**Zeitschrift:** Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
**Herausgeber:** Geographische Gesellschaft Bern
**Band:** 20 (1905-1906)

**Artikel:** Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes
**Autor:** Nussbaum, Fritz
**Kapitel:** V: Die allgemeinen Ergebnisse
**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-322461

**Nutzungsbedingungen**
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 02.07.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

Viele Talgletscher lagen in trogförmig profilierten Tälern, die mit Stufe ins Haupttal münden, und stammten aus Karen, die teils im Ursprungsgebiet, teils an den Talflanken vorkommen. Die Kare liegen oberhalb ausgeprägter Stufen, und viele bergen kleine Seen, die teils durch Fels, teils durch Moräne abgedämmt werden. In allen Trogtälern breiten sich flache Schuttkegel der Wildbäche aus, und in allen Nischen bilden sich steile Schutthalden durch Absturz des anstehenden Gesteins.

---

# Fünfter Teil.

## Die allgemeinen Ergebnisse.

Die Beobachtungen über die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung im Saanegebiet ermöglichen uns, einige allgemeine Ergebnisse festzustellen, die teils stratigraphischer, teils geomorphologischer Art sind.

## I. Stratigraphische Ergebnisse.

Auf die Stratigraphie haben Bezug Bemerkungen über den petrographischen Charakter der Moränen und Schotter, über die Bestimmung der Schneegrenze und über die eiszeitlichen Schwankungen im Saanegebiet.

### 1. Petrographischer Charakter der glacialen Ablagerungen.

#### a. Moränen.

Die Moränen des Saanegletschers sind ausnahmslos durch ausgezeichnet gekritzte Geschiebe charakterisiert. In vollem Umfang gilt hier das Wort Mühlbergs[1]), der die gekritzten Geschiebe mit «Leitmuscheln» vergleicht, ähnlich wie schon 1850 Martins und Gastaldi[2]) gesagt haben: «Les cailloux rayés, ces fossiles caractéristiques des anciens glaciers». In gleicher Weise äusserte sich auch Agassiz[3]). Dagegen ist die Behauptung von

---

[1]) Bei A. Böhm, Geschichte der Moränenkunde, Abh. der k. k. Geogr. Ges., Wien 1901, III. Bd., S. 128.

[2]) Ebenda, S. 100.

[3]) Ebenda, S. 107.

Collomb[1]) unrichtig, dass, wenn ein Gletscher nur von Kalkgestein umgeben sei, die Geschiebe nicht gekritzt werden könnten. Auch sehr viele der ganz kleinen Kar- und Hängegletscher wiesen gekritzte Geschiebe auf, trotzdem das Gestein ausnahmslos dem Jura- und Kreidekalk angehört, wie die Gletscher der Rochers de Naye, des Corjon, der Vanilnoirkette, der Dent de Lyskette etc. Richtig ist allerdings die Bemerkung, dass nicht alle Gesteine gleich geeignet seien, Schliff und Kritzung anzunehmen und zu bewahren. Der dunkle Alpenkalk eignet sich dazu weitaus am besten. Ich fand solche Politur und Kritzung auch an Gesteinen des mittleren und unteren Jura, dann ganz deutlich an feinkörnigem Flyschsandstein, vereinzelt auch an Flyschkonglomerat.

Politur und Kritzung wurde ferner an Gabbro und an Valorsineblöcken beobachtet, also an sehr hartem Gestein. Von Interesse ist die Beobachtung Baybergers[2]), dass «das geschrammte Geschiebe im Böhmerwalde ganz und gar fehlt» (S. 4), wo er doch Gletscher nachweist, die ein Firngebiet von 200—400 km² gehabt haben sollen (S. 28). Als Grund dieser Erscheinung führt er das Fehlen von Kalkgestein in dem granitischen Urgebirge an. Tatsächlich habe ich in Rhonemoränen nirgends gekritzte Granitgeschiebe gefunden.

Von Wichtigkeit sind ferner Baybergers Worte, «dass die grössten Ströme ausserstande sind, Blöcke zu transportieren» und «Jedes Tal, für das ein Gletscher nachzuweisen versucht wird, ist auf das reichlichste mit grossen Blöcken angefüllt» (S. 10). Diese Beobachtungen können im Saanegebiet durchaus bestätigt werden. Ja, es lässt sich aus diesen Schlüssen das Vorkommen der massenhaft angehäuften Blöcke an einigen Flyschbergen des Saanegebietes erklären (vgl. S. 113).

Die Moränen der eiszeitlichen Gletscher im Saanegebiet zeigen ungefähr entsprechend den verschiedenen Grössen der Eisströme auch petrographisch verschiedenartigen Charakter. Grosse Gletscher lagerten schlammreiche, von wohlgerundeten, feinpolierten und scharfgekritzten Geschieben durchsetzte Grundmoräne von bedeutender Mächtigkeit ab, namentlich wo der Hauptgletscher sich in kleine Seitentäler vorschob und wo

---

[1]) Bei A. Böhm, Geschichte der Moränenkunde, S. 110.

[2]) F. Bayberger: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwald. Peterm. Mitt. Ergh. 81. 1886.

Gletscher, wie am Ausgang des Jauntales, gestaut wurden. Hochgelegene Moräne mit gekritzten Geschieben in Gletscherschlamm fand sich nur aus der Würm-Eiszeit. Je kleiner der Gletscher, desto kantiger und unregelmässiger die Geschiebe. In einigen Karen konnten Moränen vom Gehängeschutt nur durch ihre Wallformen unterschieden werden. Solche «Griesmoränen» sind nach Penck[1]) kleinen Gletschern eigen, die von hohen Felswänden umgeben sind, und sie bestehen daher fast ganz aus eckigem Material. Dies trifft auch bei uns zu. Aber in 15 von 20 Fällen konnte ich in solchen «Griesmoränen» auch da gekritzte oder gescheuerte Geschiebe beobachten, wo Schardt auf der geologischen Karte «éboulis» einzeichnete.[2]) Er hat den am Fusse der Felswände abgelagerten und den «verschleppten» Gehängeschutt nicht auseinander gehalten. Schichtung ist in Moränen kleiner Gletscher nirgends zu beobachten, nur in den Stauseebildungen im Jauntal und am Ende des grossen Saanegletschers, wo, wie bei Riaz, die Moräne vom Schmelzwasser umgelagert worden ist.

### b. Schotter.

Je näher der Schotter an der Endmoräne liegt, desto grösser und eckiger sind die Gerölle, desto undeutlicher ist die Schichtung und desto grösser der Gehalt von Gletscherschlamm und Feinsand; es ist sogar möglich, noch Kritzer wahrzunehmen. Diese Beobachtungen konnten nördlich von Corbières und bei Moulins an Sanetschgletscherschotter, bei Gutmannshaus an Sensegletscherschotter und im Jauntal gemacht werden, überall da, wo Endmoränen in unmittelbarer Nähe sind. Je mehr der Schotter von den Endmoränen entfernt ist, desto feiner und gerundeter sind die Gerölle, desto deutlicher ist die Schichtung, desto geringer ist der Gehalt an Schlamm, desto ausgeprägter sind Einlagerungen von grobsandigen Schmitzen, und desto grösser ist die Neigung zur Verfestigung. Denn das von oben hereindringende Wasser sickert zwischen den gewaschenen, schlammfreien Geröllen tief hinab, und bei dem grossen Kalkgehalt der Gesteine in unserem Gebiet ist eine Verkittung die natürlichste Folge. Beispiele dieser Art bieten Schotter südlich von Corbières, die aus dem Jauntal stammen, Schotter bei

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 14. 1902.

[2]) Beiträge XXII, s. Karte. 1887.

Châtelet, östlich von Greyerz, von Enney, Estavannens und Lessoc, die aus dem Bühlstadium des Saanegletschers datieren, Schotter bei Gérignoz aus dem Gschnitzstadium. Der Schotter von Châtelet ist 18 km von den Endmoränen entfernt und weist feinkörnige, gut geschichtete, verfestigte Gerölle im Wechsel mit grobsandigen Schmitzen auf.

Es zeigt sich also, dass Verfestigung kein Merkmal eines bestimmten Alters ist, sondern eher gut gewaschenen, feinkörnigen Schottern weit vom Gletscherende als solchen mit Schlamm und groben Geröllen eigen ist.

Nirgends konnten fossilführende Lagen in Schottern des Saanegebietes beobachtet werden, obschon das Bühlstadium ausgesprochen gut entwickelt ist, von interglacialen Bildungen gar nicht zu reden, da wir uns im Gebiet der Trogtäler befinden, wo glaciale Ausräumung stattgefunden hat. [1])

## 2. Die Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze.

Um die Schneegrenze eiszeitlicher Gletscher zu ermitteln, gibt Brückner zwei Verfahren ausführlich an, nämlich für einen Talgletscher [2]) und für einen ganz kleinen Hängegletscher. [3]) Er sagt im ersten Falle: «Um die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche und damit die Höhe der Schneegrenze zu erhalten, ist zur mittleren Höhe des Untergrundes noch die mittlere Mächtigkeit der Eisbedeckung hinzuzuzählen.» [4]) Im Saanegebiet gelang es uns nicht, zuverlässige Werte zur Ermittlung der Mächtigkeit grösserer Talgletscher zu erhalten; wir konnten nur die mittlere Höhe des Untergrundes von mehreren Gletschern mit Hilfe des Planimeters bestimmen. Dagegen wurde die Schneegrenze vieler kleiner Gletscher von 1—2 km Länge nach der zweiten Methode Brückners geschätzt, und in der grossen Zahl dieser Annahmen zeigte sich eine auffallende Uebereinstimmung.

Nun besteht aber, nach unsern Beobachtungen im Saanegebiet, eine interessante Beziehung zwischen den durch Messung erhaltenen Werten der mittleren Höhe des Untergrundes der Talgletscher und den Höhenzahlen der Schneegrenze, die wir von

---

[1]) Vergl. auch Penck: Die Alpen im Eiszeitalter, S. 393.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 544.

[3]) Eiszeitstudien in den südöstlichen Alpen 1890, S. 6.

[4]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 545.

kleinen Kar- und Hängegletschern gewannen. Folgende Zeilen mögen dies erläutern:

Im Bühlstadium lag die Schneegrenze am Aussensaum der Freiburger Alpen in 1500—1600 m, im Innern in 1600—1700 m. Damals bedeckte der Saanegletscher in der ersten Phase einen Boden, dessen mittlere Höhe sich zu 1680 m ergibt; für den Hongringletscher beträgt der entsprechende Wert 1540 m; für den Jaungletscher 1580 m; für den Montgletscher 1680 m; für den Etivazgletscher 1680 m; für die Thaounagletscher 1620 m; für den Motélongletscher 1600 m; für den Arnengletscher 1720 m. Das Mittel von 1637 m aus diesen acht Werten stimmt also ganz gut mit der Annahme von 1600—1700 m für die Höhe der Schneegrenze im Innern der Freiburger Alpen während des Bühlstadiums überein. Hier lag sie im Gschnitzstadium in 1900 bis 2000 m, und in diesem Stadium bedeckte der Lauenengletscher einen Boden, dessen mittlere Höhe zu 2020 m gefunden wurde; der entsprechende Wert für den Oldengletscher ist 1900 m; für den Saanengletscher mit dem Ende oberhalb Gstad 1900 m. Also auch hier herrscht Uebereinstimmung.

