaltener Brachiopodenschalen im obern Teil (nur am Bifertenostgrat auftretend) machen es ganz unwahrscheinlich, dass wir es im Öhrlikalk mit einer noch zum Malm zu rechnenden Bildung zu tun haben. Viel logischer erscheint der Schluss, den *Arnold Heim* aus seinen Beobachtungen gezogen hat, dass der Öhrlikalk hier wirklich das unterste Glied der autochthonen Kreide bildet (= unteres Valangien oder Berriasien).

Die Mächtigkeit ist infolge der schwer bestimmbareren untern Grenze nicht leicht anzugeben; am Bifertenstock mag sie stellenweise 60 m erreichen; am Selbsanft ist sie sicher nicht mehr so gross, aber jedenfalls doch noch 30 bis 40 m.

2. Der Valangienkalk, Valangien s. str. Über dem Öhrlikalk folgt mit scharfer Grenze braun angewitterter Valangienkalk. Die untere Hälfte bildet eine Echinodermenbreccie mit recht rauher, braun angewitterter Oberfläche; darauf folgt weniger spätiger, knorriger Kalk mit reichlichen Echinodermentrümmern, der massenhaft unbestimmbare, verkieselte Schalen von *Ostrea* etc. enthält. Quarzkörner sind im Dünnschliff eine Seltenheit. Die gegebene Zweiteilung des Valangienkalkes

¹⁾ Dünnschliff-Sammlung des Geologischen Institutes der Technischen Hochschule Zürich (Autor *Arnold Heim*).

lässt sich nur am Bifertenstock und an dessen Ostgrat durchführen, im Norden des Gebietes dagegen nicht mehr.

Die Mächtigkeit beträgt am Bifertenstock 20 m, weiter im Osten dagegen nur noch 12 m. Am Vorder-Selbsanft ist das Valangien 8 bis 10 m mächtig. In der mittlern Zone des Gebietes, am Südgipfel der Vordern Schybe, mass ich sogar nur 6 m; dies ist auf tektonische Reduktion zurückzuführen.

In seinem Profil bei Faschas (Lit. 7, pag. 24) rechnet *Arnold Heim* 22 m hellgrauen, sandigen Kalk, der zahlreiche Quarzsandschlieren und konkretionäre Quarzknollen führt, auch noch zum Valangien. In dieser Schicht kommt jedoch *Toxaster complanatus* vor¹⁾; übrigens nimmt *Arnold Heim* in seinem Profil am Muttenkopf (Lit. 7, pag. 27) das gleiche Gestein auch zum Kieselkalk. Diese knorrigen Kalke mit sandigen Knollen sind in diesem Gebiet bezeichnend für den untern Kieselkalk.

3. Der Kieselkalk, Hauterivien. Diese Schichtgruppe zeigt, wenigstens im oberen Teil, eine noch dunklere Anwitterungsfarbe als das Valangien; sie bildet einen aus weiter Ferne sichtbaren schwarzen Streifen in der Sedimentreihe. Der Kieselkalk ist weiter gut charakterisiert durch die ihn stets begleitende kieselstete weisse Flechte, die einen auffallenden Kontrast mit der dunkeln Gesteinsfarbe bildet. Der untere Teil wird repräsentiert durch die schon genannten Knollenschichten, die mit scharfer Grenze auf dem Valangienkalk liegen. Über diesen Knollenschichten folgt bei Faschas eine dünne, 15 bis 20 cm starke, ganz von Austernschalen, die an *Exogyra* erinnern, erfüllte Schicht; diesen Horizont sieht *Arnold Heim* irrtümlicherweise für die Valangien-Hauterivien-Grenze an. Darüber liegt am Bifertenstock ein feinkörniger, kieseliger Kalk, der stellenweise reichlich Echinodermentrümmer und Reste von Austernschalen (*Exogyra*?) führt.

Im Dünnschliff zeigt sich der Kieselkalk, je nach der Lokalität, als petrographisch recht wechselvolles Gestein. Stets sind Reste von Echinodermentrümmern darin aufzufinden; einzelne rein kalkige Schlieren strotzen von Schalenresten, die aber stets unbestimmbar sind. Pyrit- und Limonitkörnchen sind recht häufig; sie fehlen nie. Der Quarz tritt oft gegenüber dem calcitischen Anteil stark zurück. Die Quarzkörner sind stets scharfkantig, nie gerollt. Da und dort bildet die Kieselsäure auch das Bindemittel; dann kann der Quarzgehalt auf wohl 60 % des Gesteins sich steigern. Durch Lösungsumsatz erscheinen Quarz- und Calcitkörner in vielen Fällen intensiv verzahnt. Muscovitblättchen, kleine Kriställchen von Zirkon etc. treten als Accessoria da und dort auf.

Ausserhalb meines Untersuchungsgebietes, namentlich in der Cavordia (Kistenpass), dann auch im Erosionstäichen des Muttenbaches fand ich im Kieselkalk wiederholt *Toxaster complanatus*.

Die Mächtigkeit des Kieselkalkes ist am Bifertenstock recht bedeutend. Am Südgrat dieses Berges beträgt dieselbe, auf sieben Bänke sich verteilend, 60 m, bei Faschas 40 m; am Vorder-Selbsanft dagegen konnte ich nur 12 m Kieselkalk konstatieren. In der Mittelzone ist derselbe stark reduziert, und zwar sicher tektonisch (am Hinter-Selbsanft 8 m).

4. Die Drusbergschichten, unteres Barrémien. Als helles, zurückwitterndes Band überlagern diese Schichten den dunkeln Kieselkalk, von dem sie keine scharfe Grenze scheidet. Mergelige Kalkschiefer von grauer Farbe, besonders in den höhern, etwas grobbankigern Schichten, erfüllt mit *Exogyra sinuata*, bilden diese untere Abteilung des Barrémien.

Die Drusbergschichten sind am Bifertenstock 20 m, bei Faschas dagegen nur noch 13 m mächtig. Im Norden des Untersuchungsgebietes treten sie am Hinter-Selbsanft noch in geringer Mächtigkeit auf, um bald vom Eocän in spitzem Winkel abgeschnitten zu werden.

5. Der Schrattenkalk, oberes Barrémien. Die Drusbergschichten gehen allmählich in den Schrattenkalk über, der im untern Teil reichlich Echinodermentrümmer führt. Er ist recht massig ausgebildet; die Schichtung ist häufig total verwischt. Die Anwitterungsfarbe ist hellgrau bis weiss;

¹⁾ Nach persönlicher Mitteilung von Herrn Dr. *Blumenthal*. Später fand ich in den gleichen Schichten in der Cavordia und auf dem Plattalva dieses Fossil zu wiederholten Malen.

auch auf frischem Bruch ist das Gestein auffallend hell, auch wenn nicht marmorisiert. Im mittlern Teil sind Requienenschalen sehr häufig. Oft ist der Schrattenkalk durch Marmorisierung ganz salinisch geworden. Im Dünnschliff erweist er sich als dichte Masse rein calcitischer Körner mit gröbern, durch Sammelkristallisation entstandenen Calcitsplitterchen; winzige Pyritkörnchen sind nicht gerade selten.

Vom Bifertenstock stammt ein Stück Schrattenkalk mit einem Abdruck von *Pterocardium* (oder *Pecten*?), das ich auf der linken Seitenmoräne des Pontegliasgletschers fand.

Die Mächtigkeit beträgt am Bifertenstock 70 m, bei Faschas 40 m. Am Selbsanft ist aller Schrattenkalk durch die vormitteocäne Transgression verschwunden.

Im ganzen Untersuchungsgebiet fehlen die obern, *Orbitolina lenticularis* führenden Schichten des Schrattenkalkes, also das Bedoulien (unteres Aptien). *Rothpletz* (Lit. 4, pag. 85; ferner *Albert Heim*, Lit. 1, pag. 177) zitieren Aptmergel aus der Cavordia, östlich vom Kistenstöckli. Sonst transgredieren überall die Albienschichten des Gault auf dem Barrémien.

6. Der Gault, Albien. Auf dem Schrattenkalk liegt mit messerscharfer, aber karrigrauer Fläche der Gault. Oft greift er in Taschen von bis 2 m Tiefe in das liegende Gestein ein. Solche Karren sind bei Faschas (Lit. 7, pag. 38) wunderschön aufgeschlossen; so tief wie dort habe ich sie nirgends mehr gefunden; die deutliche Diskontinuität kann man auch weiter westlich dem Gault-Schrattenkalk-Kontakt entlang verfolgen; im Bänderweg des Bifertenstocks, der dieser Linie folgt, ist sie meist durch Schutt verdeckt. Das Gargasien (oberes Aptien) fehlt vollständig; es ist ja schon in ursprünglich südlicherer Fazies, in den untern helvetischen Decken, nicht mehr ausgebildet. Der untere Teil des Gault ist reich an Pyrit- und Phosphoritknollen. Das Gestein hat eine grünlich-braune Anwitterungsfarbe, die scharf mit dem liegenden hellen Schrattenkalk und dem hangenden Seewerkalk kontrastiert. Der frische Bruch ist grauschwarz. Fossilien habe ich keine gefunden. Der obere Teil, ebenfalls ein feinkörniger, sandiger Kalk, enthält in sehr regelmässigen Abständen von 1 bis 1½ m Bänke von braun angewittertem, innen grauem, dichtem Kalk. Nach oben wird der Gault reich an Quarzkörnern.

Die Mächtigkeit beträgt am Bifertenstock fast 35 m, bei Faschas noch 20 m.

7. Die Turrilitenschicht, unteres Cenoman. Sie vermittelt den Übergang vom Gault zum Seewerkalk. Das Gestein ist ein knolliger, sandiger Kalk von der Farbe des Gault. Die Mächtigkeit schwankt von 0,5 bis 1 m. Es ist dies die fossilreichste Stufe der autochthonen Kreide. *Arnold Heim* (Lit. 7, pag. 34) bearbeitete die reiche Cephalopodenfauna der Turrilitenschichten vom Piz da Dartgas und von Faschas bereits ausführlich, so dass ich hier darüber hinweggehen kann.

8. Der Seewerkalk, Cenoman-Turon. Die flaserige Textur des typischen Seewerkalkes ist auch hier noch erhalten; das Gestein besteht aus dünnen Kalklinsen, die durch tonig sericitische, äusserst feine Häute voneinander getrennt sind. Die Farbe ist eine bläulichgraue; die Anwitterungsfläche ist nur wenig heller als der frische Bruch. Fossilien sind im allgemeinen selten; doch finden sich ausnahmsweise fossilreiche Stellen, so z. B. am Ostgrat des Bifertenstocks, 1 km östlich Punkt 3098. Dort wimmelt es im Gestein von unbestimmbaren, oft zerrissenen Belemniten. Ferner fand ich dort ein typisches Leitfossil für Cenoman: *Douvilléiceras Mantelli* Sow. (Am.) in mehreren bestimmbaren Exemplaren, die alle aus den untern Schichten des Seewerkalks stammen. Des weitern nenne ich den Fund eines unbestimmbaren, da völlig auseinander gerissenen Seeigels aus den obern Schichten des Seewerkalks (im Schutt des ersten Bifertenkessels).

Mikroskopisch erweist sich hier der Seewerkalk als ein dichter, sehr feinkörniger Kalk. Im Gegensatz zum Seewerkalk der helvetischen Decken fehlen darin Quarzkörner keineswegs, wenn sie auch keinen grossen Bestandteil ausmachen; reichlicher sind sie in den untersten, den Bergerischichten am nächsten liegenden Schichten vorhanden. Diese Quarzkörner zeigen stets scharfe, eckige Formen, sie sind niemals gerollt. Zwischen den feinen Calcitkörnern, die den grössten Teil des Gesteins ausmachen und wohl als chemischer Niederschlag zu deuten sind, finden sich öfters gröbere Calcitsplitterchen, durch Sammelkristallisation entstanden. Das Gestein enthält ferner massenhaft Reste von Globigerinen und Orbulinarien (Lagenen). Die Schalen sind teil-

weise ganz erhalten, teilweise eingedrückt; sie besitzen entweder weisse calcitische oder durch toniges Pigment getrübe Calcitsteinkerne. In einem Schliff liess sich mit Sicherheit ein Kalkkörperchen von *Chiridota* (Holothurie) bestimmen ¹⁾. Wenig häufig finden sich im Seewerkalk dunkelbraune, isotrope Körner von wechselndem Durchmesser. *Arnold Heim* (Lit. 8, pag. 194) hält dieselben für ein glauconitähnliches Mineral, das autochthon, d. h. auf dem Meeresgrund, entstanden sei; diese Körner weisen nicht selten Quarzkörner als Entstehungszentren auf. Es handelt sich wahrscheinlich um amorphes Eisenoxydhydrat. Limonitkörner finden sich im Seewerkalk recht häufig.

