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

Artikel: Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes
Autor: Nussbaum, Fritz
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: 17.10.2025

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

Literaturverzeichnis

zur Abhandlung

Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes.

Aeberhardt B. Note sur le quaternaire du Seeland. Arch. des Sc. phys. et nat. XVI. 1903.

Baltzer A. Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung XXX. Bern 1896.

Bayberger F. Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Peterm. Mitt. Erghft. Nr. 81. 1886.

v. Böhm A. Geschichte der Moränenkunde. Abh. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien. III. Bd. 1901. Nr. 4.

Brückner E. Die Vergletscherung des Salzachgebietes, nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Pencks Geogr. Abh. Bd. 1. Heft 1. Wien 1886.

Brückner E. Eiszeitstudien in den südöstlichen Alpen. X. Jahresbericht der Geogr. Ges. Bern. 1891.

Brunhes J. Le Travail des Eaux courantes: La Tactique des Tourbillons. Mitt. der naturf. Ges. Freiburg, II. Heft 4. 1902.

Favre A. Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont-Blanc. 4 feuilles. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XXVIIIe livr. 1884.

Favre E. et Schardt H. Description géologique des Alpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi, formant la partie ouest de la feuille XVIII. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XXIIe livraison. 1887.

Geistbeck A. Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. des Ver. f. Erdkunde zu Leipzig. 1883/84.

Gilliéron V. Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XIIe livraison. 1873.

Gilliéron V. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XVIIIe livraison. 1885.

Heim A. und Schmidt C. Geologische Karte der Schweiz. Bern 1894.

Hofmann W. Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg und des Brecca-Schlundes in den Freiburger Alpen. Mitt. der naturf. Ges. Bern 1904.

Jaccard F. La Région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. des Lab. de Géol. Géogr.-phys. et Pal. de l'Université de Lausanne. Bulletin n° 5, 1904.
Jegerlehner J. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beiträge zur Geophysik, IV. Leipzig 1900.
Machacek F. Der Schweizer Jura. Peterm. Mitt. Erghft. Nr. 150. 1905.
Löwl F. Ueber Thalbildung. Prag 1884.
Penck A. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
Penck A. Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. des Ver. für Erdkunde zu Leipzig. 1883.
Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1905.
Philippson A. Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Peterm. Mitt. 1886, S. 67.
Philippson A. Studien über Wasserscheiden. Leipzig, Duncker & Humblot, 1886.
Renevier E. Monographie des Hautes-Alpes vaudoises. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XVIe livraison. 1890.
Richter E. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erghft. Nr. 132. Gotha 1900.
Schardt H. Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. Dissertation inaugurale et Bull. Soc. vaud. sc. nat., 1884, t. XX.
Sieger R. Die Alpen, Sammlung Göschen Nr. 129. Leipzig 1902.

Corrigenda.

Seite 221, Zeile 12 von unten soll heissen: « vom Flusse *durchschnitten* wird ».
Seite 223, Zeile 28 von unten soll heissen: « durch Rinnen und Gräben *durchfurcht* » etc.

I.

Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes.

Von Dr. *Fritz Nussbaum.*

Mit 4 Tafeln und 1 Karte.

1. Geschichtliches.

Die Glacialbildungen des Saanegebietes fanden bei den geologischen Aufnahmen unseres Landes vor allem durch V. Gilliéron und H. Schardt eingehende Beachtung und Kartierung, wenn auch eine nach den modernen Grundsätzen der Eiszeitforschung durchgeführte Darstellung bis zur Stunde fehlt.

Schon aus dem Jahre 1873 stammt von V. Gilliéron die erste sichere Kunde von einem eiszeitlichen Saanegletscher; allein die bezüglichen Ausführungen sind mehr allgemeiner Natur.[1])

Später brachte derselbe Forscher eine ausführliche Besprechung nicht nur des alten Saanegletschers und seiner Beziehungen zum Rhonegletscher, sondern auch der Ablagerungen zahlreicher Lokalgletscher im Saanegebiet, soweit sie auf Blatt XII der geol. Karte der Schweiz eingezeichnet werden konnten.[2]) Wir werden öfters (unter der Bezeichnung «Beiträge») darauf zurückkommen.

1884[3]) und 1887[4]) machte H. Schardt zahlreiche und in der Hauptsache richtige Angaben über Moränen der eiszeitlichen

[1]) Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XIIme livraison. Alpes de Fribourg en général et Montsalvens en particulier, par V. Gilliéron, 1873, p. 148—154 et 187—189.

[2]) Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XVIIIme livraison. Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne, par V. Gilliéron, 1885, p. 222—274 et 421—458.

[3]) Etudes géologiques sur le Pays d'Enhaut vaudois. Dissertation inaugurale et Bull. Soc. vaud. sc. nat., 1884, t. XX, p. 9.

[4]) Matériaux pour la carte géologique de la Suisse. XXIIme livraison. Description géologique du canton de Vaud etc., par E. Favre et H. Schardt, 1887, p. 247—257.

Gletscher zwischen Gsteig, Grandvillard und dem Rhonegebiet. Auf den begleitenden Karten ist das «terrain glaciaire» des Saanetales zwischen Montbovon und Rougemont, des Hongrin- und des Etivaztales besonders deutlich, aber nur in einem Ton, also ohne Unterscheidung von Schotter und Moräne, dargestellt, ähnlich wie Gilliéron nur im Text, nicht aber auf den Karten das Erratikum des Saanegletschers von demjenigen des Rhonegletschers auseinander hält. Auf die bodengestaltende Wirkung der eiszeitlichen Gletscher sind Gilliéron und Schardt nicht zu sprechen gekommen.

Wie auf der Favreschen Gletscherkarte vom Jahre 1884, so erscheinen auch auf der 1894 veröffentlichten geologischen Karte der Schweiz von Heim und Schmidt westlich und nördlich von Bulle zwei Moränenwälle, die ihrer Lage nach ungefähr das Ende des Saanegletschers markieren, im Gegensatz zu den Annahmen von Falsan et Chantré [1]) und Baltzer. [2]) Nach diesen Autoren sollte der Saanegletscher beim Rückgang des Rhonegletschers bis Freiburg vorgestossen haben.

Gestützt auf die Ausführungen von Gilliéron bezeichnet Brückner [3]) die vom Saanegletscher bei Bulle aufgeworfenen Moränen als Rückzugsmoränen der letzten Eiszeit und gibt als Nordgrenze die Gegend von Corbière an.

Kürzlich publizierte E. Brückner «Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg und des Brecca-Schlundes in den Freiburger Alpen», die Walter Hofmann im Sommer 1902 und 1903 auf Anregung von Brückner gemacht hatte. [4]) Wir kommen auf dieselben später zurück.

2. Ziel und Gang der Untersuchung.

Zwei Werke vor allem sind heute massgebend für den, der sich mit Eiszeitbildungen in den Alpen beschäftigt, nämlich

---

[1]) Falsan et Chantre, Etude sur les anciens glaciers et sur le terrain erratique de la partie moyenne du bassin du Rhône. Ann. de la soc. d'agric. de Lyon, série 5, tome 1, p. 573; tome 2, p. 205.

[2]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXX. Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern mit Berücksichtigung des Rhonegletschers, von Dr. A. Baltzer. Bern 1896. Tafel XVII und S. 133.

[3]) Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902—04. S. 557.

[4]) Mitt. der naturf. Gesellschaft in Bern 1904.

E. Richter: «Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen»[1]) und Penck und Brückner: «Die Alpen im Eiszeitalter».[2])

Richter hat in besonders ausführlicher Weise gezeigt, inwiefern glaciale Ablagerungen und Veränderungen der Oberflächenformen zusammenhängen, und speziell betont, dass solche Beobachtungen im Gebiete der Préalpes Romandes, unter denen er den Zug der Dent de Folliéran und die Flyschgebirge erwähnt, sehr lohnend sein würden.[3])

In den «Alpen im Eiszeitalter» wird nochmals auf die Probleme der modernen Glacialforschung, die Penck schon 1882 aufgestellt hatte[4]): Grenzen der alten Gletscher, Höhe der Schneegrenze, Wiederholung der Vergletscherungen, glaciale Bodengestaltung, hingewiesen[5]) und zudem angeführt, dass «bislang die grossen unter den Eisströmen beobachtet worden seien und dagegen unsere Kenntnis von den kleinen noch gering sei».[6])

Nach Penck und Brückner haben wir es in den Alpen mit vier Eiszeiten zu tun, der Günz-, der Mindel-, der Riss- und der Würm-Eiszeit.[7]) Die Spuren der beiden ersten Vereisungen sind in der Schweiz die Deckenschotter; der Riss-Eiszeit gehören alte Moränen und vereinzelte, weitverfrachtete, erratische Blöcke und die Hochterrassen-Schotter an, und der Würm-Eiszeit sind frische Moränen und Niederterrassenschotter zuzuschreiben.

Nach der letzten, der Würm-Eiszeit, zogen sich die Gletscher in kurzen Etappen zurück, die von kleinen Vorstössen oder Halten unterbrochen wurden. In den ost- und mittelschweizerischen Gebieten konnten zwei Rückzugsphasen[8]) und in den gesamten Alpen noch drei Rückzugsstadien festgestellt werden, nämlich Bühlstadium[9]), Gschnitzstadium und Daunstadium[10]). Diese drei letzten Stadien sind durch bestimmte Abstände der jedesmaligen

---

1) Petermanns Mitt. Ergänzungsheft Nr. 132. 1900.
2) Leipzig 1902—04.
3) a. a. O., S. 87.
4) Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
5) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 2—10.
6) Ebenda, S. 3.
7) Ebenda, S. 247 und 414.
8) Ebenda, S. 502.
9) Ebenda, S. 340.
10) Ebenda, S. 347.

Schneegrenze von der heutigen Schneegrenze charakterisiert. Beim Bühlstadium lag die Schneegrenze rund 900 m tiefer als heute, beim Gschnitzstadium 600 m, und beim letzten Halt, dem Daunstadium, war sie 300 m unter der heutigen Schneegrenze.

Der Einfluss der Gletscher besteht teils in Akkumulation, teils in Erosion. Jeder stationäre Gletscher lagert glaciale und fluvioglaciale Gebilde in Gestalt von Endmoränen und Schottern ab. Die Endmoräne umwallt tiefer gelegenes Land, das Zungenbecken [1]). Die Gletscher wurzelten in grossen Zirken oder Karen und erhielten Zuflüsse aus seitlichen Gehängenischen und aus Nebentälern. Die Täler, durch welche die Eisströme flossen, haben einen U-förmigen Querschnitt und weisen Stufen auf. Es sind Trogtäler [2]). Da das Haupttal durch die Hauptgletscher stärker erodiert, also übertieft wurde, münden heute die Seitentäler stufenförmig.

Dies sind, kurz gefasst, die Hauptergebnisse der Forschungen von Penck und Brückner, und wir möchten nun, diesen Anregungen folgend, versuchen, im Saanegebiet die Spuren der Eiszeiten nach den bekannten Gesichtspunkten aufzufassen und zu ordnen; eine allfällige Uebereinstimmung der Tatsachen sollte uns die Bestätigung der andernorts erwiesenen Gesetze bringen, Abweichungen aber zu weiterem Suchen anregen.

Wir haben daher in einem ersten Teil unserer Arbeit die geographische Verbreitung der glacialen Spuren im Saanegebiet und in dessen Vorland festzustellen, sodann in einem zweiten Abschnitt die allgemeinen Ergebnisse, die teils stratigraphischer, teils geomorphologischer Art sind, zu erörtern.

3. Karten.

Zu den Aufnahmen im Saanegebiet, die in den Sommermonaten 1904, 1905 und 1906 etwa 20 Wochen beanspruchten, wurden die folgenden Blätter des Siegfried-Atlas' benutzt, die mir von Herrn Prof. Brückner geschenkt wurden:

a) Im Massstab von 1 : 25 000.

Nr. 330 Belfaux	Nr. 454 Oron
» 331 Fribourg	» 455 Châtel-St-Denis
» 343 Romont	» 456 Chardonne

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 15.

[2]) Ebenda, S. 288.

Nr. 344 Matran
» 345 Marly
» 346 Farvagny
» 347 La Roche
» 349 Rüschegg
» 350 Plasselb
» 351 Gantrisch
» 352 Wattenwil
» 354 Amsoldingen
» 357 Sâles
» 359 Vaulruz
» 360 Riaz
» 361 Berra
» 362 Bulle
» 363 Charmey
» 364 Schwarzsee
» 365 Jaun

Nr. 457 Dent de Lys
» 458 Grandvillard
» 459 Dent de Brenleire
» 460 Montbovon
» 461 Château-d'Oex
» 464 Vevey
» 465 Montreux
» 466 Bouveret
» 467 Villeneuve
» 468 Lécherette
» 469 l'Etivaz
» 470 les Ormonts
» 471 Tornettaz
» 477bis Chamossaire
» 478 Pillon
» 479 Gryon

b) Im Massstab von 1 : 50 000.

Ueberdruck: Stockhornkette 366 und 367.

» Zweisimmen-Gemmi enthaltend die Nr. 462, 463, 472 und 473. Dazu Blatt Nr. 481 St. Léonhard.

Ferner konnte ich mich auf die zwei Blätter XVII und XII der Geol. Karte der Schweiz stützen, und zu wertvollen Vergleichen dienten die Karten von H. Schardt von 1884 und 1887.

Zu planimetrischen Messungen wurde die Kurvenkarte der Schweiz mit dem Massstab 1 : 200 000 zugrunde gelegt (eidg. Schulwandkarte).

4. Geologische Grundzüge des Saanegebietes.

Das Saanegebiet liegt im westlichen Teile der Berneralpen, und seine Erhebungen zeigen eine ausgesprochene Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen, die auf der geologischen Karte der Schweiz von Heim und Schmidt 1894 im Massstab von 1:500 000 deutlich zu überblicken sind. Zwischen Thunersee und Genfersee erheben sich die westlichen Berneralpen in einer Gebirgsgruppe, die im Grundriss ein Viereck bildet. Die Ostseite wird durch das Kandertal von Spiez über die Gemmi nach Leuk markiert. Das Rhonetal von Leuk nach Martinach und von hier zum Genfersee begrenzt die Gruppe im Süden

und Westen, und die Nordseite entspricht der Grenze der miocänen Ablagerungen des Mittellandes dem Voralpenabfall entlang; sie verläuft in schwachem Bogen von Vevey über Bulle, La Roche, Plaffeien nach Thun. In der durch diese Linien umzogenen Gruppe bestehen fast alle Gesteinsschichten aus Sedimenten, die zum kleinsten Teil dem Paläozoikum, zum grössten dem Mesozoikum und dem Tertiär angehören. Das Streichen ist parallel zur Süd- und Nordseite des Vierecks und verläuft von Südwesten nach Nordosten. Das hervorstechendste Merkmal in der Verteilung der sedimentären Ablagerungen ist der vierfache Wechsel von Kalkketten der Jura- und Kreideformation mit den landschaftlich abweichenden Flyschzonen.

Der tiefen Rhonetalfurche zwischen Martinach und Leuk zunächst erhebt sich die mächtige Kalkmauer der Hochalpen, deren höchste Gipfel, die Diablerets, das Wildhorn und der Wildstrubel, ungefähr 500 m über die Schneegrenze hinaufragen. Diese liegt hier bei 2750 m. Nur im südwestlichen Zipfel bilden metamorphisierte kristalline Schiefer den Sockel der Sedimentschichten, von denen die ältesten der Steinkohlen- und Permformation, die andern hauptsächlich dem Mesozoikum angehören.[1]) In jähem Absturz fallen die Wände dieser Kalkklötze nach Norden ab und bezeichnen aufs deutlichste die Grenze zwischen Hoch- und Voralpen. Diese Grenze entspricht ungefähr einer Linie von Bex über Gsteig, Lauenen, Lenk nach Adelboden. Der im Mittel 15 km breiten Kalkzone der Hochalpen ist eine etwa 6 km breite Flyschzone vorgelagert, deren Gesteinsmaterial als Niesenbreccie bekannt ist. Diese Zone zieht von Därligen am Thunersee über die Niesenkette zum Gifferhorn und zu der Tornettazgruppe und endet östlich Ollon, zwischen Aigle und Bex im Rhonetal.

Zwischen den Hochalpen und der Niesenflyschzone treten mehr oder weniger mächtige triasische Gips- und Rauchwackeschichten auf, an die sich natürliche Talsenken und Pässe knüpfen, so der Col de Pillon westlich und die Krinnen östlich von Gsteig[2]), dann der Hahnenmoospass zwischen Lenk und Adelboden.

---

[1]) Renevier, Beitr., Lieferung XVI p. 31, Pl. VI.

[2]) Schardt, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung XXII. S. 447.

Parallel zur Niesenflyschzone zieht sich nördlich davon die Kalkzone hin, die bei Diemtigen beginnt, über Spielgerten, Hornfluh und Rübly verläuft und in der Gummfluh plötzlich endet. Diese Zone ist interessant durch die mehrfachen Einlagerungen einer Breccie, die Hornfluhbreccie genannt wird.[1]) Der gesamten Hornfluhkette ist eine Flyschzone vorgelagert, in der die Talfurche des Niedersimmentals eingeschnitten ist und in der sich der Hundsrück erhebt. Diese Zone wird im Nordwesten zwischen Boltigen und Aigle durch die schmale Kalkkette der Gastlosen begrenzt. Letztere beginnt mit dem Bäderhorn bei Boltigen; dann folgen die Gastlosen, die Dent de Ruth, Mont d'Or, und den Abschluss bilden Tour d'Aï und Tour de Mayen. Dem Nordsaum dieser Kalkkette zieht sich eine ebenso schmale Flyschmulde von genau der gleichen Länge entlang. Sie ist ausgezeichnet durch ein eigenartiges Konglomerat, das von B. Studer Mocausagestein bezeichnet wurde.[2]) In dieser Flyschmulde liegen z. B. die Furchen des Petit Hongrin, des Sattelbachs und des R. des Siernes-Picats.

Nun folgt die vierte Kalkzone, die stellenweise 12 km Breite besitzt und eine komplizierte Tektonik aufweist. Sie reicht vom Gestade des obern Genfersees bis zum Thunersee. Die Schichten zeigen zwei Antiklinalen und eine Synklinale an, so dass morphologisch zwei grosse Parallelketten, entsprechend den Gewölben, und ein Längstal, entsprechend der Mulde, auftreten.[3]) Diese Uebereinstimmung der Tektonik mit den Oberflächenformen tritt namentlich in der südwestlichen Hälfte deutlich hervor, während nach Nordosten hin die Verhältnisse infolge Annäherung der Falten weniger klar liegen. Das auch morphologisch ausgesprochene Längstal liegt zwischen Greyerz und Montbovon, im Westen begleitet von der nordwestlichen, auf der Ostseite von der südöstlichen Kette. Von Villeneuve am Genfersee zieht die südöstliche Kette der vierten Kalkzone, mit den Rochers de Naye beginnend, über die Dent de Corjon zur Vanilnoirkette, dann zur Hochmatt bis zur Kaiseregg.

---

[1]) F. Jaccard, La Région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. des Lab. de Géol., Géog.-phys. Min. et Pal. de l'Université de Lausanne. Bulletin Nr. 5, 1904.

[2]) Beiträge XXII, S. 186.

[3]) Dies ist deutlich aus den Profilen Fig. 1, Pl. XVII und Fig. 6, Pl. XVI von Schardt in Lieferung XXII der Beiträge zu ersehen.

Zuerst eng an die Rochers de Naye gedrängt, geht die nordwestliche Kette vom Col de Jaman als Isoklinalkamm über die Dent de Lys zum Synklinalgipfel des Moléson, ferner zu den Isoklinalketten der Dent de Bourgoz und der Dent de Broc, die zusammen die nordwestliche Antiklinale bilden, und zu der Schopfenspitze, um sich in der Kaiseregg-Gruppe mit der südöstlichen Kette zu vereinen. Beide Züge bilden in der östlichen Fortsetzung die vielgestaltige Stockhornkette.

Dieser gesamten vierten Kalkkette ist auch eine vierte Flyschzone vorgelagert. Letztere beginnt nördlich von Montreux; ununterbrochen zieht sie sich vorerst bis Bulle und trägt die Gipfel Mont Corbettes, Mont Niremont, Les Alpettes und östlich von der Trême den Schimberg[1]). Bei Bulle tritt Flysch als Rundbuckel in der Talsohle auf, um dann gegen Osten hin in der Berra zu 1724 m anzusteigen. Von derselben setzt sich die Zone über den Schweinsberg und die Pfeife fort und endet im Gurnigel.

Zusammenfassung.

Das Hauptmerkmal der geologischen Grundzüge des Saanegebietes ist der vierfache Wechsel von Kalkketten mit Flyschzonen.

Schematisch lässt sich diese Reihenfolge von Nordwesten nach Südosten, also ungefähr entsprechend dem Kartenbild, in Worten wie folgt darstellen:

	a) Die Berra-Gurnigelzone	(Fl)
1.	*Die Vanilnoir-Stockhornkette*	(K)
	b) Die Mocausazone	(Fl)
2.	*Die Gastlosen*	(K)
	c) Die Hundsrückzone	(Fl)
3.	*Die Gummfluh-Hornfluhkette*	(K)
	d) Die Etivaz-Niesenzone	(Fl)
4.	*Die Hochalpen der westlichen Berner Alpen*	(K)

5. Das Flussnetz der Saane.

Die glacialen Ablagerungen im Saanegebiet zeigen eine auffallende Abhängigkeit von der morphologischen Beschaffenheit

[1]) Wir geben diesen Namen nach einer Sennhütte am Ostabhang des Berges. Eine andere Bezeichnung der ganzen Erhebung zwischen der Trême und der Albeuve fehlt auf der Dufour-Karte und auf dem Siegfried-Atlas. Für uns ist der Schimberg von Wichtigkeit.

des ganzen Geländes; denn die eiszeitlichen Gletscher folgten vollständig den Talfurchen. Daher werfen wir einen kurzen Blick auf das Talsystem und das Flussnetz der Saane.

Von der Kalkmauer der westlichen Berner Hochalpen fliessen vier grössere Gewässer in die Niederungen des Aare- und Rhonegebietes: die Kander, die Simme, die Saane und La Grande Eau. Kander und Simme haben eine mehr nordöstliche, Saane und Grande Eau eine mehr nordwestliche bis westliche Richtung. Die Wasserscheide zwischen den zwei Flussgruppen entspricht einer Linie, die vom Wildhorn aus direkt nach Norden zur Kaiseregg gezogen werden kann.

Das Gebiet westlich von dieser Linie bis zum Rhonetal wird zum grösseren Teil von der Saane, zum kleineren von der Rhone entwässert. La Grande Eau ist der grösste dieser rechtsseitigen Rhonezuflüsse und wird von den Gletschern am Nordabhang der Diablerets genährt. Die Saane entspringt dem plateauartigen Zanfleurongletscher, der südlich vom Oldenhorn sich sanft nach Osten gegen den Sanetschpass hin senkt. Eine kleine Zunge speist nach Norden hin den Oldenbach.

Mit einem mittleren Gefälle von 320 ‰ stürzt die Saane in rauschenden Wasserfällen als Saaneschuss die 800 m hohe Talstufe bei Gsteig herunter, wo sie in das Gebiet der Voralpen eintritt. Wir haben den Lauf des Flusses bis zu dem Punkte zu verfolgen, wo er diese Alpenzone verlässt und in das sogenannte schweizerische Mittelland einschneidet; dies ist bei Pont la Ville, nördlich von Bulle, der Fall. Die zwischen Léman- und Thunersee ungefähr 25 km breite Voralpenzone durchquert die Saane in mehr als doppelt so langem Laufe, nämlich mit 55 km. Diese grosse Länge rührt daher, dass der Fluss sozusagen nirgends die Schichten in rechtem Winkel zu ihrem Streichen durchschneidet, sondern schief; zudem verändert die Saane zwischen Gsteig und Bulle zweimal ihre Hauptrichtung, nämlich einmal bei Saanen, sodann bei Montbovon.

Von Gsteig weg fliesst sie bis Saanen 12 km weit nach Norden, dann von hier bis Montbovon 19 km weit nach Westen und von da endgültig wieder nach Norden. Bei Saanen tritt eine Art Gabelung ein, indem von diesem Ort ein Pass, die Saanenmöser, nach Nordosten 283 m hinansteigt und ins Simmental hinüberführt.

Zwischen Gsteig und Saanen liegt das Tal in der Niesenflyschzone, die in einem Winkel von 60° zur Richtung des Tales streicht.

Zwischen Saanen und Montbovon durchschneidet die Saane drei Kalkketten und zwei Flyschzonen, nämlich bei Saanen die Gummfluh-Rüblykette, bei Rougemont die Hundsrückflyschzone, bei Flendruz die Kalkkette der Gastlosen, bei Château d'Oex die Mocausaflyschzone und bei Rossinière die Antiklinale der Vanilnoirkette.

Zwischen Montbovon und Bulle verengert sich bei Greyerz das Tal. Von Montbovon bis Greyerz bewegt sich die Saane auf 10 km in der grossen Greyerzersynklinale; bei Greyerz aber durchschneidet sie die senkrecht stehenden Schenkel der Antiklinale, die von Dent de Lys und Moléson zu Dent de Bourgoz und Dent de Broc streicht. Nördlich von Bulle betritt sie bei Pont la Ville das Molasse-Vorland in einer engen Schlucht.

Wir erkennen demnach, dass die Saane sämtliche vier Kalkketten und Flyschzonen quer durchschneidet, beinahe ganz unbeeinflusst von der Tektonik. Der Einfluss der harten Kalkketten ist nur von lokaler Natur, indem sich an sie Talengen knüpfen, während in den Flyschzonen eine Talweitung auftritt.

Sehen wir uns nach den Zuflüssen um. Die Saane erhält nur zwei Quellflüsse aus den Hochalpen. Beide verlassen in gewaltiger Stufe, wie sie die Saane zeigt, die Hochgebirgszone und vereinigen sich nach kurzem Laufe mit dem Hauptfluss. Bei Gsteig mündet von Westen der Reuschbach, der im Hintergrund der Oldenalpnische von dem kleinen Oldengletscher gespiesen wird. Zwischen Gsteig und Saanen kommt von rechts bei Gstad der Lauenenbach. Dieser entquillt zwei Gletschern am Nordabhang des Wildhorns, dem Gelten- und dem Dungelgletscher.

Zwischen Gsteig und Saanen fliessen der Saane drei linke Seitenbäche zu, die ihr Bett hauptsächlich in Flysch eingeschnitten haben und mit starkem Gefälle im Unterlauf münden. Es sind der Tscherzisbach, der Fallbach und der Kalberhönibach. Alle haben einen Schuttkegel im Haupttal aufgeschüttet. Unter den zahlreichen linksseitigen Bächen zwischen Saanen und Montbovon seien der Ganderlibach, die Gérine und die Tourneresse hervorgehoben. Alle drei kommen aus einem Einzugsgebiet, das aus weicheren brecciösen Gesteinen besteht;

alle drei durchbrechen eine harte Kalkkette, die quer zum Gewässer streicht, Ganderlibach und Gérine die Rüblykette, die Tourneresse die Gastlosenkette.

Von der rechten Seite fliessen der Saane zwei Bäche aus der Hundsrückflyschzone zu, bei Rougemont der Griesbach und bei Flendruz der Manchebach. Der letztere nimmt vor seiner Mündung den Ruisseau des Siernes-Picats auf. Dieser kommt aus der Mocausaflyschzone und durchbricht dann in enger Schlucht die Kette der Gastlosen.

Bei Château-d'Oex haben drei Wildbäche vom Südostabhang der Vanilnoirkette flache Schuttkegel aufgeschüttet, auf denen die Siedlungen stehen.

Ungefähr 1 km unterhalb Montbovon mündet der Hongrin, der aus dem Flyschgebiet der Tornettaz stammt und die Antiklinale der Vanilnoirkette durchbricht.[1])

Im Längstal zwischen Montbovon und Greyerz ergiessen sich auf jeder Seite je drei Wildbäche, von denen jeder einen Schuttkegel ins Haupttal aufgeschüttet hat. Von Süden nach Norden folgen rechts der Torrent, die Thaouna und Le Fossard, links La Marivue, der Bach von Moille und L'Afflon. Auf jedem Schuttkegel steht eine geschlossene Siedlung, nämlich rechts Lessoc, Grandvillard und Estavannens, links Albeuve, Villars-sous-Mont und Enney. Alle sechs Bäche stammen aus den weichen Mergeln, Kalken und Schiefern des triasisch-liasischen Gewölbekerns der beiden Antiklinalen und durchbrechen die harten Malm- und Kreidekalkbänke der zur Synklinale absteigenden Schenkel.

Greyerz steht auf einem Felsriegel. Bulle dagegen befindet sich in breiter Niederung, in die von allen Seiten der Saane Zuflüsse zuströmen, von Westen die Albeuve, die Trême und die Sionge, von Osten der Jaunbach, der selbst wieder ein ausgebildetes Flusssystem aufweist, und von Nordosten die Serboche.

Zusammenfassung.

Die Saane besitzt ein ausgebildetes Flusssystem. Von den 18 genannten Zuflüssen aus der Voralpenzone durchfliessen zwölf

---

[1]) Die Durchbrüche der Saane und ihrer Zuflüsse sind deutlich zu erkennen auf Schardts Profilen, Pl. XVI, Fig. 4 und 6, und Pl. XVII, Fig. 1 und 2. Lieferung XXII der Beiträge.

Gewässer mehrmals, wie der Hauptfluss, unabhängig von der Tektonik, Zonen weicher Flyschgesteine und Ketten, die aus harten Kalkschichten aufgebaut sind. Alle grösseren Nebenflüsse münden mit starkem Gefälle in enger Schlucht in den Hauptbach, wie Jaunbach, Hongrin, Tourneresse, Griesbach und R. de Flendruz. Fast alle kleineren Zuflüsse weisen bei der Mündung eine Stufe und alle einen Schuttkegel auf, den sie ins Haupttal aufgeschüttet haben, wie Tscherzisbach, Meielsgrundbach, Kalberhönibach, Ganderlibach, Gérine, Torrent, Thaouna, Marivue, Afflon, Albeuve und die Trême.

6. Die erratischen Gesteinsarten.

Im Anschluss an die geologischen und orographischen Grundzüge des Saanegebietes mögen Natur und Herkunft der erratischen Gesteinsarten der eiszeitlichen Gletscher gestreift werden. In erster Linie handelt es sich um Unterscheidung der Saanegletschergeschiebe von solchen, die der Rhonegletscher am Aussenrande des Saanegebietes abgelagert hat. In zweiter Linie kommen Gesteine in Betracht, durch welche die einzelnen Lokalgletscher des Saanegebietes unter sich oder vom Hauptgletscher, dem Saanegletscher, unterschieden werden können.

Im Erratikum des Saanegebietes finden sich zwei Arten von Urgebirgsgesteinen, solche, die aus dem Wallis stammen, und solche, die in exotischen Blöcken im Saanegebiet vorkommen, namentlich in der Umgebung von Saanen, wie jüngst F. Jaccard dargetan hat.[1]) Diese exotischen Gesteine sind als grüne oder rötliche Granite zu erkennen.

Alle im Saanegebiet erratischen Urgebirgsgesteine, die heute in den Alpen als anstehend gefunden werden, sind hier fremd; sie können dem Saanegletscher nicht angehören, weil er nur einem aus Sedimentgesteinen aufgebauten Gebiet entstammt.

Wo daher Geschiebe von Alpengranit, Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Serpentin oder Gabbro vorkommen, muss ihre Ablagerung dem Rhonegletscher zugeschrieben werden. Die Merkmale dieser Gesteine dürfen als bekannt voraus-

---

[1]) F. Jaccard, La Région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. des Lab. de Géol., Géogr.-phys. Min. et Pal. de l'Université de Lausanne. Bull. Nr. 5, S. 29—40.

gesetzt werden, weshalb auf eine Beschreibung hier verzichtet wird. Dagegen muss ein anderes Gestein besonders erwähnt werden, das typisch für den Rhonegletscher ist.

a. Das Valorsinekonglomerat.

Wie schon bei Besprechung der geologischen Grundzüge des Saanegebietes angedeutet wurde, ruhen die Gipfel der südwestlichsten Berner Hochalpen, die aus Sedimenten bestehen, auf metamorphisierten kristallinen Schiefern auf.[1]) Zwischen denselben und den hangenden mesozoischen und tertiären Schichten liegen Ablagerungen der Carbon- und Permformation, die zu beiden Seiten des unteren Wallis anstehen und dem eiszeitlichen Rhonegletscher zahlreiche erratische Blöcke geliefert haben. Ueber den Habitus dieser Gesteinsart äussert sich E. Renevier folgendermassen[2]): «La roche la plus abondante et la plus caractéristique de notre terrain houiller est un poudingue polygénique, à cailloux plus ou moins arrondis, de substances très variées, parmi lesquelles prédomine souvent le quartz. On y trouve des fragments cristallins de toutes sortes, particulièrement de schistes, parfois aussi des morceaux de schistes noirs non cristallins; en revanche, je n'y ai jamais vu de débris calcaires. Tous ces éléments sont si fortement reliés les uns aux autres que, lorsqu'on brise la roche, les cailloux eux-mêmes sont partagés, plutôt que de se détacher du ciment, comme cela se passe d'ordinaire dans nos poudingues molassiques (Nagelfluh)... Ce conglomérat houiller, connu depuis Saussure, est généralement désigné du nom local de Poudingue de Valorsine.»

Dieses Konglomerat ist mehr oder weniger hellgrau; es kommt weniger häufig vor als eine rötliche bis violette Varietät, von der Renevier sagt: «Studer[3]) assimilait ce poudingue rouge au Verrucano, au Sernifit, et dubitativement au Rothliegende. Il me paraît qu'il avait raison, mais je ne puis apporter aucun renseignement précis à cet égard... Ce que je puis dire, c'est que ce poudingue ne se distingue guère du poudingue ordinaire que par sa couleur rouge, provenant d'un ciment ferrugineux.»

---

[1]) Renevier, Beiträge XVI, Pl. VI, Pl. III, Fig. 2 und 3.
[2]) Renevier, Beiträge XVI, S. 40 und 41. 1890.
[3]) Studer, Geologie der Schweiz. I. Band. 1851, S. 363.

b. Echinodermenbreccie des Lias.

Unter dem Lokalerratikum im Saanegebiet ist eine Echinodermenbreccie häufig, die ihrem Alter nach dem unteren Lias angehört. Ich habe sie nirgends in der Hochalpenzone angetroffen; dagegen wurde sie im Kern der beiden Antiklinalen beobachtet, von denen die südöstliche die Vanilnoirkette bildet, die nordwestliche vom Moléson gegen den Schwarzsee streicht. Ihre Lagerung haben Gilliéron und Schardt ausführlich beschrieben. So sagt Gilliéron[1]:

«Ce calcaire... devient assez grossièrement spathique, et se montre par places tellement rempli de fragments d'encrines que cette structure paraît due en partie à ces débris.»

Schardt führt aus[2]:

«Le lias inférieur y est représenté par une assez puissante assise de calcaire spathique à grain grossière, composé presque entièrement de débris brisés et usés d'Echinodermes, en particulier de Crinoïdes. Rarement bien conservés, il est cependant possible d'y reconnaître par-ci par-là quelques fragments d'Apiocrinus, spécifiquement indéterminables. La teinte de cette roche est d'un gris clair passant quelquefois au rouge pâle.»

Diese Echinodermenbreccie findet sich auch in den Endmoränen des Saanegletschers in der Umgebung von Bulle und Greyerz, wie schon Gilliéron[3]) beobachtete.

c. Die Hornfluhbreccie.

Die Hornfluhbreccie spielt als Leitgestein lokaler Gletscher des Saanegebietes eine wichtige Rolle. Sie steht in der Mulde zwischen Rübly und Gummfluh und nördlich vom Rübly an, und von hier stammen wohl die meisten Hornfluhblöcke, die von Lokalgletschern dem Saanegletscher zugeführt worden sind. Auf das Vorkommen an der Rüblygruppe machte H. Schardt aufmerksam.[4]) Dagegen war schon früher durch Studer diese Breccie östlich von Saanen bekannt, die er nach dem Gipfel Hornfluh benannt hat.[5]) Aber die Lokalgletscher dieser Gruppe haben ihre Geschiebe nicht dem Saanegletscher, sondern dem

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 121.
[2]) Beiträge XXII, S. 61.
[3]) Beiträge XVIII, S. 227.
[4]) Beiträge XXII, S. 192, Pl. XVI, Fig. 3, 4, 5, 6.
[5]) Studer, Geologie der westlichen Schweizer Alpen, 1834.

Simmegletscher zugeführt. Zudem hat Studer auch die Verbreitung der Hornfluhbreccie im Gebiet der Spielgerten östlich der Simme beschrieben (a. a. O.). Daraus ergibt sich, dass die Hornfluhbreccie nicht als Leiterratikum des Saanegletschers aufgefasst werden kann, da der Aaregletscher im Molassevorland auch solche abgelagert hat, die ihm vom Simmegletscher zugeführt worden ist. Ich konnte nämlich Hornfluhbreccie in den Bergmoränen am Längenberg und Gurnigel, in Schottern auf dem Kirchenfeld bei Bern und in den Schottern von Thungschneit häufig beobachten.

Auch gegenüber dem Erratikum des Rhonegletschers darf sie nicht durchwegs als Lokalgestein gelten. Denn eine solche Breccie wurde als Brèche du Chablais von E. Favre identisch mit der Hornfluhbreccie erkannt.[1])

Dementsprechend fand ich im Frühjahr 1904 unter den Geschieben des Rhonegletschers in der Moräne des «Bois de la Bâtie» unterhalb Genf ein Gestein, das ich als Hornfluhbreccie ansah. Es muss aber Brèche du Chablais sein. Immerhin dürften Hornfluhblöcke in Rhonegletscher-Erratikum dem Nordsaum der Alpen entlang zwischen Bulle und Bern aus dem Saanegebiet stammen. Seit 1887 ist eine ganze Reihe von Publikationen über die Hornfluhbreccie erschienen.

Eine zusammenfassende Abhandlung über die Hornfluhbreccie an der Hornfluh und im Gebiet der Spielgerten veröffentlichte 1904 F. Jaccard[2]).

Ueber den äussern Habitus des Gesteins sagt Gilliéron[3]):

«Ce conglomérat est formé d'éléments calcaires de la grandeur d'un bloc à celle d'un petit galet, mêlés entre eux et très serrés; ils sont réunis par une pâte calcaire abondante, contenant elle-même de tout petits fragments, et devenue çà et là cristalline; la teinte en est habituellement très foncée, rarement un peu claire. Les débris calcaires ainsi reliés sont très variés; ils offrent des couleurs passant du noir au gris clair... La plupart ont des formes anguleuses, quelques-uns ont des arrêtes émoussées, il y en a qui ont été très roulés. Les

---

[1]) Beiträge XXII, 1887, S. 493; S. 288.

[2]) F. Jaccard, La Région de la Brèche de la Hornfluh. Bull. des Lab. de Géol., Géogr.-phys. Min. et Pal. de l'Université de Lausanne. Bulletin Nr. 5. 1904.

[3]) Beiträge XVIII, S. 217. 1885.

BIBLIOTHEK der E. T. H.

éléments non calcaires sont rares: ce sont surtout des silex cornés semblables à ceux des terrains secondaires...»

In ähnlicher Weise äussert sich H. Schardt[1]:

«Les puissantes assises de brèche sont formées de fragments anguleux d'un calcaire foncé fétide, qui sont réunis par un ciment calcaire. La brèche prend à l'air une couleur grise ou jaune, et, vu sa texture excessivement compacte, on la prendrait facilement à première vue pour du jurassique supérieur. Les fragments calcaires ne sont pas tous de même nature; il y en a de plus foncés, de plus clairs, et d'autres qui sont plus jaunâtres. — —»

«La roche principale est une brèche à matériaux calcaires, anguleux, de grosseur variable, mais le plus souvent de petit volume. Ce qu'il y a de plus frappant, c'est l'absence totale du mica, minéral qui ne manque presque jamais dans les dépôts détritiques éocènes...»

F. Jaccard hält die Breccie für jurassisch; er unterscheidet eine Brèche inférieure und eine Brèche supérieure und sagt (a. a. O. S. 57):

«La brèche inférieure est tantôt une brèche grossière, composée de cailloux liasiques et dolomitiques, tantôt une brèche composée uniquement de débris de crinoïde.»

d. Der Taveyannazsandstein.

Der Taveyannazsandstein ist unter Rhonegletscher-Erratikum sehr häufig; denn er wurde dem Rhonegletscher durch den Gletscher aus dem Ormonttal vom Westabfall der Diablerets zugeführt. Ferner ist er im Gebiet des Aaregletschers anstehend und erratisch in den Schottern von Thungschneit. Aber er findet sich vereinzelt auch im Saanegletscher-Erratikum, und zwar steht er in der Nische der Oldenalp nordöstlich vom Oldenhorn am Westfusse des Schlauchhorns an, wie ich im Sommer 1905 beobachtete.[2] In der Regel zeigt er eine grünliche Farbe mit hellen oder dunkeln Flecken. Darüber sagt Renevier[3]:

«Le grès moucheté n'en est qu'une variété. Tantôt la masse est d'un vert plus ou moins foncé, avec des taches plus claires;

---

[1]) Beiträge XXII, S. 193 und 194.

[2]) Dieses Vorkommen ist auf der geolog. Karte Bl. VII nicht eingezeichnet.

[3]) Beiträge XVI, S. 428.

tantôt au contraire, la masse est gris-verdâtre et les taches d'un vert plus foncé. Souvent aussi, le grès est uniformément verdâtre, gris-verdâtre ou aussi brunâtre, présentant seulement par-ci par-là de petits grains blancs anguleux, qui sont sans doute des cristaux fragmentaires de feldspath.»

Aus dem Vorkommen des Taveyannazsandsteins, der nach der Ortschaft Taveyannaz benannt wurde, geht hervor, dass glaciale Ablagerungen mit Taveyannazsandstein oberhalb Bulle bis Gsteig einzig dem Saanegletscher zugeschrieben werden müssen, der diese Geschiebe vom Oldengletscher erhalten hat.

Letzterer hat sich bei Gsteig mit dem Haupteisstrom vereinigt.

e. Der Nummulitenkalk.

In ähnlicher Weise wie der Taveyannazsandstein charakterisiert der Nummulitenkalk die Ablagerungen des Saanegletschers; denn er steht ebenfalls nur in den Hochalpen an; aber seine Verbreitung ist hier eine grosse. Besonders bemerkbar macht sich das Gestein im Hintergrund von Lauenen und Gsteig.

Dagegen fehlen Nummulitenkalke in den Voralpen vollständig. Nummulitensandstein jedoch findet sich in der äussersten Flyschzone an der Berra, wie Schardt[1]) und Gilliéron[2]) anführen.

Renevier beschreibt den Nummulitenkalk mit folgenden Worten[3]):

«La roche habituelle est un calcaire compact gris, en général assez clair à l'extérieur, mais le plus souvent foncé à la cassure. N'étaient les Nummulites, il se confondrait facilement, soit avec le Malm, soit avec l'Urgonien, et comme celles-ci font parfois défaut, ou sont difficiles à voir, il y a des cas où la distinction devient malaisée surtout lorsqu'il s'agit de lambeaux isolés.

Ce complexe est moins fossilifère que les Couches à Cerites, sauf en ce qui concerne les Nummulites et les Orbitoïdes, qui y sont assez habituelles.»

---

[1]) Beiträge XXII, S. 179.
[2]) Beiträge XVIII, S. 193.
[3]) Beiträge XVI, S. 391.

Solche Orbitoidenkalke treten namentlich auffallend schön am Weg zur Kuhdungelalp in 1780 m westlich vom Dungelschuss am Nordabhang des Wildhorns auf.

f. Die Etivaz-Flyschbreccie.

Eine gleiche Stellung wie die Hornfluhbreccie nimmt im Erratikum des Saanegletschers das «Etivaz-Konglomerat», eine Flyschbreccie, ein. Es spielt nur eine wichtige Rolle, insofern es sich um Unterscheidung des Lokalerratikums von dem des Hauptgletschers im Saanegebiet handelt. Denn es ist die Flyschbreccie der Niesenflyschzone, die sich bis zur Pointe de Chaussy am Nordhang des Ormonttales hinzieht. Aus diesem Tal wurde es dem eiszeitlichen Rhonegletscher zugeführt. Nach dem Vorkommen wird das Gestein von Gilliéron als Conglomérat de l'Etivaz [1]), von Schardt als Conglomérat de Chaussy oder brèche polygénique [2]) und von Studer wurde es als Sepeykonglomerat bezeichnet. [3])

Das Gestein wird von Gilliéron wie folgt trefflich charakterisiert [1]):

«Ce conglomérat est aussi bréchiforme, composé surtout de fragments de calcaire compacte, bleu foncé ou noirâtre, d'un nombre moins grand de cailloux jaunâtres d'aspect dolomitique, de roches siliceuses vertes, et çà et là de fragments de gneiss, roche qui a sans doute aussi fourni des paillettes de mica, qui n'y sont pas rares.»

Hiermit in Uebereinstimmung steht die Ausführung von Schardt [4]):

«Le grès ou conglomérat de Chaussy est une roche très caractéristique qui peut se reconnaître sur le plus petit fragment. C'est un conglomérat polygénique, composé de débris de roches cristallines, calcaires et siliceuses auxquelles se mêlent des morceaux de schiste noir et des fragments dolomitiques jaunâtres. Les roches cristallines consistent surtout en fragments de talcschiste verdâtre, très apparents, en gneiss, micaschiste, etc.»

---

1) Beiträge XVIII, S. 227 und 228.
2) Beiträge XXII, S. 207.
3) Studer, Index der Petrographie, S. 204.
4) Beiträge XXII, S. 207.

g. Das Mocausa-Konglomerat.

Zwischen der Vanilnoirkette und den Gastlosen zieht sich eine schmale Flyschmulde hin, die bei Boltigen endet. Der Flysch dieser Zone ist durch eine eigentümliche Nagelfluh ausgezeichnet, die im Gebiet des Petit Hongrin bis zum Jaunbach auftritt. Sie wurde von Schardt auch von einer Stelle der Hundsrückflyschzone erwähnt, nämlich vom Tal des Fénils, das sich bei Rougemont gegen das Saanetal öffnet.[1]) Das Mocausa-Konglomerat steht auch auf dem Gipfel des Hundsrück an.

Da sich die Hundsrückzone im Niedersimmental fortsetzt, so muss auch der eiszeitliche Simmegletscher solche Konglomeratgesteine verfrachtet haben. Dementsprechend fand ich im Oktober 1905 in den Aaregletscherschottern von Thungschneit zahlreiche Exemplare von Mocausa-Konglomerat.

Diese Gesteinsart spielt als Lokalgletscher-Erratikum oder als Leitgestein des Saanegletschers gegenüber dem Rhonegletscher eine gewisse Rolle; denn es fehlt im Rhonegebiet, soviel wir heute wissen.[2])

Schardt gibt von ihr folgende Beschreibung[3]):

«Les cailloux roulés, composant le poudingue calcaire, sont faciles à reconnaître pour des roches du jurassique supérieur et du néocomien, et les morceaux roulés de silex gris ou verdâtre proviennent sans doute des rognons siliceux qui remplissent le malm et le néocomien de la chaîne du Mont Cray. Tous ces débris sont fortement agglomérés par un ciment sableux et calcaire; la roche prend ainsi l'aspect d'une véritable nagelfluh, tel qu'on en rencontre dans les terrains miocènes. Cette roche a été décrite pour la première fois par Bernhard Studer[4]). Ce savant géologue mentionne ce poudingue sous le nom de Mocausagesteine. Mocausa est un synonyme peu usité actuellement de la Verdaz, partie supérieure de la vallée de Vert-Champ, où la roche en question est fort répandue... On ne trouve dans ce poudingue aucuns fragments de roches cristallines.»

---

[1]) Beiträge XXII, S. 191, Pl. XVI, Fig. 2, vgl. auch F. Jaccard, La Région de la Brèche de la Hornfluh, S. 79.

[2]) Diese Bedeutung des Mocausa-Konglomerates hat Gilliéron schon 1873 hervorgehoben. Beiträge XII, S. 151.

[3]) Beiträge XXII, S. 186, vgl. dazu Profile Pl. XVII, Fig. 2.

[4]) Studer, Geologie der westlichen Schweizer Alpen. Heidelberg und Leipzig 1834, S. 304.

Der Unterschied zwischen Molasse-Kalknagelfluh und Mocausa-Konglomerat besteht darin, dass letzteres viel stärker verfestigt ist, so dass auf Schlag die runden Gerölle mitten entzweibrechen und nicht aus dem Zement herausfallen, wie man dies bei der miocänen Nagelfluh beobachten kann. Wie oben gesagt, gilt ähnliches vom Valorsine-Konglomerat.

Zusammenfassung.

Rhonegletscher-Erratikum kann vom Schutt des Saanegletschers sehr scharf unterschieden werden. Alle Urgebirgsgesteine, sofern sie nicht exotisch sind, gehören dem Rhonegletscher an. Leiterratikum des Rhonegletschers auch gegenüber den Ablagerungen des Aaregletschers sind Valorsine-Konglomerat und Gabbro.

Der Saanegletscher ist gegenüber dem Rhonegletscher charakterisiert durch die Hornfluhbreccie und namentlich durch das Mocausa-Konglomerat. Im Saanegebiet können Geschiebe des Hauptgletschers von solchen der Lokalgletscher aus den Voralpen unterschieden werden. Der Hauptgletscher ist durch Nummulitenkalk und Taveyannazsandstein ausgezeichnet.

Die Lokalgletscher der südöstlichen Voralpen enthalten Etivaz-Flyschbreccie und Hornfluhbreccie. Die Gletscher der nordwestlichen Voralpen dagegen führen Mocausa-Konglomerat oder Echinodermenbreccie des Lias oder helle Malmkalke. Im Gegensatz zum Hauptgletscher weisen fast alle Lokalgletscher der Voralpen-Kalkketten rote Kalke der obern Kreide (Couches rouges) auf.

Erster Teil.

Ablagerungen des Rhonegletschers im Vorlande des Saanegebietes.

Mehrmals hat in den verschiedenen Epochen der Eiszeit ein mächtiger Arm des Rhonegletschers den Raum zwischen dem Jura und den westlichen Berneralpen eingenommen und noch in der Würm-Eiszeit das Mittelland zwischen Genfersee und Wangen an der Aare mit Eismassen und Gletscherschutt bedeckt.

Infolgedessen waren mehrere grössere Gletscher, die am Nordrand der Alpen ins Molasse-Vorland vorstiessen, in ihrer selbständigen Entfaltung gehindert; denn das Inlandeis des Rhonegletschers übte einen stauenden Einfluss auf sie aus.

Es ist daher zum Verständnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Saanegebietes von Wichtigkeit, die Verbreitung der Ablagerungen des Rhonegletschers im Vorlande anzudeuten.

Vorerst sei versucht, ihre obere Grenze zu verfolgen.

I. Obere Grenze des Rhonegletschers.

Wir können hierbei zwei Hauptstrecken unterscheiden; die eine entspricht dem Streichen der Kalkketten vom Col de Jaman bis Bulle, die andere dem Aussenrand der Flyscherhebungen im Norden des Saane- und Sensegebietes, an der Berrakette über Plaffeien bis zum Gurnigel. Im Anschluss daran möge die Endmoränenzone von Plaffeien bis Bern erörtert werden, die Brückner erwähnt hat.[1])

1. Zwischen Col de Jaman und Bulle.

Am Westabhang des Col de Jaman tritt in 1460 m Moräne mit sehr schön gekritzten Geschieben von Kalk, ferner mit Flyschbreccie und kristallinen Gesteinen auf. Die Blöcke von Flyschbreccie sind Gesteine der Tornettazkette, die durch Lokalgletscher vom Südabhang der Pointe de Chaussy aus dem Ormonttal als Material der rechten Seitenmoräne des Rhonegletschers verfrachtet wurden. Solche Blöcke liegen am Fussweg, der vom Col de Jaman nach Béviaux führt, in 1420 und 1400 m.[2])

In 1420 m beobachtete ich bei Verraux einen über kopfgrossen, glänzend polierten und gekritzten Kalkblock und Flyschsandsteine. Der linke Quellbach der Baye de Montreux fliesst bei Beaucul in typischem Grundmoränenschutt, der bis 1400 m reicht und einige Stücke von Granit und Glimmerschiefer und zahlreiche von Etivazflyschbreccie der Tornettazkette aufweist.

Im Quellgebiet der Veveyse de Feygire südwestlich von der Dent de Lys bezeichnet die Isohypse von 1320 m die obere Grenze der Rhonegletscherablagerungen, die namentlich bei Cheresaula-derrey schön aufgeschlossen sind.

---

[1]) Alpen im Eiszeitalter, 1904, S. 553 und 555.

[2]) Schardt gibt Beitr. XXII, S. 252, die ob. Grenze hier zu 1475 m an.

Sehr wahrscheinlich lag der Gletscherrand hier über 1400 m, da er an der Dent de Lys [1]) in 1390 m, 2 km südlich am Mont Folly [2]) in 1420 m und in 4 km Entfernung am Col de Jaman in 1460 m konstatiert worden ist; aber lokale Gletscher am Cape au Moine und Les Arches haben die Ablagerungen des grossen Gletschers talwärts geschoben.

Oestlich von Châtel-St-Denis reicht Schutt des Rhonegletschers im Quellgebiet der Veveyse de Châtel bis zu 1300 m hinauf, hier von Lokalmoräne überlagert.

Moränenschutt mit gekritzten Kalken und vereinzelten kristallinen Geschieben tritt westlich vom Moléson am Südhang des Col de Ratevel in 1210 m am Bach auf. Nördlich davon fand ich in 1250 m einen über faustgrossen Granit, da wo auf Blatt 455 am Westabhang des Moléson das *la* von «en la Joux de Riaz» steht. Südlich von Petite Cithard kommt in den Wassergräben etwas Moräne mit kristallinen Geschieben in 1320 bis 1350 m vor.

Mächtige frische Grundmoränenablagerungen des Rhonegletschers finden sich am Westhang des Niremont im Quellgebiet der Marivue bis 1350 m hinauf. [3]) Zwischen Niremont und Les Alpettes liegt in der Einsattelung Moränenschutt bei Goille au Cerf in 1355 m, darunter ein über 1 m^3 grosser Valorsineblock am Waldrand. Demnach floss Rhone-Eis sowohl über den Col de Ratevel als über die Einsattelung zwischen Les Alpettes und Niremont ins Trêmetal, so dass diese Erhebungen als flache Nunataker 60 bezw. 160 m über das Inlandeis emporragten.

Dem ausserordentlich frischen und guterhaltenen Habitus dieser Moränen nach zu schliessen, haben wir es hier mit Ablagerungen des Rhonegletschers aus der letzten Eiszeit zu tun.

Dagegen deuten die flachgerundeten Gipfel des Niremont und der Alpettes ein früheres Ueberfliessen durch Inlandeis an.

Auch am Westabhang der Alpettes liegen am Waldrand an sechs verschiedenen Stellen vereinzelte Valorsine- und Granitblöcke in 1350 m. Bei Dessus la Bendaz fand ich Rhonegletschermoränenschutt mit gekritzten Geschieben in 1320 m. Nicht

---

[1]) Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, S. 554 nach Favres Karte.

[2]) Ebenda, S. 554.

[3]) Vgl. auch Gilliéron in Lief. XVIII, S. 225—226, der zu gleicher Zahl gelangte.

nur von Süden über den Col de Ratevel und von Westen über die Einsattelung Goille au Cerf, sondern auch von Norden her ist Rhonegletschereis ins Tal der Trême eingedrungen. Denn von Dessus la Bendaz biegen Wälle 0,5 km nach Osten und wenden bei les Portes nach Süden einwärts in 1212 m. Hier zeigen sich in 1167 m grosse Moränenaufschlüsse.

Am Ausgang des Trêmetales finden sich Rhonegletschermoränen auf dem rechten Ufer bei Chalet neuf in 1136 m und südlich von Part Dieu bei La Toffeyre in 1230 m. Am Ostabhang des Schimberges senkt sich Rhonegletschermoräne von 1130 m bei Les Jones und 1100 bei Cierne des Ouvrés auf 1033 m bei Les grands Fours, wo einige grosse Valorsineblöcke liegen. An diesem Abhange geht Saanegletschermoräne höher hinauf als die andere, so oberhalb Les grands Fours und bei Cierne des Ouvrés.

Die Zunge des Rhonegletschers musste sich hier beim Abbiegen in das Becken von Bulle zugleich gesenkt haben; dann floss der gestaute Saanegletscher auf den geneigten Rhonegletscherlappen wie auf einer schiefen Ebene hinauf und wurde talabwärts vom Rhone-Eis auf dessen rechter Flanke weitergetragen.

2. Von Bulle bis Plaffeien.

Weniger einheitlich als auf der Strecke Col de Jaman bis Bulle lässt sich die obere Grenze des Rhonegletschers auf dem Nordwest- und Nordabhang der Berragruppe verfolgen, weil die über das Eis aufragenden Gipfel grössere Höhe erreichten als im Flyschgebiet der südwestlichen Strecke und daher vielen abtragenden Gewässern Raum boten, was auch schon Gilliéron bemerkte.

Verwunderlich ist aber die Tatsache, dass sich am Südabhang der Berra Erratikum des Rhonegletschers findet, so am Ausgang des Jauntales oberhalb der Ruine Montsalvens und im Javroztal.

Dieses Erratikum ist teils typischer Moränenschutt, teils sind es vereinzelte Blöcke von Valorsinekonglomerat. Solche Blöcke beobachtete auch Gilliéron[1]) auf dem Col de la Bodevena 1266 m, dann östlich von Botterens, bei Liderrey und im R. du Motélon in 820 m. Ich fand solche in Gegenwart von Brückner

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 240.

bei En la Crausaz in 1080 m, dann zwischen Crésuz und Cerniat bei Punkt 1012 von Essertex. Moränenschutt des Rhonegletschers mit gekritzten Geschieben findet sich nördlich von Crésuz bei Gros Mont in 1260 m. Unweit davon liegt aber Schutt des Saanegletschers in 1300—1330 m bei Le Cours und bei Crésuz in 1000 m.

Am Südabhang der Berra konnte ich im Javroztal noch an einigen Punkten vereinzelte kleine Blöcke beobachten, so nordöstlich Cerniat im R. des Covayes bis 1200 m, bei Valseinte in 1180 m und östlich von Valseinte bei Echelettes in 1280 m. Hier liegt ein 30 kg schwerer Valorsineblock auf Lokalmoräne. In Grundmoräne des nach Schwinden des Rhonegletschers vorstossenden Javrozgletschers fand ich mehrere Rhonegletschergeschiebe, und zwar vereinzelt noch im Talhintergrund in 1300 m bei Grattavache. Der Rhonegletscher reichte also über dem Becken von Bulle bis 1260 m hinauf und konnte in der Würm-Eiszeit in das untere Jauntal eindringen. Die vereinzelten Geschiebe im Hintergrund des Javroztales dürften dagegen aus früherer Zeit stammen. Drei Kilometer nördlich vom Col de la Bodevena fand ich Spuren des grossen Gletschers im R. de la Guiga in 1200 m. Bei Plasselb, nördlich der Berra, reicht Moräne bis 1010 m hinauf. Sie ist auf beiden Seiten der Aergeren bis 840 m hinab aufgeschlossen. Ferner beobachtete Gilliéron zwischen Bulle und Plasselb Valorsineblöcke am Nordwestabhang der Berra in 1100 m bei La Roche.[1]) Auf der topographischen Karte Blatt 350 sind nördlich La Roche bei Montevraz zahlreiche erratische Vorkommnisse in 982 m gezeichnet. Wie bei Plasselb die Aergeren, so tritt bei Plaffeien die Sense aus den Flyschbergen der Berra-Gurnigelzone ins Molassevorland. Im Maximum der Würm-Eiszeit muss sich der Rhonegletscher quer vor den Ausgang des Sensetales gelegt haben; denn typische Moräne mit gekritzten Geschieben ist bei Gauchheit in 944 m, 100 m über der Talsohle, südlich von Plaffeien aufgeschlossen, und Valorsineblöcke gehen bis 960 m hinauf. Von Plaffeien weg, wo Valorsineblöcke im Graben liegen, begegnet man in nördlicher Richtung gegen Schwarzenburg hin ausgeprägten Moräneablagerungen des Rhonegletschers. Dagegen ist gegen Osten hin der Nordabhang der Pfeife-Gurnigelgruppe

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 431.

arm an erratischem Material. Ich fand vereinzelte kopfgrosse Geschiebe, Valorsinekonglomerat und Gabbro, bei Riffenmatt unweit der Wahlerenhütte am Kalchhubel in 1250 m, einen grösseren Valorsineblock, 3 Zentner schwer, in Lokalmoräne in 950 m im Murtengraben und einen andern in 900 m im Schwarzwasser- oder Tröligraben. Valorsineblöcke und Granit finden sich ferner an der Giebelegg bei Rüti, aber nicht in ursprünglicher, sondern in durch Menschen veränderter Lagerung. Jedoch dürften sie nicht weit hergeholt worden sein. Gilliéron beobachtete einen grossen Valorsineblock am Südabhang der Pfeife in 1340 m,[1]) erratische Geschiebe bei Riffenmatt in 1020—1150 m[2]) und am Gurnigel in 1320 m[3]) und geschichtetes Erratikum bei Riffenmatt in 1080 m[4]). Ein grösserer Valorsineblock liegt im Gambach in 930 m, und typische Moräne des Rhonegletschers ist südlich von Guggisberg bei Hirschmatt in 830 m aufgeschlossen. Nach der Verbreitung frischer Moräne zu schliessen, reichte der Rhonegletscher in der Würm-Eiszeit nicht ganz bis zum Sattel von Riffenmatt hinauf, etwa bis zu 1000 m. Alle andern Geschiebe, die mehr vereinzelt und in verschiedener Lage von 1250—1340 m vorkommen, deuten eine Ablagerung in der Riss-Eiszeit an. Damals sollte der Rhonegletscher nach Baltzer die Linie Gurnigel-Napf eingenommen haben,[5]) was hiermit bekräftigt wird.

3. Zwischen Plaffeien und Bern.

Zwischen Plaffeien und Bern befindet sich eine ausgeprägte Zone von Ufermoränen; dieselben sind im Maximum der Würm-Eiszeit vom Rhonegletscher abgelagert worden. Zahlreich sind Valorsineblöcke und Urgesteine in Moräne bei Berg nördlich Plaffeien Punkt 936 m. Rhonegletschermoränen ziehen sich nördlich von Brünisried über Aegerten, Gutetanne und Holzgasse. Bei Brüggla ist Deltaschichtung aufgeschlossen. Zwei Wälle streichen gegen Ob.-Maggenberg 901 m. 2,5 km südwestlich von Schwarzenburg treten bedeutende Wälle mit nordöstlicher Richtung auch auf das rechte Senseufer über. Der süd-

---

1) Beiträge XVIII, S. 250.
2) a. a. O., S. 431.
3) a. a. O., S. 432.
4) a. a. O., S. 431.
5) Beiträge XXX, S. 143 und 130.

östlichste Wall zieht von Heitersbühl im Bürgerwald gegen die Waldgasse (Punkt 890), dann über Ob. Almendhubel zu Punkt 872, wo Molasse im Liegenden erscheint. Hier fliesst der Almendbach in einem breiten Tal mit Torfbildung und Moos, auf dessen rechter Seite Moräne sich über Molasse bei Galgenzelg gelagert findet wie bei Zelg; sie endet östlich Liesern bei Furren. Hier knüpft sie sich an das Schotterfeld von Elisried in 800 m, das sich mit 10 ‰ Gefälle nach Osten senkt. Bei seiner Aufschüttung wurde ein alter Bachlauf bei Kehrenweidli ausgefüllt. Ein zweiter Wall beginnt bei Kohlersacker, streicht über Schwarzenburg gegen Punkt 824 und Buggenried, mehrmals vom Burgbach durchschnitten.

Ein bis 40 m mächtiger Wall lässt sich von Amselboden weg über Punkt 824 und 816 hin verfolgen; er endet auf dem Molassesockel bei der Wahlernkirche. Auf dem linken Senseufer liegt Erratikum bei Herrgarten, mächtig am Schwemmihubel und unbedeutender auf den Hügeln 784, 780 und 765. Dann setzt sich ein Wall rechts von der Sense von Helfenstein gegen Hubel und Scheuer fort. 2,5 km nördlich von Schwarzenburg liegt bei Helfenberg und Nüchtern Moräne auf Molasse.

