3. Geologische Beobachtungen im Tessinthal.

Von Herrn F. M. Stapff in Airolo.

Hierzu Tafel XX.

(Fortsetzung.)[1])

3. Gletscher.[2])

Das Tessingebiet bis zur Mündung des Brenno umfasst 423 km². Es war einst fast ganz vergletschert[3]), während gegenwärtig Gletscherüberreste nur noch 9 km² oder 2,1 pCt. seiner Fläche einnehmen. Obwohl zum Studium lebendiger Gletscher also wenig geeignet, bietet es doch gute Gelegenheit, die Spuren gewesener bis an ihre Wurzeln zu verfolgen.

---

[1]) Siehe diese Zeitschr. XXXIV. pag. 41.

[2]) Manche der im Folgenden entwickelten Ansichten über Gletscher-Physik wurden schon in „Studien über die Wärmevertheilung im Gotthard", I. Th. 1877. pag. 22 ff., sowie im Text zu dem geologischen Gotthardprofil 1880. pag. 12 ff. geltend gemacht. Ausführlicher darüber handelt eine noch nicht veröffentlichte Arbeit über die Wärmevertheilung am Gotthard, welcher auch die meisten, hier benutzten, meteorologischen Daten etc. entnommen sind.

[3]) Viele, z. Thl. celtogallische Localnamen deuten auf Gletscher, Lavinen, Schnee, Eis. Pizzo Forno = Gletscherspitze (an welcher jetzt nur noch einzelne Schnee- und Eisflecken kleben); Val Bedretto = Gletscherthal, von Vedra, Vedretta abgeleitet, dem in Graubünden gebräuchlichen Namen für Gletscher, während jetzt im Tessin „Ghiacciajo" die gewöhnlichste Bezeichnung ist. Die den Touristen aufgetischte Deutung: „Birkenthal" scheint schon deshalb unrichtig, weil in Bedretto nicht mehr Birken wachsen als in irgend welchem anderen Thal des Tessin, und weil die Bewohner keinen anderen Namen für Birke kennen als betula oder bedello. Nach der zwischen 193 und 235 n. Chr. zusammengestellten Meilentabelle der römischen Strassen (Tabula Peutingeriana) wohnen nördlich vom „Lacus Clisius" (Lago Maggiore?) die „Betueteli". Stalvedro dürfte auch richtiger Vedrastalden zu deuten sein, d. h. steiler Aufstieg zum Gletscherthal, als „Stabulum (castrum) vetus", wie Padre Angelico meint. Stalden, allein und in Zusammensetzungen wie Riemenstalden, Irnisstalden (Biaschina) und dergl. ist ein landläufiger schweizerischer topographischer Begriff. Gesucht scheint auch Padre Angelico's Deutung des Dorfnamens Dalpe: „de albe, delle nostre antichi pergamene dal celtico alb, alp od anche ἄλπεις, quindici il latino albus, albe, nome che si dava alle Alpe pella bianchezza dei ghiacci e delle neve." Die häufig vorkommende Bezeichnung „Ganna" für steinige Alpweide etc. hängt wahr-

Die jetzige Firnregion des Tessinthales beginnt (theoretisch) 2875 m ü. M. und umfasst gleichfalls gegen 9 km², deckt sich deshalb aber keineswegs mit der Gletscherregion; denn während einerseits zahlreiche Kämme und Gipfel bar aus dem Firn hervorragen, strecken sich andererseits vereinzelte Gletscherzungen durch den Gürtel der ständigen Schneeflecken etc., welche im Mittel bis 2460 m hinabgehen.

Nebst Gletscher und Firn nimmt der Schnefleckengürtel 46,5 km.² oder 11 pCt. des ganzen Thalgebietes ein. Dies Areal könnte unter jetzigen klimatischen Verhältnissen ebenso vergletschert sein wie ehemals das ganze Thalsystem, wenn sein Firn noch genügende Subsistenzmittel gewährte. Da dem gletscherfähigen Terrain von 46,5 km² ein Firngebiet von 9 km² zukommt, so könnte man rückwärts schliessen, dass zu dem einstigen Gletscherterritorium von 423 km² 82 km² Firn gehörten, welcher zu etwa 2200 m ü. M. hinbgereicht hätte. Oder auch müsste auf dem jetzigen Firngebiet von 9 km² zur Gletscherzeit etwa 9 mal so viel geschneit sein als gegenwärtig. Auf dem Gotthard fällt jährlich im Mittel 1208 mm Wasser als Schnee. Darf das Niederschlagsquantum der Firnregion gleichgross angenommen werden, so müssten daselbst (zur Gletscherzeit) 10872 mm Wasser geschneit sein. Dies scheint nicht unmöglich, aber wenig wahrscheinlich; denn wenn es auch zu Tscherrapundschi jährlich 12300 mm regnet, so ist doch kein Ort auf Erden bekannt, wo jetzt ein entsprechendes Schneequantum fiele. Daraus dürfte hervorgehen, dass zur Gletscherzeit die Firngrenze wirklich tiefer gelegen hat als gegenwärtig; und dies ist nur denkbar, wenn in gleicher Meereshöhe die Bodenwärme damals niedriger war. Gegen vorhergehende Proportionirung lässt sich mancherlei einwenden; sie ist auch nicht zur Ermittelung von Zifferwerthen aufgestellt, sondern nur um von vornherein auf die Bedeutung der Bodenwärme bei Gletscherbildung aufmerksam zu machen.

Auf der Nordseite des Gotthard, im Reussgebiet, haben

---

scheinlich mit Gandecke = Moraene zusammen; und richtiger wäre wohl Val Ganaria anstatt Val Canaria zu schreiben. Nuffenen = Novèna = neuer (kürzlich gletscherfrei gewordener) Pass? (Eus = Enge = stretto, serrato)? Was bedeutet der uralte Name für Gotthard: „Urseler", welcher sich noch in Ursernthal, Piz Orsino, Orsiroro u. dergl. wiederfindet, aber auch in Graubünden vorkommt (Urselle), und vielleicht mit dem Namen des dalekarlischen Kirchspiels „Orsa" sprachlich zusammenhängt? Es ist zu bedauern, wenn auf neueren topographischen Karten volksthümliche Localnamen durch hochtrabende Bezeichnungen ersetzt werden, welche, einmal gedruckt, officiell aber deshalb nicht wahr werden.

rd. 33′. m Nord- tunnels. M.	Airolo. N. Br. ca. 46° 31′. 15040 m südlich vom Nordportal des Gotthardtunnels. 1154 m ü. M.
	6,20°
$\frac{1}{VIII}$	19,44°, $\frac{24}{VII}$ – $\frac{3}{VIII}$ (1162 m)
– $\frac{12}{II}$	– 5,49°, $\frac{9}{I}$ – $\frac{19}{I}$ („)
	24,93°
Tage	$\frac{2}{III}$ – $\frac{21}{XI}$, 264 Tage
	9,39°
Tage	$\frac{21}{XI}$ – $\frac{2}{III}$, 101 Tage
	– 2,70°
	$\frac{28}{X}$
Tage	$\frac{20}{XI}$ – $\frac{30}{III}$, 131 Tage
	80
	1047 mm
	43
ser)	564 mm (Wasser)
	123
	1611 mm
	8,16°
	11,45°
	6,99°
	1,96°