Die grösste Mächtigkeit (am Südgrat des Bifertenstocks) beträgt 40 m. Dieselbe nimmt aber sowohl nach Osten als nach Norden stark ab; südlich unter dem Kistenstöckli ist der Seewerkalk nur noch 10 m mächtig; nördlich davon ist er der vormitteocänen Abtragung gänzlich zum Opfer gefallen.

C. Das Eocän.

1. Die Bürgenschichten (Lit. 5, pag. 24), Lutétien. Mit messerscharfer Grenze liegt auf dem Seewerkalk, dessen oberste 10 cm durch die aus dem eisenreichen Nummulitenkalk eingedrungenen Lösungen gelbbraun bis blaugrün gefärbt sind, der Assilinengrünsand der Bürgenschichten. Er bildet einen feinkörnigen, sandigen, mehr oder weniger Glauconit führenden Kalk und ist voll von Nummuliten. Typisch für diesen Horizont ist das massenhafte Auftreten von *Assilina exponens*; auch findet sich in diesem Niveau bereits häufig *Nummulina complanata*. Über diese 2 bis 5 m mächtige, dunkelbraun angewitterte Bank folgt eine zirka $\frac{1}{2}$ m mächtige, sandige, rostrot angewitterte Schicht mit wenig Foraminiferen, die zum Hauptteil der Bürgenschichten, den 20 bis 30 m mächtigen *Complanatakalken* überleiten. Diese sind, besonders im untern Teil, erfüllt mit der grossen *Nummulina complanata*. Sehr häufig sind ferner *Nummulina uroniensis* Heim und *Orthophragmina discus* Rüt. Das Gestein ist reich an Quarzkörnern und intensiv rostrot bis braun angewittert. Am Rand des Plattalva fand ich darin unbestimmbare Seeigel. Von verschiedenen scharf getrennten Nummulitenbänken kann in den Bürgenschichten keine Rede sein. Die Nummuliten erscheinen vielmehr schwarmweise zerstreut in den Sandkalken; im allgemeinen kann man, wie *Albert Heim* (Lit. 2, pag. 34) schon angeführt hat, sagen, dass die Nummuliten am häufigsten in den untern Schichten auftreten und deren Menge nach oben abnimmt. Die Nummulitenkalke gehen nach oben allmählich über in einen feinkörnigen, durchaus massigen Quarzsandstein, Grenzsandstein. Im Schliff zeigt es sich, dass dieses Gestein zu $\frac{3}{4}$ aus Quarzkörnern besteht, die durch calcitischen Zement verbunden sind. Darin finden sich öfter grössere Quarztrümmer, die stets eckig sind, und viele Muscovitschüppchen. Die Mächtigkeit dieses Quarzsandsteins schwankt zwischen 3 und 6 m. Da dieses Gestein schwer verwittert, bildet es oft überhängende Partien, so z. B. unmittelbar südlich unter dem Gipfel des Bifertenstocks. Die Anwitterungsfarbe ist braun; von weitem sieht das Gestein oft gelbgesprenkelt aus infolge massenhaften Auftretens der kieselsteten *Lecidea geographica*. Der Grenzsandstein geht nach oben über in feinsandige Schiefer.

2. Die Pectinitenschiefer (Kaufmann), Lutétien. Es sind dies weiche, sehr feinsandige Mergelschiefer, die reich sind an Pyritknollen. Sie zeigen eine Anwitterungsfarbe, die jener des Gault zum Verwechseln ähnlich ist (ein schmutziges Grünbraun). In diesen Schiefeln wimmelt es von schlecht erhaltenen Pecten. Häufig ist namentlich *Spondylus limiformis*.

Diese Pectinitenschiefer, denen eine Mächtigkeit von 4 bis 10 m zukommt, gehen nach oben allmählich über in

3. Die Flyschgruppe. Deren Basis bilden weiche, dünnplattige Mergelschiefer von gelbgrauer, auch wohl blaugrauer Farbe, die reich an Globigerinen sind. Diese Schiefer sind von zahl-

¹⁾ Nach *Kübler und Zwingli*, Foraminiferen des schweizerischen Jura. Zürich 1870.

losen, knorrigen, gelblichweissen Calcitadern durchzogen. Die Mächtigkeit ist bedeutend; sie beträgt am Kistenstöckli 250 m; dort sind im obern Teil mehrere Bänke eines grauen, feinkörnigen Sandsteins eingelagert. Weiter im Osten, an den Muttenbergen liegen auf den Globigerinenschiefern echte Taveyannazgesteine von bedeutender Mächtigkeit. Im Gebiete der Karte finden sich diese Basisschichten des Flysch anstehend nur in der obern Kreide-Eocänsynklinale des Vorder-Selbsanft, ferner in der Bifertensynklinale unter dem Hochfirn versteckt.

Die Fazies des Eocän ändert sich von Süd nach Nord innerhalb unseres Gebietes nicht.

Die Diskontinuitäten innerhalb der Kreidesedimente.

Arnold Heim (Lit. 7, pag. 36) bespricht die Diskontinuitäten der Schichtfolge in der Kreide sehr ausführlich. Ich kann mich deshalb hier kurz fassen.

1. Die Diskontinuität zwischen Jura und Kreide, wenn wir von einer solchen überhaupt sprechen dürfen, ist bedingt durch das Fehlen der Öhrlimergel, die sich in den helvetischen Decken zwischen Tithon und Öhrlikalk finden. Wir finden in unserm Gebiet beinahe überall einen allmählichen Übergang zwischen Zementsteinschichten und Öhrlikalk. Von einer Transgression kann also hier keine Rede sein. Die scharfe Begrenzung der gelben Kalkbank (Lit. 7, pag. 29), die *Arnold Heim*, wie mir scheint, mit Recht als Äquivalent der Öhrlimergel betrachtet, lässt sich durch geringe Aussetzung der Sedimentation genügend erklären.

2. Die Diskontinuität zwischen Öhrlikalk und Valangienkalk ist bedingt durch das Fehlen der Valangienmergel. Im Süden unseres Gebietes, am Bifertenstock, ferner auch in der mittlern Zone am Südgipfel der Vordern Schybe liegen die Valangienkalke (Valangien s. str.) mit scharfer, glatter Grenze auf dem Öhrlikalk. In der Axendecke und weiter östlich in der Säntisdecke nehmen die Valangienmergel von Süd nach Nord immer mehr neritisch-litoralen Charakter an und keilen dann aus. In den untern helvetischen Decken und also im Autochthonen fehlen sie, woraus *Arnold Heim* (Lit. 7, pag. 37) schliesst, dass sie niemals abgelagert worden sind. Gestützt durch den Fazieswechsel innerhalb der Axen- und Säntisdecke erscheint diese Auffassung als die natürlichste. Am Vorder-Selbsanft treffen wir auf folgendes Profil: Der Öhrlikalk geht nach oben in 3 m schiefrigen Echinodermenkalk über; darauf liegt eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Schicht massigen Echinodermenkalkes von blaugrauer Farbe, der sich in keiner Weise vom Öhrlikalk unterscheidet. Darüber folgt nun $\frac{1}{2}$ m mergeliger, dünnblättriger Echinodermenkalk, primär schieferig, von bräunlichgrauer Farbe, der nach oben rasch in die Echinodermenbreccie des obern Valangienkalkes übergeht, die hier gelb anwittert, auf frischem Bruch dunkelgrau bis blauschwarz erscheint und eine Mächtigkeit von 8 bis 10 m aufweist. Ob wir es in diesen 50 cm Mergelschiefern mit einem Äquivalent der Valangienmergel zu tun haben, kann ich nicht entscheiden. Ich halte dies aber mit Hinblick auf die Fazieserscheinungen innerhalb der untern helvetischen Decken für unwahrscheinlich und betrachte diese Schiefer als ganz lokales Vorkommen, zumal ich sie sonst nirgends weder in meinem Gebiet noch in dessen Nachbarschaft auffand. Die regelmässige Diskontinuitätsfläche zwischen Valangienkalk und Öhrlikalk, die nirgends Spuren von Verzahnung aufweist, sowie die genannten Fazieserscheinungen machen eine echte Transgression des Valangienkalkes (mit vorhergehender Emersion) unwahrscheinlich.

3. Die Diskontinuität zwischen Valangienkalk und Kieselkalk. Diese ist die bei weitem unbedeutendste innerhalb unserer Schichtreihe; am Bifertenstock ist sie gar nicht vorhanden; dort haben wir zwischen dem Echinodermenkalk des Valangien und den Knollenschichten des Hauterivien einen Übergang konstatiert. An der Vordern Schybe und am Selbsanft dagegen liegt der Kieselkalk mit scharfer, glatter Grenze auf der Echinodermenbreccie des Valangien. Es wird dieselbe wohl, wie *Arnold Heim* vermutet, auf einer Resession des Kieselkalkes beruhen. Von einer Transgression kann hier ebenfalls keine Rede sein.

4. Die Diskontinuität zwischen Schrattenkalk und Gault. Die Transgression des Albien auf dem Barrémien ist die wichtigste und die am meisten in die Augen springende Diskontinuität

innerhalb der autochthonen Kreide (Lit. 7, pag. 38; Lit. 11, pag. 22; Lit. 10, pag. 19). Am auffälligsten zeigt sich dieselbe durch das Auftreten der schönen Karren bei Faschas. Dies ist allerdings nicht die Regel; meist verläuft die Schrattenkalk-Gault-Grenze ziemlich ruhig. Stets ist sie aber messerscharf. Ob wir es hier mit einer wirklichen Regression des Kreidemeeres und nachfolgender Festlandskarrenbildung zu tun haben, lässt sich nicht entscheiden. So wenig wie *Arnold Heim* konnte ich Spuren von irgendwelcher Festlandsbildung (Terra rossa) finden. In unserm Gebiet und dessen Umgebung transgrediert der Gault niemals auf tiefern Schichten wie Schrattenkalk. In den Grauen Hörnern hat *Tolwinski* an einer Stelle (Lit. 10, pag. 20) Gault auf Drusberg-schichten transgredierend gefunden. Er konnte ferner eine Beziehung der Mächtigkeiten von Gault und Schrattenkalk herausfinden. In der Cavordia, östlich des Kistenstöckli, liegt, wie wir früher bereits konstatiert haben, der Gault auf Orbitolinenschichten des Aptien. Im grossen ganzen haben wir es also mit einer Diskordanz-Transgression zu tun; die scheinbare Konkordanz, die *Arnold Heim* annimmt (Lit. 7, pag. 39), verschwindet sofort, wenn man den Kontakt über ausgedehnte Gebiete verfolgt. Dieser Befund scheint mir Grund genug für die Annahme einer wirklichen Transgression mit vorgehender Meeresregression.

Die Diskontinuität zwischen Kreide und Eocän.