Zwischen Schlössli und der Ruine Grasburg findet sich geschottertes Erratikum, und solches lässt sich nach Norden hin über Niedereichi in 732 m, Fienel 720 m, Aekenmatt 660 m, Riedburg 662 m und Unter-Mittelhäusern 620 m hin an Hand von Aufschlüssen und Schotterterrassen verfolgen. Es zeigt aber kein einheitliches Gefälle, liegt auch nicht ausserhalb, sondern innerhalb der Jung-Endmoränen und ist wohl als jüngere Flussterrassen der Sense aufzufassen. Die Anlage der Bern-Schwarzenburg-Bahn erforderte vielerorts tiefe Einschnitte, und diese Aufschlüsse vom Drunggli bei Lanzenhüseren, im Schwendiholz und Buchhubel bei Aekenmatt weisen Moränen mit ausserordentlich viel Schlamm und Sand auf. Bei Mittelhüseren sind Moränen, zum Teil geschottert, in Punkt 629 und 671. Unweit Thörishaus liegt bei Schorgass am Saum des Gummenholzes Rhonemoräne in 600 m, während Aareschotter daneben in 610 m auflagert. In auffallender Weise schmiegen sich die Ablagerungen den gleichen Oberflächenformen der Molasse an, wie sie noch heute vorhanden sind. Es dürfte damals schon die Schlucht des Schwarzwassers zum grössten Teil bestanden haben, als Abflusskanal der Schmelzwässer, die teils von der rechten

Flanke des Rhonegletschers, teils von den Lokalgletschern am Nordabhang der Pfeife-Selibühlgruppe und teils von der linken Flanke des Aaregletschers herstammten. Letzterer hatte einen Lappen zwischen Gurnigel und Giebelegg, einen zweiten zwischen Giebelegg und Fultigenegg und einen dritten zwischen Fultigen und Bütschelegg nach Westen geschoben, und hier schmolzen sie ab. Aaremoräne aus der Würm-Eiszeit liegt am Gurnigel in 1109 m, an der Bütschelegg in 1050 m. Da sich nun der Rhonegletscher quer über die Schwarzwasserfurche legte, nämlich zwischen Aekenmatt und Mittelhüsären und Oberbalm, musste der Ablauf der Schmelzwässer gestaut werden. Es entstand ein See, in welchem glaciale Schotter abgelagert wurden, wie bei Elisried, ferner bei Kehrenweidli, bei der Mühle im Graben und bei Rohrbach; alle liegen unter 800 m, und nach der Verbreitung dieser Schotter besass der See eine Länge von 5—6 km.

In sämtlichen Moränen- und Schotter-Aufschlüssen des Rhonegletschergebietes zwischen Plaffeien und Thörishaus sind Hornfluhbreccie und Mocausakonglomerat die häufigsten unter den auffallenden Gesteinen. In Moränen des Aaregletschers sind Gasterengranit, Niesenbreccie und Hornfluhbreccie leitend, so am Gurnigel.

Bei Oberbalm ist in 800 m ein typischer Moränenwall des Rhonegletschers im Galgenhubel aufgeschlossen.[1]) Vereinzelt kommt hier Granit vor, der Gasterengranit ähnlich ist. Diese Moräne bildet die Grenze des Rhonegletschers von Oberbalm weg gegen Osten hin; denn man findet von hier an auf weite Strecken nackte Molasse.

Nördlich von Bern beobachtete ich Rhonegletscherblöcke am Grauholzberg bis zu 780 m hinauf. Der Aaregletscher stand hier am Bantiger etwas höher, nämlich nach Baltzer in 900 m. Ich fand typische Moräne des Aaregletschers in 850 m; die Oberfläche dieses Gletschers befand sich hier also 70—120 m höher als die des Rhonegletschers.

Im übrigen ist durchaus natürlich, dass hier der Aaregletscher höher hinaufgereicht haben muss als der Rhonegletscher; denn der letztere lag in Oberbalm in 800 m, und die Moräne bezeichnet hier den Rand der rechten Flanke eines

---

[1]) Vgl. auch A. Baltzers Karte im Beitr. XXX.

riesig grossen Inlandeises, dessen Hauptstromlinie sich in der Richtung der Seetalfurche dem Jura entlang zwischen La Sarraz und Wangen befand. Die Breite dieses Rhonegletscherarmes betrug zwischen Neuenburg und Oberbalm 40 km. Der Aaregletscher trat dagegen bei Bern aus einem verhältnismässig engen Tal von nur 10 km Breite heraus und hatte nicht die Kraft, den mächtigen Nachbar auf die Seite zu schieben, sondern wurde durch ihn teilweise gestaut und gezwungen, seine Schmelzwässer nach Nordosten und Osten hin zu senden. Lag der Rhonegletscher am Westabhang des Längenberges in 890 m bei Schwarzenburg, so lagerte damals der Aaregletscher am Ostabhang Moränen in 1050 m auf der Bütschelegg ab.

4. Zusammenfassung.

Der vorliegende unvollständige Versuch, die oberste Grenze des Rhonegletschers am Aussenrande der Freiburger Alpen zu verfolgen, führt zur Unterscheidung von zwei Eiszeiten, der Riss- und der Würm-Eiszeit.

Aus der Riss-Eiszeit stammen nur vereinzelte Blöcke, die sich am Nord- und Südabhang der Berra-Gurnigel-Flyschzone erhalten haben. Damals lag der Rand des Rhonegletschers dicht am Westabhang des Moléson; ein Gletscherlappen drang bis in den Hintergrund des Javroztales, ein anderer ins Sensetal gegen Ottenleue, und die rechte Flanke des Inlandeises schob sich in der Richtung zum Bad Gurnigel in 1300 m nach Osten hin.

Im Maximum der Würm-Eiszeit lagerte der Rhonegletscher typischen, mächtigen Moränenschutt an den Flanken der Vorberge ab, an welchen, zum grössten Teil nach der oberen Grenze der Grundmoräne, die Höhengrenze sicher bestimmt werden konnte, und zwar auf 85 km Länge.

In der Würm-Eiszeit legte sich der Rhonegletscher als gewaltiges Inlandeis quer vor den Ausgang mehrerer Alpentäler, so dass deren Lokalgletscher zum Teil gestaut und gezwungen wurden, ihren Schutt auf den Rhonegletscher abzulagern, also auf demselben abzuschmelzen, ja teilweise wurden sie auf grosse Strecken hin verschleppt. Dies war der Fall mit dem Saanegletscher, dem Aergeren-, dem Sense- und einem Moléson-gletscher, zum Teil auch mit dem Aaregletscher.

Nach Schwinden des Rhone-Eises mussten diese Lokalgletscher selbständig vorstossen, wie wir im folgenden aus-

führen möchten. Ein solcher Vorstoss ist durch A. Baltzer bereits vom Aaregletscher geschildert worden, und da die Tatsache eines postglacialen Vorstosses des Saanegletschers auch schon angedeutet worden ist, dürfte es von Interesse sein, dass sich Aehnliches von Aergeren- und Sensegletscher nachweisen lässt.

Gefälle des Rhonegletschers aus der Würm-Eiszeit.

Ort	Höhe des Eises	Entfernung	Abstand	Gefälle
Col de Jaman	1475 m			
		14 km	120 m	8,5 ‰
Niremont	1355 m			
		13 km	95 m	7,3 ‰
Montsalvens	1260 m			
		18 km	250 m	13,8 ‰
Plasselb	1010 m			
		14 km	120 m	8,5 ‰
Schwarzenburg	890 m			
		10 km	90 m	9 ‰
Oberbalm	800 m			
		16 km	20 m	1,2 ‰
Bern, Grauholz	780 m			
	Summe	85 km	695 m	Mittel 8,1 ‰

II. Interstadiale Erscheinungen im Vorland des Saanegebietes.

1. Orientierung.

Nach dem Maximum der Würm-Eiszeit zog sich der Rhonegletscher nicht ohne Pausen zurück; er machte Halte und kleinere Vorstösse, die von Penck und Brückner als Rückzugsphasen und -Stadien bezeichnet werden. Eine erste Rückzugsphase des Rhonegletschers wird nach Brückner durch Moränen am Nordostende des Neuenburgersees markiert.[1]) In der Regel werden diese Vorstösse durch Ueberlagerung von Moräne auf junge Schotter bezeugt. Nun hat Gilliéron im Gebiet der Broye, der Glane und der Saane eine Reihe von solchen Vorkommnissen beschrieben.[2]) Brückner möchte die von Gilliéron geschilderten Schotter lokalen Stauseen zuschreiben, weil es nicht gelinge, in ihnen ein System zu erkennen.[3]) Meine Beobachtungen führen nicht durchaus zum gleichen Resultat; denn vielerorts ist die Mächtigkeit der horizontal geschichteten Schotter

[1]) Alpen im Eiszeitalter, S. 558—561.

[2]) Beiträge XVIII, S. 244 und ff.

[3]) Alpen im Eiszeitalter, S. 553. Nur die Schotter bei Freiburg seien interstadial (S. 558).

eine sehr bedeutende; an andern Orten nehmen die im Niveau der Schotter oder in deren Hangendem abgelagerten Moränen Wallformen an, die an Endmoränen erinnern, und endlich dürfte es möglich sein, eine Art von System zu erkennen.

Viele von den durch Gilliéron geschilderten Vorkommnissen und einige von mir festgestellte analoge Erscheinungen befinden sich in einer Zone, die vom Genfersee weg eine nach Nordosten ausgebogene und gelappte Kurve darstellt. Diese Kurve dürfte einen etwas kleineren Stand des Rhonegletschers markieren, als er durch die Jung-Endmoränen angedeutet wird. Denn die Zone der interstadialen Erscheinungen liegt innerhalb dieser Endmoränen.

Nach dem Maximum der Würm-Eiszeit zog sich der Rhonegletscher zurück, und wo er stationär blieb, schüttete er Moränen und Schotter auf. Dann stiess der Gletscher neuerdings vor und bedeckte diese Schotter mit Moränen.

Der Aussenrand der Zone dieser jungen Bildungen zieht über Oron—Vuadens—La Roche—Marly—Giffers—Neuenegg—Thörishaus—Zollikofen—Münchenbuchsee—Hindelbank—Fraubrunnen—Rapperswil—Lyss—Solothurn.

Innerhalb dieser Zone können auch interstadiale Profile beobachtet werden in Freiburg, Murten, Kerzers, Müntschemier und Bühl bei Aarberg.

Allerdings kann es sich in den folgenden Ausführungen nur um ganz lückenhafte Andeutungen handeln, die einer weitern Untersuchung rufen. Vorläufig rechnen wir auch wallförmige Moränen, die sich innerhalb der Jung-Endmoränen befinden, zu den obigen Bildungen. Eine spätere Untersuchung müsste lehren, ob wir es nicht vielleicht mit Drumlin zu tun haben.

2. Beobachtungen in der Gegend von Freiburg.

Bei Oron werden Schotter von Moränen überlagert.[1]) Oestlich von Oron ziehen bei Châtel-St-Denis, wie ich aus Blatt XVII der geologischen Karte entnehme, ausgesprochene Wallmoränen in süd-nördlicher Richtung von Fruence gegen Semsales. Sie liegen 450 m unter der obersten Gletschergrenze. Von Semsales zieht ein langer Moränenwall nach Nordosten, dem auf 5 km die Strasse nach Vaulruz parallel geht. Westlich von Vaulruz

---

[1]) Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 448.

streichen drei flache Wälle von Le Crêt gegen Sâles und Rueyres. Zwischen denselben liegen sumpfige Torfniederungen, in denen sich zahlreiche erratische Blöcke befinden, wie westlich von Vaulruz bei les Mosses.[1]) Südlich von Vaulruz tauchen drei bis vier Moränenwälle auf, die sich in östlicher Richtung gegen Vuadens hin erstrecken. Sie enthalten viele eckige grössere Valorsineblöcke, wie bei Le Carry. Bei Vuadens hören drei Wälle plötzlich auf; der vierte und südlichste setzt sich jedoch nach Südosten bis auf 1 km vor Pâquier bei Mont Lovet fort. Er wird nördlich Part-Dieu in 920 m durch die Trême aufgeschlossen. Nördlich von Vuadens lässt sich an Hand von gekritzten Geschieben und zahlreichen grossen Valorsine- und Molasse-Konglomeratblöcken Rhonegletschermoräne dem Südostfuss des Gibloux entlang verfolgen, von en Salletaz-d'avaux bis Marsens.[2]) Hier gewinnen die Moränen Wallform. So durchschneidet die Strasse zwischen Vuippens und Avry devant Pont fünf deutliche Wälle. In diesen Moränen fand ich auch Saanegeschiebe. Westlich von Marsens werden in 900 m bei Chamufens Schotter von Moräne überlagert.[3])

Nördlich und östlich von Vuippens ist durch die Sionge und die Saane über 30 m mächtige Rhonegletschermoräne aufgeschlossen, die bis ins Niveau der beiden Gewässer hinabreicht, so bei Le grand Clos in 665 m und bei Hauteville an der Saane bei 645 m. Diese Moränenmassen werden von jüngeren Schottern des Saanegletschers überlagert. (Vgl. Taf. I, Fig. 1.)

Am Hügel von Champotey liegen zahlreiche Valorsineblöcke[4]); besonders auffallend sind solche bei Au Praz-Jean, von denen die meisten über 1 m^3 und eckig sind, zwei aber eine Schliffläche mit deutlichen Schrammen aufweisen.

Westlich von Villarvolard ist im Niveau der Saane in 660 m Rhonegletschermoräne von 10—15 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Auf ihr liegt verfestigter Schotter mit Rhonegletschergeschieben. Er wird von Saanegletschermoräne überlagert und ist etwa 50 m mächtig.[5])

---

[1]) Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 451.

[2]) Auch Gilliéron erwähnt diese Blöcke, S. 230.

[3]) Gilliéron, Beträge XVIII, S. 230.

[4]) Sie werden auch von Gilliéron erwähnt. Beiträge, Lieferung XVIII, S. 243 und 433.

[5]) Vgl. Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 244.

Bei Villarbeney, 1 km südlich von Villarvolard, ist im gleichen Niveau wie die verfestigten Schotter des Rhonegletschers geschichtete, schlammige Moräne des Saanegletschers an der Saane bis zum Wasserspiegel hinab aufgeschlossen. Sie ist etwa 40 m mächtig und wird von ungeschichteter, sandiger Lokalmoräne überlagert, auf der südlich von Villarbeney verfestigte Kalkschotter liegen. Nördlich von Villarvolard treffen wir bei Hauteville im Hangenden lose, grobe Schotter des Saanegletschers, darunter sehr schlammige Kalkmoräne und im Liegenden typische Grundmoräne des Rhonegletschers an. Die schlammhaltige geschichtete Moräne des Saanegletschers von Villarbeney scheint mit derjenigen von Hauteville in Zusammenhang zu stehen. (Vgl. Taf. I, Fig. 1.) Diese geschichteten schlammigen Massen, die ein nördliches Fallen von 8—10° zeigen, und die Schotter müssen abgelagert worden sein, als der Rhonegletscher am Verschwinden war, seine Moränenmassen aber eine Stauung der Gewässer bei Hauteville verursachten.

Höher hinauf als die Saanegletschermoräne von Villarvolard geht dort am Westabhang des Bifé Rhonemoräne bis 840 m bei Le Perrex.

Am Ausgang des Jauntales liegt Saanegletschermoräne bei Crésuz in 1000 m. Dies zeigt, dass der Saanegletscher gestaut und gezwungen worden sein mag, auf den Rhonegletscher zu fliessen, als dieser bis zu 840—900 m hinauf das Becken von Bulle bedeckte.

Ganz ähnlich gestaltet sich eine Erscheinung auf der linken Seite des Saanegletschers, westlich von Greyerz, am Ostabhang des Schimberges. Daselbst zieht sich in 970—980 m ein Moränenwall des Saanegletschers von Le Mont über Les Eccovayes zu Les Pas (Punkt 982) hin. Von hier ab geht die Moräne in die Ablagerungen des Rhonegletschers über, wie gegen Mont Lovet in 931 m.

Nördlich von Villarvolard finden sich Ablagerungen des Rhonegletschers zwischen Hauteville und Corbières; hier ist östlich von der Strasse Moräne durch den R. de la Pottaz in 730 m und in 860 m aufgeschlossen; dabei liegen zahlreiche Valorsineblöcke und einige bis 3 m³ grosse Mocausaflyschblöcke. Die Moräne in 730 m ist geschichtet.

Von au Ruz bis La Roche findet man an vielen Orten Moräne. Sie zeigt bei La Roche Wallformen wie der Hügel,

auf dem die Kirche steht. Zwischen Bulle und Freiburg werden Schotter bei Corbataux von Moräne überlagert.[1])

Auf dem rechten Ufer der Saane konnte ich die Ueberlagerung der Schotter durch Grundmoräne zwischen den beiden Drahtbrücken in Freiburg noch 1905 beobachten, genau wie sie schon Gilliéron beschrieb.[2])

Von ganz besonderem Interesse ist die wallförmige Moräne «Monticule» Punkt 661 im Pérolles auf dem linken Saaneufer. Unmittelbar nördlich von der Moräne reicht 20 m mächtiger Schotter bis zu 640 m empor; offenbar wird er von Moräne bedeckt.

Bei Marly-le-Grand erscheint nach der geologischen Karte Schotter im Niveau der Aergeren in 620 m, Moräne in 700 bis 740 m.

Oestlich von Marly beobachtete ich unweit Giffers geschotterte Moräne mit zahlreichen über 1 m^3 grossen Blöcken (Gneiss und Mocausakonglomerat) in 737—755 m, südlich davon 40—50 m mächtige Schotter in 680—730 m.

Ausgesprochene Moränen von Hügelform ziehen sich zwischen Tafers, Düdingen und Schmitten hin. Sie bergen viele vertorfte Seebecken und Sümpfe, wie bei Bäriswil, Lanthen und Ueberstorf. Nördlich von Ueberstorf ist in 630 m ein Moränenhügel bei Grossried aufgeschlossen, der nur typische Rhonegletschergesteine enthält.

3. Beobachtungen in der Umgebung von Bern.

Die folgenden Beobachtungen erstrecken sich auf einen Halbkreis mit ungefähr 14 km Radius von Bern aus; die Endpunkte sind Bramberg, Rapperswil und Hindelbank. In diesem Gebiet liegen reine Rhonemoränen; dann Rhonemoränen mit vereinzelten Aaregeschieben; dann Aaremoränen mit vereinzelten Rhonegeschieben; Aareschotter von Rhonemoräne überlagert; Aareschotter von Aaremoräne überlagert; endlich nur Aareschotter. Reine Rhonegletschermoräne ist bei Brüggelbach aufgeschlossen in 590 m, in Punkt 525 bei Grossaffoltern und in Punkt 548 bei Deisswil; ferner bei Weissenstein, Oberlindach und bei Ortschwaben. Aareschotter wird von Rhonemoräne beim Schulhaus Bramberg und nordöstlich davon in

[1]) Beiträge XVIII, S. 452, Gilliéron.

[2]) Beiträge XVIII, S. 454, 1887.

Punkt 637 überlagert; ferner bei Zollikofen im Graben; bei Bremgarten in Kauzen und Schwanden; im Buchli bei Murzelen; in Punkt 593 Uedelifeld bei Münchenbuchsee; bei Grächwil und in grossartiger Weise in Punkt 604 bei Schüpfen; dann in Punkt 633 Surenhorn und Hagenfeld bei Kosthofen; bei Wiggiswil und Zuzwil und endlich ganz ausgezeichnet bei Rapperswil. Aelterer Aareschotter in Punkt 691 von Meikirch tritt in Gemeinschaft von Rhonemoräne auf. Ueberall haben die Schotter grössere Mächtigkeit als die Moränen und sind zum Teil verfestigt.

In gleicher Weise sind Aareschotter ausgebildet, die von Aaremoräne überlagert werden, wie im Forst oberhalb Neuenegg in Punkt 615; Punkt 639 bei der Landgarben; in 620 m bei Eichholz; Punkt 622 bei der Heitern; Punkt 634; in 640 m südlich Holzacker; in *z* von Thumholz; nördlich Punkt 655 bei Matzenried; in 610 m bei Oberwangen; Punkt 589 bei Niederwangen; in 540 m bei Neuenegg; ferner an der Aare bei der Neubrück[1]) und bei Reichenbach (Lüfteren).

Zwischen Bümpliz und Thörishaus sind Schotter des Aaregletschers an den Abhängen des Trockentales aufgeschlossen, so in Punkt 605 Rehhagwald; Punkt 604 Ried; Punkt 578 bei Niederwangen am Rand des Schwendiwaldes; zwischen Stutz und Wolfsgalgen in 590—600 m bei Oberwangen; in 610 m bei Schorgasse, hier Rhonemoräne überlagernd; beim Bahneinschnitt von Thörishaus in 580 m. Ferner in Punkt 573 Gschuntenhubel im Bremgartenwald.

Rhonegletschermoränen enthalten vereinzelte Aaregesteine, so nördlich von Bern gegen Hindelbank zu wie bei Zollikofen im Schweizerhubel und am Aegelsee, der Schäferei, bei der Station und in Punkt 561 Lochrüti; ferner im Sand, bei Schönbühl und im Grauholz in Punkt 618; dann in der Moränenlandschaft zwischen Münchenbuchsee, Kirchlindach und Zollikofen. An diese Moränen unterhalb Schönbühl und Jegenstorf schliesst sich ein weites Schotterfeld, wie auch die geologische Karte Blatt VII von 1904 nach Aufnahmen von E. Kissling 1904 angibt; schon die Moränen wie im Sand und bei Schönbühl sind stark geschottert und sandreich. Aus diesem Grunde auch ist an Grundmoränenlandschaft hier nicht zu denken, sondern sie deuten eine Ablagerung am Gletscherrande an.

---

[1]) Vgl. auch Baltzer, Beitr. XXX, S. 116.

Mächtige Aaregletschermoräne ausserhalb der von Baltzer geschilderten Endmoränen von Bern enthalten vereinzelte Rhonegeschiebe, so bei Bolligen; im Steinibach bei Zollikofen; Punkt 572 in der Enge von Bern; zwischen Köniz und Gasel im Bannacker; bei Schlieren und im Hubel. Da an mehreren Orten deutliche Wallformen vorkommen, ist eine spätere Bedeckung durch Gletscher nicht wohl denkbar. Vielmehr müssten diese Moränen vom Aaregletscher vor dem Vorstoss von Bern abgelagert worden sein, als er zum Teil noch mit dem Rhonegletscher in Beziehung stand, dessen eine Zunge bis Hindelbank und Schönbühl reichte.

4. Beobachtungen im Seeland.

Im Seeland konnten zwischen Kerzers und Solothurn innerhalb der Jung-Endmoränen typische Rhonemoränen beobachtet werden, die an einigen Orten auf Schottern, an andern auf Molasse lagern. In den Schottern finden sich sowohl Rhone- als auch Aaregeschiebe, wie ich im Gegensatz zu Aeberhardt[1]) betonen möchte.

Solche interstadiale Schotter liegen im Baggulwald östlich und bei Grentschel in Punkt 476 und 505 nordöstlich von Lyss; in Punkt 481 bei Busswil; in Punkt 451 bei Büetigen; in 520 m beim Knuchelhaus südlich von Diessbach; in Punkt 471 bei Nennigkofen und in Punkt 462 bei Lüsslingen; in Punkt 484 Wolfberg und in Punkt 520 Hinterholz südlich von Bargen; in 470 m östlich von Fräschels; bei Kallnach in 490 m im Haseneggen; in Punkt 486 nördlich und in Punkt 492 östlich von Kerzers; in Punkt 454 westlich und Punkt 459 östlich von Müntschemier; bei Treiten im Engrain; bei Finsterhennen im Pfaffenhölzli; in Punkt 448 nördlich von Siselen; in Punkt 447 östlich von Hagneck in beiden Aufschlüssen; von Punkt 470 südwestlich von Walperswil bis zu Punkt 483 nordöstlich von Bühl ist die gleiche Lagerung: ein ausgeprägter Moränenwall deckt horizontale Schotter; so auch bei Petinesca am Jensberg.

Rhonegletschermoräne liegt über Molasse sowohl am Nordwestabhang des Frienisberges als auch am Bucheggberg und Jensberg—Büttenberg—Rücken; so z. B. bei Ruchwil in 600 bis 680 m; in Punkt 566 bei Ostermanigen; in Punkt 591 bei

---

[1]) Note sur le quaternaire du Seeland. Arch. des Sc. phys. et nat. XVI. 1903, S. 71—101, und Brückner, Eiszeitalter, S. 561.

Salvisberg; in Punkt 491 und 498 bei Radelfingen; in Punkt 546 bei Lobsigen und an der Rappenfluh; in 720 m nördlich von Wahlendorf; zwischen Sutz und Ipsach beim Riesengut; in Punkt 528 bei Gerolfingen; im Riedhölzli bei Mörigen.

Rhonemoräne in Wallform lässt sich von Grenchen weg über Selzach bis Solothurn hin verfolgen, wo sie endet. Diese Wallformen treten deutlich auf zwischen Busswil und Lüsslingen; ferner bei Büren und Leuzigen. Zwischen Pieterlen und Meinisberg quert eine solche das Tal; aber sie ist etwas verschwemmt.

5. Ergebnisse.

Suchen wir die aus obigen Angaben hervorgehenden Erscheinungen genetisch zu gliedern. Zwar bereiten die verschiedenen Höhen der Schotter und Moränen vielerorts Schwierigkeiten; aber vielleicht lassen sich folgende Vorgänge feststellen:

Nach orographischen und petrographischen Verhältnissen zu schliessen, hatten sich die Gletscher nach dem Maximum der Würm-Eiszeit weit zurückgezogen, der Rhonegletscher etwa bis Moudon und in das Neuenburgerseebecken, aber doch nicht bis ins Becken des Genfersees, wie Aeberhardt meint (a. a. O.), der Aaregletscher etwa bis Bern. Von beiden Gletschern brachten die Schmelzwässer Schottermaterial und schütteten ausgedehnte Sandr auf. Die Bäche des Rhonegletschers flossen in der Seetalfurche nach Nordosten. Vom Aaregletscher weg strömten dagegen zahlreiche Bäche fingerförmig auseinander, nach Südwesten gegen Thörishaus und Neuenegg und über den Forst; nach Westen gegen Kerzers; nach Nordwesten gegen Schüpfen und Lyss; nach Norden und Nordosten gegen Rapperswil und Hindelbank. Demgemäss legte sich ein ausgedehnter Schotterkegel vor das Gletscherende, Talfurchen und Senken ausfüllend und sich mit den Rhoneschottern im Seeland vermischend.

Darauf folgte ein erneuerter Vorstoss, in welchem diese Schotter mit Moränen bedeckt wurden; der Rhonegletscher drang in mehreren Zungen vor, von denen die längste Solothurn erreichte; eine kürzere endete zwischen Jura und Büttenberg bei Pieterlen; eine breitere stiess bis Hindelbank und Schönbühl vor. Am Ostrand dieser Zunge schob sich ein Gletscherlappen in die Niederung von Bulle gegen La Roche, ferner gegen Marly und Giffers vor. Der Aaregletscher breitete sich gegen Köniz, Matzenried, Bümpliz, Zollikofen und Bolligen aus, überall sich

mit dem Rhonegletscher berührend. Der Frienisberg, der Büttenberg und der Gibloux ragten als Nunatakr auf.

Brückner hat die beiden äussersten Endmoränen des Rhonegletschers auf einem Kärtchen bereits angedeutet,[1]) nämlich die von Solothurn und die von Hindelbank. Es sind Moränen der Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit; gestützt darauf kann man diesen Vorstoss als erste Rückzugsphase der Würm-Eiszeit bezeichnen.

Damals war der Saanegletscher noch verhindert, selbständig in die Ebene vorzustossen; er wurde vielmehr vom Rhonegletscher noch mitgeschleppt, wie die Verbreitung der erratischen Blöcke vermuten lässt. Erst aus späterer Epoche datiert die selbständige Entwicklung des Saanegletscher-Endes.

Zweiter Teil.

Die eiszeitlichen Gletscher der Hochalpen des Saanegebietes.

Von den in unserem Gebiet heute noch vergletscherten Hochalpen weg flossen im Maximum der Eiszeiten bedeutende Eisströme durch die Ketten der Voralpen hindurch und ins Vorland hinab; dort verschmolzen sie mit dem Rhone-Inlandeis. Später zeigten diese Gletscher eine selbständige Entwicklung. Die Eismassen gelangten durch zwei Täler aus dem Innern der Alpenzone heraus, durch das Saanetal und das Ormonttal, und in denselben finden sich auch die Spuren jüngerer Stadien. In ihrem Ursprungsgebiet liegen die Schuttmassen anderer Hochalpengletscher, die erst in den jüngsten Phasen der Eiszeit selbständig endeten; es sind der Lauenengletscher und der Oldengletscher.

I. Der Saanegletscher.

Nachdem wir im Vorland und am Aussenrand des Saanegebietes Spuren des Rhonegletschers der Riss-Eiszeit, aus dem Maximum der Würm-Eiszeit und, wie wir anzunehmen geneigt

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 497.

sind, auch aus der ersten Rückzugsphase festgestellt haben, gehen wir zur Betrachtung des eiszeitlichen Saanegletschers über und beschäftigen uns vorerst mit der obern Gletschergrenze.

1. Obere Grenze des Saanegletschers.

a. Moränen.

Am Nordabhang der Hornfluhgruppe beobachtete ich in Lokalmoräne vereinzelte Blöcke von Flyschbreccie aus der Etivaz-Niesenzone, so bei Oeschseite in 1230 m, bei Klein-Saanenwald in 1470 m und in 1380 m, bei Gross-Saanenwald in 1460—1480 m. Bei Richenstein wird Saanegletschermoräne in 1400—1450 m von Lokalmoräne überlagert, die bis 1500 m hinaufreicht. Am Rinderberg liegen Flyschblöcke in 1512 m. Am Westabhang der Hornfluh ist Moräne bis 1700 m hinauf erschlossen; sie hat aber lokalen Charakter. Jedenfalls reichte Saanegletschereis hier bis 1600—1700 m hinauf, wie auch aus den runden Formen der Bergrücken wie Eggli und Windspillen hervorzugehen scheint.

Südlich von Flendruz fand ich bei der Hütte Cananéen in 1600 m deutlich gekritzte dunkle Kalke. Da das Anstehende hier aus Hornfluhbreccie und Couches rouges besteht, ist die Ablagerung dem Hauptgletscher zuzuschreiben, um so mehr als keine Firnnische vorhanden ist, die einen Lokalgletscher hätte bergen können.

Durch den mächtigen Saanegletscher gestaut, haben seine linken Zuflüsse Moränen abgelagert, deren obere Grenze indirekt die Höhe des Hauptgletschers angibt, so der Etivazgletscher in 1500 m bei Entre deux Cornets[1]) und der Hongringletscher am Col de Jaman in 1450 m.

Südwestlich von Château-d'Oex steigt Saanegletschermoräne in grosser Mächtigkeit am Sonlemont von 1000 m bis zu 1250 und bis zu 1470 m hinauf. Hier in 1470 m walten Lokalgesteine vor.

Direkte Ablagerung des Saanegletschers erreicht in einem bedeutenden Aufschluss am Ostabhang der Dent de Lys bei Theraulaz du milieu eine Höhe von 1400 m. Auf Saanegletschermoräne liegt hier 20—30 m mächtiger Lokalgletscherschutt, charakterisiert durch helle Kalkgeschiebe. Eine seitliche Ausstülpung des Saanegletschers erfüllte das Tälchen der Marivue

---

[1]) Vgl. Schardts Karte, Beitr. XXII, 1887.

oberhalb Albeuve bis zu 1340 m mit mächtigem durch Hornfluh- und Etivazflyschbreccie gekennzeichnetem Moränenschutt[1]) und in gleicher Weise auf der rechten Talseite südöstlich von Grandvillard bei Fenils-derrey bis 1300 m. Schöne Aufschlüsse von geringeren Dimensionen steigen ob Villars-sous-Mont bis 1280 m.[2])

Im Quellgebiet des Afflon, eines Baches, der südlich von Enney in die Saane mündet, fand ich Grundmoräne bis zu 1200 m hinauf aufgeschlossen. Dieselbe besteht in der oberen Partie hauptsächlich aus hellen Kalkgeschieben, die undeutlich gekritzt und gescheuert sind. Vereinzelt treten dunkle, schön polierte Kalkgeschiebe auf. Erst in 1100 m fand ich Etivazbreccie.

Auch westlich von Enney gehen Aufschlüsse nur bis 1200 m hinauf bei Les Pantets. Westlich von Greyerz mündet vom Moléson her die Albeuve. Diese schliesst in 1180 m Moräne auf, die talwärts in immer grösserer Mächtigkeit auftritt und andeutet, dass wohl das ganze Tälchen bis zu 1200 m hinauf verbaut worden war. Auffallend zahlreich sind hier grosse Blöcke von Hornfluhbreccie. Am Ausgang des Tälchens der Albeuve fand ich Etivazbreccie und gekritzte Geschiebe bei Les Fossys in 1225 m und 1 km nördlich davon bei Le gros Schimberg in 1200 m.

Auf der rechten Talseite östlich von Grandvillard geht Moräne bei Fenils-derrey, wie erwähnt, bis 1300 m hinauf. Sie enthält vorzugsweise Flyschsandsteine, schwarze Jura- und rote Kreidekalke. Nördlich von Grandvillard beobachtete ich oberhalb Estavannens Moräne in 1180 m bei Les Perreyres; dagegen fand Gilliéron hier Erratikum in 1250 m.[3]) An der Dent de Broc bemerkte ich am Nordabhang bei Grosses Sciernes in 1300 m gekritzte und gerundete helle Kalke; da sie nicht einem Lokalgletscher zugeschrieben werden können, weil eine Firnmulde und Moränenwälle fehlen, halten wir sie für Erratikum des Saanegletschers. Wir fanden typische Rhonegletschermoräne am Montsalvensmassiv in 1260—1270 m; Erratikum in dieser Gruppe bei Le Cours in 1300—1320 m enthält nur Kalkgeschiebe und Etivazbreccie.

---

[1]) Schardt hält ihn mit Unrecht für Moräne des Lokalgletschers, Beiträge XXII, Seite 331.

[2]) Auf der geolog. Karte, Bl. XVII, ist von allen angeführten Vorkommnissen nur dies gezeichnet.

[3]) Beiträge XVIII, S. 228.

b. Ergebnisse.

Der Saanegletscher hat bis zu einer Höhe von durchschnittlich 600 m über der Talsohle typische Grundmoräne abgelagert, die scharfgekritzte, gut polierte und gerundete Geschiebe, in richtigem Gletscherschlamm gebettet, aufweist; vereinzelte eckige Blöcke fehlen nicht. Wie Brückner ausführt, kann für den Rhonegletscher die oberste Grenze der Vereisung, die er der Riss-Eiszeit zuschreibt, nur mittelst vereinzelter erratischer Blöcke festgestellt werden.[1]) Nirgends sind frische Moränen an den Bergabhängen aus dieser Zeit vorhanden. Da nun alle dem Saanegletscher zugeteilten obersten Ablagerungen aus echter frischer Moräne bestehen, deren obere Grenzhöhen sehr gut miteinander übereinstimmen, zweifeln wir an ihrem jugendlichen Alter nicht und verweisen sie in die Würm-Eiszeit.

Nirgends hat der Saanegletscher seinen Schutt an den Gehängen als Wallmoräne aufgeschüttet, weil die Abhänge im grossen und ganzen sehr steil sind und weil die Ablagerung teils in Seitentälern, teils an Gehängen oberhalb der Schneegrenze geschah.

Interessant ist die Zusammensetzung der Moränen, die zeigt, dass der Saanegletscher im Maximum der Würm-Eiszeit Zuflüsse von den ihn bis Bulle umgebenden Bergketten erhielt. Diese seitlichen Gletscherzungen sind auf den Hauptgletscher geflossen, wie dies Brückner im Salzachgebiet vom Schalfferner gezeigt.[2]) So markieren sich die Gletscher der Lyskette mit ihren hellen Kalken sehr scharf in den Aufschlüssen am Afflon und ebenso die westlichen Hängegletscher der Vanilnoirkette. Flyschsandsteine der Hundsrückzone kommen bis Grandvillard vor.

Ein Arm des Saanegletschers floss über die Saanenmöser dem Simmengletscher zu. Diese Erscheinung ist eine Wiederholung des gleichen Vorganges, welcher durch Baltzer[3]) und Brückner[4]) vom Aaregletscher beschrieben wurde, der über den Brünig geflossen ist.

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 282 und 550.

[2]) Vergletscherung des Salzachgebietes, 1886, S. 25.

[3]) Beiträge XXX, Der diluviale Aaregletscher, Bern 1896, S. 130 und Karte XVII.

[4]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 539, 542, 575.

Auffallend macht sich die Stauwirkung des Rhonegletschers geltend, der über dem Becken von Bulle, wie früher erwähnt, in 1260 m stand und so den Saanegletscher zwang, mächtiges Moränenmaterial, das dieser nicht talabwärts tragen konnte, in die seitlichen kleinen Täler zu schieben, die sich gegen das Haupttal öffnen. Solche Tälchen, wie das der Marivue oder der Albeuve, hätten zum Teil dem Hauptgletscher kleine Seitengletscher zugeführt, da ihr Talhintergrund sich weit über die würmeiszeitliche Schneegrenze erhebt, wenn nicht gewaltsam der Ausgang mit Hauptgletscherschutt verbaut worden wäre, was sich zum Teil durch die Stauwirkung erklären lässt.

Am Ausgang des Saanetales war der Saanegletscher genötigt, seine obersten Eismassen auf den Rhonegletscher zu schieben. Dabei wurde erratisches Material aus dem Saanegebiet durch den Rhonegletscher weit ins Vorland verfrachtet, wie ich bei Giffers, Schwarzenburg, Thörishaus und Zollikofen beobachten konnte, wo sich Hornfluhbreccie und Mocausakonglomerat in Gesellschaft von Gabbro und Valorsinekonglomerat befinden.

2. Der selbständige Saanegletscher bei Bulle.

a. Orientierung.

Nach den im Vorland gemachten Beobachtungen geht hervor, dass der Saanegletscher im Maximum der Würm-Eiszeit und in der ersten Rückzugsphase durch den mächtigen Rhonegletscher in seiner selbständigen Entwicklung gehindert war.

Da nun die eiszeitlichen Gletscher noch in einer zweiten Rückzugsphase einen kleinen Vorstoss oder Halt machten, ist anzunehmen, dass damals der Saanegletscher die Endmoränen in der Niederung von Bulle aufwarf, die Gilliéron beschrieben und die Brückner als Rückzugsmoränen gedeutet hat, wie eingangs gesagt wurde. Diese Tatsache soll im folgenden Abschnitt ausführlicher besprochen werden; derselbe handelt zunächst vom ehemaligen Gletscherbett, dem Zungenbecken, sodann von den Ablagerungen des alten Gletschers.

b. Das Zungenbecken des Saanegletschers.

Wie eingangs angedeutet, fliesst die Saane vom Knie bei Montbovon in nördlicher Richtung auf 10 km in dem breiten Synklinaltal, das bei Greyerz im Norden durch die durchschnit-

tenen Kalkketten riegelförmig abgeschlossen wird, zwischen denen der Fluss in 694 m in schmalem Bett hindurchfliesst.[1])

Auf grosse Strecken pendelt der Fluss im Gebiet der Synklinale in breiter Niederung zwischen diluvialen Schottern hindurch; an andern Orten hat er sich tief in anstehenden Fels (obere Kreide) eingeschnitten.

Dieses breite Tal ist aber zum Teil ein reines Erosionstal; denn wie auch aus Schardts Profilen ersichtlich ist, werden die sekundären Falten der Kreide durchschnitten; dies tritt namentlich südlich von Grandvillard deutlich hervor.[2]) Hier macht sich auf 1 km Breite und 2,2 km Länge ausgezeichnete Rippung im Streichen des Haupttales geltend. In der Synklinale steht südwestlich von Montbovon und nördlich von Estavannens Flysch an. Dieser scheint im eigentlichen Saanetal auf breite Flächen hin erodiert worden zu sein, während die härtern Bänke der obern Kreide der Abtragung grösseren Widerstand entgegengesetzt haben.

Die mittlere Erhebung der Kreidefelsrippen beträgt 824 m, das ist 80 m über dem Flussniveau. Aehnliche Erscheinungen treten auf dem linken Ufer bei Sciernes auf. Diese Felshügel zwischen Grandvillard und Sciernes sind typische Rundhöcker. Bei Anlage der Greyerzer-Bahn 1904 konnte an vielen Aufschlüssen beobachtet werden, dass die unregelmässig steil und senkrecht gestellten Schichten glattweg abgeschnitten sind, so dass das Ganze sanft gerundete Buckel bildet.

Bei der Mündung des Hongrin hat das Saanetal eine Breite von 750 m, und bis Grandvillard wächst sie auf 1750 m. Wir bezeichnen das Talstück zwischen Montbovon und Greyerz als das Becken von Grandvillard im Gegensatz zur Niederung von Bulle, die sich nördlich des Riegelberges von Greyerz ausbreitet. Dieses nördliche Becken wird im Südwesten von den sanften Abhängen der Molésonflyschvorberge, des Schimbergs und der Alpettes, im Nordwesten vom Gibloux und im Osten vom Berramassiv umschlossen.

Aus dem Becken von Bulle führen drei Ausgänge nach dem Mittelland hin, nach Westen, Norden und Nordosten, die alle zunächst sanft ansteigen und eine Wasserscheide besitzen, die

---

[1]) Vergl. Schardt, Beitr. XXII, S. 335.

[2]) Beitr. XXII, Tafel XVI, Fig. 4 und 6.

viel höher liegt als die Saane östlich von Bulle. Der nördliche, breiteste Talausgang, der eine Schwellenhöhe von 791 m hat, wird von der Saane von Pont la Ville an abwärts in 120—150 m tiefer, schmaler Erosionsschlucht durchschnitten. Von Westen her fliesst bei Vaulruz zwischen Gibloux und Les Alpettes die Sionge dem Saanebecken zu, den Nordabhang der Alpettes entwässernd. 1 km nordwestlich von Vaulruz liegt die Wasserscheide in 843 m. Unmittelbar südlich von Pont la Ville mündet von Nordosten her die Serbache in die Saane, indem sie einem blinden Tal folgt, dessen Wasserscheide in 806 m liegt. Die beiden breiten Talfurchen der Sionge bei Vaulruz und der Serbache bei La Roche sind Talwasserscheiden.

Ausser der Sionge und der Serbache strömen noch andere Gewässer im Becken von Bulle zusammen, so von links die Trême und die Albeuve und von rechts der Jaunbach. Die Trême dürfte ursprünglich über Vuadens der Sionge zugeflossen sein. Heute zeigt sie einen zentripetalen Lauf, indem sie bei Bulle nach Osten und sogar nach Südosten umbiegt und zwischen Epagny und Broc der Saane zufliesst, nachdem sie unmittelbar oberhalb ihrer Mündung die Albeuve vom Nordabhang des Moléson und zahlreiche Bäche vom Schimberg aufgenommen hat. Der Jaunbach mündet in enger Schlucht bei Broc in einem Niveau von 680 m, während der breite Talausgang des Jauntales sich in 810 m befindet. In mehreren Windungen führt die Strasse von Broc die 130 m hohe Stufe empor.

Das Becken, dessen Breite bei Bulle 6,5 km beträgt, zeigt eine wellige Oberfläche, die durch flache Moränenwälle und gerundete Felshügel belebt wird. Ungefähr in der Mitte der Niederung erhebt sich der Flyschhügel von Morlon zu 826 m, und 2,5 km nördlich taucht aus dem sich zuspitzenden Becken der Molasse-Sandsteinhügel von Champotey zu 810 m auf. Verbindet man die drei Einzelerhebungen, den Riegel von Greyerz und die Rundhöcker von Morlon und Champotey, durch eine Linie, so wird die Niederung in zwei Längshälften geteilt, die sich durch ihre Sohlenhöhe unterscheiden. Die westliche Hälfte, in der die Orte Pâquier, Tour-de-Trême, Bulle, Riaz und Echarlens liegen, hat eine mittlere Höhe von 750 m. Die östliche Hälfte wird der ganzen Länge nach von der Saane durchflossen, die zum grössten Teil in mehr als 1 km breiter Alluvial-Ebene fliesst, deren mittlere Höhe 675 m beträgt. Diese Alluvial-

Ebene ist auf der Ostseite der ganzen Länge nach von einer Schotterterrasse mit Steilabfall begrenzt, auf der die Dörfer Broc, Botterens, Villarbeney, Villarvolard, Corbière und Hauteville liegen.

Denkt man sich die Saaneschlucht bei Pont la Ville zwischen Bertigny (793 m) und Au Bry (791 m) auf eine Entfernung von 1,5 km geschlossen und die Saane bis 791 m gestaut, so würde ein 20 km langer See entstehen, der bei Bulle 6 km breit wäre und dessen Wasser bis Albeuve reichte. Der See wäre bei Hauteville 146 m tief. Aus dem Seespiegel müssten drei Inseln sich 20—35 m erheben: der Riegel von Greyerz und die Hügel von Morlon und Champotey. Wir haben hier also ein Zungenbecken vor uns, und in demselben müssen wir das Ende des nach dem Maximum der Würm-Eiszeit selbständig vorstossenden Saanegletschers suchen.

c. Die Endmoränen um Bulle.

Die Oberflächengestaltung im Gebiete der Endmoränen war entscheidend für die Art ihrer Ablagerung. Am Ausgang des breiten, stufenförmig mündenden Jauntales sind an mehreren Stellen bis 50 m hohe mächtige Moränenmassen aufgeschlossen, die sich als einheitliche Bildung bis zur Mündung des R. de Motélon mehr als 2 km weit zu 860 m hin erstrecken. Hornfluh- und Etivazbreccien, die bei Favaulaz vorkommen, kennzeichnen sie hier als Grundmoräne des Saanegletschers, der bei Broc eine Mächtigkeit von 180 m besass, denn seine Sohle lag in 680 m.

Im Becken von Bulle bewirkte der Hügel von Morlon eine Teilung des Gletscherendes; daher kam es zur Bildung von zwei Systemen konzentrisch angeordneter Moränenwälle, entsprechend der Ost- und Westhälfte der Niederung.

In der östlichen Partie zieht ein nordwestlich streichender, flacher Wall über Villarvolard und bildet das Hangende der erwähnten interstadialen Schotter, ebenso wie 300 m südlich ein zweiter, der namentlich im Bachaufschluss von En Crochy typische Saanegletschergrundmoräne zeigt. Südlich von Crochy wird bei Punkt 726 durch den R. de Chaux ein dritter flacher Wall aufgeschlossen, dessen Struktur an der Strasse bei Les Cuéroz und südlich Villarbeney sichtbar ist. Diesen rechtsseitigen Halbbogen entsprechen zwei ausgesprochene Wälle auf dem lin-

ken Saaneufer, die vom Donjon gegen En Rantoz ziehen, Punkt 737 und 742 m. Die Gletscherzunge, die bei Villarvolard in 730—740 m endete, musste 5 km südlich bei Broc eine Oberfläche von 860 gehabt haben; die Neigung am Gletscherende betrug demnach 25 ‰. Daher erklärt sich auch die Wirkung des Hügels von Morlon, der bis 826 m hinaufreicht, während hier die Gletscheroberfläche in 790 m lag. An seinem Südabhang fand ich bei Punkt 792 Moräne und bei Croix Schotter aufgeschlossen. Gilliéron zeichnet die ganze Erhebung als Moränenhügel[1]; sie musste aber schon vor dem selbständigen Vorstoss des Saanegletschers existiert haben; denn sehr wahrscheinlich besteht der ganze Sockel aus Flysch, nicht nur die Flanke, wie die Karte zeigt. Flysch steht nämlich auch auf der steilen Nordseite an. Die Moränendecke nimmt an Mächtigkeit nach oben ab.

Einheitlicher als auf der Osthälfte ist die Entwicklung des Moränensystems im westlichen Teil des Beckens, in dessen Zentrum Bulle liegt. Auf dem linken Ufer lassen sich die Endmoränen über 7 km weit verfolgen.

Ungefähr 2 km westlich von Greyerz tritt bis zu 900 m hinauf bedeutender Moränenschutt auf, der frei ist von Rhonegletschergeschieben, dagegen grössere Hornfluh- und Etivazblöcke enthält. Die Talsohle liegt hier in 730 m, so dass der Gletscher eine Mächtigkeit von 170 m gehabt haben musste. Die Moränenablagerungen sind zwischen der Albeuve und der Trême in ausreichendstem Masse durch sieben dem Nordosthang des Schimberges entströmende Bäche aufgeschlossen, die sich tief in den Schutt eingeschnitten haben.[2]

Typische Saanegletschermoräne tritt am R. de la Vaudaisaz bei Crêt à Baron in 911 m auf, senkt sich dann langsam über Les Plains zu Les Pralis und bildet südlich von der Trême einen ausgesprochenen Wall, der bei Punkt 867 die Gîte à Meyer trägt. Nördlich von der Mühle an der Trême streicht der Wall gegen Vuadens hin über Punkt 816 gegen Au Briez, wird bei Au Croset von der Eisenbahn und der Sionge durchschnitten und verflacht sich nördlich von Riaz und westlich von Echarlens in Punkt 741. Im Aufschluss bei Croset an der Sionge ist die

---

[1]) Geolog. Karte, Bl. XII, und Carte géol. der Beitr. XII.

[2]) Vergl. auch Gilliéron, Beitr. XVIII, S. 228.

Moräne sehr deutlich geschichtet. Dieser äussersten linken Ufermoräne entspricht ein weniger deutlicher Wall, der nördlich vom Hügel von Morlon mit der 20 m hohen Moränenkuppe «au Donjon» Punkt 746 beginnt, zwischen zwei Sümpfen gegen Au Montillier zieht und östlich vor Echarlens endet.

Diese äusserste Endmoräne des Saanegletschers ist sehr scharf nach aussen abgegrenzt, indem Rhonegletschererratikum überall in unmittelbarer Nähe auftritt; dies ist der Fall am Schimberg bei Mont Lovet; an der Trême westlich von der Mühle und Le Carry; bei Vuadens, wo drei nach Osten streichende Moränenwälle des Rhonegletschers in rechtem Winkel von der Moräne des Saanegletschers geschnitten werden; westlich von der Sionge bei Au Bolossy; westlich von Riaz bei En Joulin; östlich von Echarlens bei Champotey.

Innerhalb der äussersten Endmoräne des Saanegletschers lassen sich mehrere Wälle unterscheiden, die am Ostabhang des Schimbergs besonders eng gedrängt sind wie bei Fontannetaz und Montbarry. Zwischen Pâquier und Granges treten aus der dichten Scharung sechs deutliche Moränenzüge fingerförmig auseinander. Von diesen wurde der Verlauf des westlichsten bereits angedeutet; ihn übertrifft an Höhe der ihm unmittelbar östlich anliegende Wall, der südlich von der Trême in 861 m abbricht, nördlich vom Fluss in scharf ausgeprägter Wallform bei Champ-Jaquier in Punkt 825 m weiterstreicht über Dally und La Mottaz, dann nördlich vom Bahneinschnitt nach Nordost umbiegt und endlich die Sionge erreicht, die ihn durchschneidet. Ein 350 m breiter, aber flacher Moränenhügel bei Punkt 741 östlich von Riaz dürfte als rechtes Bogenstück der zweiten Endmoräne gelten.

Der dritte Wall, auf dem die Gebäude Montillon stehen, ist südlich der Trême gut erhalten, nördlich derselben aber auf 1 km Länge vollständig erodiert, und ein flacher, fächerförmig ausgebreiteter Schuttkegel liegt an seiner Stelle. Erst nördlich von der Romont-Bulle-Bahnlinie, bei Praz-Bourret, macht sich die Wallform geltend, die bei Moulin, südwestlich von Riaz, an der Sionge wieder verschwindet.

Aehnliche Verhältnisse zeigen auch zwei folgende, südlich von der Trême deutliche Moränenzüge. Unmittelbar nördlich vom Flusse gewährt die in ihrer Fortsetzung liegende schwach geneigte Ebene des Schuttkegels den Häusern von Saucens Platz, und unvermittelt erheben sich bei La Palaz die zwei Wälle, die

in sanftem Bogen gegen Riaz streichen, um sich bei En la Fin mit den Wällen von Verdel zu vereinigen.

Der vierte Wall erhebt sich bei La Palaz zu dem rundlichen Hügel von Montcaillaz Punkt 802, wo anstehender Sandstein gebrochen wird. Ueber demselben liegt sowohl Rhone- als auch Saanegletscherschutt. Die Felsoberfläche zeigte im Jahre 1905 schöne Gletscherschliffe und glaciale Strudellöcher. Deutliche Schrammen waren von Süden nach Norden gerichtet. 1906 hatten Menschenhände das Gebilde zerstört.

Von den genannten Moränenhügeln bei Le Verdel weist der südlichste mit Punkt 765 die deutlichste Wallform auf. Alle scheinen vom Hügel von Morlon auszustrahlen, doch zieht sich zwischen ihnen und dessen Westabhang eine kleine Rinne hin, in deren Sohle zahlreiche Wallisergeschiebe liegen.

Der sechste Moränenwall streicht in sanfter Wallform über Les Granges gegen Bulle und ist dort bei Anlage und Erweiterung des Bahnhofes mehrmals, zuletzt 1906, trefflich aufgeschlossen worden, ebenso durch die Trême, die nördlich von Granges nach Osten fliesst. Der Aufschluss am Bahnhof Bulle zeigt ungeschichtete Moräne mit ausserordentlich viel Schlamm, in dem zahlreiche Blöcke von halber Kubikmetergrösse und gekritzte Geschiebe von jeder Form und Dimension stecken. Bei der Brücke südlich von Bulle erhebt sich auf dem rechten Ufer eine sanfte Anhöhe, die als Rest der Endmoräne von Bulle gelten darf, denn sie besteht aus Gletscherschutt.

Die Neigung des Gletscherendes betrug in der grössten Ausdehnung zwischen Greyerz und Riaz auf 6—7 km etwa 25 ‰.

Südlich von Pâquier zieht ein Moränenwall in 770 m gegen La Vaudaisaz hin. Von der Bahn aus bemerkt man hier in einer Schürfung im Gehänge, wie schiefgestellte Felsschichten von Moränenschutt bedeckt werden, ähnlich wie unmittelbar östlich von Pâquier bei Clos de la Chapelle. Südöstlich von dieser Stelle erhebt sich aus der sumpfigen Niederung ein kleiner, ganz flacher Hügel, Villard Jordon; vielleicht besteht er auch aus Fels wie der Hügel von Punkt 722 En aval d'Epagny, der von Favre und Schardt als «moraine transversale» bezeichnet wurde.[1]) Oder ist darunter die Schotterterrasse bei Les Addoux gemeint?

---

[1]) Beiträge XXII, S. 306.

Südwestlich von Greyerz durchschneidet die Albeuve zwischen Punkt 815 und Punkt 896 bedeutenden Moränenschutt, der bei Punkt 847 eine Mächtigkeit von 50 m erreicht. Er enthält Geschiebe des Saanegletschers. Im Oberlauf tritt solcher Schutt zwischen 1000—1200 m auf. Letzteren weisen wir zeitlich in das Maximum der Würm-Eiszeit, die Ablagerung aber in 815—896 m in die Rückzugsphase von Bulle. Unmittelbar südlich von Greyerz sah ich einen kleinen Moränenaufschluss über Anstehendem am Tunnel von L'Auge d'avaux und westlich von Enney in 740 m, hier von jüngerer Schotterterrasse überlagert.

Doch können wir auch von drei bedeutenderen Moränenablagerungen südlich von Greyerz sprechen. Das eine Vorkommnis liegt westlich von Enney bei La Tolletaz in 900 m; es ist blockreiche 20—40 m mächtige Moräne des Saanegletschers, die bis 940 m hinaufreicht. Darüber folgt eine Zone, in der der Bach in Fels einschneidet bis zu 1100 m. Dann aber findet sich die schon erwähnte Ablagerung, die bis 1200 m reicht und die wir dem Maximum der Würm-Eiszeit zuschrieben. Es gehört wohl die in 900—940 m liegende Moräne einer Rückzugsphase an, und zwar der, als der Saanegletscher bei Riaz endete, Damals stand seine Oberfläche westlich von Greyerz in 911 m. Eine zweite Ablagerung befindet sich in Wallform in 840 m bei La Léchire am Afflon südwestlich von Enney. Dieser Moräne entspricht eine dritte auf der rechten Talseite nördlich von Estavannens bei Rez-de-Ferrannaz in 842 m.[1]) Beide dürften aus der Zeit stammen, als der Saanegletscher bei Bulle endete und im Begriffe war, das Becken von Bulle zu verlassen. Es sind Ufermoränen.

Talaufwärts sind auf 20 km Spuren des Gletschers ausserordentlich spärlich, so dass man auf einen raschen Rückzug des Gletschers nach seinem langen Halt bei Bulle schliessen muss. Ich beobachtete nur vereinzelte erratische Blöcke auf Felshügeln bei Montbovon und Rossinière.

Fassen wir kurz das über die Endmoränen Gesagte zusammen. Im Becken von Bulle hat der Saanegletscher ausgeprägte Endmoränen abgelagert. Durch den Hügel von Morlon war die Gletscherzunge in zwei Lappen geteilt, so dass zwei

---

[1]) Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 227.

Systeme von Endmoränen entwickelt sind. Im östlichen Gebiet überlagern drei Endmoränenwälle bei Villarvolard verfestigte ältere Schotter. Im westlichen Gebiet schlingen sich sechs konzentrische Wälle um die Niederung von Bulle. Der äusserste Wall endet bei Echarlens und Riaz, der innerste bei Bulle, also 4 km südlicher. Die Moränenablagerungen südlich von Bulle sind unbedeutend; sie haben südlich von Greyerz den Charakter von Ufermoränen.

d. Schotter.

Auf dem rechten Ufer der Saane lassen sich unterhalb der Endmoränen von Villarvolard nur auf 3 km hin bis Hauteville Schotterterrassen verfolgen; sie fallen von 730 m auf 711 m, also mit einem Gefälle von 6,3 ‰. Gilliéron beobachtete über den sog. interstadialen Schottern, charakterisiert durch liegende Grundmoräne und durch «dépôts fins», eine Schichtung von grössern Geröllen.[1]) Diese hangenden Schotter dürften dem Saanegletscher bei Bulle entströmt sein. Diese Tatsache tritt auffällig südlich von der Brücke von Corberettes zutage. Hier geht bei *s* von Les Larrets Moräne in groben Schotter über, in dem häufig gekritzte Geschiebe zu beobachten sind. (Vgl. Taf. I, Fig. 1.)

Breiter als auf dem rechten ist das Schotterfeld auf dem linken Ufer, wo es sich von Riaz nach Norden westlich des Hügels von Champotey gegen au Villard erstreckt und von der Sionge und ihren Zuflüssen, die den Osthang des Gibloux entwässern, durchschnitten wird. Auf der Terrasse liegen die Dörfer Marsens und Vuippens, während Riaz und Echarlens im verbreiterten Bett der Sionge gebaut wurden, das diese in Moränen und Schottern des Saanegletschers eingeschnitten hat. Die Länge des Schotterfeldes ist wenig mehr als 3 km, und das Gefälle beträgt heute 10 ‰.

Im Liegenden beider Schotterterrassen erscheint 30 m mächtige Moräne des Rhonegletschers, namentlich bei Hauteville. Die Schmelzwässer des Saanegletschers mussten ungefähr die gleiche Furche durchflossen haben, in der noch heute die Saane bei Pont la Ville rauscht. Denn hier liegt das Molasseplateau in 760—790 m, 3 km südlich davon die Schotter-

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 451.

terrasse in 700 m. Demnach befand sich bei Pont la Ville der Wasserspiegel damals in etwa 680 m, heute in 636 m.

e. Rhonegletschergeschiebe bei Bulle.

Im Becken von Bulle kommen innerhalb der Endmoränen des Saanegletschers mehr oder weniger zahlreiche Geschiebe des Rhonegletschers vor, wie Gilliéron schon 1873 vom Moränenhügel beim Bahnhof Bulle[1]) und 1885 von der Umgebung des Hügels von Morlon beschrieben hat.[2]) Dieser Forscher führt aus, dass kristalline Geschiebe am Ostabhang des Hügels von Morlon zu fehlen scheinen, dagegen in der Ebene am Westabhang häufig seien. Er schliesst daraus, dass zu einer gewissen Zeit der Hügel die Grenze gebildet habe zwischen dem Rhonegletscher, der von Westen kam, und den lokalen Gletschern, die zwischen Morlon und dem Berra- und Montsalvens-Massiv hindurchgeflossen sein sollten. Es ist sehr wohl möglich, dass sich in der ersten Rückzugsphase der Würm-Eiszeit hier ein ähnlicher Vorgang zugetragen hat.

Wir haben aber auch an andern Punkten Rhonegeschiebe beobachtet und sie wie folgt auf der Karte eingezeichnet:

Am Westabhang des Hügels von Morlon liegen hinter dem Hause Sur le Verdel in 750 m zahlreiche, bis zentnerschwere Blöcke von Granit, Gneiss und Valorsinekonglomerat. Nördlich von «sur le Verdel» fand ich kleinere Rhonegletschergeschiebe auf der Moräne En Montmelley Punkt 741 und östlich davon bei Au Saugy und bei En Rantoz in 720 m. Am Ostabhang des Hügels von Morlon sah ich Valorsinekonglomerat bei Bertholly in 700 m und ein kleines Stück am Nordabhang bei Punkt 728. In der beim Bahnhof von Bulle im Juni 1905 aufgeschlossenen Grundmoräne des Saanegletschers traten drei zentnerschwere Valorsineblöcke zutage; ebenso kamen auffallend zahlreiche, bis kopfgrosse Rhonegletschergeschiebe unter Saanegletschergrundmoräne westlich von Bulle bei Punkt 802 Montcaillaz vor und zwei kleinere Urgesteinsstücke im Einschnitt der neuen Linie Vuadens-Bulle bei La Mottaz. Dagegen liegen mehrere grössere Blöcke oberflächlich unter zusammengetragenen Steinen bei Saucens, 1 km westlich von Bulle.

---

[1]) Beiträge XII, Seite 150.

[2]) Beiträge XVIII, S. 243.

Wir sehen demnach, dass vereinzelte Rhonegletschergeschiebe in Moräne des Saanegletschers eingebettet, andere oberflächlich gelegen sind.

Aus der Verbreitung der Rhonegeschiebe im Becken von Bulle geht hervor, dass dieselben, wie Gilliéron erkannte, auf der Westseite des Hügels von Morlon besonders häufig sind, aber auch auf der Nordseite. Dagegen kommen sie auf der Ostseite selten vor. So fehlen sie in den hangenden Moränen des Saanegletschers bei Villarvolard ganz, im Gegensatz zu den Moränen bei Bulle. Zwar tritt dann von Villarvolard weg nach Norden hin, wie wir sahen, mächtige Moräne des Rhonegletschers im Niveau des Flusses unter den Lokalablagerungen auf. Südlich davon fehlt sie. Diese Tatsachen lassen folgenden Schluss zu:

Nach dem Maximum der Würm-Eiszeit drang eine Zunge des Rhonegletschers durch die breite Oeffnung von Vaulruz gegen Vuadens, daselbst drumlinartige Wälle bildend, bis zum Hügel von Morlon vor. Hier teilte sich das Eis. Ein Lappen floss nach Süden gegen Tour de Trême und Pâquier; ein anderer bewegte sich in nordöstlicher Richtung gegen Villarvolard, Hauteville und La Roche. Auf der Ostseite des Hügels von Morlon floss der Saanegletscher nordwärts, von dem eine seitliche Ausstülpung bis etwa zu 1000 m hinauf in den Ausgang des Jauntales reichte und hier die Moräne von Creux du Plex bei Crésuz ablagerte. Von Villarvolard an kam der Saanegletscher mit dem Rhonegletscher in Berührung, der den erstern unterteufte und die mächtigen Moränenmassen aufschüttete, die von schlammiger Grundmoräne des Lokalgletschers überlagert werden. Wir können hier also die erste Rückzugsphase der Würm-Eiszeit erkennen.

Nachdem das Rhone-Eis im Becken von Bulle ganz verschwunden war, stiess dann der Saanegletscher ungehindert vor und räumte den fremden Schutt aus, der namentlich im westlichen Teil des Beckens beträchtlich war, ihn teilweise einige Kilometer weit verfrachtend, teilweise nur überlagernd wie bei Villarvolard und Montcaillaz.

Die Blöcke von Saucens können aber auch durch die Trême hergebracht worden sein; denn sie liegen da, wo der dritte, vierte und fünfte Endmoränenwall auf eine Strecke von 500 m erodiert sind und wo sich ein flacher Schuttkegel der Trême

ausbreitet. Wie schon 1885 Gilliéron ausgeführt hat,[1]) werden die glacialen Ablagerungen zwischen Bulle und Gruyères von Flussschottern der Trême überlagert. In diesen Schottern beobachtete ich zahlreiche Rhonegletscherblöcke, die von der Trême aus dem Tal der Trême verschleppt worden sind. Des gleichen Ursprungs sind die Blöcke von Saucens. Die Trême floss früher westlich von Bulle durch gegen Riaz und dort in die Sionge. Ein Teil der Rhonegletschergeschiebe ist also als Ausräumungsprodukt des Saanegletschers zu betrachten, während andere von der Trême in das Becken von Bulle hinein verfrachtet worden sind.

f. Moränenfreie Zone und Rundbuckel.

Innerhalb der Endmoränenzone, also südlich von Bulle und Morlon, erheben sich sanft gerundete Hügel, die aus anstehendem Gestein bestehen und sozusagen frei sind von Erratikum.