Folgende Daten sind aus Beobachtungen von 1864–80 abgeleitet, welche aber für keinen der 4 Orte diese ganze Reihe von Jahren umfassen; deshalb nicht immer direkte sind, sondern durch vielfache Interpolationen ergänzt.	Göschenen. N. Br. ca. 46° 40′. 430 m nördlich vom Nordportal des Gotthardtunnels. 1128 m ü. M.	Andermatt. N. Br. ca. 46° 38′. 3160 m südlich vom Nordportal des Gotthardtunnels. 1448 m ü. M.	St. Gotthard. N. Br. ca. 46° 33′. 11760 m südlich vom Nordportal des Gotthardtunnels. 2100 m ü. M.	Airolo. N. Br. ca. 46° 31′. 15040 m südlich vom Nordportal des Gotthardtunnels. 1154 m ü. M.
Mittlere Jahrestemperatur . . .	5,22°	3,24°	— 0,69°	6,20°
Zehntägige Maximaltemperatur .	18,21°, $\frac{24}{VII}$ – $\frac{3}{VIII}$ (1118 m)	16,18°, $\frac{7}{VIII}$ – $\frac{17}{VIII}$	12,26°, $\frac{21}{VII}$ – $\frac{1}{VIII}$	19,44°, $\frac{24}{VII}$ – $\frac{3}{VIII}$ (1162 m)
„ Minimaltemperatur .	– 6,54°, $\frac{17}{I}$ – $\frac{27}{I}$ („)	– 8,55°, $\frac{3}{II}$ – $\frac{13}{II}$	– 12,42°, $\frac{2}{II}$ – $\frac{12}{II}$	– 5,49°, $\frac{9}{I}$ – $\frac{19}{I}$ („)
Mittlere Temperaturamplitude .	24,75°	24,73°	24,68°	24,93°
Dauer der warmen Saison (über 0°)	$\frac{5}{III}$ – $\frac{21}{XI}$, 261 Tage	$\frac{27}{III}$ – $\frac{7}{XI}$, 228 Tage	$\frac{8}{V}$ – $\frac{20}{X}$, 164 Tage	$\frac{2}{III}$ – $\frac{21}{XI}$, 264 Tage
Mitteltemp. während derselben .	8,79°	7,81°	5,92°	9,39°
Dauer der kalten Saison (unter 0°)	$\frac{21}{XI}$ – $\frac{5}{III}$, 104 Tage	$\frac{7}{XI}$ – $\frac{27}{III}$, 137 Tage	$\frac{20}{X}$ – $\frac{8}{V}$, 201 Tage	$\frac{21}{XI}$ – $\frac{2}{III}$, 101 Tage
Mitteltemp. während derselben .	– 3,21°	– 4,20°	– 6,10°	– 2,70°
Erst. Schnee (excl. Sommerschnee)	$\frac{28}{X}$	$\frac{14}{X}$	$\frac{26}{IX}$	$\frac{28}{X}$
Bleibende Schneedecke . . .	$\frac{20}{XI}$ – $\frac{2}{IV}$, 133 Tage	$\frac{6}{XI}$ – $\frac{24}{IV}$, 169 Tage	$\frac{19}{X}$ – $\frac{5}{VI}$, 229 Tage	$\frac{20}{XI}$ – $\frac{30}{III}$, 131 Tage
Regentage, pr. Jahr . . (Direkte u. interpolirte Beob. 1872–80.)	98	64	47	80
Regenmenge, do.	915 mm	596 mm	698 mm	1047 mm
Schneetage, do.	55	74	88	43
Schneemenge, do.	515 mm (Wasser)	642 mm (Wasser)	1208 mm (Wasser)	564 mm (Wasser)
Niederschlagstage, do. . .	153	138	135	123
Niederschlagsmenge, do. .	1430 mm	1238 mm	1906 mm	1611 mm
Mittl. Bodentemp. in 1,12 m Tiefe	6,57°	5,60°	3,77°	8,16°
do. sonnige Lage .	9,35°	8,08°	5,66°	11,45°
do. schattige Lage .	5,45°	4,51°	2,73°	6,99°
Differenz zwischen mittler Boden- und Lufttemperatur . . .	1,35°	2,36°	4,46°	1,96°

sich merklich grössere Gletscher erhalten als auf der Südseite. Man vergleiche nur mit den Ueberresten des Gries, Cavagnolo, Valeggia, Val torta, Rotondo, Pesciora — sämmtlich im Bedrettothal; oder mit jenen des Sella und Prevot am Pizzo Centrale; oder mit den kleinen Flecken am Massari, Crozlina (Campo Tencia), Pizzo Forno — einen Mutten-, Wyttenwasser-, Stelliboden-, Lucendro-, Guspis-, St. Anna-, Gurschen-, Unteralp-Gletscher, — sämmtlich an der Nordseite des Gotthardmassivs belegen, d. h. an denselben Bergen, welche auf der Tessinseite fast entgletschert sind! Die in's Reussgebiet fallenden grossen Gletscher zwischen Furka, Sustenpass und von da nordostwärts, werden hier absichtlich nicht mit in Vergleich gezogen, weil sie zum höheren Gebirgsland des Finsteraarhornmassivs gehören. Zwischen Nuffenen und Bornengo (im hintersten Winkel des Val Canaria) sind vom Südabhang der Gotthardkette noch 3,9 km² vergletschert; auf derselben Strecke des Nordabhanges (soweit er zum Reussgebiet gehört) dagegen 15,3 km². Niedrigere Jahrestemperatur der Nordseite kann diese vierfach grössere Conservirung nicht erklären. denn die beiderseitigen Gletscher berührten sich in derselben Kammlinie und die Lufttemperatur nimmt am Gotthard per Kilometer nordwärts mit 0,075° ab. Grössere Schneemassen fallen nicht etwa nördlich vom Pass, sondern südlich (Airolo 564 mm, Gotthard 1208 mm, Göschenen 515 mm Wasser als Schnee); die Luft auf der Nordseite ist auch trockener und zehrt das geringere jährliche Schneequantum um so rascher wieder auf, als der bekannte Schneefresser Föhn auf der Nordseite niederfährt. Blieben trotz alledem auf dem Nordabhang des Gotthard viermal grössere Gletscherflächen als auf dem Südabhang, so kann man einen Grund in geringerer Bestrahlung unter ungünstigerem Einfallwinkel suchen; einen anderen in niedrigerer Bodentemperatur. In der Mitte der Gotthardtunnellinie tritt die Bodentemperatur 0° in 2650 m mittl. Höhe ein, wenn die Oberfläche ganz beschattet ist; in 2990 m dagegen, wenn ganz sonnig belegen. Obwohl wir weiter unten sehen werden, dass die theoretische Schneegrenze mit der Geotherme 0° zusammenfällt, so bezeichnen diese Höhenquoten doch nicht stricte die durch locale Verhältnisse vielfach modificirte Firngrenze am Nord- und Südabhang des Kammes; aber sie lassen erkennen, dass diese Grenze auf der Nordseite beträchtlich tiefer hinabgeht als auf der Südseite; dass mithin das Firngebiet der Nordseite grösser sein muss, also auch grössere Gletscher nähren kann als jenes der Südseite.

Die in beiliegender Tabelle zusammengestellten meteorologischen Mittelwerthe einiger Punkte des Gotthardgebietes

bezeichnen die jetzigen klimatischen Verhältnisse desselben, unter welchen seine Gletscher „schwynten". Die Zusammenstellung könnte für die Zukunft von Nutzen sein und schon jetzt einen Vergleich mit dem Klima anderer Gegenden gestatten, deren Gletscher fortbestehen, vielleicht „stossen" (zunehmen). Einige dieser klimatologischen Daten werden überdies im folgenden Kapitel zu Statten kommen.

Da die Temperatur des Gletschereises 0^0 beträgt (abgesehen von Temperaturgraden unter 0^0, welche im Winter nahe der Gletscheroberfläche eintreten, nach denselben physikalischen Gesetzen mit der äusseren Lufttemperatur oscilliren wie die Erdbodentemperaturen, und welche auf dem hinteren Aargletscher schon in 42 Fuss Tiefe $-0{,}3^0$ nicht untersteigen), so muss nothwendigerweise die Temperatur des Bodens unter jedem wirklichen Gletscher $\leqq 0^0$ sein. Denn wenn die Hauptursache der Gletscherbewegung Gleiten auf dem vom Schmelzwasser schlüpfrigen und in allen Vertiefungen schmandigen Boden ist, so muss ein Abschmelzen des Eises von unten [1]) auch im Winter stattfinden, da in dieser Jahreszeit eine langsame Gletscherbewegung gleichfalls stattfindet. Dies winterliche Abschmelzen von unten setzt aber eine Bodentemperatur $> 0^0$ voraus [2]), weil sonst der Gletscher auf seinem Boden festfrieren und höchstens bei starker Neigung gelegentlich losreissen und abwärts fahren würde. Ist aber die durch grossen Druck herbeigeführte Herabsetzung des Schmelzdruckes Ursache der Viscosität und Beweglichkeit des Eises, so setzt dieselbe gleichfalls eine Eistemperatur wenig unter 0^0 oder von 0^0 voraus. Denn um Eis von -1^0 zu schmelzen, ist schon ein Druck von 133 Atm. oder ca. 1400 m

---

[1]) Dies nimmt schon Wahlenberg an. Er sagt in „Berättelse om Mätnnigar och Observationer för att bestämma Lappska fjällens höjd och temperatur vid 67 graders polhöjd; förrättade år 1807. pag 24: „Dies alles zeigt deutlich, dass das Eis successive von unten abschmilzt, und dies muss eine Folge der Wärme der unterliegenden Bodenfläche sein, welche, da sich der Gletscher mehrere hundert Fuss unter die Schneegrenze erstreckt (wo die Temperatur $+0{,}4^0$ beträgt), noch ziemlich hoch sein kann."

[2]) Oder Quellen unter dem Eis. Die höchsten mir bekannten ständigen Bodenquellen des Gotthardgebietes liegen 2522, 2640, 2670 m ü. M.: also noch unterhalb der theoretischen oberen Gletschergrenze. Mit „Bodenquellen" sind solche Quellen gemeint, welche sich zwischen dem anstehenden Gestein und der Oberfläche sammeln, und zwar tief genug unter letzterer, dass sie keine tägliche Temperaturschwankungen zeigen, wie die sogen. Rasenquellen. Die mittlere Tiefe, in welcher die Wässer der am Gotthard längere Zeit beobachteten Bodenquellen circuliren, ist 1,12 m $\pm$ 0,49; und auf diese Tiefe beziehen sich auch die in vorliegendem Aufsatz vorkommenden Bodentemperaturangaben.