Obschon die Reihe der durch Messung erhaltenen Werte nur kurz ist, so ist doch das Ergebnis nicht ohne Bedeutung, weil sich die Messungen auf alle bedeutenderen Talgletscher des Saanegebietes beziehen. Von diesen Gletschern können wir also sagen, dass die mittlere Höhe des von ihnen bedeckten Untergrundes annähernd der Schneegrenze entspricht.

### 3. Eiszeitliche Schwankungen im Saanegebiet.

Den oben ausgeführten Betrachtungen zufolge finden sich in unserem Gebiet Spuren aus der Riss-Eiszeit und aus der Würm-Eiszeit. Die Spuren der ersteren stammen einzig vom Rhonegletscher; sie sind ausserordentlich spärlich und nur am Aussensaum des Saanegebietes vorhanden; sie bestehen in vereinzelten erratischen Blöcken. Dagegen ermöglichen die Glacialbildungen aus der Würm-Eiszeit eine eingehende Gliederung; wir können ein Maximum im Stand der Gletscher, zwei Rückzugsphasen und endlich drei Rückzugsstadien unterscheiden.

In der *Riss-Eiszeit* gehörte das ganze Saanegebiet zum Einzugsgebiet des Rhonegletschers, der eine seitliche Zunge ins untere Jaun- und Javroztal, eine andere ins Sensetal bis Otten-

leue streckte und am Nordabhang des Gurnigels in 1300 m stand.

Im *Maximum der Würm-Eiszeit* waren ebenfalls sämtliche Gletscher des Saanegebietes mit Einschluss der Aergeren- und Sensegletscher dem Rhone-Inlandeis tributär. Die östliche Flanke des letztern lässt sich über Passelb, Plaffeien, Schwarzenburg, Bern, Grauholz und Burgdorf bis Wangen an der Aare verfolgen. Nur am Nordabhang der Pfeife-Gurnigelgruppe lagen fünf kleine, selbständige Gletscher mit einer Schneegrenze von 1300 bis 1350 m. Nach geraumer Zeit zog sich der Rhonegletscher und alle seine seitlichen Zuflüsse zurück.

In der *ersten Rückzugsphase* der Würm-Eiszeit machte der Rhonegletscher einen kräftigen Vorstoss bis Solothurn; an der Ostflanke entwickelten sich mehrere breite Lappen, von denen der nördlichste bis Hindelbank, ein anderer oberhalb Freiburg gegen Giffers vorrückte; ein dritter drang in die Niederung von Bulle bis La Roche vor, dabei Saane- und Jauntalgletscher in ihrer selbständigen Entwicklung hemmend. Dagegen machten Aergeren- und Sensegletscher einen kleinen Vorstoss, aber nicht bis ins Gebiet, das im Maximum der Würm-Eiszeit noch vom Rhonegletscher bedeckt war; der erstere endete südlich von Plasselb; die Sensegletscher reichten nur bis zum Zollhaus, südlich von Plaffeien. Dann zogen sich die Gletscher zurück.

In der *zweiten Rückzugsphase* der Würm-Eiszeit musste sich der Rhonegletscher in die Furche der Juraseen zurückgezogen haben; jetzt machte der Saanegletscher einen ungehinderten Vorstoss bis in die Niederung von Bulle. Damals endete der Jaungletscher bei Charmey; auch an Sense und Aergeren ist diese Phase gut entwickelt, und mehrere kleine Hängegletscher besassen eine Schneegrenze von 1400—1450 m. Nun erfolgte ein allgemeiner Rückzug der Gletscher bis ins Innere der Voralpen.

*Im Bühlstadium* sind mehrere Phasen zu unterscheiden; in der ersten bedeckte die Zunge des Rhonegletschers das Genferseebecken; damals berührte er den Ormontgletscher zwischen Aigle und Sepey. Der Saanegletscher endete bei Château-d'Oex, eine östliche Zunge reichte bis zur Passhöhe der Saanenmöser, und zahlreiche Lokalgletscher machten einen gut ausgesprochenen Vorstoss bis in die Haupttäler hinab. Die Schneegrenze lag am Aussensaum der Freiburger Alpen in 1500—1600 m, im Innern

in 1600—1700 m. Die Firnlinie befand sich also rund 1000 m tiefer als heute. Im Hongrin- und Etivaztal lagen damals Talgletscher von 9—10 km Länge; grössere Hänge- und Kargletscher fanden sich am Mont d'Or, an den Rochers de Naye, am Moléson, am Vanilnoirmassiv, in den Gastlosen, an der Kaiseregg, in der Stockhornkette, am Hundsrück und an der Hornfluh. Kleinere Gletscher befanden sich an der Berra und an der Dent de Lys. Die Zahl der selbständigen Gletscher in dem besuchten Gebiet betrug etwa 120. In einer spätern Phase lag das Ende des Saanegletschers bei Saanen, dann bei Gstad. Jetzt erst endeten lokale Gletscher von der Gummfluh und vom Gifferhorn selbstständig.

Das *Gschnitzstadium* muss als Halt der Gletscher auf dem Rückzug nach dem Bühlstadium aufgefasst werden. Gut ausgesprochen findet es sich am Lauenengletscher, am Oldengletscher, am Ormont- und am Dardgletscher. Zahlreiche Kar- und Hängegletscher lagen in der Voralpenzone im Ursprungsgebiet der früheren Talgletscher. Die Schneegrenze befand sich am Aussensaum der Alpen in 1800—1900 m, im Innern in 1900 bis 2000 m, also ungefähr 700 m tiefer als heute. Eine grosse Verbreitung kleiner Gletscher zeigen das Vanilnoirmassiv, die Kaiseregg, die Stockhornkette, die Gummfluh, die Tornettazgruppe und das Gifferhorn auf, zusammen etwa 100 Gletscher.

Das *Daunstadium* konnte nur von den Hochalpengletschern nachgewiesen werden, und zwar war es besonders gut entwickelt an den folgenden: Der Saanegletscher bedeckte die ganze Breite des Sanetschpasses; der Lauenengletscher endete in 1800 m bei der Dungelalp, der Ormontgletscher in 1350 m im Creux de Champs. In den Voralpen zeigten kleine Gletscher am Nordabhang der Tornettaz ein Hinaufrücken der Schneegrenze auf 2200 m, also ein Uebergang zum Daunstadium, während welchem sich die Firnlinie in 2300—2400 m befand.

## II. Geomorphologische Ergebnisse.

In diesem letzten Kapitel sind zwei Abschnitte zu unterscheiden; im ersten wird eine knappe Uebersicht über die Formen des Saanegebietes gegeben, im zweiten eine Darstellung über die Entstehung derselben versucht.

## 1. Formenschatz im Saanegebiet.

Der eingangs skizzierte tektonische Bau mit dem auffallenden Wechsel von verschiedenartigen Gesteinszonen lässt eine Reihe landschaftlicher Gegensätze erwarten. In der Tat ist die Mannigfaltigkeit der Oberflächenformen sehr gross. Die mächtigen, stark gefalteten Kalkschichten der Jura- und Kreideformation verleihen mit ihren zackigen Kämmen, steilanstrebenden Felsklötzen, jähen Abstürzen, spitzen Hörnern, nackten Schutthalden und tiefen Schluchten unserem Gebiet einen wilden Reiz.

Dazwischen treten in den Flyschzonen sanftere Formen mit reicherer Vegetation auf. Gerundete, bewaldete Rücken und einförmige Tallandschaften mit tief eingeschnittenen, wasserreichen Bächen herrschen hier vor.

Neben der durch den Gesteinscharakter bedingten Gestaltung kehren bei genauerer Untersuchung auch im Saanegebiet gleiche Oberflächenformen wieder, wie sie Richter aus den Ostalpen und Penck und Brückner in grossen Teilen der gesamten Alpen charakterisiert haben. Wir können Erosionsformen und Aufschüttungsformen unterscheiden, die wir kurz betrachten wollen. Die erstern bestehen aus anstehendem Gestein, die letztern aus abgelagertem Schuttmaterial. Die genannten Forscher haben uns als bezeichnendste Erosionsformen kennen gelehrt: Zungenbecken, Taltrog, Talterrassen, Talstufen, Rundhöcker, Stufenmündungen, Kare, Kartreppen, Berggipfel, Talwasserscheiden, Erosionstrichter, Schluchten.

Die Aufschüttungsformen erscheinen als Moränenlandschaft, Schotterterrassen, Schuttkegel und Bergsturzhaufen.

### a. Talweitungen und Zungenbecken.

Eine auffallende Erscheinung der Alpentäler des Saanegebietes ist der grosse Wechsel von Talweitungen und Talengen.[1] In den Talweitungen fliesst das Gewässer auf einem ebenen Talboden in einem breiten Bett, das in Moränenschutt, Glacialschotter oder in Schuttkegel der Wildbäche eingeschnitten ist. Im Saanetal reihen sich neun solcher Talweitungen hintereinander, von Pont-la-Ville bis Gsteig. Sie sind durch Felshügel von einander getrennt. Von den neun Talweitungen sind drei besonders ausgeprägt. In diesen lag, aus den Endmoränen zu

[1]) Vergl. A. Penck, Die Eiszeit in den Pyrennän. Mitt. d. Ver. f. Erdk. Leipzig 1883. S. 182.

schliessen, das Ende des Saanegletschers in verschiedenen Rückzugsphasen und -Stadien, nämlich bei Bulle, Château-d'Oex und Saanen. Wir können daher diese drei Talweitungen als Zungenbecken bezeichnen. Auch bei Lauenen umsäumen Endmoränen ein typisches Zungenbecken. Ebenso treten ähnliche Merkmale im mittleren Jauntal auf. Am Ausgang des Sensetales aus den Voralpen befindet sich das von Schottern zugeschüttete Zungenbecken von Plaffeien. Aber auch im Innern des Gebietes kommen solche Weitungen vor, deren Beckennatur durch Seen oder Sümpfe deutlicher gemacht wird. Wir erwähnten schon Lauenen, dann das Saanetal bei Gsteig, den Arnensee, das obere Etivaztal und auch den Schwarzsee.

In den Becken von Bulle und Plaffeien liegt auf der Sohle Rhonegletschermoräne aus der Würm-Eiszeit. Demnach müssten diese beiden Becken vor der letzten Eiszeit entstanden sein. Die Zuschüttung mit Schotter ist bei den Zungenbecken am Aussenrande der Alpen bedeutender als bei denjenigen im Gebirgsinnern.

### b. Der Taltrog.

Viele Gewässer des Saanegebietes fliessen in einem breiten Talboden, der zu beiden Seiten von steilaufstrebenden, ungegliederten Bergabhängen eingefasst wird, die in der Regel bis zu einer gewissen Höhe hinauf von zusammenhängendem Wald bekleidet sind. Der Talboden wird von zahlreichen Schuttkegeln der Wildbäche bedeckt. Der Querschnitt dieser Täler zeigt die typische U-Form, und ein solches Tal wird als Trogtal oder Taltrog bezeichnet. Diese Form ist vielen Tälern in unserem Gebiet eigen, wie dem Saanetal zwischen Greyerz und Montbovon und zwischen Saanen und Gsteig, dem Lauenental, dem obern Ormonttal, dem Arnental, dem Meielsgrund, dem Kalberhönital, dem Etivaztal, dem obern Turbachtal, dem Tal des Siernes-Picats, dem Gros Monttal, dem Motélontal, dem Jauntal, dem Schwarzseetal, dem Muscherenschlund, dem Hengstschlund, dem oberen Morgetental, dem Walalptal und dem Esserttal.