So befindet sich südlich vom Hügel von Morlon der grosse Wald von Bouleyres auf zahlreichen, sanft geformten Erhebungen, die aus schwarzen Kalkschiefern aufgebaut sind. Diese Felshügel steigen von 737 zu 750, 761 und 771 m nach Norden an und bergen den Sumpf von Praz Bosson. Eine steilere Böschung haben die Rundbuckel von Tour de Trême; sie bestehen aus hartem Kalk. Südlich davon erhebt sich auf mehreren Felshügeln der Wald Sautaux 40—50 m hoch über die rings sich ausbreitenden Alluvial-Ebenen und sumpfigen Niederungen.

Ausgezeichnete Rundbuckelformen weisen die isolierten Felshügel auf, von denen der höchste in 827 m von der mittelalterlichen Siedlung Greyerz gekrönt wird. Alle bestehen aus mittlerem und unterem Jurakalk. Sie bilden die Reste der durch Fluss- und Gletscher-Erosion erniedrigten Kette, die hier in nordöstlicher Richtung streicht. Alle wurden noch vom Saanegletscher überflossen, als er im Becken von Bulle endete.

Die Moränenfreiheit des Zungenbeckens bestätigt hier die Regel, dass vom Gletscher sozusagen jeglicher Schutt seitwärts und vorwärts an den Rand, an das Ufer geschoben wird. Das Vorkommen von beträchtlichen Moränenmassen deutet also das Ende oder eine seitliche Grenze des Gletschers an.

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 228.

g. Areal und Zeitfolge.

Das Gesamtareal des von der Saane bis Bulle entwässerten Gebietes beträgt 851 km². Von dieser Fläche entfallen 180 km² auf das Einzugsgebiet des Jaunbaches und 54 km² auf das westlich gelegene Molésongebiet. Auf den bei Bulle selbständig endigenden Saanegletscher kommen also 617 km² Areal und 61 km Länge. Die mittlere Höhe dieses Gebietes ergibt sich nach planimetrischer Berechnung zu 1540 m.

Nach den oben geschilderten Erscheinungen im Vorland des Saanegebietes muss der Saanegletscher den Vorstoss in die Niederung von Bulle nach dem Maximum der Würm-Eiszeit unternommen haben. Auch in der ersten Rückzugsphase der Würm-Eiszeit dürfte der Rhonegletscher das Becken von Bulle bedeckt haben, so dass der Saanegletscher nicht selbständig enden konnte. Aber nachdem sich der Rhonegletscher in die Juraseefurche und in das Genferseebecken zurückgezogen hatte, machte der Saanegletscher den selbständigen Vorstoss bis Bulle, der also der zweiten Rückzugsphase der allgemeinen Vergletscherung entspricht.

h. Zusammenfassung.

Wo in der Gegend von Bulle die Saane die Zone der Voralpen verlässt und ins Mittelland eintritt, breitet sich eine beckenförmige Niederung aus, die allseitig von Abhängen umgeben ist. In dieser Niederung erheben sich kleine Hügel und dehnen sich Schotter-Ebenen und Sümpfe aus. Die Hügel bestehen teils aus Fels, teils aus Gletscherschutt. Die Felshügel sind Rundbuckel aus Molasse-Sandstein, Flysch, Kalkschiefer und Kalk. Die andern Erhebungen sind Moränenwälle. Die Schotter-Ebenen sind teils fluvio-glacialen, teils fluviatilen Ursprungs. Gletscherschutt findet sich auch als Grundmoräne, die von Schotter bedeckt ist. Die Moränenablagerungen sind teils dem Rhonegletscher, teils dem Saanegletscher zuzuschreiben. Die Moränen des Rhonegletschers zeigen im nördlichen Teile der Niederung, die des Saanegletschers im südlichen grosse Mächtigkeit. Soweit letztere reichen, überlagern sie die ersteren. In dem Maximum der Würm-Eiszeit und in einer ersten Rückzugsphase bedeckte der Rhonegletscher den grössten Teil der Niederung. In einer jüngeren Phase der Würm-Eiszeit machte dann der Saanegletscher einen selbständigen Vorstoss bis in das Becken von Bulle. Dabei

warf er ausgeprägte Endmoränen auf, an die sich Schotterfelder knüpften. Durch den Felshügel von Morlon wurde die Gletscherzunge in zwei Lappen geteilt, denen zwei Endmoränensysteme entsprechen. Der östliche Lappen reichte bis Villarvolard, der westliche anfangs bis Riaz, später bis Bulle. Innerhalb der Endmoränen erscheint ein moränenfreies Gebiet mit vielen Rundbuckeln. Die Schuttmassen des Saanegletschers werden von Schuttkegeln der Bäche überlagert, am Ausgang des Jauntales auch von jüngeren Schottern.

3. Der Saanegletscher bei Château-d'Oex und Saanen.

a. Das Saanetal zwischen Château-d'Oex und Gsteig.

Wandert man von Bulle das Saanetal aufwärts, so beobachtet man auf dem Wege abwechselnd gerundete Felsrücken, breite Schotterfelder und Talengen mit Schluchten; aber erst nach einer Strecke von 22 km trifft man wieder Moränen in der Talsohle an, nämlich bei Château-d'Oex. Von hier an begegnet man talaufwärts auf einer Länge von 15 km in beinahe ununterbrochener Folge, bald mehr zusammenhängenden, bald mehr vereinzelten Moränenablagerungen, teils in der Sohle, teils unmittelbar an der Seite des Tales. Dieselben deuten einen längeren Halt des Saanegletschers an, dessen Zunge in einem sichtlich erweiterten und glacial gestalteten Talstück lag. Die Erweiterung ist besonders auffallend bei Château-d'Oex und bei Saanen. Im ganzen können wir zwischen Château-d'Oex und Gsteig zwei Talstücke unterscheiden, die durch einen grösseren Querriegel von einander getrennt sind. Derselbe knüpft sich an eine Hornfluhkalkrippe, die auf der Nordseite der Rüblykette in nordöstlicher Richtung gegen Schönried, oberhalb Saanen, hinstreicht.[1]) Diese Rippe weist zwei gerundete Felsrücken auf, einen grössern, Le Vanel, und einen kleinern, den Rütihubel. Der erstere erhebt sich 232 m, der andere 80 m über der Talsohle. Von der Ruine auf dem Vanel erblickt man gegen Westen hin zunächst in breitem Tal die Dörfer Rougemont und Flendruz und weiterhin eine andere Talenge mit mehreren Felsbuckeln, die bei Gérignoz etwa 20 bis 45 m über die Talsohle aufragen. Hier streicht die schmale Kette der Gastlosen durch das Tal.

---

[1]) Vergl. Karten von Schardt, Lieferung XXII, und von F. Jaccard; La Région de la Brèche de la Hornfluh, 1904.

Westlich von derselben dehnt sich die Niederung von Château-d'Oex aus, die sich durch hügelige, sanfte Oberflächenformen ausgezeichnet. Da breiten sich auf der Sonnseite vier grosse Schuttkegel aus, die von zahlreichen Siedelungen bedeckt sind, wie Le Mont, Les Bossons, Perrex, La Frasse etc. Château-d'Oex, d. h. die Kirche oder das Schloss und das zunächst anliegende, enggebaute Quartier, befindet sich auf einer schmalen Kreidekalkrippe, die das Tal in schräger Richtung durchsetzt. Bei Moulins, wo von Süden die Tourneresse mündet, fliesst die Saane in ebener Talsohle; aber bald zwängt sie sich durch die Malmschicht des ersten Antiklinalschenkels, der hier senkrecht in die Höhe geht und die Talweitung abschliesst.

Wir erkennen also westlich vom Vanel zwei Talweitungen, die von einander durch die Kette der Gastlosen getrennt sind.

Oestlich vom Vanel breitet sich ein ebener, bis 500 m breiter Talboden aus, der sich 3 km weit nach Osten und dann nach Süden gegen Gstad und Gsteig hinzieht. 2 km südlich von Gstad tritt eine Talenge ein, die durch Moränenablagerung verursacht wird. Oberhalb derselben wird das Tal wieder breiter, so bei Gsteig 900 m. Zahlreiche Schuttkegel bauen sich in dasselbe vor.

Es können also in jedem der beiden Talstücke zwischen Château-d'Oex und Gsteig wieder zwei Talweitungen unterschieden werden, die durch Talengen von einander getrennt sind. In dem Talstück oberhalb des Vanels fliesst die Saane fast überall in der breiten Talsohle. Dies ist unterhalb des Vanels nicht der Fall. Sie rauscht hier bis Moulins in durchschnittlich 30 m tiefer Schlucht hindurch, die in Moräne, Schotter, Flysch und Kalk eingeschnitten ist. In allen vier aufeinanderfolgenden Talweitungen finden sich Moränen des Saanegletschers, die wir nun kurz betrachten wollen.

b. Moränen bei Château-d'Oex.

Auf dem nördlichen Ufer ist ein ausgezeichneter Moränenaufschluss mit typischen Saanegletschergesteinen. Unter den letztern sind: Hornfluh- und Flyschbreccie, Couches rouges und Mocausakonglomerat. Dieser Aufschluss steigt beinahe vom Niveau der Saane, das 911 m beträgt, bis zu 995 m empor und befindet sich auf der Südseite des Hügels Punkt 995 östlich von Château-d'Oex, bei Les Bossons. Da wo bei Punkt 911 die Brücke zum rechten Ufer führt, steht allerdings Flysch an,

der sich nach Osten hin zu 5 m über der Saane hinabsenkt und von der Moräne überlagert wird.

Andere Moränenvorkommnisse auf dem rechten Ufer sind wahrscheinlich von den vier genannten Schuttkegeln der Wildbäche bedeckt worden; denn es steht ausser Zweifel, dass hier Endmoränen vorhanden sein müssen, da auf dem linken Saaneufer solche Ablagerungen schön entwickelt sind. Zahlreiche Aufschlüsse zeigen hier nämlich gut gerollte und gekritzte Geschiebe von dunklem Alpenkalk, Couches rouges, Hornfluhbreccie und Nummulitenkalk und dazu verschiedene Flyschgesteine, alle in typischem Gletscherschlamm gebettet. Es lassen sich deutlich drei Wälle unterscheiden, die von Punkt 1030 südlich Brunet gegen Moulins hin ausstrahlen. Der südlichste streicht über Punkt 992 und 954, wird von der Tourneresse durchschnitten und markiert sich bei Château-Folly in Punkt 943 als Hügel. Auf dem zweiten Wall liegen die Häuser von Chabloz, und der dritte zieht über Brunet und Le Crêt. Zwischen Brunet und der Saane fand ich noch an mehreren Punkten Moränenschutt.

Die drei Wälle zeigen deutlich ein schwaches Einbiegen gegen die Talmitte zu und dürfen daher als Endmoränen aufgefasst werden; der Saanegletscher muss demnach hier längere Zeit stationär geblieben sein.

Unmittelbar westlich von Gérignoz ist an zwei Orten Moräne des Saanegletschers, hier durch Flyschbreccie charakterisiert, aufgeschlossen, nämlich bei Prateys Punkt 1033 und bei La Serniettaz zwischen Punkt 1109 und 1171, etwa in 1160 m. In beiden Aufschlüssen sind auch zahlreiche Hornfluhbrecciennblöcke vorhanden.

Nördlich von Château-d'Oex steigen Moränenwälle von lokalen Gletschern bis 1100 m hinab. Wir haben noch davon zu reden.

Auf der Ostseite der das Tal durchquerenden Gastlosenkette begegnen wir wieder den Ablagerungen des Saanegletschers bei Flendruz und Rougemont, die der Bahnlinie entlang erschlossen waren.

c. Moränen bei Flendruz und Rougemont.

Da findet sich ein Aufschluss unmittelbar nördlich von Gérignoz bei Borsalet an der Strasse. Oestlich davon biegen sanft gerundete Moränenhügel bei Les Combes gegen Südwesten

und Süden, so in Punkt 1000 und 994. Ebenso sind östlich von Flendruz zwei Moränenhügel mit südwestlicher Richtung aufgeschlossen worden. Alle werden gegen die Saane zu flacher, und eine ebene Terrasse breitet sich dazwischen aus. Aber auch auf dem linken Saaneufer finden sich Spuren von Moränen, in Form von kleinen Hügeln, wie bei Alognys, und erratischen kleineren Geschieben und grösseren Blöcken, nämlich Flyschbreccie, so bei Revers und Praz-Ouliémoz. Aber typische Aufschlüsse fehlen; denn die Saane fliesst hier in einer Felsschlucht, und zahlreiche Schuttkegel, zum Teil mit grossen Hornfluh- und Malmblöcken, steigen von den steilen Abhängen der Rüblykette herunter. Nur südlich von Rougemont ist auf dem rechten Ufer westlich von der Brücke Punkt 973 Moräne des Saanegletschers mit gekritzten Geschieben im Niveau des Flusses, nämlich in 970 m, aufgeschlossen. Ein Moränenfetzen liegt auch an der Bahnlinie auf dem Kreidefelsen östlich von Rougemont, südlich Crau.

d. Moränen bei Saanen.

In ausgezeichneter Weise konnten südlich und westlich von Saanen bei der Erstellung der Oberlandbahn 1904 Moränenaufschlüsse auf dem rechten Ufer der Saane beobachtet werden. Solche traten namentlich bei Galgenmätteli, unmittelbar östlich vom Rütihubel und dem Vanel zutage, und bei Oey biegt ein grosser Moränenwall, auf dem das Hutzligut steht, gegen Südwesten einwärts. Seine östliche Fortsetzung streicht nördlich von Saanen über Giebel, wo der Bach in Moränenschutt einschneidet, gegen Halten hinauf. Von Pfeifenegg zieht sich zur Kirche ein Felshügel, dem der Kauflisbach parallel der Saane zufliesst. Der Schuttkegel des Baches entstammt wohl hauptsächlich dem Moränenmaterial, das sich von Bühl und Scheibe gegen Gstad hin ununterbrochen verfolgen lässt. Aber auch auf dem linken Ufer tritt solches, hier von Lokalschutt bedeckt, an der Mündung des Ganderlibaches bei Wüthrichsrüti und südlich vom Schuttkegel des Kalberhönibachs auf.

Mitten in dem breiten Talboden erhebt sich bei Gstad ein Moränenhügel (Punkt 1050), der in der Richtung des Moränenwalles von der Windspillen her liegt. Wahrscheinlich ist er als Rest einer mächtigen Endmoräne aufzufassen,[1]) die von Süden

[1]) Diese Auffassung vertritt auch F. Jaccard: La Région de la Brèche de la Hornfluh. 1904. S. 81.

durch die Saane und östlich vom Lauibach durchschnitten worden sein dürfte. Auf der geologischen Karte ist dieser Hügel mit Unrecht als Schuttkegel gezeichnet; der Aufschluss anlässlich der Stationsanlage enthält zahlreiche gekritzte Geschiebe in typischem Gletscherschlamm. Leider lässt sich die entsprechende linksseitige Moräne nicht beobachten; denn hier liegt ein grosser Flysch-Schuttkegel, in Punkt 1099 Stocken.

In den Moränen westlich von Saanen beobachtete ich als charakteristische Leitgesteine Flyschbreccie vom Typus der Niesenbreccie und Orbitoidenkalk. Es fehlen Hornfluhbreccie und Couches rouges. Aber diese letztern Gesteinsarten treten in der Umgebung von Saanen doch auch in Saanegletschermoräne auf, nämlich bei der Theilegg und auf den Saanenmösern. Die Theilegg befindet sich nordwestlich von Saanen am Ausgang des Griesbachtales (Vallée des Fénils). Hier ist in 1160 m am Weg Moräne aufgeschlossen, die Couches rouges, Hornfluhbreccie, Mocausakonglomerat, Flyschsandstein und vereinzelte Flyschbreccie enthält. Gegen die Säge zu nimmt die Moräne durchaus lokalen Charakter an; dunkle Kalke, Couches rouges, Flyschsandstein und Mocausakonglomerat stehen im Griesbachtal an. Die Hornfluhbreccie der Theilegg-Moräne stammt dagegen aus der Rippe, über die der Saanegletscher in 1158 m bei Unter Port schreiten musste. Zudem findet sich noch östlich von der Theilegg ein Block von grobkörniger Flyschbreccie.

Steigt man von Saanen gegen die Saanenmöser hinauf, so beobachtet man grosse Aufschlüsse am Kauflisbach, und südlich von demselben dehnt sich eine typische Moränenlandschaft aus, die sich von Scheibe in 1152 m bis Bühl ob Gstad hinzieht. In mehreren Windungen werden diese Hügel von der neuen Bahn umzogen. Auffallenderweise streichen diese Hügel wie Drumlin in der Richtung des Gletschers, der hier gegen Nordosten floss. Aber noch höher hinauf gehen Saanemoränen, nämlich gegen Station Schönried 1233 m, wo ein Moränenwall quer über die Möser zieht, und endlich bis gegen die Passhöhe von 1283 m und auf dem Abhang der Hornfluh bei Witternweiden in 1338 m, wie F. Jaccard beobachtete. Zwischen Hohenegg, östlich von der Passhöhe, und Oeschseite, wie Richenstein gewinnen sie bedeutende Mächtigkeit; sie steigen bis 1430 m hinauf.

Ungefähr 2 km oberhalb Gstad verengert sich das Becken auf etwa 50 m, und ein Moränenaufschluss in 1110 m bei Boden, 40 m über der Talsohle, deutet neuerdings ein linkes Teilstück einer Endmoräne an. Ich fand hier ausschliesslich Kalk und Flyschbreccie; solche Moräne zieht über Eichmatten zur Stufe des Fallbachs hinauf. Aber auch auf dem rechten Ufer der Saane tritt in 1080 m an der Strasse typische Moräne auf, so dass die Talenge hier einer Endmoräne zuzuschreiben ist. Der Gletscher hat denn auch seine Schmelzwässerablagerungen oder Sandr in das kurz vorher innegehabte Becken bei Saanen aufgeschüttet. Die Saane fliesst nämlich zwischen Gstad und Saanen an einzelnen Stellen 3 m tiefer als die Talsohle, und die durch Kiesaushub beim Bahnbau entstandenen Aufschlüsse zeigen fein gerolltes und fein zerteiltes Gerölle mit Uebergussschichtung und Sandschmitzen, wie man sie gewöhnlich in fluvio-glacialen Schottern findet.

Südlich von Boden beobachtet man bei Gsteig mehrmals Verengungen der breiten Talsohle; aber sie sind bedingt durch zahlreiche Schuttkegel kleinerer und grösserer Seitenbäche, die hier in dem Flyschgebiet besonders häufig sind. Auf der linken Talseite treten auf die Kegel des Fallbachs und des Tscherzisbachs, dann Kegel bei Senggi, Laueli-Krachen und Maad-Rain. Auf der rechten Seite zählt man neun typische Schuttkegel, so östlich von Boden; bei Furen; bei Blutte; am Fänglisgraben; bei Fegsteineren; bei Stukeli und bei Hubel am Saaligrabenbach. Oberhalb dieses letzten und grössten Schuttkegels breitet sich bei Rohr das 2 km lange 900 m breite versumpfte Becken von Gsteig aus, in das sich bei Inner-Gsteig die Schuttkegel des Schreiendgrabenbachs und der Wildbäche bei Allmend und Punkt 1220 vorbauen. Auf der linken Seite wird die Niederung von zwei typischen Moränenwällen begleitet,[1]) die in 1230 m in südnördlicher Richtung von Heiti über Gsteig gegen Egg ziehen. Es sind Ufermoränen des Saanegletschers. Aber bis jetzt konnte die zugehörige Endmoräne oder die rechtsseitige Moräne nicht beobachtet werden — abgesehen von einem kleinen Aufschluss bei Matten im Grund — denn die genannten Schuttkegel besitzen wohl eine zu grosse Ausdehnung. Möglicherweise entspricht die Endmoräne von Boden dem Stand des Gletschers, als er die Ufermoräne von Gsteig bildete.

---

[1]) Vergl. Schardt, Beiträge XXII, S. 449.

Unzweifelhaft sind die beiden letzten Ablagerungen jünger als die Moränen von Saanen und Château-d'Oex.

Nach dem Gesteinsmaterial zu schliessen, musste der Saanegletscher, als er bei Château-d'Oex endete, zahlreiche Zuflüsse von der Gummfluh-Rüblykette erhalten haben und durch die seitlichen Quellgletscher von Lauenen und von der Oldenalp verstärkt gewesen sein. Als er aber bei Gsteig endete, war er auch von seinen Zuflüssen aus den Hochalpen getrennt.

Wir wagen nicht, die Moränenablagerungen von Château-d'Oex und Saanen scharf von einander zu trennen, sondern verlegen ihre Entstehung in ein und dasselbe Stadium, aber mit Rückzugsphasen.

Dementsprechend gelangen nun auch die den Moränen entsprechenden Schotter im Zusammenhang miteinander zur Besprechung, die wir mit Château-d'Oex beginnen.

e. Schotter.

Ausgesprochen gut entwickelt sind die Schotter, die an den Moränen östlich von Moulins in 900 m entspringen und sich über 20 km weit talabwärts verfolgen lassen. Sie sind bei Les Moulins durch ausgeprägte Terrassenform mit Steilabfall und durch gut gerundete Saanegletschergerölle charakterisiert. Die Gerölle liegen in deutlich sandig-schlammiger Grundmasse und zeigen keine Verfestigung. Talabwärts nimmt der Schlammgehalt ab und die Verfestigung zu; die Gerölle werden immer kleiner. Die Terrasse wird von der Tourneresse und der Saane durchschnitten, so dass sich drei Terrassenreste vorfinden, von denen der nördliche bei Le Pré vom Schuttkegel des R. de Tenasse und der westliche vom Schuttkegel des Flumibachs und des Baches bei Monteiller überlagert wird. Ueberhaupt treten im Hangenden der Schotter an zahlreichen Punkten Schuttkegel der Seitenbäche auf, wie im folgenden zu erkennen ist.

Bei der Station La Chaudanne liegt ein kleiner Schotterfetzen über dem Tunnel; dagegen treten terrassierte Schotter bei Coulaz in 893 und bei Rossinière in 875 m auf. Diese Ortschaft liegt zum Teil auf einer rundgebuckelten Liasrippe, die sich südlich von der Saane fortsetzt, zum Teil auf Schuttkegeln zweier Wildbäche. Der östliche Kegel, auf dem die Gebäude von La Frasse und Borjoz stehen, war anlässlich der Stationsanlage im Jahre 1904 aufgeschlossen und zeigte in dem

von Moränenschutt ganz abweichenden Aufbau vereinzelte erratische Gerölle, aber ohne Kritze. Durch die Felsrippe wird die Schotterterrasse in zwei Hälften getrennt, beide sind von den erwähnten Schuttkegeln bedeckt. Auch auf dem linken Ufer kann man die gleiche Tatsache bei Franière beobachten. Die Saane hat hier ihr Bett nicht nur 27 m tief in das Schotterfeld eingeschnitten, sondern es auch durch laterale Erosion auf Kosten der Schotterterrasse beträchtlich erweitert; talabwärts aber tritt sie in eine Talenge ein. Eine ähnliche Erscheinung ist auch bei Moulins, oberhalb der Enge von Chaudanne, zu bemerken.

Spärlich sind Schotter bei Cuves in 833 m an der Saane. Das von Schardt auf seinen Karten eingezeichnete «terrain glaciaire» existiert hier gar nicht; westlich und südöstlich von Cuves finden sich ungeschichtete Gerölle von Schuttkegeln der zwei Bäche, die im Schichtstreichen in die Saane fliessen. Zwischen diesen beiden Schuttkegeln führt die Strasse an drei Stellen bei rundgebuckelten, vorn angeschnittenen Felsrippen vorbei. Auf dem linken Saaneufer baut sich ein mächtiger, bewaldeter, mit grossen Blöcken bedeckter Schuttkegel von Sautaz gegen La Tine ins Tal vor.

Sehr schön entwickelt sind die Schotterfelder bei Montbovon, die gleich unterhalb der Saaneschlucht bei Delevey in 800 m auftreten, sowohl auf dem linken wie auf dem rechten Ufer. Terrassen finden sich auch bei der Mündung des Hongrins. Bei Lessoc kann im Aufschluss von Le Rouet aufs deutlichste die Ueberlagerung der 25 m mächtigen, horizontalen Schotter durch den Schuttkegel beobachtet werden. Andere Teilfelder ziehen sich nordwärts gegen Neirivue und Villars-sous-Mont und werden hier und bei Albeuve von grossen Schuttkegeln bedeckt.

Westlich und nördlich von Grandvillard breitet sich ein weites, typisches Schotterfeld aus, das sich bis gegen Estavannens auf dem rechten Ufer und bis Enney auf dem linken hinzieht; es hat durch laterale Erosion der Saane viel von seiner ursprünglichen Ausdehnung verloren, ein Umstand, der auch hier eine Folge der talabwärtsliegenden Enge sein dürfte. Oestlich von Greyerz wird das Schottervorkommen bei Châtelet[1]) von einem grossen Schuttkegel überlagert, und nördlich des Riegels liegt

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beitr. XVIII, S. 222.

Epagny in 715 m auf einer Schotterterrasse. Zwischen Enney und Grandvillard wurden zahlreiche Schuttkegel im Hangenden aufgebaut. Alle diese verschiedenen Schottervorkommnisse lassen sich auf 21 km Länge talabwärts verfolgen, und sie zeigen ein durchaus einheitliches Fallen, so dass sie als gleichzeitige Bildung aufgefasst werden müssen, und da sie sich bei Moulins unmittelbar an Endmoränen des Saanegletschers anschmiegen, ist ihre fluvio-glaciale Entstehung nicht zu bezweifeln.

Tabelle des Gefälles:

Ort	Höhe ü. M.	Entfernung	Abstand	Neigung
Moulins	900 m			
		2,5 km	25 m	10 ‰
Rossinière	875 »			
		4,5 »	75 »	16,6 ‰
Montbovon . . .	800 »			
		6 »	40 »	6,6 ‰
Neirivue	760 »			
		2 »	19 »	9,5 ‰
Grandvillard . . .	741 »			
		3 »	11 »	3,6 ‰
Enney	730 »			
		2 »	10 »	5 ‰
Châtelet	720 »			
		1 »	5 »	5 ‰
Epagny	715 »			
	Summe	21 km	185 m	8,8 ‰ Mittel

Mittleres Gefälle der Saane 9,2 ‰.

Diese Tabelle ergibt die interessante Tatsache, dass zwischen Rossinière und Montbovon, wo sich die Saane heute mit 15 ‰ Gefälle in enger Schlucht durch die Vanilnoirkette windet, auch bei Bildung der Schotterterrassen ein annähernd gleicher Betrag der Neigung vorkam, der jedenfalls durch die stufenförmige Eintiefung des unteren Talstückes verursacht worden sein dürfte. Diese Stufe liegt zudem im Bereich härterer Schichten, die das Tal durchsetzen. Die Mächtigkeit der Schotter beträgt bei Moulins 14 m, bei Rossinière 27 m, bei Grandvillard 21 m, bei Châtelet 20 m und bei Epagny 23 m, im Mittel etwa 20 m. Rechnen wir auf 21 km Länge eine mittlere Breite von 0,5 km, so ergibt sich eine Aufschüttung von 210 Millionen Kubikmeter. Auch oberhalb der Moränen von Moulins und Château-d'Oex finden sich Schotterablagerungen. Unmittelbar unterhalb des Rütihubel-Querriegels breitet sich auf eine Länge von 2 km die Schotterterrasse aus, auf der das Schloss von Rougemont steht; das

Dorf selber wurde auf dem grossen Schuttkegel gebaut, der sich von Norden her auf die Terrasse gelegt hat. Die Fortsetzung der letztern ist talabwärts bei Flendruz und Gérignoz an Aufschlüssen gut zu beobachten. Dass wir es hier mit einer fluvioglacialen Bildung zu tun haben, beweist das Vorkommen von Moränenschutt mit gekritzten Geschieben unmittelbar rechts von der Mündung des Griesbaches in die Saane, wo die Terrasse sich an eine Kreidekalkrippe anlehnt. Dieser Punkt befindet sich 700 m westlich der Moränenaufschlüsse von Galgenmätteli. Es liegt demnach nahe, die Schotter mit diesen Schuttmassen und dem sie bis hier herab verfrachtenden Gletscher in Beziehung zu bringen.

Das Gefälle der Terrasse ist folgendes:

Recards (östl. Rougemont)	1010 m	— 3 km	= 10 ‰
Flendruz	980 »	— 2 »	= 10 ‰
Gérignoz	960 »		

f. Areal, Gefälle und Alter.

Der Gletscher hatte bis Moulins eine Länge von 36 km und ein Gefälle der Oberfläche von im Mittel 60 ‰; denn der gletschererzeugende Grat erhebt sich zu rund 3100 m, das Ende lag in 900 m. Dem ungleichmässig fallenden Tallauf entsprechend, musste aber die Oberfläche des Gletschers an gewissen Stellen flacher liegen, an andern Stellen Steilabstürze aufweisen; letzteres jedenfalls bei Gsteig. Dies ergibt sich auch zum Teil aus dem nach den Moränenfunden berechneten Gefälle:

Tabelle des Gefälles:

Ort	Höhe	Abstand	Entfernung	Gefälle
Oldenhorngrat (Dôme)	3029 m			
Griesbach.	1200 m	1829 m	29 km	62 ‰
La Siernettaz	1160 m	40 m	8 km	5 ‰
Moulins	973 m	228 m	4 km	57 ‰

Deutlich tritt ein grosses Gefälle der Gletscherzunge und des obern Teiles hervor. Mit Einschluss des Lauenen- und Oldenbachgebietes betrug das Areal 313 km², und die mittlere Höhe

des Bodens ergibt sich zu 1680 m. Da die deutlichen Endmoränen und die ausgedehnte Schotterterrasse einen längern Halt des Gletschers nach den Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit anzeigen, müssen wir diesen Halt als das Bühlstadium des Saanegletschers bezeichnen.

Bestärkt werden wir in dieser Annahme durch folgende Tatsachen: Zwischen Montbovon und Rossinière steigen Moränen eines kleinen Lokalgletschers von der Dent de Corjon bis fast zum Niveau des Hauptflusses herab. Demnach musste sich der Saanegletscher schon von Bulle weg bis oberhalb Rossinière zurückgezogen haben, als der Lokalgletscher diesen Vorstoss machen konnte. Die Schneegrenze dieses Gletschers kann bei Nordexposition nicht höher als 1500 m gewesen sein. Nördlich von Château-d'Oex liegen in 1100 und 1200 m Moränen lokaler Gletscher, die eine Schneegrenze von etwa 1600 m besassen; genau die gleichen Beobachtungen machte ich am Nordabhang des Rocher du Midi und des Rübly, und südlich von Saanen ist Lokalmoräne des Kalberhönigletschers bei Rübeldorf in etwa 1100 m, also 80—100 m über der Talsohle der Saane, aufgeschlossen. Alle diese Gletscher, auf deren Ablagerungen wir unten ausführlicher zurückkommen, konnten erst vorstossen, als der Saanegletscher bei Château-d'Oex und Saanen endete. Die lokale Schneegrenze von 1600 m lag etwa 1000 m tiefer als hier die heutige zu vermuten ist.

Wir setzen also die Bildung der Schotter und Moränen zwischen Château-d'Oex, Saanen und Gstad ins Bühlstadium. Demnach sind im Bühlstadium drei Phasen zu unterscheiden, in denen der Gletscher einen längern Halt machte, erst bei Château-d'Oex, dann westlich von Saanen und zuletzt bei Gstad. Jedem Halt entsprechen Endmoränen und Schotter. In der ersten Phase gelangte eine seitliche Zunge bis gegen die Passhöhe der Saanenmöser.

Die Moränen von Gsteig verlangen dagegen eine wesentlich höhere Schneegrenze; mit Rücksicht auf die Ablagerungen des Olden- und des Lauenengletschers, von denen gleich die Rede sein wird, verlegen wir die Moränen bei Gsteig ins Gschnitzstadium. Wir gehen nun zur Betrachtung des Daunstadiums über, dessen Spuren wir auf dem Sanetsch vermuten.

4. Beobachtungen auf dem Sanetsch.

a. Orientierung.

Das Daunstadium des Sanetschgletschers war in ausgezeichneter Weise entwickelt. Zur Erkenntnis desselben gehen wir von den Verhältnissen des heutigen Gletscherstandes aus. Die Tektonik der Diablerets ist ungemein kompliziert; dagegen sind die morphologischen Züge dieser Gebirgsgruppe einfacher. Ein Massiv von stark gefalteten Sedimentgesteinen steigt im Süden und Norden mit einem 1000—1500 m hohen Abfall zu ungefähr 3000 m empor.[1]) Durch zwei grosse Nischen im Norden und eine kleinere im Süden wird der Gebirgsklotz in mehrere Einzelerhebungen und Gräte gegliedert. Diese Nischen berühren sich aber nicht, und so besteht zwischen denselben eine plateauähnliche Hochfläche, die einen 2 km breiten und 5 km langen Gletscherpanzer, den Zanfleuron- oder Saanegletscher, trägt. In den obersten Teil der Nischen hangen kleine Zungen des Plateaugletschers hinab, der sich sanft nach Osten senkt und dort abschmilzt. Die westliche der beiden grossen Nischen öffnet sich gegen Nordwesten und heisst Creux de Champ, die östliche birgt die Oldenalp. Zwischen beiden steigt die Zunge des Glacier du Dard zu einer vierten und kleinsten Nische hinunter.

Im Hintergrund der Nische der Oldenalp erhebt sich der steile, firnlose Gipfel des Oldenhorns zu 3124 m. Von ihm gehen zwei scharfe Gräte aus, einer nach Norden und der andere nach Osten; der erstere endigt im Nägelihorn, der andere zieht über Sanetschhorn und Gstellihorn dann nach Norden zum Schlauchhorn. Vom Oldenhorn gelangt man in südwestlicher Richtung über die firnbedeckte Kuppe des Dôme zum höchsten, stark verfirnten Gipfel der Gruppe, Le Diableret, mit 3222 m. Am Südrand des Zanfleurongletschers erhebt sich in Punkt 2911 ein turmartiger Felsklotz isoliert empor, la Tour St-Martin. Zwischen diesem Punkt und Le Diableret liegt die halbkreisförmige Einbuchtung der südlichen Nische, in die durch Gletschersturz vom Plateaugletscher eine Zunge hinunterfällt, der Gl. de Tschiffaz.

600 m östlich von Tour St-Martin treten rechtsufrige, unbewachsene Moränenwälle auf, die sich an vielen Stellen 200 bis 300 m vom heutigen Gletscherrande entfernen. Sie enthalten durchweg kantenbestossene, polierte, gescheuerte oder gekritzte

[1]) Vergl. Profil, Tafel III, Coupe Nr. 2, bei Renevier, Beiträge XVI, 1890.

Geschiebe in Glacialschlamm, also Grundmoräne. In der Tat fehlen Oberflächenmoränen auf dem Zanfleurongletscher vollständig. Es war mir nicht möglich, unter den vom Gletscher abgelagerten Geschieben solche zu finden, die eckige, splitterige, vom Gletscher gar nicht bestossene Bruchflächen zeigen. Zwischen Gletscherrand und äussersten frischen, vegetationslosen Moränen liegt eine Zone, in der nackter Fels zutage tritt.

b. Rundbuckel und Talstufen.

Dieser anstehende Fels ist vom Gletscher in der intensivsten Weise poliert und geschliffen worden und zeigt eine äusserst unruhige Oberflächenform; sanft gerundete Rundhöcker wechseln ab mit wassergefüllten Felsbecken; an vielen Stellen fliesst das Wasser dieser Felsbecken unterirdisch ab und speist die Quellen der Liserne. Ueberall liegt in grösserer oder geringerer Mächtigkeit der vom Gletscher abgelagerte Moränenschutt. Die Gletscherschliffe stehen an einzelnen Stellen an Vollkommenheit und Feinheit dem berühmten Gletscherschliff von Solothurn nicht nach.

Auch ausserhalb der frischen Endmoränen, die dem Hochstand von 1850 entsprechen, findet sich eine Zone der prachtvollsten und typischesten Rundbuckellandschaft. So weit das Auge reicht, erheben sich sanft wellige Felsrücken, zwischen denen beckenartige Vertiefungen liegen. Aber im einzelnen treten scharfe Unterschiede auf. Weit entfernt, eine glatte oder geschrammte Fläche an den Rundhöckern zu erkennen, erblickt man rauhe Felsrücken, die von unzähligen kleinen und grossen Karrenrinnen durchfurcht sind, und der Boden der Becken ist erfüllt vom Schutt der durch mechanische Verwitterung angegriffenen Gehänge. Dazwischen breiten sich Teppiche der kleinwüchsigen Alpenflora aus.

Diese Zone der alten Rundbuckellandschaft mit ihren Karrenbildungen und Rasenteppichen erstreckt sich ungefähr 2—3 km vom Gletscherende weg nach Osten. Hat man, vom Gletscher nach Osten marschierend, den Rand der alten Rundbuckellandschaft erreicht, die sich in vereinzelte Rundhöcker auflöst, so ändert sich der morphologische Charakter der Landschaft vollständig.

Vor uns erheben sich zwei Gipfel im Mittelgrund dieses prachtvollen Alpenbildes mit steilen Kalkwänden, zur Rechten der

Sublage zu 2735 m und zur Linken der Arpelistock zu 3039 m. Beide vereinigen sich nach Nordosten hin in der Fortsetzung der Kämme, deren Ende sie markieren, im Wildhorn, an dessen Südwestabhang der kleine Glacier du Brozèt hängt. Vom Arpelistock weg führt nach Westen gegen den Zanfleurongletscher ein scharfer Grat, der rasch abwärts steigt und in 2234 m die tiefste Stelle erreicht, über die heute der Sanetschpass führt. Wo auf der Karte, Siegfried-Atlas Blatt 481, das *h* im Wort «Col du Sanetsc*h*» steht, sind durch Schraffen rundliche Hügel gezeichnet, und sie entsprechen wirklich dem zu Rundhöckern geformten, abgeschliffenen Ende des Grates, zwischen denen zwei Felsbecken liegen. Dieser Grat trägt auf der topographischen Karte den Namen Prés Bœurre.

Rechtwinklig zur Richtung des Grates öffnet sich nach Norden und Süden je ein Tal; beide werden von Schmelzwasseradern des Zanfleurongletschers durchflossen, das nördliche von der Saane, das südliche von der Morge. Beide Täler zeigen in ihrem obersten Abschnitt auffallende Aehnlichkeiten. Die beiden Gehänge des Grates Prés Bœurre, der die Wasserscheide bildet und aus weichen Neocomschiefern besteht, sind ausserordentlich scharf durch die Rinnsale des fliessenden Wassers zerschnitten. Nur am Fusse des Grates bis zu 2300 m hinauf liegt ein dünner Rasenteppich; höher hinauf ist das Gestein nackt, und die Schichten liegen bloss und durch keinerlei Schuttablagerung, sei es trockenen Absturzschutt in Form von Schuttkegeln oder losen Gehängeschutt, verdeckt da. Alle abgelösten Gesteinstrümmer sind vom Wasser hinuntergespült worden. In wunderbarer Gesetzmässigkeit vereinigen sich trichter- oder fingerförmig viele kleinere Rinnen zu vereinzelten grössern Furchen mit V-förmigem Querschnitt und ausgeglichenem Gefälle. Jedes dieser Tälchen mündet mit einem ausgedehnten sanften Schuttkegel, der in dem breiten ebenen Talboden vom Wildbach aufgeschüttet worden ist. Auf der Südseite kommt dazu eine kleine Sandrebene, die vom südlichen Gletscherbach, der Morge, bei Punkt 2109 zwischen Rundhöckern durchflossen wird. Auch auf der Nordseite erheben sich im breiten Talboden rundgeformte Felshügel.

Beide Flüsse, Saane und Morge, haben in dem breiten Talbecken an einzelnen Stellen ein verhältnismässig geringes Gefälle, so dass sie sich verästeln und Serpentinen bilden; an

andern winden sie sich in engem Bett zwischen vereinzelten Rundbuckeln hindurch. Durch Rundbuckel werden ferner beide Talstücke nach aussen beckenförmig abgeschlossen, und beide Talstücke brechen plötzlich in grosser Stufe unvermittelt ab.

Die Unterschiede bestehen darin, dass das nördliche Talstück länger ist und eine gewaltigere Stufe besitzt als das südlichere. Dagegen bietet die südliche Stufe eine Eigentümlichkeit. Die Zone der älteren Rundbuckellandschaft setzt sich nämlich hier noch nach Südosten fort, und so sind die zum Teil nackten Felsköpfe der südlichen Stufe in grossartiger Weise gerundet und geschliffen; die Rundbuckellandschaft endet auf der Südseite erst unterhalb der Stufe in 1636 m bei den Hütten der Alp Zaraen. Durch den Grat Prés Bœurre, der heute die Wasserscheide der beiden Gletscherbäche Saane und Morge bildet, war in der Eiszeit der Gletscher wie durch einen Keil in zwei Zungen gespalten worden.

c. Moränen.

Die Teilung des Gletschers durch den Grat in zwei Zungen geht auch aus der Verbreitung der Moränenablagerungen hervor. Die Zone der älteren Rundbuckellandschaft wird von deutlich geformten, vollständig mit Rasen bewachsenen Moränenwällen und von Moränenschutt umgeben. Am Südabhang des Grates Prés Bœurre liegt Moräne in 2170 m, östlich des *x* von «pte Croix» auf der Karte. Sie ist von einem Wildbach aufgeschlossen. Andere Bäche durchschneiden östlich von den Punkten 2155 und 2136 Moränenwälle, von denen einige oberhalb der Alp Zanfleuron nach der Talmitte einbiegen und in 2100 m vom Weg aufgeschlossen sind. Auf der geologischen Karte Blatt XVII ist mit *q* ein Moränenkomplex gezeichnet, der das Gebiet oberhalb der Alp Zanfleuron bis zu «pte Croix» umfasst und sowohl die erwähnten Schuttkegel als auch die Rundhöcker aus Anstehendem bei Punkt 2136 (2140) und die Sandraufschüttung bei Punkt 2109 einschliesst. Von den gleich zu erwähnenden Moränenablagerungen auf der Nordseite ist auf der geologischen Karte nichts verzeichnet. Ein anderer Moränenwall zieht bei den Hütten von Zanfleuron direkt nach Süden; er bildete die linke Ufermoräne der Gletscherzunge, die auch eine rechte Moräne in Form eines nach Osten hinabsteigenden Walles abgelagert hat; dieser endet bei Punkt 2024 oberhalb Genièvre.

Da das nördlich vom Grat Prés Bœurre gelegene Talbecken zwischen Sanetschhorn und Arpelistock sich mehr als 4 km

weit hin erstreckt, also mehr als dreimal länger ist als das südliche, so war es hier auch zu grösserer und zusammenhängenderer Moränenaufschüttung gekommen.

Westlich von der Passhöhe beginnt in 2400 m eine Ufermoräne, die dem linken Ufer der Saane parallel geht und grün bewachsen ist. Der genannte Betrag gibt einen Anhalt für die Schneegrenze, die damals nicht unter 2400 m gelegen hat, also 350 m unter der heutigen.

Unterhalb der Passhöhe beobachtet man in 2221 m bei La Grande Croix einen Moränenwall, über den der Weg führt. Er endet unweit Punkt 2096, ebenso zwei ihm parallel ziehende Wälle zu beiden Seiten der Saane und zwei Wälle östlich vom Weg. Letztere sind durch die Wildbäche am Nordabhang des Grates Prés Bœurre trefflich aufgeschlossen. Auf der Karte werden alle diese Wälle durch den Namen « Chalets de Zanfleuron » geschnitten. Ungefähr 1 km nördlich von diesen Chalets liegen zwischen grossen Blöcken eines jungen Bergsturzes die Hütten der Alp Fleuria. Nördlich von denselben ziehen Moränenwälle bei Punkt 2082 auf dem linken Ufer der Saane gegen das Chalet de la Ley und auf dem rechten Ufer gegen die Rundhöcker les Moulins bei Punkt 2126. Bei dem Chalet de la Ley öffnet sich nach Südwesten ein kleines Tälchen, das zwischen Sanetschhorn und Gstellihorn liegt und typische Felsrippen zeigt.

Der Ausgang dieses Tälchens, Les Creux de la Ley, ist von einer grossen Zahl grünbewachsener kleiner Schutthügel besetzt, zwischen denen winzige Seelein liegen. Die ganze äusserst unruhige Landschaft erinnert an Tomahügel. Die Hügel werden zudem von unzähligen grössern und kleinern eckigen Kalkblöcken bedeckt, die von den Steinwänden des Gros Monton bei den Punkten 2573, 2490 und 2329 am linken Abhang der Creux de la Ley heruntergestürzt sind. Durch die Saane und andere Agenzien sind diese grünen Hügel vielerorts aufgeschlossen, und ich fand petrographisch verschiedenartige, kantenbestossene, gerundete und einige gekritzte Kalkgeschiebe in Glacialschlamm. Diese Hügel sind demnach Moränenhügel des Saanegletschers, der sich hier am Ausgang des Seitentälchens stark verbreitern konnte.

Die Moränen setzen sich auf dem linken Ufer fort, und das Chalet de Genièvre steht zwischen Bergsturzblöcken auf einem ausgesprochenen Moränenwall, der auch gekritzte Geschiebe ent-

hält. Auf dem rechten Ufer der Saane legt sich gegenüber dem Chalet de Genièvre ein mächtiger Schuttkegel quer über den Talboden; er dehnt sich nach Norden bis zu Punkt 2018 aus. Hier durchschneidet die Saane einen Endmoränenwall, auf dem Bergsturzblöcke liegen, die vom Schafhorn herabgestürzt sind. 0,85 km nördlich von Punkt 2018 beginnt bei Punkt 2002 die Stufe des Sanetschpasses gegen Gsteig hinab. Zwischen den beiden Punkten erhebt sich 30—40 m hoch ein Komplex von gerundeten, kleinen Hügeln aus anstehendem Fels, der das Talstück riegelförmig abschliesst. Das Ganze ist eine Einzelerhebung mitten im Tal, so dass links und rechts schmale Talausgänge vorhanden sind. Durch den westlichen fliesst die Saane in nordwestlicher Richtung und in gewundenem, schmalem Bette bis zu Punkt 1856, La Boiterie, um dann von hier im «Saaneschuss» mit weithin sichtbaren Wasserfällen von zusammen etwa 600 m Fallhöhe gegen Gsteig hinabzustürzen. Durch den östlichen, den breiteren Ausgang führt der Passweg, der noch bis zu Punkt 2002 an vereinzelten Stellen Moränenschutt aufschliesst.

d. Ergebnisse.

Der Saanegletscher, der heute eine Länge von kaum 5 km besitzt, war 10 km lang, als er auf der Sanetschpasshöhe bei Punkt 2018 endete. Noch damals war er in zwei Zungen gespalten, von denen eine nach Norden als Saanegletscher, die andere als Zanfleurongletscher nach Süden floss. Da sich auf dem damals vom Gletscher bedeckten Gebiete heute menschliche, seit langem bewohnte Siedlungen befinden, so muss dieser Gletscherstand in vorhistorischer Zeit gewesen sein, was auch mit den Beobachtungen über Moränen und Rundbuckellandschaft übereinstimmt. Das Gletscherende und die Schneegrenze waren 300—400 m tiefer als heute. Wir sprechen daher hier vom Daunstadium des Saanegletschers.

5. Die Rückzugsphasen und -stadien des Saanegletschers.

In einem kurzen Rückblick können wir feststellen, dass der Saanegletscher in der Eiszeit eine gut ausgesprochene selbständige Entwicklung besass. Diese fällt jedoch erst in die Zeit nach dem Maximum der letzten, der Würm-Eiszeit. Damals, in einer Rückzugsphase, stiess der Gletscher ungehindert in die Niederung von Bulle vor. Die ihm in dieser Phase zugeschriebenen

Moränen reichen aber nicht ins Molasseplateau des Mittellandes hinaus, sondern liegen auf der Grenze zwischen Voralpen und Mittelland, die nördlichsten bei Riaz und Villarvolard.

Talaufwärts folgt eine moränenfreie Talstrecke von etwa 20 km Länge. Dann beginnt die Serie von beträchtlichen Moränenanhäufungen mit Schottern, die wir ins Bühlstadium verlegten. Sie erstreckt sich 16 km weit von Château-d'Oex bis Gstad. Dreimal machte hier der Gletscher halt; besonders ausgeprägt ist das Verweilen bei Saanen, wo typische Moränen ein ausgesprochenes Zungenbecken umsäumen. Als der Gletscher bei Château-d'Oex endete, bewegte sich eine Zunge nach Nordosten hin bis zur Passhöhe der Saanenmöser. Die Schneegrenze lag im Bühlstadium in 1600—1700 m.

Oberhalb Gstad liegen jüngere Moränen bei Boden im Grund und bei Gsteig; wir weisen letztere ins Gschnitzstadium. Ein bemerkenswerter Abstand besteht also hier nicht zwischen den jüngsten Moränen des Bühlstadiums und der ältesten des Gschnitzstadiums

Dagegen ist der Höhenunterschied zum Daunstadium bedeutend. Damals bedeckte der Gletscher die ganze Höhe des Sanetschpasses. Mit Sicherheit kann hier die Schneegrenze zu 2300 bis 2400 m angegeben werden.

II. Der Oldengletscher.

Der eiszeitliche Saanegletscher besass noch im Bühlstadium drei Quellgletscher, den Lauenengletscher, den Saanegletscher und den Oldengletscher. Das Sammelgebiet des Oldengletschers lag in der Nische der Oldenalp, am Nordabhang des Oldenhorns. Im Gschnitzstadium hatte sich der Lauenengletscher vom Saanegletscher getrennt, und auch der Oldengletscher endete selbstständig, wie aus folgenden Beobachtungen hervorgeht:

a. Endmoränen bei Gsteig.

Westlich von Gsteig ist ein typischer Moränenaufschluss in *n* von Aegerten, wo ich gekritzte Geschiebe, grosse Blöcke in Schlamm und Sand, Nummulitenkalk, Rauchwacke und Taveyannazsandstein fand. Letzterer findet sich im Gebiet des Saanegletschers nicht, sondern steht in der Oldenalp an. Auch auf dem linken Ufer des Reuschbaches ziehen Moränenwälle

quer zur Richtung der Ufermoränen des Saanegletschers von Gsteig. Westlich von Reusch sind Moränenaufschlüsse an der Pillonstrasse bei Stockenweid, bei Punkt 1401, bei Punkt 1451 La Marche und in 1500 m am Weg gegen Griden Punkt 1539. Die Hütten von Reusch selben stehen in 1326 m auf einem Schuttkegel in einem breiten versumpften Becken, in das der Bach von der Oldenalp herunter in vielen Wasserfällen über eine 500 m hohe Talstufe stürzt.

b. Das Ursprungsgebiet.

Es finden sich noch jüngere Moränen im Ursprungsgebiet, oberhalb der Oldenalp. Die Oldenalp liegt in einem von Rundhöckern nach aussen abgeschlossenen Tälchen mit breiter Talsohle, die aber zum grössten Teil von mächtigen Schuttkegeln zahlreicher Wildbäche bedeckt ist. Im Hintergrund des Tales gelangt man über eine Stufe, über welche die «Schreienden Bäche» rauschen, zu einer Terrasse, Oberolden, die von typischen Rundhöckern gekrönt wird. Hinter einem solchen, dem Punkt 2310, befindet sich ein kleines Wasserbecken. Zahlreich sind an den steilen Felswänden schöne Gletscherschliffe. Bis zu 2300 m hinab ziehen sich deutliche Moränenwälle, die aber durchaus unbewachsen sind. Sie deuten zwei Gletscherzungen an. Die eine floss als Hängegletscher direkt vom Oldenhorn nach Nordosten gegen Punkt 2423 herunter; die andere war die vergrösserte Zunge des kleinen Oldengletschers, der heute in 2600 m endet. Die Schneegrenze müsste in 2500 gewesen sein. Das Daunstadium ist hier nicht typisch entwickelt; denn die Moränenwälle scheinen noch jünger zu sein. Dagegen fand ich nördlich vom Nägelihorn in 1800—1900 m typische Moräne oberhalb Punkt 1791 Krottenberg, die einen Gletscher mit einer Schneegrenze von 2300 m voraussetzt. Dieser lag in dem Tälchen Entre la Reille, das schöne Rundbuckel aufweist.

III. Der Lauenengletscher.

a. Das Lauenental.

Die glacialen Spuren sind im Lauenengebiet von ausgezeichneter Entwicklung, sowohl erkennbar in Talformen als auch in Moränen. Von Gstad weg, wo der Lauibach in die Saane mündet, wandert man vorerst in engem, schluchtartigem Tal aufwärts gegen Bissen, Trom und «in der Enge». Von hier an wird das

Tal breiter, so bei Stalden. Zwischen Trom und Stalden bilden zahlreiche Schuttkegel von Wildbächen sanft geneigte Halden mit Steilabfall gegen den Bach und die Strasse zu.

Sodann erheben sich vor uns die Gebäude des Dorfes Lauenen auf zahlreichen kleinen Hügeln. Oberhalb derselben dehnt sich eine weite sumpfige Niederung aus, das Rohr. Es ist 2,5 km lang und 500 m breit. In dieses Becken ergiessen sich sieben Bäche, einige mit zentripetalem Lauf, alle mit Schuttkegel. Der Hauptbach durchfliesst als Rohrbach in vielen Serpentinen und trägem Lauf die Niederung mit einem Gefälle von 12 ‰. Zwischen Trom und Gstad mündet der Lauibach in engem Bett rasch und schäumend mit 40 ‰ Neigung ins Saanetal. Hier erkennt man einen breiten Talausgang in 1130 m, wo die Höfe von Windspillen bei Punkt 1133 stehen. In diesen breiten Ausgang des Lauenentales hat sich der Lauibach eine jugendliche Schlucht, teils in Fels, teils in Moräne eingeschnitten.

Das Lauenental weist also eine Stufenmündung bei Bissen und Gstad und ein Zungenbecken bei Lauenen auf. Bei Punkt 1252 hört das breite versumpfte Becken plötzlich auf, und man gelangt über eine Stufe von 120 m zu einer neuen beckenförmigen Erweiterung, in der drei kleine Seen, die Lauenen-Seen liegen, die Reste eines 1000 m langen und 400 m breiten einzigen Sees. Das Seebecken wird talabwärts durch typische Rundhöcker aus Nummulitenkalk abgeschlossen. Zu dem Seebecken hinunter stürzen die beiden Quellbäche des Lauibaches, der Dungelbach und der Geltenbach. Letzterer kommt direkt von Süden vom Geltengletscher; der Dungelbach bildet von Südosten her einen prachtvollen Wasserfall, den Dungelschuss, über eine 400 m hohe Stufe hinunter. Beide Bäche vereinigen sich östlich von den Lauenen-Seen und ohne sich in diese zu ergiessen, rauschen sie an der Ostseite der Rundhöcker in junger Erosionsschlucht mit grossem Gefälle dem Zungenbecken zu, in das sie bei Punkt 1252 eintreten. Die Lauenen-Seen werden heute durch Schwemmkegel mehr und mehr verkleinert.

b. Moränen im Lauenental.

An zwei Orten liegen Moränen des Lauenengletschers in der Talsohle, bei Bissen und bei Lauenen. Bei Bissen werden sie vom Bach angeschnitten, so bei Scheibe. Sie treten auf beiden Ufern wallförmig auf, so links und bei Gmündten.

Diese Moränen berühren solche des Saanegletschers, die über Punkt 1133 ziehen. Damals endete dieser Gletscher bei Saanen und Gstad. Wenn in der ersten Phase des Bühlstadiums der Lauenengletscher noch auf der rechten Flanke des Hauptgletschers mitfloss, so war er also in der letzten Phase, wie die Endmoränen von Bissen lehren, von ihm getrennt.

Eine durchaus selbständige Entfaltung besass der Gletscher, als er bei Lauenen endete, wo gute Aufschlüsse an den Hügeln deren Moränennatur unzweifelhaft machen. Bis in die Gegend der Lauenen-Seen hinauf konnte ich auf beiden Talseiten den Verlauf von Ufermoränen an Aufschlüssen verfolgen, obgleich Wälle nicht zu erkennen sind. Gletscherschutt findet man z. B. am Weg nach «Hinterm See» und am kleinsten Seelein, dann auf der rechten Seite in 1400 m bei «Unterm Dungel» und bei der Wolfsegg in 1350—1380 m.

Der Lauenengletscher war bis Lauenen etwa 9—10 km lang, und er bedeckte ein Areal von annähernd 36 km². Die mittlere Höhe des von ihm eingenommenen Bodens beträgt 2020 m. Heute befindet sich nach Jegerlehner die Schneegrenze am Geltengletscher in 2675 m, am Dungelgletscher in 2785 m,[1]) im Mittel also 2730 m. Mit Rücksicht auf die orographischen Verhältnisse kann die Schneegrenze des bei Lauenen endigenden Gletschers nicht höher als 2020—2040 m angenommen werden. Daraus ergibt sich eine Depression von ungefähr 700 m, und dieser Betrag spricht für das Gschnitzstadium.

c. Das Ursprungsgebiet.

Oberhalb der 400 m hohen Stufe des Dungelschusses gelangt man zu einem ebenen Boden von mehr als 1 km Länge. Er wird auf der Nordseite von zwei Wallmoränen umsäumt, zwischen denen in 1800 m die Hütten der Küh-Dungelalp stehen. Der von Endmoränen eingefasste Boden deutet ein kleines Zungenbecken des Dungelgletschers an, das auf den drei andern Seiten von hohen Felsmauern umgeben ist.

In der Mitte des Bodens erhebt sich bei Punkt 1820 ein 20 m hoher Rundhöcker aus Nummulitenkalk mit sanfter, geschliffener Stossseite und steiler, brüchiger Leeseite. Die Schmelzwässer, die in zahlreichen Wasserfällen von oben herunterstürzen, schütten

---

[1]) Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. V, Heft 3, S. 544.

flache Schuttkegel auf, neben denen sich ein Torf führender Sumpf befindet.

Die ganze Hohlform macht den Eindruck eines riesigen Kares; es war das eine Ursprungskar des hocheiszeitlichen Lauenengletschers. Dieser Eindruck wird noch dadurch verstärkt, dass man von dem Karboden aus den heutigen Dungelgletscher nicht wahrnimmt, der 650 m höher über den senkrechten Urgonfelswänden abschmilzt. Der Gletscher, der die Endmoränen in 1800 m ablagerte, verlangte eine 300—400 m tiefere Schneegrenze als heute. Dies spricht für das Daunstadium.

Als das andere Ursprungskar des Lauenengletschers kann der riesige Zirkus angesehen werden, der sich oberhalb des Geltenschusses bei Punkt 2158 ausdehnt. Von den senkrechten Wänden herunter rauschen zahlreiche Schmelzbäche des Geltengletschers, und in fünf bedeutenden Wasserfällen stürzt der Geltenbach über hohe Talstufen hinunter, bis er sich mit dem Dungelbach vereinigt. Oberhalb Punkt 1941 dehnt sich eine ausgezeichnete Rundbuckellandschaft aus; in 1800 m ist Moräne aufgeschlossen, und von da abwärts fliesst der Bach in einem typischen Taltrog, dem Feissenberg.

IV. Der Ormontgletscher.

Vom Massiv der Diablerets fliessen heute Gewässer nach allen Richtungen talabwärts; nach Nordosten der Oldenbach und die Saane, nach Südosten die Morge, nach Süden die Lizerne, nach Westen der Avançon und die Grionne und nach Nordwesten hin der Dard und die Grande Eau. In allen diesen Tälern lagen in der Eiszeit bedeutende Talgletscher. Wir haben bereits die Spuren der beiden nordöstlichen beschrieben und möchten nur noch die erratischen Bildungen des Ormonttales anführen, weil es das Saanegebiet im Süden begrenzt.

1. Das Ormonttal.

Der Ormontgletscher, der sich in dem von der Grande Eau durchflossenen Ormonttal bewegte, entquoll einem riesigen, halbkreisförmigen Kessel, dem Creux de Champ, der ungefähr 4 km von Nordwesten her in den Gebirgsstock hineingeschnitten ist. Von der Mitte aus, wo sich die radial fliessenden Bäche vereinigen, steigen die Wände 1600—1900 m nach drei Seiten hin

in die Höhe. Talauswärts verbreitert sich das Tal gegen Ormont-dessus hin zu einem mit jungen Aufschüttungen im Niveau von 1160 m eingeebneten Zungenbecken, das von gerundeten Felshügeln und Moränenwällen umsäumt ist. Weiter talabwärts verschmälert sich der ebene Talboden, der in 1080 m bei Rosé ganz verschwindet. Von hier weg fliesst der Fluss in einer schmalen, V-förmigen Furche, die an Tiefe immer mehr zunimmt; bei Vuargny ist sie über 200 m tief. Statt des ebenen Talbodens stellen sich in der Talsohle infolge Gesteinswechsels grosse Rundbuckel und hochgelegene Talterrassen ein; erstere wie der Aigremont und Les Champs oberhalb Le Sepey, letztere links bei Plambuit in 1120 m, rechts bei Leysin in 1260 m, also 520 und 660 m über dem Fluss.

2. Gletscherablagerungen im Ormonttal.

Im Maximum der Würm-Eiszeit und in den ersten Rückzugsphasen bildete der Ormontgletscher die rechtsseitige Flanke des Rhone-Inlandeises, wie aus der Verbreitung der charakteristischen Flyschgesteine geschlossen werden muss. Damals stand das Rhone-Eis wohl bis zu 1500 m hinauf vor dem Ausgang des Ormonttales, und Rhoneblöcke wurden weit in dasselbe hinauf verfrachtet. Nach den lokalen Ablagerungen im Ormonttal zu urteilen, besass der Ormontgletscher später eine selbständigere Entwicklung, wie auch Schardt annimmt.[1])

An vier Orten sind die Anhäufungen von Gletscherschutt beträchtlich, bei Vuargny unweit von Leysin, im mittleren Ormonttal bei Rosé, im Ormont-dessus bei Les Plans und im Ursprungsgebiet bei Vers Champ.

a. Im untern Ormonttal.

Bei Vuargny ist Moräne in Punkt 891, in 860 m und in Punkt 836 an der grossen Strasse aufgeschlossen; überall sind Flyschgesteine in der Mehrzahl; aber vereinzelt treten auch Rhonegletschergeschiebe auf, wie schon Schardt erkannte.[2]) Im Aufschluss von Punkt 836 sind die oberen Partien geschichtet und gehen talabwärts in wirkliche Schotter über, die zwischen Punkt 829 und 821 trefflich aufgeschlossen sind; sie sind zum Teil verfestigt und fallen stark flussabwärts. Eine ähnliche Er-

[1]) Beiträge XXII, S. 255.
[2]) Beiträge XXII, S. 254.

scheinung tritt auch etwa 2 km weiter talabwärts oberhalb Fontaney bei der oberen Strassenwindung in Punkt 661 auf. Hier zeigen gutgewaschene, geschichtete, stark westlich fallende Schotter deutliche Deltastruktur an. In den Schottern sind Rhonegerölle häufig. Die Schmelzbäche des Ormontgletschers mussten durch den quer vor dem Ormonttal liegenden Rhonegletscher gestaut worden sein, der bis etwa 800 m hinaufreichte, also ungefähr 700 m weniger hoch als im Maximum der Würm-Eiszeit.

Oestlich von Le Sepey ist in 1060 m bei Punkt 1054 ein bedeutender Moränenaufschluss, der sehr viel Flyschgesteine der Tornettazkette enthält. Nördlich von Le Sepey tritt dagegen am Südabhang des Mont d'Or Gletscherschutt auf, der ausserordentlich reich ist an dunklem Kalk, der am Mont d'Or ansteht. Auch oberhalb der Mündung des Raverettazbaches liegen typische Endmoränen des Raverettazgletschers bei Perrausaz und Comballaz.[1])

Es zeigt sich demnach, dass in einem gewissen Stadium der Ormontgletscher noch Zuflüsse vom Südabhang der Tornettazkette erhielt; dagegen hatten sich lokale Gletscher vom Ost- und Südabhang des Mont d'Or schon von ihm getrennt. Diese besassen eine Schneegrenze von etwa 1600 m; das ist ungefähr 1000 m tiefer als sie heute hier sein müsste, und dieser Betrag entspricht dem Bühlstadium. Damals aber endete der Ormontgletscher bei Vuargny, und nach den dortigen Stausee-Bildungen zu schliessen, bedeckte im Bühlstadium der Rhonegletscher das Rhonetal bei Aigle mit einer Eismächtigkeit von etwa 400 m. Das Ende des Rhonegletschers lag demnach bei einer mittleren Neigung der Eisoberfläche der Gletscherzunge von 20 ‰ 20 km nördlicher, also etwa in der Mitte des Genfersees, bei geringerem Gefälle natürlich weiter im Westen. Einem niedrigeren Stande entspricht wohl die Moräne oberhalb Aigle bei Punkt 453. Diese Annahmen sind nicht unwahrscheinlich; denn es wurde bereits gezeigt, dass der Saanegletscher im Bühlstadium eine grosse Entwicklung besass, und Brückner rechnet im Bereich des Reussgletschers vier Endmoränen zum Bühlstadium.[2]) Das Ende des Rhonegletschers bei St. Maurice resp. Verossay, das nach Brückner diesem Stadium angehört, würde vielleicht dessen letzte Phase markieren.