Gletscherdicke erforderlich. Solche Mächtigkeit besitzt kein Gletscher im Tessingebiet und hat nie einer besessen, wie wir weiter unten sehen werden. Unabhängig von der Gletscherdicke kann allerdings auch durch Hemmung der bewegten Masse lebendige Kraft in Druck (resp. Wärme) umgesetzt und dadurch Schmelzung unter dem Gefrierpunkt herbeigeführt werden. Nach Beseitigung solchen Druckes würde das Geschmolzene auf einem Boden kälter als 0° aber sofort wieder erstarren und festfrieren; die Existenz flüssiger Grundmoränen wäre unmöglich, wenigstens im Winter und unter den oberen Partieen eines Gletschers; die Bewegung keine continuirliche.

Dass die Temperatur des Bodens, selbst unter hochgelegenen Gletschern, thatsächlich den Gefrierpunkt übersteigt, zeigten einige Beobachtungen unter dem Eisthor des östlichen St. Annagletschers (2460 m ü. M.) im August 1877. Die mit Minimi- und Maximithermometern gemessene Temperatur des unter dem Eis hervortretenden Wassers schwankte zwischen 0,38° und 0,78°. Ich habe den Versuch leider nicht einen Winter durch fortsetzen können; am 16. Juni 1877 mich aber übezeugt, dass der Bach an der obersten Staffel des Felsenthales, etwa 200 m vom Gletscherthor, floss; obwohl die Schneeschmelze ringsum noch nicht eingetreten war. Man darf also wohl annehmen, dass während des ganzen Jahres unter dem Annagletscher Wasser hervorkommt, dass also der Boden unter selbigem wärmer als 0° ist.

Chydenius fand am 22. Juli 1861 die Schmelzwassertemperatur des Gletschers Veteranen im südlichsten Winkel der Lommebay (79° 22′ nördl. Br.) auf Spitzbergen: 0,05° am ersten Fall, 0,75° dicht unter dem Gletscher zwischen Eisstücken, 0,1° im einen Arm des Abflusses, 0,25° im anderen. Lufttemperatur 2,5° (O. Torell, Svenska Expeditionen till Spetsbergen, 1861. pag. 292). Diese Ziffern lassen gleichfalls erkennen, dass die Bodentemperatur unter „Veteranen“ 0° übersteigt.

Es ist bekannt, wie sehr die Gletscherbewegung durch reichliche Schmelzwasser und sommerliche Regengüsse beschleunigt wird. Alle anderen Bewegungsursachen in ihrem Werth gelassen, glaube ich, dass das Eis mancher Gletscher auf der schlammigen Grundmoräne wie mit einem Untereismurgang zu Thal geht. Der Schlammstrom folgt natürlich den Bodenvertiefungen; die einmal in Bewegung befindliche grosse Eismasse muss aber auch über die nackten zwischenliegenden Klippen schieben —; dass dabei die Geschwindigkeit an verschiedenen Querprofilpunkten des Eisstromes sehr ungleich

werden kann, ist ganz natürlich, ebenso die Unregelmässigkeit der Bewegung einzelner Bruchstücke des Gletschers. Wie launenhaft ist doch schon die Bewegung einer Scholle, welche mit tausend anderen zusammengepackt dem Eisgang eines Stromes folgt: ein gegebener Punkt der Scholle rückt vorwärts, rückwärts, aufwärts, abwärts, links oder rechts: aber das Resultat aller dieser kleiuen Bewegungen der Scholle ist, dass sie dem Strom folgt. Von der Beweglichkeit des Schlammes unmittelbar am Gletscherrand habe ich mich übrigens öfters überzeugt. Bei den oben erwähnten Temperaturbeobachtungen waren z. B. die Thermometer nach wenigen Tagen nicht nur im Schlamm des Gletscherbaches eingesunken, sondern sie hatten sich zugleich mit den Pflöcken und Steinen am Bachrand, woran sie festgebunden waren, abwärts bewegt.

Aus der Bedingung, dass die Bodentemperatur unter jedem wirklichen Gletscher $\leqq$ 0 ist, folgt unmittelbar, dass die Grenzlinie zwischen Firn und Gletscher mit der Geotherme 0° zusammenfällt, welcher am Gotthard die mittlere Lufttemperatur —6,5° entspricht; über derselben belegene Schnee- und Eisfelder sind Firn, welcher sich nicht bewegt oder aus anderen Gründen bewegt als das unten anstossende Gletschereis; z. B. deshalb, weil er seine Stütze verliert wenn letzteres abgleitet, oder weil sein Bett so stark geböscht ist, dass er gelegentlich abfährt; oder weil das im Hochsommer an den kahlen Gräten abschmelzende Wasser unter den Firn sickert und ihn von seiner Unterlage abschmilzt; oder durch Ablösen von Lawinen und Wächen etc.

Der Uebergang aus Firn in Gletscher erfolgt aber allmählich, so dass sich scharfe Grenzlinien zwischen beiden durch unmittelbare Beobachtung nicht leicht fixiren lassen, um so weniger, als das in den Firnschnee einsickernde Sommerwasser seine tieferen Schichten endlich in körniges Eis verwandelt. Auf dem nordwärts fliessenden St. Annagletscher lag im September 1877 die Firngrenze 2725 m ü. M.; der kleine Gletscherfleck des ca. 2750 m hohen Sellapasses beginnt auf der Sattelhöhe mit Firnschnee; ebenso in 2900 m der sonnseitige Rotondo- und Pescioragletscher. In der Regel erreichen aber die Gletscherüberreste im Tessin nicht mehr die Kammhöhe, und ihr jetziger oberer Rand verdient kaum den Namen Firn. Die an den Südabhang des 3003 m hohen Pizzo Centrale gelehnten Sella- und Prevotgletscher beginnen z. B. 2800 bis 2900 m ü. M. Diese Beispiele könnten durch Zuziehung kleinerer hochbelegener Schneeflecken sehr vermehrt werden. Solche sind aber wenig charakteristisch; sie bestehen im Innern fast stets aus Eis und sind meist die letzten Ueberreste von Gletschern, welche in flachgeneigten Mulden, ohne andere Nahrung

als den jährlichen Winterschnee, mit bemerkenswerther Zähigkeit ihr Dasein fristen.

Die vorstesenden Zahlen zeigen genügend, dass die Firngrenze auf dem nördlichen Abhang tiefer liegt als auf dem südlichen; und ihr Mittelwerth ($\frac{2750 + 2900 + 2850}{3} = 2833$ m) nähert sich der theoretischen Höhe 2875 m, in welcher die Bodentemperatur zwischen Göschenen und Airolo überhaupt (d. h. von sonnseitiger oder schattseitiger Lage abgesehen) $= 0^0$ wird.

Der Umstand, dass viele Gletscher des Tessin- und Reussgebietes in neuerer Zeit ganz verschwunden sind, und dass andere gleichzeitig von oben und unten sich zurückziehen, gestattet eine Untersuchung der Firnunterlage, wozu in den grossen, vorzugsweise zu Studien gewählten Gletschergebieten des Berner Oberlandes, Wallis n. s. f. weniger Gelegenheit sein dürfte.

Ein Firnbett ist wesentlich anders beschaffen als ein Gletscherbett, und zeigt unmittelbar dass keine murige Grundmoräne unter dem Firn sich bewegte und seine Felsenunterlage abscheuerte; hierin liegt ein fernerer Beweis für eine Bodentemperatur $< 0^0$ unter dem Firn; von Verschiebung des Gefrierpunktes durch Druck und von wenig untersickerndem, bald wieder gefrierendem, Sommerwasser abgesehen, schmilzt deshalb der Firn von unten nicht ab; er ist in der Regel aufgefroren. Sein Felsboden zeigt keine Gletscherriefen; weniger Rundhöckerformen als Wollsakformen; durch Klüftung und Schichtung vorgeschriebene Kehlen desselben sind nicht etwa glattgehobelt oder gar ausgemuldet, sondern an Ecken und Kanten wenig gestutzt, verbrochen, abgerundet, man könnte sagen abgenutzt oder abgeschalt. Die Gesteinsoberfläche wird in der Regel von praeexistirenden Spaltungsflächen gebildet, nicht von Schnittflächen; sie ist auch nicht polirt, oft kaum gescheuert, aber dennoch angegriffen. Knoten von Quarz, Feldspath, Granaten, Hornblende, Disthen ragen aus der gleichsam rauh geätzten Fläche hervor, oder letztere ist im Gegentheil voller Löcher nach ausgelösten Mineralien (Glimmer, Schwefelkies etc.); meist länglich, in der Richtung der Parallelstructur oder verborgener Klüftung angeordnet. Fallen weit ausgreifende Klüfte im Firnkahr thalwärts ein, so sind die von ihnen begrenzten Bänke durch Querklüfte oft vierkantig zerschnitten, an Ecken und Kanten abgerundet; die einzelnen Blöcke noch in situ oder abgehoben und an einander verschoben: die schon erwähnten Wollsackformen.

Diese und ähnliche Erscheinungen deuten weniger auf gewaltsame äussere mechanische Bearbeitung des Firnbodens

als vielmehr auf die Wirkung von Frost und Verwitterung. Wie ersterer, bei zeitweiliger Zwischenkunft auch von wenig in die Ritzen dringendem Wasser Schalenablösung (Abrundung der Kanten, Abblättern der Flächen) und Abheben grosser Blöcke verursachen kann, bedarf keiner Erläuterung. Es ist auch begreiflich, dass die von dem periodisch oder ruckweise bewegten Firn weggeführten Schalen und Splitter andere Gesteinsflächen abraspeln. Der chemische Verwitterungsprocess, welchem z. B. die Bildung der erwähnten Löcher zuzuschreiben ist, wird unter den gegebenen Verhältnissen aber erklärlich durch das grosse Absorptionsvermögen kalten Wassers für Kohlensäure.