Wo wir in unserm Untersuchungsgebiet die Kreide-Eocängrenze betrachten mögen, überall ist dieselbe messerscharf. Am Ostgrat des Bifertenstocks liegt das Eocän in flachwelligem Kontakt auf Seewerkalk; die Längsrichtung der Wellen entspricht der allgemeinen Streichrichtung. Niemals fand ich eine Spur von Karrenbildung im Seewerkalk. Die Grenzfläche ist auch nicht zackig rau, sondern wirklich wie mit einem Messer geschnitten. Die nächst nördliche Stelle, wo wir die Bürgenschichten wieder treffen, liegt am Hinter-Selbsanft. Hier liegt das Eocän auf grauen Mergelschiefern, die *Exogyra sinuata* führen, also auf Drusberg-schichten. Auf der Nordabdachung des Hinter-Selbsanft, am Mittler- und endlich am Vorder-Selbsanft bildet der Kieselkalk die Basis der Nummulitenschichten. Endlich in den zwei Kreide-Eocänsynklinen im Nordgrat des Vorder-Selbsanft liegt das Lutétien auf der Echinodermenbreccie des Valangien. Bei jedem einzelnen Profil glaubt man, vor völlig konkordanter Auflagerung zu stehen ¹⁾; im ganzen betrachtet, wird indes deutlich, dass das Eocän die Kreide in einem sehr spitzen Winkel, der nach Rechnung etwas über 1° beträgt, abschneidet; dessen Scheitel liegt im Norden. Wir haben also hier eine ausgedehnte Transgression des Eocäns auf die vor der Mitteleocänezeit schief abgeschnittenen Kreidesedimente. (Ich verweise hier auf das beiliegende schematische Profil durch die Kreide-Eocän-Schichten.) Aus genannter Erscheinung muss man wohl auf eine vormitteleocäne Festlandszeit schliessen. Die in unserm Gebiet so scharfe Grenzfläche zwischen Kreide und Eocän ist eine Abrasionsfläche des Lutétienmeeres.

Die analoge Erscheinung beobachtete *Walter Staub* (Lit. 12, pag. 46) an der parautochthonen Griesstockdecke, deren Kreidefazies sich eng an die des Bifertenstocks anschliesst.

Zur Fazies der Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft.

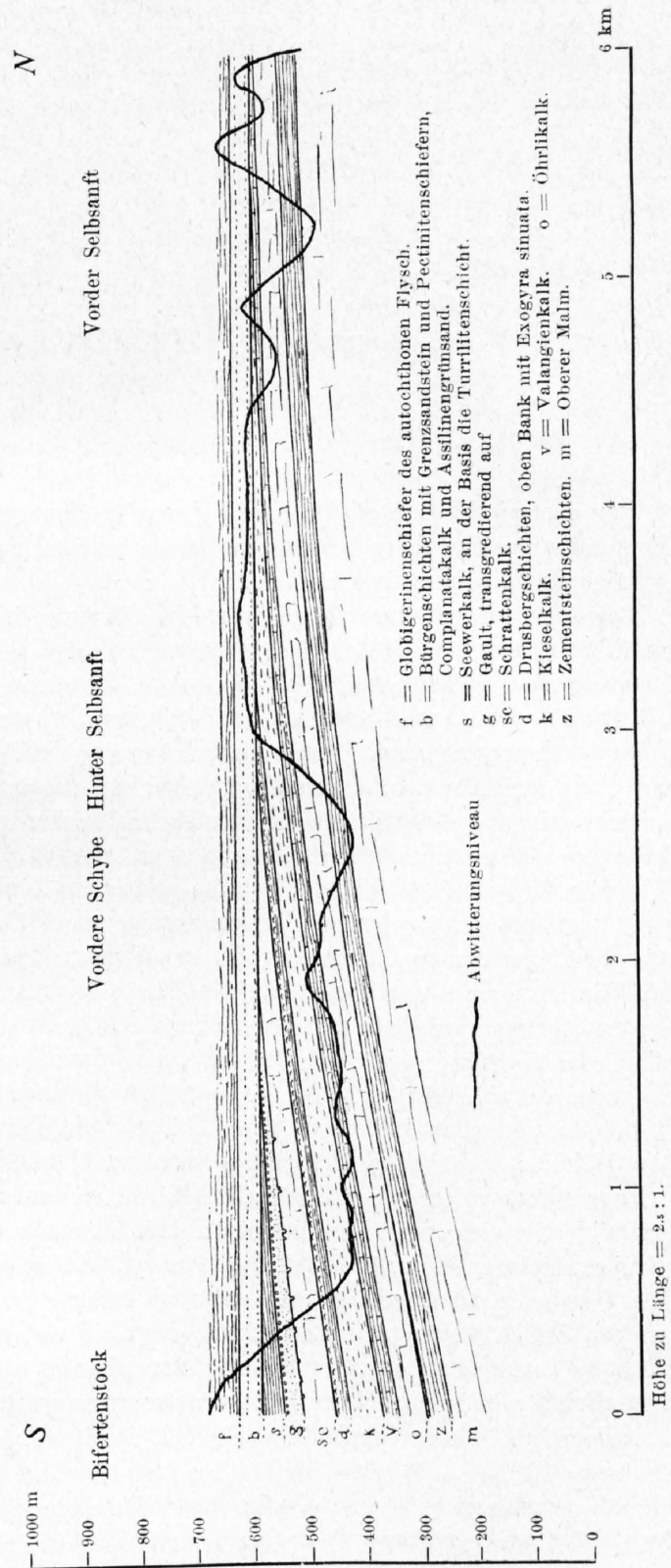
Die schematische Profilskizze durch die autochthone Kreide zeigt uns, dass die Mächtigkeit der Kreidesedimente von Süd nach Nord stetig abnimmt. Betrachten wir z. B. den Kieselkalk; am Bifertenstock ist derselbe 60 m mächtig, am Hinter-Selbsanft 8 m (tektonisch stark reduziert, primär wohl über 20 m), am Vorder-Selbsanft 12 m. Ganz analoge Verhältnisse finden wir für das

¹⁾ Auf einer Photographie der Wand nördlich unter dem Kistenstöckli ist die Diskordanz direkt zu sehen; die Bürgenschichten schneiden den Seewerkalk unter spitzem Winkel ab; die Aufnahme ist auf dem Gipfel der Hintern Schybe gemacht.

Valangien; denn mit der Zuordnung der Knollenschichten von Faschas zum Kieselkalk fällt die Ausnahmestellung, die dieser Horizont für *Arnold Heim* (Lit. 7, pag. 41) einnahm, weg. Für die Sedimente der mittlern und obern Kreide lässt sich in unserm Gebiet nichts angeben, da sie durch die vormittlereocäne Denudation entfernt worden sind. Mit Ausnahme des Seewerkalkes, der eher bathyalen Charakter besitzt, ist die ganze autochthone Kreide in neritischen Fazies entwickelt. Doch fehlen überall, auch im äussersten Norden des Untersuchungsgebietes, brecciöse oder konglomeratise Ablagerungen, die auf unmittelbare Küstennähe schliessen liessen. Litorale Kreidefazies fehlt völlig; wo sie weiter im Norden vielleicht vorhanden war, ist sie schief vom Eocän abgeschnitten.

Es bleibt noch die auffällige Tatsache zu erklären, dass die gesamte Kreide am Bifertenstock selbst eine Mächtigkeit von 320 m (photogrammetrisch) hat, während dieselbe 5 km östlich des Bifertengipfels, bei Faschas, nur mehr schwach $\frac{2}{3}$ erstgenannter Stärke aufweist. Die Richtung der Linien gleicher Fazies, resp. der Linien gleicher Mächtigkeit, der Isopen, die im allgemeinen dem Alpenstreichen parallel geht, weicht hier nicht unerheblich davon ab. Die Isopen buchten am Bifertenstock nach Norden aus. Entgegen der Ansicht von *Rothpletz* (Lit. 4, pag. 73) finden wir sonst nirgends in der autochthonen Kreide so grosse Mächtigkeiten wie gerade am Bifertenstock.

Über die Einreihung der autochthonen Kreide am Bifertenstock und Selbsanft ins stratigraphische Gesamtbild der helvetischen Fazies bleibt mir nichts Neues zu sagen; *Arnold Heim* zeigte überzeugend, dass sie sich eng an die Mürtschenfazies anschliesst, d. h. deren nördliche Fortsetzung bildet. Ich kann hier nur immer und immer wieder die Angaben dieses Autors bestätigen.



Schematische Profilschizze durch die autochthone Kreide am Bifertenstock und Selbsanft.

III. Teil.

Tektonik.

Der geologische Bau des Biferten-Selbsanft-Gebirgsstockes ist ein verhältnismässig recht einfacher und übersichtlicher; Karte und Profile machen denselben ohne weiteres verständlich; ich kann mich deshalb kurz fassen.

Beginnen wir mit der tektonischen Untersuchung im Süden unseres Gebietes, am Bifertenstock. Von den untern Böden des Bifertenfirns zeigt sich dessen gewaltig imponierender Gipfel als sehr schöne, spitze Synklinale. So sehen wir denn auf allen ältern Profilen (Lit. 1, Atlas; Lit. 2, Profile) den ganzen Bifertenstock ¹⁾ als einen ost-weststreichenden Synklinalkamm dargestellt und in der Literatur auch häufig als solchen erwähnt. Begeben wir uns aber auf einen recht hohen Standpunkt, z. B. auf den Piz Urlaun, wo wir in der Richtung der Faltenaxe stehen, so sehen wir, dass diese Synklinale sich wesentlich flacher gestaltet, als man von unten infolge der schiefen Ansicht anzunehmen gezwungen war. Westwärts lässt sich die Mulde verfolgen in den Piz Urlaun; ihr westliches Ende bildet die spitze, ins Zentralmassiv eingeklemmte Mulde des Rötidolomit und Jura im Stockgron. Dieser ganze, den Bifertenfirn südlich begrenzende Gebirgszug ist ein deutlicher Synklinalkamm; der weitere Verlauf des 5 km langen Bifertenostgrates aber nicht mehr. Wie aus dem Kulissenprofil und der Karte leicht ersichtlich, streicht die Axe der Synklinale, die eigentlich aus zwei kleinen, durch eine deutliche Antiklinale getrennten Mulden besteht, schon nördlich des Signalgipfels Punkt 3371 aus dem Ostgrat des Bifertenstocks nördlich heraus. Die Axe hat ein durchschnittliches Gefälle von 11°; in einer Strecke von 3½ km W-E senkt sich ein und dieselbe Sedimentschicht um volle 700 m. Die Turrilitenschicht, die am Bifertenstock auf 3300 m Höhe liegt, senkt sich südlich des Limmerngletscherendes auf 2600 m hinab. Von Punkt 3371 an ist der Bifertenostgrat ein Isoklinalkamm mit steil nördlich einfallenden Schichten; noch mehr östlich bildet er sich zum eigentlichen Antiklinalkamm aus, in dem südlich unter dem Kistenstöckli die Kreideschichten bis zu 10° Südfall aufweisen. Auffällig ist die Intersektionsfigur, die der Gault auf der Nordseite des langen Bifertenostgrates zeichnet; sie erklärt sich leicht durch das Parallelgehen von Schichtflächen und Bergflanke. Nördlich unter der Scharte zwischen Punkt 3248 und Punkt 3098 hat die Erosion in zwei Vertiefungen bereits die Drusbergschichten erreicht; die höhern Schichten sind schalig abgeblättert. Diese zwei winzigen Fensterchen fallen, vom Limmerngletscher aus gesehen, als dunkle, dreieckige Flecken inmitten der hellen Schichtplatten des Schrattenskalkes auf.

Der orographisch höchste Punkt des Bifertenstocks 3426 m fällt nicht ins stratigraphisch höchste Glied unserer Schichtreihe; er besteht aus dem Grenzsandstein der Bürgenschichten. Die Bifertensynklinale muss aber im Kern unbedingt noch Flyschschiefer enthalten; anstehend sind dieselben nirgends zu treffen, da sie gänzlich vom mächtigen Eis- und Schneepanzer des Hochfirns bedeckt sind. Die Zunge dieses Hochfirns stösst aber bei Punkt 3063 eine kleine Moräne aus, die aus Flyschschiefer besteht. Ich hielt diese Schiefer erst für Material aus den Drusbergschichten stammend, die normal auf dem Kieselkalk von Punkt 3063 liegen sollten, an dieser Stelle aber

¹⁾ Der Bifertenstock ist der höchste Eocängipfel in den Alpen.

durch Erosion völlig entfernt sind. Bald erkannte ich aber diese Tonschiefer mit Globigerinen an dem ihnen eigenen matten, sericitischen Glanz auf den Spaltflächen und an der unverkennbaren gelblichgrauen Farbe als typischen Flysch.