---

[1]) Vergl. Beiträge XXII, S. 255.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, 1902, Kärtchen S. 496.

b. Moränen im obern Ormonttal.

Talaufwärts sind jüngere Endmoränen des Ormontgletschers bei Punkt 1096 Rosé aufgeschlossen; besonders deutlich ist ihre Bildung bei Au Plan im Ormont-dessus. Sie umsäumen hier die breite Niederung von Les Diablerets. Nördlich von Punkt 1173, wo die Kirche auf einem Felssockel steht, ziehen Moränenwälle mit Taveyannazsandstein und Nummulitenkalk von Guelien gegen Planet und Emenoux in 1190 m und zu Punkt 1205 am T. du Plan. Auf dem linken Ufer führt ein Wall von Punkt 1210 bei Rachy-dessous gegen Le Pont hinunter.

Wenn wir den Gletscherstand bis Vuargny ins Bühlstadium wiesen, so können wir die letzgenannten Moränen ins Gschnitzstadium versetzen. Diese Annahme wird noch gestützt durch die Beobachtungen über Lokalgletscher am Südabhang der Tornettazkette, wie auf Seite 189 zu zeigen ist.

Der Wanderer bemerkt südlich von der Hotelsiedlung von Les Diablerets bei Sous Barmes in 1230 m einen grossen Schuttwall, der aus eckigen Blöcken besteht; das Ganze sieht aus wie verfrachteter Gehängeschutt; vielleicht ist es eine hauptsächlich aus Oberflächenschutt aufgebaute Moräne, was bei der Steilheit der begleitenden Wände nicht ausgeschlossen wäre. Demnach müsste hier der Gletscher in sein jüngstes eiszeitliches Stadium eingetreten sein. Diese Tatsache wird unzweifelhaft erhärtet durch einen ausgezeichneten Aufschluss von typischer Grundmoräne, der sich genau in der Mitte des Creux de Champ bei Vers Champ in 1350 m befindet. Andere Ablagerungen sind wohl den zahlreichen Schmelzbächen zum Opfer gefallen; denn diese stürzen in tosenden Wasserfällen die steilen Wände von den Gletschern herunter, die 1000 m hoch über Vers Champ abschmelzen, und schütten mächtige Schuttkegel am Fuss der übersteilen Felshänge auf. Diese Aufschüttung vollzieht sich namentlich in einer Zone von 1350—1500 m; unterhalb derselben überwiegt die Erosion, das Einschneiden in die lockeren Schuttmassen.

3. Die Spuren des Dardgletschers.

In ganz ausgezeichneter Weise lassen sich Moränenwälle verfolgen, die vom Col de Pillon weg dem Dard entlang ziehen. In 1200 m treten solche in Berührung mit den Wällen des Ormontgletschers, so an der Biegung der Strasse zwischen Guelien

und dem Felshügel Punkt 1173. Die Dard-Moränen enthalten auch Flyschgesteine, im Gegensatz zum Hauptgletscher. Ein anderer Wall streicht von Parchets gegen Vers le Bay auf dem rechten und von Punkt 1293 gegen Corbaz auf dem linken Ufer. Ein dritter Wall zieht von Punkt 1484 westlich von der Passhöhe weg fast 2 km weit der Strasse entlang über Punkt 1396 Durand, Punkt 1323 Sur la Sciaz und endet in 1282 m bei La Palanche. Deutlich kann an der Strasse die Ueberlagerung des weissen anstehenden Gipses durch den Moränenschutt beobachtet werden. Diesem rechtsseitigen entspricht auch ein Wall auf der linken Seite, der über Le Mont in 1321 m gegen den Fluss hinabzieht. Endlich findet sich noch ein jüngster Wall von 1 km Länge bei «En Pillon», mit zwei Wasserbecken bei 1391 m. Dieser Moränenwall liegt in dem kleinen typischen Zungenbecken, dem Creux de Pillon, in welches der Dard mit prachtvollem Wasserfall hinunterstürzt, unten einen Schuttkegel aufbauend.

Alle diese Moränen deuten das Gschnitzstadium des Dardgletschers an.

Es finden sich auch solche aus dem Daunstadium, nämlich oberhalb des Wasserfalles; sie steigen bis 1700 m hinab, so bei Derbé Saudan. Der heutige Gletscher hängt im Hintergrund einer ihm zu gross gewordenen Nische, an deren Ausgang alle Felsen gerundet sind.

Im Gschnitzstadium lag hier die Schneegrenze in 1900 bis 2000 m, im Daunstadium etwa in 2300—2400 m.

Zusammenfassung über die Gletscher der Hochalpen.

Die eiszeitlichen Spuren der Hochalpengletscher liessen sich bis zu den neuesten Moränen und Schottern hinauf verfolgen. Im Maximum der Würm-Eiszeit bildeten die Hochalpengletscher seitliche Zuflüsse zum Rhonegletscher. In einer Rückzugsphase und im Bühlstadium endete einer selbständig, der Saanegletscher. Im Gschnitz- und Daunstadium aber kamen fünf Gletscher zu beinahe ganz freier Entwicklung. Drei Hauptgletscher bewegten sich im Gschnitzstadium von den Alpen direkt talabwärts, der Lauenengletscher, der Saanegletscher und der Ormontgletscher. Die beiden letztern wurden im Abschmelzgebiet je von einem kleineren Seitengletscher berührt, vom Oldengletscher und dem Dardgletscher. (Vgl. Taf. IV.)

Sämtliche fünf Eisströme entquollen grossen Ursprungskaren, in deren Hintergrund heute noch Firnfelder und Hängegletscher vorkommen. Beim Saanegletscher ist die Wandverwitterung bezw. rückschreitende Abtragung im Ursprungskar so weit gediehen, dass die Karwand teilweise verschwunden ist und nur durch den Grat, über den der Pass führt, angedeutet wird. Diese Abtragung fand vor dem Daunstadium statt.

Dritter Teil.

Die grössern Talgletscher der Voralpen.

Im Maximum der Eiszeiten, als die Schneegrenze ihre tiefste Lage erreicht hatte, waren wohl die meisten grösseren Gebirgsgruppen unseres Gebietes von eigenen Gletschern oder von Firn bedeckt; ein einziger gewaltiger Eisstrom, der Saanegletscher, durchquerte alle Ketten der Voralpen und führte die sämtlichen Gletscherzuflüsse der mittleren Freiburger Alpen dem Rhone-Vorlandeis zu. Im Südwesten spielte der Ormontgletscher die gleiche Rolle; aber auch im Nordosten vollzog sich ein ähnlicher Vorgang. Hier sammelten sich Firnmassen in den Tälern der Sense und traten südlich von Plaffeien aus dem engen Talausgang heraus, um sich daselbst mit dem Rhonegletscher zu vereinigen. In den Rückzugsphasen, als der Saanegletscher unweit von Bulle endete, lag ferner ein grosser Talgletscher im Jauntal. Dies war auch im Tal des Hongrins in einem Rückzugsstadium der Fall.

Dagegen bargen viele Gebirge der Voralpen in den Rückzugsstadien nur noch kleinere Gletscher; ihre Entwicklung wird uns erst klar, wenn wir die Phasen der grossen Talgletscher erkannt haben, die in den Voralpen vorkamen.

I. Der Jaungletscher.

1. Das Jauntal und seine Gewässer.

Etwa 3 km östlich von Bulle mündet bei Broc der Jaunbach in die Saane. Die Mündung liegt in 680 m, die Sohle des

breiten Talausganges aber in 810 m, also 130 m höher. In vielen Windungen führt die Strasse die Stufe hinan, um bei La Bataille die Talsohle zu gewinnen. Der Bach aber fliesst in 100—130 m tiefer Schlucht der Saane zu. Das Saanetal erscheint also gegenüber dem Jauntal übertieft. Der Jaunbach entspringt auf der Ostseite der Gastlosen in der Hundsrückflyschzone. Im obersten Talabschnitt liegt das Dorf Abläntschen. Zwischen dieser Ortschaft und Broc folgen talabwärts die Siedlungen Jaun, Imfang, La Tzintre und Charmey. 3 km unterhalb Abläntschen durchschneidet der Bach die Kette der Gastlosen und betritt dann die schmale Mocausaflyschzone. Zwischen Jaun und Charmey durchsägt er die beiden Antiklinalen und die Synklinale der vierten Kalkzone. Bei Jaun steht der Südostschenkel der ersten Antiklinale senkrecht. Auf 1 km Länge fliesst der Jaunbach hier durch Kreide, Malm, Dogger, Lias und Rauchwacke und befindet sich westlich Jaun bis Imfang im Kern der ersten Antiklinale. Westlich von Imfang folgt eine Talenge, die durch harte, senkrecht stehende Malmbänke des absteigenden Schenkels verursacht wird. Nun steht in der Talsohle Kreide an, die bald wieder zwei harten Ketten des Malm weicht. Diese sind die aufsteigenden Schenkel der westlichen Antiklinale, in deren Liaskern der Fluss bei La Tzintre einen Wasserfall bildet.

Zwischen Jaun und La Tzintre ist der Talboden überall ungefähr 200 m breit und von jungen Alluvionen eingeebnet. Nur da, wo die harten Malmzüge das Tal durchqueren, entsteht eine Enge, die aber keine Schlucht ist, sondern auch hier hat der ebene Talboden eine Breite von 80—100 m und das Gewässer ein gleichmässiges Gefälle, nämlich zwischen Imfang und La Tzintre auf 4 km 9 ‰. Aber unterhalb La Tzintre ändert sich der Talcharakter. Der Jaunbach stürzt hier mit 100 ‰ über eine 50 m hohe Stufe hinab. Dann fliesst er in einem 80—90 m tiefen, verbreiterten Graben, den er in mächtigen Moränenschutt eingeschnitten hat. 1 km westlich von Charmey mündet von rechts der Javroz und 0,7 km talabwärts von links der Ruisseau de Motélon. Alle drei Gewässer haben sich vor ihrer Vereinigung bis zum Talausgang bei Broc zum kleinsten Teil in Moräne, zum grössten in anstehenden Fels eingeschnitten, so dass der Jaunbach mit 50 ‰ Gefälle in tiefer, unzugänglicher Schlucht das Jauntal verlässt.

Von den grössern Seitenbächen des Jaunbaches mündet einzig der Rio du Gros Mont gleichsohlig; er erreicht zwischen Imfang und La Tzintre in der Kreide der Synklinale, die das Jauntal durchquert, den Fluss, nachdem er die ganze erste Antiklinale durchschnitten hat. Drei andere Seitenbäche münden mit einer Stufe ins Haupttal, so bei Imfang der Montbach, nördlich von Jaun der Allmendbach und südlich von Jaun der Sattelbach.

Von Abläntschen bis La Tzintre sind die untern Partien der Talgehänge stärker geneigt als die mittleren. Zwischen Jaun und La Tzintre beobachtet man zahlreiche Schuttkegel, die von seitlichen Wildbächen auf die ebenen Alluvionen im Talboden aufgeschüttet sind.

Zusammenfassung.

Das Jauntal ist in der Richtung unabhängig von der Tektonik in weiche und harte Schichten eingeschnitten. Im Mittellauf ist das Tal breiter und das Gefälle des Jaunbaches geringer als im Unterlauf; hier mündet der Bach mit 50 ‰ Gefälle stufenförmig in tiefer Schlucht ins Saanetal. Mehrere Seitenbäche durchfliessen harte Ketten und münden stufenförmig.

2. Die Gletscherspuren im Jauntal.

a. Die oberste Gletschergrenze.

Im Jauntal konnte ich nur zwei zuverlässige Werte für die Bestimmung der obersten Gletschergrenze gewinnen. Moräne des Jaungletschers ist zwischen Abläntschen und Jaun bei Fängli in 1460—1470 m am Jaunpass bei Punkt 1455 aufgeschlossen. Ein anderer Aufschluss liegt auf der linken Talseite westlich von Imfang am Ausgang des Gros Monttales bei Schoplan in 1300 m, und auf der rechten Talseite fand Gilliéron Erratikum bei Raveyres in gleicher Höhe.[1]) Ausserdem gibt Gilliéron noch (a. a. Op. S. 236) acht Werte der obersten Gletschergrenze im Jauntal an, die er in einer Tabelle aufführt, darunter Moräne bei Crésuz in 930 m. Demnach müsste der Gletscher auf 5 km eine Neigung von 74 ‰ gehabt haben. Dies ist unwahrscheinlich, namentlich mit Rücksicht auf das geringe Gefälle des Talweges.

Es wurde gezeigt, dass im Maximum der Würm-Eiszeit Rhone-Eis bis 1260 m und der Saanegletscher bis zu 1300 m hinauf

[1]) Beiträge XVIII, S. 236.

quer vor dem Ausgang des Jauntales standen. In diese Zeit lässt sich die Moränenablagerung im mittleren Jauntal bei 1300 m versetzen; dagegen sind wohl die Moränen von Charmey und Crésuz jünger. Zudem behauptet Gilliéron, der Simmegletscher habe die Höhe des Jaunpasses von 1506 m überschritten.[1]) Dem steht die Beobachtung gegenüber, dass das Erratikum des Simmegletschers, charakterisiert durch Hornfluhbreccie, am Ostabhang des Jaunpasses in 1460 m den höchsten Punkt erreicht und dass im ganzen obern Jauntal keine Hornfluhbreccie anstehend oder erratisch vorkommt.

Ausser bei Fängli fand ich an der Jaunstrasse bis Jaun hinab noch an drei andern Punkten Moräne des Jaungletschers, nämlich in 1340 m, 1230 m und 1140 m.

b. Die glacialen Ablagerungen am Ausgang des Jauntales.

Viel bedeutender an Mächtigkeit als die soeben besprochenen sind die glacialen Ablagerungen im Jauntal unter der obersten Gletschergrenze, so namentlich zwischen Charmey und Broc. Auf dem Wege von der Brücke bei der Fabrik Cailler nach Charmey treffen wir vorerst Moräne des Saanegletschers, und zwar unmittelbar südlich und nördlich von der Brücke, wie bei den Strassenwindungen von Bataille. Zwischen der Ruine und dem Dorf von Montsalvens tritt in 850 m Moräne von mehr lokalem Charakter auf. In der Nähe von Crésuz sind an der Strasse mehrere gute Aufschlüsse von typischer Moräne, so bei Chevalet, in Punkt 871 und am Westende der Javrozbrücke. Bei Chevalet fand ich Geschiebe des Rhonegletschers, wie Gneiss und Granit, solche des Saanegletschers, wie Hornfluh- und Etivazbreccie, und sehr viel Lokal-Erratikum aus dem Jauntal. Bei Punkt 871 und östlich von Crésuz ist nur Lokalmoräne zu beobachten, und doch sind diese Ablagerungen in Höhe und Mächtigkeit einheitlich und hängen sozusagen zusammen.

Auf dem linken Ufer des Jaunbachs zieht sich am Fuss der Dent de Broc eine ausgesprochene Moränenterrasse hin, wie auch aus der Darstellung von Gilliéron hervorgeht.[2])

Diese Terrasse senkt sich vom Ausgang des Motélontales von Punkt 871 gegen Favaulaz d'amont auf 857 m. Hier tritt

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 231 und S. 257.

[2]) Vergl. Fig. 1 auf Tafel VI in Beiträge XVIII und S. 235.

deutliche Wallform auf. Westlich davon finden sich in unteren Partien Saanegeschiebe, im Hangenden nur Lokalgesteine, namentlich aus dem Motélontal. Oestlich von der Mündung des R. de Motélon erreicht sehr schlammreiche Jaungletschermoräne eine Mächtigkeit von 80 bis 90 m. Auch hier kann man von einer Terrasse sprechen, deren Oberfläche schwach gewellt ist und Wallformen andeutet, wie bei Liençon links und bei Au Praz rechts vom Jaunbach. Diese sanft wellige Terrasse setzt sich gegen das untere Javroztal hinauf fort und ist östlich von Cerniat auch 70—80 m mächtig. Hier walten Gesteine des Javrozgebietes vor; es finden sich darin vereinzelt mehrere Geschiebe des Rhonegletschers wie Valorsinekonglomerat. Bemerkenswert ist die deutliche Schichtung der ungemein schlammreichen Moräne am Javroz bei La Vertschire. Die Schichten fallen schwach flussabwärts. Bei der Brücke über den Javroz und südlich davon bei Punkt 833 liegen typische Schotter in 820 und 860 m, während ungeschichtete Moräne daneben bis zu 880 und 893 m hinaufsteigt.

Wir erkennen also zwischen Charmey und Broc drei mächtige Moränenterrassen in einem Niveau von 870—900 m. Aber ausser denselben geht auch lokaler Gletscherschutt an den Gehängen 200 m hoch hinauf, ohne indessen die oberste Grenze zu erreichen. Unmittelbar nordwestlich von Crésuz ist Moräne mit einzelnen Saanegeschieben, aber ohne Rhonegesteine, in 1000 m am Bach bei Creux du Plex aufgeschlossen, und nordöstlich von Crésuz tritt typische Lokalmoräne aus dem Jaun- und Javroztal in Punkt 1025 und nördlich von Punkt 1012 unweit von Les Utzets auf. Oberhalb der Mündung des R. de Motélon steigt bedeutende Moräne bei La Gourmandaz und Veichalet-dessous zu 1100 m hinauf. Sie enthält nur Gesteine des Motélontales.

Es ergeben sich aus diesen Beobachtungen zwei Phasen der Jauntalgletscher; aber es ist schwierig, die genaue Zeitfolge zu bestimmen und alle Details zu erklären.

Im Maximum der Würm-Eiszeit drang Eis des Rhone- und Saanegletschers zeitweilig ins untere Jauntal ein. Erst später konnten die Lokalgletscher vorstossen. In einer Rückzugsphase reichte der Jaungletscher bei Crésuz bis 1000 m hinauf; von rechts kam der Javrozgletscher, der südwestlich von Cerniat bei Les Utzets in 1010 m stand, und von links quoll der Motélongletscher aus dem schmalen Tale heraus, das er bis zu

1100 m hinauf anfüllte. Beim Ausgang des Jauntales vereinigten sich diese Eismassen mit dem Saanegletscher, der hier in 900 bis 1000 m stand. Dieser Phase entsprechen keine Endmoränen der Lokalgletscher, aber Ufermoränen; denn damals waren sie noch dem Rhonegletscher tributär. Das war demnach in der ersten Rückzugsphase der Würm-Eiszeit.

In der zweiten Phase wurden die mächtigen Moränenmassen aufgeschüttet, die in 870—900 m liegen und Schotter überlagern. Letztere entstanden beim Rückzug nach der ersten Rückzugsphase. In dieser Phase drang der Jaungletscher zuerst bis Chevalet westlich von Crésuz und Favaulaz d'amont vor, dabei den Saanegletscher berührend. Sodann baute er die Endmoränen von au Praz und Liençon westlich und südwestlich von Charmey auf. Die Zunge des Jaungletschers lag damals quer vor dem Ausgang des Javroztales, in welchem der Javrozgletscher etwa bei Valseinte endete. Daher entstand ein Stausee, in welchen die geschichteten, mächtigen Moränenmassen des Jaungletschers aufgeschüttet wurden. Infolge der Stauung durch den Saanegletscher, der damals quer vor dem Ausgang des Jauntales lag, konnte sich kein Schotterfeld bilden, das an die Endmoränen bei Crésuz angeschlossen haben würde. Vielmehr flossen die Jaungletscherbäche auf den Saanegletscher herab, und je mehr dessen Zunge einschrumpfte, desto tiefer schnitten sie in Moräne und Fels ein, so eine tiefe Schlucht in die Talsohle einsägend. Erst später, nachdem der Saanegletscher zurückgewichen war, mussten die Bäche des Jaungletschers Schottermaterial im Saanetal aufschütten, und dies war der Fall bei Broc.

Als der Jaungletscher bis westlich von Charmey reichte, bedeckte er ein Areal von etwa 97 km² und war 20 km lang. Die mittlere Höhe des von ihm bedeckten Bodens beträgt 1490 m. Für die Bestimmung der Schneegrenze kommen zwei kleine Gletscher in Betracht, die damals vom Massiv der Schopfenspitze bis 950 m herabreichten; der eine endete bei Les Arses, der andere bei Liderrey, östlich und nördlich von Charmey. Die Schneegrenze lag beim einen in 1300, beim andern in 1400 m. Der Betrag von 1400 m ist der bestimmtere und zuverlässigere.

Die in den Lokalmoränen vorhandenen, vereinzelten Rhonegeschiebe sind Ausräumungsprodukte aus früherer Epoche.

c. Die Schotter bei Broc.

Zu den glacialen Ablagerungen des Jaungletschers gehören auch die Schotter am Ausgang des Jauntales in der Umgebung von Broc. Wir können hier drei Schottervorkommnisse unterscheiden: eine Terrasse, auf der sich Broc befindet, eine andere mit Botterens und Villarbeney am rechten Ufer der Saane und eine Einzelerhebung auf dem linken Ufer, Punkt 734 bei «derrière Chésaux».

Die Schotterterrasse von Broc beginnt am Ausgang der Jaunbachschlucht in 740 m bei Liaubon. Die Schotter überlagern hier die Ufermoräne des Saanegletschers aus der zweiten Rückzugsphase. Die Terrasse fällt regelmässig nach Westen auf 730, 724 und 721 m. In 725—724 m steht das Dorf Broc. Hier beträgt die Mächtigkeit genau 40 m; denn die Alluvial-Ebene des Jaunbachs liegt in 684 m. Unter dem Kapitel: «Le glacier de la Jogne dans la plaine» hat Gilliéron diese Terrasse und einen südlich von Broc gelegenen kleinen Aufschluss derselben beschrieben.[1]) Diese Kapitelbezeichnung ist irreführend; denn der Jaungletscher hat die Ebene nicht betreten. Im April 1904 konnte ich bei Erstellung eines neuen Verbindungsweges zwischen der Fabrik Cailler und Broc am Nordrand der Terrasse einen 300 m langen, 20 m hohen Aufschluss beobachten. In der östlichen Partie bemerkte ich ein Fallen der Schichten unter 11° nach Westen hin; im westlichen Teil werden sie immer flacher. Es ist eine Art Deltastruktur. Die Terrasse besass wohl früher eine grössere Ausdehnung; Jaunbach und Saane haben sie in lateraler Erosion verringert. Nördlich von Broc zeigen sich in der Schotterterrasse zwei Erosionsterrassen, eine in 715, die andere in 705 m. Sie sind beim Tiefereinschneiden des Jaunbaches entstanden. Die Saane selber hat westlich von Broc ihr Bett 20 m tief in Schotter und dann noch 20 m in Fels eingeschnitten.

Die zweite Schotterterrasse, diejenige von Botterens, beginnt auf dem rechten Ufer des Jaunbaches nördlich vom Ausgang der Schlucht in 730 m. Auch diese Terrasse senkt sich talabwärts, hier nach Norden auf 724 m und 713 m. Auf die Terrasse legen sich vom Abhang des Montsalvens-Massiv zahlreiche Schuttkegel, auf denen sich die Siedlungen befinden, wie in 746 m Botterens und in 739 m Villarbeney. Südlich

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 242.

von Villarbeney, bei les Bolossys, ruht in 730 m lockerer auf verfestigtem Schotter und dieser in 690 m auf geschichteter schlammiger Grundmoräne. Nördlich Villarbeney tritt bei les Cuéroz gleiche Lagerung auf. Hier liegt verfestigter feinkörniger Schotter von geringer Mächtigkeit in 742 m auf Endmoräne des Saanegletschers, in deren Liegendem wieder schlammige, geschichtete Grundmoräne aufgeschlossen ist. Wie bei Broc, so sind auch hier die hangenden Schotter jünger als die Moräne des Saanegletschers aus der zweiten Rückzugsphase.

Die Einzelerhebung Punkt 734 auf dem linken Ufer der Saane befindet sich unmittelbar westlich von der Terrasse von Broc. Da sich deren Oberfläche hier in 721 m befindet, so ragt der vereinzelte Schotter 13 m über die Terrasse empor.

Wir stellen also aus diesen Beobachtungen gemeinsame Züge fest: Zwei Schotterterrassen fallen von gemeinsamem Ursprungspunkt gleichmässig talabwärts, und wo sie aufhören, liegen petrographisch gleichartige Schotter 13—17 m höher. Alle diese Schotter sind nach der zweiten Rückzugsphase entstanden, sie sind jünger als die Moränen des Saanegletschers, der damals nördlich von Bulle endete.

Wie lassen sich diese Verhältnisse erklären? Wie wir dem vorigen Abschnitt entnehmen können, dürften sich die Schmelzwässer der Jauntalgletscher im Verhältnis, wie die quer vor dem Jauntalausgang liegende Zunge des Saanegletschers einschrumpfte, in den Talboden des Jauntales eingeschnitten haben; dabei konnten sie ihre Gerölle auf und neben der Zunge des Saanegletschers ablagern. Daher entstanden die höhern Schotterlager, wie in Punkt 734 westlich Broc und bei Villarbeney in 742 m auf der Endmoräne des Saanegletschers. Als dann später die Zunge dieses Gletschers ganz aus der Niederung nördlich von Greyerz verschwunden war, breitete sich an ihrem Platze ein Stausee aus, der durch die talabwärts liegende Endmoränen-Umwallung verursacht ward. In diesen See schütteten nun die ungehindert abströmenden Schmelzwässer der Jauntalgletscher ihre Gerölle in Form eines grossen Schotterkegels auf. Dieser Schotterkegel breitete sich fächerförmig vom Ausgang der Jaunbachschlucht weg gegen Epagny, Morlon und Botterens hin aus. Am Aufbau der Schotter beteiligten sich auch Gerölle der Schmelzwässer des Saanegletschers, der immer mehr zurückging. Der Schotterkegel besass eine Neigung von 10—15 ‰.

In dem Masse, wie bei Villarvolard der Moränenwall eingeschnitten wurde, vertieften Jaunbach und Saane ihr Bett, und dabei verfehlte letztere die frühere Talsohle; denn sie schnitt westlich von Broc auf 1750 m Länge unter Schotter in Fels ein. Infolge dieses Riegels bildete sie oberhalb desselben in den Schottern weite Serpentinen, so dass grosse Flächen des Schotterkegels abgetragen wurden. Das Gleiche tat der Jaunbach, und so blieben nur kleine Teile des Schotterfeldes übrig, wie die Terrassen südlich von Botterens und Broc. Hier erkennt man deutlich, dass im Bereich der ursprünglichen Talsohle die laterale Erosion der Flüsse in den Schottern am grössten war; denn die Terrasse zeigt daselbst einen schmalen Hals von 250 m. Auch nördlich von Broc verbreiteten die Gewässer im Bereich der weicheren glacialen Ablagerungen ihr Bett, das zwischen Morlon und Botterens eine Breite von 1000 m besitzt. Mit einem Steilrand fallen auf beiden Ufern Schotterterrassen 50—80 m tief zur Flussebene hinab.

Die Flüsse wechselten öfters beim Einschneiden ihre Richtung, daher entstanden Erosionsterrassen. Eine solche liegt in 705 m, und diese Zahl gibt uns einen Anhaltspunkt für die zeitliche Entstehung. Denn bis Epagny, 2 km südlich von Broc, konnten wir die Schotterterrasse des Saanegletschers verfolgen, die im Bühlstadium entstanden war. Diese Terrasse fällt zwischen Montbovon und Epagny auf 14 km mit 5—6% Neigung auf 715 m hinab. Bei gleichem Gefälle musste die Saane bei Broc in 705 m fliessen, also 20—23 m höher als heute. Demnach hatte der Fluss im Bühlstadium noch nicht den ganzen Fels- und Schotter-Riegel durchsägt.

Wir fassen zusammen: Die Schotter von Broc und Umgebung wurden von Jaunbach und Saane beim Rückgang des Saanegletschers nach der zweiten Rückzugsphase, aber vor dem Bühlstadium aufgeschüttet.

d. Moränen und Schotter bei Imfang.

Auf dem rechten Ufer des Jaunbaches sind bei Hinterweid und Vorsatzli, gegenüber von Imfang, interessante Aufschlüsse. Hier wird 20—30 m mächtiger, verfestigter Glacialschotter von ebenso mächtiger Grundmoräne überlagert. Die Geschiebe derselben weisen Mocausakonglomerat und viel Flyschsandstein auf. Diese Gesteine stehen im Einzugsgebiet des Montbaches und

des Sattelbaches an. Dem Montbach geht westlich von Imfang ein Moränenwall parallel, der in 1055 m bei L'Avoyère abbricht. Hier liegen auch Endmoränen des kleinen Kneusgletschers vom Nordabhang der Hochmatt. Die Moräne des Montgletschers ist durch Flyschsandstein und Mocausakonglomerat charakterisiert. Der Montgletscher hat zudem eine Endmoräne südlich Imfang abgelagert; derselben zufolge musste die Gletscherzunge auf 2 km ein Gefälle von 220 ‰ gehabt haben; denn der Gletscher floss über die Stufe hinunter, die sich an den südöstlichen Malm- und Kreideschenkel der Vanilnoir-Antiklinale knüpft. Setzt man die Ufermoräne von L'Avoyère in der Richtung der Montgletscherzunge nach Norden fort, so gelangt man mit 75 ‰ Gefälle auf die Moräne von Hinterweid und Vorsatzli. Da auch der petrographische Charakter der Geschiebe einen solchen Schluss erlaubt, so schreiben wir diese Moräne dem Montgletscher zu.

Der Jaungletscher musste sich damals schon von Charmey weg bis oberhalb Imfang zurückgezogen haben. In diese Zeit des Rückzuges fällt die Aufschüttung der Schotter im Liegenden der Moränen. Dann machte der Montgletscher einen Vorstoss ins Jauntal hinab und lagerte die hangende Moräne ab. Dadurch mussten die Gewässer vom obern Jauntal gestaut worden sein. Talabwärts findet man Schotteraufschlüsse mit undeutlich gekritzten Geschieben, so bei Le Brésil und Praz Jean.

e. Spuren des Jaungletschers im Quellgebiet.

Oberhalb Imfang fehlen bedeutende Moränenablagerungen in der Talsohle auf 6,5 km hin. Erst im obersten Talstück des Jauntales, südlich von der Enge, die durch die Gastlosenkette verursacht wird, ist Moräne in 1110 m durch den Jaunbach aufgeschlossen. Ein Moränenwall zieht auf dem linken Ufer über Punkt 1143, wo das Haus «Auf der Matte» steht. 1,5 km südlich davon steigt ein zweiter Wall von Abläntschen zur Talsohle herunter, und talaufwärts hat der Bach noch an andern Stellen Moräne auf beiden Ufern erschlossen, so namentlich bei Welsch-Pfeifenegg und Sagenweidli. Als der Gletscher bei «Auf der Matte» endete, war er 6,5 km lang, und die mittlere Höhe des von ihm bedeckten Bodens beträgt 1580 m.

Dieser Halt musste nach der zweiten Rückzugsphase stattgefunden haben. Wir bezeichnen ihn als Bühlstadium. Aber

auch der Vorstoss des Montgletschers ins Jauntal hatte sich nach der zweiten Rückzugsphase der Würm-Eiszeit ereignet, so dass wir ihn ebenfalls dem Bühlstadium zuweisen.

Wir deuteten an, dass durch den Vorstoss des Montgletschers eine Stauung der Gewässer des obern Jauntales stattgefunden haben musste. Tatsächlich finden sich nun zwischen Imfang und Jaun ausgeprägte Glacialschotter, die bis 30 m Mächtigkeit erreichen. Sie sind auf dem rechten Ufer bei Kürzi und In der Au und auf dem linken Ufer bei Gasseraweid aufgeschlossen. Nicht selten sind gekritzte Geschiebe, namentlich unmittelbar westlich von Jaun. Diese dürften dem Allmendgletscher angehört haben, der unmittelbar nördlich von Jaun vom Neuschelspass herunterfloss. Er führte aber nur Jura- und Triasgesteine. In den Schottern finden sich aber auch roter Kreidekalk und Flysch. Diese müssen vom Sattelgletscher und vom Jaungletscher stammen. Die Aufschlüsse von Kürzi erinnern an verschwemmte Moräne.

Das Jauntal ist bei Abläntschen trogförmig gestaltet. Grosse Schuttkegel legen sich auf die Talsohle, da wo die Seitenbäche münden. An beiden Flanken und im Talhintergrund steigt man eine 300—400 m hohe Stufe zu einem ebenen oder sanft geneigten Boden von Karnischen empor, die links an der Kette der Gastlosen, rechts am Hundsrück eingeschnitten sind. Unterhalb der Schwelle findet sich vielerorts ein tiefer Einschnitt eines Baches in Moränenschutt, so bei Rudersberg in 1500 m im Saugraben, in gleicher Höhe bei Birren, in 1400—1500 m im Bühlgraben und in 1350 m im Gastlosengraben. Diese Moränen entsprechen zwei Kar- und zwei Hängegletschern, die eine Schneegrenze von etwa 1800—1900 m besassen.

In der Hundsrückzone lagen kleine Kar- und Hängegletscher am Nordabhang mit einer Schneegrenze von ebenfalls 1800 m, wie bei Gruben und im Hinter Schlündi. Wir können diese letzte Phase der Gletscherentwicklung im Jauntal, die sich nach dem Bühlstadium ereignete, als Gschnitzstadium bezeichnen.

3. Der Bergsturz von La Tzintre.

Die Ortschaft La Tzintre ist nicht nur durch den Jaunbachfall, sondern auch durch Ablagerungen eines kleinen Bergsturzes interessant. Zahlreiche grosse, zum Teil haushohe Kalksteinblöcke liegen bei Moulin neuf in regellosen Haufen, die sich

etwa 1 km weit dem Fluss entlang bis zum Wasserfall hinziehen, der durch sie ein romantisch reizvolles Gepräge erhält. Moränenmaterial ist im Bereiche der Blöcke nicht vorhanden. Herr Prof. Brückner bestätigte diese Beobachtung anlässlich einer Begehung des Gebietes mit mir im Mai 1904. Das kleine Tälchen nordöstlich von La Tzintre ist ebenfalls mit unzähligen Blöcken bedeckt, die bis gegen Punkt 1462 hinaufführen. Es handelt sich hier jedenfalls um einen lokalen Bergsturz.

Gilliéron betrachtet die westlichste Partie der abgestürzten Blöcke als Moräne, während die östlicheren Schuttmassen weniger sicher glacialen Ursprungs seien.[1]) Er ist überzeugt, dass diese Blöcke die Stauung des Flusses oberhalb des Wasserfalles und diesen verursacht hätten. Wir teilen diese Meinung nicht. Das Einzugsgebiet und die Bahn der Bergsturzmassen sind von so geringer Ausdehnung, dass es in dem trockenen, harten Kalkgestein nicht zu so bedeutenden Reibungs- und Zertrümmerungsmassen kommen konnte, die imstande gewesen wären, im Verein mit den Blöcken den erosionskräftigen Fluss zu stauen, der sich zwischen den einzelnen schlammfreien Blöcken in Wirklichkeit über eine Felsschwelle hinunterstürzt.[2]) 2 km oberhalb La Tzintre liegen bei Les Auges zahlreiche Blöcke eines zweiten kleinen Bergsturzes unter einer Felsnische, Le Vanel.

4. Zusammenfassung.

Die Verbreitung der glacialen Bildungen im Jauntal lässt folgende chronologische Entwicklung erkennen:

In der Riss-Eiszeit drang ein Lappen des Rhonegletschers zeitweilig ins untere Jauntal und ins Javroztal ein.

Im Maximum der Würm-Eiszeit standen Rhone- und Saanegletscher bis zu 1300 m hinauf quer vor dem Ausgang des Jauntales, die freie Entwicklung des Jaungletschers hindernd, wie auch später.

In einer ersten Rückzugsphase schlossen sich die Gletscher aus den Tälern des Jaungebietes dem Saanegletscher an, der noch dem Rhonegletscher tributär war.

In einer zweiten Rückzugsphase baute der Jaungletscher mächtige Endmoränen bei Crésuz und Charmey auf, dabei an

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 234.

[2]) Man vergl. Bild Tafel VI, Fig. 2, bei Gilliéron, Beiträge XVIII.

der Stirn den Saanegletscher berührend, an der rechten Seite den Abfluss des Javrozgletschers stauend. Nach Schwinden des Saanegletschers wurden bei Broc am Ausgang des Jauntales bedeutende Schotter abgelagert. Die Schneegrenze lag in 1400 m.

Im Bühlstadium endete der Jaungletscher vorerst nördlich von Abläntschen, noch als 6 km langer Talgletscher entwickelt, mit einer Schneegrenze von 1500—1600 m; dann ging er allmählich zurück.

Im Gschnitzstadium lagen im Ursprungsgebiet mehrere kleine Kar- und Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1800 bis 1900 m.

In der Postglacialzeit ereigneten sich bei La Tzintre, oberhalb Charmey, zwei kleine Bergstürze, und zahlreiche Wildbäche lagerten Schuttkegel auf Moränen und Schotterterrassen ab.

II. Der Hongringletscher.

1. Das Hongrintal.

Etwa 1 km nördlich von Montbovon mündet von links der 20 km lange Hongrin in die Saane. Dieser entquillt einem Karsee am Nordabhang der Tornettazgruppe in der Etivazflyschzone und wendet sich dann gegen West-Nordwest quer zum Streichen der Gastlosenkette, worauf er die Mocausaflyschzone durchmisst. Von hier an schneidet er in nordwestlicher Richtung durch die Antiklinale der vierten Kalkzone, der Rochers de Naye-Vanilnoirkette. Nachdem er eine sekundäre Falte des Nordwestschenkels, die Synklinale En Corjon und die kleine Antiklinale Pierra derrey durchflossen hat, ändert der Fluss den Lauf und schneidet in dem Streichen der Greyerzersynklinale ein, um dann in die Saane zu münden.[1])

Viermal werden fast senkrecht stehende harte Malmschichten durchschnitten, und die untersten 6 km des Flusslaufes liegen in unterer Kreide. Das Hongrintal ist also ein typisches Quertal, wie das Saane- und das Jauntal und viele ihrer Nebentäler. Wo die harten Kreide- und Malm-Kalkbänke den Lauf durchqueren, sind Engen, im Bereich der Flyschzonen erweiterte Talstücke mit sanften Abhängen, ebenso in den weichen Gesteinen des Dogger und Lias im Kern der Antiklinalen.

---

[1]) Vergl. Geol. Karte, Blatt XVII, und Profile von Schardt, Lieferung XXII, Pl. XVII, Fig. 2, Karte und Text S. 353, 1887.

Aber diese Engen in den harten Schichten sind von bemerkenswerter Form. Die oberste Talenge liegt bei Jointe, wo der Kamm der Pointe d'Aveneyre zum Planachaux hinüberzieht. Hier mündet in den Grand Hongrin von Südwesten der Petit Hongrin. Bis Jointe fliesst der letztere auf einer tektonischen Linie, nämlich im Streichen der Mocausa-Flyschzone, teils in Flysch, teils in obere Kreide eingetieft. Vor seiner Mündung biegt er jäh um und sägt eine 60—70 m tiefe Schlucht von 2—4 m Breite in untere Kreide ein; ebenso tief hat sich daneben der Grand Hongrin eine enge Rinne in einen breiteren trogförmig profilierten Taleingang eingeschnitten.

Genau dasselbe Querprofil zeigt die unterste Talenge bei Pierra derrey. Aber von hier weg lässt sich das trogförmig profilierte Tal mit der schluchtartig eingesägten Erosionsrinne mehrere Kilometer weit nach Norden hin bis zur Mündung verfolgen, auf der Strecke, in der der Fluss in Kreide eingeschnitten ist. Auf einer sanft geneigten linken Talterrasse führt die Montreux-Oberland-Bahn 120—200 m hoch über den Fluss bei den Weilern von Allière und Les Planches vorbei, während auf einer rechten der Weg von Montbovon ins Hongrintal über Les Mosses, Punkt 1077, geht.

Von anderer Gestalt sind die zwei mittleren Engen. Hier geht die Trogform bis zum Flussniveau hinab. Infolgedessen ist das Tal bei Preysaz-au-Maidzo unten 300 m breit, und über 200 m hinauf streben die senkrechten Felswände empor.

2. Moränen und Schotter.

Moränen des Hongringletschers finden sich in drei grösseren Gebieten, nämlich da, wo das Tal die erste Antiklinale der vierten Kalkzone durchschneidet, dann im Gebiet der Mocausaflyschzone und endlich in der Etivazflyschzone. Aus der letzten Zone stammt auch das Leitgestein.

a. Im untern Hongrintal.

In der vierten Kalkzone liegt Erratikum teils 4—500 m über der Talsohle, teils wenig hoch über dem Fluss, am rechten Ufer. Die höchsten Spuren des Hongringletschers sind einige Flyschblöcke, die im Tälchen von Jaman bis zu 1450 am Passweg vorkommen. Sie wurden hier wohl im Maximum der Würm-Eiszeit abgelagert. Die Moränen auf dem rechten Ufer liegen

alle am Wege, der von Montbovon ins Hongrintal führt. So beobachtete ich einen Aufschluss bei La Cergniaz in 900 m; er ist vereinzelt und unbedeutend. Dagegen beginnt gegenüber von Allières bei Cergniaz es Pollys in Punkt 921 Erratikum, das sich 2 km weit nach Süden hin über Cuvigne derrey nach Les Mosses zu 1100 m hinaufzieht. Immerhin ist die Mächtigkeit dieser Moräne gering. Ein ausgezeichneter Moränenaufschluss findet sich am Weg bei Pierra derrey zwischen Punkt 1116 und 1139.

Von besonderer Bedeutung ist der Umstand, dass in der vierten Kalkzone auf dem linken Ufer des Hongrins keine Moräne des Hongringletschers auftritt, dagegen typische Endmoränen von Seitengletschern, die bis fast zum Flussniveau hinabgereicht haben mussten, nachdem der Hongringletscher dieses Talstück verlassen hatte.

Solche Endmoränen liegen am Ausgang kleiner Seitentäler, wie bei der Station von Allières in 1110 m, in 1018 m und 963 m an der Mündung des Jamantälchens, in 1100 m bei Bonaudon d'en bas, bei Preysaz-au-Maidzo in 1100 und in 1060 m und bei Lavanchy in 1082 m. Demnach haben sechs kleine Hängegletscher von dem Massiv der Rochers de Naye und der Dent de Corjon einen Vorstoss gemacht, nachdem der Hongringletscher die rechtsufrigen Moränen abgelagert hatte.

b. Im mittleren und obern Hongrintal.

Die Moränenmassen in der Mocausaflyschzone liegen unmittelbar oberhalb der Enge von Jointe und sind auf beiden Ufern aufgeschlossen. Sie haben bedeutende Mächtigkeit, so rechts bei der Scierie am Paqueretbach 60—80 m, links noch mehr. Hier ziehen deutliche Wälle über Grand-Débat gegen Punkt 1164 hinab. Es sind Endmoränen des Hongringletschers. Allerdings fehlt hier ein Schotterfeld, weil die Schmelzwässer sich nicht ausbreiten konnten, sondern in einer einzigen schmalen Schlucht entweichen mussten. Doch finden sich typische Glacialschotter im Hongrintal am Weg, der vom Eingang des Tales bei Les Pontets über den Hongrin nach Allières hinaufführt, und zwar auf dem linken Ufer in 900—920 m, etwa 15 m mächtig

Die Moränen, die der Hongringletscher in der Etivazflyschzone abgelagert hat, liegen zwischen Les Mosses und Lécherette

und bedecken ein zusammenhängendes Gebiet von 3,5 km Länge. In diesem Komplex kann man drei Gruppen von Endmoränen unterscheiden, nämlich bei Lécherette, bei Vers l'Hongrin und bei En l'Hongrin.

4 km oberhalb der Endmoräne von Jointe durchschneidet der Hongrin eine wallförmige Endmoräne, die über die Punkte 1370 und 1393 von Lécherette herzieht und bei Anteinettes in 1340 m endet. Der Gletscher war von Süden gekommen, und nur die Zunge musste auf 1 km nach Westen umgebogen haben. Das Tal ist hier sehr breit mit sanften Gehängen. 0,75 km oberhalb von Anteinettes wird vom Bach ein anderer Endmoränenwall aufgeschlossen, auf dem die Hütten Gobalettaz in 1380 m und Vallentines in 1373 m stehen. Aber schon 0,5 km südlich von diesem Aufschluss ist an der Brücke Punkt 1379 bei Cuizon wieder Moräne entblösst. Von Cuizon weg führt die Strasse nach Süden etwa 1 km weit einem Moränenwall entlang, den sie bei Punkt 1424 durchschneidet. Ein zweiter, kürzerer Wall geht westlich von diesem parallel. Der grosse Wall bildet auch die Scheide zwischen den zwei Bächen, Hongrin und R. des Biolles; der letztere kommt direkt von Süden aus der sumpfigen Depression von Les Mosses. Aber auch westlich vom R. des Biolles hat der Hongringletscher Moränenwälle abgelagert, die durch zahlreiche Etivazflyschblöcke ausgezeichnet sind. Ein Wall führt über Punkt 1435, wo sich die Hütte Commun-des-Mosses befindet. Der andere streicht über Punkt 1418 und endet, wie oben gesagt, bei Gobalettaz. 200—300 m östlich von Punkt 1424, wo die grosse Strasse den Moränenwall durchschneidet, befinden sich drei Endmoränenwälle des Hongringletschers. Der äusserste zieht über Punkt 1440, wo grosse Etivazflyschblöcke liegen; der innerste trägt die Hütte von Vers l'Hongrin bei Punkt 1459. Ungefähr 1 km oberhalb dieser Stelle liegen wieder drei halbkreisförmige, dicht gescharte Endmoränenwälle, wo die Hütten von En l'Hongrin stehen. Die Wälle umschliessen einen tafelebenen sumpfigen Boden. Nicht nur durch die Form, sondern auch durch Aufschlüsse, in denen ich gekritzte Geschiebe fand, konnte die Moränennatur festgestellt werden. Hier musste der Gletscher einen längern Halt gemacht haben; denn Talform und Moränen sind typisch entwickelt.

Oberhalb des kleinen Zungenbeckens von En l'Hongrin steigert sich das im Mittel bis hierher 40—45 ‰ starke Gefälle

des Hongrins auf 370 ‰. In rauschenden Wasserfällen stürzen zwei Bäche eine 370 m hohe Stufe herunter; sie stammen aus dem Lac Lioson, den sie in 1850 m verlassen. Dieser See ist ein Felsbecken in anstehendem Etivazflysch. Oberhalb des Sees schieben sich gewaltige Schuttmassen vor, auf denen in 1877 m die Hütte La Chenau steht. Es ist nicht Schwemmschutt eines Wildbaches, sondern verfrachteter Gehängeschutt, der unregelmässige Wälle bildet, zwischen denen drei winzig kleine Wassertümpel liegen. Letztere sind auf der Karte gezeichnet. Ich möchte diese Haufen für Schutt ehemaliger Hängegletscher halten. In 2120 m liegt die Schwelle von einem ganz kleinen Kar östlich vom Gipfel Pointe de Chaussy.

c. Ergebnisse.

Wir überblicken kurz die Moränenablagerungen im Hongrintal. Sie sind auffallend beträchtlich. Befremdend ist zugleich die grosse Zahl der ausgesprochenen Endmoränen. Wie verhält es sich mit den Rückzugsphasen und -Stadien des Hongringletschers? Alle diese Endmoränen wurden nach dem Maximum der Würm-Eiszeit abgelagert.

Die Ufermoräne von Pierra derrey und der unbedeutende Moränenschutt östlich von Allières bezeichnen schwerlich eine ausgeprägte Endmoräne, sondern entsprechen eher der Phase, als der Saanegletscher noch im Becken von Bulle endete. Wir hörten, dass dort das Gefälle der Gletscherzunge 25 ‰ betrug. Südlich von Greyerz lagerte der Saanegletscher in 840 m Ufermoränen ab, als er im Rückzug begriffen war. Bei einer Neigung der Gletscheroberfläche von 20 ‰ zwischen Greyerz und Montbovon musste der Gletscher bei dem 10 km entfernten Montbovon in 1040 m gestanden haben. Es konnte also der Hongringletscher, der hier in 1100 und 1000 m aus dem Tal kam und bei Pierra derrey in 1139 m stand, ganz gut sich mit dem Saanegletscher vereinigen, oder direkt auf ihm münden, so wie heute nach der Darstellung auf dem Siegfried-Atlas noch der mittlere Aletschgletscher in 2333 m auf dem grossen endet, dessen Rücken sich hier bis zu 2426 m hinaufwölbt.

Die Endmoränen von Jointe und Lécherette dürften im Bühlstadium entstanden sein. Denn lokale Seitengletscher machten in der vierten Kalkzone einen Vorstoss tief ins Hongrintal hinab, nachdem sich der Hongringletscher zurückgezogen hatte. Diese

kleinen Gletscher verlangten eine Schneegrenze von 1500 bis 1600 m.

Damals, als der Gletscher bei La Jointe endete, musste er eine Zunge bei Lécherette nach Norden in das etwa 250 m tiefere Etivaztal hinabgesandt haben. In der Tat lässt sich von der Passhöhe weg entsprechendes Moränenmaterial konstatieren. Es hat demnach eine Umkehr der Erscheinung stattgefunden, im Maximum der Würm-Eiszeit ein Ueberfliessen des Etivazgletschers von Osten her, wie S. 184 ausgeführt werden soll, und im Bühlstadium vom Hongringletscher nach Norden hin.

Der Halt des Gletschers in En l'Hongrin unterhalb der Karstufe verlangte eine Schneegrenze von 1900 m. Demnach würde sich eine Depression der Schneegrenze von etwa 700 m ergeben, also entsprechend dem Gschnitzstadium.

3. Zusammenfassung.

Im Maximum der Würm-Eiszeit bildete der Hongringletscher einen grossen linksseitigen Zufluss des Saanegletschers. Er stand am Talausgang mit einer Mächtigkeit von etwa 500 m und reichte am Col de Jaman bis zu 1450 m hinauf.

In der zweiten Rückzugsphase lagerte er am Talausgang unbedeutenden Schutt ab, der auf eine Berührung des Saanegletschers mit dem Hongringletscher hinweist.

Im Bühlstadium endete er selbständig unmittelbar oberhalb einer Talenge, wo das Tal in die vierte Kalkzone eintritt. Aus diesem Stadium finden sich noch mehrere jüngere Endmoränen.

Das Gschnitzstadium mit einer Depression der Schneegrenze von 700 m ist typisch entwickelt.

Der Hongringletscher entstammte einem deutlichen Ursprungskar, in dem sich heute ein See befindet. Derselbe liegt in einem Felsbecken aus gleichartigem Gestein, Flysch, und hat einen oberirdischen Abfluss. Der Gletscher hat das Quertal im Unterlauf trogförmig erweitert.

III. Die Sensegletscher.

1. Orientierung.

Unabhängig von der Saane mündet bei Plaffeien die Sense östlich vom Saanegebiet ins Vorland. Von hier an fliesst sie zunächst 18 km nach Norden und dann 10 km nach Westen, um bei Laupen in die Saane zu münden.

Genau wie die Saane bei Bulle, so durchmisst die Sense bei ihrem Austritt aus der nördlichen Flyschzone der Voralpen eine beckenförmige Niederung, in der sich Plaffeien befindet, um dann mit vielen Windungen eine bis 200 m tiefe Schlucht in die Molasse einzuschneiden.

Unmittelbar vor dem Verlassen der Flyschzone vereinigen sich beim Zollhaus die zwei Quellflüsse der Sense; der eine kommt von Osten aus einem Karsee am Gantrisch, die Kalte Sense, der andere von Süden aus dem Schwarzsee, die Warme Sense. Beide Flüsse entwässern 20 km der Kammlinie der Stockhornkette. Diese Strecke zieht von Patraflon zu Schopfenspitze, Kaiseregg, Mähre, Scheibe über den Ochsen bis zum Gantrisch. Da die Gantrischsense 10 km weit von Osten nach Westen, also ungefähr der Kalkkette entlang fliesst, nimmt sie von links noch zwei bedeutende Gewässer auf, die in der Kalkzone entspringen, die Hengstsense beim Zehntenvorsass und die Muscherensense beim Sangernboden. Zudem sammelt sie noch zahlreiche Bäche vom Südabhang der Flyschberge: Pfeife, Schüpfenfluh und Selibühl, so den Rotenbach und den Burggrabenbach.

Im Maximum der Würm-Eiszeit lagerte der Rhonegletscher quer vor dem Ausgang des Sensetales bei Kloster Moräne ab, die bis 950 m hinaufreicht, also 106 m über der Talsohle.

Nach Gilliéron machte der Sensegletscher nach Schwinden des Rhone-Eises einen Vorstoss in die Ebene.[1]) Tatsächlich liegt durchaus kein Lokalerratikum über der Rhonemoräne; der Sensegletscher scheint also das Becken von Plaffeien nach dem Maximum der Würm-Eiszeit nicht mehr betreten zu haben; denn dasselbe wird im Westen, Norden und Osten von Rhonemoräne und -Schotter umgeben.

2. Glaciale Bildungen im Sensegebiet.

Diese Bildungen sind bis in die hintersten Bergnischen zu verfolgen, so dass der Uebersicht halber ihre Verbreitung in besonderen Abschnitten behandelt werden muss, nämlich nach den beiden Hauptflüssen und ihren Zuflüssen.

a. Beim Zollhaus.

Die Sensegletscher bauten innerhalb der Flyschzone oberhalb der Talenge von Gauchheit-Kloster beim Zollhaus Endmoränen

[1]) Beiträge XVIII, S. 252.

auf, denen ein typisches Schotterfeld angesetzt ist. Diese Moränen zeigen, dass die beiden Sensegletscher sich schon geteilt hatten. Denn es ist Moräne südlich Gutmannshaus an den Windungen der Strasse aufgeschlossen; hier endete der Schwarzseegletscher. Oestlich von Gutmannshaus liegt ein deutlicher Moränenwall, der gegenüber dem Warmen Seitengraben aufgeschlossen ist. Auch Punkt 927 ist Moräne, die auf Flysch auflagert.

Diesen Moränen schmiegt sich ein Schotterfeld an, auf dem Gutmannshaus steht. Diese Schotter können talabwärts auf dem linken Ufer über Kloster, Stäfeli, Krommen bis nördlich von Plaffeien hin verfolgt werden. Die Schotterterrasse hat eine Länge von 5 km und ein Gefälle von 14 ‰. Auf der Terrasse stehen die Häuser und Weiler von Plaffeien, und in sie hinein hat die Sense ein 40—50 m tiefes Bett eingeschnitten und dabei die Struktur der Terrasse blossgelegt. Wir unterscheiden mit Gilliéron drei Schichten.[1]) Im Liegenden erscheinen Schotter, darüber eine 10 m mächtige Schlammschicht und im Hangenden Schotter. So beurteilt Gilliéron die Ablagerungen. Es ist aber zu bemerken, dass die liegenden Schotter gewöhnliche Flussschotter sind ohne deutliche Schichtung, mit groben und feineren Geröllen. Dagegen halte ich die sehr deutlich geschichteten, hangenden Schotter mit feineren, gut gewaschenen Geröllen für Gletscherschotter. Im ersten Falle war die Ablagerung bedingt durch einen rasch dahinfliessenden Fluss vom Charakter der heutigen Sense; im andern Fall aber haben langsamer fliessende Schmelzbäche, die einer unfern gelegenen Gletscherzunge mit vielen Verzweigungen entströmten, die feine Schichtung der Schotter als Sandr erzeugt.

Diese Beobachtung führt zu einem interessanten Schlusse. Wie auch Gilliéron ausführt, wurde das Schotterfeld von Plaffeien nach seiner Entstehung von keinem Gletscher mehr bedeckt. Demnach hat sich der Sensegletscher unmittelbar nach Schwinden des Rhonegletschers zurückgezogen, so dass die Sense die liegenden Schotter als Flussschotter bildete. Dann wurde der Lauf der Sense verlegt, so dass sie in einem toten Winkel den Schlamm ablagerte. Sodann stiessen die Sensegletscher wieder beträchtlich vor und schufen die hangenden Schotter.

---

[1]) Beiträge, Lieferung XVIII, S. 253.

b. Im Tal der Kalten Sense.

In der Talsohle der Kalten Sense treffen wir bis 100 m mächtige Moränenmassen,[1]) namentlich bei Rotenbach und beim Zehntenvorsass an. Hier endete der Gantrischgletscher, und seine Ufermoräne lässt sich auf dem rechten Ufer über Zehntenvorsass 3 km weit verfolgen. Sie beginnt in 1500 m bei den Wahlenhütten und endigt in 1300 m. Talabwärts sind zwischen Rotenbach und Sangernboden an zwei Orten Schotter und geschotterte Moräne aufgeschlossen, nämlich bei der Säge und bei Untere Burg.

Der eigentliche Gantrischgletscher wurde von zwei Kargletschern zwischen Gantrisch und Ochsen genährt. Jede der zwei Nischen hat zwei Stufen, die vollständig mit erratischem Material, Wallmoränen und Blöcken, bedeckt sind.

Im obersten Talschluss des west-östlich streichenden Sensetales beträgt das Gefälle 90 ‰. Dann steigt man mit 260 ‰ Neigung über eine Stufe zum Gantrischberg hinauf. Hier zieht eine Endmoräne auf der linken Seite über die Birrehütte zur Ritzhütte hinab, dann von der untern Gantrischhütte zur obern hinauf. Der Kargletscher dieser Ausdehnung wurde aus zwei Firnnischen gespeist. Aus der westlichen an der Bürglen kam später ein kleiner Gletscher, dessen Endmoräne den Gantrischsee umschliesst. Vom See gelangt man über eine 200 m hohe Stufe zur östlichen Nische, einem typischen Kar, das Gantrischkummli. Unmittelbar unterhalb der Felsschwelle liegt die Endmoräne des Kargletschers in 1689 m. Die Schneegrenze lag in 1700—1800 m.

Zwischen Ochsen und Bürglen kam ein zweiter Kargletscher aus der Nische von Schwefelberg. Die Moränen, die ausserordentlich blockreich sind, wurden schon von Gilliéron beschrieben.[2]) An Hand der topographischen Kurvenkarte im Massstab von 1:25,000 können wir hier die Verbreitung etwas genauer angeben. Eine grosse Endmoräne endigt noch im Tal der Sense bei den unteren Wahlenhütten in 1318 m. Eine jüngere Endmoräne schlingt sich in 1374 m um die Gebäude von Bad Schwefelberg. Dieser Kargletscher entstammte zwei Firnnischen. Aus jeder Nische kam später ein ganz kleiner Kar- oder Hängegletscher, der über einer 100 m hohen Felsstufe selbständig en-

---

[1]) Vergl. Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 248.

[2]) Beiträge XVIII, S. 248.

dete. So liegen in 1500 und 1540 m Endmoränen des Gletschers aus dem Schwefelbergpochten und in 1551 und 1604 m Endmoränen des Gletschers aus der Nische Im Ofen. Brückner bestimmte für die Phase, als der Gletscher beim Bad Schwefelberg endete, die Schneegrenze zu 1650 m.[1])

c. Im Hengstschlund.

Im Tal der Hengstsense, das beim Zehntenvorsass mit einer Stufe von 104 ‰ Steigung ins Tal der Gantrischsense mündet, ist Moräne an der Strasse in 1190 m nördlich von Sonnighengst aufgeschlossen. Der Hof gleichen Namens steht auf dem Schuttkegel eines Erdschlipfes. Das nun folgende mittlere Talstück von Punkt 1229 an aufwärts zeigt auf etwa 2,3 km ein Gefälle von 60 ‰. Dann befindet man sich bei Punkt 1371 in einem Talschluss, der von fünf Gebirgsstöcken umgeben ist, die einen Dreiviertelkreis bilden. Es sind Alpiglenmähre, Widdersgrind, Scheibe, Mähre und Wannelskopf. Die Scheibe mit 2152 m überragt alle andern nur um ein kleines an Höhe und Breite. Zwischen den fünf Gipfeln liegen vier Nischen, von denen die zwei östlich von der Scheibe sich bei Grenchen und die zwei westlichen sich bei Seeberg vereinigen. In allen diesen Nischen erreichen die Schutthalden grosse Mächtigkeit. Von Punkt 1371 gelangt man über eine Stufe von 170 ‰ zum Karsee von Seeberg hinauf und mit 200 ‰ Steigung zur Nische von Grenchen. Hier liegt die Endmoräne eines kleinen Gletschers, und bei Seeberg bildet eine solche in 1500 m die Schwelle, die den See abdämmt.

In das Hengsttal münden noch zwei andere Karnischen mit ausgesprochener Stufe; eine kleine links, am Nordabhang des Wannelskopf, eine grössere rechts, am Nordabhang der Alpiglenmähre. Aus beiden kamen Gletscher, die selbständig Endmoränen ablagerten.[2]) So stehen in der kleinen Nische die Sennhütten von Kronenberg in 1472 m auf Moränenwällen. Die grössere Nische bildet ein Treppenkar mit drei Stufen, deren Schwellen von Endmoränen bedeckt sind. Auf der untersten steht die Hütte von Unteralpiglen in 1494 m, auf der obersten die von Oberalpiglen in 1673 m. Hier liegen zudem zahlreiche grössere Blöcke eines Bergsturzes.

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 632.

[2]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 251 und Pl. 10, Fig. 1.

d. Im Muscherenschlund.

Am Ausgang des Muscherenschlundes ist sowohl vor dem Wirtshaus von Sangernboden als 0,7 km südlich davon auf beiden Ufern der Muscherensense typische Moräne aufgeschlossen, die vom Muscherengletscher abgelagert worden sein mag, der bis hier einen Vorstoss machte, als sich der Hauptgletscher bereits bis Rotenbach zurückgezogen hatte. Die Aufschlüsse von Schotter und geschotterter Moräne zwischen Sangernboden und Rotenbach lassen auf Stauung durch den vorgestossenen Muscherengletscher schliessen.

Auch im Hintergrund des Muscherenschlundes finden sich Moränen. Bis zur Mündung in die Gantrischsense zeigt sich auf 4 km ein Gefälle von 62 ‰. Im ersten Kilometer ist das Tal verhältnismässig eng; auf die obern 3 km fällt eine Talweitung; aber hier bauen sich grosse Schuttkegel vor, die die deutliche Uebersteilheit der untern Gehänge auszugleichen streben. Bei 4,5 km Länge endet das Tal in einem Talschluss in 1300 m. Hier ist es 500 m breit mit ebenem, sumpfigem Talboden. Von diesem Talboden steigt man über Stufen zu drei Karnischen empor, die sich hier vereinigen. Diese Nischen liegen am Nord- und Nordostabhang des Kaisereggmassivs.

Auf einer Felsschwelle steht in 1506 m die Hütte Känelgantrisch oberhalb einer Stufe von 200 ‰ Gefälle. Ueber die Stufe hinunter ist die Endmoräne eines lokalen Gletschers gelagert. Dieser Gletscher lag in dem kesselartigen Känelgantrischgrund, und sein Nährgebiet befand sich in den Karnischen Steiniger Gantrisch und Küharnisch-Pochten. Im Steinigen Gantrisch umschlingt in 1648 m eine Endmoräne einen Sumpf, ebenso am Küharnisch in 1800 m; die Schneegrenze lag in 1950 m. Mächtige Schutthalden bekleiden den Fuss der Felswände.

Die zweite Karnische mündet mit einer Stufe von 240 ‰ in den Talschluss. Sie heisst Grosser Neuer Gantrisch. Wir können hier drei Moränenkomplexe unterscheiden, nämlich in 1380 m, in 1502 und in 1550 m. Die untersten Moränen sind drei talwärts ziehende Wälle, die in 1350 m enden. In 1502 und 1550 m liegen Endmoränen des immer kleiner gewordenen Gletschers, dessen Schneegrenze sich zuerst in 1600 m befand, um bis 1700 und 1800 m zu steigen.

Die dritte Karnische besteht aus drei gesonderten breiten Couloirs, die alle in die Nische der Geissalp auslaufen; sie tragen

die Bezeichnungen: Parwengi, Schachenholz und Im Schachen. Der Hintergrund der Geissalpnische wird durch den 2 km langen Grat «Schwarze Fluh» zwischen Kaiseregg und Gemsgrätli gebildet. Hier lag ein 3 km langer Gletscher, dessen Zunge über die Stufe hinunter ins Haupttal hing Das Gefälle der Stufe ist 100 ‰. Die Endmoräne des Geissalpgletschers zieht rechts über den Grat 1445 gegen Punkt 1328 Kleiner Neuer Gantrisch. Links kann man sie 3 km weit verfolgen. Sie beginnt bei Salzmatt in 1630 m, geht über Steiners Hohberg Punkt 1466 zur obern und untern Kähle und endet als Blockwall in 1230 m. Später endeten die drei Couloirsgletscher getrennt. Vorerst bildeten die beiden Schachengletscher eine typische Endmoräne, die in 1333 m einen ebenen Boden, den «Schönenboden», in 1326 m abschliesst. Damals endete der Parwengigletscher in 1580 m. Dann bildeten sich drei Endmoränen; beim Parwengigletscher in 1651 m, hier ein kleines Seelein umschliessend, beim Schachenholz in 1642 m und Im Schachen in 1430 m. Die Schneegrenze zeigt also ein Hinaufrücken von 1600 m auf 1850 m bei Nordexposition.