Die einzelnen hier zusammengestellten Eigenthümlichkeiten des Firnbodens lassen sich an den meisten erst neuerlich entgletscherten Hochpässen wahrnehmen, besonders an solchen, welche wenigstens einseitig breit und flach abfallen, z. B. Bucco di Cadlimo 2542, Unteralppass 2530, Sellapass 2750, Fellilücke 2490, Alpligenlücke 2778, Cavannapass 2611, Sassella 2346 m u. s. w.; aber auch auf ganzen Bergflanken, z. B. oben an der Fibbia 2742 m, entlang dem Südrand des Val Cadhimo 2400—2700 m ü. M. u. a. Man darf sich nur nicht von den losen Blöcken irreführen lassen, welche oft den Firnboden wie ein „steinernes Meer“ verdecken, theilweise von ihm abgelöst und durcheinander geschoben, theilweise nachmals von den umrahmenden Gräten abgeschüttet. (Selbstverständlich ist hier nicht die Rede von den Gräten selbst mit ihren wüsten Zacken und deren Trümmern, welche den Firn überragten.)

Aus vielen Einzelbeobachtungen geht hervor, dass in unserem Gebiet 2500 — 2600 m ü. M. polirte Rundhöcker und deutliche Gletscherschliffe in der Regel durch rauhe Firnpolster ersetzt werden. Ausnahmen sind jedoch häufig.

Am Alpligengletscher sind die 20° nordwärts einfallenden Piottenflächen in 2300 — 2400 m moutonnirt, grob gerieft, in grosse plattige Quader mit abgerundeten Kanten zersprungen, theilweise schon mit Flechten überzogen; in 2510 m die neuerdings blosgelegten Dallen zum Theil abgehoben, rauh gehobelt, flachrückig ohne Riefen und Politur ausser in flachen Rinnen und Schalen, welche Wasserarbeit bekunden. Auf dem Kamm wüste Zaken zwischen den Trümmern solcher; südlich von der Lücke erscheinen zwischen den Trümmern einzelne rauhe Rundhöcker 2700 m ü. M. Am Gütsch sieht man die letzten deutlichen Rundhöcker 2250—2270 m ü. M.; nordostwärt am Stock, Schneehühnerstock, Fellilücke in 2460 — 2490 m nur noch Firnpolster. Im Steinmeer von der Lücke nach dem Fellithal reichen Firnpolster zu 2300 m abwärts. In jenem nördlich von Unteralppass zu 2400 m.

Vom Val Torta zum Sellapass sind die Klippen bis 2250 m moutonnirt, gerieft, dem Bach entlang später von Wasser gescheuert; aufwärts werden sie rauh mit ausstehenden Feldspathknoten; in 2370 m rauh, löcherig wie pièrres à écuelle; in 2520 — 2580 m verschwinden auf dem alten Firnboden die Spuren wirklicher Gletscherarbeit. Oberhalb des Sellasee's finden sich Riefen nach einem nordostgerichteten Seitengletscher noch 2545 m u. M.; darüber hinaus mit Trümmern bedeckter Firnboden. Im Guspisthal Rundhöcker von 2390 — 2650 m, rauh, oft mit ausstehenden Granatknoten. Die in 2540 m eben vom Eis des St. Annagletschers entblössten Klippen sind rauh, wollsackähnlich; tieferliegende moutonnirt und geschliffen. Im oberen Canariathal trifft man in 2200 — 2250 m bei la Froda noch deutliche Gletscherschliffe; höher hinauf abgerundete rauhe Platten; über 2450 m, von Pian Bornengo aufwärts zu Bocca di Cadlimo, Firnpolster zwischen abgeputzten Kehlen. Die gleichsam rauh geätzten Gneissplatten sind hier voller Ausgröpungen, theils nach Schieferung, theils nach Klüftung, theils regellos vertheilt; oft dicht aneinander gedrängt und an Karrenbildungen (im Kleinen) erinnernd. Ich habe nicht entziffern können, welche Mineralsubstanz ehemals diese Löcher füllte; Orthoklas und Quarz sicherlich nicht. Auf der Alpe Pianascia sieht man am Pfad nach Campolungo die letzten deutlichen Gletscherspuren 2000—2100 m ü. M.; doch mögen hier höher belegene von den leicht verwitterten Dolomitgesteinen verwischt sein. Auf der Nordseite des Cavannapasses erscheinen Firnpolster zwischen Kamm und dem oberen Rand des jetzigen Gletscherfleckes, und besonders auf beiden Seiten desselben 2550—2600 m ü. M.

Diese Beobachtungsliste liesse sich sehr erweitern. Scheinbare Widersprüche derselben heben sich bei Berücksichtigung der verschiedenartigen zusammenwirkenden Bildungsfactoren. Eine jede gletschergeschliffene Klippe kann durch Verwitterung Politur und Riefen einbüssen, rauh, löcherig oder höckerig werden; besonders wenn sie nicht von Wasser, Schlamm oder Grundmoräne gegen die Einwirkung der Luft, des Staubes und der Vegetation geschützt ist. Obwohl tief unter der Firnregion gelegen, könnten sie mit den beschriebenen rauhen Firnhöckern verwechselt werden, oder vice versa; — wenn wir letztere nicht aus dem schwindenden Firn so zu sagen auftauchen sähen. Der Boden eines Gletschers kann niemals gleichförmig abgescheuert werden; denn in seinen Unebenheiten und Vertiefungen arbeitet die ungleich vertheilte und bewegte Grundmoräne verschieden und viele im Gletscherbett hervorragende Klipphöcker werden von ihr umspült, aber weniger überspült und hauptsächlich nur vom übergeschobenen Eis

bearbeitet. Polirte und gekritzte Flächen können deshalb auch auf wirklichem Gletscherboden mit rauhen, nur wenig abgenutzten und gerundeten wechseln, welche Firnpolstern gleichen, ohne es zu sein. Wenn der Firn einmal zu 2200 m hinabreichte und sich von da zurückzog, weil die Geotherme 0° aufwärts rückte, so wurde er successive von unten nach oben durch wirklichen Gletscher ersetzt, welcher die Firnspuren verwischen und durch Gletscherspuren ersetzen konnte. Aus diesem Grunde bezeichnet die jetzige Grenze beider Spuren nicht ohne weiteres den ehemaligen unteren Firnrand. In manchen Fällen, z. B. an steilen sonnigen Abhängen, mögen die Gletscher rasch geschwunden sein als der Firn zurückging: dann blieben auch die Spuren des letzteren ziemlich intact; in anderen Fällen arbeiten noch jetzt Gletscher auf ehemaligem Firnboden, verwandeln ihn in einen Palimpsest oder haben seine charakteristischen Züge längst ausgewetzt. Das scheinbar regellose Ineinandergreifen von Gletscher- und Firnspuren ist also erklärlich, weil nothwendige Folge natürlicher Ursachen.

Während die obere Grenze der eigentlichen Gletscherbildung durch die Geotherme 0° physikalisch fixirt ist, bleibt die untere offen. Im Tessingebiet erreicht gegenwärtig keine einzige Gletscherzunge die Meereshöhe 2400 m, wo die Bodentemperatur ca. $2\frac{1}{2}$°, die Lufttemperatur $-2\frac{1}{2}$° beträgt; die untere Grenze der ehemaligen Gletscher lag dagegen am Südrand des Lago Maggiore, wo gegenwärtig die mittlere Jahrestemperatur der Luft $12\frac{1}{2}$°, die Bodentemperatur $10\frac{2}{3}$° erreichen dürfte. Wenn auch hohe Temperatur des Bodens, über welchen der Gletscher fliesst; hohe Temperatur und Absorptionsfähigkeit für Feuchtigkeit der ihn umspülenden Luft; warme Regen; — die endliche Auflösung eines Gletscherstromes bedingen, so sind diese Factoren doch nicht allein maassgebend für die Schnelligkeit, womit das Eis schwindet, oder mit anderen Worten für die Länge seines Laufes. Als conservative Factoren machen sich Grösse des gesammten Firngebietes, Menge des auf demselben fallenden Schnees, und endlich rein topographische Verhältnisse geltend. Vereinigen sich viele Gletscherarme aus einem grossen Schneegebiet schliesslich in einem schmalen, tiefen, langen Thal, so stösst — unter völlig gleichen klimatischen Verhältnissen — der Gletscherstrom viel weiter vorwärts, als wenn die einzelnen Zuflüsse aus demselben Gebiet nach einer Ebene divergiren. Derselbe Gletscher ablatirt nur sehr langsam, wenn seine Zunge in einem engen Thal gebettet ist; aber sehr rasch, wenn sie sich über einem breiten Thalboden ausbreiten kann. Die Stirnmoränen der südlichen Alpengletscher liegen unmittel-

bar vor der Mündung derselben Thäler in die Poebene, welche wenige Kilometer aufwärts noch dick vergletschert waren.[1])