Das Tal des Limmerngletschers ist ein Synklinaltal. Bei Punkt 3063 fallen die Kreideschichten mit 20° südsüdöstlich ein. Dieses Gefälle bleibt sich am Grat von Punkt 3063 bis zur Hintern Schybe, den ich in seiner ganzen Länge beging, ungefähr gleich. Am Südfuss der Vordern Schybe sieht man dieses Einsinken der Malmsschichten unter das Eis des Limmerngletschers namentlich gut. Am Nordgipfel der Vordern Schybe liegen die Schichten dann horizontal; ebenso am Hinter-Selbsanft, wo sie sogar mit 2 bis 3° nach Norden einfallen. Wir haben uns also in der Gegend der Schybenruns eine sehr flache Antiklinale zu denken.

Steigen wir vom Hinter-Selbsanft über dessen Nordabdachung ab, so kommen wir über die normale Schichtreihe von eocänen Schiefern, Nummulitenkalk und Kieselkalk plötzlich wieder auf Nummulitenkalk; weiter gehend, durchwandern wir nun ohne weitere Störung ein normales Profil von Kieselkalk, Valangienkalk und Öhrlikalk. Die obere Serie ist über die untere überschoben. Von einem Mittelschenkel ist nichts zu sehen. Die Schneebedeckung verhindert das Verfolgen dieser Miniaturüberschiebung nach Osten.

Auf dem Mittler-Selbsanft und auf dem Plattalva liegen die Kreidesedimente flach, fast horizontal, mit nur 6 bis 7° Nordfall. Das bleibt nach Norden so bis zum Vorder-Selbsanft. Hier aber sehen wir an dessen Nordgrat 200 m unter dem Gipfel einen horizontal liegenden Kreide- und Eocänkeil in den Malm eingeklemmt; wenige Meter tiefer sitzt dem Grat noch eine kleine Kreide- und Eocänmulde auf. Anlässlich einer Begehung des Selbsanftnordgrates, von einem Biwak auf dem Lugboden¹⁾ aus, zeigte sich diese interessante Stelle folgendermassen: Die untere Synklinale gehört einer kaum nordüberliegenden kleinen Falte an. Über dem Öhrlikalk des Muldenschenkels treffen wir auf eine 3 m starke Schicht von arg gequetschter Echinodermenbreccie des Valangien. Über denselben folgen mit scharfer Grenze 2 m Nummulitenkalk, darauf als Muldenkern 15 m Grenzsandstein und Pectinitenschiefer. Wir überklettern diese Schichtreihe auf schmalem, zerhacktem Grätchen; ebenso den Mittelschenkel, der, da nicht überliegend, keinerlei Reduktion zeigt. Die nun folgende Antiklinale ist im Valangienkalkband und Eocän nicht mehr vorhanden; die Gewölbeumbiegung zeichnet sich wunderschön und weithin sichtbar in den Schichten des Öhrlikalkes. Über letztern gelangen wir nun an den Fuss des „Goldenen Hornes“, einer mächtigen, 30 m hohen Bastion im Nordgrat. Die Basis bildet ein 4 m hohes, überhängendes Wändchen aus grauem Valangien-Echinodermenkalk, das sich auf der Ostseite des gelben Turmes erklettern lässt. Über 2 m mächtige Nummulitenschichten und beinahe 20 m Grenzsandstein und Pectinitenschiefer erklimmen wir die Höhe des Goldenen Hornes und stehen nun plötzlich auf einem breiten, flachen Band, das durch die Rückwitterung des weichen Kerns dieser obern Mulde, bestehend aus 15 m mächtigen Flyschschiefern, entstanden ist. Dies ist die einzige Stelle innerhalb unseres Gebietes, wo wir die Globigerinenschiefer des Flysch anstehend treffen. In diesem Keil, geschützt durch die mächtige Decke des überschobenen Malm, konnten sie der Verwitterung entgehen. Wenige Schritte bringen uns an eine wunderschöne Überschiebungsfäche, über welcher massiger Malm in 40 m hoher Wand weit über unser Band hinaushängt. Der oberste Teil des Flyschkerns zeigt massenhaft calcitische Rutschflächen; von Resten irgend eines Mittelschenkels ist nichts zu sehen; ohne eine Spur von Lochseitenkalk (ich beging das ganze Flyschband auf der Ostseite), liegt auf den eocänen Schiefern direkt der normale Malm des Gewölbeschenkels. Die genannte überhängende Wand, die der Hochgebirgskalk bildet, ist einzig und allein durch einen sehr schweren, 40 m hohen Stemm-kamin, zirka 50 m östlich vom Nordgrat, zu überwinden. Die Überschiebungsfäche setzt sich in der Ostwand des Vorder-Selbsanft bis hinab zum Limmerntobel fort und enthält dort noch etwas Kreide und Eocän, die ein schiefes, braunes Band im hellen Hochgebirgskalk bilden, das jedem, der in diesem Teil des Tobels vordringt, sofort auffallen muss. Topographisch konnte ich diesen untersten Teil der Selbsanftostwand nicht aufnehmen, da dies infolge Mangels an Standpunkten,

¹⁾ Topographischer Atlas P. 1852.

wo man die Kamera aufstellen könnte, mit den grössten Schwierigkeiten verbunden ist. In der Westwand des Vorder-Selbsanft verliert sich die Überschiebungslinie im Malm, d. h. sie kann dort nicht mehr zusammenhängend wahrgenommen werden. Immerhin konnte ich bei günstiger Abendbeleuchtung von der Fridolinshütte aus die Überschiebung in Form eines spitzen Malmkeils noch in einer Rippe der Mittler-Selbsanft-Westwand auf zirka 2350 m Höhe deutlich wahrnehmen.

Diese Synklinalen im Nordgrat des Vorder-Selbsanft bilden das nördlichste Vorkommen der Kreide in unserm Untersuchungsgebiet. In vielen grossen, liegenden Falten, weitere Überschiebungen bildend, sinkt der Malm zu Tal. Bei guter Beleuchtung von erhöhtem Standpunkt (Altenorenstock, Zutreibistock etc.) sieht man die Umbiegungen dieser Falten deutlich. Doch haben sich in keiner tiefern Falte mehr Reste der ehemaligen Kreide- und Eocänbedeckung noch erhalten; diese ist hier überall weggewittert; wohl aber sind solche noch gut zu sehen an den Hängen der Baumgarten- und Nüschenalp und am Gernstock (Altenoren)¹⁾.

Die den genannten liegenden Falten im Malm entsprechenden Fältelungen und Zerreissungen im Rötidolomit der Selbsanftwestwand (Sandalpkessel) stellen *Albert Heim* (Lit. 1, Atlas) und *Behrend Escher* (Lit. 13, pag. 157) in mehreren Ansichten dar.

Auffallend ist die Erscheinung, dass bei allen Überschiebungen in unserem Gebiet, sowie östlich²⁾ davon niemals das Vorhandensein eines Mittelschenkels zu beobachten ist. Wir haben es in allen Fällen mit Bruchüberschiebungen zu tun.

Es bleibt mir nun noch übrig, auf die vielen Brüche hinzuweisen, die ich im Biferten-Selbsanftgebiet nachweisen konnte. Sie sind ohne Ausnahme von geringer tektonischer Bedeutung, indem die gegenseitige Schichtverstellung selten über 20 m beträgt; eine höhere Zahl konnte ich nur in einem Fall mit Sicherheit nachweisen. Alle diese Brüche sind am deutlichsten innerhalb der Kreideschichten zu beobachten; die meisten lassen sich in den entsetzlich steilen Malmwänden nicht verfolgen. Bei keinem aber konnte ich nachweisen, dass er bis in die Trias hinunter schichtverstellend gewirkt hätte. Viel bedeutender als die tektonische ist die orographische Wirkung dieser Brüche; diese wird mitunter sehr augenfällig. Stets fand die Erosion die durch Brüche geschwächten Stellen heraus und schuf ihren Linien entlang Kamme, Schluchten und Runsen, die nicht selten als Wege benützt werden können. Ich beginne mit der Beschreibung der Brüche wieder im Süden.

Betrachtet man die gewaltige Nordwestwand des Bifertenstocks von der Grünhornhütte oder von der Gelben Wand am Tödi aus, so fällt jedem Beschauer eine von Punkt 3063 schräg rechts, d. h. westwärts, die 1000 m hohe Wand durchziehende Linie auf; vom Bifertenfirn zieht sich ein steiles Schneecouloir 250 m hoch in dieselbe hinauf, von Punkt 3063 reicht eine Schneezunge wohl 300 m in sie hinunter. Dazwischen durchreißt eine riesenhafte, schiefe Runse die Wand, deren orographisch linke Seite von einer Mauer 150 bis 200 m hoher, überhängender, roter Türme flankiert wird. Diese auffallende Linie benützte ich am 7. Juli 1911, zusammen mit J. Munck, cand. ing., als Aufstiegsroute auf den Bifertenstock. Es zeigte sich uns nun an den genannten roten Türmen eine wunderschön erhaltene, mit rotem Calcit überzogene glatte Rutschfläche, welche die Front dieser Türme bildet. Rutschstreifen und Hohlkehlen von so guter Erhaltung habe ich bisher noch nirgends konstatieren können. Sie streichen mit einem Gefäll von 12° W in der Richtung auf den Stockgron, also N 77° E. Die Hohlkehlen haben mancherorts eine Tiefe von über 30 cm; sie sind deshalb so gut erhalten, weil die roten Türme ganz erheblich überhängen und ihre Front so vor Nässe und Frostwirkung bestens geschützt ist. Wie uns das schwache Gefälle der Rutschstreifen zeigt, haben wir es hier nicht mit einer Verwerfung, sondern mit einer Verschiebung in beinahe horizontalem Sinne zu tun, die auffälligerweise mit dem Faltenstreichen parallel geht. Wie gross der Betrag der Verschiebung sein mag, entgeht jeder Beurteilung völlig. Einzig und allein das Vorhandensein dieses Bruches ermöglicht die Erreichung des Bifertengipfels über die Nordwestwand. Doch muss ich vor diesem Unternehmen abraten.

¹⁾ Geologische Karte der Glarner Alpen, 1 : 50,000.

²⁾ Nach persönlicher Mitteilung von Herrn Dr. *Blumenthal*.

Ein grosser Bruch findet sich zwischen Hinterer Schybe und Schybenzahn. Das Niveau des Öhrlikalkes des letztern liegt 70 m tiefer als bei erstem; es dürfte dies die grösste Verwerfung im ganzen Gebiet sein. Sie markiert sich auffällig durch die grosse Bresche, die die Erosion zwischen den genannten Gipfeln geschaffen hat, sowie durch die Bildung einer furchtbaren Schlucht, die schmal und tief die ganze Westwand, die hier mit 79° (!) durchschnittlichem Gefälle die grösste Steilheit aufweist, bis hinab ins Kristalline durchreisst. Die genannte Scharte, die diese Schlucht auf der Grathöhe bildet, fällt als tiefe, feine Spalte, durch die das Tageslicht blickt, besonders von Hintersand sofort auf. Drei weitere kleine Verwerfungen, bei denen die Sprunghöhe meist wohl nur wenige Meter beträgt, schneiden die Grathöhe zwischen Schybenzahn und Vorderer Schybe. Bei dem einen dieser Brüche lässt sich die Sprunghöhe auf genau 3 m angeben; um so viel senkte sich der Nordflügel gegen den Südflügel ab.