Aus dieser Verbreitung ergibt sich, dass der Taltrog sowohl im Flysch- als auch im Kalkgebirge vorkommt.

Wo der Taltrog im Kalkgebirge auftritt, ist er vielfach quer zum Streichen in die fast senkrecht stehenden, harten Kalk-

schichten eingeschnitten, wie bei Rossinière und Cuves oberhalb Montbovon, bei Saanen, im obersten Lauenental bei Feissenberg, an der Rüblykette beim Ganderlibach und im Tal der Gérine, im Jauntal bei La Tzintre, westlich von Imfang und bei Jaun, am Hongrin, am Rio du Gros Mont, im Motélontal, an der Kaiseregg beim Ausgang der Walopalp und im Känelgantrisch, an der Schopfenspitze und südlich vom Stockhorn bei Klusi. Ueberall treffen wir eine breite U-Form im Querprofil mit gerundeten Felsrücken an. Aber selten ist die Trogform einfach; vielfach sind Einkerbungen an den Talflanken zu beobachten, so dass man den Eindruck gewinnt, als ob in einen grösseren ein kleinerer Trog eingeschnitten sei. Von diesen Terrassen wird gleich die Rede sein. Oberhalb der obersten Gletschergrenze folgen scharfe, zackige Felsköpfe und Zähne, wie z. B. an der Dent de Broc, an den Rochers de Naye und an der Schopfenspitze. (Vgl. Taf. III, Fig. 2.)

### c. Rundhöcker und Querriegel.

Häufig sind im Saanegebiet kleine, gerundete Felshügel, die sich teils gesellig, teils vereinzelt im Tal erheben. Einige tragen Moränenbedeckung, andere Gletscherschliffe; alle befinden sich unterhalb der Gletschergrenze und in der Regel im Talweg der eiszeitlichen Eisströme.

Mehrere dieser Felshügel finden sich da, wo eine härtere Schicht das Tal durchquert, wie bei Greyerz, bei Rossinière, bei Château-d'Oex, bei Cérignoz, oberhalb Rougemont (Le Vanel), bei Saanen, bei Charmey, bei Jaun und bei Imfang. Wo diese Rippen eine Talweitung abschliessen, wie bei Greyerz, zwischen Montbovon und Château-d'Oex und westlich von Saanen, besteht eine Talenge, die für den modernen Verkehr erweitert oder durchbohrt worden ist. Andere Rundbuckel treten im Streichen der Schichten als gerundete Felsrippen auf, wie bei Sciernes, nördlich von Montbovon, und bei Grandvillard. Noch andere liegen im Zungenbecken bei Bulle, wie die Hügel von Tour de Trême und Morlon. Viele Rundbuckel stehen oberhalb einer Talstufe, wie bei Montsalvens im Jauntal, am Rio du Gros Mont, am Lac de Lioson, am Sanetschpass, auf der Oldenalp und beim Gelten- und Dungelschuss.

Diese Felshügel bestehen aus dem verschiedenartigsten Gestein, aus Flyschsandstein, Flyschbreccie, oberer Kreide, Nummu-

litenkalk, oberem Malm, Oxfordschiefer, Hornfluhbreccie und Liaskalk. Im Mittelalter boten sie gewisse strategische Vorteile vermöge ihrer isolierten und das Tal beherrschenden Lage und führten damals zur Anlage befestigter Siedlungen, wie Greyerz, Tour de Trême, Château-d'Oex, Montsalvens, Bellegarde, Le Vanel, Champotey, oder einzelner Dörfer wie Rossinière, Morlon und Saanen.

### d. Talterrassen.

In den Trogtälern ziehen sich hoch über der Talsohle sanfter geneigte Hänge hin, die teils als Talleisten weithin verfolgt werden können, teils nur als vereinzelte Terrassen auftreten. Im ersten Falle bezeichnen sie den obern Rand des Taltroges. Sie sind der Anlage von Alpenhütten sehr günstig und bilden in der Regel ausgedehnte Weideflächen über dem Bergwald der steilen Talflanke. Deutlich sind zum Beispiel die Terrassen im Flyschgebiet des oberen Jauntales, so links Birren in 1710 m und Oberberg in 1650 m, rechts Stierenschlündi in 1660 m und Unteregg in 1578 m. Im obern Etivaztal senkt sich rechts eine zusammenhängende Leiste von 1850 m bei Grand-Clé auf 1600 m bei Verney. Links liegen zwei kleinere Terrassen, die eine in 1789 m und die andere bei Croset in 1626 m. Im Tscherzistal wird der Arnensee halbkreisförmig von steilen Talflanken eingeschlossen, über denen sich Terrassen in 1800 bis 1900 m befinden, wie die Alp Arnen, Seeberg, Studel, Hinter-Wallegg, Ausser-Witenberg. Im Turbachtal zieht sich an dem steilen rechten Abhang eine etwas sanfter geneigte Terrasse von Punkt 2007 bei Frischenwert gegen den Heuberg zu Punkt 1726 bei der Zwitzeregg. Im obersten Lauenental bilden die Terrassen von Gelten in etwa 1900 m den scharfen Rand des Taltroges vom Feissenberg, der in Kalk eingeschnitten ist. Talauswärts lassen sich Terrassen in 1808 m am Brandsberg, am Tossenberg in 1712 m und am Brüschengrat in 1797 m verfolgen. Im oberen Saanetal treten auf beiden Seiten Terrassen auf; aber sie liegen in verschiedenen Niveaus. So zeigt sich südwestlich von Gsteig im Gebiet des Olden- oder Reuschbaches eine linksseitige Terrasse in 1600 m am Studelhorn, rechts eine solche über dem Aegertenwald in 1480 m; ferner zwischen Gsteig und Saanen links an der Wallegg in 1721 m und am Eggli in 1608 m, rechts an der Hornfluh in 1690 m bei Gfell.

Wo das Tal annähernd im Streichen der Kalkketten verläuft, treten kleine Terrassen im Bereiche harter Schichten auf, wie im Längstal zwischen Montbovon und Greyerz, ferner am Nordabhang des Rübly und im mittleren Jauntal (Jansegg).

Anders verhält es sich, wo das Tal quer durch die Kalkketten eingeschnitten ist. Wie ausgeführt, findet sich auch hier das U-förmige Querprofil, und zwar in vielen Fällen mit deutlicher Terrassenbildung. Bei Saanen treten Terrassen an der Rüblykette in 1660 und in 1400 m auf; östlich von Château-d'Oex an der Gastlosenkette in 1480 und 1230 m; bei Rossinière an der Vanilnoirkette rechts in 1180 m und links in 1437 und 1580 m; bei Cuves in 1220 und 1064 m rechts und links in 1210 m; bei Greyerz an der Dent de Broc in 1246 und in 951 m; bei Enney in 873, 1033 und 1378 m. Ferner im Jauntal bei Jaun in 1110, in 1240, in 1400 und in 1505 m; südlich von Charmey am Haucrêt in 1230 m. Deutlich sind Knickungen im Profil auch an allen andern in die Kalkketten eingeschnittenen Trogtälern, wie im Motélon- und Hongrintal. Im Flyschgebiet zeigen sich tiefer gelegene Terrassen ebenfalls, so bei Abläntschen und in den Sensetälern. An vielen Orten können zwei Niveaus unterschieden werden, ohne dass es möglich wäre, sie talauswärts zu verfolgen, wohl infolge des mannigfachen Gesteinswechsels.

Zusammenfassend können wir bemerken: Die Talterrassen sind im Flysch besser entwickelt als im Kalkgebirge. Ihre Beziehung zu ehemaligen Talsohlen ist wahrscheinlich. Aber in keinem Falle ermöglichen sie die sichere Rekonstruktion des Gefälles alter Talböden.

### e. Die Talstufen.

Im Hintergrunde mehrerer Täler, die Trogform aufweisen, schliessen sich die steilen Flanken, die den Taltrog zu beiden Seiten einfassen, halbkreisförmig zusammen, und mit einem Talschluss hört das Tal plötzlich auf. In vielen Windungen führt der Pfad die Talstufe hinauf, über welche von oben die Gewässer in Wasserfällen herunterstürzen. Oberhalb der Stufe breitet sich vielerorts ein sanft geneigtes Gelände aus; an andern Orten setzt sich das Haupttal oberhalb der Stufe weiter fort, oder mehrere Nischen vereinigen sich hier über der Stufe, unter welcher erst das eiszeitliche Haupttal beginnt.

Solche Talstufen finden sich in erster Linie da, wo das Tal vom Kalkgebirge in eine Flyschzone eintritt, also im Uebergang von härterem zu weicherem Gestein, wie bei Gsteig am Saaneschuss,[1]) bei Reusch am Oldenbach, bei Lauenen am Dungelschuss und am Geltenschuss, oberhalb des Schwarzsees, im Muscherenschlund, an der Gantrischsense und an der Gürbe. Sie kommen ferner sowohl im Streichen wie quer zum Verlauf der Ketten mitten im Kalkgebirge vor, wie in der Vanilnoirkette am Rio du Gros Monttal als Escalier du Mont, an der Thaouna, am R. de Motélon und am Torrent von Lessoc, am Massiv der Schopfenspitze im Esserttal, in der Stockhornkette am Morgeten- und am Walalpbach. Aber ebenso typisch sind sie im Flysch selbst entwickelt, wie in der Tornettazkette an der Tourneresse, an der Eau-froide, am Hongrin, am Torrent de Plan, am Arnensee und im Meielsgrund, ferner am Gifferhorn beim Turnels.

### f. Kare.

Oberhalb der Talstufen oder der Talterrassen breitet sich vielerorts ein sanft geneigter oder ebener Boden aus, der auf drei Seiten von Felswänden oder steilen Abhängen umgeben ist: ein sogenanntes **Kar.**[2]) Zahlreiche Schutthalden bauen sich am Fusse der Gehänge gegen die Mitte des Kars vor. Eine in der Regel unbedeutende Wasserfurche zieht sich aus dem breiten U-förmig profilierten Ausgang die steile Stufe hinunter, die zum Haupttal hinabführt. In vielen Fällen ist sogar der Ausgang höher als der Boden des Kars, und daher liegt ein kleines Seebecken hinter der Schwelle, die bald aus Fels, bald aus Moräne, bald aus Fels und Moräne besteht.[3]) Viele dieser Kare, besonders in der alpinen Kreide, in Schrattenkalk, haben zwar eine Felsschwelle, aber keinen See oder nur einen See mit unterirdischem Abfluss, wie an der Kaiseregg, am Stockhorn, im Breccaschlund und an der Schopfenspitze. Es können die Kare im Ursprungsgebiet der Täler von denen an den seitlichen Talflanken[4]) unterschieden werden. In vielen Tälern des Saanegebietes treten solche Ursprungskare auf, wie am Nordabhang

---

[1]) Vergl. Taf. I, Fig. 3.

[2]) Vergl. Taf. III, Fig. 3.

[3]) Vergl. Taf. II.