Ein zweiter wesentlicher topographischer Grund für rascheres Abschmelzen eines Gletschers ist särkere Neigung seines Bettes. Es wurde schon an einer anderen Stelle bemerkt, wie zähe die letzten hoch belegenen Gletscherflecken in flach geneigten Mulden aushalten; auf den seit 1851 aufgenommenen topographischen Blättern des Tessin findet man viele solche, 200—500 m breite, isolirte Gletscherflecke ausgesetzt, welche noch heutigen Tages unverändert sind, während benachbarte Gletscher gleichzeitig hunderte von Metern eingebüsst haben. Ein in flachgeneigtem Thal langsam fliessender Gletscher conservirt sich länger als ein auf stark geneigtem Boden rasch abwärts gleitender: die Nahrungszufuhr von oben reicht nicht aus, um seinen raschlebigen Körper zusammen zu halten. Sobald ein Gletscher sich bis zum Fuss einer Staffel zurückgezogen hat, verschwinden bald die vorher daselbst aufgethürmten Serrac's, der Gletscherrückzug nimmt rasches Tempo an, bis ihm auf dem oberen flachen Boden wieder Halt geboten wird. Dies mag auch ein Grund sein für den ungewöhnlich raschen Gletscherrückzug in den letzten 20 bis 30 Jahren: die meisten Gletscherränder des Tessingebietes waren an der 2400 m Stufe angelangt und übersprangen dieselbe rasch. Von steilen, besonders sonnseitigen, Kämmen schwindet der Firn bald, wenn ihn sein Gletscherfuss nicht mehr zurückhalten kann; und mit dem Firn verliert der Gletscher seinen Unterhalt. Es bleiben dann Firnstriemen in engen Schründen und isolirte Gletscherflecken am Fuss der Kämme.

Der ganze Vorgang des Gletscherrückzuges wird um so complicirter als kein Synchronismus zwischen den einzelnen Ursachen und ihrer combinirten Wirkung besteht; namentlich der Einfluss klimatischer Aenderungen wird oft erst geraume Zeit nach ihrem Eintreffen sichtbar, und wenn diese Aenderungen periodische sind, so kann gerade in eine für Gletscherbildung günstige Periode ein Gletscherrückzug fallen, welcher in der vorgehenden ungünstigen Periode begründet ist; und umgekehrt.

Der schattseitige Alpligengletscher zwischen Realp und Göscheneralp ist von 1861 — 1881 auf eine Länge und eine Breite von ca. 1300 m (vertical ca. 330 m) so weit geschwunden, dass auf diesem Gebiet nur noch isolirte Gletscherflecken und -zungen geblieben sind. Der Rückzug begann an der 2400 m Stufe (bei 2371 m).

Den St. Annagletscher habe ich genauer gemessen, weil

[1]) Andere Gründe hierfür siehe weiter unten.

die Profillinie des Gotthardtunnels in ihn fällt. In 16 Jahren hat sein Westarm oben (Firn) 65 m horizontal, 50 m vertical eingebüsst; unten 365 m horizontal, 160 m vertical. Und in 30 Jahren: unten 515 m horizontal, 180 m vertical. Ein kleiner Vorschub in dieser Periode, welcher sich durch abermaliges Ueberschütten der vernarbenden Moräne (vom Anfang der 1850er Jahre) verräth, ist vielleicht nur temporär beschleunigtem Abfluss (ohne gleichzeitigen Zuwachs des Firns) zuzuschreiben, d. h. denselben Ursachen, welche das allgemeine Gletscherschwinden bedingten. Der grössere Ostarm desselben Gletschers hat sich in den letzten 30 Jahren gleichfalls mehr als 500 m (horizontal) zurückgezogen, und zwar über die 2400 m Stufe, welche das obere Felsenthal abschliesst.

Der benachbarte Gurschengletscher ist von 1861 — 1875 ca. 300 m zurückgewichen, und zwar aus der Cote 2340 m in 2535 m, also gleichfalls über die 2400 m Stufe.

Der Sellapassgletscher (Val Torta) ist in 20—25 Jahren 250 m horizontal und 2685—2630 m = 55 m vertical zurückgegangen.

Die vom Pizzo Centrale und Piz Prevôt nach dem Val Torta abfliessenden kleinen Sellagletscher haben sich von 1870 bis 1878 gleichfalls oberhalb der 2400 m Stufe 150—275 m horizontal, 30—90 m vertical zurückgezogen.

Will man aus diesen Daten Mittelzahlen ziehen, so ergiebt sich (vom Alpligen abgesehen) für die Periode 1850 bis 1880 ein jährlicher Rückzug des unteren Randes von 18 m (11—23 m) horizontal und 7,4 m (3—12 m) vertical.

Dass auch Rückzug von oben, d. h. Schwinden des Firnes, stattgefunden hat, geht schon aus dem vom Annagletscher angeführten hervor. Ein Vergleich des jetzigen Status mit dem 1851—1870 topographisch aufgenommenen lehrt aber, dass an steilen Kämmen der Firn fast überall zurückgewichen ist, während er sich auf breiten Sätteln wohl conservirt hat. Der Grat zwischen Guspisgletscher und Sellagletscher (ca. 2865 m) war nach dem vom Obrist Siegfried aufgenommenen Kartenblatt 1857 noch ganz vergletschert und ist jetzt bar; dagegen haben die benachbarten flachgewölbten Sättel zwischen Guspisthal und Unteralpthal ihre Firndecke behalten, obwohl sie noch etwas tiefer liegen.

Ein wenig betretener Uebergang aus dem obersten Winkel des Canariathales nach Val Cornera, südlich vom Piz Borel, soll in den letzten 30 Jahren erst offen, dann verfirnt gewesen sein; gleiches behauptete mein Gewährsmann von einem Uebergang aus Val Maggia in's Pommat.

Es muss auffällig erscheinen, dass gleichzeitig die untere Gletschergrenze aufwärts, die obere Waldgrenze abwärts

sich zurückzieht. Im Tessin liegt letztere gegenwärtig im Mittel zwischen 1850 und 2050 m, je nachdem es sich um geschlossene Waldbestände oder einzelne alte wipfeldürre Lärchen und Krummholzbüsche handelt.

In der Nähe von Airolo (Breite des Südportales des Gotthardtunnels) herrscht in der Meereshöhe 2036 m die mittlere Lufttemperatur 0°, welcher eine mittlere Bodentemperatur von 3,9° entspricht; zu ganz ähnlichen Ziffern führen die Beobachtungen Wahlenberg's, v. Buch's, Hisinger's, Naumann's, Heer's, Rion's, Christen's, Fischer's über die obere Waldgrenze an verschiedenen Orten Skandinaviens und der Schweiz. Deshalb dürfen wir wohl mit Fug den Satz aufstellen, dass die obere Coniferengrenze im grossen Ganzen mit der Luftisotherme 0° und der Geotherme 4° (in runder Zahl) zusammenfällt.

Nun sind Föhrenstümpfe in Torfmooren oberhalb Hospenthal gefunden worden; in unbekannter Höhe aber allenfalls über der jetzigen Waldgrenze des Ursernthales. Auf der Südseite des Gotthard habe ich bei Grasso di Mezzo und alla Bolla aus Torfmooren in ca. 2150 und 2180 m Meereshöhe ausgespülte Wurzelstöcke gesehen. Seitdem die Waldgrenze so hoch lag, sollte also die Geotherme + 4,0° und die Luftisotherme 0° um 2180—2036 = 144 m abwärts geschoben sein, womit das gleichzeitige Zurückweichen der Gletscher wegen Hinaufrückens dieser Linien (s. den Anfang dieses Kap.) in geradem Widerspruch steht.

Wahlenberg (l. c. pag. 45) erklärt zwar das Vorkommen halbverfaulter Wurzelstöcke an steilen Bergwänden in ungewöhnlicher Höhe durch eine Reihe zufällig aufeinander folgender günstiger Jahre, während welcher Buschgewächse ihren eigenthümlichen Horizont überklettern konnten, und warnt aus solchen Vorkommnissen ohne weiteres auf ehemalige höhere Vegetationsgrenzen zu schliessen. Auch wurde die Waldgrenze durch Erweiterung der Alpweiden vielorts künstlich herabgedrückt, und ein Nachwuchs bergwärts durch den Holzverbrauch für die Alpwirthschaft und durch Geisvieh verhindert. In den skandinavischen Fjellen ist die Erfahrung allgemein, dass wohl die Alp- (Fjell) region abwärts um sich greift, aber nicht die Waldregion aufwärts; die Lappen brennen gern den obersten Waldsaum ab, um Rennthierweide zu gewinnen; zwischen den verkohlten Stämmen sieht man Rennthierflechten, Gras und Futterkräuter, aber keinen Jungwald.