Damit sind wir an der Scharte der Schybenruns, am Griesloch, angelangt. Ein Blick durch die torähnliche, schmale Öffnung auf die Seitenwände der obern, sehr steilen, schluchtartigen Runse zeigt uns recht deutliche Rutschflächen, deren roter Calcitbelag sehr gut erhalten ist, da die Wände der Schlucht etwas überhängen. Man kann eine ganze Anzahl solcher Gleitflächen erkennen, die ihrerseits mehrere Klemmpakete von 1 bis $1\frac{1}{2}$ m Dicke umfassen. Die Rutschstreifen weisen mit 45° Gefälle hinab zum Tentiwang, haben also ziemlich genau Westostrichtung. Das Niveau des Öhrlikalkes ist, nach den Zementsteinschichten zu beurteilen, am Hinter-Selbsanft erheblich tiefergestellt als an der Vordern Schybe. Eine zahlenmässige Angabe des Betrages der Verstellung ist indes nicht möglich. Derselbe dürfte nicht allzu gering anzuschlagen sein in Anbetracht der grossartigen orographischen Wirkung dieses Bruches. Mit dem sehr geringen durchschnittlichen Gefälle von 35° zieht sich die Schybenruns vom Griesloch mit 2880 m hinab ins Tentiwang; sie ist bis auf 2450 m Höhe schutterfüllt. Die Schybenruns bildet den nächsten und besten Weg auf das Plateau des Selbsanft von Westen her; er war auch lange der einzige, während heute bereits drei bekannt sind. Immerhin bleibt die Schybenruns auch jetzt noch die bei weitem praktikabelste Route.

Wir steigen vom Griesloch über die steilen, plattigen Felsen des obern Malm und weiterhin über Öhrlikalk dem Gipfel des Hintern Selbsanft zu, wobei wir den Grat benützen. Kaum haben wir die Höhe des ebenen Firstes, 3010 m, erreicht, da stehen wir plötzlich auf Kieselkalk; wieder einige Schritte auf dem horizontalen Grat bringen uns auf mergelige graue Schiefer, in denen es von langgestreckten Austern wimmelt. Es ist dies das schon erwähnte nördlichste Auftreten der Drusbergsschichten in unserm Gebiet. 10 m weiter nördlich befinden wir auf Nummulitenkalk. Drei Verwerfungen schneiden hier hintereinander den Grat, indem sie stets den nördlich liegenden Teil einige Meter absenken. Die einzelnen Beträge der Verstellung dieses kleinen Staffelbruches sind von Süd nach Nord 12, 7 und 4 m.

Die kleine Bruchüberschiebung nördlich des Hinter-Selbsanft habe ich schon erwähnt.

Eine weitere grössere Verwerfung konnte ich anlässlich der Erkletterung des Vorder-Selbsanft über dessen Nordgrat auffinden. Etwa 300 m über dem Lughoden (Punkt 1852 des Topographischen Atlas) bildet eine über 100 m hohe Malmwand eine riesige Bastion im Nordgrat, die jedes weitere direkte Vordringen verunmöglicht. Wir umgingen sie nach rechts (westlich), um nach einem Quergang von 150 m eine Verschneidung in der hier bedeutend niedrigeren Wand zu finden, durch die die Ersteigung bewerkstelligt werden konnte. Eine schief verlaufende Felsrinne brachte uns zum Grat zurück, den wir unmittelbar südlich hinter dem markanten Turm Punkt 2277 betraten. Die Felsrinne, sowie die Scharte südlich des Turmes, d. h. die Isolierung des letztern vom Grat, verdanken ihre Entstehung dem Vorhandensein einer Verwerfung, die quer über den Grat streicht. Die Sprunghöhe lässt sich hier im Malm natürlich nicht angeben. Der Bruch gibt sich, ausser seiner orographischen Wirkung, lediglich durch eine wunderschöne Dislokationsbreccie, die den Boden der genannten Felsrinne bildet, zu erkennen. Eckige, grosse und kleine Bruchstücke von schwarzem Malmkalk sind durch einen Zement von rotem Calcit verkittet. Die beidseitigen Wände der Runse sind als Rutschflächen ausgebildet.

Der letzte Bruch, den ich in meinem Gebiet entdeckte, befindet sich auf der Ostseite des Plattalva. Er streicht N 40° W über den Gratrücken, der das Plattalva mit der „Nase“ (Öhrlikalkgipfelchen auf dem östlichen Ausläufer des Plattalva) verbindet. Anlässlich des ersten Besuches dieses Gipfelchens, Punkt 2660, konstatierte ich das Vorhandensein dieses Bruches. Eine offene, mit Schutt und einer Menge eigenartiger, kantengerundeter Rhomboëderspaltstücke bernsteinfarbenen Calcits gefüllte Spalte bezeichnet seinen Verlauf; auch Rutschflächen sind zu sehen. In der Ostwand des Vorder-Selbsanft zeichnet diese Dislokationslinie ihren Verlauf durch das Loslösen eines grossen Turmes von einer Rippe der Wand und einer von dieser Scharte niederziehenden Schlucht. In einer Fluh über dem Schafselbsanft schneidet die südöstliche Verlängerung einen auffälligen schwarzen Riss ein. Die Zugehörigkeit dieser drei orographisch ausgedrückten Linien zu einer und derselben tektonischen Verschiebung fiel mir erst vom Kistenstöckli aus auf. Dort steht man nämlich in der direkten Verlängerung der Bruchlinie, und die Einheitlichkeit wird sofort klar. Die Grösse und die Natur dieses Bruches lässt sich nicht feststellen; jedenfalls handelt es sich hier um eine Blattverschiebung.

Zusammenfassung der tektonischen Erscheinungen.

In vielen Falten senken sich die Sedimente der autochthonen Schichtreihe vom Bifertenstock über den Selbsanft zu Tal. Bis zum Selbsanft ist dieses Absinken ein ruhiges und allmähliches, durch flache, nicht überliegende Falten bedingt. Von hier an gehen die Schichten aber in vielfach übereinander gelegten, weit überliegenden Falten treppenförmig rasch in die Tiefe, um im Linthtal unter den untern helvetischen Decken zu verschwinden. Es ist, wie schon einmal bemerkt, eine auffällige Erscheinung, dass an diesen überliegenden Falten in der Kreide niemals von einem Mittelschenkel etwas zu finden ist. Stets handelt es sich um glatte Bruchüberschiebungen. Das Maximum der Überschiebung dieser Schuppen beträgt 2 km.

Die ganze Sedimentreihe vom Bifertenstock und Selbsanft wird von intensivem, stets süd-fallendem Clivage durchsetzt, das im Süden des Gebietes, am Bifertenstock, am steilsten ist und bis 50° Südfall erreicht. Im Norden ist es flacher und fällt am Vorder-Selbsanft nur noch mit wenigen Graden südlich ein. Dass in dieser Erscheinung eine Bestätigung der Ansicht von *Friedrich Weber*, die unmittelbar benachbarten Brigelser Hörner seien als Wurzel der Glarner Decke aufzufassen, gefunden werden kann, will ich hier nur andeuten.

Die Unterlage der Sedimentreihe bilden die kristallinen Gesteine des Aarmassives. Sie sind entblösst in den Fenstern des Limmernbodens östlich und des Sandalpkessels, resp. des Tentiwang und Bifertenälpeli, westlich unseres Gebirgsstockes. Die kristallinen Gesteine steigen in der Schybenruns bis auf 2570 m (an der Basis des Rötidolomites gemessen); im Limmernboden bleiben sie fast 500 m tiefer. Der Rötidolomit bildet ein prachtvolles Gewölbe über dem sich in dieser Zone am höchsten erhebenden Zentralmassiv. In dieser Zone sind die Sedimente auf die Hälfte ihrer normalen Mächtigkeit reduziert; in der Schybenruns ist der am Bifertenstock 500 m mächtige Malm nur 260 m stark. Primär schwächere Ausbildung ist nicht die Ursache dieser Erscheinung; die Erklärung ist vielmehr in rein tektonischen Gründen zu suchen. Der Öhrlikalk dieser genannten Zone hat völlig schiefrige Textur. Am Hinter-Selbsanft finden wir in den hier noch vorhandenen Drusbergschichten eine Menge von langgestreckten Schalen von *Ostrea sinuata*. Die von mir untersuchten Gesteinsschliffe (Öhrlikalk, Valangienkalk und Kiesalk) folgender Lokalitäten: Vordere Schybe, Hinterer Selbsanft und Nase, zeigen intensive Marmorisierung und prachtvoll lentikular flaserige, ja fluidale Textur. Die Gesteine sowohl südlich als nördlich dieser Zone zeigen sich im Dünnschliff weit weniger verändert. Alles dies spricht für tektonische Reduktion dieser Zone.

Im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ parallelisiert *Albert Heim* die nordüberliegenden flachen Falten des Selbsanft mit der Windgällenfalte; letztere löst sich im Osten in viele kleinere auf. *Walter Staub* (Lit. 12, pag. 72) hat nun nachgewiesen, dass die Bildung der Windgällenfalte in der letzten Phase der alpinen Faltung durch eine Erhebung und nördliches Vorstossen des Zentral-

massives erfolgt ist. Zu analogem Resultat kam *Tolwinski* (Lit. 10, pag. 56) bei der Untersuchung der parautochthonen Falten der Grauen Hörner und des Vättner Fensters. Ich bin versucht, dieselbe Annahme auf mein Gebiet anzuwenden, da sich dadurch sämtliche beobachteten tektonischen Erscheinungen am ungezwungensten erklären lassen. So komme ich zu folgender Reihenfolge der tektonischen Vorgänge:

1. Überschiebung der helvetischen Decken über die autochthonen Sedimente.
 2. Erhebung und nördliches Vorstossen des Zentralmassives, Reduktion der Mittelzone des Biferten-Selbsanft-Gebietes, Stauung und intensive Faltung der Sedimente in der nördlichen Zone, im Selbsanft.
 3. Durch Erosion zuerst Entlastung der am höchsten gehobenen autochthonen Gebirgsteile und dadurch bedingt Einsinken der noch belasteten nördlichen Teile unter Bildung gleichsinniger Brüche.
-

IV. Teil.

Morphologie der Oberfläche.

Gebirgsformen und Täler.

Die verhältnismässig geringen tektonischen Störungen, die wir in unserm Gebiet beobachteten, vermögen weder im einzelnen, noch in ihrer Gesamtheit die äussere Form des Gebirges wesentlich zu beeinflussen. Im allgemeinen herrscht horizontale Lagerung der Schichten vor, wie wir sie ja so schön auf dem breiten Rücken des Selbsanft konstatieren können. Die Erosion ist das ausschliessliche Agens, dem Bifertenstock und Selbsanft ihre wuchtigen Formen verdanken. Jedem Besucher Linthtals imponiert der mächtige, in 2000 m hohen Steilwänden sich im Talhintergrund aufbauende Selbsanft. Früher mit dem Muttseeplateau im Osten, mit dem Claridenplateau im Westen zusammenhängend, steht er gegenwärtig völlig isoliert, von seiner Umgebung durch furchtbare Schluchten getrennt, da. Unmittelbar nördlich vom Vorder-Selbsanft vereinigen sich die beiden Quertäler, deren Wasser den Riesenklotz aus zusammenhängender Gebirgsmasse herausgeschält haben, zum Tal der Linth. Das westliche trägt im obern Teil als Längstal den Bifertenfirn, den bei weitem schönsten Gletscher der Zentralschweiz. Das östliche bildet eine der schauerlichsten Erosionsschluchten, das im untern Teil weit über 1000 m tief in den harten Malmfels eingesägte Limmerntobel. Auch hier bildet der oberste Teil, den der Limmerngletscher einnimmt, ein Längstal. Als Synklinaltal ist das Bett des Limmerngletschers tektonisch bedingt.

Das ausgezeichnetste Längstal ist die unser Gebiet im Süden begrenzende obere Val Frisal.