[4]) Vergl. A. Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. des Ver. f. Erdk. Leipzig 1883. S. 214 und 216.

des Wildhorns im Ursprungsgebiet des Lauenengletschers beim Dungelschuss und Geltenschuss, am Oldenhorn die Oldenalp, in den Talenden des Etivaz-, des Hongrin-, des Kalberhöni-, des Arnen-, des Fenils- und des Jauntales. Die Seitenkare oder Gehängezirken kommen teils vereinzelt vor wie im Jauntal, im Saanetal oberhalb Montbovon, teils reihenweise. Reihen von Karen liegen an der Vanilnoirkette, an der Dent de Lyskette, an der Tornettazkette und an der Stockhornkette. Wenn im gleichen Verhältnis wie im Saanegebiet auch in andern Gebirgsgruppen die Kare so zahlreich auftreten, so dürfte die Ansicht Brückners nicht ganz zutreffen, dass Kare in den Schweizer Alpen zurücktreten.[1] Alle Felsschwellen der Kare sind zu Rundbuckeln abgerundet, und zwar bestehen sie aus dem verschiedenartigsten Gestein, nämlich aus Flysch, aus Kreide-, Jura- und Nummulitenkalk und Hornfluhbreccie, sowie aus Rauchwacke. Es zeigt sich demnach deutlich die Unabhängigkeit der Form vom Gestein.

### g. Kartreppen.

Alle typischen Kare befinden sich nach Richter, Böhm, Penck etc. unter den Gebirgskämmen, und steile Gehänge führen zur Karschwelle hinauf. Aber in einigen Fällen folgt unterhalb des obersten Kares ein zweiter Karboden, diesem wiederum eine Stufe. Die letztere ihrerseits steigt aus einem dritten Karboden empor, so dass drei Kare treppenförmig übereinander folgen und eine «Kartreppe» bilden. So befinden sich an der Vanilnoirkette drei typische Kartreppen, die am Westabhang im Gebiet der Thaouna gegen Grandvillard hinuntersteigen. Die Stufen knüpfen sich hier in der Regel an härtere Bänke von unterem Jura. Die Felsschwellen sind gerundet, und auf mehreren liegt Lokalmoräne. Aber auch im Flysch der Tornettazkette sind Kartreppen angedeutet, in welchen jedenorts Endmoräne auf der Schwelle liegt und so das Zurückweichen des Gletschers anzeigt.

### h. Schluchten.

Zahlreiche Gewässer des Saanegebietes bewegen sich in gewissen Talabschnitten in breiten Talsohlen und Niederungen, während sie sich in andern eine tiefe Schlucht in anstehenden Fels eingeschnitten haben. Dies ist in erster Linie der Fall an

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 607.

der Saane, die eine 100—150 m tiefe Schlucht in das Molassevorland eingegraben hat. Diese beginnt bei Pont-la-Ville, also da, wo der Fluss das Zungenbecken von Bulle verlässt. Zwischen Greyerz und Château-d'Oex rauscht sie noch an vielen Orten in schmaler, tief eingeschnittener Rinne, um sich oberhalb und unterhalb der Felshügel und Querriegel in breiter Niederung auszudehnen. Auch bei Gérignoz und Rougemont fliesst sie 30 m tief unter der breiten Talsohle. Wie die Saane, so bewegt sich auch die Sense nördlich von Plaffeien auf eine Strecke von 15 km in einer 150—200 m tief in die Molasse eingeschnittenen Schlucht. Viele Seitenflüsse der Saane besitzen eine bedeutende Schlucht im Unterlauf, wo sie vielerorts in einen breiten Talausgang eingeschnitten ist. Dies zeigen im Kalkgebirge der Jaunbach, die Thaouna, der Grand und der Petit Hongrin, die Tourneresse, der R. de Flendruz, der R. de Motélon, der Rio du Gros Mont, der R. de l'Essert, der Javroz, der Lauenenbach und der Geltenbach; ferner im Flyschgebiet der Kalberhönibach, der Tscherzisbach, der Fallbach, der Lauenenbach. Auch hier zeigt es sich, dass Schluchten sowohl in Kalk als auch in Flysch auftreten. Immerhin kann die Entstehung der Schluchten aus einer Reihe von Riesenkesseln im Sinne von Brunhes [1]) vorzugsweise in Kalkgestein beobachtet werden, z. B. am Geltenbach, am Lauenenbach bei den Lauenenseen, am Dard, am Rio du Gros Mont und am Grand Hongrin bei Jointe.

Interessant ist die Tatsache, dass viele Gewässer unmittelbar oberhalb der Schlucht in Moräne, die sich im Niveau des Wasserspiegels befindet, oder in Schotter einschneiden, deren Oberfläche tiefer liegt als der talabwärts sich erhebende Querriegel; an andern Orten ist die Schlucht selbst bis zum Fluss hinab mit Moräne ausgekleidet. Es müsste demnach die Schlucht schon bestanden haben, als der Gletscher auf einer Rückzugsphase diese Moränen und Schotter ablagerte. Die Entstehung einer solchen Schlucht liesse sich am besten durch Tiefenerosion der subglacialen Schmelzwässer erklären. Solche Lagerung wurde beobachtet an der Saane oberhalb der Schlucht von Pont-la-Ville, zwischen Greyerz und Grandvillard, zwischen Montbovon und Château-d'Oex, bei Rougemont und bei Wütrichsrüti westlich

---

[1]) J. Brunhes, Le Travail des Eaux courantes: La Tactique des Tourbillons. Mitt. d. naturf. Ges. Freiburg, II., Heft 4, 1902. S. 197 und 201.

Saanen; am Hongrin bei Jointe; am Jaunbach und am Javroz bei Charmey; an der Tourneresse; an der Thaouna; am R. des Siernes-Picats; am R. de l'Essert; am R. de la Manche und an der Sense.

Von einigen der angeführten Schluchten deutet Brückner die postglaciale Entstehung an.[1]) Wir kommen, gestützt auf die soeben erwähnten Tatsachen, zu einem etwas abweichenden Schluss: Die Schluchten bestanden schon in der Eiszeit, wenigstens in den Rückzugsphasen und -Stadien.

### i. Stufenmündungen der Seitentäler.

Alle Zuflüsse der Saane sind ausgezeichnet durch ein verhältnismässig grosses Gefälle im Unterlauf. Bei einigen ist es ungefähr wie im Mittellauf; bei ausgeglichenem Normalgefälle sollte es aber kleiner sein. Ein solch starkes Gefälle findet sich beim Hongrin, beim Turbach, beim Griesbach, bei der Trême und bei der Albeuve. Andere Gewässer haben im Unterlauf ein grösseres Gefälle als im Mittellauf, wie im Kalkgebirge der Jaunbach, die Thaouna, Le Torrent, die Marivue, die Gérine, Le Torrent de Riz, der R. de Flendruz, der Lauibach, die Tourneresse und der Sattelbach; ferner im Flysch der Kalberhönibach, der Meielsgrundbach und der Tscherzisbach. (Vgl. Taf. I, Fig. 2.) Einige Seitenbäche weisen im Unterlauf Wasserfälle auf, wie der Jaunbach, der Montbach, die Thaouna, die Marivue, der Meielsgrundbach und der Morgetenbach. Diese Beispiele zeigen, dass Stufenmündungen nicht nur im Kalkgebirge vorkommen, sondern auch im Flysch.

Eine Stufe im Flusslauf ist nicht immer an harte Schichten gebunden. Der Jaunbach weist z. B. bei La Tzintre eine Stufe in Liaskalk auf, während er oberhalb derselben mehrmals zwischen senkrecht stehenden Lias- und Malmschichten, die an andern Orten Stufen erzeugen, ohne Schnellen hindurchrauscht. So setzt bei Imfang eine harte Liasrippe quer durch das Tal, ohne hier das Gefälle des Jaunbachs, wohl aber das des benachbarten Rio du Gros Mont bei Rouvènes zu beeinflussen. Diese Stufenmündungen deuten eine Uebertiefung des Saanetales um 90 bis 160 m, im Mittel um 130 m, an, wie aus Tafel I, Profil 2, ersichtlich ist; die hier gezeichneten Profile entsprechen dem Talweg der heutigen Flüsse und Bäche. Dabei ist aber zu

[1]) Alpen im Eiszeitalter, S. 599.

betonen, dass viele dieser Gewässer unmittelbar oberhalb ihrer Mündung in einen viel höher gelegenen breiten Talausgang eingeschnitten sind, wie wir soeben ausführten. Der breite Talausgang ist wahrscheinlich ein ehemaliger Talboden. Er liegt am Jaunbach 160 m höher, an der Thaouna 300 m höher, am Hongrin 300 m höher, an der Tourneresse etwa 300 m, am R. de la Manche 246 m höher als die Saane; am Montbach 432 m höher als der Jaunbach. Es ist nicht ausgeschlossen, dass dieser 300—400 m höhere Talausgang den präglacialen Talboden andeutet, während die Seitenbäche heute im interglacialen Tale fliessen.

### k. Talwasserscheiden.

Im Saanegebiet finden sich mehrere Talwasserscheiden, die zwei bis drei Haupttäler verbinden. Alle weisen Rundbuckel aus Fels, Moränenablagerungen und sumpfige Niederungen auf. Sie sind heute als belebte, von Post- und zum Teil von Eisenbahnrouten benutzte Pässe bekannt. Sie liegen zum grössten Teil im Streicher der Ketten, und zwar in weicheren Gesteinen zwischen härteren Schichten, aber quer zur Richtung der Kämme. Diese weicheren Gesteine sind zum Teil Flysch, zum Teil Liasschiefer, sowie Gips und Rauchwacke der Trias.

Drei Talwasserscheiden führen aus dem obern Saanetal, nämlich nach Westen die Pillonstrasse, nach Nordosten die Saanenmöser und nach Norden der Gros Mont ins Jauntal. Der vierte dieser Pässe verbindet drei Täler miteinander, nämlich das untere Etivaztal mit dem Hongrintal und dieses mit dem Ormonttal; es folgen hier also zwei Talwasserscheiden aufeinander, La Lécherette und Les Mosses. Zwei andere Talwasserscheiden führen aus der Niederung von Bulle ins Molassevorland; beide weisen Moränen des Rhonegletschers auf, so die eine bei Vuadens, die andere bei La Roche. Die beiden letztern wurden vom Rhonegletscher geformt; andere lagen noch im Bühlstadium im Firngebiet bedeutender Talgletscher, wie Le Pillon und Le Gros Mont, und ihre Entstehung ist auf die rückschreitende Abtragung der Wasserscheide in der Eiszeit zurückzuführen. Die Saanenmöser wurden noch im Bühlstadium von einem Arm des Saanegletschers bedeckt. Dieser Pass liegt in weichem Flysch zwischen zwei Zonen von Hornfluhbreccie und bildet ungefähr die Fortsetzung des obern Saanetales zwischen Gsteig und Saanen. Das

Haupttal biegt dann scharf nach Westen um und ist hier quer in die Malmkalk- und Hornfluhzone der Rüblykette eingeschnitten. Offenbar floss die Saane schon vor der Eiszeit nach Westen ab, und es existierte eine schärfere und etwas höhere Wasserscheide auf den Saanenmösern als heute. In der Eiszeit wurde sie aber vom Eise überschritten und abgeflacht.