Der Muscherengletscher erhielt aber, als er als Talgletscher ausgebildet war, noch zwei weitere Zuflüsse aus Nischen, in denen in einer späteren Phase selbständige Gletscher endeten. So stieg vom Westabhang der Mähre ein typischer Hanggletscher ins Tal, der in 1335 m beim Spitalgantrisch kleine Endmoränenwälle abgelagert hat. Von diesen strömte das Schmelzwasser in breiter Fläche fächerförmig ab und schuf einen grossen Schotterkegel in dem breiten Talgrund. Dieser Schotter ist in 1200 m am Fluss aufgeschlossen. Hier fand ich ein 6—7 m mächtiges, verfestigtes, gut gewaschenes, aber schlecht gerolltes Konglomerat. Die Neigung des Schotterkegels beträgt 180 ‰. Die Schneegrenze ergibt sich zu 1650 m. Der zweite Seitengletscher kam von links aus einer Nische, die gebildet wird durch die Erhebungen: die Kähleneggg, das Hohmättli und den Ettenberg. Moränen eines jüngern Stadiums sind im Spitzenbühl in 1300 m und in 1400 m aufgeschlossen. Die Stufe unterhalb der Nische hat eine Neigung von 200 ‰. Die Schneegrenze ergibt sich zu 1550 m.

Ueber die eiszeitlichen Moränen im Hintergrund des Muscherenschlundes hat 1902 Walter Hofmann Beobachtungen ge-

macht,[1]) die sich nur auf die allerobersten Gletscherablagerungen an der Kaiseregg beziehen, so dass er, da er die tiefer liegenden, weit mächtigeren noch nicht kannte, die Verhältnisse nicht überall überschaute. Dies spricht er auch offen aus; so führt er verschiedene Oertlichkeiten an, die noch «eingehenderer Untersuchung» bedürften, oder er sagt, dass seine Beobachtungen noch «unsicher seien» oder dass «dieses Kar noch abzusuchen sei». Immerhin hat er eine Reihe von Beobachtungen gesammelt, die bereits Brückner in dem Werk «Die Alpen im Eiszeitalter» verwendete.[2]) Leider hat ein jäher Tod seinen angefangenen Forschungen ein zu frühes Ende gemacht. Er stürzte 1903 im Gebiet der Brecca ab.

e. Im Tal der Warmen Sense.

Wie wir es jetzt schon an vier Tälern im Sensegebiet gesehen haben, können wir auch im Tal der Schwarzseesense ein trogähnliches Haupttal beobachten, das talabwärts eine Talenge mit grossem Gefälle aufweist, weiter oben mit einem erweiterten Talschluss aufhört. Zu diesem Talschluss führen mehrere Karnischen in Stufen herunter. Im Haupttal wird die Uebersteilheit der untern Gehänge durch zahlreiche Schuttkegel ausgeglichen. Im Talschluss liegt der Schwarzsee, dem ebenfalls durch Schuttkegel der Untergang droht. Der See ist heute 1,5 km lang, besass aber früher eine Länge von fast 3 km; denn ein breiter Sumpf dehnt sich heute noch zwischen der Bürstera und der Krätze aus. Ein gewaltiger Schuttkegel schob sich zwischen der Bürstera und der Gipsera vom Schlossisbödeli herunter. Bei Krätze dürfte die Schwelle teils durch Schuttkegel, teils durch eine Endmoräne verursacht worden sein.[3])

Von den Karnischen, zu denen man vom Schwarzsee aus über 300 m hohe Stufen emporsteigt, weisen drei eine Länge von 3 km und eine Breite von 1,5 km auf. Es sind die Riggisalp, die Neuschels und der Breccaschlund. Von Südwesten her münden mit einer Stufe zwei Isoklinaltälchen, Les Recardets und die Furche des R. du Thoosrain.

---

[1]) Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg und des Brecca-Schlundes in den Freiburger Alpen. Von Walter Hofmann. Naturforschende Gesellschaft Bern, 1904.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter. 1903. S. 632.

[3]) Vergl. Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 247.

Die Nische der Riggisalp wird durch einen halbkreisförmigen Grat gebildet, der sich von der Kaiseregg (2189 m) zur Teuschlismad und von hier nach Norden gegen den Staldenhubel zieht. Die Endmoränen oberhalb der Talstufe sind zahlreich und typisch. So fand ich gute Aufschlüsse zwischen 1300 und 1350 m. Die Wälle treten deutlich hervor. Ein jüngeres Stadium wird durch Wälle in 1512—1550 m angedeutet. Die Schneegrenze stieg von 1600 auf 1800 m.

Im Neuschelstal ist eine Ufermoräne bei Untere Mitzlere in 1430 m aufgeschlossen. Damals musste ein Gletscher die ganze Nische erfüllt haben. Später bildeten drei kleine Gletscher Endmoränen, so bei Mittlere Neuschels in 1446 m, bei Obere Neuschels in 1554 m und beim Hundsgrind in 1517 m am Osthang der Spitzfluh.

Im Breccaschlund konnte ich nur rundgebuckelte Felsköpfe mit zahllosen Karren, aber durchaus gar keine durch gekrizte Geschiebe oder verfrachteten Gehängeschutt charakterisierte Moränenwälle feststellen, wie sie von Hofmann (a. a. O.) beschrieben wurden. Vielfach hat er, wie beim Ripettli-Seeli, Felsrippen für Moränenwälle gehalten. Dagegen liegt Moränenschutt unterhalb der Stufe in etwa 1100 m.

Von schöner Entwicklung sind Moränenwälle im Tälchen von Recardets. Unterhalb der Stufe zieht ein Wall mit vielen Blöcken von Les Plianos gegen Fischerweid hinab. Jüngere Moräne ist am Gehänge bei Punkt 1302 aufgeschlossen, und die Hütte Recardets-dessus steht in 1465 m auf einem Moränenwall, der in Punkt 1441 einbiegt und in 1400 m endet.

Die rechten Talabhänge sind von regelmässigen Schutthalden gebildet.

Die Oberflächenformen der Nischen der Riggisalp und der Neuschels, sowie die Moränen im Recardets wurden schon von Gilliéron ausführlich beschrieben. [1])

Auffallend mächtig ist Moränenschutt, in den der R. du Thoosrair sich bis 80 m tief eingeschnitten hat.

f. Spuren seitlicher Hängegletscher im Flyschgebiet.

Ausser den zwei Talgletschern, die im Hengst- und im Muscherenschlund lagen, erhielt der Gantrischgletscher auch Zuflüsse von einem linken und einem rechten Hängegletscher.

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 245–247.

Bei der Säge oberhalb Sangernboden münden von Süden zwei Bäche, von denen der grössere 2 km Länge besitzt. Beide fliessen einander 1 km lang parallel; beide kommen aus der gleichen flachen Nische, dem Ladengrat. Beide haben in ihrem Unterlauf ein Gefälle von 250 ‰, und ihr Bett ist ein tief in Schutt eingeschnittener Graben; der grössere heisst Marchgraben, der kleinere Ebengraben. Der Schutt ist bis Punkt 1172 im Steckhüttenwald Moränenschutt des Lokalgletschers; dieser baute jüngere Endmoränen oberhalb des Waldes in 1350 und 1391 m und 1460 m auf. Das Gestein ist alles Flyschsandstein; doch sind Kritze deutlich. Die Schneegrenze ergibt sich zu anfänglich 1450, dann zu 1550 m. Dieser Gletscher endete selbständig in 1172 m, als sich der Sensegletscher schon bis Rotenbach zurückgezogen hatte. Für diese Phase ergibt sich eine Schneegrenze von 1450 m, die später auf 1500—1550 m anstieg.

Auch vom Südabhang der Pfeife kam ein Hängegletscher aus dem Gebiet des Burggrabenbaches; denn südlich vom Ottenleuebad fand ich in 1100—1170 m beim Farnachervorsass Endmoränenwälle und Grundmoränenaufschluss von durchaus lokalem Charakter. Damals musste sich der Sensegletscher schon bis Rotenbach zurückgezogen haben; es ergibt sich eine Schneegrenze von 1400 m.

3. Ergebnisse.

Im Maximum der Würm-Eiszeit stand der Sensegletscher in direkter Beziehung und Berührung mit dem Rhonegletscher. Letzterer legte sich bei Plaffeien in 950 m quer vor den Ausgang des Sensetales.

In der ersten Rückzugsphase machten die beiden Quellgletscher der Sensetäler einen Vorstoss, in dem sie aber nicht bis in das soeben vom Rhonegletscher verlassene Gebiet, in die Niederung von Plaffeien, vordrangen, sondern noch oberhalb des Austrittstores aus der Voralpenzone endeten. Dieses Ende wird bestimmt durch Endmoränen und eine gemeinsame typische Schotterterrasse.

Es ist auch eine zweite Rückzugsphase durch Moränen und Schotter angedeutet. In derselben hatten sich die zwei linken Seitengletscher des Gantrischgletschers vom Hauptgletscher getrennt, so dass in dieser Phase vier Talgletscher von durchschnittlich 7 km Länge und zwei seitliche Hängegletscher entwickelt

waren. Jeder dieser vier Talgletscher wurde aus zwei bis sechs ausgesprochenen Firnmulden genährt, die in Stufen zu dem Talschluss hinabführen. Die Schneegrenze lag in 1450 m.

Auch in den Firnmulden, von denen einige Kare sind, finden sich ausgesprochene Endmoränen, und zwar mehrere hintereinander. Entsprechend der untersten dieser Moränen ergibt sich eine Schneegrenze von 1600—1650 m. Der Depression der Schneegrenze von 900 m zufolge handelt es sich um das Bühlstadium. Als die Gletscher die obersten Endmoränen bildeten, besassen sie bei Nordexposition eine Schneegrenze von 1800 m. Es spiegelt sich in den aufeinanderfolgenden Moränen das allmähliche Hinaufrücken der Schneegrenze von 1400 auf 1800 m wider.

Im Sensegebiet können wir ausser Karnischen auch trogförmige Haupttäler mit einem Talschluss beobachten, um den sich Ursprungskare gruppieren, während an den Talflanken Seitenkare vorkommen. Es finden sich zudem noch drei kleinere Seebecken innerhalb der Endmoränen eines Kars und ein grösserer See in einem Talschluss.

Der Boden der Täler wird heute von zahlreichen Schuttkegeln der Wildbäche bedeckt, und in den Karen reihen sich mächtige Schutthalden den Felswänden entlang.

Vierter Teil.

Kleine Talgletscher, Kar- und Hängegletscher in den Voralpen.

Sowohl der Hauptgletscher im Saanetal als auch alle grösseren Talgletscher der Voralpen erhielten im Maximum der Würm-Eiszeit und in den Rückzugsphasen seitliche Zuflüsse von den Bergabhängen her, so dass damals diese Seitengletscher nicht selbständig enden konnten. Dagegen waren in den jüngeren Stadien die grossen Talgletscher eingeschrumpft und besassen nicht mehr die hocheiszeitliche, gewaltige Mächtigkeit; daher konnten jetzt die seitlichen Gletscher selbständig Endmoränen ablagern und bis unter die obere Grenze der Haupt-Eisströme vorstossen. Es lässt sich aus einer Reihe kleiner

Gletscher unter ähnlichen Verhältnissen mit Sicherheit auf die Schneegrenze und daher auf das Stadium des Hauptgletschers schliessen.

Wir halten uns bei der Betrachtung der Lokalgletscher an die eingangs skizzierten Gesteinszonen und beginnen mit der vierten Flyschzone, in welcher Berra und Gurnigel eigene Gletscher besassen. Daran schliesst sich gegen das Innere der Alpen die vierte Kalkzone an, die Ketten und Stöcke der Rochers de Naye, des Moléson, des Vanilnoir und der Kaiseregg mit den Ketten bis zum Stockhorn hin; sodann trug auch die Kette der Gastlosen eigene Gletscher. Diese drei Gebirgszüge bilden gewissermassen den Aussensaum der Alpen, und hier müsste nach Brückner[1]) die heutige Schneegrenze in 2500—2600 m liegen.

Der innern Zone der Voralpen rechnen wir die Gummfluh-Hornfluhkette und die Etivazflyscherhebungen: Tornettaz und Gifferhorn, zu. In diesem Gebiet dürfte sich nach Analogie die Schneegrenze heute in 2600—2700 m befinden. Diese Werte geben uns weitere Anhaltspunkte zur Bestimmung des Unterschiedes der späteiszeitlichen Schneegrenze von der heutigen.

I. In der Berra-Flyschzone.

Diese Zone bildet den Aussenrand der Voralpen gegen das Mittelland hin, das im Maximum der Würm-Eiszeit fast vollständig vom Inlandeis des Rhonegletschers bedeckt war. Am Nordwestabhang der vierten Flyschzone findet sich dessen Erratikum weithin ausgedehnt, und diese Verbreitung gab Anhaltspunkte zur Bestimmung der Eishöhe. Die südwestlichen Gipfel der vierten Flyschzone, zwischen Genfersee und dem Becken von Bulle, ragten nur unbedeutend über das Rhone-Eis empor und trugen keine Gletscher. Dagegen erhoben sich nach Osten hin die Gipfel zu beträchtlicher Höhe über das Inlandeis, weil an ihnen der gewaltige Gletscher weniger hoch hinaufreichte. Von Osten her schoben sich Eismassen des Aaregletschers; aber auch sie gingen nur wenig an den Abhängen der Flyschberge hinauf, so dass sich an deren Nordabhang im Maximum der Würm-Eiszeit und später eigene Gletscher entwickeln konnten,

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, S. 632. 1902.

wie wir sehen werden.[1]) Zwei breite Berggruppen fallen hierbei in den Rahmen unserer Betrachtung: die Berra- und die Pfeife-Gurnigelgruppe.

1. Vergletscherung der Berra.

a. Gletscherspuren im Tal der Aergeren.

Da wo bei Plasselb die Aergeren, die den Nordabhang der Berra entwässert, die Flyschzone verlässt, fliesst sie zunächst in einem 300 m breiten Bett, das 40 m tief in diluvialen Schutt eingeschnitten ist. Das Hangende ist horizontal geschichteter Glacialschotter mit Rhone- und Lokalgeröllen; er bildet die Terrasse «Ebnet», auf der in 861 m die meisten Gebäude von Plasselb stehen, und eine Terrasse auf dem linken Ufer bei Muhlers in gleicher Höhe. Das Liegende ist Moräne des Rhonegletschers, die bis zu 900 m hinauf zu beiden Seiten der Aergeren in grosser Mächtigkeit, bis zu 1000 m spärlicher, auftritt. Bei Punkt 859 wird das Flussbett durch zwei Schuttkegel eingeengt. Oberhalb derselben schneidet die Aergeren durch Bergsturzschutt mit grossen Blöcken, von dem äussersten Felsabbruch der Muschenegg Punkt 1196 stammend. Sodann steht zu beiden Seiten des Flusses bis Glattenstein Flysch an; hier nimmt die Aergeren von rechts her den Höllbach auf. Auf dem linken Ufer führt in 930—950 m der Weg über Schutt, der oben Bachschutt, unten Lokalgletscherschutt ist, mit deutlich gerundeten, gekritzten und gescheuerten Geschieben. Es kommen vereinzelte Rhonegeschiebe vor. Typisch ist auch die Moräne, da wo bei Warena die Kurve von 1000 m den Bach quert. Hier und weiter aufwärts fehlen Rhonegeschiebe. Zwischen Punkt 1029 und 1050 deckt hellbraun verwitterter Bachschutt mächtigen Schutt, der aus einer graublauen, zähen Schlamm-Masse besteht, in der zahlreiche Blöcke jeder Grösse (von Faust bis 1 m^3) stecken, darunter einzelne mit deutlichen Schrammen und bestossenen Kanten. Solcher Schutt ist auch bei Poffetsvorsatz am Weg in 1070 m und im Wald bei La Bruggera aufgeschlossen. In den mächtigen Ablagerungen auf dem rechten Ufer bei Reschera

---

[1]) Obschon Gilliéron gekritzte Geschiebe im Flysch südlich von Rüschegg gefunden hat, glaubt er nicht an lokale Gletscher, «qui aient laissé des traces de quelque importance», weil die Berragruppe nicht hoch genug gewesen sei; «des stries peuvent se former par des éboulements...» Beiträge XII, S. 22, 1873.

ist genau die gleiche Struktur zu beobachten, jedoch sind hier Kritze selten, dafür aber erscheinen kleine Hügel, die als Moränenhügel aufgefasst werden können. Demnach ist ein selbstständiger Aergerengletscher von 6 km Länge bis Glattenstein vorgestossen.

b. Gletscherspuren im Quellgebiet.

Beinahe noch besser erhalten als im Haupttal, weil nicht von zahlreichen Schuttkegeln bedeckt, sind Moränen im Firngebiet des Aergerengletschers.

Wo man auch steht, von jedem Punkt, innerhalb dieser Erhebungen aus gesehen, erscheint das Aergerental trogförmig profiliert; grosse Schuttkegel der stufenförmig mündenden Wildbäche reihen sich aneinander, so dass der Hauptfluss Mühe hat, sich hindurchzuwinden. Sechs solcher Bäche kommen aus breiten Nischen, die einen sumpfigen, sanft abfallenden Boden und steile Umrandung im Hintergrund besitzen. Talauswärts schneiden alle Bäche 50—70 m tief, teils in Schutt, teils in den weichen, vielfachen gefalteten, anstehenden Flysch ein, und ihre Gräben sind scharf V-förmig bis cannonartig. Der hangende Schutt besteht überall aus grauem, zähem Schlamm mit zahlreichen Blöcken, von denen viele ganz ausgezeichnet poliert und gekritzt sind. Es ist typischer Gletscherschutt. Vielerorts lässt sich noch die Wallform der Moränen erkennen. Diese verraten die einstige Anwesenheit kleiner Hänge- und Kargletscher. Ein solcher lag im Quellgebiet des R. de la Paradisa, wo sich der Cousinbert mit Steilwand zu 1635 m erhebt. Die Schneegrenze lag in 1550 m. Zwei Gletscher mit gleicher Schneegrenze hingen in den flachen Nischen am Nordhang der Berra, Les Filistorfènes und La Filistorfenaz, von 1250 m an gemeinsam entwässert. Zwei kleinere Hängegletscher lagerten Moränen in 1300—1330 m bei Torry und Petit Torry ab; Schneegrenze 1450 m. Im Creux d'Enfer besass der Gletscher eine Schneegrenze von 1500—1550 m; eine solche von 1450 m verlangte der kleine Kargletscher von l'Hauta Schiaz.

Aber auch im Gebiet des Höllbachs sind typische Moränen von grosser Mächtigkeit aufgeschlossen, so östlich vom Stockberg bei Grande Paine bis 1320 m und nördlich vom Stockberg in Punkt 1199, hier 80 m mächtig. Sie lassen auf zwei Gletscher schliessen, die vom Aergerengletscher getrennt waren. Der

Stockberggletscher besass eine Schneegrenze von 1350 m, der Höllgletscher, der bei Grande Paine endete, eine Firnlinie von 1450 m.

c. Ergebnisse.

Im Maximum der Würm-Eiszeit stand der Rhonegletscher bis 1000 m, also 150 m mächtig quer vor dem Ausgang des Aergerentales, den Lokalgletscher in seiner Selbständigkeit hemmend.

Nachdem das Rhone-Eis geschwunden war, konnte der Aergerengletscher ungehindert vorstossen; er erreichte aber nicht einmal Plasselb, sondern seine Schmelzbäche schütteten dort nur die mit Rhonegeschieben vermischten Schotter auf. Die hohe Lage derselben lässt auf Stauung der Aergeren talabwärts durch den etwa bis Marly oder Giffers reichenden Rhonegletscher schliessen. Der Lokalgletscher endete bei Glattenstein.

In einer zweiten Rückzugsphase lagerte der Aergerengletscher Schutt in 1050—1070 m ab. Auch die beiden Gletscher im Höllbachtal konnten damals in den Rückzugsphasen vorgestossen haben, und für diese Zeit ergibt sich also eine Schneegrenze von im Mittel 1400 m.

Dagegen lassen die Gletscher in den Karnischen an der Berra ein späteres Stadium vermuten, mit einer Schneegrenze von 1500—1550 m. Die Depression der Schneegrenze von rund 1000 m unter der heutigen, die sich nach Brückner hier in 2500 bis 2600 m befinden müsste, zeigt das Bühlstadium an.

2. Vergletscherung der Pfeife-Gurnigelgruppe.

Zwischen Plaffeien und Blumenstein erhebt sich die östlichste Gruppe der vierten Flyschzone zu den sanftgeformten Voralpenbergen der Pfeife, der Schüpfenfluh und des Selibühl mit dem von hier nach Norden ziehenden Gurnigelhubel. Die mittlere Höhe der Kammlinie beträgt zirka 1650 m. Der Südabhang der Gruppe wird von der Sense entwässert, der Norden vom Schwarzwasser. Am Nordabhang tritt Erratikum des Aaregletschers 50 m unterhalb des Bades Gurnigel in einem typischen Aufschluss bei Blattenbach in 1109 m und im Gurnigelwald auf. Am Nordabhang des Selibühls und der Schüpfefluh kommen steilwandige Abstürze vor, die im Halbkreise breite Nischen umgeben. In solchen Mulden liegen die Quellgebiete zahlreicher Bäche, wie

des Selibachs, des Wissbachs, des Furrersgrabenbachs und des Schwarzwassers. Alle diese Bäche haben zwischen 1300 und 1000 m Höhe tiefe Gräben in Schutt und Anstehendem eingeschnitten. Dieser Schutt besteht aus grossen und kleinen, regellos in grauem, zähem Schlamm gebetteten Blöcken, von denen die meisten kantengerundet und viele deutlich gekritzt sind. Das Gestein ist fast ausschliesslich Flyschsandstein, doch kommen auch vereinzelte Kalkgeschiebe, die oben anstehen, vor, an denen Gletscherpolitur ausgezeichnet erhalten ist.

Wir haben also genau die gleichen Erscheinungen wie an der Berra. Der lokale Gletscherschutt hat im Seligraben oberhalb Punkt 1085 stellenweise eine Mächtigkeit von 80 m. Von da an abwärts bis Punkt 957 steht Flysch und dann Molasse an. Ueber der letztern tritt wieder Lokalmoräne auf, die gegen 900 m hinab in Aaregletschermoräne übergeht, charakterisiert durch Gasterengranit, Niesenbreccie, Hornfluhbreccie und viel dunkeln Alpenkalk.

Am Wissbach ist in 1200 m eine Moräne aufgeschlossen, die eine vertorfte Niederung abdämmt; oberhalb derselben tritt wieder Moräne in 1220 m auf. Ausserordentlich schlammig ist der Schutt im Furrersgraben in 1200 m. Von guter Entwicklung sind die Moränen im Tröligraben, in dem das Schwarzwasser oberhalb Punkt 942 in 30 m mächtigen Gletscherschutt und noch 30 m tief in die südwärts einfallende Molasse eingeschnitten ist. Auf jeder Seite zieht ein Moränenwall, so rechts vom Lauetli Punkt 1213 weg gegen Haslersweid und links über Aeugstenhüttli.

Im Tröligraben liegt in 900 m ein Valorsineblock von 0,5 m^3 Inhalt. Einen gleichen Block fand ich in Flyschschutt mit gekritzten Geschieben in 950 m im Murtengraben südlich von Rüschegg, am Nordabhang der Pfeife. Beide Blöcke stammen wohl aus der Riss-Eiszeit.

Unter den lokalen Gesteinen fallen rote exotische Granitblöcke auf. Ein solcher von etwa 50 m^3 Inhalt liegt unweit der Mündung des Wissbachs und ist auf der Karte in Punkt 818 als Err. Bl. gezeichnet. Wohl treten hier auch Flyschblöcke auf, aber Aufschlüsse von typischer Moräne fehlen. Immerhin muss der Block erratisch sein; er liegt hier auf Molasse.

Von deutlicher Karform mit Stufen sind zwei kleine Nischen an der Schüpfefluh bei Gauchheit und eine Nische an der Pfeife, der Einberg.

Die Schneegrenze lag für den Gletscher am Nordabhang der Pfeife in 1250 m, für den Schwarzwassergletscher in 1300 m, für den Wissbachgletscher in 1350 m; beim Seligletscher lag sie anfänglich wohl in 1300, später in 1400 m. Im Mittel ergibt sich 1300—1350 m für die Schneegrenze.

Am Südabhang des Selibühl und der Pfeife und an allen Abhängen der Berra finden sich oberhalb der erratischen Grenze in den Bachrinnen gewaltige Haufen grosser Blöcke von 1 bis zu 4 m^3 Inhalt. Sie bestehen aus dem im Einzugsgebiet anstehenden grobkörnigen Flyschsandstein. Dazu tritt eine beträchtliche Masse von mergeligem Schutt des gleichen Gesteins, wie schon Gilliéron ausführte.[1]) Gilliéron erklärt, diese Bildungen seien durch Zersetzung der lehmig-schlammigen Schichten hervorgegangen, die ein Abrutschen des Terrains bewirken. In der Tat stammen die Schuttmassen nicht als Absturz von übersteilen Gehängepartien her, denn nach oben wird die Böschung vielerorts sanfter, und dort liegen flache Nischen. In diesen dürften sich in der Eiszeit lokale Firnfelder gefunden haben, und möglicherweise können die Blockhaufen durch kleine Gletscher aus den Nischen heraus verfrachtet worden sein. Leider ist der erwähnte Flyschsandstein zur Erhaltung von Gletscherschrammen nicht geeignet, so dass ein direkter Beweis der Entstehung fehlt. Doch folgerten wir diesen Schluss aus den Darlegungen von Bayberger,[2]) der Blockablagerungen im Böhmerwald eiszeitlichen Gletschern zuschreibt.

3. Zusammenfassung.

In der vierten Flyschzone trugen nur die Berra- und die Pfeife-Gurnigelgruppe selbständige Gletscher.

Im Maximum der Würm-Eiszeit stand der Rhonegletscher am Westabhang der Berra in 1200 m, im Norden in 1000 m, der Aaregletscher am Nordostabhang des Gurnigels in 1110 m. Damals lagen am Nordabhang der Pfeife-Gurnigelgruppe fünf selbständige Gletscher von 3—4 km Länge mit einer Schneegrenze von 1300—1350 m.

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 283. 1885.

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

In den Rückzugsphasen machte der Aergerengletscher einen selbständigen Vorstoss, aber nicht bis ins Gebiet, das soeben vom Rhonegletscher verlassen war.

Im Bühlstadium befanden sich am Nordabhang sieben kleine Kar- oder Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1500 bis 1550 m.

II. In der Vanilnoir-Kalkzone.

Die Ketten der vierten Kalkzone, die sich vom Genfersee bis zum Thunersee erstreckt, werden durch die tief eingeschnittenen Furchen des Jauntales, des Saanetales und des Hongrintales in mehrere Gruppen geteilt, von denen jede ein eigenes Fluss-System besitzt. Westlich von Saane und Hongrin reihen sich mehrere Gruppen aneinander, die Rochers de Naye, die Kette der Dent de Lys und das Molésonmassiv. Zwischen Hongrin und Saane erhebt sich die kleine Gruppe der Dent de Corjon; zwischen Saane und Jaunbach zieht die mächtige Vanilnoirkette zu der Hochmatt hin, und nördlich vom Jaunbach steigt die Gruppe der Schopfenspitze empor.

An den Gehängen aller dieser Erhebungen finden sich hochgelegene Moränen der grossen Eisströme aus dem Maximum der Würm-Eiszeit; aber noch in den Rückzugsphasen reichte das Eis der Talgletscher an ihnen bedeutend hoch hinauf.

Dagegen war der Fuss aller Ketten im Bühlstadium von den Hauptgletschern frei, und nichts stand der Ablagerung der lokalen Endmoränen hindernd im Wege, wie aus den folgenden Beobachtungen zu erkennen ist.

1. Vergletscherung der Rochers de Naye.

a. Orographie.

Das Massiv der Rochers de Naye ist allseitig scharf umgrenzt. Im Westen bricht es steil zum Genfersee und dem untersten Rhonetal bei Villeneuve ab; im Südosten liegt die Flyschmulde der Mocausazone; im Nordosten bildet der Hongrin in einem Durchbruchtal eine tiefe Scheidelinie, und im Nordwesten liegt die Fortsetzung der Greyerzer-Synklinale, die sich gegen den Col de Jaman hinaufzieht.

Tektonisch bildet die Gruppe der Rochers de Naye eine breite und eine schmale Antiklinale, zwischen welchen eine

schmale Synklinale liegt.[1]) Da die Antiklinalen zum Teil bis auf die Trias aufgeschlossen sind, so treten mehrere langgezogene Bergzüge oder Ketten auf, die im Streichen der Falten einander parallel gehen. Sie entsprechen den harten Gewölbeschenkeln und bestehen zumeist aus oberem Malm. Der südöstlichste Zug ist die Kette des Mont-Arvel, die in der Pointe d'Aveneyre mit 2030 m kulminiert. In einem Abstand von 2 km zieht sich der Doppelkamm der Rochers de Naye hin, der das Kreidesynklinaltälchen von Naye einschliesst, das sich zum Hongrin hinabsenkt.

Zwischen Rochers de Naye und Pointe d'Aveneyre fliessen die Gewässer im Streichen der Antiklinale von der Wasserscheide ab, die als schmaler Grat die beiden Gipfel verbindet; in den Genfersee ergiesst sich die Tinière, in den Hongrin der R. de Chaude. Dagegen weist die kleinere Antiklinale nur einen grösseren Bach auf, der dem Streichen folgend talwärts eilt, nämlich nach Südwesten in den Genfersee Le Veray T. Nach Nordosten hin bricht das Gewässer vorerst durch den Isoklinalkamm des nördlichen Schenkels durch und fliesst in der Kreide-Synklinale des Col de Jaman dem Hongrin zu.

b. Der Jamangletscher.

Die Gletscherspuren am Nordostabhang der Rochers de Naye-Gruppe führen zur Annahme von vier kleinen selbständigen Gletschern, von denen der Jamangletscher die grösste Länge besass.

Der Jamanbach wird in seinem Unterlauf von zwei Moränenwällen begleitet, die aus dem Tälchen herausführen und sich in 960 m zu einer Endmoräne vereinigen. Sowohl auf dem linken Ufer bei Praz derrey in 1010 m und bei Villaz in 963 m als auch auf dem rechten bei Basnaudon in 1018 m sind die Wälle aufgeschlossen. Sie enthalten hauptsächlich Geschiebe von hellem Kalk; ich fand ein einziges faustgrosses Gerölle von Etivazflyschbreccie. Dieser vereinzelte Fund gestattet uns nicht, die Moränen dem Hongringletscher zuzuschreiben, sondern wir müssen sie auch ihrer Form nach dem Jamangletscher zuweisen. Dieser muss also einen Vorstoss ins Hongrintal hinab gemacht haben, und sein Ende lag nur 10 m über dem Hongrin. Der 4 km lange Gletscher besass eine Schneegrenze von 1500 m.

---

[1]) Vergl. Profile von H. Schardt, Beiträge XXII, Tafel XVII, Fig. 3 und Karte.

BIBLIOTHEK der E. T. H.
ZÜRICH

Talaufwärts begegnet man noch kleineren Moränenvorkommnissen in 1250 m bei Les Cases und in 1350 m bei der neuen Hütte von La Joux. Von La Joux führt eine bewaldete steile Stufe zu den Punkten 1490 und 1487 hinauf. In Punkt 1490 liegt ein Moränenwall, der sich gegen die Hütten bei Punkt 1516 hinzieht. Er bildet die blockreiche Endmoräne eines kleinen Hängegletschers, der am Nordabhang der Dent de Jaman (1878 m) lag. Damals konnte östlich davon der grössere Gletscher bis La Joux hinabreichen; das Gletscherende hing über die gerundete Felsschwelle von Punkt 1487 hinunter, während der obere Teil der Zunge da lag, wo sich heute in Punkt 1474 ein ebener, versumpfter Boden ausbreitet. Die Felsschwelle, unter der das Bächlein hindurchfliesst, dämmt diesen Boden beckenförmig ab.

Von Punkt 1474 gelangt man über eine Stufe mit 300 ‰ Gefälle zu einer andern Schwelle, auf welcher in 1568 m eine Blockmoräne liegt, die ein Seebecken, den Lac de Jaman, abschliesst.[1]) Diese Blockmoräne zieht sich dem Südostfuss der Dent de Jaman entlang und biegt in 1568 m zu der Stirnmoräne des Jamangletschers einwärts. Schardt fasst diese Blockmoräne als Schuttkegel der Dent de Jaman auf, von dem er sagt[2]):

«Un cône d'éboulement est surtout remarquable; il se détache du pied oriental de la Dent et descend au N.-E. jusqu'au pied de Hautandon; c'est cet éboulement, sans doute, qui a barré le vallon et donné lieu à la formation du lac.»

Wir stimmen mit Schardt darin überein, dass wir auch die Stauung des Sees durch den bezeichneten Schutt annehmen; nur halten wir die Bildung eines so mächtigen Schuttkegels am Südostabhang der Dent de Jaman für unmöglich; denn von hier führt der einzige mit Rasen bewachsene Abhang zum Gipfel, so dass nur von dieser Seite eine Besteigung erfolgen kann. Es fehlt ein stark übersteiler, bis senkrechter Felsabhang, von dem sich Schutt hätte ablösen können. Solche Felswände aber sind an der Dent de Jaman auf den drei andern Seiten vorhanden, und ihr Fuss ist überall von Absturzschutt bedeckt. Zudem müsste ein richtiger Schuttkegel nach unten fächerartig verbreitet sein

---

[1]) Bei einer nochmaligen Begehung im Jahre 1906 fand ich den See nicht mehr vor; die Quelle war behufs Herstellung einer Wasserleitung gefasst worden.

[2]) Beiträge zur Geolog. Karte XXII, S. 338/39 und Pl. VII, Fig. 1.

und gerade da enden, wo heute der See ist. Sollte es sich um Schutt eines Bergsturzes handeln, so wüssten wir die Abrissfläche an der Dent de Jaman nicht zu finden. Eine Verschleppung des Schuttes dem Fusse der Dent entlang, wie sie tatsächlich vorliegt, kann nur durch einen Gletscher erfolgt sein. Dass ein fächerartig verbreiteter Schuttkegel direkt vom Ursprungsort heruntergeht, zeigt auch die topographische Karte Blatt 465. Von der Dent de Hautandon führt ein solcher Schuttkegel zum See hinunter und droht diesen von Osten her zuzuschütten. — Oberhalb des Sees führt bis zu 1652 m die letzte, ebenfalls blockreiche Endmoräne des Jamangletschers herab. Wir müssen die Schneegrenze für den letzten Halt zu 1800 m annehmen.

c. Hängegletscher am Nordostabhang.

Zwei längliche Hängegletscher lagen am Nordostabhang der Rochers de Naye, im Tälchen von Bonaudon und von Naye.

Hohe Felswände umschliessen das Antiklinaltälchen von Bonaudon. In der obern Hälfte bauen sich zahlreiche Schuttkegel trockenen Absturzschuttes am Fusse der Felswände vor. Erst im unteren Drittel fliesst ein kleiner Bach von 1240 m an abwärts. Er ist auf beiden Seiten von Moränenwällen begleitet, die in 1050 m das Ende eines Lokalgletschers andeuten. Auf dem rechtsseitigen Wall steht die Hütte Bonaudon d'en bas in 1176 m. Der Hongrin fliesst hier in 1010 m.

Unmittelbar parallel zum Antiklinaltälchen von Bonaudon zieht sich das Synklinaltal von Naye herunter, das ebenfalls von hohen Felsgräten beidseitig flankiert wird. Auch hier kommen Stufen, erweiterter Talgrund und Schutthalden vor; aber ein Bach fehlt. Dagegen wird die unterste Talpartie gegen den Hongrin hinab von lokalen Endmoränen bekleidet. Das Ende des Gletschers lag 50 m über dem Fluss zwischen den Punkten 1060 und 1209 bei Preysaz-au-Maidzo.

Die Schneegrenze beider Lokalgletscher befand sich in 1500 bis 1600 m. Es ist möglich, dass bei Naye d'en bas noch jüngere Moränen liegen; bei Refuge ist ein Felsriegel. Typisch entwickelt sind Rückzugsmoränen im benachbarten Tal von Chaude.

d. Le Glacier de Chaude.

Im Antiklinaltal von Chaude lag ein kleiner selbständiger Gletscher. Sein Firngebiet bestand aus mehreren Nischen; drei

kleinere Kare vereinigen sich in 1478 m bei den Chalets de Chaude; eine grössere Nische wird heute von dem R. de Lavanchy entwässert, der sich unterhalb einer Stufe in 1284 m mit dem R. de Chaude vereinigt. Der letztere mündet in 1070 m in den Hongrin, und bis zu diesem Fluss hinab reicht die unterste Endmoräne des Chaudegletschers. Ein rechtsseitiger Wall zieht über Punkt 1144 abwärts, und auf dem linken Ufer sind treffliche Aufschlüsse in 1082 m bei der Hütte von Lavanchy. Eine jüngere Endmoräne reicht bis 1240 m hinab und ist bei Punkt 1284 und 1345 aufgeschlossen. Dunkle, schieferige Kalke walten vor; Flyschgesteine fehlen ganz. Unterhalb der Chalets de Chaude bilden noch jüngere Endmoränen deutliche Wälle, die teils bis 1400 hinabgehen. Ein jüngstes Stadium wird angedeutet durch eine Endmoräne, die in 1509 m aufgeschlossen ist, und eine solche am R. de Lavanchy etwa in 1500 m.

Entsprechend der Verbreitung des Gletscherschuttes musste die Schneegrenze vorerst in 1500 m gewesen sein; dann stieg sie auf 1600 und 1700 m, und als sie in 1800 m lag, endeten zwei Kargletscher in etwa 1500 m. Heute ist die Anhäufung von Absturzschutt in den Nischen sehr gross.

e. Hängegletscher am Südostabhang.

Auch der Südostabhang der Aveneyrekette zeigt Spuren lokaler Vergletscherung. Sie bestehen in auffallenden Nischen oder Karen, die aber nur geringe Dimensionen haben, und Moränenschutt. Südlich vom höchsten Punkt der Kette, der Pointe d'Aveneyre, zieht sich von der Nische in 1758 m, wo die Hütten Les Cases stehen, ein breit ausladendes Tälchen bis zu 1534 m hinab, wo es in einen ebenen Boden mündet, der aussen von Moränenwällen umgeben ist. Sie waren anlässlich einer Brunnenlegung 1904 bei der grossen Hütte aufgeschlossen und zeigten viele gekritzte Geschiebe. Der Hängegletscher, der hier endete, besass eine Schneegrenze von 1700—1750 m bei Südostexposition.

f. Ergebnisse.

Aus den geäusserten Beobachtungen geht hervor, dass vom Massiv der Rochers de Naye vier lokale Gletscher ins Hongrintal hinab vorstiessen, und zwar bis beinahe zum Spiegel des Flusses. Da sich auf dem rechten Ufer Moränen des Hongrin-

gletschers aus der zweiten Rückzugsphase finden, so muss der Vorstoss der Lokalgletscher später stattgefunden haben, als der Hongringletscher bereits zurückgewichen war. Der Vorstoss der Lokalgletscher geschah im Bühlstadium. Die lokale Schneegrenze lag damals an den Rochers de Naye in 1500 m. Von zwei Gletschern konnten Rückzugsmoränen beobachtet werden, deren letzte eine Schneegrenze von 1800 m. voraussetzt.

Die starke Depression der Schneegrenze von 700—800 m für das Gschnitzstadium, wie von 1000 m für das Bühlstadium, lässt sich teilweise auf den Einfluss der Nordlage und der Beschattung durch hohe Felswände zurückführen.

In dieser Gebirgsgruppe finden sich Karnischen und zwei kleine Karseen.

2. Vergletscherung der Dent de Lys-Kette.

a. Orographische Verhältnisse.

In geschlossener Einheit tritt auf der geologischen Karte Blatt XVII die von Enney nach S.-W. streichende Kette der Dent de Lys bis zum Col de Jaman hervor als der S.-E. Schenkel des Gewölbes, das durch kleine Gewässer bis auf die Trias aufgeschlossen ist. So fliesst östlich vom Moléson die Marivue zuerst im Streichen der Kette und wendet sich plötzlich gegen O.-S.-O., indem sie die harten Js und Cn^1 Kalke durchbricht und bei Albeuve in die Saane mündet.[1]) Wie auf Seite 38 geschildert, ist der obere Lauf des Baches in Saanegletscherschutt eingeschnitten, der bis zu 1340 m auftritt. Spuren lokaler Vergletscherung sind häufig an der Kette vom Durchbruch der Marivue bis zum Col de Jaman. In auffallender Weise wird der Südostabhang dieser Strecke durch zehn ausgeprägte Nischen, die zum Teil an Kare erinnern, zergliedert, so dass da, wo die halbkreisförmige Karwand mit der Kammlinie tangiert, eine Erniedrigung des Kammes entstanden ist. Daher treten die dazwischenliegenden Partien als Gipfel auf, wie der Vanilblanc, die Dent de Lys mit 2017 m, Folliu-Borna, Les Arches 2004 m, Cape au Moine 1946 m, Corbex und Courcy.

Dem Nordabhang der Dent de Lys entspringt der südlichste Quellbach der Marivue, und hier kommt in 1400 m Schutt eines lokalen Gletschers vor, der eine Schneegrenze von 1600 m

---

[1]) Vergl. Profile in Beiträgen XXII, Tafel XVI, Fig. 4, 6 und 7.

besass. Im Gegensatz zum Einzugsgebiet eines Wildbaches, dessen Quelltälchen scharf rinnenförmige, schmale Furchen bilden, tritt uns hier ein breiter, kesselartiger Talschluss entgegen, dessen Entwässerungsader da entspringt, wo das Tal beginnt, talabwärts enger zu werden, in 1400 m.

b. Glaciale Spuren am Ostabhang.

Von den zehn Nischen am Ostabhang können folgende gemeinsame Züge festgestellt werden: Sieben weisen zwei Stufen auf, eine untere in durchschnittlich 1300 m und eine obere in 1600—1700 m. Zu der unteren Stufe führt vom Haupttal aus eine ausgeprägte V-förmige Wasserfurche hinauf, die in stark nach Osten einfallende Kalkschichten eingeschnitten ist. Es sind zum Teil Trockenläufe. Oberhalb 1300 m wird das Tälchen plötzlich breit, und hier liegt eine Schwelle, die an einigen Orten aus Fels, an andern aus Moräne besteht, und zwar aus Endmoräne des Lokalgletschers. Alle Felsschwellen sind gerundet. In allen Nischen sind grosse Schuttkegel.

Von Albeuve aus gelangt man zunächst zur breiten Nische von L'Ombriau mit spärlichem Moränenschutt in 1310—1330 m. Ein Flyschblock des Saanegletschers liegt in 1300 m. In einer zweiten Nische ist eine Endmoräne deutlich erhalten, auf der die Hütten von Ecosallaz in 1442 m stehen. In diesen beiden Nischen lagen Hängegletscher am Osthang des Vanilblanc mit einer Schneegrenze von 1600 m. Noch besser erhalten sind die Endmoränenwälle in der Nische von Severesse mit der Hütte in 1320 m auf dem rechten Wall. Eine obere Nische liegt über einer 100 m hohen Stufe in 1691 m und heisst Vanys. Der Gletscher besass eine Schneegrenze von 1600 m.

Am Südostabhang der Dent de Lys lagen drei Kargletscher, nämlich bei Théraulaz, bei Vudèche und in En Lys. Unterhalb Théraulaz steigt Saanegletschermoräne bis zu 1400 m empor und wird hier von 25 m mächtiger Lokalmoräne überlagert, so bei Punkt 1427. Oberhalb der Hütte liegt eine jüngere Endmoräne des Lokalgletschers in 1430 m, dessen Firn in einem Karkessel von 21 m Tiefe hinter der Felsschwelle von 1614 m aufgespeichert wurde. Der Kessel hat einen unterirdischen Abfluss.

Bei Vudèche zieht in Punkt 1493 ein mit Moräne bekleideter Felsrücken abwärts. Der Gletscher floss früher über eine

Stufe gegen Chenalettaz hinab, wo er sich mit demjenigen aus dem Kar En Lys vereinigte; denn Moränenschutt ist sowohl links als auch rechts bei Osseyre Punkt 1262 zu beobachten. En Lys ist ein ausgesprochenes Kar, dessen Felsschwelle in 1614 m wenig Moräne zeigt; Schutthaufen liegen in 1600 m ausserhalb der Schwelle. Das Kar hat folgende Form: Ein ovaler, 200 m breiter und 300 m langer Boden wird in 1611 m zum grössten Teil von Sumpf und drei kleinen Wasseransammlungen bedeckt und von steilen Felswänden im Süden, Norden und Westen halbkreisförmig eingeschlossen. Unmittelbar vor der Schwelle versinkt das Wasser gurgelnd in die Tiefe. Schardt spricht hier von einem «lac qui est ordinairement à l'état de marais». [1])

Die Landschaft am Ostabhang des Folliu-Borna zeigt intensive Karrenbildung, die sich auch in der Karnische Le Creux geltend macht, deren Schwelle 1556 m ein Becken in 1547 m abschliesst. Aber das Wasser versickert in den Karren.

In der Nische von Orgevallettaz stieg ein Hängegletscher hernieder, dessen grösste Länge von 1400 m durch eine Endmoräne in 1280 m angedeutet wird. Viel ausgeprägter ist die Wallform einer jüngeren Endmoräne in 1400 m, die einen ebenen Boden umschliesst. Ein drittes Stadium wird durch ein kleines Kar ausgesprochen, dessen Schwelle in 1606 m von einem Rundhöcker und einem Schuttwall gebildet wird. Die Schneegrenze wich von 1500 auf 1600 und 1700 m.

Ein grosser Moränenwall steigt in der Nische von Orgevaud bis zu 1300 m hinab, in 1333 m die Hütte tragend. Ein anderer Wall zieht rechts über Punkt 1409 bis 1330 m hinunter. Aelterer Moränenschutt geht bis 1200 m bergabwärts.

Aus dem ähnlich geformten Kar von Allière zieht eine Endmoräne über die Stufe hinunter bis Punkt 1110 m, wo sie bei Anlage der Montreux-Oberland-Bahn vor der Station Allière aufgeschlossen wurde. Auf der Stufe liegt in 1363 m jüngere Moräne. Eine ganz kleine Karnische ist am Cape au Moine eingeschnitten, mit der Hütte in 1761 m.

Ein Gletscher lag in der Nische Ouclion zwischen Courbex und Courcy. Eine 150 m hohe, breite, ganz ungegliederte Stufe führt von Les Cases im Jamantal zu dem länglich geformten Kar mit Lokalmoränen hinauf.

---

[1]) Beiträge XXII, S. 332.

c. Gletscher am Westabhang.

Auch am Westabhang der Lyskette finden sich Spuren eiszeitlicher Lokalgletscher, so namentlich in dem Quellgebiet der Veveyse de Feygire, das zwischen Molard, Cape de Moine und Dent de Lys liegt.

Die Veveyse de Feygire erhält von Süden von der Cape de Moine her den grössten Quellbach. Dieser schliesst an drei verschiedenen Stellen westlich von Cheresaula-devant in 1320 m, 1290 m und bei L'Aberge in 1260 m Moränenwälle von lokalem Gletscherschutt auf. Beim Aufschluss in 1260 m erscheint im Liegenden Rhonegletschermaterial. Auch der nördliche Quellbach der Veveyse hat bei Cheresaula-derrey in 1350 m Lokalmoräne aufgeschlossen, die in 1320 m auf Rhonegletschermoräne ruht, und zudem fand sich erratisches Rhonematerial auch in Moräne eines dritten kleinen Gletschers bei Cheresauletta. Diese drei kleinen Gletscher haben demnach einen Vorstoss nach Schwinden des Rhonegletschers gemacht und dessen Schutt abwärts verfrachtet. Sie besassen eine Schneegrenze von 1500 m.

Eine ähnliche Beobachtung macht man nördlich von Cheresaula, im Quellgebiet der Veveyse de Châtel am Westabhang der Dent de Lys. Hier reicht mächtiger Rhonegletscherschutt an der Veveyse bis zu 1250 m hinauf. Bei den Hütten La Cuva erheben sich zwei Moränenhügel, wie Punkt 1262. Sie tragen eckige Kalkblöcke; aber im Aufschluss am Bach treten zahlreiche Blöcke des Rhonegletschers auf in Gesellschaft von Lokalgletscherschutt. Vereinzelt finden sich Rhonegeschiebe noch in 1300 m in Schuttkegel eines Baches. Bis 1262 m hinab reichte ein Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1500 m.

d. Ergebnisse.

An der Lyskette machten acht Gletscher einen kräftigen Vorstoss in die Haupttäler hinab und bauten Endmoränen unterhalb der oberen Grenze der Hauptgletscher auf. Dabei wurde Schutt der Hauptgletscher ausgefegt. Das Ende eines Gletschers konnte erst nach der zweiten Rückzugsphase bis zu 1110 m hinabreichen; demnach geschah dieser Vorstoss im Bühlstadium, genau in Uebereinstimmung mit den Gletscherbewegungen an den Rochers de Naye. Alle 14 Gletscher der Lyskette besassen vorerst eine Schneegrenze von 1500—1600 m, später einige von 1700 m.

Am Ostabhang lagen zehn Gletscher in karähnlichen Nischen, die eine Stufe gegen das Haupttal aufweisen. Oberhalb der Lokalmoränen spielt die Aufschüttung von Absturzschutt an den übersteilen Karabhängen und von angeschwemmtem Schutt auf dem Talboden eine grosse Rolle. Viele der unterhalb der Stufe beginnenden Wasserfurchen sind heute Trockenläufe.

3. Vergletscherung des Moléson.

a. Orographie.

Südwestlich von Bulle erhebt sich der 2006 m hohe Moléson als isolierter mächtiger Kalkklotz, dessen Abhänge nach oben immer steiler und nackter werden. In scharfem Gegensatz zur Schroffheit dieses Kalkgipfels stehen die sanften Formen der Flyschberge, über welche sich der Moléson unvermittelt erhebt. Nach der geologischen Karte und den Profilen von Favre und Schardt[1]) besteht der Gipfel aus unterer Kreide, die auf harten oberen Jurabänken liegt. Diese bilden stellenweise senkrechte Abstürze; darunter folgen etwas sanfter geneigte Hänge in den Doggermergeln und im liegenden Lias. Die Kammlinie ist etwas mehr als 2 km lang, und zwar bildet sie eine Schlangenlinie, die aus drei Halbkreisbogen zusammengesetzt ist. Diese Linie wird dadurch gebildet, dass drei Nischen, zwei von Westen und eine von Osten her, gegen die Kammlinie eingeschnitten sind. Dadurch entsteht auch eine vertikale Gliederung des Kammes. Die zwei nach Westen schauenden Nischen heissen Tremettaz und Bonnefontaine und die östliche Tzuatzaux (vergleiche die Profile in Lief. XXII der Beiträge zur geologischen Karte).[2]) Vom Moléson fliessen nach allen Seiten Bäche talabwärts, deren Quellen in den Mergeln des mittleren Jura liegen. Zwei Bäche fliessen der Trême zu, nach Nordosten strömt die Albeuve, und nach Osten eilen Wasseradern der Marivue zu.

b. Gletscherspuren am Moléson.

Spuren lokaler Gletscher treten auf drei Seiten am Moléson in Form von Moränen und Karnischen auf, nämlich am Westabhang, auf der Nordseite und am Ostabhang.

Moränen sind von bedeutender Mächtigkeit am Westabhang vorhanden, wo sie vom R. de Mormotey bis zu seiner Mündung

---

[1]) Beiträge zur geolog. Karte, Lieferung XXII, Pl. XVI, Fig. 6.

[2]) a. a. O. Pl. III, Fig. 6; Pl. IV, Fig. 3 und 4.

in die Trême bis 1165 m in einem 30—40 m tiefen, 800 m langen Graben aufgeschlossen sind. Es kommen hauptsächlich helle Kalkgeschiebe mit Scheuerflächen und Kritzen vor. Kristalline Gesteine fehlen vollständig.

In 1323 m biegt eine jüngere Endmoräne bei der Hütte au Cheval brûlé um. Hier waren die beiden Quellgletscher noch vereinigt, die aus den beiden Nischen Bonnefontaine und Tremettaz stammten.

Aber schon in 1360 m liegt ein anderer Endmoränenwall und in 1400 m ein zweiter, unmittelbar nördlich von der Hütte au Mormotey in 1434 m. Sie gehörten dem südlichen Gletscher aus dem Tremettazkar an. Eine 45 m hohe Stufe oberhalb Mormotey führt zu einem ebenen, 200 m breiten Boden, der in 1479 m von einem halbkreisförmigen Schuttwall umschlossen wird. Dann folgt eine 100 m hohe Stufe zum schwach geneigten Boden der Tremettaznische. Wie auch aus Profil Fig. 3, Pl. IV, der Beiträge Lief. XXII erkenntlich ist, befindet sich diese Stufe nicht im Bereich der harten Malmkalkbänke, sondern in den Mergeln und Schiefern der Oxfordschichten.

Eine Endmoräne des Kargletschers von Bonnefontaine ist unterhalb der Stufe in 1410 m bei Gros Plané zu beobachten. Schutt liegt auch auf der Schwelle in 1800 m.

Am Nordabhang des Moléson zieht ein deutlicher Moränenwall von 1420 m gegen die Hütte Les Joux-devant in 1280 m hinab, der in 1400 und 1350 m trefflich aufgeschlossen ist. Weniger ausgeprägt ist die rechte Ufermoräne des kleinen Gletschers. Dieser besass früher wohl eine grössere Ausdehnung; denn von Les Joux-derrière zieht ein Wall gegen Punkt 1139 hinab.

Vom Nordostabhang führt die Albeuve die zahlreichen Seitenbächlein in schmalem, schluchtartigem Tal bei Greyerz der Saane zu. Der Saanegletscher hatte dasselbe bis zu 1200 m hinauf mit seinem Schutt ausgefüllt, wie an den Talgehängen zu beobachten ist. Zuoberst aber, in verbreitertem Talhintergrund, vereinigen sich in 1260 m zwei Wälle zu der Endmoräne eines lokalen Gletschers. Eine frühere Ausdehnung desselben ist durch Aufschlüsse in 1400 m südlich vom Petit Moléson erwiesen.

Am Ostabhang des Moléson reichte im Maximum der Würm-Eiszeit der Saanegletscher bis zu 1300—1340 m hinauf. Bis jetzt ist es mir nicht gelungen, hier Lokalmoräne unterhalb dieser

Grenze zu beobachten, dagegen reichte ein Lokalgletscher bis zu etwa 1350 m hinab, wie aus folgenden Tatsachen hervorgeht:

Die Hütte von Tzuatzaux-dessous, die in 1357 m steht, befindet sich im Gebiet der braunen Doggermergel, und diese sind bis über 1600 m hinauf durch Wildbäche erschlossen. Aber vom Ausgang des Kars bis zu 1360 m hinab liegen zahlreiche Blöcke hellen, kompakten Kalkes, der oben in der Malmzone ansteht. Diese Blöcke sind zum Teil in schlammigem Schutt eingebettet, der oberhalb der Hütte in 1480 bis 1370 m hinab aufgeschlossen ist. Obgleich sich von Punkt 1988 gegen Tzuatzaux hinab eine Steinschlagrinne zieht, glaube ich doch, den hellen Kalkschutt als Moräne eines lokalen Gletschers bezeichnen zu dürfen, der in 1357 m endete. Ich fand nämlich unter den Blöcken kantenbestossene und gescheuerte Geschiebe.

In einem späteren Stadium baute der Gletscher den Schuttwall auf, der in 1740 m bei der Hütte von Tzuatzaux-dessus einen ebenen, sumpfigen Boden umkreist. Eine kleine Wasserader, die von gelegentlichen Regengüssen gespeist wird, hat den Wall aufgeschlossen, in welchem sich gekritzte Geschiebe fanden. Das Kar von Tzuatzaux ist in Kreide- und Malmkalk eingeschnitten und besitzt talauswärts eine 400—500 m hohe Stufe.

Die Schneegrenze musste hier von 1650 auf 1850 m gestiegen sein. Dagegen verlangten die Gletscher am West- und Nordabhang eine tiefere Firnlinie; nach den Moränen auf der Westseite zu schliessen stieg sie allmählich von 1500 m auf 1650 und 1900 m.

c. Ergebnisse.

Nach den Erscheinungen am West- und Nordabhang zu schliessen, machten lokale Gletscher einen Vorstoss bis unter die obere Grenze der Hauptgletscher hinab. Dieser Vorstoss erfolgte also nach dem Maximum der Würm-Eiszeit. Schon an zwei Gebirgsgruppen konnten solche postglaciale Vorstösse von lokalen Gletschern beobachtet werden, an der Lyskette und an den Rochers de Naye. Auch für diese Gletscher wurde die Schneegrenze zu 1500 m angenommen, und es zeigte sich, dass dieser Vorstoss erst im Bühlstadium hatte erfolgen können, erst dann, als sich der Saane- mit dem Hongringletscher von Bulle zurückgezogen hatte. Wir könnten allerdings die Vorstösse der Molésongletscher auch in eine Rückzugsphase der Würm-Eiszeit

verlegen, unmittelbar nach dem Sinken der hochgehenden Eismassen der Hauptgletscher; aber mit Rüchsicht auf die bekannten Tatsachen rechnen wir die Vorstösse der Moléson-gletscher auch ins Bühlstadium. Im Gschnitzstadium lagen drei Gletscher in Karnischen, die sich über hohen Stufen befinden und in zwei Fällen einen ebenen Boden besitzen, der zum Teil von grossen Schuttkegeln bedeckt wird.

4. Vergletscherung der Dent de Corjon.

a. Orographie.

Die Dent de Corjon-Gruppe wird von Hongrin, Saane und Tourneresse auf drei Seiten umflossen und auf der vierten durch die Senke von Lécherette von den Flyschbergen des Etivazgebietes geschieden. Die ganze Gruppe bildet ein längliches Viereck. Der östliche Teil erhebt sich in der Mocausa-flyschzone im Sonlemont oder Monts-Chevreuils zu 1753 m; der westliche bildet einen Teil der Rochers de Naye-Vanilnoir-kalkkette. Wie auch aus Schardts Profilen ersichtlich ist,[1]) wölben sich hier eine grosse und eine kleine Antiklinale mit einer Synklinale. Die grosse Antiklinale ist bis auf den Lias aufgeschlossen; die beiden Schenkel aus oberem Jura erheben sich als Dent de Corjon zu 1969 m und als Planachaux zu 1920 m. Zwischen beiden liegt das Antiklinaltälchen von Crau, das durch den Torrent de Riz zur Saane hinab entwässert wird.

b. Gletscherspuren.

Am Westabhang der Dent de Corjon fliesst im Kreidesynklinaltälchen der T. des Châtelards mit grosser Stufe in den Hongrin. Dieser hat, wie früher erwähnt, Lokalmoräne aus diesem Tälchen aufgeschlossen, die andeutet, dass hier im Bühlstadium ein Gletscher lag. Dieser Aufschluss befindet sich auf dem linken Ufer des Hongrin in Punkt 1060 bei Preysaz-au-Maidzo; er enthält helle und rote Kalkgeschiebe; Flysch fehlt vollständig. Die Schneegrenze ergibt sich zu 1500—1600 m.

Am Südostabhang des Pt. de Planachaux endete ein kleiner Hängegletscher in 1350—1400 m bei Croset. Die Schneegrenze lag in 1600 m.

Von Bedeutung sind die Gletscherspuren am Nordabhang im Tälchen von Crau, das vom Torrent de Riz durchflossen wird.

---

[1]) Beiträge XXII, Tafel XVII, Fig. 2.

Dieses Tälchen zeigt im Unterlauf eine Stufe von 300 ‰ Gefälle mit enger, in Fels eingeschnittener Schlucht. Talaufwärts nimmt das Gefälle ab und die Breite zu.

Etwa 50 m über dem Spiegel der Saane enden in 900 m auf beiden Bachufern Moränenwälle, die ungefähr parallel zum Bach talwärts ziehen. Im Aufschluss südlich von 8 der Zahl 860 fand ich gekritzte Kalke, die der Dent de Corjon zu entstammen scheinen, und gerundete grössere Kalkblöcke in Glacialschlamm. Hornfluhgesteine, Couches rouges, Etivazflysch oder Nummulitenkalke fehlen vollständig. Besonders ausgeprägt ist der linksufrige Wall, der von der Hütte Les Riz Punkt 1172 herunterführt. In 1212 m steht die Hütte Traylassille auf einem jüngern Moränenwall, der gegen den Bach einbiegt und in 1010 m trefflich aufgeschlossen ist. Von 1200 m an bis 1424 m fliesst der Bach nicht mehr in Anstehendem, sondern in typischer Lokalmoräne. Dies ist namentlich von Punkt 1284 an ausgezeichnet zu ersehen. In 1424 m stehen die Hütten von Crau auf Endmoränen, die vom Bach durchschnitten sind.

Der Lokalgletscher konnte erst bis zu 900 m hinabsteigen, als der Saanegletscher das Greyerzertal verlassen hatte. Die Schneegrenze ergibt sich für den Riz-Gletscher in diesem ersten Stadium zu 1400—1500 m, später zu 1600—1700 m. Am Nordostabhang des Planachaux ist Moräne bis zu 1470 m hinauf erschlossen; sie enthält bis zu 1250 m Saanegletschergeschiebe; oben herrschen Lokalgesteine vor. Vielleicht ist es Moräne eines Lokalgletschers.

c. Zusammenfassung.

Am Massiv der Dent de Corjon stiessen drei kleine Gletscher nach Norden, Südwesten und Südosten in die Haupttäler hinab vor, zu einer Zeit, als die Hauptgletscher im Bühlstadium lagen und sich bis oberhalb der vierten Kalkzone, in der sich die Dent de Coron erhebt, zurückgezogen hatten. Für das Bühlstadium ergibt sich hier also eine Schneegrenze von 1500—1600 m. Am Nordabhang lag sie etwas tiefer.

5. Vergletscherung der Vanilnoirkette.

a. Orographie.

Die Vanilnoirkette ist ein mächtiges Massiv von 16 km Länge und 7 km Breite; der Grundriss zeigt ungefähr ein Rechteck,

dessen südliche und westliche Seite durch die Saane markiert wird. Im Norden bezeichnet das untere Jauntal die Grenze, und im Osten verläuft sie dem Lauf des Rio du gros Mont entlang hinauf und dem R. des Siernes-Picats gegen Château-d'Oex hinab.

Das Vanilnoirmassiv bildet im südlichen Teil eine einfache, gewaltige Antiklinale, in deren Kern die typische Echinodermenbreccie auftritt, von der wir in der Einleitung sprachen. Die Erhebungen im Norden sind Isoklinalkämme der äussern Antiklinale mit der Greyerzermulde.

Ungefähr in der Mitte des Massivs erhebt sich der Vanilnoir zu 2395 m. Von ihm aus zieht eine Hauptwasserscheide nach Süden über die Pointe de Paray zum Mont Cray. Nach Norden hin gabelt sie sich in zwei Bergkämme; der östliche trägt unmittelbar nördlich vom Vanilnoir die Dent de Folliéran und Dent de Brenleire und endet südlich von Charmey im Haucrêt. Der westliche Kamm findet seinen Abschluss in der Dent de Broc. Zwischen diesen zwei nördlichen Kämmen liegt das Erosionstal des R. de Motélon. Vom Vanilnoir fliesst nach Westen hin die Thaouna, die oberhalb Grandvillard stufenförmig mit schönem Wasserfall ins Saanetal mündet. Sie besitzt zwei Hauptquellbäche, den R. des Marais und den T. de Planriond. Nach Nordosten fliesst vom Vanilnoir weg in einer Kreidemulde der Rio des Morteys; in seinem Unterlauf nimmt er von rechts den R. de Paray auf, der von der Pte de Paray herunterstürzt.

Die Untersuchungen über die Spuren lokaler Gletscher lassen zwei Gruppen der letztern erkennen, nämlich erstens Talgletscher, die vom Mittelpunkt des Massivs nach Norden, Westen und Osten herabgeflossen sind, wie im Gebiet der Thaouna, im Motélontal und im Gebiet des R. des Morteys, und zweitens kleine Kar- und Hängegletscher im Süden am Mont Cray und im Norden an der Dent de Broc und am Haucrêt. Zur Besprechung gelangen vorerst die Spuren der Gletscher im Gebiet der Thaouna.

b. Die Gletscher im Gebiet der Thaouna.