Trotz alledem glaube ich, dass dieselben langsamen Aenderungen des Klimas gleichzeitig die natürliche Waldgrenze abwärts und die Gletscherzone aufwärts rücken konnten. Nehmen wir an, dass die mittlere Lufttemperatur seit langem die-

selbe geblieben ist, dass aber das Niederschlagsquantum (besonders im Winter) abgenommen hat, so muss die Folge sein: Verminderung des Gletschereises und Herabsetzung der mittleren Bodentemperatur (unterhalb der Gletscherzone). Denn der Boden wird während der kalten Saison unter dürftiger Schneedecke kälter als bei gleicher Wintertemperatur unter geschlossener dicker. Die jährliche mittlere Bodentemperatur setzt sich aber zusammen aus der Bodentemperatur während der warmen Saison und jener während der kalten (unter der Schneedecke); erstere ist unverändert geblieben, letztere gesunken — also muss die mittlere Jahrestemperatur des Bodens gleichfalls gesunken sein, und gleichzeitig muss die Waldgrenze herabgestiegen sein; sofern sie an eine bestimmte Bodentemperatur (4°) gebunden ist. Gletscherrückzug aufwärts und Waldrückzug abwärts scheinen demnach zwei Erscheinungen, welche zu einem gewissen Grad durch dieselben klimatischen Aenderungen bedingt werden können, deshalb einander durchaus nicht widersprechen.

Die Beobachtungen im Gotthardgebiet führen zu wesentlich geringerer Mächtigkeit der ehemaligen Gletscher als gewöhnlich angenommen wird. Es scheint eine übereilte Voraussetzung, dass die Thäler des Tessingebietes je mit Eis gefüllt waren, dessen flach und continuirlich gewölbte Oberfläche nur hie und da von einzelnen Gräten und scharfen Zacken durchbrochen wurde. Die Grundzüge des jetzigen Bodenreliefs traten wohl schon zur Gletscherzeit auf der Eismaske hervor, womit Berg und Thal verblendet waren; obwohl die Dicke der Hülle nicht überall gleich sein konnte, sondern an manchen Stellen Anschwellungen besitzen musste, an anderen Risse und Löcher, durch welche der nackte Berggrund hervorlugte.

Dieselben Ursachen, welche einen und denselben Wasserstrom in kurzen Abständen ungleich tief machen, modificiren auch die Dicke eines Eisstromes: bei unverändertem Gefälle des Bettes nimmt sie mit abnehmender Breite zu; bei unveränderter Breite des Bettes nimmt sie mit zunehmendem Gefälle ab, während Verflächung des letzteren Stauung und grössere Dicke zur Folge hat. Diese Fundamentalbeziehungen werden vielfach gestört durch das allmähliche Abschmelzen des Eises einerseits, und durch das Hinzukommen von Seitengletschern andererseits. Letztere verursachen Anschwellung des Eisstromes theils durch Aufstauung, theils durch Ersatz des von ihm bereits weggeschmolzenen. Denkt man sich alle diese je variabelen Factoren zusammenwirkend, so kann man leicht übersehen, dass das Resultat — die Gletscherdicke an einem gegebenen Punkt — sehr mannichfach werden muss, und

scheinbare Wiedersprüche zeigen kann, welche jedoch durch Zergliederung der complexen Erscheinungen völlig gelöst werden. Noch verwickelter stellt sich aber die Sache, wenn der stabil gewordene Zustand sich ändert (Gletscherrückzug), so dass vorher stationäre Erscheinungen wandelbare werden. Die Tiefe eines Gletscherstromes steht zur Geschwindigkeit desselben in bestimmtem Zusammenhang, und Geschwindigkeitsmessungen an jetzigen Gletschern können die zur Beurtheilung der Bewegungsweise ehemaliger erforderlichen Erfahrungszahlen liefern: wenn mit denselben Beobachtungen über Quer- und Längenprofile des Gletschers, über Temperatur seines Bettes, über die klimatischen Verhältnisse verknüpft werden, welche die Vermehrung oder Verminderung seiner Masse von oben bedingen.

Will man aus dem Verticalabstand von Gletscherriefen und Rundhöckern auf die Dicke eines ehemaligen Gletschers schliessen, so darf man nur solche direct miteinander vergleichen, welche in einem und demselben Querprofil liegen und der Thalrichtung folgen. Die Höhendifferenz zwischen einem Schliff oben am Thalgehänge und einem zweiten thalabwärts im Thalboden, drückt nicht die Tiefe des Gletscherstromes aus, sondern seine Tiefe plus Gefälle zwischen den beiden Beobachtungspunkten. Die Höhendifferenz zwischen einem quer gegen das Thal gerichteten oberen Schliff und einem zweiten der Thalrichtung folgenden unteren entspricht auch nicht der Mächtigkeit des Gletschers, nicht einmal wenn die verglichenen Schliffe demselben Querprofil des Thales angehören. Der obere ist häufig durch einen Seitenzufluss veranlasst, welcher vom Hauptstrom noch nicht aufgenommen und abgelenkt war, also über demselben in eigenem Bett sich bewegte. Erst da, wo die Querriefen verschwinden oder den Längsriefen des Thales sich anschliessen, darf man die Nähe der Oberfläche des Hauptstromes vermuthen, und von hier aus auch seine Tiefe schätzen. Längen- und Querriefen können aber auch ganz verschiedenen Perioden angehören; kreuzen sie sich direct, so ist es meist leicht ihr relatives Alter zu beurtheilen. Floss ein Seitengletscher noch als der Hauptgletscher schon zurückgewichen war, so kann ersterer die Spuren des letzteren wieder ausgewischt haben, so dass noch andere Daten zugezogen werden müssen zur Beurtheilung seiner einstmaligen Mächtigkeit. Vergleicht man auch bei Schätzung der Dicke ehemaliger Gletscher principiell nur die obersten und untersten deutlichen Spuren, so bleibt es in manchen Fällen doch unsicher, ob schuttbedeckte oder abgewitterte Spuren nicht noch höher existirt haben; man kann deshalb die Dicke eher unterschätzen als überschätzen, zumal da ein Eisstrom in der Regel

nicht bis zum äussersten Rand seiner unteren Fläche hobeln wird.

Endlich ist nicht zu übersehen, dass Lawinenschutt in engen Schründen mitunter Riefen zieht, welche an und für sich von Gletscherriefen nicht zu unterscheiden sind (Langlauilawine im Reussthal auf Talkquarzit; Valeggiolawine bei Airolo auf Glimmerschiefer und Hornblendegestein u. a. m.); desgl. Murgänge (Schlucht des Gruonabaches bei Flüelen u. a.).

Gleiche Vorsicht ist zu üben, wenn man aus der Höhenlage von Gletscherfindlingen auf die Dicke des Gletscherstromes schliessen will, der sie herbeigeschleppt hat. A priori sind nur die höchst belegenen derselben maassgebend; in manchen Fällen geben aber auch tiefere fortlaufende Reihen von Blöcken bekannter Herkunft werthvolle Aufschlüsse über den Stand eines Gletschers während einer gewissen Periode seines Rückzuges. So trifft man am Pfad von Madrano (1152 m), nach Brugnasco (1386), Altanca (1392), Ronco (1373), Deggio (1214), und von da ab bergab nach Quinto (1014) — auf dem linken Thalgehänge; und an der Calcaccia (1350—1460) auf dem rechten, einzelne leicht erkennbare Steine von Bedrettogranit und Gotthardgneiss, welche auf der Thalstrecke Stalvedro-Quinto eine Gletscherdicke von etwa 350 m andeuten. Diese Tiefe besass hier der Eisstrom aber wohl erst nach seinem Rückzug hinter den Mte. Piottino; denn obwohl Gotthardgranit in Gletscherschutt und Geschieben thalabwärts nicht gerade selten ist, so trifft man kaum Findlinge desselben am Thalgehänge unterhalb dem Mte. Piottino. Ein Blockwall hinter Faidostation besteht aus Piottinogneiss. Oder diese Findlinge könnten die untere Grenze jenes zweiten Gletschervorschubes bezeichnen, von welchem im vorhergehenden Kapitel die Rede war.

Diese wenigen Sätze mögen die Principien andeuten, welche die Schätzung der Gletscherdicke aus den gesammelten Einzelbeobachtungen leiteten. Naturgemäss begannen die alten Gletscherströme seicht und wurden thalabwärts (trotz Abschmelzung) tiefer durch Seitenzuflüsse und flacheres Gefälle; sie schwollen am Ende ihrer Bahn birnförmig an (wie Lavaströme), wenn sie auf nahezu horizontalem Boden mündeten, (oder wie in unserem Fall) in einem Fjord. Hier wurden sie schliesslich vom Wasser gehoben und bildeten Packeisgänge, welche sich an der Fjordmündung auflösten.