Der horizontalen Schichtung und der bedeutenden Erosionstätigkeit des Wassers in den genannten Quertälern haben Bifertenstock und Selbsanft ihre gewaltigen Wände zu verdanken. So bildet der Bifertenstock eine einzige furchtbare Wand von 1400 m Höhe, die in Vereinigung mit den Westabstürzen der Schyben, die weniger hoch, aber noch jächer sind, und jenen der drei Selbsanftgipfel eine über 6 km lange, im Mittel 1200 m hohe Felsmauer darstellt, wie wir sie in derart riesenhafter Ausbildung nur ganz selten treffen. Die Ostseite, obwohl etwas weniger abschreckend, stellt immerhin auch ihre Anforderungen an das Können des Bergsteigers. Sogar die Gemsjäger meiden den Selbsanft. Kein Wunder, dass seit der Besteigung des Selbsanft durch *Albert Heim* 1872 bis 1908 (*Friedrich Weber*) kein Geologe das Plateau des Selbsanft besuchte.

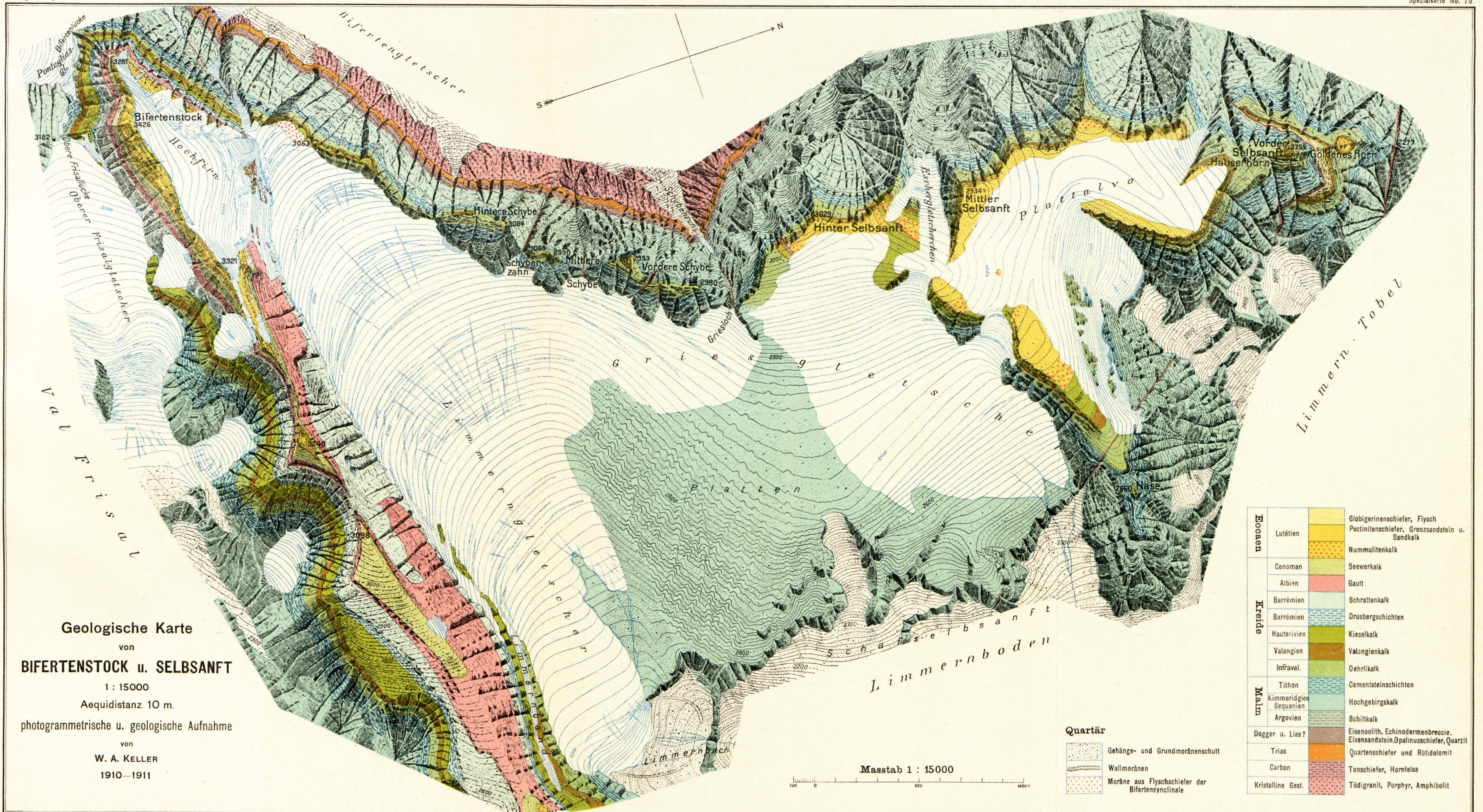
Die Vergletscherung.

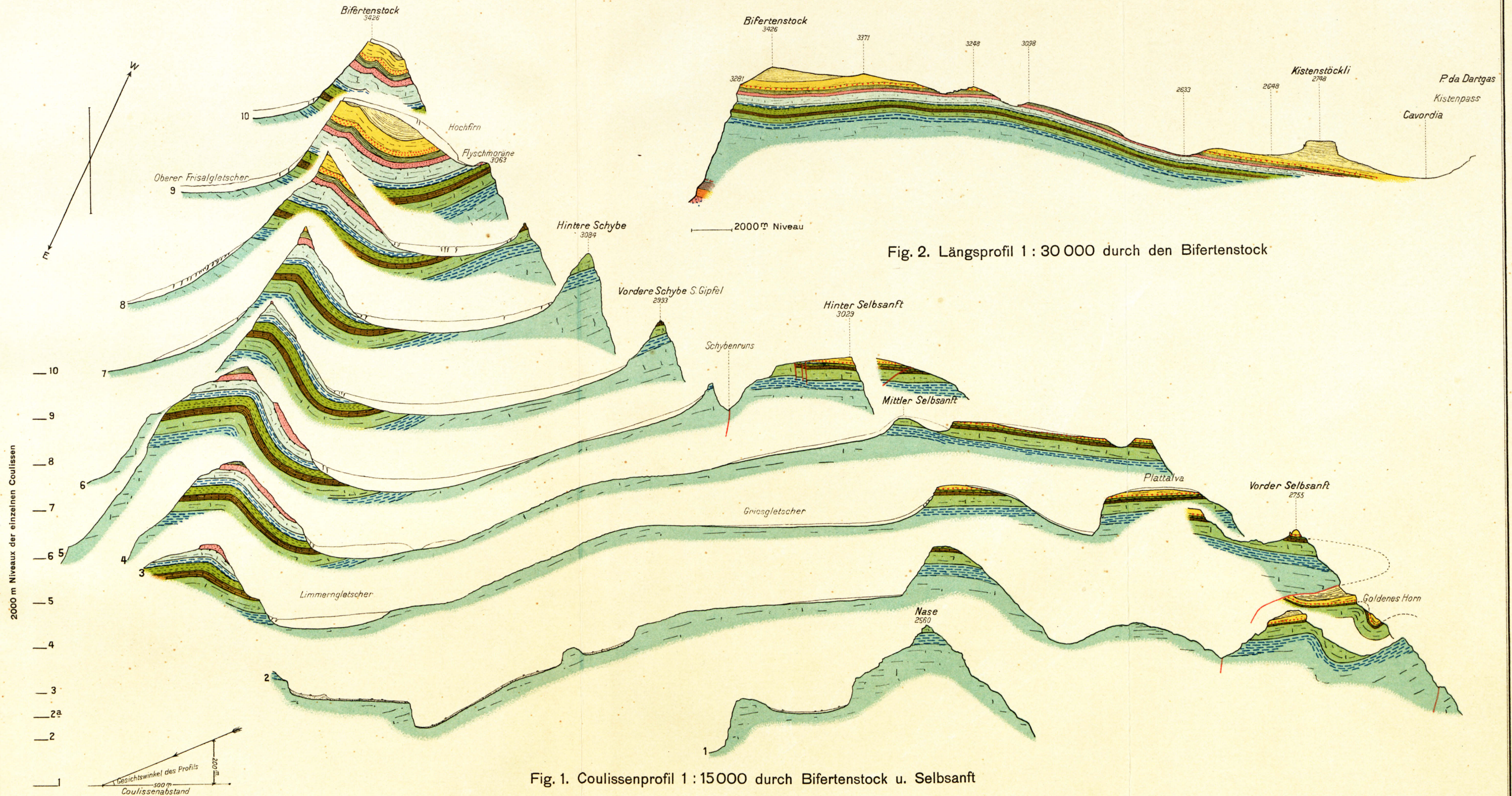
Die Vergletscherung unseres Gebietes ist, der hohen mittlern Kammhöhe (3065 m) entsprechend, recht bedeutend. Schon erwähnt ist der grösste, der Bifertengletscher, der bei einer Länge von 5 km eine mittlere Breite von 800 m besitzt. Doch bildet dieser schöne Gletscher nur die westliche Begrenzung des behandelten Terrains.

Ebenfalls ausserhalb unseres Gebietes liegt der Pontegliasgletscher, dessen kurze, moränenbeladene Zunge einem weiten Firnbecken entspringt.

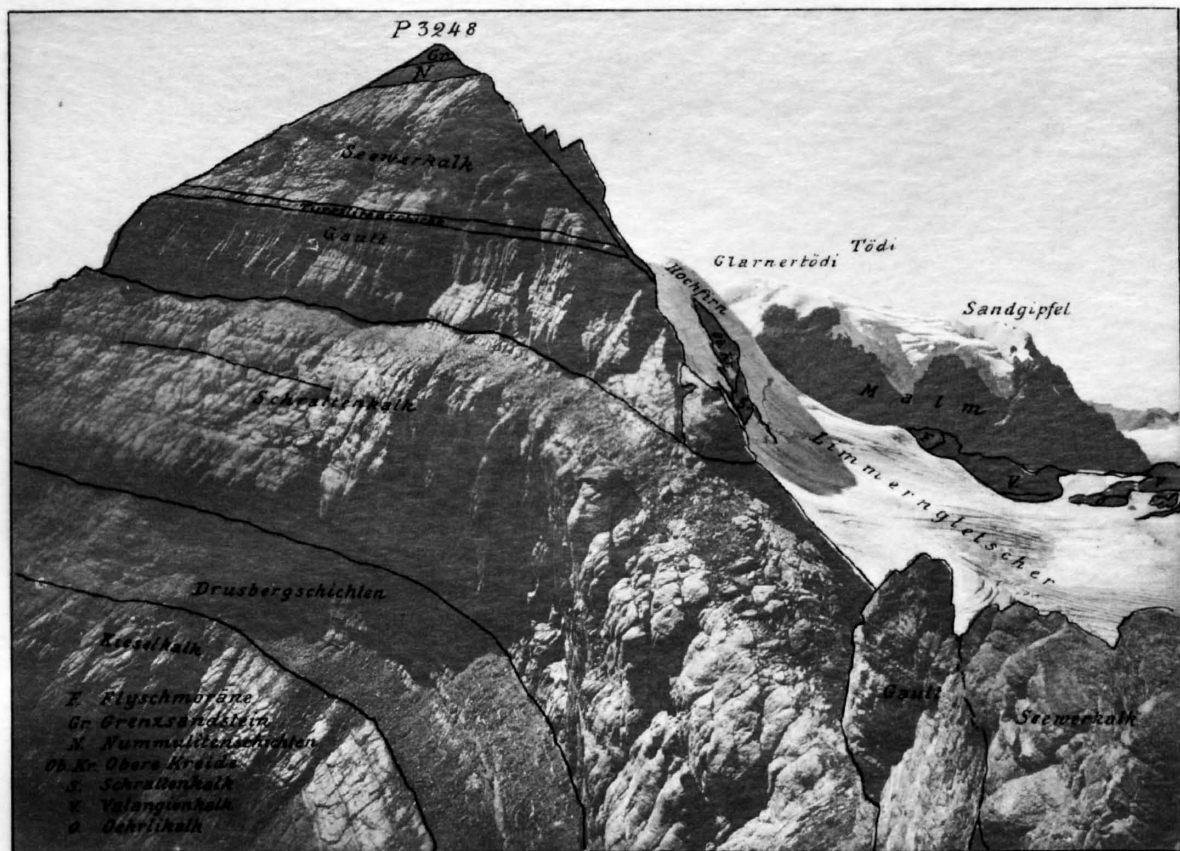
Dem Bifertenstock lagert südlich der obere Frisalgletscher an, der im mittlern Teil gegenwärtig weitgehende Zerklüftung zeigt.