Der rechte Quellbach der Thaouna, der R. des Marais, fliesst ohne bedeutende Seitenbäche in einem trogförmig profilierten Tal, das viel zu breit ist für den kleinen Bach, dabei ein grosses Gefälle und Talstufen besitzt. Aehnlich ist das Tal des linken

Quellbaches der Thaouna, des R. de Planriond gestaltet, der mehrere Quellbäche aus grossen Nischen erhält.

Wir marschieren von Grandvillard weg zum Wasserfall der Thaouna und von dort die Stufe empor nach Les Triots, dem Torrent de Planriond entlang hinauf in sein Quellgebiet, dann dem R. des Marais entlang abwärts wieder zum Ausgangspunkt zurück.

Typisches Moränenmaterial, in dem namentlich sehr häufig Liasgesteine als rötliche Breccie von Encrinus, Pentacrinus und Belemniten vorkommen, wie sie trefflich aufgeschlossen in dem Gewölbekern zu beobachten sind, findet sich mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m bei Les Triots in 1043 m und auf mehr als 1 km Länge talaufwärts. Ich konnte weder Flyschgesteine, noch Hornfluhbreccie oder Nummulitenkalk entdecken. Besonders mächtig sind die Moränenablagerungen westlich der Hütte von Les Triots, wo sie ein in die harten Kalkfelsen eingeschnittenes Tälchen ausfüllen, das bis 880 m hinunterführt. Die Ausfüllmassen wurden durch gelegentliche Regengüsse teilweise hinuntergeschwemmt und zu einem 80 m hohen regelmässigen Schuttkegel abgelagert, der in 790 m aufruht.

1,5 km oberhalb Les Triots ist bei Gros-Monts-Martin eine lokale Endmoräne aufgeschlossen, und 0,5 km talaufwärts fliessen in 1234 m drei Quellbäche zusammen, von denen der mittlere von der Alp Planriond, der rechte von der Nische Tzavas und der linke von Fontaines in 250 m hoher Stufe herunterrauscht. In 1350 m liegen ausgesprochene Endmoränen des Planriond- und des Tzavasgletschers, die sanft geneigte Schuttkegel der Bäche einschliessen. Auf diesen grasbewachsenen Flächen stehen die Hütten von Liery-Musy und Liery-Odet. Oberhalb Liery-Musy steigt wieder eine Stufe, über die der Bach in Wasserfällen herunterstürzt, zu der Hütte von Tzavas empor, die in 1562 m auf einer Schwelle von Moränenwällen steht. Vier gewaltige Schuttkegel, die von der Pointe de Paray und dem Gros-Perro herunterkommen, füllen den Boden des Kessels beinahe ganz aus. Das Kar hat einen Durchmesser von 1,1 km, und die Schneegrenze des Kargletschers, der in 1562 m die Moränen ablagerte, dürfte in 1900 m gewesen sein.

Der Planriondgletscher, der in 1350 m bei Liery-Odet die erwähnten Moränenwälle schuf, hatte selbst hier noch zwei seitliche Quellflüsse; der rechte stieg vom Gros-Perro hernieder und

hinterliess Endmoränen bei Gros-Liery in 1460—1507 m; der linke entquoll einem Kar, das am Nordabhang der Arche de la Tornettaz eingesenkt ist. Dieser Kargletscher bildete bei Gros-Sador in 1570 m eine Endmoräne, die ein Seebecken von 100 m Länge umschliesst, und in 1640 m bezeichnet ein Moränenwall einen letzten Halt des kleinen Gletschers. Ein kleines Kar befindet sich nordwestlich von Sador bei Les Petites Fontaines, wo auch eine Moräne in 1500 m über einer Stufe von 250 m liegt.

1,1 km oberhalb von Les Triots erhielt der Planriondgletscher einen rechten Zufluss bei Petits-Monts-Martin aus dem Tälchen von Petzernetze, das in 220 m hoher Stufe ins Haupttal mündet. Im Seitental liegen in 1340 m Moränen, oberhalb welchen ein gleichmässig geneigter Talboden bis zu 1430 m ansteigt. Dann folgt wieder eine Stufe mit 600 ‰ Gefälle von 1430 auf 1686 m zur Hütte von Petzernetze, wo eine härtere Felsschwelle einen Talkessel nach unten abschliesst, in dem sich ein kleines Seebecken und ein Sumpf befinden. Unmittelbar unterhalb der Schwelle liegt Moränenschutt. Mit 630 ‰ Gefälle hebt sich die Talsohle von neuem zu einer Stufe von zirka 120 m, deren Schwelle in 1821 m liegt und zum Teil aus Fels, zum Teil aus Schuttwällen besteht. Letztere bilden zwei nebeneinander liegende Halbkreisformen, von denen die eine einen Sumpf, die andere einen kleinen See einschliessen. Diese Wälle würden den Endmoränen zweier Gletscher entsprechen, von denen der nördliche von der Dent de l'Ecrit, der südliche von der Pointe de Paray niedergestiegen wäre, ähnlich wie heute zwei grosse Schuttkegel dort anliegen. Die Schneegrenze müsste hier in 1900 m gewesen sein.

In den Planriondtälern können zwei Zonen der Moränenablagerungen unterschieden werden, eine untere, die von 1040 bis 1170 m reicht, und eine obere, in der sich von 1350 bis 1640 m solche häufen. Da sich die mittlere Kammlinie in 2230 m befindet, ergibt sich für die untere Zone der Moränen eine Schneegrenze von 1600 m, für die obere eine solche von 1900 m

Von Petzernetze gelangen wir in kurzer Wanderung zum obersten Talschluss des R. des Marais. Unmittelbar westlich vom Vanilnoir liegt die Nische von Bounavaletta in 1770 m oberhalb einer Stufe. Grosse Wälle von Kalkblöcken aller Di-

mensionen lagern über der Schwelle in Halbkreisform; sie umschliessen zwei ebene Niederungen, von denen die eine Sumpf ist, die andere in einem Becken Wasser enthält. In beide bauen sich Schutthalden vor. Auch unterhalb der Stufe, über die ein Blockwall hinunterführt, breitet sich bei Bounavaux in 1630 m ein ebener Boden aus. In 1520 m entspringt eine Quelle, die in Wasserfällen eine 200 m hohe zweite Stufe hinunterrauscht. Am Fusse dieser Stufe liegt ein Seelein, das in 1330 m von einem Endmoränenwall umgeben ist. Typische Aufschlüsse von Lokalmoränen folgen talwärts dem Ruisseau des Marais entlang von 1290—1120 m bei Les Baudes. Von 1110 m an bis unterhalb der Vereinigung des R. des Marais mit dem südlichen Parallelbach, dem Torrent de Planriond, zeigen Aufschlüsse gut gerolltes, aber nicht verfestigtes und nicht gekritztes Material von Lokalgesteinen. Diese als Schotter zu deutenden Ablagerungen der Lokalgletscher enden bei La Frasse in 900 m.

Wir haben also, von unten nach oben gehend, Schotter, Moränen in 1120—1330 m und Moränen von 1630—1770 m zu unterscheiden. Demnach muss die Schneegrenze von 1600 m auf 1800—1900 m gestiegen sein, daher auch der Rückgang des Gletschers.

In seiner grössten Ausdehnung war der Gletscher 3,5 km lang. Dagegen besass der südliche Gletscher im Tal des Planriondbaches eine Länge von 4,5 km, als er in 980 m bei Les Triots endete, weil, wie wir gesehen haben, sein Einzugsgebiet grösser war.

In welcher Beziehung standen nun die Thaounagletscher zum Saanegletscher? Darüber geben der Aufschluss von Chavuty in 1000 m, 5 km nördlich von Grandvillard, und das Erratikum am Nordabhang der Dent de Broc in 1300 m Auskunft. An der Dent de Broc fand ich helle Kalke bis über Kopfgrösse, die gerundet und gekritzt sind. Einem lokalen Broc-Gletscher können sie hier nicht zugeschrieben werden. Ich fasse sie auf als Moränenablagerung des Thaounagletschers, die im Maximum der Würm-Eiszeit vom Saanegletscher verfrachtet worden ist. Im Aufschluss von Chavuty bemerkte ich gleiche Kalke, und dort beobachtete Gilliéron roten Liaskalk mit Encrinus.[1]) Sie

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 227.

sind identisch mit dem anstehenden Lias bei Lierry-Musy im Tal von Planriond. Aber auch in dem Moränenschutt des Saanegletschers oberhalb Estavannens in 840 m kommt diese Echinodermenbreccie vor. Anderseits fehlt in den lokalen Moränen und Schottern Saane-Erratikum vollständig.

Die Thaounagletscher konnten den Vorstoss erst nach Schwinden des Saanegletschers machen. Dies dürfte eingetreten sein, als der letztere sich bis Château-d'Oex zurückgezogen hatte, also im Bühlstadium. Die Depression der Schneegrenze aus diesem Stadium ergibt sich zu 900—1000 m. Dagegen betrug sie später nur noch 600—700 m, als die Moränen in 1600—1700 m abgelagert wurden. Daher können wir sie ins Gschnitzstadium verlegen.

Vorstehende Ausführungen lassen sich kurz wie folgt zusammenfassen: Im Gebiet der Thaouna machten zwei lokale Gletscher im Bühlstadium einen selbständigen Vorstoss, indem sie Moränen und Schotter 300—400 m unter der obern Grenze des Saanegletschers ablagerten. Noch im Gschnitzstadium fanden sich sechs kleine Kargletscher. Es kommen mehrere Kartreppen vor, die Seebecken bergen. Die Stufen sind 200—300 m hoch und sehr breit. Gewaltige Schuttkegel bilden sich durch Absturz am Fuss der Felswände an den Seiten der Täler und im Hintergrund der Karnischen.

c. Der Morteys-Gletscher.

Vom Vanilnoir senkt sich nach Nordosten hin das Synklinaltälchen Les Morteys, das in Kreide liegt. Aus demselben fliesst der Rio des Morteys, der in 1395 m mit einem Schuttkegel in einen breiten Sumpf mündet. Südlich von demselben erhebt sich eine niedere Schwelle mit der Sennhütte Verdaz, und von hier aus gelangt man in der Richtung nach Süden noch zu zwei andern sumpfigen Niederungen, aus denen der Bach als R. des Siernes-Picats abfliesst. Dieser bewegt sich vorerst im Streichen der Couches rouges zwischen der vierten Kalkzone und der Mocausaflyschzone; dann biegt er plötzlich um, und bei Siernes-Picats durchbricht er in südlicher Richtung die schmale Kette der Gastlosen in enger Schlucht. Am Ausgang derselben vereinigt er sich bei Praz-lieu mit dem R. de la Manche und mündet als R. de Flendruz in die Saane.

Nördlich vom Sumpf von Verdaz erheben sich mehrere rundgebuckelte Felsrippen, zwischen denen bei Beau Mont der Pfad in 1412 m die Passhöhe überschreitet und nach Norden hin ins Jauntal hinabführt. Von der Passhöhe aus erblickt man ein versumpftes, breites Becken von 1 km Länge vor sich, in welches von Osten her mehrere Bäche flache Schuttkegel aufgeschüttet haben. Diese Bäche vereinigen sich in zierlichen Serpentinen zum Rio du Gros Mont, der nach Norden abfliesst. Wo er die breite Niederung verlässt, hat das Tal einen trogförmigen Querschnitt. Hier streicht die Kette der Dent de Brenleire als senkrecht stehender Isoklinalkamm zur Hochmatt hinüber. In der Talsohle erhebt sich in diesem Streichen bei Punkt 1387 ein Felsrundhöcker, und nördlich davon stürzt der Bach mit 300 ‰ Gefälle eine 300 m hohe Stufe hinunter, l'Escalier du Mont. Von hier an ist das Tal des Rio du Gros Mont quer durch mehrere Kämme der vierten Kalkzone eingeschnitten.

Durch diese beiden Talfurchen, die in nordsüdlicher Richtung verlaufen, wird in vorteilhafter Weise das mittlere Jauntal mit dem mittleren Saanetal durch einen viel begangenen Saumpfad verbunden. Auf diesem Wege treffen wir in der Talsohle an vier Stellen Endmoränen an, die zeigen, dass der im Tälchen von Les Morteys gespeiste Gletscher nach zwei Seiten abgeflossen ist, nach Norden durch das Rio du Gros Monttal und nach Süden durch das Tal des Siernes-Picats.[1])

Oestlich von den Häusern gleichen Namens sind am Ausgang der Schlucht die bedeutendsten Moränenmassen aufgeschlossen, die durch das Mocausakonglomerat charakterisiert werden. Hier zieht ein Moränenwall auf dem rechten Ufer über Coulaz gegen Flendruz zu; er endet in 1030 m. In gleicher Höhe befindet sich ein Wall auf dem linken Ufer bei Derrière-l'Ainé. Auch bei Praz-lieu sind typische Aufschlüsse. Nördlich von Siernes-Picats ist Endmoräne des Talgletschers bei La Bamaz in 1270 m erschlossen. Oberhalb von La Bamaz liegen bei «Gete-des-Pierres» grosse Blöcke eines kleinen Bergsturzes.

Von bemerkenswerter Form ist das dritte Moränenvorkommen, nämlich unmittelbar südlich von der Passhöhe. Hier wird das Becken am Ausgang des Morteystälchens halbkreisförmig von Moräne umschlossen, so dass gegen Norden bei Punkt 1404

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 238.

und im Süden bei Punkt 1392 eine bemerkbare Schwelle entsteht. Gegen die Hütte Verdaz bei Punkt 1392 ziehen von Westen zwei deutliche Wälle; sie sind auf der Karte mit den Punkten 1434 und 1419 bezeichnet. In einem Aufschluss bei der Hütte Verdaz fand ich typischen Moränenschutt mit gekritzten hellen Kalkgeschieben und Glacialschlamm. Flyschgesteine, Nummulitenkalke oder Hornfluhbreccie fehlen. Es wird hier das Ende des Morteysgletschers mit einer Schneegrenze von 1900 m gelegen haben. Der Depression von 650 m zufolge entspricht diese Ausdehnung dem Gschnitzstadium.

Das vierte Moränenvorkommen liegt im Rio du Gros Monttal, ungefähr 3 km nördlich von der grossen Stufe von Escalier du Mont. Hier ist bei Dom Hugon und bei Rouvenes-devant Moräne aufgeschlossen, die das Ende der Gros Montzunge des Morteysgletschers bezeichnet; aber die Wallform ist nicht mehr erkennbar, denn seitliche Schuttkegel der Wildbäche haben die Moränen zum Teil bedeckt.[1]) So breitet sich bei Dom Hugon ein grosser Schuttkegel aus, der aus dem Tälchen von Poutes-Palud stammt. Hier lag ein selbständiger Gletscher, wie zu zeigen ist. Am Ausgang des Gros Monttales ist in 1300 m auf der rechten Talseite Moräne bei Thoos aufgeschlossen, deren Ablagerung wir ins Maximum der Würm-Eiszeit versetzten.

Der Morteysgletscher, der eine Zunge bis nördlich von Flendruz hinabsandte, konnte dies erst im Bühlstadium des Saanegletschers tun, als dieser bei Château-d'Oex endete. Demnach kam er im Gschnitzstadium bis auf die Passhöhe in 1395 m.

Im Bühlstadium besass die nördliche Zunge noch einen Zufluss vom Nordwestabhang der Dent de Brenleire, aus dem Tälchen von Audèche. Im Gschnitzstadium baute aber hier ein lokaler Gletscher oberhalb einer hohen Stufe in zirka 1440 m selbständig Endmoränenwälle, auf denen heute die Hütte La grande Audèche bei Punkt 1469 steht. Damals befand sich die Schneegrenze bei Nordwestexposition in 1700—1800 m.

d. Der Paray-Gletscher.

Am Südostabhang der Vanilnoirkette, von der Dent de Bimis weg bis zur Becca de Cray, liegen acht trichterförmige

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 238.

Nischen,[1]) von denen sich die grösste, mit einem Durchmesser von beinahe 2 km, unmittelbar südöstlich vom Vanilnoir gegen Siernes-Picats hinabzieht. Diese Nische wird vom R. de Paray entwässert, der genau in rechtem Winkel zum Streichen die Ketten durchmisst. Er entspringt als Quelle in 2060 m in einer kleinen Nische, dem Creux-de-Combe, und stürzt in 200 m hohem Wasserfall zur grossen Nische von Paray-Dorenaz hinab. Nach Schardt befindet sich die Quelle im Creux-de-Combe in unterer Kreide, die Steilwand mit dem Fall in oberem Jura; dann durchschneidet der Bach mittleren Jura, Lias, mittleren und oberen Jura und zu unterst wieder Kreide, um sodann in der Mocausaflyschzone in den R. des Siernes-Picats zu münden. Die grosse Nische weist zwei Stufen auf, in 1438 und in 1716 m. Auf der unteren stehen die Hütten von Béviaux-d'enhaut, auf der oberen diejenige von Paray-Dorenaz.

In dieser Nische muss in der Eiszeit ein Hängegletscher gewesen sein, der gewaltige Schuttmassen verfrachtet hat. Seine Moränen weisen keine Mocausageschiebe auf wie die des Morteysgletschers, der östlich von der Schlucht von Siernes-Picats geendet hatte.

Oberhalb der Schlucht stehen die Häuser auf Moränen, in denen Mocausa fehlt. Typisch sind Aufschlüsse bei La Clusaz und südlich davon bei Punkt 1251. Zahlreiche Blöcke liegen an der Mündung des R. de Paray bei «Pierres».

Bis zu den Hütten von Béviaux-d'enhaut ziehen sich mehrere jüngere Moränenwälle mit gekritzten Geschieben und grossen Blöcken hinab; sie sind in 1438 und 1500 m aufgeschlossen und deuten zwei Hängegletscher an, die sich hier vereinigten. Der eine stieg von Westen, von Paray-Charbon, herunter, der andere von Nordwesten, von Paray-Dorenaz.

Am Ostabhang der Pointe de Paray beginnt in 1810 m ein breiter Blockwall, der sich mehr als 1 km weit hin bis zur Hütte Paray-Dorenaz verfolgen lässt. Er besteht aus Kreide- und Malmblöcken, die teils mehrere hundert Kubikmeter enthalten. Ich fand in spärlichen Aufschlüssen zwar keine gekritzten, aber kantenbestossene Geschiebe und halte, im Gegensatz zu Schardt,[2]) den 20—30 m hohen Blockwall für Moränenschutt des immer kleiner gewordenen Parayglets chers. Die Schneegrenze lag in

---

[1]) Vergl. Abbildung Fig. 2, Pl. VIII, von Schardt, Beiträge XXII, 1887.
[2]) Beiträge XXII, Karte, 1887.

1900 m. Zwischen diesem Wall und den senkrechten Felswänden bauen sich regelmässig abgeböschte Schutthalden mit eckigem Absturzmaterial vor.

Der Paraygletscher konnte selbständig bei Siernes-Picats enden, als sich der Talgletscher, der Morteysgletscher, bis La Bamaz zurückgezogen hatte, also in einer späteren Phase des Bühlstadiums. Die für den letzten Halt bestimmte Schneegrenze von 1900 m weist auf das Gschnitzstadium hin, Depression 600—700 m. Aber zwischen beiden Stadien liegen noch Rückzugsmoränen in 1438 m.

e. Der Motélon-Gletscher.

Nicht nur nach Westen, Südosten und Nordosten, sondern auch nach Norden ist in der Eiszeit vom Vanilnoir ein Gletscher niedergestiegen, nämlich durch das Motélontal hinab. Wir haben schon auf Seite 84 angeführt, dass sowohl im Maximum als auch in den Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit der Motélongletscher durch grössere Gletscher gestaut worden sein musste. Typischer Moränenschutt mit Glacialschlamm und gekritzten Geschieben ist bei La Gourmandaz bis zu 1100 m hinauf entblösst, also 180 m über der Talsohle. Die Ablagerung geschah in einer Rückzugsphase oberhalb der Talenge, die von der quer durch das Tal streichenden Kette der Dent de Broc verursacht wird.

Wandern wir 1,6 km von La Gourmandaz talaufwärts, so treffen wir bei Punkt 1018 au Pralet in der Talsohle einen ausgezeichneten Endmoräne-Aufschluss. Der Motélongletscher besass bis hier eine Länge von 5,5 km, war also als Talgletscher entwickelt. Er lag in einem Tal, das heute ein U-förmiges Querprofil aufweist und dessen untere Flanken von zahlreichen Schuttkegeln der Wildbäche bedeckt sind. Die Schneegrenze lag bei Nordexposition in 1500 m.

Der Gletscher erhielt aus mehreren Karnischen im Ursprungsgebiet und an den Seiten bedeutende Nahrung. In diesen Karnischen liegen Moränen jüngeren Datums.

Bis dahin, wo die Kurve 1200 den Bach schneidet, beträgt das Gefälle desselben ungefähr 50 ‰. Dagegen steigert es sich plötzlich talaufwärts zu 240 ‰. Das Tal weist also eine Stufe auf. Oberhalb derselben sind Endmoränen bei Varvallanaz in 1437 und 1570 m aufgeschlossen. Oestlich davon ist ein typisches kleines Kar eingeschnitten. Oberhalb einer 130 m hohen

Stufe steht die Hütte von Vernetta in 1564 m, und in 1620 m umschliessen zwei Endmoränen einen kleinen Sumpf. Mächtige Schuttkegel legen sich heute an die übersteile Karwand.

Genau in dem Punkt, wo die Kurve 1200 den R. de Motélon schneidet, mündet von rechts ein Bach aus der Nische von Porcheresse. Diese weist zwei Stufen auf, eine untere von 100 m und eine obere von 250 m. Oberhalb der letzteren liegt ein längliches Kar, parallel zum Streichen der Kette, die vom Vanilnoir über Dent de Folliéran und Dent de Brenleire zieht Deutliche Moränenwälle bekleiden den linken Abhang, und zwei biegen sich in 1670 und 1700 m einwärts und werden zu Endmoränen. Oberhalb der Karschwelle, die Rundbuckelform zeigt, liegt ein Sumpf in 1650 m, während in 1630 m eine grosse Quelle entspringt, die in schönem Wasserfall die Stufe hinunterstürzt. Am Nordwestabhang der Folliérankette reiht sich Schuttkegel an Schuttkegel in auffallender Regelmässigkeit und Mächtigkeit. Die Schneegrenze des in 1670 und 1700 m endenden Kargletschers lag in 1900 m.

Nördlich von der Dent de Folliéran ist ein halbkreisförmiges Kar in die Bergkette eingeschnitten, so dass diese zu einer Einsattelung erniedrigt ist, neben welcher sich die zwei erwähnten Gipfel erheben. Diese Nische weist auch zwei Stufen auf, die eine in 1670, die andere in 1530—1540 m. Die Karschwellen bestehen bei beiden aus Moränenwällen, die in 1532 m einen See einschliessen. Der lokale Gletscher lagerte noch eine ältere, ausgezeichnet gut erhaltene Endmoräne ab, die bei der Hütte Tissinivaz Punkt 1637 beginnt und in 1426 m aufhört. Der Bach, der in 1500 m entspringt, mündet unterhalb des Seeleins mit einem Gefälle von 350 ‰ ins Motélontal. Gewaltige Schutthalden füllen beinahe den ganzen obern Karboden aus.

Es können also im Gebiet des Motélongletschers zwei ausgeprägte Stadien unterschieden werden. In einem ältern lag ein Talgletscher in einem trogförmig profilierten Tal; in einem jüngern befanden sich vier kleine Kargletscher im Ursprungsgebiet oberhalb ausgeprägter Talstufen.

f. Kargletscher am Mont Cray.

Der Hauptkamm der Vanilnoirkette endet im Süden im Mont Cray (2074 m). Sowohl an dessen Westabhang wie auch

am Ostabhang sind Gletscherspuren zu beobachten. Kleine Gletscher lagen am Westabhang in Karnischen, am Ostabhang kamen Hängegletscher vor.

Aus drei Karnischen fliessen kleine Wasseradern auf der Westseite dem Torrent de Lessoc zu, der in 1369 m Moränenschutt aufschliesst. Dieser Schutt gehörte einem Gletscher an, der aus zwei Nischen herunterfloss, in denen Moränen jüngeren Datums liegen. Ein deutlicher Moränenwall endigt in 1750 m unterhalb der Schwelle des nördlichen Kessels. Im südlichen Kar steht die Hütte von Gros Linsert in 1739 m auf Moräne. Hier, wie in dem dritten Kar von En Tremont, bauen sich riesige Schutthalden von abgestürztem Gestein gegen die Mitte vor. In dieser Nische sind zwei Endmoränen in 1551 m zu erkennen.

Ein typisches Kar befindet sich 1,5 km westlich von der Becca de Cray bei Culan. Vor dem Karboden, dessen tiefste Stelle in 1615 m liegt, erhebt sich ein Hügel aus Fels und Schutt zu 1639 m, so dass zwei Ausgänge in 1620 m südlich und in 1630 m nördlich desselben vorhanden sind, die von Endmoränen bekleidet werden. Ein deutlich gebogener Wall umschlingt ein kleines Seebecken. Ein Abfluss fehlt heute. Der Kargletscher floss gegen Süden über das immer steilere Gehänge. Die Schneegrenze lag hier etwa in 1700 m, ebenso beim Gletscher von En Tremont und Linsert. Die höher gelegenen Moränen daselbst deuten ein Emporsteigen der Schneegrenze auf 1900 und 2000 m an.

g. Hängegletscher am Mont Cray.

Von den acht Nischen am Südostabhang der Vanilnoirkette befinden sich vier zwischen Becca de Cray und Pointe de Paray. Am Ausgang der nördlichsten erhebt sich in 1742 m die Hütte Combettes oberhalb einer 250 m hohen Stufe. Die breite, durchaus nicht tief zerschnittene Felsschwelle ist gerundet. Grosse Schutthalden bauen sich in 1900 m in dem kesselförmigen Talgrund auf.

Südwestlich von der Nische von Combettes sind die Trichter von La Leyvraz, Vausseresse und Les Tenasses eingeschnitten. Der Bach von La Leyvraz hat östlich von Château-d'Oex einen grossen Schuttkegel aufgeschüttet, auf dem sich die Häuser von Les Bossons befinden. Nördlich von denselben ziehen sich auf

beiden Seiten Moränenwälle dem Bache entlang, die in 1100 m enden und in 1154 m bei Coulaytes aufgeschlossen sind. Sie enthalten helle und dunkle Kalke, Couches rouges und Flyschsandstein. Dies sind Gesteine der nächsten Umgebung, und sie müssen von einem lokalen Gletscher verfrachtet worden sein. Trotzdem die Ablagerungen durch gekritzte Geschiebe charakterisiert sind, hat sie Schardt als cône de déjection gezeichnet.[1])

Die Schneegrenze des Leyvrazgletschers kann zu 1600 m angenommen werden. Da dieser Gletscher erst im Bühlstadium des Saanegletschers selbständig enden konnte, so ergibt sich für dasselbe auch eine Depression der Schneegrenze von etwa 950 m.

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigen sich am Ausgang der Nische von Les Tenasses. Auf dem mächtigen Schuttkegel des Baches stehen die Gebäude von La Frasse. Am Weg, der von hier nach Combaz und Chanolin hinaufführt, fanden wir in 1030 und 1100 m typische Moräne von lokalem Charakter aufgeschlossen. Die Schneegrenze ergibt sich auch hier zu 1500 bis 1600 m, Depression 1000 m.

Man könnte geneigt sein, die Moränen von Chanolin und Coulaytes dem Saanegletscher zuzuschreiben. Allein es fehlt Nummulitenkalk vom Ursprungsgebiet aus den Hochalpen, es fehlt Flyschbreccie vom Gifferhornmassiv, es fehlt Hornfluhbreccie von den Hornfluhbergen, und endlich fehlt Mocausakonglomerat, das von rechts durch Seitengletscher hätte gebracht werden können. Aber alle diese Gesteine kommen bei Château-d'Oex in der Moräne der Talsohle vor.

Zwischen den beiden Hängegletschern, die nördlich und westlich von Château-d'Oex im Bühlstadium herniedergeflossen sind, muss auch ein dritter in der Nische Vausseresse gelegen haben. Der aus diesem Trichter führende Wildbach schüttete einen Schuttkegel auf, der von den meisten Gebäuden von Château-d'Oex bedeckt wird. Allein typische Moräne fehlt, so weit ich beobachtete.

h. Gletscher an der Dent de Broc.

Zwischen Saane und R. de Motélon zieht sich bis zur Dent de Broc eine Bergkette in nördlicher Richtung hin. Ihre nördlichsten Gipfel, Dent du Bourgoz, Dent du Chamois und Dent

---

[1]) Beiträge XXII, Fig. 2, Pl. VIII und Karte.

de Broc, sind schroffe, zackige Isoklinalkämme, die nach Nordosten streichen.

Zwischen diesen drei Ketten liegen zwei Tälchen, die ins Motélontal hinabführen. In denselben, den Tälchen von Coulaz und Les Groins, flossen Lokalgletscher, die nach dem Maximum der Würm-Eiszeit selbständig vorstiessen; ausgeprägt sind namentlich Moränenwälle im südlichen Tal von Coulaz, die schon Gilliéron anführt.[1]) Eine grosse Endmoräne führt bis zu Punkt 1128 hinab. Jüngere Wälle enden in 1220, 1290 und 1330 m; die Schneegrenze stieg von 1350—1500 m. Im nördlichen Tälchen lassen sich Lokalmoränen bis 1020 m, also 40 m über der Talsohle, hinab verfolgen, ferner bei Groins d'enbas bis 1200 m. Dieser Vorstoss konnte im Bühlstadium geschehen. Wie schon anderwärts, lässt sich die starke Depression der Schneegrenze von 1100 m auf Beschattung und Nordlage zurückführen.

Dagegen ist der Nordabhang der Dent de Broc frei von Spuren eines Lokalgletschers. Der Grund liegt wohl in der zu grossen Steilheit der Böschung,[2]) infolge der sich keine Kar- oder Firnnische bilden konnte, weil der Schnee als Lawine abstürzte. Dagegen sind hier steile, typische Wildbachtrichter eingeschnitten.

i. Kargletscher am Haucrêt.

Der Kamm, der sich von der Dent de Brenleire in nördlicher Richtung über Punkt 1888 zum Grand Haucrêt hinzieht und im Petit Haucrêt endet, wird zwischen Punkt 1888 und dem Grand Haucrêt durch eine tiefe Einsattelung von 1337 m gegliedert, auf der die Hütten von Poutes-Palud stehen. Sie ist tektonisch bedingt; denn sie liegt in weicheren Schichten der Antiklinale, die hier bis auf die Trias aufgeschlossen ist, und bildet die Fortsetzung des oberen Motélontales. Die Nische ist von Norden her gegen die Erhebung von Punkt 1888 eingeschnitten. Von dieser Einsattelung flossen zwei Gletscherzungen, die eine nach Westen, die andere nach Osten, in die Haupttäler hinab. Die östliche Zunge hat Endmoränen in 1020 m bei Fin de Dom Hugon und in 1220 m abgelagert, die durch den kleinen Bach trefflich aufgeschlossen sind. Sie enthalten

[1]) Beiträge XVIII, S. 240.

[2]) Vergl. auch E. Richter, Geomorph. Untersuchungen. S. 24.

nur dunkle und gelblich anwitternde Gesteine und ausgezeichnet gekritzte Geschiebe. Es fehlen Flyschsandsteine, Mocausakonglomerat, helle Kalke und Couches rouges, also die Geschiebe des Rio du Gros Montgletschers. Die westliche Zunge hat Moränenschutt in 1130 m abgelagert. Aber auch in 1330 m enden ausgeprägte Moränenwälle bei Le Revers, zwischen denen zwei kleine Sümpfe liegen. Der Gletscher kam aus einer Karnische, vor der sich in 1455 m ein jüngster Moränenwall befindet.

Gilliéron, der die Moränen in der Einsattelung ganz kurz beschreibt,[1]) glaubt, dass sie vom Gletscher des Gros Monttales abgelagert worden seien.[2]) Nach unsern Beobachtungen können sie nur dem Lokalgletscher zugeschrieben werden, und zwar konnte ein Vorstoss bis 60 m über der Sohle der beiden Haupttäler erst nach dem Maximum der Würm-Eiszeit, ja sogar nach den Rückzugsphasen gemacht werden. Dies war aber im Bühlstadium möglich, als im Gros Monttal ein Talgletscher bei Fin de Dom Hugon endete; denn bis hier hinab zieht sich die Moräne von Poutes Pallud, an die sich ein grosser Schuttkegel knüpft. Der Motélongletscher endete damals bei Pralet, so dass seine Mächtigkeit da, wo die westliche Zunge des Poutes Pallud-Gletschers herunterkam, gering war.

Die Schneegrenze dieses Lokalgletschers befand sich anfänglich in 1400 m und stieg auf 1600 m bei Nordlage. Die starke Depression der Schneegrenze von 1000—1100 m ist jedenfalls der nördlichen Lage zuzuschreiben. Wir erkennen aber, dass das Bühlstadium auch dieses Lokalgletschers als Vorstoss aufzufassen ist.

Am Nordabhang des Petit Haucrêt (1588 m) ist ein typisches, kleines Kar eingearbeitet. Zwei Moränenwälle liegen oberhalb einer 430 m hohen Stufe und umschliessen einen Sumpf, in welchen sich Schuttkegel vorbauen. Auf der Schwelle steht die Hütte Es Craux in 1314 m. Der Kargletscher besass eine Firnlinie von 1400 m.

k. Zusammenfassung.

Von der Vanilnoirkette flossen im Bühlstadium 15 selbstständige Gletscher herunter. Die Depression der Schneegrenze beträgt im Mittel 1000 m. Es gab 5 Talgletscher von 4—5 km

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 271.
[2]) Beiträge XVIII, S. 238.

Länge, wie im Gebiet der Thaouna, im Motélontal und im Tal von Gros Mont, ferner Hänge- und Kargletscher.

Die Talgletscher lagen in breiten, trogförmig profilierten Tälern und besassen sowohl Seiten- als auch Ursprungskare. In denselben finden sich typische Moränen aus dem Gschnitzstadium. Denn bei dem letzten Halt betrug die Depression der Schneegrenze von 12 kleinen Gletschern 700 m.

Alle grösseren Täler weisen Talstufen auf, die sich nur zum Teil an härtere Schichten knüpfen. In der Vanilnoirkette finden sich 18 typische Kare, die Stufen von 200—400 m zeigen. Mehrere von diesen Karen sind Treppenkare. In ihnen liegen vier kleine Seebecken. Der Karhintergrund wird überall von mächtigen Schutthalden umsäumt.

6. Vergletscherung der Schopfenspitze.

a. Orographie.

Das Schopfenspitzmassiv bildet im Grundriss ein Dreieck; die Ostseite wird durch den Nüschelspass, die Südseite durch das Jauntal gebildet. Die Endpunkte sind Schwarzsee, Jaun und Charmey. Die dritte Seite liegt zwischen Charmey und Schwarzsee und entspricht dem Streichen der Ketten. Sie wird durch den Javroz und den Pass von Chesalettes gebildet. Auf der dritten Seite tritt der Ruisseau de l'Essert quer zum Streichen aus den Kalkketten heraus in die Flyschzone der Berra ein.

Wir können zwei Bergketten unterscheiden. Diese gehen einander in nordöstlichem Streichen parallel und sind 1,5 km von einander entfernt. Sie bestehen vorzugsweise aus senkrechtstehenden Malmbänken. Zwischen beiden Ketten liegt die Kreidesynklinale, welche die Fortsetzung der Greyerzermulde bildet.

Beide Ketten zeigen eine scharf gegliederte Kammlinie, die sich von der Mitte aus im allgemeinen nach aussen senkt. In der südöstlichen Kette erheben sich der Maischüpfenspitz (2088 m), Schopfenspitze (2108 m), Combifluh, Körblifluh (2106 m), Fochsenfluh und Spitzfluh.

Von der nordwestlichen Kette seien erwähnt Dent de Vounetz, Les Dents vertes, Patraflon (1919 m), Pointe de Bremingard und Ripazfluh. Von der Schopfenspitze zieht quer zum Streichen eine Wasserscheide zum Patraflon, und vom Maischüpfenspitz geht ein Grat zu den Dents vertes. Dadurch wird die Synklinale in drei Nischen zerlegt. Nach Südwesten führt die Senke der

Arpilles und Raveyres zum Jaunbach, nach Nordwesten die Nische Les Grands Morveaux zum R. de l'Essert und nach Nordosten der Breccaschlund zum Schwarzsee hinab.

Die ganze nordöstliche Abdachung des Schopfenspitzmassivs wird heute gegen den Schwarzsee hin entwässert, und auch in der Eiszeit flossen von hier Firnmassen dem Gletscher im Tal der Warmen Sense zu.

Aber am Nordwestabhang finden sich die Spuren eines selbständigen Talgletschers, des Javrozgletschers, und kleiner Hängegletscher, wie an der Dent de Vounetz. Auf der Südwestseite deuten die Karnischen von Les Arpilles eiszeitliche Vergletscherung an, und am Südostabhang sind sowohl in Karnischen als auch in Moränen die Beweise typischer Hängegletscher vorhanden.

b. Der Javrozgletscher.

Das Javroztal mündet westlich von Charmey von rechts ins Jauntal. Es liegt zwischen der Flyschzone der Berra und der vierten Kalkzone, ungefähr im Streichen der Ketten. Den Wasserreichtum verdankt der Javroz den zahlreichen rechtsseitigen Zuflüssen vom Südabhang der Berra. Der Hauptfluss selber entquillt dem Nordabhang des Patraflon, nördlich von der Schopfenspitze. Von links nimmt er einen grösseren Seitenbach auf, den R. de l'Essert. Das Javroztal ist breit; aber die Siedlungen liegen 70—90 m über dem Niveau des Flusses, der in engem Bett und gewundenem Laufe dahinrauscht. Er ist bei Valseinte in Moränenschutt eingeschnitten; unterhalb Cerniat hat er sich stellenweise auch in anstehenden Fels eingesägt.

Im Maximum der Riss-Eiszeit muss sich, wie wir aus der Verbreitung erratischer Geschiebe geschlossen haben, zeitweilig eine Zunge des Rhonegletschers von Westen her 6 km weit ins Javroztal hinauf erstreckt haben. Die kleinen Lokalgletscher vermochten wohl damals dem mächtigen Eindringling keinen bedeutenden Widerstand entgegenzusetzen.

Aber die Moränenmassen des Rhonegletschers sind im Vergleich zu dem Lokalerratikum im Javroztal ganz unbeträchtlich; sie markieren eine undeutliche Höhenlinie in 1250—1300 m; der lokale Gletscherschutt findet sich dagegen in grossen Massen in der Talsohle bis zu ungefähr 1000 m hinauf. Er ist gekenn-

zeichnet durch typische Liasgesteine, die nach Gilliéron[1]) in dem Zug anstehen, der vom Arsajoux über den Pass von Chesalettes gegen den Schwarzsee streicht. Sie sind teils vom Charakter der in der Einleitung beschriebenen Echinodermenbreccie, teils enthalten sie in dunkelm Kalk zahlreiche Petrefakten. Ferner finden wir in Javrozmoräne den grobkörnigen Berraflyschsandstein, der in Jauntalgletschermoräne fehlt. Ablagerungen des Javrozgletschers beobachtete ich auf dem rechten Ufer zwischen Valseinte und Cerniat bei Les Places und bei der Säge En Ladde in 1059 m, ferner bei der Kirche von Cerniat, bei Les Utzets in 1020 und 1012 m und bei Essertex in 1025 m. Diese Aufschlüsse deuten eine rechtsseitige Ufermoräne an. Derselben entspricht die Höhe von Moräne auf dem linken Ufer. Gegenüber von Valseinte erreicht sie bei Les Blanruz 1070 m, und terrassierte Gehängeleisten ziehen talwärts in 1010 m über Montgeroud gegen Les Pâles 1042 m. Zwischen dieser Ufermoränengrenze ist nun der Talboden mit Grundmoräne angefüllt. Bei Cerniat beträgt die Mächtigkeit 80 m; westlich von Valseinte bei Savoleyre ist sie 70 m hoch aufgeschlossen. Diese Massen gehen talabwärts in geschichtete Stauseebildung über, die durch den vorgedrungenen Jaungletscher bedingt worden ist.

Talaufwärts aber lässt sich die Moränenmasse zusammenhängend bis Valseinte verfolgen, wo keine Schichtung auftritt. Hier ist eine Endmoräne aufgeschlossen, auf deren rechtsseitigem Wall sich «la grosse Grange» befindet, während sich auf dem linken Ufer einige Moränenhügel bei Les Blanruz erheben. Demnach musste der Javrozgletscher hier einen längern Halt gemacht haben.

Auffallenderweise finden sich in allen diesen Aufschlüssen am Javroz abwärts und auf der rechten Talseite vereinzelte Geschiebe des Rhonegletschers, wie Valorsinekonglomerat. Es ist also Ausräumungsschutt aus früherer Bedeckung. Talaufwärts kommen zwei solche Geschiebe in Moräne der Talgletscher nur noch in 1300 m vor.

Mit Rücksicht auf die Phasen des Jaungletschers kann der Halt des Javrozgletschers bei Valseinte in die zweite Rückzugsphase gedacht werden. Damals flossen beide Quellgletscher, der Javroz- und der Essertgletscher, zu einer gemeinsamen Zunge

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 121.

zusammen. Daher treffen wir heute noch die Spur einer eiszeitlichen Mittelmoräne, die sich als Dos d'Ane zwischen den zwei Bächen hinzieht, etwa 700 m weit, von Punkt 1025 bis Punkt 1022, wo sich endlich die Bäche vereinigen.

Dagegen befindet sich östlich von Punkt 1025 ein Moränenaufschluss, der zeigt, dass hier der Javrozgletscher allein endete. Die im Aufschluss beobachteten Flyschsandsteine beweisen, dass er noch einen Zufluss von der Berragruppe erhielt. Tatsächlich lässt sich am Südabhang derselben ein langgezogener Moränenwall verfolgen, der bei Praz à Bongard in 1321 m beginnt und über Les Echelettes gegen den R. des Féguelenes hinabzieht. Auf diesem Wall fand ich in 1280 m einen beinahe zentnerschweren Valorsineblock. Anderseits aber ist auch am Nordabhang des Patraflon bei Grattavache, nördlich von Le Bigitoz, in 1300 m ein typischer Lokalmoränenaufschluss. Die Schneegrenze lag hier bei Nordlage in etwa 1500 m, was eine Depression der Schneegrenze von 1000 m ergibt. Daher weisen wir diesen Halt des Javrozgletschers ins Bühlstadium.

Aber auch im Gebiet des R. de l'Essert finden sich noch Endmoränen aus dem Bühlstadium; zudem weist das Tal dieses Baches in den Oberflächenformen eigenartige Züge auf, die mit der eiszeitlichen Vergletscherung in Zusammenhang stehen. Im Oberlauf liegt eine breite, unruhig gestaltete Nische, Les gros Morveaux, von welcher eine Stufe von 200 m in das mittlere Talstück hinabführt. Dieses ist trogförmig profiliert, und mehrere Seitenbäche münden stufenförmig mit grossen Schuttkegeln ins Haupttal. Letzteres verläuft quer zum Streichen und ist also von Südsüdost nach Nordnordwest in Kreide, Malm, Dogger, Lias, Rauchwacke der Trias und nochmals in Lias eingeschnitten. Die Stufe von Les gros Morveaux knüpft sich an die harte Malmschicht. Der Talausgang liegt in der äussersten Liaszone, die vom Arsajoux gegen Chesalettes streicht. Der Bach verlässt das Tal in einer engen Schlucht, die er in diese Liaszone eingesägt hat. Aber das Tal besitzt noch einen zweiten Ausgang, der 130 m höher liegt als der heutige. Oestlich von der Schlucht erhebt sich nämlich ein kegelförmiger Felshügel, La Chaux au Cerf, 170 m über den Bach. Dieser Hügel bildet die linke Flanke einer breiten Einsattelung, die in 1175 m liegt. Der gerundete Grat trägt östlich von Punkt 1175 die Kapelle und den Hof von Pré de l'Essert und steigt dann nach Osten an. Das Tal des R. de

l'Essert ist also ein Erosionstal, das einen breiten, verlassenen und einen schluchtartigen, jungen Talausgang besitzt.

In dem breiten Talausgang von Pré de l'Essert findet sich Moränenschutt.[1]) Ein deutlicher Moränenwall zieht sich am Südabhang der Chaux au Cerf gegen den Bach hinab, wo ein typischer Aufschluss zu beobachten ist, und setzt sich auf dem linken Ufer talaufwärts gegen La Gite du Poyet Riond fort; auch unmittelbar unterhalb der Schlucht ist Moränenschutt aufgeschlossen. Die wallförmige Moräne bezeichnet das Ende eines kleinen Talgletschers, der im Bühlstadium von rechts durch Hängegletscher am Westabhang des Patraflon und von links durch Kargletscher gespeist wurde. Ein solcher lag in der Nische La Chaux du Vent, und daher stammen Moränenwälle, die gegen La Chapalleyre hinunterziehen. Ein anderer Kargletscher schuf Moränenwälle bei Tissinivaz-derrey in 1374 m.[2]) Oberhalb derselben beobachtet man zahlreiche Blöcke und kleine Schutthügel, die auf einen Bergsturz hinweisen. Noch heute kann man die Nische an der 300 m hohen Felsmauer bemerken.

Im Ursprungsgebiet des Essertgletschers und unterhalb der Stufe bauen sich zahlreiche Schuttkegel infolge Absturz des verwitterten Gesteins den Felswänden entlang auf. In der Nische Les gros Morveaux zeigt sich ausgeprägte Karrenbildung in den Kreidekalkschichten. Ein Abfluss ist nicht sichtbar, alles Wasser versickert in die Tiefe, und Moränenschutt fehlt.

c. Gletscher an der Dent de Vounetz.

Oestlich von Charmey münden zwei kleine Bäche mit Schuttkegel in die breite Talsohle, der eine bei Liderrey, der andere bei Les Arses. Der erstere entwässert den Südwestabhang des nur zu 1504 und 1564 m ansteigenden Arsajouxgrates, nördlich von der Dent de Vounetz. Der Bach fliesst im Streichen der Kämme, die aus unteren Jura und oberer Trias bestehen, und schliesst bei Punkt 970 in 1000 m östlich von Liderrey Moräne auf, die nur dunkle Schiefer- und Kalkgeschiebe und Gerölle von Rauchwacke aufweist. Demnach müsste hier ein Lokalgletscher mit einer Schneegrenze von etwa 1300 m geendet haben.

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 239.

[2]) Auch von Gilliéron erwähnt, a. a. O., S. 238.

Bei Les Arses liegen, wie auch aus der Karte hervorgeht, unweit der Kapelle in 940 m mehrere grosse Malmkalkblöcke, von denen der eine haushoch ist, auf dem linken Ufer des Baches, der in 970—1000 m Moräne mit ausschliesslich hellen Kalkblöcken aufgeschlossen hat. Flysch fehlt ganz. Es handelt sich also um Lokalmoräne eines Gletschers, der direkt vom Nordabhang der Dent de Vounetz heruntergeflossen ist. Vieser Vorstoss konnte etwa damals erfolgen, als der Jaungletscher unweit Charmey endete. Die lokale Schneegrenze lag in 1350—1400 m. Deutlich ist die Lage der Gletscherzunge an dem breiten Bett zu erkennen, das quer durch die harten Rippen von unterem Jurakalk eingeschnitten ist. Im Ursprungsgebiet finden sich noch jüngere Ablagerungen. Am Nordwestabhang der Dent de Vounetz ziehen sich mehrere Moränenwälle gegen Gros Ganet bis 1280 und 1300 m hinab. Westlich von der Hütte bei Punkt 1333 umschliessen zwei Endmoränenwälle einen kleinen See in 1300 m.[1]) Hier lag ein Kargletscher mit einer Schneegrenze von 1400 m bei Nordexposition; die östlichen Moränen gehörten zu einem Gletscher, der bei Nordwestlage eine Schneegrenze von 1500 m besass. Diesen Moränen entsprechen in Höhe und Lage diejenigen des Kargletschers bei Tissinivaz-derrey, die wir zum Bühlstadium rechneten.

d. Gletscherspuren am Südostabhang.

Zwischen Schopfenspitze und Maischüpfen befindet sich ein im Grundriss ovaler Gebirgskessel von 0,75 km Länge. Senkrechte Felswände stehen auf drei Seiten bis 400 m empor. Riesige Schutthalden bekleiden ihren Fuss und füllen den ebenen Karboden fast vollständig aus. Talauswärts erhebt sich in Punkt 1666 eine 16 m hohe Schwelle, die teils aus Fels, teils aus Schutt besteht, und unterhalb derselben folgt eine 700 m hohe Stufe mit 450 ‰ Gefälle ins Jauntal hinab. Ein Bach, der in etwa 1200 m beginnt, mündet mit grossem Schuttkegel bei Zur Eich, zwischen Bellegarde (Jaun) und Villette (Imfang).

Oestlich von der Schopfenspitze liegt eine geneigte, 300 m breite Nische, die in der Eiszeit einen typischen kleinen Hängegletscher barg. Dieser verfrachtete Moränenschutt bis zur Unteren Jansegg in 1376 m hinab. Später lagerte er eine deutliche End-

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 271.

moräne bei der Oberen Jansegg ab; sie ist in 1500 m aufgeschlossen. Heute ziehen sich lange Schuttkegel von Absturzschutt in dem obern Teil der Nische, genannt Combe, abwärts. Der Jansegg-Gletscher besass eine Schneegrenze von 1600—1700 m bei Südexposition. Nach der Depression der Schneegrenze von 900 m existierte er also im Bühlstadium.

Oestlich von der Jansegg zieht sich eine grössere Nische gegen Jaun hinab, die bei Punkt 1638 Grossbrunn eine Schwelle aus Moränenschutt oberhalb einer 250—300 m hohen Stufe aufweist. Auch hier konnte sich ein Gletscher bei einer Schneegrenze von 1700—1750 m halten.

Am Südostabhang des Körblispitz befindet sich ein winziges Kar in 1741 m, Körbli genannt, in welchem ein 200—300 m langer Gletscher eine halbkreisförmige Endmoräne oberhalb einer 300 m hohen Stufe ablagerte. Die Schneegrenze lag in 1800 m bei Südostexposition.

Die schönste Entwicklung eines Lokalgletschers vom Charakter eines Hängegletschers zeigt sich in der Einsattelung der Neuschels nördlich von Jaun. Die mächtigen Ablagerungen sind von Bedeutung für die Erkenntnis der Gletscherschwankungen im Jauntal. Aus dem Antiklinaltal der Neuschels fliesst nach Süden der Allmendbach, der einen ausgeprägten Schuttkegel auf Glacialschotter ausgebreitet hat, auf dem in 1030 m die Siedlungen von Jaun stehen. Unmittelbar oberhalb des Dorfes schneidet der Bach in anstehende triasische Rauchwacke ein. Dagegen schliesst er von 1100 m an aufwärts bis 1400 m Moränenschutt auf. In Punkt 1342 steht die Hütte Dorfallmend. Bis hierher ist das Gefälle 300 ‰; dann wird es bis zu 1450 m hinauf etwas schwächer, um von hier an in einen ebenen Boden überzugehen. Gilliéron glaubt, dass die Moränen bis zu 1350 m hinauf vom Hauptgletscher, also vom Jaungletscher, abgelagert worden seien.[1]) Nach unsern Beobachtungen liegen die Verhältnisse anders. Denn da der Jaungletscher der Hundsrückflyschzone entstammt, so ist er durch Flyscherratikum charakterisiert. Flysch fehlt aber im Allmendgebiet ob Jaun ganz. Wir können sehr deutlich Moränenwälle beobachten, die wie Bergrippen zum Bach hinabziehen. Die unterste Endmoräne ist in 1100 m aufgeschlossen, jüngere in 1160 m, 1200 m, dann in

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 232.

1300 m bei Dorfallmend, ferner in 1450 m, wo der ebene Boden von mehreren Wällen umsäumt wird. Als der Allmendgletscher diesen Vorstoss machen konnte, musste sich der Jaungletscher bis oberhalb Jaun zurückgezogen haben, also im Bühlstadium. Der lokale Gletscher kam aus zwei Nischen zwischen Körblispitz und Fochsenflüh. Die kleinere Nische ist ein typisches Kar mit einer Felsschwelle in 1709 m. In beiden Nischen sind die regelmässig geböschten Schutthalden von kolossaler Entwicklung. Die Schneegrenze ergibt sich für die Moränen unter 1300 m zu 1500 m, für die höheren zu 1700 m.

e. Zusammenfassung.

Vom Massiv der Schopfenspitze flossen nach dem Maximum der Würm-Eiszeit selbständige Gletscher talwärts, ein Talgletscher, der Javrozgletscher, und mehrere Kar- und Hängegletscher mit einer Firnlinie von 1500—1600 m. Die Depression der Schneegrenze von rund 1000 m deutet das Bühlstadium an. Die Schneegrenze lag am Nordabhang 100—200 m tiefer als gegen Süden; von Einfluss war zudem die starke Beschattung durch 300 bis 400 m hohe Felswände.

Im ganzen Massiv befinden sich elf typische Kare; von diesen besitzen acht eine Felsschwelle mit Karren- und Karstbildungen; bei drei andern besteht die Schwelle aus Moränenschutt, und in einem Fall dieser Art wird dadurch ein Seebecken gebildet. In einzelnen hochgelegenen Karen des Breccaschlundes lagen, nach Hofmann, [1]) auch im Gschnitzstadium kleine Gletscher.

In allen Gletschernischen spielt die postglaciale Anhäufung von Absturzschutt eine grosse Rolle.

7. Vergletscherung der Stockhornkette.

a. Orographie.

Die Stockhornkette zieht sich ungefähr 25 km lang in west-östlicher Richtung vom Schwarzsee gegen den Thunersee hin. Tektonisch bildet sie die nordöstlichste Partie der vierten Kalkzone, die bei Villeneuve am Genfersee beginnt. Im Gegensatz zur Vanilnoirkette treten die Axen der beiden Antiklinalen näher zusammen, daher stehen die Gewölbeschenkel überall fast senkrecht, und sie bilden zumeist die bekannten zackigen Hörner,

---

[1]) Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg und des Breccaschlundes in den Freiburger Alpen. Mitt. der nat. Ges. Bern 1904, S. 7.

Flühe und Gräte. Die weichern Gesteine der nördlichen Antiklinale sind bis auf die Trias hinab erodiert, und daher findet sich hier eine tektonisch vorgezeichnete Talfurche, die im Westen zwischen Ochsen und Widdersgrind beginnt und nördlich vom Stockhorn endet. In dieser Richtung liegen die Talstücke Morgeten und Walalp. Zu dieser Furche parallel erheben sich eine nördliche und eine südliche Kette, deren Kammlinien ungemein stark gegliedert sind, so dass zwischen tiefen Einsattelungen zahlreiche Gipfel stehen,[1]) so in der nördlichen Kette: Ochsen, Bürglen, Gantrisch, Nünenenfluh, Hohmad und Walalpgrat; in der südlichen Kette: Mähre, Scheibe, Widdersgrind, Wanklifluh, Schwiedenegg und Stockhorn. Südlich von der eigentlichen Stockhornkette zieht sich eine dritte Kette hin, die bei Weissenburg beginnt und oberhalb Erlenbach in Stockenfluh und Brämen- und Mieschfluh endet. Zwischen Stockhorn und Mieschfluh liegt eine schmale Kreidemulde, die nach Westen hin, namentlich an der Kaiseregg, eine bedeutende Breite erreicht. Der Nordabhang der ganzen Kette wird hauptsächlich von Sense und Gürbe, zum kleinsten Teile vom Glütschbach im Nordosten entwässert. Am Südabhang sammelt die Simme von neun Bächen alle mit Ausnahme des westlichsten, des Oberbachbaches, der dem Jauntal zueilt. Drei Bäche, die der Simme zufliessen, durchbrechen im Unterlauf in schmaler Schlucht eine der erwähnten Ketten; es sind der Reidenbach, der Wüstenbach und der Bunschibach.

Ueber die eiszeitliche Vergletscherung der Stockhornkette hat schon Gilliéron viele Beobachtungen gemacht (Beiträge XVIII, S. 271—272) und jüngst im Kaiseregg-Gebiet W. Hofmann (Mitt. der nat. Ges. Bern 1904). Die folgenden Beobachtungen dürfen nur als vorläufige Mitteilungen betrachtet werden, die ich später zu ergänzen hoffe.

b. Gletscherspuren am Nordabhang der Stockhornkette.

Im Gebiet der Sense lassen die Spuren eiszeitlicher Gletscher zwei Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit, Bühl- und Gschnitzstadium, erkennen. In den Rückzugsphasen lagen grössere Talgletscher in den Tälern des Sensegebietes; dies war im Gebiet der Gürbe nicht der Fall. Hier stürzen kurze Bäche, wie Gürbe,

---

[1]) Vergl. Gilliéron, Beiträge XVIII, Pl. II, III, X und XII.

Fallbach, Sulzgrabenbach, Rufigrabenbach und Stockerenbach, talwärts und vereinigen sich bei Blumenstein, um als Gürbe nordwärts zu fliessen. Alle diese Bäche stammen aus halbkreisförmigen Nischen; es sind teils Kare, teils Erosionstrichter. In mehreren Karnischen finden sich Spuren eiszeitlicher Gletscher.

Im Quellgebiet der Gürbe ziehen sich grosse Moränenwälle bei Tschingel bis zu 1200 und 1300 m hinunter. Damals wurde der Gletscher aus zwei Firnmulden am Nordabhang von Gantrisch und Nünenenfluh genährt. Beide Mulden befinden sich oberhalb einer 100—150 m hohen Stufe und werden halbkreisförmig von steilen Abhängen und Felswänden eingefasst. Es sind Kare. Das westliche der beiden Kare heisst Nünenenberg und weist sowohl linke Ufermoränen bei Punkt 1728 als auch Endmoränen bei der Alp Obere Nünenen in 1700 m auf.[1]) Die Schneegrenze war also von 1500 auf 1800 m gestiegen bei Nordexposition. Das östliche Kar trägt die Alp Oberwirtneren und ist ausgezeichnet durch gerundete Felsschwellen, die vom Bach durchsägt sind, und durch seine fast kreisförmige Gestalt. Wo die Karwand mit der Kette tangiert, befindet sich der Sattel Schwalmeren. Wie schon Gilliéron (a. a. O.) bemerkte, weist das Kar von Oberwirtneren wenig Moränenschutt auf. Dagegen wird der Fuss der Felswände von Absturzschutt bedeckt.

Westlich von der Hohmad entspringt in einer breiten trichterförmigen Nische der Fallbach, der oberhalb der Kirche von Blumenstein mit schönem Wasserfall in die Ebene mündet und der Gürbe zufliesst. In dem Fallbachtälchen lag in der Eiszeit ein kleiner Gletscher, der ausgeprägte Moränen an verschiedenen Stellen abgelagert hat, so vorerst oberhalb der Stufe in 1100 m, dann unterhalb und oberhalb der Hütten der Langeneggalp in 1170 und 1250 m. Eine typische Endmoräne ist in 1400 m bei Blattenheid aufgeschlossen. Hier vereinigen sich die zwei Quellbäche des Fallbaches; der linke entstammt einer ausgesprochenen Wildbachnische, dem Taubenloch, der rechte beginnt in 1610 m unterhalb der Stufe eines Kares, des Lägerli. Von demselben steigt man über eine 170 m hohe Stufe zur Schwelle eines höheren und kleineren Kares, Kessel, die aus grobkalibrigem Felsschutt besteht. Hier lag ein winziger Gletscher mit einer Schneegrenze von 1850 m bei Nordexposition

---

[1]) Vergl. auch Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 254.

und im Schatten von 200 m hohen Felswänden. Der Fallbachgletscher besass, als er bei der Langeneggalp endete, eine Schneegrenze von 1500 m. Oberhalb Blattenheid liegen Blöcke eines Bergsturzes.

Zwischen Hohmad und Walalpgrat erhebt sich der Mentschelenspitz zu 2022 m, dessen Ostabhang das Quellgebiet des Rufigrabenbaches bildet. Zwei Quellbäche vereinigen sich im Rufigraben in 1130 m. Der linke kommt aus einer Nische, die in 1400 m eine Stufe mit ebenem Boden bei der Alp Winterloch aufweist. Unterhalb derselben schliesst der Bach Lokalmoräne auf, die schon von Gilliéron erwähnt wird, indem er sagt[1]: «Un couloir rempli d'éboulis récents, mais bordé de moraines latérales et aboutissant à un plateau où se trouve un petit lac temporaire.» Hier lag ein kleiner Hängegletscher. Der rechte Quellbach entblösst ebenfalls Lokalmoräne in 1200 m unterhalb vom Alpetli Punkt 1227. Die Schneegrenze lag in 1500 m.

Bis zu 1100 m hinauf reicht unterhalb der Mentschelenalp Ufermoräne des Aaregletschers aus der letzten Eiszeit, so namentlich am Riedhubel.

Am Nordostabhang des Stockhorns entspringt in einem Trichter der Feusibach, der bei Niederstocken einen grossen Schuttkegel aufgeschüttet hat. Er enthält die Geschiebe der Bachalp. Nach Gilliéron[2]) soll hier Moräne auf dem linken Ufer vorkommen; gemeint ist unter Bachalp wohl die Alp Unterbach in 1370 m. In den Quelltrichter des Feusibachs führt auch oberhalb einer 300 m hohen Stufe ein typisches kleines Kar hinab, das Kummli, an der Ostseite des Stockhornes. Es besitzt eine gerundete Felsschwelle in 1800 m. Die Schneegrenze des Feusigletschers lag in 1600 m bei Nordexposition.

c. Gletscherspuren am Südabhang der Stockhornkette.

In den Gebieten aller neun dem Südabhang entströmenden Bäche sind die glacialen Spuren noch deutlich erkennbar. Die Stockhornkette beginnt im Westen mit der Kaiseregg-Gruppe, und der westlichste Gipfel derselben ist das Källazhorn, das sich oberhalb Jaun zu 1971 m erhebt. Der nördliche und der nordwestliche Abhang der Kaiseregg wird von Zuflüssen der Sense,

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 272.
[2]) Ebenda, S. 272.

die Südwestabdachung vom Oberbachbach entwässert. In diesen ergiesst sich am Südostabhang des Källazhornes ein winziger Bach, der vom Kühboden kommt; hier finden sich Spuren von drei eiszeitlichen kleinen Gletschern. Ein kleines typisches Kar ist am Südostabhang des Källazhornes eingeschnitten; denn ein halbkreisförmiger Moränenwall umschliesst einen ebenen, von abgestürzten Blöcken bedeckten Boden, auf dem in 1700 m die Hütte Källaz steht. Ein zweites Kar, der obere Kühboden 1818 m, liegt im Winkel, wo die Kühbodenflühe an die Kühspitzen der Kaiseregg stossen. Zwischen beiden Karen war ein länglicher Kargletscher, von dem in 1547 m beim mittleren Kühboden Moränen auf der Schwelle liegen, die vom Wässerchen durchsägt ist. Die Schneegrenze ergibt sich für das Källazkar zu 1800 m, für den mittleren Kühbodengletscher zu 1700 m und für den oberen Kühbodenkargletscher zu 1900 m. Da der obere Kühboden das Nährgebiet des grösseren Gletschers bildete, als dieser in 1547 m endete, können wir, entsprechend dem Hinaufrücken der Schneegrenze, zwei Stadien erkennen, Bühlstadium und Gschnitzstadium. In allen drei Nischen bauen sich grosse Schutthalden vor. Die Stufe beider Kare ist ausgeprägt. Sie fällt unterhalb des Källazkars mit 600 ‰ Gefälle 450 m tief hinab. Beim andern Kar beträgt das Gefälle 500 ‰.