Es kann demnach nicht auffallen, dass der Tessingletscher am jetzigen Nordrand des Lago Maggiore durch Stauung mächtiger war als thalaufwärts. Vom Aufschwimmen des Eises abgesehen, war hier die Stauung nicht nur Folge der Bodenverflächung (jetziges Gefälle kaum 1—2 $^0/_{00}$), sondern auch der von der rechten Seite vorschiebenden Gletscher des Val

Verzasca, Val Maggia und Val Formazza. Der Gletscherstrom schwoll dermaassen an, dass er einen Arm südsüdostwärts über den Mte. Ceneri durch das Leguana- und Agnothal nach dem Luganersee entsenden konnte, wie auch einzelne im Thalboden sich streckende Moränenbuckel bekunden. Am Nordfuss des Mte. Ceneri (200 m ü. M.) folgen die Schliffe der Richtung des Tessinthales; in der Sattelhöhe (Corpo de la guardia 553 m) schwenken sie aber südostwärts in der Richtung des Leguanathales ein und die gleiche Richtung besitzen sie auf dem ganzen Cenerirücken, welchen Ausläufer der Punta Medeglia auf der Ostseite, des Mte. Tamaro auf der Westseite flankiren. Am Nordwestabfall der Medeglia habe ich die ersten deutlichen Nordsüdschliffe zwischen Alpe di Carascia und Alpe di Grun etwa 930 m ü. M. wahrgenommen. Der Tessingletscher war also am Nordrand des Lago Maggiore zu einer Dicke von wenigstens 930—200 = 730 m aufgestaut und sein Arm über den Cenerisattel war 930—553 = 377 m tief.

Auf der Südseite des Mte. Cenerisattels trifft man zerfallene Kalköfen, in welchen ehemals Marmorlesesteine gebrannt worden sind. Mit geologischen Voruntersuchungen für den Ceneritunnel beschäftigt, habe ich anstehende Marmorschichten gesucht, aber ohne Erfolg; und auch der Tunnel hat keine aufgeschlossen. Die Lesesteine können also nur erratisch sein, und sie entstammen vermuthlich den Marmoreinlagerungen der linken Thalseite oberhalb Bellinzona. Zwischen diesem Ort und Arbedo kommt krystallinischer Kalk bis 300—400 m ü. M. vor; bei Castione, an dem Bergsporn zwischen Tessin- und Moësathal, bis ca. 450 m: entstammen die Cenerimarmorfindlinge einem dieser Fundpunkte, so müsste die Oberfläche des Tessingletschers von Moësamündung bis Cenerisattel auf eine geradlinige Entfernung von 16 km um 100—200 m angestiegen sein. Es ist übrigens auch denkbar, dass die Marmorgeschiebe von der linken Seite des Moësathales gekommen sind, wo südlich von S. Giulio und Roveredo 606—700 m ü. M. ein langer Zug von krystallinischem Kalk ansteht. Die Entfernung zum Cenerisattel beträgt etwa 19 km, und die Gletscheroberfläche wäre etwa 100 m abgefallen. Da der Thalboden zwischen Roveredo und San Giulio ca. 290 m ü. M. liegt, so hätte daselbst die Dicke des Moësagletschers (600—700)—290 = 310—410 m betragen, denn die Marmorblöcke konnten doch nur auf dem Eis zur Cenerisattelhöhe transportirt werden. Ihr Liegenbleiben daselbst scheint aber anzudeuten, dass damals der Ceneriarm des Tessingletschers schon fast zur Passhöhe geschmolzen war; deshalb bezieht sich oben gefundene Tiefe des Moësagletschers nicht auf die allgemeine Eiszeit.

Sonderbarer als die Aufstauung des Tessingletschers nahe seiner Mündung in den Pogolf erscheint eine Anomalie im oberen Lauf seines Gotthardarmes, welche durch Aufstauung der Reussgletscher veranlasst wurde. Die bekannten moutonnirten Klippen des Gotthardpasses sind so gründlich abgeschliffen, dass man kaum begreift, wie die geringen von Mte. Prosa und Fibbia gerade auf den Sattel herabgekommenen Eismassen solche Arbeit verrichten konnten. Diese Rundhöcker wenden aber ihre Stossseiten von der Passhöhe aus nicht nach Nord und Süd, sondern beiderseitig nordwestwärts und bekunden so einen Gletscherstrom, welcher vom Reussthal über den Gotthard nach dem Testinthal hin abfloss. Es war dies ein Theil des um die Fibbia herum sich drehenden Lucendrogletschers, dessen vollständiger Abfluss nach dem Reussthal durch Eisstauung in letzteren gehindert wurde. Eine von Lucendrosee nach Mte. Prosa gezogene Linie scheidet nördliche und südliche Gletscherrichtung. Die Ursache derselben beginnt weit thalabwärts. Im Knie des engen Reussthales mündete bei Amsteg der Hüfigletscher; thalaufwärts schoben sich Gletscher aus dem Gonnern-, Felli-, Intschi-, Meyen-, Rohr-, Rienthal quer in den Reussgletscher und dämmten ihn auf. Die Höhe der Aufstauung lässt sich u. a. danach beurtheilen, dass die markigen Gletscherriefen an den fast lothrechten Klippwänden, links von der Göschenenreuss, unterhalb „im Loch“ und zwischen Brindlistaffel und St. Nicolaus, horizontal verlaufen, obwohl das Gefälle der Thalsohle Im Loch ca. 150 ‰, zwischen Brindlistaffel und St. Nicolaus ca. 180 ‰ beträgt. Oberhalb „Im Loch“ bei Göschenenalp (1715 m) war die Gletscherdicke ungefähr 300—400 m; denn am Pfad von da zur Alpligenlücke verschwinden auf Alpligenalp in 1980 m die der Thalrichtung folgenden Riefen und zwischen 2100—2200 m treten die quer gegen das Reussthal gerichteten des Alpligengletschers hervor, so dass dieser Seitenarm ungefähr $\frac{1980 + 2150}{2} = 2065$ m ü. M. in denHauptsrom mündete, welcher demnach wenigstens 2065 — 1715 m tief war. Nahe Brindlistaffel (1537 m) war die Gletscherdicke wenigstens 400 — 500 m; denn bei dem oberhalb belegenen Bört sind dem Thal parallele Schliffe noch in ca. 2000 m wahrnehmbar. Trotz bedeutenden Gefälles des Gletscherweges war nach Vorstehendem oben im Göschenerreussthal nicht nur die Oberfläche des Hauptstromes, sondern auch die Richtung seiner inneren Bewegung nahezu horizontal, und 5 bis 6 km weiter thalabwärts senkte sich die Oberfläche nur unbedeutend; denn oberhalb Göschenen (1100 m) laufen auf Brückwald- und Riedboden zwischen 2100 und 1680 m ü. M. die Riefen anfangs in der Richtung der Schöllenen, dann in der Richtung des Göschenerreussthales gegen das Rienthal, wonach

das Ufer des Hauptgletscherstromes etwa 1800—1900 m ü. M. lag und die Tiefe des letzteren 700—800 m betrug. Die erwähnten horizontalen Riefen im oberen Göschenenreussthal fallen, verlängert, noch bei Göschenen in den Gletscherstrom; entsprechende und tiefere sieht man in den Schöllenen, oberhalb Wasen-Gurtnellen, zwischen Amsteg und Erstfeld.

Diese Gletscherbarrière vor den Schöllenen staute den Ursernglетscher auf; und zwar so hoch, dass er zeitweilig einen Abfluss ostwärts über den Oberalppass (2052 m) nach dem Vorderrheinthal gesucht zu haben scheint. (Serpentinfindlinge.)

Der Ursernglетscher umfloss vor seinem Eintritt in die Schöllenen den Gütsch, wo Rundhöcker noch 2250—2270 m ü. M. vorkommen. Dieselben gehören jedoch schwerlich dem Hauptstrom an (welcher sonst den Gotthard hätte überfliessen können), sondern vielmehr vom Stock und anderen Bergen herabkommenden Zuflüssen. In 2100 m gehen aber die Schliffe parallel den Schöllenen, ebenso an der gegenüberliegenden „Spitze"; und da das Ursernthal, gerade unten vor, 1440 m ü. M. liegt, so besass der Ursernglетscher vor seinem Eintritt in die Schöllenen 2100—1440 = 600—700 m Mächtigkeit.

Entlang der Strasse sind in den Schöllenen tiefste Gletscherspuren in 1250—1400 m ü. M. wahrnehmbar; oberhalb, an der Tunnellinie, die höchsten in 1640 m. Doch kommen seitlich, wie schon erwähnt, noch höhere in 1680—2100 m vor, wonach der durch die Schöllenen sich zwängende Arm des Ursernglетschers 500—600 m dick war.

Auf der Südseite des Ursernthales sind oberhalb Gige Gletscherspuren zwischen Felsenthal (1846 m) und Gurschenbach (2115 m) bis 2245 m ü. M. bemerkbar, woraus als ehemalige Mächtigkeit (in diesem Querprofil) des St. Annagletschers 2245—1846 = 400 m, des Gurschengletschers 2245—2115 = 100 m folgt. Das Ufer des Ursernglетschers hat hier allenfalls unter 1846 m (resp. 2115 m) Meereshöhe gelegen, woraus als Tiefe desselben an seiner Südseite höchstens 1846—1440 = 400 m bis 2115—1440 = 675 m folgt.

Quer über das obere Guspisthal bemerkt man in der Tunnellinie die obersten, der Thalrichtung folgenden, Firnhöcker 2652 m ü. M. die tiefsten Gletscherschliffe 2390 m ü. M. Daher Tiefe des alten Guspisgletschers höchstens 2652—2390 = 262 m. Die scharf geschnittene Mündung des Guspisthales in das Gotthardreussthal öffnet sich in 1818 m Meereshöhe über dem in 1700 m Meereshöhe belegenen Boden. Als hier der Reussgletscher noch über 100 m dick floss, muss sich der Guspisgletscher also schon hinter seine Mündung zurückgezogen haben, so dass hier der Reussgletscher erst zu Ende der „Eiszeit" diese Tiefe besass.