Völlig innerhalb des Aufnahmegebietes liegt der Limmerngletscher. Seine Länge (vom Gipfel des Bifertenstocks gerechnet) beträgt genau 4 km, seine durchschnittliche Breite 750 m.



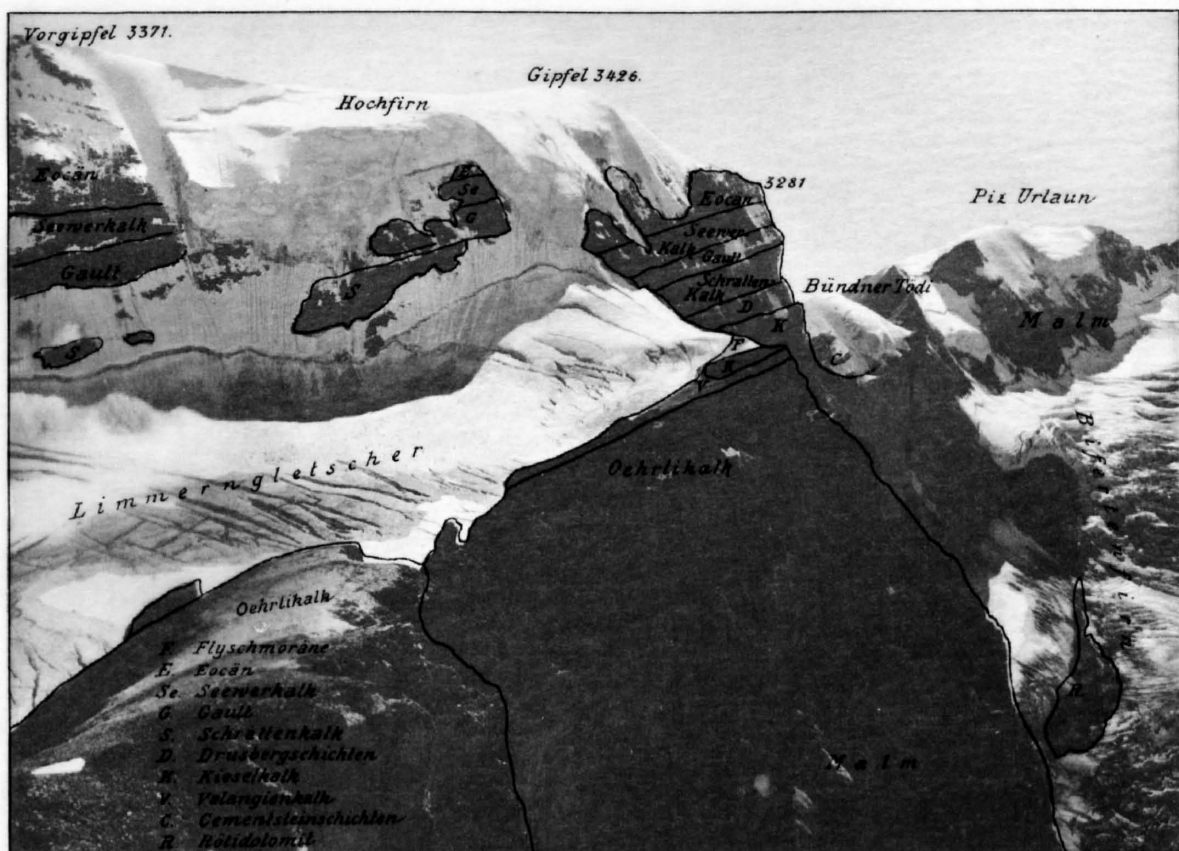


Farbenbezeichnung siehe Spezialkarte No. 75



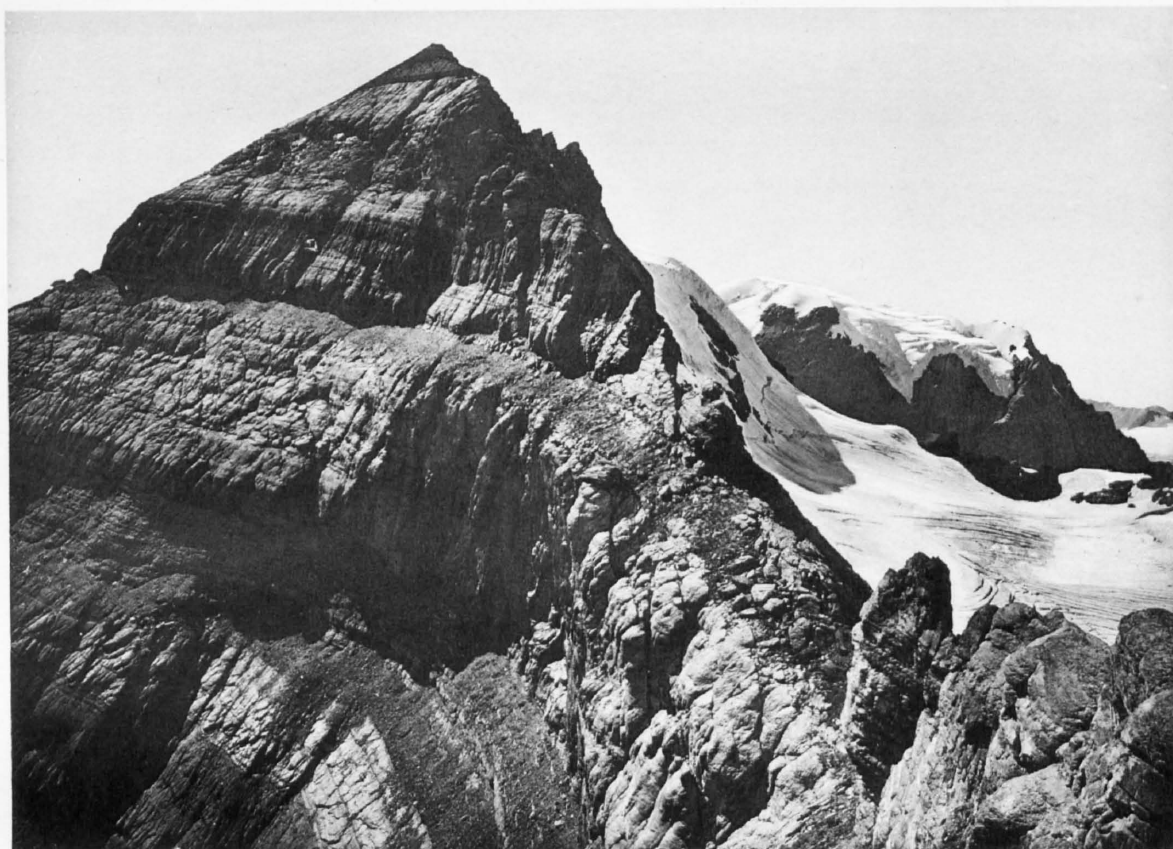
phot. W. A. Keller

Fig. 1. Blick von P. 3098 m in den ersten Bifertenkessel



phot. W. A. Keller

Fig. 2. Blick von der hinteren Schybe in die Nordwestwand des Bifertenstock



phot. W. A. Keller

Fig. 1. Blick von P. 3098 m in den ersten Bifertenkessel



phot. W. A. Keller

Fig. 2. Blick von der hinteren Schybe in die Nordwestwand des Bifertenstock

Der kleine Hochfirn des Bifertenstocks speist mit seinen gewaltigen Eislawinen Limmerngletscher und Bifertenfirn zu ungefähr gleichen Teilen.

Der Griesgletscher bedeckt den ganzen mittlern Teil des Selbsanftplateaus. Er bildet keine Zunge mehr, wie dies auf der Siegfriedkarte noch angegeben; wohl aber vermag seine nördliche Fortsetzung, der Firn des Plattalva, drei Hängegletscherchen zu speisen, von denen das östliche einen imponierenden Abbruch über steiler Wand bildet.

Alle diese genannten Gletscher sind gegenwärtig im Rückgang begriffen. Namentlich hat der heisse, trockene Sommer 1911 die Schnee- und Eisbedeckung des Selbsanft, also Griesgletscher und den Firn des Plattalva, arg mitgenommen und die Ränder des Plateaus völlig ausgeapert. Diese Ausaperung erwies sich namentlich am Hinter-Selbsanft für die geologischen Aufnahmen recht günstig, da ihr manch neuer Aufschluss zu verdanken war. Noch einige solche Sommer, und das Plattalva wird seinen Namen nicht mehr zu Recht tragen. Der sonst harmlose Limmerngletscher war im Herbst 1911 so arg zerschundet, dass ein Durchkommen nicht überall möglich war. Seiner Zunge hat die anormal gesteigerte Ablation bös zugesetzt; man vergleiche das Kartenbild mit dem Topographischen Atlas. Recht schlimm war es um den Bifertenfirn bestellt; schon Mitte August klafften auf den untern Böden riesige Spalten, die den ganzen Firn von einem Ufer zum andern durchzogen und langwierige Umgehung forderten. Der obere Frisalgletscher war ebenfalls bis auf 3000 m Höhe aper und sein Eisbruch mühevoll zu begehen. Die grössten Verheerungen richtete die grosse Hitze und Trockenheit am Pontegliasgletscher an, und zwar besonders an dem von der obern Frisal- und Bifertenlücke kommenden Firnarm. Ungeheure Firnklüfte standen schon im August offen; im Oktober war eine Begehung nur mit zeitweiser Benutzung der glattpolierten Randfelsen möglich.

Besonders in die Augen springend war der Einfluss dieses Sommers auf die Bergschründe der Firnmulden. Da die Bergflanken, seien es nun Fels- oder Eishänge, die Gletscher nicht durch Lawinen zu speisen imstande waren, sanken die Gletscher am Ort des Anfangs der Bewegung — am Bergschrund — immer mehr zusammen, wodurch sich letzterer ständig vergrösserte. Dies war z. B. besonders gut unter der Eiswand des Piz Urlaun (Nordseite) zu sehen, wo der Bergschrund im Juni ganz geschlossen war, im September aber bereits volle 15 m klaffte. Hier war die Ablation, sei es durch direkte Bestrahlung, sei es durch Erwärmung der Felsen, durch die geschützte Lage auf ein Minimum reduziert; deshalb kann hier die Vergrösserung des Schrundes einzig auf Kosten der Gletscherbewegung gesetzt werden. Ähnliches war an manchen andern Stellen zu beobachten. Wohl selten setzten die Bergschründe dem Geologen und Bergsteiger derart multiplizierten Widerstand entgegen wie im Sommer 1911.

Ich habe versucht, für die Gletscherbedeckung, soweit die Aufnahme es gestattete, in der Karte ein möglichst getreues Dokument für den gegenwärtigen Gletscherstand zu schaffen; nachdem die photogrammetrischen Aufnahmen schon 1910 fast zu Ende gediehen waren, erforderten die vom erhaltenen Bild total abweichenden Verhältnisse von 1911 eine durchgreifende Revision.

Die Trichter am Bifertenstock und Selbsanft.