Aehnlich wie an der Schopfenspitzgruppe streichen auch im Kaisereggmassiv zwei parallele Bergketten in nordöstlicher Richtung, zwischen denen eine tektonisch bedingte Mulde in alpiner Kreide liegt. In der nordwestlichen Kette erheben sich die stehengebliebenen Reste des senkrechtstehenden Malmschenkels: Teuschlismad, Kaisereggschloss und Stierengrat. Die Gipfel der südöstlichen Kette bestehen aus Kreide, nämlich: Schafberg, Rotenkasten, Küblisgrat und Langel. Beide Ketten, die im Mittel 2100 m hoch sind, werden im Südwesten und Nordosten durch einen ebenso hohen Grat verbunden. So zieht ein wenig gegliederter Kamm, die Kühspitzen, von der Teuschlismad zum Schafberg; ein längerer Grat mit zwei Einsattelungen und einem Gipfel, dem Widdergalm, verbindet den Stierengrat mit dem Langel. Auf diese Weise wird eine gewaltige Nische von 3 km Länge beinahe allseitig von 300—400 m hohen Gräten eingeschlossen. Nur ein Ausgang findet sich und zwar quer durch die südöstliche Kette zwischen Küblisgrat und Langel. Der Boden der Nische weist gerundete Felsschwellen mit Karren

und Dolinenseen auf, nämlich die zwei Walop-Seen in 1637 und 1614 m. Die Walopalp bildet mit den zwei Seen einen 1,5 km langen, quer zum Streichen herausgearbeiteten Trog. In diesen Trog münden mehrere Karnischen mit Stufen und Felsschwellen, die in 1800—1900 m liegen. Diese Nischen, wie Bunfeli, Stierenberg, Parwengi und Hinterer Berg, der Alp Kaiseregg bewirken auch die Gliederung der Kammlinie. Der Ausgang ist ein 300 m breites Tor mit gerundeter Felsschwelle, Auf der Egg, die sich oberhalb einer 460 m hohen Stufe befindet; diese führt zur Klusalp hinab. Von diesem breiten Talausgang gibt Gilliéron eine ausgezeichnete Abbildung.[1]) Unterhalb Klusalp durchsetzen noch zwei schmale Kalkketten das Tälchen; die eine zieht von der Dürrifluh zum Klushorn, die andere vom Bäderhorn zur Mittagfluh. Zwischen Dürrifluh und dem eigentlichen Kaisereggmassiv fliesst der Reidigbach zur Klusalp hinunter, der dann in einer «Enge» die Klushornkette durchschneidet und unterhalb Schwarzenmatt bei Reidenbach in die Simme mündet. Das Dorf Schwarzenmatt steht in 927 m auf der Endmoräne des Kaiserggletschers, wie schon Gilliéron erkannte.[2]) Später lagen noch kleine Kar- und Hängegletscher in der Kaiseregg-Walopalp-Nische. Spuren derselben wurden auch von Hofmann beobachtet.[3]) Für sicher gelten mir allerdings nur Moränen der hinteren Alp Kaiseregg in 1920 m und bei Hartmannswil am Nordosthang des Rotenkasten. Hier bemerkte ich Endmoränen, die in 1680 und 1740 m enden, während Hofmann solche in 1800 und 1840 m angibt. Ein Blick auf die Karte zeigt eine Einzelerhebung als Punkt 1826, und bis hier reichen gewaltige Schutthalden herab.

Auch am Bäderhorn liegen Moränen am Ausgang zweier Karnischen, aus welchen dem Kaiseregg-Gletscher Seitengletscher zugeflossen sind. Im Boveli endete ein Gletscher in 1616 m und auf der Fluhalp in 1639 m.[4]) Beide besassen eine Schneegrenze von 1700—1800 m.

Zwischen Boltigen und Oberwil mündet der Wüstenbach in die Simme; derselbe kommt aus einer im Oberlauf als Antiklinaltal entwickelten, im ganzen etwa 6 km langen Tal-

---

[1]) Beiträge XVIII, Pl. VIII, Fig. 1.

[2]) Beiträge XVIII, S. 257.

[3]) Beobachtungen über Moränen im Bereich der Kaiseregg etc..... Mitt. der nat. Ges. Bern 1904.

[4]) Wie schon Gilliéron bemerkte, Beiträge XVIII, S. 258.

furche, in welcher in 1200 m bei den Bunfalweiden und in 1400—1500 m bei der Aebialp lokale Endmoränen aufgeschlossen sind. Ueber die letzteren sagt Gilliéron[1]: «Dans la partie supérieure, à Aebi, deux moraines frontales soutiennent des lacs, et une moraine latérale droite, couverte de blocs, est aussi bien distincte.» Dieser durch einen typischen Endmoränenwall gestaute See befindet sich zwischen Vorderäbi und Aebialp in 1470 m. Damals endete hier ein kleiner Gletscher vom Ostabhang des Langel. Ein anderer Hängegletscher stieg zu dieser Zeit vom Nordosthang der Holzersfluh herunter, und von ihm stammt die «moraine latérale droite». Bis zum kleinen Stausee hin flogen zahlreiche Blöcke eines postglacialen Bergsturzes, der sich bei Aebialp ereignete. Die Hütte bei Punkt 1548 befindet sich unter 150 m hohen senkrechten Felswänden, und auf der linken Talseite erheben sich solche oberhalb der Schutthalden noch 300 m hoch empor.

Der Wüstenbachgletscher, der junge Moränen bei der Aebialp und den Bunfalweiden abgelagert hat, erhielt von links im Maximum der Würm-Eiszeit aus drei Karnischen, die sich in 1700 m vereinigen und mit einer gewaltigen Stufe von 514 m Höhe nach Süden münden, bedeutende Nahrung. Die Nischen liegen am Südabhang von Scheibe und Mähre und am Nordabhang vom Schafarnisch. Das Gestein ist Kreide; gerundete Felshügel und Schwellen sind häufig, ebenso Karren, spärlich dagegen Moränenschutt. Die hintere Richisalp zeigt in 1777 m auch ein winziges Seebecken. Moränenschutt am Schafarnisch in 1850 m lässt die Schneegrenze in 1950 m vermuten.

Ein ausgeprägtes Kar liegt zwischen Scheibe und Widdersgrind und öffnet sich mit einer gewaltigen Stufe von 650 m nach Süden. Der Karhintergrund wird von mächtigen Schutthalden verbaut; auf der Schwelle liegt dagegen der besterhaltene Endmoränenwall, der hufeisenförmig einen ebenen Boden umschlingt. Hier stehen die Hütten von Alpligen in 1700 m. Die Schneegrenze dieses Kargletschers ergibt sich zu 1900 m.

Am Südostabhang des Widdersgrind zieht sich eine sanftgeneigte Nische, die Domeren, bis zu 1560 m hinab; hier durchschneidet der Hüpbach eine typische Endmoräne und stürzt mit 510 ‰ Gefälle eine 660 m hohe Stufe gegen Oberwil hinunter.

---

[1]) Beiträge XVIII, S. 258.

Jüngere Endmoränenreste liegen in der Domeren noch in 1750 m. Rundbuckel und Wasserbecken kommen vor. Die Schneegrenze ergibt sich zu 1800—1900 m.

Beim Weissenburgbad vereinigen sich zwei Bäche, der Morgetenbach und der Bunschibach, deren Oberläufe in westöstlicher Richtung in einem Antiklinaltal liegen. Beide Bäche durchbrechen sodann zwei Ketten in zwei Talengen. Da wo der Morgetenbach das Antiklinaltal verlässt und jäh nach Süden biegt, stürzt er bei Punkt 1475 in schönem Wasserfall eine 200 m hohe Stufe hinunter, den Katzensprung. Unterhalb derselben liegt Moräne des Lokalgletschers,[1]) so bei Schöneboden 1235 m. Oberhalb der Stufe betreten wir ein bis 200 m breites Trogtal mit steilen, waldbewachsenen Abhängen. Fünf Karnischen münden über 200 m hoher Stufe ins Tal, das mit einem stufenförmigen Talschluss endet, der Riprechten. Hier liegen zwei Endmoränen des Morgetengletschers; die untere ist in 1620 m vom Bach aufgeschlossen, die obere umschliesst in 1780 m das Riprechten-Seeli. Vom Ochsen herunter floss aus dem Morgetenpochten ein kleiner Kargletscher, der Endmoränen in 1700 und 1836 m abgelagert hat. In den drei breiten Karnischen zwischen Widdersgrind und Wankfluh und in der oberen Morgeten beobachtete ich gerundete Felsrippen, aber wenig typisches Moränenmaterial, sondern nur Blockwälle ohne gekritzte Geschiebe. Wir erkennen also zwei Phasen des Morgetengletschers; einmal endete er als 4 km langer Talgletscher bei Schöneboden, sodann bildeten sich im Nährgebiet Kar- und Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1850—1900 m, Depression 700 m. Demnach weisen wir den Talgletscher ins Bühlstadium, die kleinen Gletscher ins Gschnitzstadium.

Der Bunschibach, der sich bei Weissenburg mit dem Morgetenbach vereinigt, hat zwei Quellbäche, den Walalpbach von Osten und den Talbergbach von Westen her. Beide fliessen einander gegen die Zügegg entgegen und treffen sich südlich von derselben unterhalb einer Stufe in 1130 m. Sowohl an der Westseite als auch an der Ostseite der Zügegg ist Endmoräne der lokalen Gletscher aufgeschlossen. Hier kam also von Westen her der Talberggletscher, dessen Nährgebiet in drei Firnmulden lag. Die zwei nördlicheren enden stufenförmig und weisen

---

[1]) Nach Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 272.

typische jüngere Moränen auf. Aus der Nische von Unterthalberg floss ein Hängegletscher, auf dessen linksseitigem Moränenwall in 1448 m die Hütte steht. Unmittelbar nördlich davon endete bei Rüdeli eine Gletscherzunge, die noch die beiden Quellgletscher vereinigte. Aber höher gelegene Moränen deuten an, dass auch diese zwei Kargletscher, vom Thalberg und aus dem «Kessel», von einander getrennt waren.[1]) Ausgezeichnete Aufschlüsse liegen bei Oberthalberg oberhalb einer 100 m hohen Stufe in 1540 m und unterhalb der 180 m hohen Stufe von Schitterwang in 1530 m. Bis hierher erstreckte sich die Zunge des Gletschers aus dem länglichen Kar, «Im Kessel», in welchem viele gerundete Felsschwellen spärlichen Moränenschutt tragen. Die Schneegrenze des Thalberggletschers lag, als er bei der Zügegg endete, in 1500—1600 m, zuletzt war sie auf 1800—1900 m gestiegen.

Wie soeben erwähnt, lagerte der Walalpgletscher an der Ostseite der Zügegg Endmoränen ab. Die Gletscherzunge lag damals in einem 1,7 km langen Trogtal, das bei der Unterwalalp 350 m breit ist. In dasselbe bauen sich zahlreiche Schuttkegel der Wildbäche vor, die teils aus schmalen Erosionstrichtern, teils aus breiten Nischen stammen, in denen früher der Firn des Gletschers lag. Oberhalb des Trograndes gelangt man über 300 m hoher Stufe zu drei typischen Karen, die im Halbkreis den Talschluss umgeben, nämlich im Süden Oberstocken, im Osten Oberwalalp und im Norden Kühlauenen. Der Boden des Kars von Oberstocken wird vom Oberstocken-See eingenommen, dessen unterirdischer Abfluss unter einer 30 m hohen Felsschwelle in Spalten versiegt. Die Felsschwelle weist typische Rundbuckel mit Karren auf; sie knüpft sich an harte Malmkalke, während der See in der Kreidenmulde liegt, die zur Kaiseregg zieht. Eine andere Gestaltung zeigen die andern Kare wie die Oberwalalp. Hier zieht sich auf der Nordseite des Stockhorns von Punkt 1807 weg ein Moränenwall, der als Endmoräne oberhalb der Stufe in 1700 m vom Bach aufgeschlossen ist. Von typischer Form ist das Kar Kühlauenen, von dem Gilliéron sagt[2]): «Cirque avec deux moraines et un lac comblé.» Die beiden Kargletscher im Nährgebiet des Walaplgletschers verlangten eine Schneegrenze von 1800 m. Als die Zunge bis zur Zügegg reichte, musste die

---

[1]) Unsere Beobachtungen über Moränen in diesem Gebiet decken sich vollkommen mit denjenigen von Gilliéron, a. a. O., S. 272.

[2]) Beiträge XVIII, S. 272.

Schneegrenze in 1500 m gelegen haben, Depression 1000 m. Wir können also das Bühlstadium und das Gschnitzstadium bei Walalp- und Thalberggletscher unterscheiden. Im erstern endeten beide bei der Zügegg und waren 3 km lang.

Auf der Südseite des Stockhorns liegt ein ausgeprägtes Kar mit einem See in einem Felsbecken, dem Hinterstockensee in 1595 m. Der Abfluss ist unterirdisch. Daneben besitzt das Kar einen breiten trogförmigen Ausgang mit gerundeter Felsschwelle in 1634 m. Dieses Tor ist 150 m breit, und die beiden seitlichen Felsköpfe erheben sich senkrecht 200—270 m hinauf. Sie bestehen aus oberem Malm, während der Hinterstockensee wie der Oberstockensee in oberer Kreide liegen. Von der Schwelle in 1634 m führt eine 330 m hohe Stufe zu einem ebenen Boden hinunter, wo die Hütten von Klusi in 1306 m stehen. Dieser Boden wird von einer Endmoräne umsäumt.[1]) Talwärts hat sich der Wildenbach von Punkt 1306 an eine tiefe Furche eingeschnitten. Der Stockengletscher, der hier endete, besass eine Schneegrenze von 1650 m.

Der Grat, auf welchem sich das Stockhorn erhebt, setzt sich nach Osten bis zu den Nüschleten fort. Am Südabhang desselben befindet sich eine Karnische, deren felsige Schwelle von Moräne überlagert wird, die ein sumpfiges Becken in 1608 m umschliesst. Auf der Schwelle steht die Hütte Steinignaki. Die Schneegrenze dieses Kargletschers lag in 1850 m.

d. Zusammenfassung.

Im Maximum der Würm-Eiszeit wurde die Stockhornkette von grossen Eisströmen umflossen, im Osten vom Aaregletscher, im Süden vom Simmegletscher und im Südwesten vom Jaungletscher.

In den Rückzugsphasen und -Stadien machten lokale Gletscher von der Stockhornkette selbständige Vorstösse. Von derselben stiegen zwei grössere Talgletscher, die Sensegletscher, herunter, die zwei Rückzugsphasen, Bühlstadium und Gschnitzstadium aufwiesen. An der ganzen Kette besassen 30 Gletscher eine Schneegrenze von 1500—1650 m. Die Depression beträgt 900—1000 m. Demnach gab es im Bühlstadium fünf kleinere Talgletscher und 25 Kar- und Hängegletscher. In dem Nähr-

---

[1]) Nach Gilliéron, Beiträge XVIII, S. 272.

gebiete der Talgletscher lagen später 28 kleine Kar- und Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1800—1900 m. Der Depression der Schneegrenze von 600—700 m zufolge handelt es sich hier um das Gschnitzstadium.

In der Stockhornkette befinden sich oberhalb ausgeprägter Stufen 20 Kare, von denen mehrere kleine Seen bergen. Fünf solcher Seen werden von Moränen gestaut, fünf andere dagegen sind Felsbecken in der alpinen Kreide mit unterirdischem Abfluss. Mehrere Täler weisen Trogform und Talstufen auf. In den Trogtälern finden sich flache Schuttkegel zahlreicher Wildbäche, in den Nischen steile Schutthalden von eckigem Absturzschutt, sogar Bergsturzschutthaufen mit grossen Blöcken.

III. In der Zone der Gastlosen.

Die schmale Kette der Gastlosen zieht sich von Aigle im Rhonetal bis nach Boltigen im Simmental. Sie wird vom Jaunbach, vom R. des Siernes-Picats, von der Saane und vom Grand Hongrin durchquert, und daher können mehrere Gruppen unterschieden werden. Im Südwesten erheben sich zwischen Rhone und Grand Hongrin die Tour d'Ai-Gruppe und der Mont-d'Or. Zwischen Saane oder genauer zwischen dem R. des Siernes-Picats und Jaunbach zieht sich die so benannte Gastlosenkette hin, und zwischen Jaunbach und Simme ragt der Bäderberg empor. Orographisch ist der letztere eng mit der Stockhornkette verbunden, weshalb auch im vorhergehenden Abschnitt von den dortigen Gletscherspuren schon die Rede war; dagegen erfordern die Glacialbildungen der andern drei Gruppen gesonderte Betrachtungen, die mit der Tour d'Ai-Gruppe beginnen.

1. Vergletscherung der Tour d'Ai-Gruppe.

a. Beobachtungen am Nordwestabhang.

Die Tour d'Ai-Gruppe bildet tektonisch, nach Schardt,[1]) ein nach Nordwesten übergeschobenes Gewölbe, dessen Südostschenkel aus Malm die scharfen Zähne oder Türme trägt, die so charakteristisch sind, wie Tour d'Ai (2334 m), Tour de Mayen (2325 m) und Tour de Famelon (2141 m). Im Südwesten fällt das Massiv zum Rhonetal, im Südosten zum Ormonttal ab. Im Nordwesten wird es durch die Mocausaflyschmulde von den

[1]) Beiträge XXII, Pl. XVII, Fig. 5, 1887.

Rochers de Naye und dem Mont d'Arvel getrennt. In dieser Flyschmulde fliesst die Eau-froide nach Südwesten in die Rhone, nach Nordosten der Petit Hongrin in den Grand Hongrin. Der Petit Hongrin schliesst bei Monterel in 1250—1330 m Moräne des Lokalgletschers auf. Solche Moräne liegt auch in 1440 m unweit Punkt 1444 Jaquemin bei Barmaz am rechten Quellbach des Petit Hongrin, unterhalb der steilen Nische von Tanney. La Barmaz befindet sich in einer breiten Niederung, in welcher die Bäche Schuttkegel abgelagert haben. Ferner wird Moräne vom linken Quellbach oberhalb Punkt 1509 in 1540 m und bei Les Crétés in 1420 m entblösst. Das Vorkommen in 1540 m lässt sich nur dadurch erklären, dass im Maximum der Würm-Eiszeit eine Stauung der Lokalgletscher des Tour d'Ai-Massivs durch Rhone- und Hongringletscher stattgefunden hat. Das Lokalerratikum ist durch rote Kalkgeschiebe der oberen Kreide, Couches rouges, ausgezeichnet, die am Nordwestschenkel des Gewölbes und in der Flyschmulde bei Punkt 1495 und 1482 ansteht.

Auch die Eau-froide hat zwei Quellbäche, aber anders als beim Petit Hongrin kommt jeder aus einem kleinen See. Unterhalb derselben ist bei Folliaux in 1350 m, bei Ecluse in 1400 und bei Grand Ayerne 1441 m Lokalmoräne aufgeschlossen, die das Ende zweier Gletscher bezeichnen, entsprechend den beiden Quellbächen. Der grössere kam aus einer breiten, steilen Nische am Nordwestabhang der Tour de Mayen und Tour d'Ai. Unterhalb der 300 m hohen Stufe füllte er sodann ein Felsbecken aus, in dem heute der Lac-pourri liegt. Unterhalb der Schwelle, die zum Teil aus Flysch besteht, dämmte der Gletscher den Lac-rond in 1501 m durch eine Endmoräne ab.[1]) Vorher endete er bei Grand Ayerne und Ecluse, etwa 0,5 km nördlicher. Der kleinere Gletscher, der bei Folliaux in 1350 m Moränenschutt ablagerte, zog sich später bis 1500 m zurück, und hier staute er durch eine jüngere Endmoräne den Lac de Nairvaux in 1495 m.[2]) Dieser See befindet sich unterhalb einer steilen Nische vom Westabhang der Tour d'Ai.

Sowohl der Petit Hongrin-Gletscher als auch die beiden Eau-froide-Gletscher konnten sich bei einer Schneegrenze von 1600 m entwickeln. Da grosse Talgletscher, wie Rhonegletscher und

---

[1]) Schardt sagt von diesen zwei Seen: « L'origine de ces deux petits lacs est due à des barrages glaciaires ». Beiträge XXII, S. 393.

[2]) Vergl. Schardt, Beiträge XXII, S. 394.

Hongringletscher, im Maximum der Würm-Eiszeit an den Flanken der Rochers de Naye- und Tour d'Ai-Gruppe bis 1460—1500 m hinaufgereicht haben, konnten die Lokalgletscher erst in einem Rückzugsstadium selbständig enden.

b. Kare am Südostabhang.

Am Südostabhang der Tour d'Ai-Gruppe sind vier typische Kare eingeschnitten, von denen drei heute noch einen See in Felsbecken aufweisen, den Lac d'Ai in 1900 m, den Lac de Mayen in 1826 m und den Lac-Segray in 2068 m. Wo die halbkreisförmigen Karwände an die Kammlinie stossen, ist diese erniedrigt, so dass zwischen zwei Karen ein Gipfel in Malmkalk stehen geblieben ist. Diese Malmdecke, von welcher eine breite Rippe von der Tour d'Ai abwärts zieht und die also nur noch den Rest der früheren Ausdehnung bildet, wurde wohl von Kargletschern abgetragen, die ihr Bett zu einer rundlichen Nische vertieft haben, wie sie das Wasser in alpinen Gegenden nicht schafft. Heute ist der Fuss der Malmkalkwände von mächtigen Schutthalden umsäumt. Mangel an Zeit hinderte mich, Moränen unterhalb der Seen zu verfolgen. Das vierte Kar befindet sich am Ostabhang der Tour de Famelon. Hier endet eine steile Nische, Les Combes, in 1485 m in einen ebenen Boden, in dem sich ein Sumpf ausbreitet. Die Schwelle, Punkt 1478, ist vom R. du Sepey durchschnitten. In diesem Tälchen lag ein Gletscher, der sowohl auf dem linken Ufer bei Audon in 1600 m, also seitwärts oberhalb des Kars, als auch auf dem rechten Ufer in 1300—1374 m Moränenwälle abgelagert hat. Die Schneegrenze befand sich in 1650 m.

c. Zusammenfassung.

Die Kette der Tour d'Ai wird durch drei Nischen am Nordwestabhang und vier am Südosthang in mehrere zahnförmige Erhebungen gegliedert. Jede Nische weist eine Stufe auf, unterhalb oder oberhalb welcher sich ein Seebecken befindet. Diese sind zum Teil Felsbecken, zum Teil werden sie von Moränen abgeschlossen. Aus jeder Nische floss ein selbständiger Gletscher; diese haben nach der letzten grossen Eiszeit Moränen abgelagert. Die Schneegrenze kann im Mittel von vier Gletschern zu 1600 m berechnet werden. Da sich hier die heutige Schneegrenze etwa in 2600 m befinden müsste, so ergibt sich eine Depression von

1000 m. Die Entwicklung der Lokalgletscher fand also im Bühlstadium mit Rückzugsphasen statt.

Im Maximum der Würm-Eiszeit sind diese Gletscher zeitweise von den mächtigen Eisströmen im Rhone- und Hongrintal gestaut worden, deren Oberfläche sich hier in 1500 m befand.

2. Vergletscherung des Mont d'Or.

a. Orographie.

Nordöstlich von der breiten Gruppe der Tours d'Ai und Mayen erhebt sich die schmale Kette des Mont d'Or, von ersterer nur durch eine im Flysch liegende Einsattelung von 1662 m, Pierre-du-Moëllé, getrennt. Wie aus der Darstellung auf der geolog. Karte, Blatt XVII, und nach Schardt ersichtlich ist,[1]) bildet die Mont d'Or-Kette eine Klippe aus Malm,[2]) welcher sowohl im Liegenden wie im Hangenden zunächst Rauchwacke und Gips der Trias und dann allseitig Flyschsandstein anliegt. Die Kreide fehlt ganz. Der Kamm trägt im Südwesten den Gipfel Mont d'Or mit 2178 m, zieht dann zu Punkt 2185 und senkt sich langsam im Dorchaux zu 2044 m und endlich zu 1848 m. Alles Wasser versickert im Kalk, tritt dann in der Flyschregion als Quelle zutage, und da sich der Berg 4 km in nordöstlicher Richtung erstreckt, sind namentlich die nordwestliche und die südöstliche Abdachung wasserreich. Am Nordwestabhang fliessen drei Bäche nach Norden in den Grand Hongrin; auf der Südseite ziehen sich kleinere Wasseradern teils gegen den Sumpf von Les Mosses, teils in den R. de Raverettaz hinab. Im Norden und auf der Südostseite des Kammes sind Nischen eingeschnitten, die auf der Karte durch halbkreisförmig gebogene Kurven angedeutet werden.

b. Beobachtungen am Nordwestabhang.

Man kann unterhalb der nördlichsten Nische, die vom Dorchaux gegen Anteines hinabzieht, zu beiden Seiten des Baches Wälle beobachten, die bei den Punkten 1392 und 1341 am Talweg und in 1490 m westlich von der Hütte Punkt 1486 aufgeschlossen sind. Ueber Punkt 1486 zieht ein jüngerer Wall. Ueberall fanden sich gekritzte und kantenbestossene Kalkgeschiebe. In diesem Moränenschutt fehlt aber das Leitgestein

---

[1]) Beiträge XXII, Carte géolog. und Pl. XVII, Fig. 3.

[2]) Malm fehlt irrtümlicherweise auf der Karte von Heim und Schmidt.

des Hongringletschers, Flyschbreccie. Es sind also Moränen eines Lokalgletschers, der eine jüngste Endmoräne in 1560—1610 m abgelagert hat. Die Schneegrenze muss von 1600 m auf 1700 m gestiegen sein.

Westlich von der Nische des Anteinesgletschers liegt die doppelt so lange und breite orographische Mulde von Charbonnière. Sie wird nach unten immer enger. In 1243 m mündet der Bach aus diesem Tälchen in einem 40 m tief eingeschnittenen Graben in den Hongrin. Von Punkt 1359 an aufwärts verbreitert sich das Tälchen. Etwas unterhalb Punkt 1359 schliesst der Bach Moränenschutt auf, in dem grosse und kleine Blöcke aus Kalk und Flyschsandstein auftreten. Die dunkeln Kalke sind sehr deutlich gekritzt und poliert. Auch hier fehlen Etivazflyschblöcke, wie sie für den Hongringletscher charakteristisch sind. Es ist demnach Endmoräne eines kleinen, 2,5 km langen Lokalgletschers. Zu dieser Endmoräne führt auf dem linken Ufer eine Ufermoräne hinab, die sich beinahe zum Fuss des Mont d'Or zurückverfolgen lässt, nämlich bis zu Punkt 1705. Sie ist von Punkt 1572 an wallförmig und dort wie bei der Hütte Charbonnière Punkt 1658 trefflich aufgeschlossen. Trotzdem bis zu diesem Punkt die Kalkgeschiebe nur etwa 1 km weit verfrachtet wurden, zeigen viele doch eine vollendet schöne Politur und Kritzung. Von Punkt 1705 biegt ein zweiter Wall nach rechts ab und endet in 1576 m. Ein dritter Wall führt bis zu 1646 m. Von der Hütte bei Punkt 1658 bis zu Punkt 1705 liegt der Moränenschutt nur wenige Meter mächtig auf Gips, und da dieser an vielen Stellen aufgelöst ist, bietet sich ein äusserst unruhiges Landschaftsbild von Moränenhügeln und Gipsdolinen.

Von Charbonnière Punkt 1658 führt der Weg in südlicher Richtung zum Passe Pierre-du-Moëllé. Unterwegs hat man noch mehrere Wälle zu überschreiten, die von dem Mont d'Or nach Nordwesten gegen die Hütte Le Crot ziehen. Sie enthalten ungemein viele eckige Kalkblöcke; ich fand aber auch gekritzte Geschiebe. In 1690 m befindet sich ein stärker ausgeprägter Blockwall. Aus der breiten Mulde des Gletscherbettes fliesst heute kein Gewässer; denn der Boden ist auf viele hundert Meter Länge mit einem Blockmeer bedeckt. Am Fuss des Mont d'Or selber bauen sich kolossale Schutthalden mit regelmässiger Böschung vor. Diese Erscheinung tritt in auffallender

Weise rings um den ganzen Mont d'Or auf, namentlich im Hintergrund der genannten Nischen.

Von der Einsattelung der Pierre-du-Moëllé weg fliesst der R. de Leyzay nach Norden und mündet bei Jointe in den Hongrin. Der fast 4 km lange R. de Leyzay wird bis zur Mündung von Moränenschutt begleitet. Er hat zwei Quellbäche und einen linken grössern Seitenbach. Die beiden Quellbäche fliessen einander 1 km lang parallel; denn sie werden durch einen Moränenwall getrennt, der östlich der Pierre-du-Moëllé beginnt und an mehreren Orten aufgeschlossen ist, so namentlich bei der Hütte 1624. Der Aufschluss zeigt nur dunkle Kalke und Rauchwacke. Diesem Moränenwall geht auf dem linken Ufer des linken Quellbaches ein zweiter parallel, der zwar keine schöne Wallform zeigt, wohl aber typische Aufschlüsse. Sie enthalten Flyschsandsteine und gekritzte schwarze und rote Kalke von Malm und Couches rouges. Diese Geschiebe treten auf dem linken Ufer des R. de Leyzay noch in mehreren Aufschlüssen auf, wie bei Cergnettaz in den Punkten 1476, 1441, 1383 und bei Jointe in 1200 m. Die roten Kalke mussten von einem Seitengletscher gebracht worden sein, der aus der Nische von Leyzay am Grat Entre-deux-Sex Punkt 1794, nordöstlich von der Tour de Famelon, stammte. Auch auf dem rechten Ufer des R. de Leyzay beobachtet man Moränenwälle, die von Sur-Greyloz in 1420 m über Punkt 1283 und 1267 bis 1200 m hinabziehen, und Aufschlüsse wie in 1355 m. Blockwälle finden sich auch im Ursprungsgebiet in 1680—1700 m. Der Leyzaygletscher besass also bei einer Länge von 4 km zwei Seitengletscher; der linke kam von der Nische am Grat Entre-deux-Sex, der rechte vom Mont d'Or bei Le Crot. Die Schneegrenze lag damals in 1500 m, und die Entwicklung des Lokalgletschers war möglich, als der Hongringletscher in der ersten Phase des Bühlstadiums oberhalb Jointe endete. Auch der Leyzaygletscher weist Rückzugsphasen auf. Denselben zufolge stieg die Schneegrenze auf 1700, endlich auf 1800 m.

c. Beobachtungen am Südostabhang.

Eine ausgesprochene Karnische öffnet sich unmittelbar östlich vom höchsten Gipfel des Mont d'Or. Gewaltige Schutthalden böschen den Fuss der halbkreisförmig eingeschnittenen Felswände ab, und grosse Blockwälle ziehen sich links bis zu

Punkt 1626, rechts über Punkt 1714 zu Punkt 1563 hinab. Inmitten dieser Blöcke steht in 1656 m die Hütte von Larzay. Schardt zeichnet hier auf seiner Karte Bergsturzschutt. Die Landschaft erinnert lebhaft an die Umgebung des Bades von Schwefelberg. Aber dort wie hier gelang es mir, gekritzte und gerundete Geschiebe zu finden, wodurch die Moränennatur der Blockwälle erwiesen ist. Der Gletscher, der 1,7 km lang war, müsste eine Schneegrenze von 1850—1900 m gehabt haben. Aber es finden sich auch Spuren einer grösseren Ausdehnung des Gletschers. Die Nische mündet mit einer Stufe von 360 ‰ Gefälle oberhalb Comballaz ins Tal des Raverettazbaches. Westlich von Comballaz ziehen Moränenwälle in südlicher Richtung gegen Perrausaz und von Chaudet Punkt 1640 gegen La Gittaz Punkt 1389 hinab. Anlässlich der Strassenkorrektion von 1906 waren in mehreren guten Aufschlüssen hauptsächlich schwarze Kalkgeschiebe zu beobachten, zu denen sich bei Perrausaz Flyschbreccie gesellt. Diese beiden Gesteinsarten kommen auch in Moräne bei Chervex nordöstlich von Sepey vor.

Am Ostabhang des Dorchaux ist ebenfalls eine Nische eingeschnitten, in der ein Gletscher lag. Sie fällt mit einer Stufe von 100 m zu einem versumpften Boden ab, der von einem Moränenwall umgeben ist. Der Wall zieht sich bei den Hütten von Sonnaz von Punkt 1667 zu Punkt 1660 und enthält mehrere Aufschlüsse, in denen sich gekritzte Geschiebe fanden. Der Gletscher besass eine Schneegrenze von 1850—1900 m. Von Punkt 1660 zieht sich ein älterer Moränenwall in nordöstlicher Richtung bis 1550 m hinab. Ihm fliesst der Bach parallel, der an mehreren Stellen den Moränenschutt blossgelegt hat. Auf dem linken Ufer ist Moräne auch bei Punkt 1631 und 1616 zu beobachten. Demnach trug der ganze östliche Abhang des Dorchaux eine breite Firndecke. Unterhalb Punkt 1480 treten Blöcke von Flyschbreccie auf, die vom Hongringletscher verfrachtet wurden.

Wir fanden, dass die selbständige Entwicklung der Gletscher am Nordwestabhang des Mont d'Or in die erste Phase des Bühlstadiums fiel. Damals war die Mulde zwischen Mont d'Or und der Tornettazgruppe von Eis erfüllt, und der Sonnazgletscher floss mit dem Hongringletscher nach Norden und dann nach Westen; der Larzaygletscher musste dagegen nach Süden abschwenken und bei Sepey den Ormontgletscher, bei

Perrausaz den Raverettazgletscher berühren. Die Endmoränen oberhalb 1600 m weisen bei einer Schneegrenze von 1850 bis 1900 m auf ein Verweilen im Gschnitzstadium hin.

d. Zusammenfassung.

Vom Mont d'Or flossen im Bühlstadium drei Gletscher nach Norden und zwei nach Osten. Die Schneegrenze lag zuerst in 1500—1600 m und stieg, entsprechend den Rückzugsmoränen, auf 1800—1900 m. Im Gschnitzstadium befanden sich hier noch vier kleine Gletscher bei einer Schneegrenze von 1850—1900 m. Die Gletscher lagen in deutlichen Nischen, die in das Massiv eingeschnitten sind. Heute legen sich namentlich im Hintergrund der alten Gletschernischen steile Schutthalden von abgestürztem Material an die nackten Felswände.

3. Vergletscherung der Gastlosen.

a. Orographie.

Die Kette der Gastlosen bildet zwischen Siernes-Picats und Weibelsried östlich von Jaun einen zusammenhängenden Grat von 14 km Länge und 1 km Breite. In einem Abstand von 2 km streicht parallel zu demselben die Vanilnoirkette, die sich über die Hochmatt und den Rückberg zur Kaiseregg zieht. Zwischen den Gastlosen und der Vanilnoirkette liegt die Mocausaflyschzone; südöstlich von den Gastlosen erheben sich breite, rundliche Berge in der Hundsrückflyschzone. Acht steilwandige, zackige Gipfel stehen in der Kette der Gastlosen wie riesige Mauern da,[1]) nämlich Gastlosenspitze, Sattelspitzen, Birrenfluh, Wandfluh, Amelier, Dent de Ruth, Dent du Savigny und Dent de Combettaz. Von dieser Kette führen zwei wasserscheidende Kämme quer zum Streichen nach Nordwesten zur Fortsetzung der Vanilnoirkette hinüber. Diese Kämme — der nördliche zweigt bei den Sattelspitzen ab — bestehen also aus Mocausaflysch, und sie bilden mit den beiden Hauptketten zwei grössere Nischen; in der nördlichern liegt das Gebiet des Sattelbaches, in der andern dasjenige des Montbaches. Auf der Südostseite führt eine Wasserscheide zum Hundsrück und zum Hugeligrat hinüber, und nördlich von der Dent de Combettaz zieht sich ein unregelmässiger Kamm nach Süden zum Flysch-

---

[1]) Vergl. Bild Fig. 2, Taf. VII, von Gilliéron, Beiträge XVIII.

berg Les Rodomonts hin. Zwischen demselben und dem Hugeligrat ist La Vallée des Fenils eingeschnitten, westlich von Les Rodomonts La Vallée de la Manche. In der Eiszeit lag zwischen den Gastlosen und dem Hundsrück das Quell- oder Nährgebiet des Jaungletschers. Aber von den Gastlosen gingen noch andere selbständige Gletscher nieder; sie konnten jedoch erst ungehindert vorstossen, als die grossen Eisströme, der Jaungletscher im Norden und der Saanegletscher im Süden, von ihrer Mächtigkeit und Länge verloren hatten, also etwa im Bühlstadium. Damals endete ja der Jaungletscher als 6 km langer Talgletscher zwischen Jaun und Abläntschen, der Saanegletscher bei Château-d'Oex. Zwei grössere Gletscher flossen im Norden gegen das Jauntal hinab, der Sattelgletscher und der Montgletscher, und zwei andere nach Süden, die Glaciers de la Manche und des Fenils. Ausserdem kamen noch kleine Hängegletscher an der Gastlosenspitze, an der Dent de Combettaz und an der Hochmatt vor.

b. Der Sattelgletscher.

Durch den Sattelbach werden südlich von Jaun in 1200 m bei Kleinrückli Moränen des Sattelgletschers aufgeschlossen,[1]) der etwa 3 km lang war. Er besass damals drei Firnmulden am Kamme, dem Brendel, der von den Sattelspitzen zum Rückberg hinüberzieht. Alle Mulden münden stufenförmig und sind in Flysch eingeschnitten. Oberhalb der Stufe von Untersattel liegt in 1519 m eine jüngere Endmoräne. Die Schneegrenze muss von 1500 auf 1750 m gestiegen sein. Gewaltige Schutthalden bilden die einförmigen Abhänge des Stillwasserwaldes.

c. Der Montgletscher.

Der zweite Kamm, der von den Gastlosen zur Vanilnoirkette zieht, verbindet die Dent du Savigny mit der Einzelerhebung der Hochmatt. In der dadurch entstandenen rechteckförmigen Nische zwischen Sattelspitzen, Birrenfluh, Wandfluh, Dent de Ruth und Dent du Savigny einerseits und Hochmatt und Rückberg anderseits lag das Nährgebiet des Montgletschers, dessen Bühlstadium, als er bis Imfang ins Jauntal vorstiess, wir bereits kennen gelernt haben. Im Nährgebiet liegen auch Moränen eines jüngeren Stadiums, und zwar deuten sie drei

---

[1]) Gilliéron schreibt sie dem Jaungletscher zu, Beiträge XVIII, S. 232.

kleine Kar- oder Hängegletscher an. Ein Kargletscher erfüllte die Nische zwischen Wandfluh und Amelier. Auf der Moränenschwelle, ausgezeichnet durch grosse Kalkblöcke, die einen ebenen Boden aussen umgeben, steht in 1515 m die Hütte Rachevi. Zwischen Wandfluh und Birrenfluh endete in 1530 m ein anderer Kargletscher. Von mächtiger Ausdehnung sind aber die Blockwälle des Hängegletschers, der am Nordwestabhang der Dent du Savigny und der Dent de Ruth lag. Zwei grosse Blockwälle enden bei den Hütten von Félésimaz, ein unterer bei Punkt 1537, der obere in 1616 m. Hier fand ich typische, gekritzte Geschiebe. Ein dritter, aber kleiner Wall liegt in 1779 m. Die Schneegrenze ergibt sich zu 1800—1900 m.

d. Le Glacier des Fenils.

Am Ausgang des Tales des Fenils liegt bei Theilegg südlich von der Griesbachsäge Moränenschutt, der, wie wir Seite 58 ausführten, sowohl Gesteine aus dem Griesbachtal wie auch Geschiebe des Saanegletschers enthält; nördlich davon sind Aufschlüsse hinter dem Diabasblock, die nur lokalen Charakter tragen, so bei Punkt 1122. Talaufwärts begegnet man Moränenwällen, die bei Punkt 1314 und bei Bétays aufgeschlossen sind. Im Quellgebiet des Griesbaches beobachtete ich Spuren von zwei kleinen Hängegletschern und einem Kargletscher. Die erstern flossen südlich von der Dent du Savigny nach Südosten; der kleinere Gletscher lag in der Nische Grande Merzeire, wo bei Punkt 1753 oberhalb einer deutlichen Stufe ein Moränenwall vom Bach durchschnitten ist; Moränen des grössern ziehen sich bei Petite Merzeire bis zu 1600 m hinab. Das Kar befindet sich zwischen Dent de Ruth und Amelier und ist von typischer Form. Zwei Endmoränen werden in 1800 m bei Grubenberg vom Bach durchschnitten, der einem hinter den Schuttwällen liegenden Sumpf entspringt. Der Bach stürzt in mehreren Fällen eine 200—240 m hohe Stufe hinunter.

Der Fenilsgletscher stand im Bühlstadium mit dem Saanegletscher bei der Theilegg in Berührung; die Moränen oberhalb 1300—1500 m datieren wohl aus Rückzugsphasen desselben. Die kleinen Hänge- und der Kargletscher verlangten eine Schneegrenze von 1900 m.

e. Le Glacier de la Manche.

Das Tal de la Manche, das sich nördlich von Flendruz gegen das Saanetal hin öffnet, besitzt zwei Ausgänge, einen heute vom Bach benutzten 90—100 m tiefen Graben und eine breite Trockenrinne, die gegen den Weiler Culayes hinabführt. Sie liegt etwa 90 m höher als der Bach. Oestlich von Culayes ist bei Combaz in 1120 m Moräne aufgeschlossen, die lokalen Charakter trägt, namentlich durch rote Kalke und Flyschsandstein charakterisiert. Südlich von Culayes fand ich in 1100 m unter gleichen Gesteinen vereinzelt auch Flyschbreccie, die in der Niesen-Etivazflyschzone ansteht. Der Manchegletscher stand demnach mit dem Saanegletscher in Berührung, als dieser bei Château-d'Oex endete, zugleich auch, nach den Aufschlüssen von Praz-lieu und La Manche zu urteilen, mit dem Gletscher aus dem Tal des Siernes-Picats. Jüngere Moränen des Manchegletschers sind in 1200 m bei Planche, in 1240 m bei Siernes es Fennes und bei Punkt 1216 in 1200 m am Bach aufgeschlossen.

Im Nährgebiet des Glacier de la Manche finden sich typische Endmoränen unterhalb mehrerer Nischen, in denen kleine Hängegletscher lagen. Ein solcher stieg vom Rodomont (1882 m) gegen Ecoumandons hinunter; dort zeigen die Aufschlüsse hauptsächlich Flyschgesteine. Von der Dent de Combettaz gingen drei kleine Hängegletscher nach Südosten herunter; der eine kam aus der Nische Grosse Combe; der südlichste schuf bei Mulneraz in 1562 m eine halbkreisförmige Moräne, die einen ebenen, versumpften Boden umspannt. Typische Aufschlüsse der beiden andern Gletscher sind bei Petits-Craux in 1550—1600 m. Unter dem Gletscherschutt schneidet der Bach in Flysch ein. Die Schneegrenze dieser Gletscher lag in 1800 bis 1850 m. Mit Unrecht zeichnet Schardt[1]) auf seiner Karte die Aufschlüsse von Petits-Craux nur als Flysch und denjenigen am Talausgang Punkt 1124 als Moräne.

f. Spuren kleiner Hängegletscher.

Die Dent de Combettaz (2086 m) wird durch den Einschnitt Pertet à Bovay in 1800 m von der Dent du Savigny getrennt, die zu 2255 m ansteigt. Der Einschnitt Pertet à Bovay ist der

---

[1]) Beiträge XXII, Karte, 1887 (Punkt 1122).

Ausgang einer in die Hundsrückflyschzone eingeschnittenen kleinen Karnische, von der ein ganz kleiner Gletscher nach Westen abgeflossen war. Er bildete die rechte Flanke eines breiteren Hängegletschers, der einen deutlichen Endmoränenwall bis Punkt 1609 Persogne geschaffen hat. Ausserhalb desselben ist Moräne westlich Punkt 1678 in 1640—1650 m aufgeschlossen, südlich von Festu-devant. Ein zweiter Hängegletscher lagerte Moränenwälle bei Grelettaz in Punkt 1453 und Rodosex in 1500 und 1580 m ab. Auf denselben liegen Blöcke eines kleinen Bergsturzes, dessen Nische sehr deutlich zu erkennen ist. Ein dritter schmaler Gletscher floss gegen Les Sauges zu Punkt 1437 hinab. Diese kleinen Gletscher lagen noch im Firngebiet des Morteysgletschers, als er im Bühlstadium unterhalb Sciernes-Picats endete. Ihre selbständige Entwicklung fällt demnach ins Gschnitzstadium.

Die Gastlosespitze ist die nördlichste Spitze der Gastlosen südlich von Jaun. An ihrem Nordabhang flossen mehrere Gletscherzungen talwärts. Diese lagerten deutliche, blockreiche Wälle ab; der eine zieht von Schortriz gegen Hintere Pelarda[1]) zu Punkt 1342, ein anderer gegen Punkt 1422 hinab. Ein typischer Aufschluss befindet sich bei Punkt 1507. Moränenschutt liegt ferner bei Musersbergli in 1533 m. Die Schneegrenze lag in 1700 m bei Nordexposition.

g. Die Hochmattgletscher.

Die Hochmatt gehört geologisch zur Vanilnoirkette, morphologisch dagegen zu den Gastlosen; denn mit diesen ist sie durch einen Kamm verbunden, von jener aber durch das Tal des Gros Mont getrennt. Am Nordabhang der Hochmatt, die 2155 m Höhe erreicht, befinden sich zwei breite Nischen mit halbkreisförmiger, steiler Hinterwand. In der westlichen Nische stehen die Hütten Toss, in der östlichen Kneus und Steinbergli. Endmoränenwälle gehen bis zur Hütte L'Avoyère 1055 m hinab, wo sie aufgeschlossen sind und die Ufermoräne des Montbachgletschers berühren. Jüngere Endmoränen liegen bei Steinbergli in 1211 und bei Kneus in 1400 m. Der Tossgletscher endete in 1314 m in einem jüngeren Stadium. Da sich am Nordwestabhang der Hochmatt in 1300 m Moräne aus dem Maximum

[1]) Vergl. Beiträge XVIII, S. 271.

der Würm-Eiszeit der Jauntalgletscher findet, musste der Vorstoss der Hochmattgletscher später erfolgt sein. Sie stehen aber bei Punkt 1055 mit der Moräne des Montbachgletschers aus dem Bühlstadium in Berührung. Dieses Stadium kann auch für die zwei Hochmattgletscher angenommen werden. Die Schneegrenze lag in 1500—1600 m.

h. Zusammenfassung.

Von der Kette der Gastlosen flossen im Bühlstadium fünf grössere, 3—6 km lange Eisströme talwärts; zwei südliche berührten den Saanegletscher. Es lassen sich ferner Rückzugsmoränen beobachten, und im Gschnitzstadium gab es im Ursprungsgebiet etwa zwölf kleine Gletscher mit einer Schneegrenze von 1800—1900 m. In die Nischen und Kare bauen sich heute grosse Schutthalden vor.

IV. In der Hundsrückflyschzone.

Vergletscherung des Hundsrücks.

Der Hundsrück besteht aus Flyschsandstein, in welchem Lagen von Mocausakonglomerat vorkommen. Er erhebt sich zwischen Jaunbach, Saane und Simme zu 2049 m und war in der Eiszeit auch vergletschert, wie die folgenden Beobachtungen zeigen. Der Hundsrück wird gegen die Saanenmöser hin von Simme und Schlündibach entwässert; im Nordosten ist der Ruhrsgraben eingeschnitten, und nach Nordwesten zieht sich der Zimmergraben zum Jaunbach hinab, ebenso nach Norden der Eggbachgraben. In allen diesen Gräben liegt Gletscherschutt aus der Eiszeit.

Im Simnengraben ziehen sich deutliche Moränenwälle bei Simnen auf dem rechten und bei Giblern auf dem linken Ufer bis 1350 m gegen den Bach hinab, und die Aufschlüsse am Weg zeigen dunkelgraue Geschiebe in zähem Schlamm. Eine den Saanegletschermoränen angehörige Gesteinsart fehlt in den Aufschlüssen; dagegen liegen vereinzelte Blöcke von Flyschbreccie am Ausgang des Simnengrabens im Bach, der südlich von Bergmatten nach Osten fliesst.

Auch im Schlündigraben sind Lokalmoränen zu beobachten, so bei Moos unweit Punkt 1351 und oberhalb Sifertsegg. Ein schöner Aufschluss befindet sich in 1650 m bei Vorderschlündi, ein anderer beim Erbetlaubvorsass.

Oberhalb Richenstein finden sich zudem Moränen hoch über der Talsohle, so im Marchgraben in 1550 m, im Bächgraben bis 1500 m, bei Löcherweid in 1500 m und im Wald nördlich vom Hangli auch in 1500 m. Sie liegen also am linken Abhang der Saanenmöser und stammen wohl aus der Phase, als der Saanegletscher einen mächtigen Arm ins Simmental hinab sandte und die Lokalgletscher vom Hundsrück hinderte, selbständig zu enden. Sie wurden dem Gehänge nach verschleppt.

Dagegen konnten sie im Bühlstadium ihre Moränen ungehindert bis 1350 m hinab verfrachten, und damals besassen sie eine Schneegrenze von etwa 1600 m. Später gab es noch kleine Gletscher mit einer Schneegrenze von 1850 m. Bemerkenswert ist das grosse Gefälle der Bäche im Unterlauf, d. h. da wo sie in die nordöstliche Talrinne der Saanenmöser eintreten. Im Talhintergrund breiten sich weite, sanfter geneigte Nischen aus, die stufenförmig ins Haupttal münden.

Im Ruhrsgraben sind auf der Karte grosse Aufschlüsse gezeichnet, die bis 1400 m hinaufgehen, so bei Schobersfang. In denselben treten besonders zahlreiche Blöcke von Hornfluhbreccie auf. Diese wurden durch den Simmegletscher verfrachtet Aber es kommen auch in 1420—1450 und in 1500 m bei Gürtschi Entblössungen vor, in denen Moräne ohne Hornfluhbreccie oder Kalk erschlossen ist; sie enthält nur dunkle Flyschgesteine. Diese verraten die ehemalige Anwesenheit eines Lokalgletschers.

Auf der Nordwestseite fällt der Hundsrück steil zu flachen Nischen ab, in denen in 1600 m ebenfalls Moränen beobachtet wurden, so bei Hinter-Schlündi, bei Ober-Pfeifenegg und im Zimmergraben. In diesen Nischen lagen Hängegletscher mit einer Schneegrenze von 1850 m. Ein Kargletscher befand sich bei Gruben. Im Bühlstadium trug der Nordwestabhang des Hundsrück noch Firn des Jaungletschers. Die Gletscherspuren oberhalb 1600 m deuten demnach das Gschnitzstadium an.

V. In der Zone der Hornfluhbreccie.

Eine 4—8 km breite Kalkzone zieht sich vom untern Etivaztal weg in nordöstlicher Richtung bis gegen Diemtigen hin. Diese Zone ist ausgezeichnet durch eine eigenartige Kalkbreccie, die unter dem Namen Hornfluhbreccie bekannt ist, wie wir in

der Einleitung sahen. Es kommen ferner Dogger- und Malmkalke vor, dazu rote Kreideschichten (Couches rouges), Rauchwacke und Flyschsandstein und Mergel. Die ganze Zone wird durch zwei Talfurchen in drei Gruppen zerlegt, durch Saane- und Simmetal. Zwischen beiden erhebt sich die Hornfluhgruppe, deren Gipfel bis 2081 m erreichen; westlich davon befindet sich die vielgestaltige über 2200 m hohe Rübly-Gummfluhgruppe, östlich von der Simme die Spielgertengruppe. Wir haben die Spuren lokaler Gletscher im Rübly- und Gummfluhgebirge, sodann an der Hornfluh zu verfolgen. Heute kommen in der ganzen Zone keine Gletscher mehr vor; denn die gegenwärtige Schneegrenze müsste sich hier etwa in 2600—2700 m befinden.

1. Die Rübly-Gummfluhgruppe.

a. Orographie.

Die Rübly-Gummfluhgruppe bildet zwei ausgesprochene Kalkketten, die sich zwischen dem untern Etivaztal und der Saane in ostnordöstlicher Richtung hinziehen. Die südliche Kette ist eine etwa 8 km lange, zusammenhängende Gebirgsmauer von senkrecht stehenden Malmschichten, die von roter Kreide und Rauchwacke flankiert werden; die höchste Erhebung ist die Gummfluh mit 2461 m. Fünf Nischen sind von Norden her in die Kette eingeschnitten, so dass diese sechs Gipfel aufweist, wie Brecaca, Biollet und Sex-Mossard. Am Westende der Gummfluhkette ist eine schmale Einsattelung, der Col de la Base, in 1856 m, und nördlich davon erhebt sich der Rocher du Midi zu 2100 m. Mit diesem Gipfel beginnt die Rüblykette, die sich nach Osten hin mehr und mehr von der Gummfluhkette entfernt und bei Saanen endet. Diese nördliche Kette wird durch zwei Tälchen in drei Partien zerlegt. Quer zum Streichen fliesst im westlichen Tälchen die Gérine, im östlichen der Ganderlibach zur Saane hinab. Die mittlere Partie trägt das Rübly (2288 m) und, durch den Creux du Pralet, eine kleine Nische, davon geschieden, den Rocher-plat. In allen diesen Nischen ist die Anhäufung von abgestürztem Schutt am Fuss der Felswände sehr gross. Zwischen der Gummfluh- und der Rüblykette liegt eine geologische Mulde, in der Rauchwacke, Couches rouges, Hornfluhbreccie und Chondrites-Flysch vorkommen. Diese Schichten treten alle auch am

Nordabhang der Rüblykette auf.[1]) Von der Gummfluh zieht ein Kamm quer zum Streichen zum Rübly hinüber. Er bildet die Wasserscheide zwischen der Gérine, die nach Norden, und dem Kalberhönibach, der nach Nordosten in die Saane fliesst. Auf dieser Wasserscheide erhebt sich die Pte. de Videman aus Hornfluhbreccie zu 2168 m.

b. Gletscherspuren am Nordabhang der Gummfluh.

In der ganzen Gruppe lag ein einziger selbständiger Talgletscher, nämlich im Kalberhönital; dagegen beweisen zuverlässige Spuren, dass zahlreiche Kar- und Hängegletscher existierten, deren Moränen gut zu erkennen sind, so am Nordabhang der Gummfluh, am Rübly und am Rocher du Midi.

Der mittlere der drei Quellbäche der Gérine windet sich am Nordabhang der Gummfluh zwischen 1600 und 1400 m durch angeschwemmten Schutt und gewaltiges Blockwerk hindurch, das von zwei flachen Wällen umsäumt wird, die bis 1380 m hinabreichen. Sie bilden die Endmoräne eines Gletschers, der zwischen Gummfluh und Biollet hing.

In dem westlichen Quellgebiet der Gérine sind die eiszeitlichen Ablagerungen von bemerkenswerter Deutlichkeit. Aus drei grossen Nischen erhielt der Gletscher Nahrung, der westlich von Punkt 1335 Leyssalets geendet hat. Die wallförmige rechte Ufermoräne geht über das y des Wortes Leyssalets, die linke, charakterisiert durch die ebenfalls deutliche Wallform und namentlich durch die reihenförmige Anordnung von Kalkblöcken, zieht über Punkt 1410 gegen Punkt 1307 hinab. Die Schneegrenze befand sich in 1650—1700 m bei Nordlage.

Ein Emporrücken der Schneegrenze um ungefähr 200 m geht aus den Endmoränen von Planaz in 1526 und 1566 m hervor. Hier vereinigten sich vorerst Gletscherzungen aus den zwei Nischen Château-Chamois und Entresex. Die dazugehörige Endmoräne ist halbkreisförmig, und das Ende liegt in 1526 m. Innerhalb dieses Halbkreises liegt konzentrisch die hufeisenförmige Endmoräne des Gletschers, dessen Nährgebiet einzig die Nische Château-Chamois war. Das erratische Material besteht ausschliesslich aus hellen Kalken. Zwischen den beiden Moränenringen liegen zwei Wasserbecken, von denen das eine

---

[1]) Vergl. Schardt, Beiträge XXII, Pl. XVI und S. 194 ff.

bei Punkt 1526 die Quelle eines kleinen Bächleins bildet. Südlich von der Hütte Planaz fand ich gekritzte Geschiebe. Auf unserer Karte befinden sich diese Moränenwälle unter dem M von «Rocher du Midi».

Auch aus der westlichsten der drei Nischen, aus derjenigen am Sex-Mossard, kam ein Gletscher, der selbständig Endmoränen in 1400 m bei La Giète und in 1550—1613 m bei Plan de l'Etallaz aufgeworfen hat. Im Gegensatz zu den Moränen von La Planaz enthalten diejenigen des Sex-Mossardgletschers in einem Aufschluss bei Punkt 1613 dunkle Kalke und Rauchwacke. Letztere steht am Col de Base an. Die Schneegrenze lag für den 1,5—2 km langen Gletscher in 1800—1900 m.

In das Tal der Gérine haben die Wildbäche grosse Schuttkegel aufgebaut, so bei Paccots und bei Leyssalets. Das Querprofil ist da, wo das Tal die Rüblykette durchbricht, deutlich U-förmig, und die Felsköpfe sind wie bei Punkt 1633 gerundet. In dem Tal floss ein bedeutender Gletscher, der noch im Bühlstadium dem Saanegletscher viele Blöcke von Hornfluhbreccie zugeführt hat, die westlich von Gérignoz häufig sind. Der Schuttkegel von Gérignoz ist ebenfalls sehr reich an solchen Blöcken, von denen viele durch die Gérine kaum einige 100 m weit hertransportiert worden sind und wahrscheinlich aus Moräne am Ausgang des Tales stammen. Der Saanegletscher stand im Bühlstadium quer vor dem Ausgang des Gérinetales in 1160 m. Die Moränen von Planaz und La Giète in 1500—1600 m wurden wohl im Gschnitzstadium aufgebaut.

c. Moränen am Rocher du Midi.

Am Rocher du Midi sind zwei Nischen eingeschnitten, die in der oberen Hälfte grosse Schutthalden, in der untern Moränenwälle aufweisen. Die Nische von Montagnettes steigt nach Norden gegen die Saane hinab, diejenige von Craucador nach Nordosten zur Gérine. Von der Gérine steigt man über eine 150 m hohe Stufe zu Punkt 1342 empor, wo ein Wall endet; ein anderer, der in 1470 m beginnt, zieht über *d* von Craucador.

Ein grösserer Hängegletscher befand sich am Nordabhang. Ein Moränenwall schliesst in Punkt 1422 die Nische von Montagnettes ab; aber Gletscherschutt geht in unregelmässigen Anhäufungen über Pré-Yersin Punkt 1387 bis 1200 m zu Buit-à-Chenau hinab. Rechts ist ein Wall zu beobachten, auf dem

die Hütte Rodosex-dessus in 1443 m steht. Die Schneegrenze musste von 1550 m auf etwa 1800 m gestiegen sein. Der Hängegletscher konnte bis 1200 m hinab vorstossen, als der Saanegletscher bei Château-d'Oex endete.

Am Westabhang des Rocher du Midi zieht sich eine breite Nische vom Col de Base gegen das Etivaztal hinab; sie wird von einem Moränenwall begleitet, der vom Sex-Mossard gegen Punkt 1330 hinunterführt.

d. Gletscherspuren am Rübly.

Von der Rüblygruppe, dem Rübly, dem Rocher-à-pointes und dem Rocher-plat, flossen Gletscher nach Norden ins Saanetal und nach Westen gegen das Gérinetal hinab. Alle lagen in Nischen oder breiten Furchen, in denen heute kleine Bäche fliessen; der grösste derselben ist der Ganderlibach. Dieser Bach rauscht in einem trogförmig erweiterten Tälchen abwärts, das am Südabhang des Rübly beginnt und dann wie das Gérinetal die Rüblykette in nördlicher Richtung durchbricht. Es weist zwei ausgeprägte Stufen auf, die sich nicht an die harten Malmkalkbänke der Rüblykette knüpfen, sondern in Hornfluhbreccie[1]) liegen. Die eine Stufe befindet sich bei Rübloz in 1760 m, die andere in 1950 m. Die obere Stufe birgt kleine Wasserbecken, Les Gouilles. Der Ganderlibach mündet bei Ober-Wüthrichsrüti mit grossem Schuttkegel. Dieser ist sehr blockreich und hat eine steile Böschung. Unter den Blöcken befinden sich hauptsächlich Hornfluhbreccie, aber vereinzelt auch Flyschbreccie. Letztere wurde vom Saanegletscher verfrachtet. Bis zu Dorfrüti in Punkt 1086, also bis zur Spitze des Schuttkegels, steigen Moränenwälle des ehemaligen Ganderligletschers herab. Eine jüngere Endmoräne reicht bis 1200 m, so bei Gandersbergli, und Gletscherschutt findet sich auch unterhalb Douves bei Punkt 1524. Von da an aufwärts weist die Talsohle anstehenden Fels auf, der auf dem linken Abhang von Schutthalden bedeckt ist. Im obersten Talstück beobachtet man am Südabhang von Rübly und Rocher-à-pointes in 1800 m und bei Punkt 1977 in der Nähe der kleinen Seen, den Gouilles, ungemein blockreiche Schuttwälle, die aus den regelmässig geböschten Schutthalden heraustreten. Sie gehörten kleinen ehe-

[1]) Vergl. Schardt, Beiträge XXII, S. 197.

maligen Gletschern an. Die Schneegrenze musste von 1700 m auf 2100 m gestiegen sein. Der Ganderligletscher konnte erst in einer spätern Phase des Bühlstadiums bis 1100 m hinab vorstossen, nachdem sich der Saanegletscher schon von Château-d'Oex zurückgezogen hatte.

Am Nordabhang des Rübly sind Moränenwälle, die bis 1250 m hinabreichen, bei Siernes-Goncet und -Desaures aufgeschlossen; sie enthalten nur lokale Gesteine. Zwei kleine Bäche, die in 1200 m entspringen, münden bei La Rite Punkt 1039 mit grossem, steilem Schuttkegel, der, wie derjenige am Ganderlibach, reich ist an grossen Blöcken von Hornfluhbreccie und auch Moräne des Saanegletschers bei Praz-Ouliémoz überlagert. Demnach dürfte ein Hängegletscher vom Rübly bei einer Schneegrenze von 1500—1600 m herniedergestiegen sein.

Westlich vom Rübly sind von Norden her die zwei Nischen Entre-deux-Sex und Creux-du-Pralet eingeschnitten, so dass sich zwischen denselben ein Gipfel, der Rocher-à-pointes, erhebt. Im Creux-du-Pralet lag ein Kargletscher, der Moränen in 1520 und in 1530 m oberhalb einer 500 m hohen Stufe abgelagert hat. Zwischen dem untern Moränenwall, auf dem in 1523 m die Hütte Martigny steht, und dem oberen breitet sich ein ebener Boden aus. Der Creux-du-Pralet weist noch eine Stufe in 2055 m auf, und oberhalb derselben ist ein kleines Kar, Le Creux-de-Videmanette, mit einem Seelein in Punkt 2054 eingeschnitten. Dieses Kar liegt schon auf der Südseite der Rüblykette in der Zone der Hornfluhbreccie. Die Nische Le Creux-du-Pralet ist also durch die Malmkalkschichten hindurch eingeschnitten. Auch unterhalb der Nische Entre-deux-Sex findet sich Gletscherschutt bei Yaca in 1470 m. Von Yaca wie von Martigny fliesst je ein Bach in schmaler Furche und mündet mit grossem Schuttkegel in die Saane. Auch diese Schuttkegel, namentlich derjenige von Clos des Pierres, sind reich an grossen Blöcken von Hornfluhbreccie. Vielleicht haben die kleinen Gletscher bis 1100 m hinuntergereicht und die Blöcke verfrachtet.

Am Südabhang des Rocher-plat fliesst ein Bach gegen die Gérine hinab, der unten von zwei Moränenwällen begleitet wird; auf dem südlichen steht in 1543 m die Hütte Videman-dessous; der nördliche endet bei Punkt 1415.

Gletscherschutt ist in 1600 m am Nordwestabhang des Rocher-plat vom Bach aufgeschlossen, der bei Paccots mit

grossem Schuttkegel in die Gérine mündet. Unter den erratischen Blöcken fand ich auch solche aus Flyschsandstein. Letzterer steht nördlich vom Rocher-plat zwischen Rocher-pourri und Pte. de Cananéen an. Moränenwälle sind allerdings nicht deutlich zu erkennen. Immerhin ist es nicht etwa Schutt des Hauptgletschers als Ufermoräne; denn dazu sind die Geschiebe zu wenig gerundet und gekritzt; sie sind vielfach nur kantenbestossen.

Für diese kleinen Gletscher am Rocher-plat ergibt sich eine Schneegrenze von 1800 m.

e. Der Kalberhönigletscher.

Ungefähr 1 km südlich von Saanen mündet der Kalberhönibach aus dem gleichnamigen Tal mit grossem Schuttkegel, auf dem Rübeldorf steht, in die Saane. Unmittelbar oberhalb Rübeldorf ist auf dem rechten Ufer in 1080 m Moräne aufgeschlossen, die Hornfluhbreccie, Flyschbreccie, rote und schwarze Kalke enthält. Am linken Abhang bemerkt man einen Moränenwall, östlich von der Trockenrinne am Kohlisgrind. Talaufwärts befindet man sich bald in einer Enge, in welcher der Bach in dunkle Flyschschiefer einschneidet. Die enge schluchtähnliche Talfurche hält auf 1,5 km an bis Hinter der Egg. Auf dieser Strecke beträgt das Gefälle 120 ‰. Bei Punkt 1164 von Belmont hat der Bach 15—20 m tief in Moränenschutt eingeschnitten. In diesem findet sich Hornfluhbreccie, Flyschbreccie und -Sandstein, rote Kreide- und dunkle Jurakalkstücke und Rauchwacke. Obschon hier, wie im Aufschluss von 1080 m, Nummulitenkalk und Taveyannazgestein fehlen, darf doch die Ablagerung dieser Moränen nicht allein dem lokalen Kalberhönigletscher zugeschrieben werden; denn Flyschbreccie fehlt in dessen Einzugsgebiet, steht aber im südlich benachbarten Meielsgrund an. Es dürften diese Moränen als linke Ufermoränen des Saanegletschers aus dem Bühlstadium aufzufassen sein. Lokale Moränen treten aber bei Hinter der Egg in 1230 m auf, wo sie Wallformen annehmen und daher als Endmoränen bezeichnet werden können.