### l. Wildbachtrichter.

Im Gegensatz zu den Karen finden sich in den Bergabhängen auch halbkreisförmige Nischen von anderem Typus. Zahlreiche Wasserfurchen vereinigen sich am untern Ende eines Trichters in einem Punkte, und von demselben abwärts führt ein typischer V-förmig profilierter Abzugskanal die Wasserfäden gemeinsam talabwärts. Zwischen den einzelnen Rinnsalen erheben sich wieder scharfe Gräte oder Rippen, und seitliche Rinnen sind ebenfalls durch solche von einander getrennt. In diesen Trichtern liegt der von Vegetation entkleidete Fels nackt, so dass man das Gefüge des anstehenden Gesteins beobachten kann. An der Entstehung dieser Trichter ist einzig nur das Wasser beteiligt. Sie finden sich vorzugsweise in weichere Gesteine, in Mergel und Schiefer, eingeschnitten, wie im Gewölbeaufbruch der Vanilnoirkette, bei Rossinière, Cuves und an der Dent de Corjon, ferner in Neocomschiefern am Grat Prés Beurre auf dem Sanetsch. Sie durchsetzen aber auch weiche und harte Schichten ohne Stufen, wie dies der Sulzgraben östlich vom Gantrisch zeigt. Ganz besonders auffallend ist ihr Vorkommen nicht unmittelbar unterhalb der Gebirgskämme, sondern ungefähr in halber Höhe, nämlich im Trograng der Trogtäler, vorzugsweise in Flysch. Dies ist der Fall im Etivaztal, im Tscherzistal, im Meielsgrund, im Kalberhönital, in den Tälern der Kalten und Warmen Sense, im Muscherenschlund und im Tal der Hengstsense, im Jauntal und im obern Saanetal. Aber auch in den Trogtälern des Kalkgebirges treten sie auf, wie in der Vanilnoirkette und in der Stockhornkette. Da sie vielerorts in eiszeitliche Ufermoränen eingeschnitten sind, erweisen sie sich jünger als die Eiszeit.

### m. Berggipfel.

Die Formen der Berggipfel sind durch drei Faktoren bedingt, durch die Tektonik, das Gesteinsmaterial und die Erosion.

Im gefalteten Kalkgebirge bilden die fast senkrecht stehenden harten Kalkbänke lange, scharf gezähnte Isoklinalkämme mit senkrechten Abstürzen und wilden Couloirs. Der Typus dieser Gräte ist der Zug der Gastlosen; ausgeprägt treten diese Erscheinungen dann auch an der Gummfluh und am Rübly, am Mont d'Or und an der Vanilnoirkette auf. Wo Talfurchen solche Ketten durchqueren, bilden sich sogenannte Zweikanter oder Gratspitzen, wie die Dent de Broc, das Bäderhorn, die Schwiedenegg, Les Dovalles und Les Vudalles bei Albeuve. Bei mehr horizontaler oder muldenförmiger Lagerung der Schichten hat die Erosion massige Gebirgsstöcke mit breitem Gipfel und senkrechten Abstürzen herausgearbeitet, wie den Moléson. Wo die Scheitel der Antiklinalen noch teilweise vorhanden sind, zeigen sich kompliziertere Formen. Im Flysch beobachten wir mehr rundliche Gipfel und sanftere Abhänge, wie an der Berra, am Rodomont, Gurnigel und Niremont.

Aber von ebenso grossem Einfluss wie Tektonik und Gesteinsart ist die Art der Abtragung. Gipfel mit Mittelgebirgsform weisen eine Höhe bis zu 1700—1800 m auf. Alle höhern Gipfel sind durch die reihenweise Anordnung von Karen auch im Flyschgebirge mit Hochgebirgsformen ausgestattet, und die Kammlinie ist ausserordentlich gegliedert. Der Gliederung des Kammes zufolge treten eine Reihe von Einzelgipfeln auf mit sehr steilen Abstürzen und Schutthalden am Fuss der Felswände. Wo an beiden Abhängen eines Kammes Kare liegen, da entwickelten sich sogenannte Dreikanter wie der Gantrisch, der Widdersgrind, die Scheibe, ferner Cape au Moine, Les Arches, Corbex etc., oder Vierkanter wie der Ochsen, die Mähre. Das Hineinfressen der Kare in die Gebirgskämme tritt namentlich deutlich auch am Kaisereggmassiv, an der Schopfenspitze, am Moléson, am Rübly, am Mont d'Or, an der Tour d'Aïgruppe, an der Dent de Lyskette und an der Tornettazkette hervor. Die rundlichen Gipfel erhalten Dachfirstform, und diese findet sich auch an den Flyschbergen, wie am Hundsrück, am Gifferhorn und besonders an der Tornettazkette.

### n. Moränenlandschaft.

Wenn schon an und für sich die Aufschüttungsformen gegenüber den Erosionsformen im Landschaftsbild unseres Gebietes stark zurücktreten, so gilt dies ganz besonders von der Moränen-

landschaft. Einer solchen begegnen wir im Becken von Bulle, wo sie noch am ausgeprägtesten vorhanden ist. Sanft wellige Hügelzüge ziehen sich zwischen ebenen, teils sumpfigen Niederungen hin. Solcher Art ist auch die Landschaft bei Vuadens und Vaulruz, dann aber ausgedehnter im Vorlande des Saanegebietes, im Bereich des Rhonegletschers, wie östlich von Freiburg und nördlich von Bern und bei Schwarzenburg. Im Gebiet der Freiburger Alpen beteiligen sich am Aufbau der sanften Formen vielfach rundgebuckelte Felshügel und Felsrippen, so bei Charmey, Château-d'Oex und Saanen. Deutlicher ist die Moränenlandschaft auf dem Sanetsch und bei Lauenen, ganz besonders aber im Gebiet des Hongrin bei Les Mosses.

Von auffallenden Formen sind Moränenwälle mit sehr viel eckigem Material in den Karnischen, die von hohen Wänden eingefasst werden, so an der Gummfluh, am Rübly, an der Tornettazkette, am Mont d'Or, an der Gastlosen, im Montbachgebiet, an der Vanilnoirkette, an der Kaiseregg und an der Stockhornkette. Im Tal der Kalten Sense ist eine Ufermoräne am Südabhang des Selibühl weithin bemerkbar, ebenso tritt eine Terrasse am Gehänge im untern Etivaztal hervor, die durch Moränenschutt bedingt ist.

### o. Schotterterrassen.

Deutlicher als die Moränenlandschaft machen sich Schotterterrassen geltend. Ausgedehnte Ebenen liegen 5—20 m über dem Fluss, zu dem sie in Steilabfall abstürzen. Bei Broc erreichen sie sogar eine Mächtigkeit von 30—40 m. Ein Schotterfeld kann durch mehrere tief eingeschnittene Gewässer in Teilfelder zerlegt werden, wie nördlich von Bulle bei Riaz. Solche Terrassen treffen wir besonders ausgeprägt bei Grandvillard, Neirivue und Montbovon, bei Rossinière und Rougemont an.

Zwischen höher gelegenen Terrassen haben sich die Gewässer vielfach durch laterale Erosion breite Niederungen geschaffen. Während diese, wenig über dem Niveau des Wasserspiegels gelegen, den Ueberschwemmungen ausgesetzt sind, eignen sich die trockenen Schotterterrassen ausserordentlich gut zur Anlage menschlicher Siedelungen, wie dies bei folgenden Dörfern der Fall ist: Hauteville, Cortières, Vuippens, Marsens, Riaz, Broc, Echarlens, Epagny, Enney, Villars-sous-Mont, Neirivue, Montbovon und Plaffeien.

**p. Schuttkegel.**

Wohl am auffallendsten sind in unserem Gebiet unter den Aufschüttungsformen die Schuttkegel. Ein Blick auf die geologischen Karten, Blatt XII oder Blatt XVII, oder in Lieferung XXII der Beiträge lehrt uns zwei Arten der Schuttkegel unterscheiden, wie dies auch aus der Legende der oben genannten Karten hervorgeht, nämlich «cônes de déjection» und «cônes d'éboulement» oder «éboulis». Am Ausgang der Wildbachrinnen oder an der Mündung der Seitentälchen ins Haupttal lagern die kleinen Gewässer ihren Schutt in Form von sehr regelmässigen, fächerförmig ausgebreiteten Kegeln ab; diese werden von Gilliéron[1]) und Schardt[2]) als «cônes de déjection» bezeichnet. Sie besitzen in der Regel auch einen üppigen Vegetationsmantel und sind mit Einzelhöfen oder geschlossenen Dorfsiedlungen besetzt. Im Deutschen könnte man diese Form am besten mit «Schwemmkegel» wiedergeben, ein Ausdruck, der von Sieger[3]) bereits gebraucht worden ist, und zwar für Deltas «an den Flussmündungen in den Seen (Delta der Lütschine)».

Auch in unserem Gebiet treffen wir solche in Seen vorgebaute Deltas an, wie an der Tinière bei Villeneuve, am Verraye-Torrent bei Veytaux und an der Baie de Montreux, alle am Genfersee; dann am Lac-pourri, ganz besonders aber am Schwarzsee, am Arnensee und an den Lauenenseen. Solche flache Schwemmkegel finden sich auch in sumpfigen Niederungen, die einen erloschenen oder erlöschenden See andeuten, wie oberhalb Lauenen, an der Tourneresse, am Rio du Gros Mont in 1400 m, bei Gsteig und nördlich von Greyerz. Aber auch in allen Talweitungen der Trogtäler, in den von Glacialschottern und Moränen angefüllten Zungenbecken bauen sich zahllose flache Schuttkegel vor, die ihrer Entstehung nach nicht von den Schwemmkegeln abweichen und daher als solche bezeichnet werden können.

In vielen Fällen durchschneiden kleine Bäche Moränenschutt — Seitenbäche aus den Seitentälern die Endmoränen der Lokalgletscher, die Wildbäche hochgelegene Ufermoräne des Hauptgletschers — und infolgedessen findet sich in vielen Schwemmkegeln erratisches Material. Dies gilt namentlich von der Trême

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 278.
[2]) Beiträge XXII, S. 267.
[3]) R. Sieger, Die Alpen, Sammlg. Göschen Nr. 129. Leipzig 1902. S. 48.

BIBLIOTHEK der E. T. H.
ZÜRICH

und den zahlreichen Bächen bei Pâquier, ferner vom Afflon, von der Albeuve, der Marivue, der Thaouna, von den Wildbächen bei Rossinière und Château-d'Oex, dann von den zahlreichen Seitenbächen der Saane zwischen Saanen und Gsteig, von solchen im Etivaztal und in den Sensetälern. Die Schwemmkegel sind demnach jünger als die Moränen. Viele Seitenbäche, die mit einem Schwemmkegel münden, weisen im Unterlauf eine Enge und zugleich eine Stufe auf, während sich im Mittellauf ein breiter Taltrog mit Zungenbecken befindet, in das sich wieder Schwemmkegel der Wildbäche vorbauen. Im Haupttal ruht der Schwemmkegel auf Glacialschotter, in die der Hauptfluss eingeschnitten ist wie der Seitenbach in seinen Schuttkegel. Es wäre ein müssiges Beginnen, hier alle die zahlreichen Schwemmkegel des Saanegebietes aufzuzählen.

Eine grosse Zahl von Dörfern kann als Schuttkegelsiedelungen bezeichnet werden, wie Botterens, Estavannens, Grandvillard, Albeuve, Lessoc, La Frasse (bei Rossinière und Château-d'Oex), Rougemont, Etivaz, Montreux, Veytaux, Roche, Rübeldorf, Feutersœi, Reusch, Jaun.