Seit der Bifertenstock von Bergsteigern besucht wird, sind die einzigartigen, regelmässigen Erosionskessel in der Südwand bekannt und berühmt; die alpine Literatur erwähnt sie öfter. Über schwindelnder Tiefe führt die am meisten begangene Route des Bifertenstocks, der „Bänderweg“, stets der Grenze von Schrattenkalk und Gault nach quer durch die beiden Kessel. Ausserordentlich regelmässig ist die Form dieser Riesenkessel, deren grösste Sehne 600 m misst und deren Durchschreitung (beider) volle anderthalb Stunden in Anspruch nimmt. Die durchschnittliche Böschung der Kesselwände beträgt 50°; oben ist die Steilheit nur wenige Grade grösser wie unten. Ganz gleichmässig wurden die verschiedenen Schichtserien der Kreidesedimente herausgerodiert; die grössere oder geringere Festigkeit macht sich nur durch schwache Bänderung bemerklich. Das eine genannte Band besitzt eine Breite von 20 cm bis 5 m; es ist abschüssig und mit Schutt

bedeckt und der ganzen Länge nach gangbar. Ein ähnliches, etwas breiteres Band folgt den Drusbergschichten; einige Unterbrechungen machen dasselbe jedoch ungangbar. Die gleichmässige Böschung der Kesselwände wird durch das starke Clivage sehr begünstigt; dasselbe hat besonders die härtern, spröderen Gesteine, wie Kieselkalk und Schrattenkalk, sehr stark mitgenommen. Auffallend ist die Erscheinung, dass der Gault am Biferten-Ostgrat die steilsten Wände bildet; oft hängt er weit über das gangbare Band hinaus, dessen Boden der Schrattenkalk bildet. Dort, wo der Gault die Grathöhe bildet, setzt er dem ohnehin scharfen Kamm die abenteuerlichsten Gendarmen auf, so zwischen den Punkten 3098 und 3248 und ferner westlich von Punkt 3248. Diese beiden Gratstücke sind derart wild zerzackt und zerhauen, dass sie dem Biferten-Ostgrat bis 1911 den Nimbus der Ungangbarkeit sicherten. Am 8. August beging ich mit stud. geol. A. Kübler den ganzen Grat. Überall da, wo der Seewerkalk die Grathöhe bildet, sind die Formen ruhiger, die Kammhöhe leicht gangbar. Ich erkläre mir dieses sonst stets umgekehrte Verhältniss (am Säntis, in den Churfürsten etc. bildet der Gault ganz allgemein Terrassen und Bänder, der Seewerkalk steile Abbrüche) dadurch, dass dem relativ weichen, nachgiebigen Gaultgestein das Clivage lange nicht in dem Mass zusetzen konnte wie dem härtern Schrattenkalk und Seewerkalk; letztere sind blätterig geworden und schuppen leicht ab, der Gault aber blieb verhältnismässig massig, welche Eigenschaft allseitige Zerklüftung und Bildung von Steilwänden und Türmen ermöglicht.

So berühmt nun die Kessel des Bifertenstocks sind, so wenig bekannt sind ganz dieselben Bildungen im Malm der Selbsanftwände. Kessel an Kessel liegen oben in den schauerlichen Westwänden, dem Auge, das jene von unten betrachtet, völlig verborgen. Ich hatte anlässlich der erstmaligen Ersteigung des Mittler-Selbsanft mit Dr. B. G. Escher Gelegenheit, den schönsten dieser Kessel zu begehen. Er liegt unmittelbar nordwestlich unter dem Gipfel des Hinter-Selbsanft; sein Durchmesser ist genau 500 m, seine Tiefe vom obern Rand bis zum Absturz, der ihn unten begrenzt, beinahe 400 m. Dieser Kessel ist ganz auffallend regelmässig ausgebildet, buchstäblich mit dem Zirkel in die Wand eingeschnitten. Die Böschung wechselt mit den Schichten; senkrechte bis überhängende Wände, die im Halbkreis herumziehen und die Erkletterung des Kessels ausserordentlich erschweren, wechseln mit steilen, abschüssigen Bändern, auf denen der Schnee längere Zeit liegen bleibt und darauf oft zu Eis wird. Die mittlere Böschung beträgt gleichviel wie bei den Bifertenkesseln, d. h. ziemlich genau 50°. Neben diesem schönsten Erosionszirkus liegen noch viele grosse und kleine analoge Kessel in den Wänden des Selbsanft, von denen einige ganz unzugänglich sein dürften. Einzelne dieser Kessel sind ein wahrer Tummelplatz der Gemen, die hier nie belästigt werden.

Wie sind nun diese Kessel entstanden? Der Geologe Penckscher Schule, der den Bänderweg des Bifertenstocks begeht und im Grunde eines jeden der beiden Kessel ein Gletscherchen bemerkt, ist sofort versucht, an Karbildung zu denken. Es liesse sich in der Tat die Entstehung jener Kessel durch die Rückwärtserosion des Bergschrundes erklären. Ein Übertiefen der Mulden, so dass ihr Rand höher zu liegen käme wie der Boden, lässt sich nicht feststellen. Anders liegt die Sache am Selbsanft. Hier finden wir in keinem der zahlreichen Kessel ein Gletscherchen oder einen Firnfleck, der zur Erklärung ihrer Entstehung beitragen könnte. Und doch sind dieselben fast so hoch gelegen wie am Bifertenstock und haben dazu keine Südexposition. Diese Kessel sind übrigens durchaus jüngste Gebilde, deren Entstehung wir nur durch das Zusammenwirken solcher Bedingungen erklären dürfen, die heute noch voll und ganz zu Recht bestehen. Also geht es nicht an, zu sagen, diese Kessel seien früher vergletschert gewesen. Wir finden sie ja in allen Stadien, voll entwickelt wie am Bifertenstock, wo sich kleine Firnflecken in ihnen eingenistet haben, aber auch ganz in den Anfängen ihrer Bildung, wie da und dort in den Selbsanftwänden. Wir sind gezwungen, das Karphänomen (im Sinne der Penckschen Schule) hier ausser acht zu lassen. Die strenge Kegelform der Kessel verlangt Annahme der Rückwärtserosion von einem Punkt aus. Der Ort der Bildung kann recht wohl durch die Ausbruchsnische eines Felssturzes gegeben sein; in ihr sammelt sich Regen und Schnee; das Wasser strömt einem Abflusspunkt zu, der die Spitze des zu bildenden Kegels vorstellt. Den grössten Anteil an der Ausbildung des Kessels hat unbedingt die Frostwirkung. Ständig rieselt das Schmelzwasser des Schnees, der

auf den flachern Teilen liegen bleibt, über das Gestein. Begeht man einen solchen Kessel in der Morgenfrühe kurze Zeit nach einem Schneefall, so findet man die Felsen völlig überglast. Teile, die von den rinnenden Wasserfäden nicht direkt bespült werden, benetzen sich durch kapillare Anziehung; der Frost setzt ein und blättert die ganze Mantelfläche des Kegels gleichmässig ab. Am Bifertenstock kann das Clivage die Bildung der Kessel begünstigen; am Selbsanft dagegen muss es dieselbe eher erschweren; wir dürfen ihm daher keinen wesentlichen Anteil an dieser Zirkusbildung beimessen.

Dass solche Kessel in niedrigeren Gebirgsgruppen mit horizontaler Schichtung selten so schön auftreten, ist absolut kein Beweis dafür, dass sie ihre Entstehung dem Karphänomen verdanken; da ich in erster Linie Frostwirkung dafür annehme, zu deren Eintreten Vorhandensein von Schmelzwasser unerlässlich ist, begreift man leicht, dass für ihre Bildung eine untere Grenze existiert. Der obere Teil dieser Kessel liegt stets über der örtlichen Schneegrenze.

Diese Kessel gehen durch ihr Rückwärtsschreiten immer tiefer in den Berg hinein; am Bifertenstock sind sie schon im Begriff, den Grat zu erniedrigen; am Selbsanft ist dieser Prozess noch lange nicht so weit vorgeschritten. Wenn sich zwei Kessel schneiden, so ist damit ihre Breite, d. h. ihr Durchmesser, endgültig festgelegt. Sie sind stets durch erkerartige Pfeiler, denen oft kühne, von der Wand abstehende Türme aufsitzen, voneinander getrennt.

Wirkungen des Windes.

Am östlichsten Ende des Bifertenostgrates (westlich des Kistenstöckli) tritt uns eine Erscheinung in aller Deutlichkeit entgegen, die sich nur durch die Windwirkung erklären lässt. Der hier mit losen Trümmern eocäner Globigerinenschiefer bedeckte Grat sieht wie gekämmt aus; oft liegen die Schieferplatten in einer Reihe dachziegelartig übereinander. Besonders aus der Ferne ist diese Kämmung durch den Nordwestwind recht auffallend, indem der Gratrücken in der Richtung NW bis SE gestreift erscheint¹⁾. Öfters kommt es an dieser Gratpartie zu eigentlicher Dünenbildung, indem der lose Schieferschutt im Windschatten südlich der Grathöhe aufgehäuft wird; die Erscheinungen sind genau dieselben, die man auf jedem verschneiten, dem Wind ausgesetzten Gratrücken zu sehen bekommt. Bei heftigem Wind, wie er nach Sonnenuntergang bei schönem Wetter regelmässig auftrat, konnte ich häufig das Wegtragen kleiner oder das Wälzen grösserer Schieferstücke beobachten.

Die Schuttfacetten des Plattalva.

Eine eigentümliche Erscheinung fällt jedem Besucher des Plattalva auf. An dessen apertem Westrand ist der Felsboden mit einer Trümmerschicht aus Pektinitenschiefern und Grenzsandstein oder Nummulitenkalken bedeckt. Die Schieferplatten sind nun einzelnen Linien entlang senkrecht gestellt; die dazwischen flach liegenden Schiefertrümmer werden öfters von jenen etwas überragt. Diese Linien bilden nicht selten polygonartige, besonders sechseckige Figuren; dadurch bekommt der Schuttboden ein facettiertes Aussehen. Eine sehr hübsche Zusammenstellung über das Auftreten dieser Schuttfacetten und einleuchtende Erklärung ihrer Entstehung sowohl in den Hochregionen der Alpen wie in der Arktis veröffentlichte *Ch. Tarnuzzer* (Lit. 14, pag. 262) vor ganz kurzer Zeit; ich verweise hier auf seine ausführliche Darstellung, in welcher er die Bildung genannter Figuren einer langsam fliessenden Bewegung des stets wasserdurchtränkten Schuttbodens zuschreibt.

¹⁾ Auf einer vom Kistenstöckli aus aufgenommenen Photographie ist diese Streifung sehr deutlich wahrzunehmen.

Literaturverzeichnis.

1. 1878. *Heim, Albert*. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc.
2. 1891. *Heim, Albert*. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung XXV.
3. 1898. *Tobler, August*. Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhandlungen der Naturf. Ges. Basel, Bd. XII.
4. 1898. *Rothpletz, A.* Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena.
5. 1907. *Heim, Arnold*. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abhandl. der schweizerischen paläontolog. Ges. vol. XXXV.
6. 1907. *Heim, Arnold*. Gliederung und Facies der Berrias-Valangiensedimente. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Ges. Zürich.
7. 1910. *Heim, Arnold*. Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXI.
8. 1910. *Heim, Arnold*. Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lieferung XX.
9. 1910. *Hobbs, Sir William Herbert*. The cycle of Mountain Glaciation. Michigan University.
10. 1910. *Tolwinski, K.* Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesellschaft Zürich.
11. 1911. *Blumenthal, M.* Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. XXXIII.
12. 1911. *Staub, W.* Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lieferung XXXII.
13. 1911. *Escher, B. G.* Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Amsterdam.
14. 1911. *Tarnuzzer, C.* Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. Petermanns Mitteilungen, 1911.

Geologische Karten.

1853. *Studer, B., und Escher, Arnold*. Geologische Karte der Schweiz 1 : 380,000. II. Auflage, 1867.
1878. *Heim, Albert*. Geolog. Karte der Gebirgsfalten zwischen Walensee und Vorder-Rhein 1 : 250,000, in Lit. 1.
1885. *Heim, Albert*. Geologische Karte der Schweiz, Blatt XIV. 1 : 100,000.
1894. *Heim, Albert, und Schmidt, C.* Geologische Karte der Schweiz 1 : 500,000. II. Auflage, 1911.
1898. *Rothpletz, A.* Geologische Karte der Glarneralpen 1 : 100,000, in Lit. 4.
1910. *Oberholzer, J., und Heim, Albert*. Geologische Karte der Glarneralpen 1 : 50,000.
1911. *Escher, B. G.* Geologische Karte des Bifertengrätli und seiner nächsten Umgebung, in 1 : 25,000, in Lit. 13.
1912. *Keller, W. A.* Geologische Karte des Bifertenstock und Selbsanft 1 : 15,000.

15. Bg.