Von Hinter der Egg an wird die Talsohle breit, und das Gefälle ist ein viel geringeres. Von links her fliessen mehrere Wildbäche in den Talbach; alle haben einen Schuttkegel im breiten Talboden aufgeschüttet, so dass der Talbach an den

rechten Abhang gedrängt wird, so namentlich bei Halten und Zelg. Südlich von Zelg fliesst der Bach in ebenem Talboden, genannt Hinterer Boden. Bei Punkt 1396 wird er durch einen Schuttkegel vom rechten Abhang herunter eingeengt, worauf man talaufwärts in engem Tal rasch zu Punkt 1488 ansteigt. Hier stehen die drei Hütten von Amtmanns- und Romangsvorsass und diejenige von Lätziweid auf Moränenwällen, die durch den Bach trefflich aufgeschlossen sind. Sie enthalten kantenbestossene, polierte und deutlich gekritzte Geschiebe in feinem Schlamm. Neben hellen Kalken kommen rote Kreidestücke und Rauchwacke vor. Sehr schön erhalten sind die Wälle unmittelbar westlich von Lätziweid, die in den Punkten 1522 und 1518 endigen.

Ungefähr 1 km westlich von Lätziweid treten zwei neue langgestreckte Moränenwälle auf, die durch die Punkte 1573 und 1584 angedeutet sind. Sie ziehen von einer Nische am Ostabfall der Pointe-de-sur-Combaz, östlich von der Gummfluh, herunter und enthalten dementsprechend nur helle Kalke; ein kleiner Aufschluss bei Punkt 1584 zeigt kantenbestossene Geschiebe. Westlich von Punkt 1584 dehnt sich ein kleiner ebener Boden aus, der Plan de Comborsin, der von angeschwemmtem Schutt bedeckt ist. Hier hört das Tal in einem Talschluss auf, und zwei Karnischen münden oberhalb einer über 100 m hohen Stufe ins Haupttal. Aus jeder Nische fliesst je ein Bach mit 400 ‰ Gefälle die Stufe hinunter, die von Moränenwällen bekleidet ist. Die südliche Nische, der Cour de Comborsin, birgt in 1715 m ein kleines Seelein, die nördliche oberhalb 1800 m eine sumpfige Niederung.

Bei Zelg mündet in 1350 m ein Bach mit einem grossen Schuttkegel in den Kalberhönibach. Der Seitenbach fliesst im Burgisgraben, der zwischen Rübly und Gummfluh am Ostabhang der Videmanette in Flysch eingeschnitten ist. Der Burgisgraben ist talaufwärts breiter als da, wo in Punkt 1382 bei Guggerli der Bach ins Haupttal eintritt. Ungefähr 250 m westlich von diesem Punkt schliesst das Gewässer über dunkeln Schiefern in 1420 m typische Moräne auf, deren Geschiebe auch aus gleichem Gestein bestehen. Oberhalb der Hütte La Verraz in 1620 m liegt ebenfalls Moräne, und bei Punkt 1780, wo der Weg über den Bach führt, werden Endmoränenwälle, die in 1750 m aufhören, aufgeschlossen. Die Geschiebe zeigen deutliche Rundung und Kritze und bestehen aus Flyschschiefern; Kalke fehlen. Es

ist also Moräne eines kleinen lokalen Gletschers, der zur Zeit hohen Eisstandes den linken Zufluss des Kalberhönigletschers bildete, später aber sich von diesem trennte. Die Schneegrenze musste von 1750 auf 1900 m gestiegen sein.

Zu gleichen Beträgen gelangen wir mit Rücksicht auf die Moränen im Kalberhönital, die zwischen Lätziweid und Comborsin aufgebaut wurden. Dagegen lag die Firnlinie tiefer, als der Kalberhönigletscher beim Talausgang zuerst in 1080, dann in 1164, zuletzt in 1230 m endete. In der ersten Phase des Bühlstadiums, als der Saanegletscher bis Château-d'Oex reichte, ragte das Eis im Saanetal bei Saanen wenigstens bis zu 1250 m empor, sonst hätte weder der Gletscher den Riegel vom Vanel überschreiten, noch eine Zunge auf die Saanenmöser gelangen können. In dieser Phase konnte der Kalberhönigletscher nicht selbständig enden, sondern wurde auf der linken Flanke des Saanegletschers mitgeschleppt. Die Vorstösse des Lokalgletschers fallen in die späteren Phasen des Bühlstadiums, wobei Schutt des Hauptgletschers sich mit Lokalmoräne vermischte. Im Gschnitzstadium entstanden die Moränen bei Lätziweid und im Burgisgraben.

f. Zusammenfassung.

In der Rübly-Gummfluhgruppe kamen im Bühl- und im Gschnitzstadium selbständige Gletscher vor. Drei Talgletscher waren in der ersten Phase des Bühlstadiums noch mit dem Saanegletscher verschmolzen; später endeten sie selbständig. Im ganzen gab es etwa sechs Gletscher mit einer Schneegrenze von rund 1600 m; im Ursprungsgebiet derselben liegen Moränen, die acht Gletschern mit einer Schneegrenze von im Mittel 1900 m angehörten. Im Schatten der hohen Felswände lag die Firnlinie tiefer.

In dieser Gebirgsgruppe kommen drei trogförmig profilierte Täler mit Talstufen und fünf ausgesprochene Kare vor; drei Kare bergen kleine Seen. Heute münden zahlreiche Bäche mit Schuttkegel und Stufe ins Haupttal. In den ehemals von Gletschern bedeckten Nischen bauen sich gewaltige Schutthalden auf.

2. Die Hornfluhgruppe.

a. Orographie.

Die Hornfluhgruppe, die geradezu allseitig von tiefen Talfurchen umzogen ist, fällt steil zu dem Turbachtal im Süden,

sanft dagegen zu dem Tal der Kleinen Simme, den Saanenmösern, im Norden ab. Die Erhebung wird durch zwei grössere Bäche nach Norden hin der Kleinen Simme zu entwässert und durch diese beiden Wasserrinnen, den Tiefengraben und den Kaltenbrunnen, in drei getrennte Gipfel zerlegt, Hornfluh 1951 m, Horn Tauben 1995 und Geisshorn 2081 m. Nördlich von der Horn Tauben erhebt sich die Saanerslochfluh, in die von Norden her eine Nische eingeschnitten ist; in derselben entspringt der Bach im Studweidgraben. Alle drei Gräben sind oben breite Mulden, unten schmale Furchen. Am steilen Südabhang münden kurze, tief eingeschnittene Bäche mit grossen Schuttkegeln ins Turbachtal.

b. Gletscherspuren.

Spuren lokaler Hornfluhgletscher finden sich am Nordabhang und auf der Westseite. Die drei genannten Bäche schliessen Moränen auf, in denen vorwiegend Hornfluhbreccie vorkommt, so bei Oeschseite, bei Klein-Saanenwald in 1400 m, bei Gross-Saanenwald in 1422 m und im Studweidgraben in 1350 m. In diesen Aufschlüssen beobachtete ich einige Blöcke von Flyschbreccie, die aus Moräne des Saanegletschers stammen. Zudem finden sich auch vereinzelte grosse Blöcke von Hornfluhgestein, so oberhalb Rafgarten in 1250 m und bei Feuerbühl bis 1500 m hinauf. Ausgeprägt sind Moränenwälle am Kaltenbrunnen, die bei Oeschseite und Auf der Egg eine deutliche Endmoräne bilden. Diese Wälle sind anlässlich der Erstellung der Montreux-Oberland-Bahn trefflich aufgeschlossen worden.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass drei lokale Gletscher von der Hornfluhgruppe nach Norden hinuntergeflossen sind. Der östlichste Gletscher war 4 km lang, als er bei Oeschseite in 1150 m endete. Dann zog er sich bis Punkt 1388 zurück; weitere Rückzugsmoränen liegen bei Schwarzenberg in 1500 m und bei Kaltenbrunnen in 1600 m. Die Schneegrenze musste von 1600 m auf 1800 m gestiegen sein. Ein kleiner Gletscher floss aus der Nische an der Saanerslochfluh gegen Feuerbühl bis 1350 m hinunter. Der westlichste Gletscher, der zuerst bis 1400 m hinabreichte, lagerte eine Rückzugsmoräne beim Hasenloch etwa in 1550 m ab. Er wurde aus zwei Firnmulden gespeist, die sich bei Unter Läger vereinigen. Auch hier sind Moränen aufge-

schlossen, in 1650 und in 1700 m. Demnach gab es hier zwei kleine Gletscher mit einer Schneegrenze von 1800—1850 m. Der eine lag im Hornberg, der andere im Seiberg.

Am Westabhang der Hornfluh ist Moräne bei Sumeli und Lange Weid in 1500 und 1680 m aufgeschlossen, die einem lokalen Hängegletscher angehörte. Am Südabhang liegt Moräne des Turbachgletschers bei Eigen in 1500 m.

c. Ergebnisse.

Im Maximum der Würm-Eiszeit lagerte der Saanegletscher am Nordabhang der Hornfluh Flyschbreccie ab. Später machten drei lokale Gletscher einen Vorstoss, wobei sie Saanegletscherschutt ausräumten. Dieser Vorstoss konnte im Bühlstadium stattfinden, als eine Zunge des Saanegletschers noch die Passhöhe der Saanenmöser erreichte. Damals lag die Schneegrenze in 1600 m; dann wich sie allmählich auf 1800 m zurück.

VI. In der Etivazflyschzone.

In dieser Zone fallen zwei Gruppen in den Rahmen unserer Betrachtung, die Tornettazgruppe und das Gifferhorn. Der Flysch dieser Zone weist reichlichen Wechsel von Lagen auf, die dunkle Schiefer, Kalke, Sandstein und Breccie enthalten. Die Breccie ist für die Gletscher dieser Zone ein gutes Leitgestein Die höchsten Gipfel beider Gebirgsgruppen erheben sich über 2500 m, nämlich beide, die Tornettaz und das Gifferhorn, zu 2543 m. Heute fehlen hier Gletscher; die Schneegrenze müsste etwa in 2600—2700 m liegen.

1. Vergletscherung der Tornettazgruppe.

a. Orographie.

Die Tornettazgruppe erhebt sich zwischen der Gummfluh und den Diablerets und bildet im Grundriss ungefähr ein Viereck von 12 km Länge und 8 km Breite. Drei tiefe Talfurchen senken sich zur Saane hinab, nach Osten das Tscherzistal und der Meielsgrund, nach Nordosten das Etivaztal. Die Senke des Col de Pillon und das obere Ormonttal trennen die Gebirgsgruppe von den Hochalpen. Nur im Norden schliesst sie sich an eine grössere Kette an, an die Gummfluh. Von derselben zieht demgemäss ein Kamm nach Süden zum Arnenhorn; von hier ver-

läuft der Hauptkamm nach Westen und endet im Pic Chaussy. Von demselben floss ein grösserer Talgletscher nach Nordosten hin, der Hongringletscher. Andere Talgletscher lagen in den drei genannten Tälern, und ein vierter floss dem Ormonttal zu, der Raverettazgletscher; ausserdem lassen Spuren auf Hängegletscher am Südabhang der Tornettazkette schliessen.

b. Beobachtungen im Etivaztal.

Südlich von Château-d'Oex mündet bei Moulins das Etivaztal mit einem breiten Talausgang, dessen Sohle sich etwa in 1200 m befindet, also 300 m höher als das Saanetal. In diesen breiten Talausgang ist eine tiefe Schlucht eingeschnitten, die der Fluss, die Tourneresse, mit 50 ‰ Gefälle durchmisst. Die Schlucht befindet sich in den Kalkfelsen der Gastlosenkette. Hat man sie durchwandert, so tritt man bei Punkt 1104 in ein breites Tal ein, das von steilen Abhängen begleitet wird. Der Talboden ist von den Schuttkegeln zahlreicher Wildbäche bedeckt, so bei Punkt 1104, bei Punkt 1135, bei Punkt 1144. Auf diesen sanftgeneigten Halden stehen die meisten Siedlungen, teils als Einzelhöfe, teils als Weiler wie in 1144 m «Le Contour de l'Etivaz». Würde die Strasse dem breiten Talboden folgen, so hätte sie von Moulins weg rund 300 m ansteigen, dann 100 m sinken müssen; um das letztere zu vermeiden, wurde sie durch die Schlucht geführt, wo man sie 100 m hoch über dem Fluss in die Felsen eingesprengt hat. Bei Punkt 1144 teilt sich das Tal. Von Süden mündet die Eau-froide in die Tourneresse, die von Osten her in einem deutlichen Trogtal fliesst. Auch hier treffen wir am Fuss der steilen Abhänge zahlreiche, sanftgeneigte Schuttkegel an, wie bei den Punkten 1221, 1253, 1273, 1327 und 1343. In 1380 m wird bei Pâquier-Mottier der Talboden eben; hier dehnt sich ein 300 m breiter und 1 km langer Sumpf aus. Zugleich hört das Tal mit dem zuletzt beobachteten Gefälle von 30 ‰ auf, und jäh aufstrebende, bewaldete Abhänge steigen im Halbkreis mit einer Neigung von 300—400 ‰ zu 1800 m empor. Oberhalb 1800 m dehnen sich sanfter geneigte Berglehnen aus, in denen teils breite Nischen, teils eigentliche Kare eingeschnitten sind wie bei Saziémaz und bei Seron.

Nicht nur die Talformen, sondern auch die Ablagerungen deuten die eiszeitliche Vergletscherung an. Moränen finden sich teils im untern Etivaztal, teils im Ursprungsgebiet.

Im untern Etivaztal ist Gletscherschutt teils an den Gehängen durch kleine Seitenbäche, teils in der Talsohle durch die Tourneresse entblösst. Ein grosser Aufschluss befindet sich zum Beispiel am linken Abhang westlich vom Bad von Etivaz am Bourati-Torrent, auf unserer Karte in *ette* von Lécher*ette*. Diese Moränenmassen, die von Punkt 1241 bis 1500 m hinaufsteigen, enthalten hauptsächlich Flyschsandstein, der hier nach Schardt ansteht.[1]) Da der Bach eine breite Nische entwässert, die an der Corne des Brenleires, 1882 m, eingeschnitten ist, dürfte es sich um Lokalmoräne handeln. Allein es kommen auch vereinzelt Blöcke von Breccie vor, und zudem tritt nach Schardt Moräne westlich vom Torrent dem Gehänge entlang auf, das gegen das Hongrintal hinführt. Es ist also möglich, dass der Etivazgletscher im Maximum der Würm-Eiszeit, zum Teil durch den mächtigen Saanegletscher gestaut, nach Westen zum Hongringletscher hinübergeflossen ist; dies schliesst nicht aus, dass später ein lokaler Bouratigletscher einen kleinen Vorstoss gemacht hat, etwa im Bühlstadium. Anderseits deuten Moränen nördlich von Lécherette bei Punkt 1284 und Pré-des-Mosses darauf hin, dass eine Zunge des Hongringletschers ins Etivaztal hinabreichte. Dies konnte nur im Bühlstadium der Fall gewesen sein

Eine deutliche Moränenterrasse zieht sich auf dem linken Abhang des Etivaztales gegen die Schlucht hin. Sie senkt sich von 1210 m auf 1059 m und trägt mehrere Gehöfte wie in den Punkten 1210, 1186, 1176, 1109 und 1059. Auf dem rechten Ufer ist Moräne in gleicher Höhe aufgeschlossen, so bei Martines, bei Pâquier-Turrian und bei Blancsollet in 1200 m. Moräne zieht sich auch in die Schlucht hinab, so westlich von Punkt 1284. Gletscherschutt bei Blancsex in 1300 m stammt wahrscheinlich von einem Hängegletscher am Westabhang des Rocher du Midi.

Besonders gut entwickelt sind die Gletscherablagerungen in der Talsohle. Oberhalb der Schlucht schliesst der Fluss lokale Schotter auf, die bei Devant-de-l'Etivaz in Punkt 1104 von einem grossen Schuttkegel überlagert werden. Dieser entstammt einer typischen Sammelnische nordwestlich vom Rocher du Midi. An die Schotter schliessen sich talaufwärts Moränen an, so auf dem

---

[1]) Beiträge XXII, S. 444, und Karte 1887.

rechten Ufer bei Bornets zwischen Punkt 1124 und 1130 und auf dem linken unterhalb der Bains de l'Etivaz. Oberhalb Punkt 1144, wo die beiden Talgewässer zusammenfliessen, haben beide typische Endmoränen aufgeschlossen, die sich auch am Gehänge als deutliche Wälle abheben, die Tourneresse bei Chez les Payroz in Punkt 1184 und die Eau-froide bei Pâquier de la Bazine in Punkt 1182. In dem Aufschluss von Punkt 1184 treten sehr schön polierte und gekritzte Kalkgeschiebe auf. Die beiden Gletscher waren getrennt; ihre äusseren Moränen berührten einander; bei beiden ist auch ein innerer Wall gut entwickelt. 1,5 km oberhalb dieser Moränen befindet sich ein neuer Aufschluss in 1340 m nördlich vom Hof Chez-les-Henchoz, und die Moräne schmiegt sich am Gehänge bei L'Ouge gegen Punkt 1253 hinab. Die Wallform ist talaufwärts am Abhang durch die zahlreichen Schuttkegel der Wildbäche verwischt worden.

Der Etivazgletscher war ein typischer Talgletscher, als er die Endmoränen im Etivaztal ablagerte. Dies konnte stattfinden, als der Saanegletscher bei Château-d'Oex endete, also im Bühlstadium. Auch im Etivaztal war dieses Stadium mit Rückzugsphasen entwickelt. In seiner grössten Ausdehnung deckte der Gletscher ein Areal von 38 km², die mittlere Bodenhöhe dieses Gebietes ergibt sich zu 1680 m. Die Schneegrenze lag zuerst in 1600—1700 m. Sie rückte später allmählich bis zu 2100 m empor; dies geht aus Moränenvorkommnissen im Ursprungsgebiet hervor.

Im Ursprungsgebiet des Etivazgletschers kamen im Gschnitzstadium kleine Gletscher am Nordabhang der Cape au Moine und auf der Südseite der Gummfluh vor. Zwischen Arnenhorn und Cape au Moine und westlich von der Cape au Moine gingen zwei kleine Gletscher nieder, die scharf oberhalb der Kante von 1800 m endeten. Der östliche Gletscher hat bei den Hütten von Saziémaz in 1833 m eine Endmoräne abgelagert, die ein typisches kleines Zungenbecken abschliesst, in dem ein Bächlein entspringt und zierliche Serpentinen bildet. Oberhalb des Beckens enden hinter einander zwei Endmoränenwälle, der eine in 1980 m, der andere in 2010 m, von denen jeder ein kleines Seebecken umschlingt. In das obere Seelein, Le Goz, baut sich eine grosse Schutthalde von der Cape au Moine herunter vor. Der westliche kleine Gletscher reichte bis 1810 m hinab; denn eine Endmoräne, auf welcher in Punkt 1817 die Hütte von Seron

steht, umschliesst einen ebenen, sumpfigen Boden. Eine jüngere Endmoräne liegt in 1850 m. Beide Kargletscher waren zuerst 1,3 km lang.

Der schmale Grat, der sich vom Arnenhorn nach Norden über das Witenberghorn zur Gummfluh hinzieht, ist die Wasserscheide zwischen den Gewässern des Etivaztales einerseits und den Zuflüssen des Tscherzis- und Fallbachs anderseits. Dieser Grat bildet mit der Gummfluh eine Nische, in welcher sich bei der Hütte Gros-Jable in 1830 m Endmoränen von drei Gletscherzungen finden, die der gemeinsamen Firnnische entquollen. In ausgezeichneter Weise ist die typische Wallmoräne der östlichsten Zunge in 1800 m durch den Bach aufgeschlossen, der bei Perolles in die Tourneresse mündet. Vor dem Verschwinden dieser Gletscher kam es noch zu einem kleinen Halt, in welchem die zwei nebeneinander liegenden, blockreichen Endmoränenwälle bei Punkt 1982 aufgebaut wurden. Der von ihnen umschlossene, schwach geneigte Boden wird nach und nach von mächtigen Schutthalden bedeckt.

Auch im Tal der Eau-froide sind Rückzugsphasen durch ausgeprägte Moränen angedeutet. 1,5 km oberhalb der Endmoränen am Talausgang in Punkt 1182 ist ein kleiner Aufschluss in 1265 m. Von diesem Punkt weg befindet man sich bald in einem trogförmigen Talschluss, in dem bei Punkt 1335 die Hütte von Maulatreys steht. Hier vereinigen sich die drei Quellbäche der Eau-froide. Diese drei Quellbäche kommen aus drei Nischen, die am Nordabhang der Tornettaz liegen. Aus dem Talgrund von Maulatreys gelangt man zu jeder der drei Nischen über eine Stufe von 200, 300 und 400 m. Oberhalb der Stufe ist die Neigung viel geringer.

Die östlichste der drei Nischen liegt unmittelbar westlich von der Nische von Seron. Ein mächtiger, blockreicher Moränenwall, der in 1930 m ansetzt, umschliesst halbkreisförmig ein Seebecken, das in 1841 m liegt und mit Lanche-di-Perte bezeichnet ist; der Seeabfluss ist unterirdisch. Zwischen den Moränenhügeln liegen bei Punkt 1872 noch zwei winzige andere Seelein. Die Moränenwälle heben sich sehr deutlich von den sie bei Punkt 1815 und 1857 begleitenden Felsrippen ab. Von der Tornettaz herunter bauen sich mächtige Schutthalden vor.

In der mittleren Nische wird in 1830 m ein ebener Boden von einem gerundeten Felsriegel abgeschlossen, auf dem links

in 1861 m die Hütte von Laudallaz steht. Talauswärts führt eine Stufe von 460 m mit 480 ‰ Gefälle zum Talschluss von Maulatreys hinunter.

Typischere Formen weist die westlichste der drei Nischen auf, zu welcher man über zwei Stufen emporsteigt. Auf der untern Stufe liegt eine Endmoräne, die über Punkt 1438 gegen Maulatreys hinabführt. Von Punkt 1438 gelangt man aufwärts in den trogförmigen Talschluss, in welchem in 1541 m die Hütte von Les Fonds steht. Von hier weg führt ein Zickzackweg über eine 300 m hohe Stufe zu der formenreichen Karnische von Lavaux empor. Zwei nebeneinander liegende Endmoränen, denen zwei Gletscherzungen entsprechen, umschliessen oberhalb der Hütte von Lavaux in 1920 m eine sumpfige Niederung und in 1931 m zwei kleine Seebecken. In 2076 m schlingt sich ein letzter Endmoränenwall um ein drittes Seebecken, dem durch einen grossen Schuttkegel der Untergang droht.

Aus diesen Beobachtungen ergeben sich folgende Schlüsse: Die Zahl der Endmoränen ist im Etivazgebiet gross. Folgen wir von Punkt 1059 an zuerst der Tourneresse, dann der Eaufroide, so treffen wir noch in 1124, in 1184, in 1438, in 1931 und in 2076 m, also an sechs Orten Endmoränen an, die ein allmähliches Emporrücken der Schneegrenze von 1600 auf 2200 m andeuten, und zwar bei Nordlage. Zu dem gleichen Schluss sind wir auch im Hongringebiet gekommen. Die Depression der Schneegrenze betrug also anfänglich etwa 1000 m, zuletzt nur 400 m. Sowohl der Hongrin- wie der Etivazgletscher konnten sich im Bühlstadium ungehindert entwickeln; daher erklärt sich auch die grosse Zahl der Endmoränen, von denen die jüngsten dem Gschnitzstadium zuzuweisen sind.

Aehnliche Beobachtungen können auch auf der Westseite der Tornettazkette gemacht werden, wo sich Gletscherspuren dem Raverettazbach entlang finden.

c. Der Raverettazgletscher.

Der Raverettazbach entquillt zwei kleinen Seen in einem typischen Kar am Nordabhang des Pic Chaussy. Dann stürzt er mit 500 ‰ Gefälle eine breite, 350 m hohe Stufe zu der versumpften Niederung von Lioson d'en bas hinunter. Von hier wendet er sich nach Westen gegen Les Mosses hinab, das 100 m tiefer liegt, und von Les Fontaines weg fliesst er in süd-

westlicher Richtung der Grande-Eau zu. Der Raverettazgletscher musste in gleicher Richtung geflossen sein. An vier Orten beobachtete ich seine Moränenablagerungen, nämlich oberhalb der Mündung bei Comballaz, bei Les Mosses, bei Lioson d'en bas und im Kar «Vers les Lacs».

Sowohl an der Strasse von Le Sepey nach Les Mosses als auch am Bach sind Moränenwälle aufgeschlossen; so bei Perrausaz in Punkt 1303 und beim Hotel von Comballaz auf dem rechten Ufer, in 1270 und in 1300 m auf dem linken. Hier zieht ein Wall westlich von Les Voëtes über Punkt 1336 gegen Punkt 1291 hinab. In den linksufrigen Aufschlüssen herrscht Flyschbreccie vor; auf dem rechten Ufer treten schwarze Kalkgeschiebe des Mont d'Or auf.

Die Sümpfe von Les Mosses werden von Moränenschutt eingefasst; solcher liegt im Westen bei Terreaux, im Norden bei Pleines Mosses und im Süden in Punkt 1437 bei Les Fontaines und bei Cartier.

Von besonderer Deutlichkeit sind die Moränen in Lioson d'en bas. Drei Moränenwälle gehen von Punkt 1580 aus, wo die Hütte steht. Der äusserste Wall liegt in einem grossen Halbkreis am Rande der Stufe und bildet die Einfassung der sumpfigen Niederung. Der zweite Wall geht von Punkt 1580 direkt nach Punkt 1559 im Westen; er umschliesst einen dritten kleineren Moränenbogen. Die jüngsten Gletscherablagerungen befinden sich auf der Schwelle des Kars in 1920—1930 m, wo sie als deutliche Schuttwälle die zwei Seelein abdämmen. Auch hier bauen sich mächtige Schutthalden am Fuss der Felswände entlang und bedecken am Rande die Moränenwälle.

In diesem letzten Stadium besass der Gletscher eine Schneegrenze von 2050 m bei Nordexposition; als er bei Lioson d'en bas in 1559 m endete, lag sie in 1800—1900 m. Bedeutend tiefer befand sie sich, als der Gletscher die Endmoränen von Comballaz aufwarf, etwa in 1600 m. Dieser Vorstoss war erst nach dem Maximum und den Rückzugsphasen der Würm-Eiszeit möglich, als der Ormontgletscher nur noch als schmaler Talgletscher südwestlich von Le Sepey endete. Dies dürfte im Bühlstadium gewesen sein. Damals gehörte wohl auch der ganze Südabhang der Tornettazkette zu seinem Einzugsgebiet, von welchem die typischen Felsblöcke stammen, die die Moränen von Vuargny charakterisieren. In einem späteren Stadium konn-

ten sich auf der Südseite dieser Kette noch selbständig kleine Hängegletscher entwickeln, wie die folgenden Beobachtungen lehren.

d. Gletscherspuren am Südabhang der Tornettazkette.

Am Südabhang der Tornettazkette sind drei breite und drei schmale Nischen eingeschnitten, die mit deutlicher Stufe gegen das Ormonttal hinabführen. Ueberall liegt auf der Stufe Moräne eines lokalen Kar- oder Hängegletschers.

Auf der Südseite des Pic Chaussy ist ein guter Aufschluss in Punkt 1690, und von hier zieht ein Wall, auf dem die Hütten von Chersaulaz in 1661 m stehen, gegen Punkt 1616, ein anderer über Tremilly gegen Punkt 1622 hinab. Diese Endmoräne umschliesst eine sumpfige Niederung. Oestlich von Chersaulaz sind zwei Moränenwälle unterhalb der breiten Nische von La Première bei den Punkten 1503 und 1510 vom Bach aufgeschlossen. Südlich vom Taron liegen bei Chevril-dessus in 1510 m östlich von La Ville grosse Blöcke von Flyschbreccie, und der Bach schneidet hier in Moräne ein. Solche Blöcke häufen sich am Südabhang der Tornettaz bei Lavanchy in Punkt 1449 und 1422. Die Hütten von Lavanchy stehen auf Moränen, die zwei Gletscherzungen entsprechen. Diese kamen aus zwei schmalen Nischen, die eine zweite Stufe bei Marnex in 1714 m aufweisen, wo deutliche Endmoränen aufgeschlossen sind. Auf unserer Karte befinden sich dieselben nördlich von Gottrausaz. Es ist möglich, dass sich Moränen westlich von Gottrausaz bis fast zur Talsohle hinab verfolgen lassen. Leider fehlte mir hierzu die Zeit. Ein schmales Kar ist zwischen Tornettaz und Cape au Moine eingeschnitten. Ein Moränenwall, der in 1802 m die Hütten von Meitreilaz trägt, umschliesst oberhalb einer 300 m hohen Stufe einen sumpfigen Boden. Südlich vom Cape au Moine befindet sich die Hütte von Arpille in 2004 m in einem Kar, das oberhalb einer 400 m hohen Stufe liegt. Die Abhänge sind von mächtigen Schutthalden bekleidet; der Boden aber ist bedeckt von gewaltigem Blockwerk eines Bergsturzes.

Diese Beobachtungen zeigen, dass sich am Südabhang der Tornettazkette sechs kleine Kar- und Hängegletscher befanden, die eine Schneegrenze von im Mittel 2000 m verlangten. Zu ihnen gesellten sich ein kleiner Talgletscher vom Westabhang und zwei Kargletscher vom Südabhang der Palette. Der kleine

Talgletscher erreichte zwar den Boden des Ormonttales nicht, sondern endete oberhalb einer 200 m hohen Stufe in dem Tälchen von Ayerne, das vom Torrent du Plan durchflossen wird. Dieser Bach hat nordöstlich von Gottrausaz bei La Combaz in 1500 m einen 80 m tiefen Graben in Moränenschutt eingeschnitten. Unmittelbar westlich von Ayerne liegt eine wallförmige Endmoräne in 1550 m. Talaufwärts steigt die Talsohle über einer Stufe zu der breiten, sumpfigen Niederung empor, wo in 1782 m die Hütten von Marnèche stehen, und von hier gelangt man rasch über eine letzte, zwar nur 75 m hohe Stufe zum Kar von Isenau in 1858 m hinauf. Die Schneegrenze des Ayernegletschers lag in 1800—1900 m.

Von der Palette stieg nach Süden ein kleiner Gletscher hinab, dessen Endmoräne in 1683 m den Lac de Retaud umschliesst. Dieser See besitzt einen oberirdischen Abfluss, der Schutt mit gekritzten Geschieben durchschneidet. Die Schneegrenze lag in 1850 m.

Oestlich vom Lac de Retaud ist Lokalmoräne unterhalb sumpfiger Wiesen bei Iserin und Rard in Punkt 1652 und 1690 über mächtigen Gipsfelsen aufgeschlossen. Abgestürzte grosse Blöcke und regelmässige Schutthalden liegen an den steilen Bergabhängen.

e. Spuren des Arnengletschers.

Der Arnengletscher lag in dem Tale, das heute vom Tscherzisbach durchflossen wird. Derselbe mündet bei Feutersœi mit Stufe und grossem Schuttkegel in die Saane; er hat eine tiefe Schlucht in den breiten Talausgang eingeschnitten und fällt mit 180 ‰ Neigung die Stufe hinunter. Oberhalb derselben wird von 1360 m an das Tal breit, so bei Lindersvorsass. Mächtige Schuttkegel zahlreicher Wildbäche engen Bach und Weg ein. Von 1500 m an schneidet der Bach in anstehende Schiefer ein, und in 1540 m dehnt sich der über 1 km lange Arnensee aus. Dieser liegt in einem typischen Talschluss. Sowohl auf beiden Flanken als auch im Hintergrund steigen die Abhänge steil und ungegliedert zu 1750—1800 m empor; darüber breiten sich sanftere Gehänge aus; es finden sich hier auch einige Kare; zwei befinden sich am Nordostabhang der Palette, von denen eines ein Seelein birgt.[1]) Die Formen sind ähnlich wie im obersten

[1]) Auch von Schardt erwähnt Beiträge XXII, S. 446.

Etivaztal. (Vergleiche Taf. III, Fig. 3.) Im Halbkreis stehen zahlreiche Drei- und Vierkanter, die die Kammlinie gliedern, wie Wallegg, Blattihorn, Studelhorn, Seeberghorn, Palette, Arnenhorn, Arneschhorn und Witenberghorn.

In den zahlreichen Aufschlüssen am Tscherzisbach findet sich hauptsächlich angeschwemmter Schutt der Wildbäche. Nur beim Talausgang ist typische Lokalmoräne bei Wintermatt in 1250 m entblösst. Demnach endete hier ein etwa 8 km langer Talgletscher, der ein Areal von 16,4 km² besass; die mittlere Höhe des von ihm bedeckten Grundes beträgt 1720 m.

Jüngere Moränen sind im Ursprungsgebiet an drei Orten oberhalb der steilen Talflanken aufgeschlossen. Ein solcher Aufschluss befindet sich am Ostufer des Sees in 1620 m am Weg, der vom untern zum obern Studel führt. Es ist die Endmoräne eines kleinen Hängegletschers. Ein solcher endete auch am Nordostabhang des Arnenhorns fast 250 m über dem See in Punkt 1779, wo die Hütten von Arnen auf Moränen stehen. Eine deutliche Endmoräne umschliesst in 1920 m südöstlich vom Witenberghorn oberhalb einer 400 m hohen Stufe den sanft geneigten Boden des Kars Auss. Witenberg. Die Schneegrenze dieser kleinen Gletscher lag in 1900—2000 m.

f. Der Meielsgrundgletscher.

3 km südlich von Gstad mündet von Westen her mit Stufe und Schuttkegel der Meielsgrund- oder Fallbach in die Saane. Die Stufe ist mit mächtiger Moräne des Lokalgletschers bedeckt, die bei Bachmatten bis 1260 m hinaufreicht. Dieser Gletscher war bis hierher 5 km lang. Seine Zunge lag in einem typischen Taltrog, der in 1400 m plötzlich mit beckenartig erweiterter Sohle endet, dem Meielsgrund; allseitig streben steile Anhänge und senkrechte Felswände, wie die Wandfluh, empor. Der Firn des Gletschers befand sich oberhalb 200—500 m hoher Stufen in zwei Mulden, einer breiten, dem Obermeiel, zwischen Rothorn, Witenberghorn und Furggenspitz, und einer schmälern, dem Gummberg. Hier liegen noch jüngere Moränen, die bei der Gummmatte am Weg in 1500—1550 m und bei den Gummberghütten in 1709 und 1775 m aufgeschlossen sind. In diesen Aufschlüssen kann deutlich die aus grossen, eckigen Blöcken zusammengesetzte Oberflächenmoräne von der untern Grundmoräne unterschieden werden; in der letztern finden sich besonders schön

polierte und gekritzte Kalkgeschiebe. Sie entstammen der Gummfluhkette, die im Norden das Gummbergtälchen flankiert. Die Moränen in 1700—1800 m gehörten drei Hängegletschern an; der eine kam von Norden von der Pointe sur Combaz bis 1700 m herab; der andere stieg von der Gummfluh von Nordwesten bis 1775 m herunter; der dritte lag am Nordabhang des Rothorns in der Wildkehle, östlich vom Col de Jable (1888 m). Als der Meielsgrundgletscher in 1260 m endete, lag die Schneegrenze etwa in 1700 m. Dann wich sie allmählich auf 1800 bis 2000 m zurück. Von den Wildbächen stammen zahlreiche Schuttkegel im Meielsgrund; abgestürzter Schutt findet sich dagegen reichlich in den oberen Nischen.

Die Erkenntnis der Stadien des Arnen- und des Meielsgrundgletschers wird durch Beobachtungen im Saanetal gefördert. Es wurde angenommen, der Saanegletscher habe in der ersten Phase des Bühlstadiums bis Château-d'Oex gereicht, in der dritten bis Gstad. Nun liegt eine jüngere Endmoräne im Saanetal 2 km oberhalb von Gstad bei Boden. Die linksufrige Moräne enthält ausschliesslich Flyschgesteine und zieht gegen Eichmatten über die Talstufe des Fallbachs hinauf, wo sie in 1200 m in Lokalmoräne übergeht. Die beiden Lokalgletscher konnten also bis zum Ausgang der Seitentäler gelangen, als im Haupttal der Saanegletscher bis Boden reichte. Wir nahmen für diese Phase eine Schneegrenze von 1700 m im Gebiet der Lokalgletscher an. Da die Depression der Schneegrenze 900—1000 m beträgt, gehört diese Phase noch ins Bühlstadium, und zwar ist es die letzte. In der ersten Phase desselben waren die beiden Lokalgletscher noch mit dem Hauptgletscher verschmolzen. Die Entwicklung der Kar- und Hängegletscher im Ursprungsgebiet fällt somit ins Gschnitzstadium.

g. Zusammenfassung.

In der Tornettazgruppe lagen im Bühlstadium sechs selbstständige Talgletscher, die 4—9 km lang waren und eine Schneegrenze von 1600—1700 m besassen. Alle stammten aus Karnischen, die sich hoch über der Talsohle befinden. In diesen Karen deuten ausgeprägte Endmoränen ein jüngstes Stadium vor dem völligen Verschwinden an. Wir können es als Gschnitzstadium bezeichnen. Damals gab es 26 kleine Kar- und Hängegletscher mit einer Schneegrenze von im Mittel 2000 m, Depression 600

bis 700 m. Entsprechend der grossen Zahl der hintereinander liegenden Endmoränen rückte die Schneegrenze allmählich von 1600 m bis 2200 m empor. Die von den Gletscherzungen bedeckten Talstücke sind trogförmig profiliert, und in denselben bauen zahlreiche Wildbäche breite Schuttkegel auf. In den Gehänge- und Karnischen erreicht der abgestürzte Schutt grosse Mächtigkeit. Es finden sich im ganzen sieben kleine Seen und drei Sümpfe in diesem Gebiet; drei Seen sind Felsbecken; die vier andern werden von Moränen abgedämmt. Ein grösserer See liegt im Talschluss eines Trogtales; sechs kleinere befinden sich in Karen.

2. Spuren der Eiszeit am Gifferhorn.

Zwischen Lauibach und Simme erhebt sich die Gifferhorngruppe, die symetrisch zu den beiden Flüssen nach Nordwesten und nach Nordosten hin entwässert wird. So mündet bei Bissen in den Lauibach der Turbach, der erst nach Norden, dann nach Westen fliesst und im Unterlauf von Süden den «Scheidbach» aufnimmt. Zwischen beiden rinnt aus einer schuttreichen Nische am Nordabhang des Gifferhorns der Berzgummbach herab ins Turbachtal. Die Talsohle des letzteren ist oberhalb Bissen bis «Beim Bad» und Statt mit mächtigem Moränenschutt angefüllt, in den die Bäche tief eingeschnitten sind, ohne den Fels zu erreichen, so namentlich beim Weiler zum Scheidbach, der sich auf einer Moränenterrasse ausbreitet. Auf dem rechten Ufer wird der Gletscherschutt von Schuttkegeln zahlreicher Wildbäche bedeckt. Die Gesteine in den Moränen sind ausschliesslich Flyschbreccie und dunkle Schiefer, sodann Rauchwacke, die am Amselgrat bei der Talbiegung ansteht. Nummulitenkalk der Hochalpengletscher fehlt. Die lokalen Gletscher, die in der ersten Phase des Bühlstadiums noch mit dem Saanegletscher verschmolzen waren, lagerten die Moränen im untern Turbachtal ab, als Saane- und Lauenengletscher bei Gstad endeten, also in der letzten Phase des Bühlstadiums. Zudem finden sich in allen drei Talrinnen Moränen, die im Gschnitzstadium entstanden.

Oberhalb der Talbiegung dehnt sich im Turbachtal bei Plagfang eine kleine, deutliche Schotterterrasse aus, an die sich bei Wintermatten eine ausgeprägte Endmoräne knüpft; diese ist vom Bach und in Wegeinschnitten an mehreren Orten gut aufge-

schlossen worden; so auch ein zweiter Wall bei Pfaffenberg. Talaufwärts fehlen Moränen; dagegen ist die Schuttbildung durch Absturz, Lawinengang und Anschwemmung eine sehr auffallende. Diese Tatsache rührt daher, dass das obere Turbachtal einen typischen Taltrog bildet, dessen Talflanken eine zu grosse Steilheit besitzen; ja am Ostabhang des Gifferhorns kommen hohe Felsabstürze mit senkrechten Wänden vor, über denen sich eine weniger steile Berglehne hinzieht, der Giffer Schafberg. Talaufwärts wird das Tal breiter und hört mit zwei Nischen auf, die sich oberhalb einer Stufe ausdehnen, das Roscheli und Mattismäder.

Auffallender ist die Stufe im Tal des Scheidbaches. Oberhalb derselben liegt in 1896—2000 m das von Rundbuckeln und einem Moränenwall belebte Kar Turnels. Unterhalb der 250 m hohen Stufe, über welche der Bach in schönem Fall hinunterstürzt, ist das Tal trogförmig profiliert, und auch hier breiten sich riesige Schuttkegel aus. In 1500 m schliesst der Bach bei Zingerisberg die Endmoräne des ehemaligen Turnelsgletschers auf.

Am Nordabhang des Gifferhorns liegt eine von weitem bemerkbare Endmoräne bei Berzgumm in 1670 m.

Die drei Endmoränen lassen auf drei Gletscher schliessen, die eine Schneegrenze von etwa 1900 m verlangten.

VII. Gesamtzusammenfassung über die Vergletscherung der Voralpen.

In den Voralpen des Saanegebietes zeigten zahlreiche kleine Gletscher eine selbständige Entwicklung, als sich der Saanegletscher bis Château-d'Oex zurückgezogen hatte. Damals machten diese lokalen Gletscher einen gut ausgesprochenen Vorstoss, welchem mehrere Rückzugsphasen folgten. In der ersten Phase lag die Schneegrenze am Aussenrand der Alpen in 1500 bis 1600 m, im Innern in 1600—1700 m. Die Depression der Schneegrenze von rund 1000 m spricht deutlich für das Bühlstadium. Den Rückzugsmoränen zufolge stieg sodann die Schneegrenze allmählich auf 2000—2200 m. Deutliche Moränen lassen auf ein etwas längeres Verweilen der Schneegrenze in 1800 m am Aussenrand und in 1900—2000 m im Innern schliessen. Wir können demnach in den über 2000 m hohen Gebirgen das Gschnitzstadium erkennen.

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.

Begleitwort zur Karte.

Die beigeheftete Kurvenkarte des Saanegebietes (im Massstab 1 : 100 000) wurde in zuvorkommender Weise von der Firma Kümmerly & Frey in Bern zur Verfügung gestellt; sie ist der von genannter Firma geschaffenen neuen *Schulwandkarte des Kantons Waadt* entnommen. Daher hat sie nur den Charakter einer Uebersichtskarte; eine Reihe im Text angeführter Punkte, Bäche, Gipfel und Orte ist weggelassen; die vorhandenen Gewässer sind zu breit gezeichnet, und viele deutsche Oertlichkeiten sind auf der Karte französisch benannt, da die Schulwandkarte ja für einen französischen Kanton bestimmt ist: so Saanen (Gessenay), Gsteig (Châlet), Jaun (Bellegarde), Imfang (La Villette), Schwarzsee (Lac noir), Saane (Sarine) und Jaunbach (Jogne). Die Sprachgrenze zieht ja auch mitten durch das Gebiet von Norden nach Süden hindurch.

Auf meinen Wunsch wurden die Strassen und Eisenbahnen weggelassen, da diese schwarzen Linien das Kartenbild für unsere Zwecke unnötig belasten. Störend wirken aber nun die dadurch entstandenen, weiss hervortretenden Streifen zwischen den braun gehaltenen Höhenkurven, namentlich in den Talengen, wo der Raum für die Verkehrslinien ausgespart war.

Taf. I.

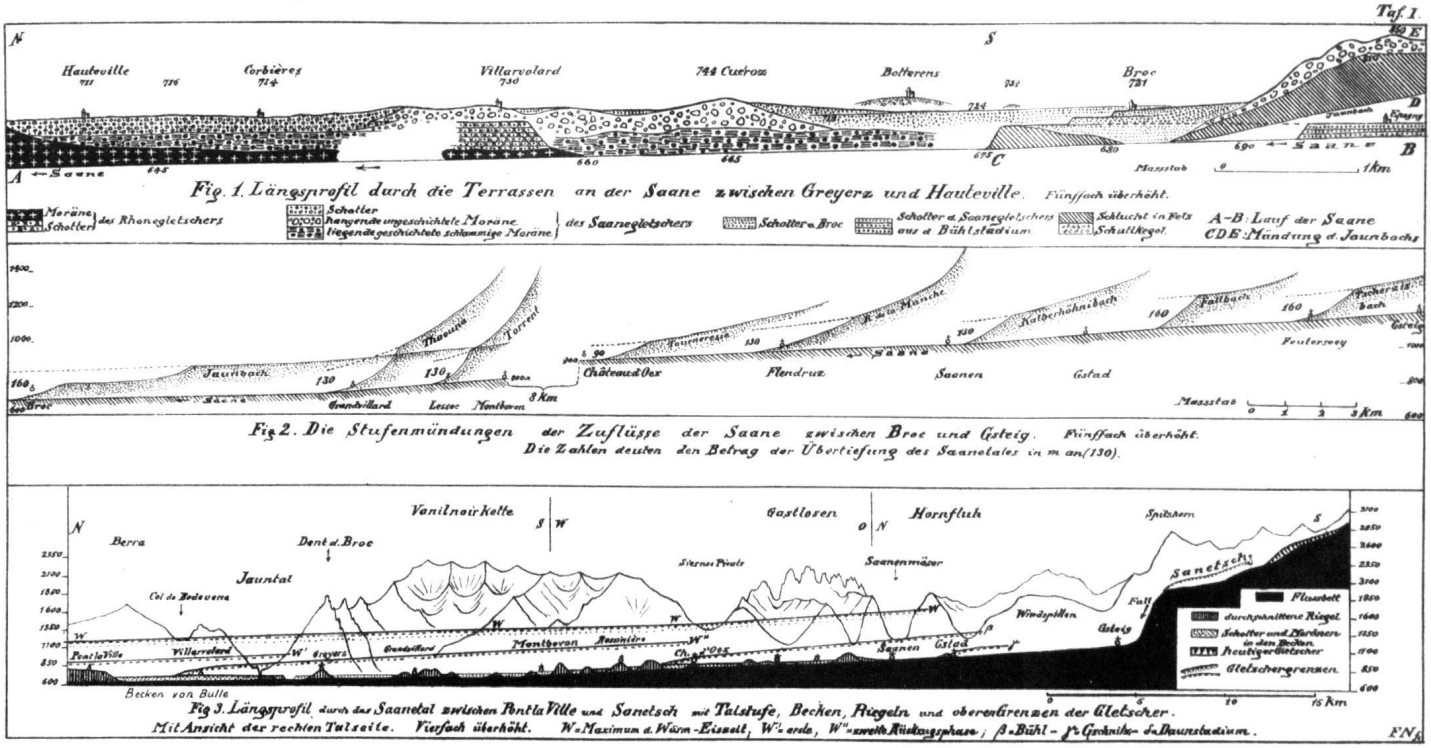


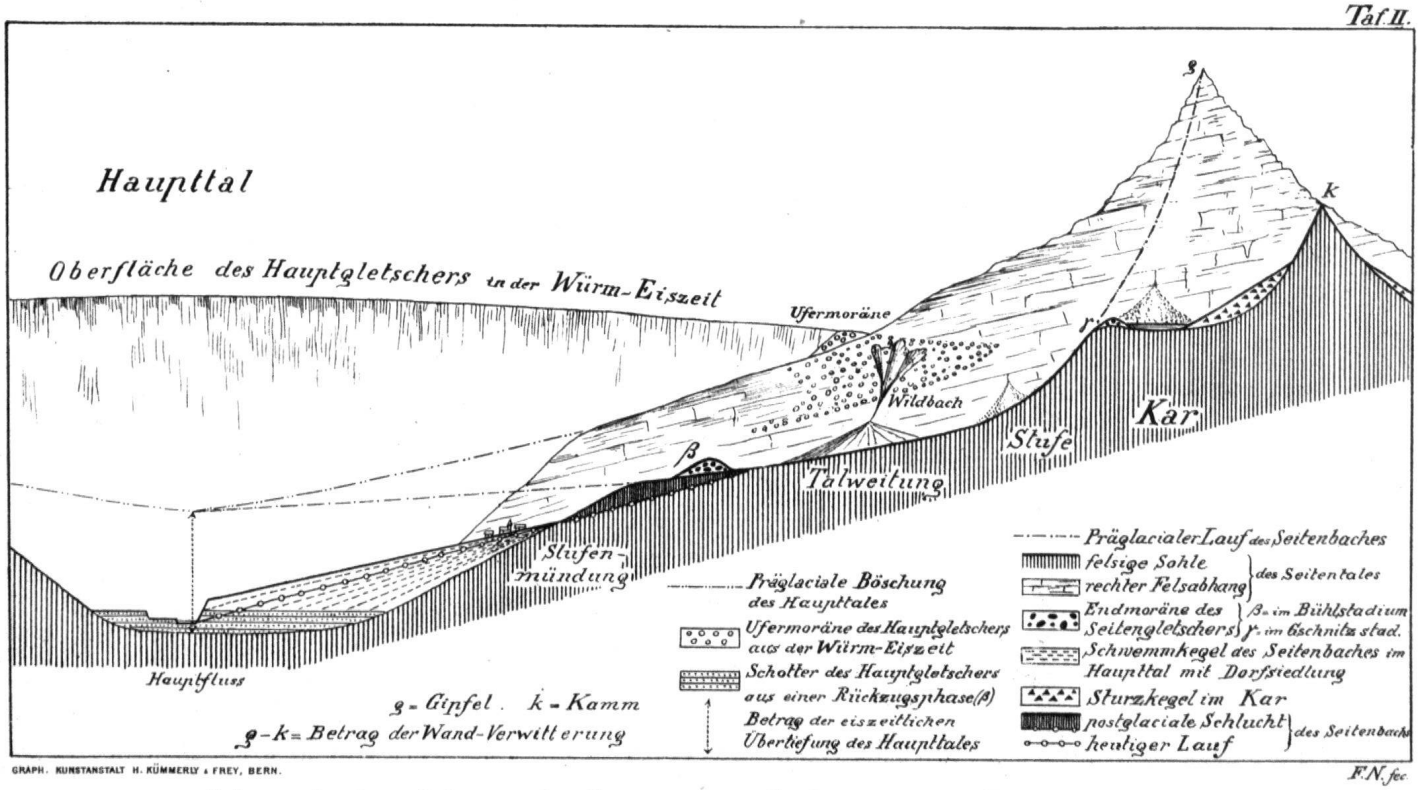
Fig. 1. Längsprofil durch die Terrassen an der Saane zwischen Greyerz und Hauteville. Fünffach überhöht.

Fig. 2. Die Stufenmündungen der Zuflüsse der Saane zwischen Broc und Gsteig. Fünffach überhöht.
Die Zahlen deuten den Betrag der Übertiefung des Saanetales in m an (130).

Fig. 3. Längsprofil durch das Saanetal zwischen Pont la Ville und Sanetsch mit Talstufe, Becken, Riegeln und oberen Grenzen der Gletscher.
Mit Ansicht der rechten Talseite. Vierfach überhöht. W = Maximum d. Würm-Eiszeit, W' = erste, W'' = zweite Rückzugsphase; β = Bühl- γ = Gschnitz- d. Daunstadium.

GRAPH. KUNSTANSTALT H. KÜMMERLY & FREY, BERN.

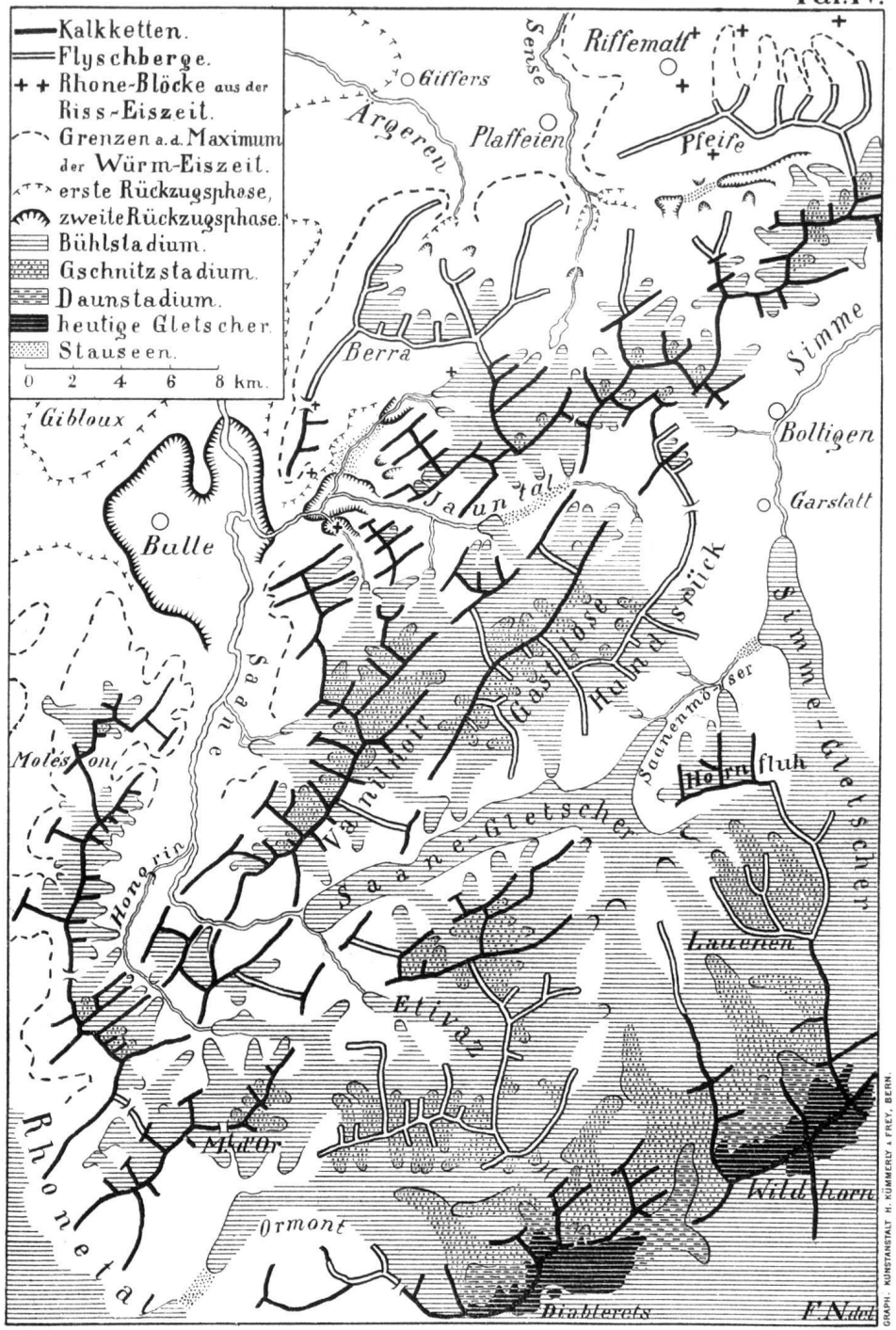
Taf. II.



GRAPH. KUNSTANSTALT H. KÜMMERLY & FREY, BERN.

F.N. fec.

Schematischer Längsschnitt durch ein Seitental in den Freiburger-Alpen.



Gletscherkarte vom Saanegebiet.

Fig. 1. Quertal im Kettenjura.
Die harten Schichten bilden zackige, jäh aufstrebende Formen. Diese sind nur durch Verwitterung u. fliessendes Wasser entstanden. Motive von Court u. Moutier.

Fig. 2. Quertal in den Freiburger Kalkalpen.
g = obere Gletschergrenze; bis g gerundete, darüber zackige Felsrippen
M' u. M² = Endmoränen d. Hauptgletschers. m = Moräne des Kargletschers. K = Kar.
r = Rundbuckel: Motiv Rossinière. G: Motiv Greyerz. H: Motiv Montboron. J: Jauntal.

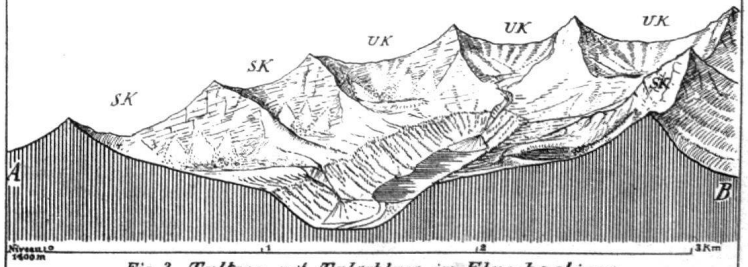
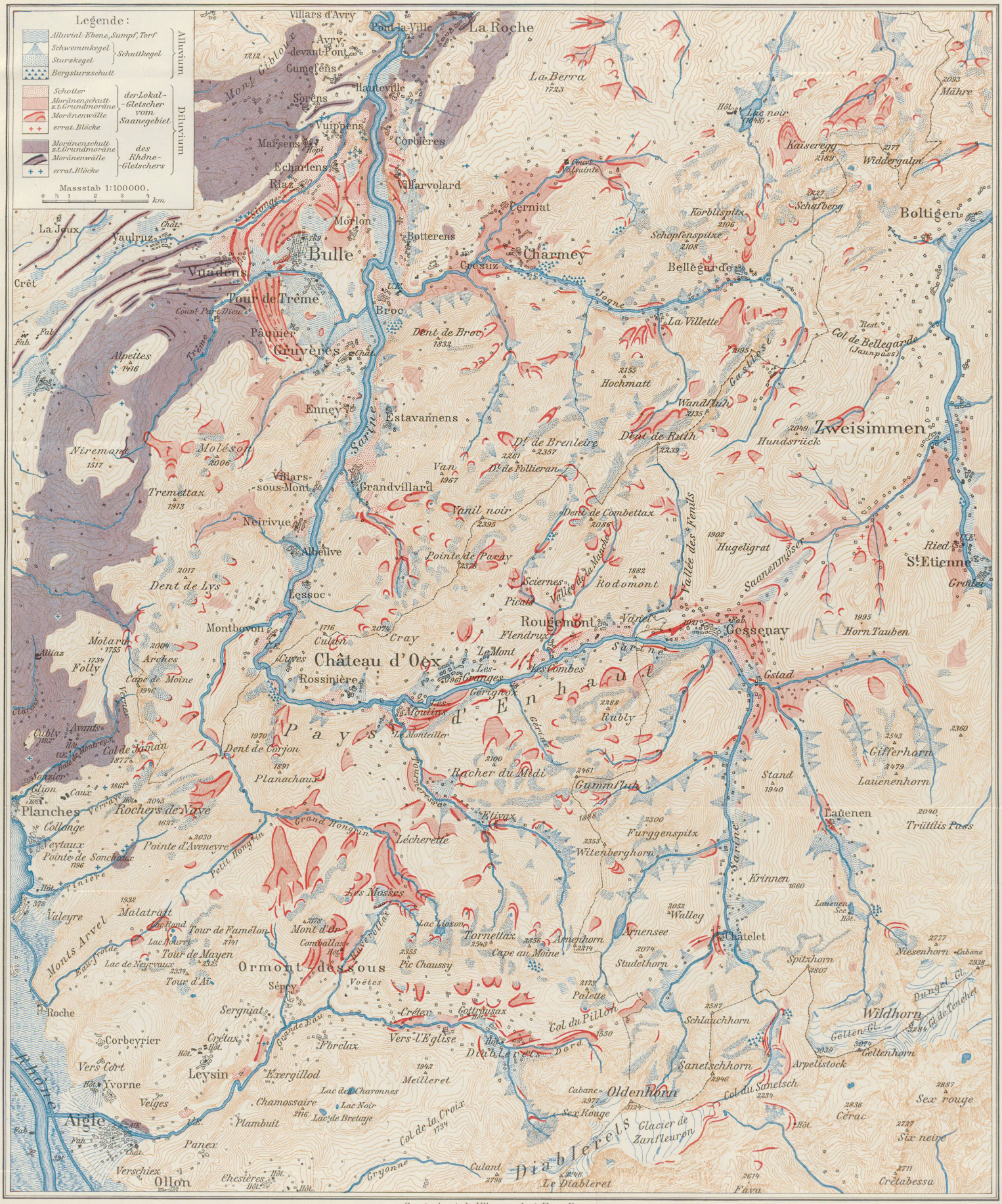


Fig. 3. Taltrog mit Talschluss im Flyschgebirge.
Profil A–B ist gleich dem Querprofil Blattenhorn-Arnensee-Arnenhorn. Höhe: Länge: 1:1
UK: Ursprungskare SK: Seitenkare. Motive aus d. Tornettaz-Gruppe.

GRAPH. KUNSTANSTALT H. KÜMMERLY & FREY, BERN. F.N. del.

Karte der quartären Ablagerungen des Saanegebietes

von Fritz Nussbaum.


Legende:
Alluvium
Alluvial-Ebene, Sumpf, Torf
Schwemmkegel
Sturzkegel
Schuttkegel
Bergsturzschutt
Diluvium
Schotter
Moränenschutt z.t. Grundmoräne
Moränenwälle
errat. Blöcke
der Lokal-Gletscher vom Saanegebiet
Moränenschutt z.t. Grundmoräne
Moränenwälle
errat. Blöcke
des Rhône-Gletschers
Massstab 1:100000.
0 ½ 1 2 3 4 km.
Villars d'Avry
Pont-la-Ville
La Roche
Avry-devant-Pont
Gumefens
Sorens
Hauteville
Vuippens
Marsens
Echarlens
Riaz
Corbières
Villarvolard
Cerniat
Morlon
Botterens
Bulle
Vuadens
Tour de Trême
Broc
Pâquier
Gruyères
Enney
Estavannens
Charmey
Cresuz
Bellegarde
La Villette
Hochmatt
Wandfluh
Dent de Ruth
Zweisimmen
Hundsrück
Boltigen
Schafberg
Kaiseregg
Widdergalm
Mähre
Lac noir
Körblispitze
Schopfenspitze
Col de Bellegarde (Jaunpass)
Dent de Brenleire
Dent de Follieran
Dent de Combettaxe
Vanil noir
Pointe de Paray
Sciernes Picat
Rodomont
Vallée des Fenils
Hugeligrat
Saanenmöser
St. Etienne
Ried
Gruben
Rougemont
Flendruz
Vanel
Cessenay
Horn Tauben
Gstad
Château d'Oex
Rossinière
Les Combes
Les Granges
Gérignoz
Rubly
Pays d'Enhaut
Le Monteiller
Dent de Corjon
Planachaux
Racher du Midi
Gummfluh
Stand
Gifferhorn
Lauenenhorn
Lauenen
Trüttlis Pass
Furggenspitze
Witenberghorn
Etivaz
Lécherette
Grand Hongrin
Petit Hongrin
Rochers de Naye
Planches
Collonge
Veytaux
Pointe d'Aveneyre
Pointe de Sonchaux
Les Mosses
Lac Lioson
Tornettaxe
Cape au Moine
Armenhorn
Arnensee
Walleg
Studelhorn
Pic Chaussy
Ormont-dessous
Sépey
Voëtes
Mont d'Or
Tour de Famélon
Tour de Mayen
Tour d'Ai
Lac de Neyrvaux
Lac Rond
Lac Noir
Malatrait
Valeyre
Monts Arvel
Roche
Sergnat
Corbeyrier
Crétaz
Vers Cort
Yvorne
Leysin
Exergillod
Chamossaire
Lac de Chavonnes
Lac Noir
Lac de Bretaye
Meilleret
Veiges
Aigle
Plambuit
Panex
Verschiez
Ollon
Chesières
Col de la Croix
Gryonne
Culant
Le Diableret
Glacier de Zanfleuron
Sex Rouge
Oldenhorn
Col du Sanetsch
Sanetschhorn
Arpelistock
Geltenhorn
Wildhorn
Gelten-Gl.
Dungel-Gl.
Gl. de Tenehet
Niesenhorn
Spitzhorn
Schlauchhorn
Col du Pillon
Palette
Gottrausax
Vers l'Eglise
Forclaz
Grande Eau
Sex rouge
Cérac
Six neire
Crêtabessa
Faxa
Châtelet
Krinnen
Lauenen See
Saane
Rhône
Tinière
Veyrais
Gryonne
Culan
Cray
Molard
Folly
Arches
Cape de Moine
Cubly
Avants
Col de Jaman
Glion
Caux
Niremont
Moléson
Tremettaxe
Villars-sous-Mont
Grandvillard
Neirivue
Albeuve
Dent de Lys
Lessoc
Montbovon
Alliaz
Clarens
Vevey
Mont Gibloux
Tour de Trême
Pâquier
Alpettes
Crêt
La Joux
Vaulruz
Chât.
Fab.
Count Pat. Dieu
Trême
Sarine
Jogne
Gérine
Tourneresse
Petit Hongrin
Grand Hongrin
Haute Broye
Haute Mentue
Haute Menthue
Haute Menthue
Haute Menth