Mit «cônes d'éboulement» oder «éboulis» wird eine andere Art von Schuttkegeln bezeichnet, für die Richter[1]) den Ausdruck Sturzkegel anwendet. Diese bestehen aus dem durch mechanische Verwitterung an steilen Felswänden losgelösten und abgestürzten Schutt, der in Form von Schuttkegeln, Schutthalden und Gehängeschutt den Fuss der Felsen umsäumt. Die Böschung der Schuttkegel ist sehr gross, die Gesteinsstücke sind von verschiedener Grösse, scharf und eckig, und die Vegetation spärlich und verkümmert. Die grössern Blöcke liegen meist zuunterst. Der Schutt stürzt vielerorts von einem Einzugstrichter durch eine Steinschlagrinne hinunter, und dann bildet sich ein regelmässiger Anhäufungskegel, wie dies Schardt vom Gebiet der Gummfluh ausführlich beschrieben. An andern Orten aber reiht sich an längeren Kämmen und Gräten Schuttkegel an Schuttkegel, ohne sich an ausgeprägte Erosionsschluchten zu knüpfen und bildet mächtige Schutthalden. Vielerorts konnte Auflagerung der Sturzkegel auf Moräne beobachtet werden, wie in der Tornettazkette, in der Vanilnoirkette und im Gebiet der Kaiseregg.[2]) Niemals

---

[1]) E. Richter, Geomorph. Unt., S. 4. 1900.

[2]) Vergl. auch W. Hofmann, Beobachtungen über Moränen etc. Mitt. der nat. Ges. Bern 1904, S. 3.

findet sich in den typischen Sturzkegeln erratisches Material, stets stammt der Schutt aus dem anstehenden festen Fels. Doch kommen auch Uebergangsformen von Schwemmkegeln und Sturzkegeln vor, so im Turbachtal, wo besonders deutlich die Schuttbildung durch Lawinen auftritt.

Sind die Schwemmkegel ein Merkmal der Trogtäler und der grossen Ursprungskare, so treten ihrerseits die Sturzkegel hauptsächlich in kleineren, aber von steilen Wänden eingefassten Karen oder Nischen auf, und zwar sowohl im Flysch als auch im Kalk. Niemals konnte ich solche Sturzkegel in Erosions- oder Wildbachtrichtern beobachten, deren Form einzig durch fliessendes Wasser entstanden ist. Infolge ihrer Steilheit und der beständigen Zufuhr von Absturzschutt sind die Sturzkegel im Gegensatz zu den Schwemmkegeln den Ansiedlungen feind und ungeeignet zur Nutzung.

Die Schuttkegel sind im allgemeinen überall das Zeichen dafür, dass die Denudation noch nicht zur Ruhe gekommen ist. Die ausserordentliche Häufigkeit der Schuttkegel in unserem Gebiete zeigt an, dass auch hier die Denudation noch weit von ihrem Endziel entfernt ist, dass es noch eine Fülle von übersteilen Gebirgsformen gibt, die in ihrer grossen Häufigkeit wohl jedenfalls mit der Wirkung der Eiszeit in Zusammenhang zu bringen ist; denn ohne alle Ausnahme sind die Schuttkegel beider Kategorien im Saanegebiet jünger als die eiszeitlichen Ablagerungen.

### q. Bergsturzhaufen.

Ungemein viel spärlicher als die soeben geschilderten Aufschüttungsformen treten Bergsturzablagerungen auf; aber sie fehlen doch nicht ganz.

Südlich von Broc erheben sich bei der Chapelle des Marches mehrere teils spitzgeformte, teils rundliche kleine Hügel mit eckigen Kalkblöcken. Hier handelt es sich um einen Bergsturz von der Dent de Broc, wie schon Gilliéron ausführte.[1]) Ein Gewirr von grossen und kleinen Blöcken kennzeichnet den Bergsturz von La Tzintre am Jaunbach, und ebenso deutet ein gigantisches Haufwerk unter den senkrechten Wänden des Vanels oberhalb La Tzintre einen zweiten Bergsturz im Jauntal an. Im Einzugsgebiet des R. de l'Essert erheben sich bei Tissinivaz

[1]) Beiträge XVIII, S. 280.

mehrere «Tomahügel»[1]) unter einer deutlichen Nische. Am Nordabhang der Stockhornkette gab es einen Bergsturz, dessen Schutt bei Blattenheid liegt.[2]) Zwischen Vanilnoir und den Gastlosen ging ein kleinerer Bergsturz nieder, der bei Vert-Champ nördlich von Siernes-Picats mächtige Blöcke geliefert hat. Auch bei La Tine, östlich von Montbovon, dürfte sich einmal ein grösserer Felssturz ereignet haben. Oestlich von den Lauenenseen unterhalb des Kuhdungels, auf der Höhe des Sanetschpasses und im Kar Les Arpilles am Südabhang der Tornettazkette liegen ebenfalls zahlreiche grosse Blöcke kleinerer Bergstürze oder, wie Schardt sich ausdrückt, «des éboulements subits».[3])

Einer verwandten Erscheinung begegnen wir im Sensetal, dem Bergschlipf, dem Absitzen der mergeligen Felsmassen im Flysch am Farnachervorsass und im Sonnighengst.

In keinem Falle findet sich Moräne auf dem Bergsturzschutt; dieser ist daher jünger als die Gletscherablagerungen. Die Bergstürze haben sich also in der Postglacialzeit ereignet.

### r. Gesamtbild der Oberflächenformen.

Sowohl im Haupttal als auch in vielen Nebentälern kehren gemeinsame Formen der Erosion und Akkumulation wieder, so dass uns ein einheitliches Gesamtbild entgegentritt, das wir hier kurz andeuten.

In einem grösseren trogförmigen Alpental ist ein breiter Talboden, ein Zungenbecken, von Moränenwällen, ebenen Schotterterrassen oder von stehendem Wasser bedeckt. Gegen den Ausgang der Talweitung erheben sich Rundhöcker und Riegelberge, zwischen denen der Fluss eine enge Schlucht eingeschnitten hat. Das Trogtal schliesst oben mit einer Talstufe, über welcher Ursprungskare halbkreisförmig eingearbeitet sind. Der Trograng wird durch seitliche Gehängeterrassen angedeutet, über welchen Seitenkare reihenweise angeordnet liegen. Die Kare bewirken eine tiefe Gliederung des Kammes, so dass derselbe in Dreikanter und Vierkanter zerlegt wird. In den Karen ist der ebene Boden oder das Becken von Moränen oder vom Schutt der steilen Sturzkegel bedeckt, und im Zungenbecken breiten sich flache Schwemmkegel über Moränenhügel und

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 293. 1902.
[2]) Beiträge XVIII, S. 281.
[3]) Beiträge XXII, S. 268.

Schotterterrassen aus. Die Schwemmkegel liegen am Ausgang stufenförmig mündender Seitentäler und unterhalb der Furche vieler in den Trogrand eingeschnittener Wildbäche.

Diese Erscheinungen sind allen 14 grössern Tälern des Saane- und Sensegebietes in mehr oder weniger ausgesprochener Weise eigen.

## 2. Die Entstehung der Formen des Saanegebietes.

Wie wir gesehen haben, bieten die Formen der Täler und Gebirge in unserem Gebiet grosse Mannigfaltigkeit. Dies hängt vorerst mit dem auffallenden Gesteinswechsel, dann aber auch mit der Art der abtragenden Kräfte zusammen. Immerhin muss die Unabhängigkeit der überall sich wiederholenden Formen vom Gesteinsmaterial betont werden. Unter den abtragenden Kräften können nur fliessendes Wasser und Eis gemeint sein. Schon vor der Eiszeit war die Talbildung weit vorgeschritten; in der Eiszeit aber mussten abwechselnd Gletscher und Flüsse an der Ausgestaltung der Berge und Talfurchen arbeiten, und endlich konnte in der Postglacialzeit ausschliesslich das fliessende Wasser wirken. In diesem Sinne können wir drei Perioden der Talbildung unterscheiden, die wir kurz charakterisieren wollen. Wir halten uns im wesentlichen an die Untersuchungen von Löwl, Geistbeck, Penck, Richter, Davis, Brückner und Philippson, die uns die Gesetze der Abtragung gelehrt haben, und beginnen mit der Präglacialzeit.

### a. Talbildung in der Präglacialzeit.

Auch für die Alpen im Saanegebiet dürfte das Wort Richters gelten,[1]) «dass sie vor dem Hereinbrechen der ersten Eiszeit ein gletscherloses Gebirge waren. Das hydrographische Netz ist daher auch in ihnen konsequent durchgeführt. Sie sind durchtalt in einer Weise, wie nur lang dauernde Wasserwirkung es zu tun vermochte.» Schon während der Hebung der Alpen entstanden die Anfänge der Täler; daher folgten die Flüsse der damaligen Abdachung und nicht dem Verlauf der weichen Schichten; infolgedessen schnitten sie quer durch harte Kalkketten und weiche Flyschzonen hindurch.

---

[1]) Geomorphologische Untersuchungen, S. 46.

Da nun, nach Richter, «das Flyschgebirge Abtragungsformen viel reiner zeigt als die geschichteten Kalke», [1]) haben wir vorerst in den Flyschzonen und sodann im Kalkgebirge von der Talbildung zu sprechen. Trotzdem der Flysch petrographisch sehr verschiedenartig entwickelt sein kann, nämlich als Schiefer, Sandstein, Mergel, Breccie oder Konglomerat, gilt er in bezug auf die abtragenden Kräfte als gleichartiges und verhältnismässig weiches Gestein, im Gegensatz zum Kalk, der der Abtragung grösseren und wechselnderen Widerstand entgegensetzt. «Das fliessende Wasser erzeugt in weichem Material überall dort halbrunde kesselartige Formen, wo die Quellbäche eines Wasserlaufes sternförmig zusammentreffen.» [2]) Zu den Quellbächen gesellen sich talauswärts kleine Seitenbäche, die in rechtem Winkel in den Talbach münden.

Jeder Seitenbach und Quellbach besitzt unmittelbar unterhalb des Grates ein trichterförmiges Einzugsgebiet mit zahlreichen Wasserfurchen. Bei jedem starken Regenguss wird in diesem kleinen Trichter das durch Temperaturschwankungen gelockerte Gestein angegriffen und abgespült. Daher tritt hier stets nackter Fels zutage. «Indem die einzelnen Wasserfurchen gegen den Ausgang des Zirkus (Trichter) konvergieren, liegt gerade an dieser Stelle der Schwerpunkt ihrer erodierenden Wirkung, und es ist klar, dass dadurch die Schaffung eines eigentlichen Bodens, einer ebenen Fläche ganz unmöglich wird.» [3]) Zwischen allen Rinnsalen ziehen sich scharfe Bergrippen zur Talsohle hinunter. Solange die Tiefenerosion stark fortschreitet, ist die Rinne des Gewässers V-förmig profiliert. Wenn hinreichende Zeit verflossen ist, dann hat jeder Quell- und Seitenbach ein ausgeglichenes Gefälle und mündet gleichsohlig in den Talbach und dieser gleichsohlig in den Hauptfluss. Wenn der Fluss einschneidet, dann vertieft auch der seitlich mündende Bach sein Bett im Unterlauf. Akkumuliert der Fluss, so muss auch der Bach den Schutt an seiner Mündung liegen lassen. Der Talboden wird dann erhöht und gewinnt an Breite; die kleinen Seitenbäche lagern Schwemmkegel ab. Diese Akkumulation nimmt talaufwärts ab, und das Quellgebiet erreicht sie nicht. Andrerseits kann

---

[1]) Richter, a. a. O., S. 94.
[2]) Id., S. 11.
[3]) A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen, S. 235.

das V-förmige Profil des Flusstales durch laterale Erosion verbreitert werden, die eintritt, wenn sich die Tiefenerosion erheblich verlangsamt.

Wenden wir uns nun den Flusserosionstälern im gefalteten Kalkgebirge zu. Wie aus den Profilen von Schardt und Gilliéron hervorgeht, kommen im Saanegebiet vollständige Antiklinalen vor, deren Schenkel im Niveau der Gewässer senkrecht aufgerichtet sind; ferner erheben sich senkrecht stehende Isoklinalkämme, die aus hartem Malmkalk bestehen, wie Gummfluh, Rübly, Gastlosen, Mont d'Or. Eine Charakteristik der Flusstäler im gefalteten Kalkgebirge finden wir bei F. Machacek,[1]) der solche Täler, die quer zum Streichen der Kette eingeschnitten sind, vom gefalteten Juragebirge zwischen Basel und Genf beschrieben hat. Eine grosse Zahl dieser Täler ist auch während der Faltung entstanden. Typisch sind die Klusen der Birs bei Court, Moutier und Delémont und der Sorne bei Undervelier und Pichoux, die auf den Blättern Nr. 107, 108 und 103 des eidg. topogr. Siegfried-Atlas' eine ausgezeichnete Darstellung gefunden hhaben; ebenso auf dem Relief des Jura von Heim und Rollier im Massstab 1:10000. In seinem Buche «Die feste Erdrinde» bringt E. Brückner auf S. 201 ein Bild nach Originalphotographie aus der Klus von Moutier. «Ein- und Ausgang der Klus ist stets eng und schluchtartig, da hier durch das Untertauchen des Gewölbes nur seine harte Deckschicht vom Flusse durchschichtet wird.»[2]) Diese Deckschicht aus oberem hartem Malm steht hier senkrecht; 100—200 m ragen die harten Rippen, die scharfkantig und mauerartig zwischen weicheren herauspräpariert sind, empor. In der Höhe biegt dann die Deckschicht um und bildet ein typisches Gewölbe. Das Querprofil durch Ein- und Ausgang zeigt unten eine schmale V-form, die sich nach oben allmählich etwas erweitert. Die Klus ist hier so eng, dass nur der Fluss hindurchfliessen kann; für Strasse und Eisenbahn musste gewaltsam Raum geschaffen werden. Unter der harten Deckschicht liegen weichere, mergelige Bänke des untern Malm und obern Dogger. Sie bilden, im Gegensatz zu der Deckschicht, sanfte Böschungen, die mit dichtem Wald

---

[1]) F. Machacek, Der Schweizer Jura. Peterm. Mitt., Ergänzh. Nr. 150. 1905. S. 84.

[2]) F. Machacek, a. a. O., S. 83.

bedeckt sind. In der Mitte der Antiklinale liegen die harten Deckschichten horizontal und durchschnittlich 400 m über dem Fluss. Aber der Abstand zwischen dem linksufrigen und dem rechtsufrigen Gewölbescheitel beträgt 1000—1500 m. Der Fluss schneidet auch im Gewölbekern in harte Bänke ein — und zwar in mittleren Dogger — die eine kleine Antiklinale bilden. Sie erheben sich nur wenig über den Fluss und tauchen bald wieder unter. Aber auch diese Bänke erzeugen scharfkantige, nackte Abstürze. (Vgl. Taf. III, Fig. 1.) Deutlich macht sich also der Gegensatz zwischen harten und weichern Schichten in den Oberflächenformen der Juraklusen geltend. Der Fluss aber hat harte und weiche Gesteine in ungefähr gleichem Gefälle durchschnitten. Grössere Stufen im Bereich der harten Schichten sind nicht zu beobachten. Die harten Deckschichten des obern Malm vermögen also nur der Abspülung, nicht aber der Erosion des fliessenden Wassers dauernd Widerstand zu leisten.

Auch die Wildbäche im Faltenjura zeigen ähnliche Erscheinungen, die am besten am Nordabhang der Velleratkette bei Delémont studiert werden können. Das Sammelgebiet liegt in weichen Mergeln des mittleren Jura. Darüber legen sich deckenförmig harte Bänke von oberem Malm, senkrechte Abstürze bildend. Im Abzugskanal stehen diese Bänke senkrecht, der Bach hat sie mit einer tiefen, schmalen Rinne durchschnitten, die in der Regel den Charakter einer unzugänglichen Schlucht annimmt. Die Felswände stehen hier 100—200 m hoch mauer- und pfeilerartig senkrecht empor.

Vergleichen wir hiermit die entsprechenden Erscheinungen im Saanegebiet. Trotzdem alle grösseren Gewässer desselben harte Kalkbänke und weiche Flyschzonen durchschneiden, müsste sich bei ausschliesslicher Wasserwirkung und hinreichender Zeit in jedem Flusslauf ein nahezu ausgeglichenes Gefälle mit gleichsohliger Mündung der Seitenbäche eingestellt haben; denn die Beobachtungen im Juragebirge haben gelehrt, dass auch harte Kalkbänke der Tiefenerosion auf die Dauer nicht widerstehen. Aehnlich dürften die Täler in der gletscherlosen Epoche vor der Eiszeit gestaltet worden sein.

Wie aber aus der Betrachtung der Oberflächenformen des Saanegebietes hervorgeht, ist ein auch nur annähernd ausgeglichenes Gefälle mit gleichsohliger Mündung der Seitenbäche bei den Flüssen unseres Gebietes nicht die Regel. Es wechseln

Talstücke junger Erosionstätigkeit mit solchen der Akkumulation ab; die meisten Seitenbäche münden stufenförmig, und viele der obersten Talzirken sind Kare mit Felsschwellen und Seebecken. Diese Formen dürften in der Eiszeit entstanden sein, wie im nächsten Abschnitt ausgeführt werden soll.

### b. Talbildung in der Eiszeit.

«Als nun die Eiszeit begann, lagerte sich Firn an den Kämmen ab. Diese waren aber bis zu den Gräten und Gipfeln hinauf durch Rinnen und Gräben durchfuchrt, wie die Wasserwirkung sie schafft. In diesen Furchen und Trichtern fanden die Schneeansammlungen ihren ersten Anhalt. Die Wassererosion hörte auf, und es begann hier die bekannte Karbildung»... [1]) Wie diese Karbildung vor sich geht, davon gibt Richter eine auch für unser Gebiet zutreffende Schilderung, von der wir die Hauptsätze hervorheben: «Die Absplitterung und Verwitterung des Gesteins an den Karwänden ist eine sehr starke; Lawinenschläge und einzelne Steinstürze sind häufig; das bestätigen ebenso die auf dem Firn liegenden Trümmer, die starken Moränen, als der Zustand der Wände selbst, die sich frischbrüchig darstellen. Alles abgestürzte Material wird durch den Gletscher teils als Oberflächenmoräne, teils als Grundmoräne aus dem Kare hinausbefördert. Die Wände bleiben daher immer frei und ungeschützt und werden nicht von den eigenen Sturzkegeln und Sturzhalden verhüllt. Ist das Kar länglich, so wird der an den Seiten hinstreifende Gletscher eine unterschneidende Wirkung an den Seitenwänden des Kars ausüben und diese in die bekannte U-form bringen»... [2])

Wie sich, den Rückzugsstadien entsprechend, am Ende der letzten Eiszeit die Schneegrenze langsam gehoben hat, so dürfte sie sich auch zu Beginn der Eiszeit langsam gesenkt haben.

Im Maximum der Eiszeit musste fast das ganze Saanegebiet bis Bulle das Sammel- oder Firngebiet der Gletscher gewesen sein. Die Schneegrenze war so tief, dass die Eisströme nicht in den Alpentälern, sondern im Alpenvorland zur Abschmelzung kamen. Es entstand im Haupttal ein Haupteisstrom, dessen Ursprungsgebiet in den Hochalpen lag und der von vielen seit-

---

[1]) E. Richter, Geom. Unters., S. 46.

[2]) Id., S. 4.

lichen Gletschern im Voralpengebiet wesentliche Zufuhr erhielt, genau entsprechend den Seitenbächen des Flusserosionstales. Der Seitengletscher seinerseits besass im Talhintergrund sein Quellgebiet und an den Talflanken seitliche Zuflüsse.

In den schon bei der herannahenden Eiszeit aus Erosionstrichtern entstandenen Karnischen schmolz der Firn im Maximum der Eiszeit nicht ab, sondern bewegte sich abwärts. Im kesselförmigen Talhintergrund flossen die Firnmassen aus den Nischen des Quellgebietes in einem Punkte zusammen, und von diesem Vereinigungspunkte an bewegte sich ein gemeinsamer Firn- oder Eisstrom talwärts. Zu den Firnmassen des Quellgebietes kamen noch die seitlichen Firnzuflüsse, die von links und rechts dem Eisstrome zustrebten. Von dem Vereinigungspunkte der Firnmassen im Quellgebiete an abwärts musste die Bewegung grösser sein als in den einzelnen Nährzirken. Daher verstärkte sich die Erosionskraft der vereinigten, abfliessenden Firnmassen, so dass von hier an auch vom Untergrund mehr abgetragen wurde als in den Nischen Daher entwickelte sich an dieser Stelle eine Stufe. Die Bildung einer Talstufe konnte durch einen Gesteinswechsel im Uebergang von hartem zu weichem Material begünstigt werden. Nachdem einmal eine Stufe vorhanden war, vermehrte sich hier infolge der Steilheit die Bewegung des Eises, und so entstand vielerorts unterhalb der Stufe eine Ausschürfung im Talboden, die sich nach Schwinden des Gletschers als Seebecken kundgibt. (Vgl. Taf. III, Fig. 3.)

Da sich nun der Eisstrom im rechten Winkel zur Richtung der seitlichen Zuflüsse und zwar mit grösserer Schnelligkeit bewegte, so wurden die Talflanken bis zur Eisstromhöhe hinauf geglättet und unterschnitten, und dadurch entstanden terrassenartige Gehängeleisten. Entsprechend der Breite des Eisstromes wurde also das V-förmige Tal in ein U-förmig profiliertes umgewandelt. Wie in den Erosionstrichtern die Rippen durch die sich abwärts bewegende Firnmasse abgeschliffen wurden, so dass Kare entstanden, so wurden auch durch den Eisstrom die Bergrippen an den Flanken der grösseren Täler abgetragen. Nach Schwinden des Gletschers stellte also das Tal einen Taltrog dar mit breiter Talsohle, steilen, ungegliederten Seitenwänden mit Talterrassen und einer Stufe im Hintergrund; oberhalb der Stufe und der Terrassen zeigten sich Karnischen. Die Kare im Quellgebiet sind Ursprungskare, diejenigen an den Flanken die Seiten-

kare des Gletschers; alle befinden sich hoch über der Talsohle. (Vgl. Taf. III, Fig. 3.)

Verfolgen wir nun den im Seitentale fliessenden Eisstrom bis zur Mündung in den Hauptgletscher, der im Haupttale lag. Der Seitengletscher wurde zum Teil gezwungen, auf den mächtigeren Haupteisstrom zu fliessen; er konnte also nicht gleichsohlig münden. Dadurch wurde seine Bewegung gehemmt und somit seine Erosionswirkung sozusagen aufgehoben, diejenige des Hauptgletschers aber verstärkt. Daher entstand eine Vertiefung des Haupttales, die um so bedeutender ist, je mächtiger der Hauptgletscher war, während das Seitental mit einer Stufe endet. Nach Schwinden der Gletscher bildet dann das Haupttal einen breiten Taltrog, in welchen die Seitentäler mit Stufen münden, und auch die Seitentäler ihrerseits haben Trogform. Im Flysch sind solche Formen häufig; aber sie fehlen auch im Kalkgebiet nicht, wie wir im vorigen Abschnitt sahen.

Von besonderem Interesse ist im gefalteten Kalkgebirge die Umgestaltung der ursprünglichen «Klus» durch den eiszeitlichen Eisstrom. Der Gletscher hat das schmale V-förmige Querprofil mit den scharfen Kanten in der harten Deckschicht am Ein- und Ausgang in einen U-förmigen breiten Taltrog umgewandelt und die Bergrippen der senkrecht stehenden harten Schichten bis zu der durch Verbreitung des Erratikums bezeichneten obern Gletschergrenze abgerundet, während oberhalb derselben scharfe Zacken stehen blieben. Vielerorts schnitten die subglacialen Schmelzwässer eine enge Rinne in den Boden der U-Form ein, wie dies noch heute am untern Grindelwaldgletscher zu beobachten ist. An andern Orten wurden harte Rippen, welche schief oder quer durch das Tal streichen, vom Gletscher zu Rundbuckeln und Riegelbergen abgeschliffen, während oberhalb und unterhalb derselben in weicheren Gesteinen eine breite, beckenförmige Vertiefung im Talboden entstand. Wo solche Talweitungen von Moränen und Schotterterrassen umgürtet werden, nehmen sie den Charakter von Zungenbecken an. Vereinzelt tritt eine Stufenbildung im Haupttal ein, wo ein mächtiger Komplex harter Schichten das Tal durchquert. Als Beispiel einer derartigen Talstufe, die durch Gesteinswechsel bedingt wird, können wir das Talstück zwischen Montbovon und Rossinière ansehen. Auch sonst finden sich bekanntlich in den Alpentälern Talstufen im Boden des Haupttales, die nicht an die Mündung von Neben-

tälern oder an härtere Gesteinszonen gebunden sind, so dass ganz allgemein der Wechsel von beckenförmigen Talstrecken und Talstufen mit Felsriegeln als charakteristisch für die von den Gletschern umgestalteten Täler angesehen wird.

Gegen Ende der Eiszeit sanken die mächtigen Eisströme; kleinere Seitengletscher, Kar- und Hängegletscher konnten selbstständig einen kleinen Vorstoss unternehmen. Vielfach gelangten dadurch Seitengletscher bis zur Talmündung, und dann schnitten ihre Schmelzwässer in die Stufe ein, die dort infolge der Uebertiefung des Hauptgletschers entstanden war. In letzterem wurde dann ein Schwemmkegel aufgeschüttet. (Vgl. Taf. II.) Auf dem Rückzuge der grossen Talgletscher fand eine teilweise Zuschüttung des soeben verlassenen Zungenbeckens mit jüngern Schottern statt, während die mächtigen Schmelzwässer immer tiefer in die Umwallung des Beckens, in Fels, ältere Moräne und älteren Schotter einschnitten. Dieser Vorgang wiederholte sich mehrmals; denn der Rückzug der Gletscher war ein sehr langsamer und von kleinen Vorstössen und Halten unterbrochen. Diese Halte sind durch jüngere Endmoränen und daran anschliessende Schotterfelder erwiesen. Je mehr sich die Gletscher zurückzogen, desto kleiner war ihr Volumen, desto geringer die verschleppte Schuttmasse und desto unbedeutender die Aufschüttung der Schotter und die Zuschüttung der jüngern Zungenbecken.

Entsprechend dem Höherrücken der Schneegrenze mussten auch die Seitengletscher kleiner und kleiner werden, sich vom Hauptgletscher trennen und selbständig in ihren kleinen Trogtälern enden. Dann aber war ihre Mächtigkeit nicht mehr beträchtlich, so dass seitliche Zuflüsse über den Trograud herabhingen und ihn dabei abschliffen, wie der kleine und immer kürzere Talgletscher auch seinerseits die Talstufe abnutzte, über welche seine Zunge herabhing. Ferner mussten sich in den Interglacialzeiten und am Ende der ganzen Vergletscherung noch längere Zeit kleine Kargletscher in den von hohen Wänden umschlossenen, stark beschatteten Nischen halten und sie erheblich vergrössern. Daher musste auch der in den Karen liegende ebene oder flach geneigte Boden immer mehr an Breite zunehmen, so dass dadurch der Absatz gegen das Haupttal noch mehr ausgeprägt wurde. Tatsächlich sind die meisten Kare in unserem Gebiete nicht in dem letzten durch Endmoränen angedeuteten Stadium entstanden; denn solche Endmoränen finden

sich bald unterhalb, bald oberhalb der Schwelle und bald auf ihr selbst. Bei der Annahme einer drei- oder viermaligen Vergletscherung mit jeweiligen präglacialen und postglacialen Stadien ist die Entstehung dieser Hohlformen leicht denkbar.

### c. Postglaciale Talbildung.

Nach Schwinden der Gletscher setzte die Tiefenerosion der stufenförmig mündenden Seitenbäche und der Wildbäche ein. Infolge des grossen Gefälles im Unterlauf und starker Wasserführung konnten die Seitenbäche sowohl in die Stufe einschneiden als auch lockeren Moränenschutt verfrachten. Unterhalb der Stufe aber erlitt die Gefällskurve eine jähe Knickung, weil sich im Haupttal ein horizontaler, mit Schotter oder mit Wasser bedeckter Talboden ausbreitete. Daher vermochte der Seitenbach die Gerölle hier nicht weiter zu tragen, sondern lagerte sie als Schwemmkegel ab.

An den übersteilen Talwänden schnitten zahlreiche Wildbäche mit grossem Gefälle ein. Bergschlipfe oder Bergstürze flachten stellenweise die übersteile Böschung ab. In den Karnischen, die während der Eiszeit durch die Wandverwitterung entstanden waren, setzte sich die mechanische Verwitterung fort; aber es fehlte jetzt an der transportierenden Kraft der kleinen Kargletscher oder der Wurzeln grösserer Eisströme. Infolgedessen musste sich der Schutt in steiler Böschung am Fusse der Felswände des Kares ansammeln. Je höher hinauf diese Sturzkegel rücken, desto geringer wird die abwitternde, schuttliefernde Felsfläche. Zuletzt muss der grösste Teil der Karwände unter dem Schutt bedeckt sein; dann hört die Schuttbildung auf, und die Schutthalden überziehen sich mit Humus und Vegetation.

Entsprechend den Vorgängen in der Postglacialzeit muss sich auch in den Interglacialzeiten bedeutende Schuttbildung in Form von Schwemmkegeln und Sturzkegeln entwickelt haben. Von ihrer Anwesenheit unter den Ablagerungen der letzten grossen Vereisung war aber keine Spur zu beobachten. Es liegt daher nahe anzunehmen, dass dieser Schutt in den Karen und Trogtälern von den Gletschern der jeweiligen folgenden grossen Vereisung vollständig ausgeräumt worden sein muss. Auf diese Weise würde sich die grosse, formengestaltende Wirkung der Gletscher der Eiszeit eher verstehen lassen.

Im übrigen muss konstatiert werden, dass die flächenhafte Erosion, die Denudation, im Saanegebiet in der Postglacialzeit nur von beschränkter Wirkung war. Denn an den Flyschbergen, wo sonst fast kein Wasser versiegt, sondern fast alles oberflächlich abfliesst, finden sich heute noch sogar durch die Oberflächenformen bemerkbare Ufermoränen, wie im Tal der Kalten Sense und bei Pâquier, oder überhaupt nur durch Regenrinnen zerteilte mächtige, hochgelegene Moränenmassen, wie am Niremont, bei Etivaz am Bouratti T., am Sonlemont, im V. de la Manche etc. Im Kalkgebirge war die Abtragung in der Postglacialzeit von so geringem Einflusse, dass heute noch wohlgeformte Moränenwälle aus der Eiszeit zu sehen sind, wie an der Gummfluh, an der Kaiseregg und besonders häufig in der Stockhornkette.

Aber auch die Tiefenerosion der Bäche und Flüsse ist meiner Ansicht nach unbedeutend. Die Schluchten, welche die einzelnen Felsriegel und Querrippen durchschneiden, wie wir sahen, stellenweise wie bei Greyerz und Montbovon einen solchen Felsriegel bis zur Sohle durchsägen und so fast wieder ein ausgeglichenes Gefälle der Saane herstellen, sind im wesentlichen als das Werk der unter dem Gletscher fliessenden Schmelzwässer anzusehen, wie wir Seite 209 ausgeführt haben.

## Thesen.

1. Die Spuren der Eiszeit sind im Saanegebiet sowohl in glacialen Ablagerungen als auch in charakteristischen Oberflächenformen zu erkennen.

2. Die Ablagerungen stammen aus der Riss- und aus der Würm-Eiszeit.

3. Im Maximum der Riss-Eiszeit standen alle Gletscher des Saanegebietes unter dem Einfluss des Rhonegletschers, der am Gurnigel noch bis 1300 m hinaufreichte.

4. Im Maximum der Würm-Eiszeit wurden die Gletscher in den Tälern der Saane, der Aergeren und der Sense zeitweise ebenfalls vom Rhone-Inlandeis gestaut. Nur am Nordabhang der Pfeife-Gurnigelgruppe lagen kleine Gletscher.

5. Eine selbständige Entwicklung der übrigen Gletscher des Saanegebietes fand nach dem Maximum der Würm-Eiszeit statt.

6. Grössere Talgletscher machten einen kleinen Vorstoss in einer Rückzugsphase, wie der Saanegletscher bis Riaz und Bulle, der Jaungletscher bis Charmey, der Sensegletscher bis zum Zollhaus oberhalb Plaffeien.

7. In den Gebieten dieser Talgletscher, sowie in allen über 1700 m hohen Bergketten finden sich zahlreiche Endmoränen aus dem Bühlstadium.

8. Das Gschnitzstadium war in den Tälern der fünf Hochalpengletscher und in allen über 2000 m hohen Bergketten entwickelt.

9. Das Daunstadium konnte von allen fünf Hochalpengletschern nachgewiesen werden.

10. Die Schneegrenze stieg seit dem Maximum der Würm-Eiszeit allmählich höher, nur bei einer Depression von rund 1000 m länger verweilend.

11. Die Oberflächenformen der Eiszeit treten sowohl im Kalk wie im Flysch als Trogtäler, Zungenbecken, Talstufen, Talwasserscheiden, Kare, Rundbuckel, Gletscherschliffe und Seebecken auf.

12. Die eiszeitliche Uebertiefung des Saanetales beträgt 130 m.

13. Die postglaciale Tiefenerosion und Denudation war von beschränkter Wirkung.

14. Die alluvialen Schuttanhäufungen treten in Form von Sturzkegeln in den Karen, Schwemmkegeln der Bäche in den Trogtälern, Gehängeschutt und Bergsturzhaufen auf und sind im Saanegebiet eine Folge der vorangegangenen Uebertiefung durch die eiszeitlichen Gletscher.

---