Resumiren wir vorstehende Beobachtungsdaten, so ergeben sich für den oberen Lauf ehemaliger Gletscherzuflüsse nur geringe Tiefen: Guspis ∠ 262 m, St. Anna 400 m, Gurschen 100 m, Göscheneralp 350 m. Der letztere war 3 km abwärts (bei Brindlistaffel) 400—500 m tief, 8—9 km abwärts (bei Göschenen) 700—800 m. Auf diese Entfernung senkte sich seine Oberfläche aus 2000—2100 m in 1800—1900 m; sein Bett aus 1725 in 1100 m. Die hieraus ersichtliche Aufdämmung des Reussgletschers vor den Schöllenen hatte solche Stauung des Urserngletschers zu Folge, dass die Dicke desselben 600—700 (resp. 400—675 m) betrug, und seine Oberfläche 2100 (resp. 2115 und 1850 m) Meereshöhe erreichte, d. h. fast die Höhe des Gotthardpasses. Hierdurch wurde zeitweiliger Abfluss über den Oberalppass (2052 m) ermöglicht. Vom Ursernthal bis Göschenen senkte sich die Gletscheroberfläche etwa (2115, 2100, 1850)—(1800, 1900) = 170 m; der Gletscherweg 1440—1100 = 340 m, und die Dicke des Stromes mitten in den Schöllenen war ca. 500—600 m.

Der über den Gotthardpass gedrängte Theil des Lucendrogletschers vereinigte sich im Tremolakessel mit dem von NO. kommenden Sella- und Soresciagletscher, und zwar ohne merkliche Stauung, denn von Ponte Tremola (1700 m) abwärts lag das 550 m tiefere Tessinthal offen vor. Der Sellagletscher war in der Gotthardtunnellinie reichlich 200 m tief, denn während am Sellasee (2232 m) seine Riefen der Thalrichtung folgen, sind sie am Südabhang des Greno di Prosa in 2495 m Meereshöhe gegen das Thal gerichtet, und zwar ältere S. 3 bis 15 O., jüngere S. 40 O. Der Seitengletscher, welcher diese Riefen zog, kann nicht viel tiefer in den Hauptstrom gemündet sein, woraus die Dicke des letzteren 2495—2232 = 263 m folgt. Andererseits liegen die höchsten der Thalrichtung folgenden Riefen (S. 60 W.) auf Alpe Sorescia (in der Tunnellinie) 2390 m ü. M., also 2390—2232 = 158 m über dem Sellasee.

Bei dieser Höhenlage der Oberfläche konnte der Soresciagletscher einen Seitenarm zwischen Loitadura und Loitaccia über den 2385 m hohen Loitamesurasattel südwärts geradenwegs in das Tessinthal bei Airolo entsenden, wie ein seine Ufer überfluthender Strom. Undeutliche Rundhöcker auf diesem Weg bei Grasso di Dentro (2235 m ü. M.) deuten allerdings von N. nach S. gerichtete Eisströme an, lassen aber nicht erkennen, ob dieselben den Rücken überflossen oder erst diesseits begannen. Nicht nur hier, sondern an den meisten oberen Gehängen des Tessinthales haben Witterung und Schutthalden die ehemaligen Gletscherspuren auf schieferigen Gesteinen unsichtbar gemacht, so dass es nur ausnahmsweise

gelingt, in demselben Querprofil vergleichbare obere und untere Marken aufzufinden.

Der Hauptstrom des Sella-Soresciagletschers floss in drei Armen südwestwärts nach dem Tremolakessel zur Vereinigung mit dem über den Gotthardpass gedrängten Lucendro. Der nördlichste Arm mündete zwischen Gotthard und Scara dei Ovi; der zweite ging durch Val Antonio; der dritte, zwischen Scara Orell und Scipsius herabkommende, debouchirte vor der Oeffnung der Tremolaschlucht. Auf dem Abfall vom Tremolaplateau (Cima del Bosco) nach dem Tessinthal sind die obersten wahrnehmbaren Schliffe in ca. 1500 m Meereshöhe gegen das Thal gerichtet; am Pfad entlang dem Waldsaum von Airolo nach Cima del Bosco bemerkt man die obersten der Thalrichtung folgenden Schliffe in ca. 1400 m; das nördliche Ufer des vom Bedrettothal herabkommenden Hauptgletschers mag hier also etwa 1450 m ü. M. gelegen haben. Unten sieht man in diesem Querprofil die tiefsten der Thalrichtung folgenden Riefen zwar erst in 1240—1250 Meereshöhe (bei Tamblina); doch dürfte es richtiger sein, den Gletscherboden in der Thalsohle selbst ca. 1130 m ü. M. anzunehmen [1]), woraus als Dicke des Bedrettogletschers bei Airolo ca. 320 m folgt. Undeutliche Spuren auf dem rechten Thalgehänge unterhalb Alpe Piscium führen dagegen zu einer Mächtigkeit von ca. 400 m. Ebenso die der Tessinthalrichtung folgenden der Alpe Fiendo.

An einer anderen Stelle wurde schon bemerkt, dass in der oberen Leventina die Tiefe des rückziehenden Gletschers etwa 350 m betrug. Seine vorherige Dicke lässt sich danach beurtheilen, dass unterhalb in Valle in 1600 m ü. M. die Riefen vom Lago Ritom noch gegen das Tesstinthal gerichtet sind, bei Altanca in 1400 m dagegen mit dem Thal, wonach hier das nördliche Ufer des Leventinergletschers etwa 1500 m hoch gelegen haben mag. Die Thalsohle erreicht unterhalb Piotta 1000 m, daher Gletscherdicke 500 m. Auf dem rechten Ufer sind oberhalb Piotta bei Giof Gletscherschliffe in ca. 1430 m mit dem Tessinthal gerichtet, auf der Alpe Prato in ca. 1600 m gegen dasselbe; daraus folgt Meereshöhe der Gletscherfläche ca. 1515 m, und da die Thalsohle oberhalb Piotta 1012—1040 m ü. M. liegt, eine Gletscherdicke 1515—1026 = 489 m.

Der Val Pioragletscher, welcher den Lago Ritom füllte und von da entlang der Fossa abfloss, kann keine grosse Mächtigkeit besessen haben. Denn aus dem nordwärts bele-

---

[1]) Die einzigen, unmittelbar am linken Tessinufer unterhalb der Station anstehenden Klippen von Marmor und Kalkglimmerschiefer sind vom Wasser gescheuert und jetzt ohne Gletscherspuren.

genen Kesselthal des Lago Tom (2023 m) sind die Schliffe noch gegen Ritom (1829 m) gerichtet, und dieses Kesselthal öffnet sich in 1950 m Meereshöhe so scharf geschnitten über dem Piorathal, wie das Guspisthal über dem Reussthal oder das Gribbiacciathal über dem Tessinthal, so dass der Piora-Gletscher noch 1950—1830 = 120 m dick geflossen sein mag, als sein Tomzufluss versiegte. Bei dieser Höhenlage der Oberfläche konnte er aber kilometerbreit vom Ritom abfliessen, und hieraus wird erklärlich, dass manche Schliffe am Südrand dieses See's ihm die Stossseite zuwenden, andere weiter ostwärts vorkommende, die Läseite. Manche dieser Schliffe sind nachmals vom Wasser gescheuert.

Der Abfluss des oberen Leventinergletschers in die mittlere Leventina erfolgte theils seitwärts über den Steilrand des Mte. Piottino, in welchem einzelne Lücken noch in 1230 m Meereshöhe entsprechend gerieft sind; theils gerade aus, entlang dem Längenthalzipfel Dazio-Prato-Cornone, wie deutliche Dolomitrundhöcker 1230 m ü. M. oberhalb Cornone beweisen, welche ihre Stossseiten westnordwestwärts gegen Prato wenden. Das Gletscherbett stieg hier auf einer Strecke von $2^1/_2$ km um 1230—950 = 280 m an; leider fehlen Marken, wonach die entsprechende Aufstauung des Eisstromes beurtheilt werden könnte.

Die über den Mte. Piottino abfliessende Gletscherflanke hat am Nordfuss der Klippenwand (unterhalb Dazio) Höcker gerundet, welche oberhalb der Bahnlinie vom Piottino- bis zum Pratotunnel sichtbar sind, von da zur Piumogna (Faido gegenüber) unter Schutthalden stecken mögen. Die riegelförmige Anhöhe zwischen Prato und Cornone, über welche der Gletscherstrom schob, ist bis auf die erwähnten Dolomithöcker mit Moränenschutt bedeckt, trägt auch sonst die Züge der Moränenlandschaft. Im Kalkglimmerschieferschutt findet man aber nur wenige typische Gotthardgesteinsbrocken (Sellagneiss); häufiger Hornblende- (und Granat-) Glimmerschiefer, ähnlich dem auch in der Nachbarschaft anstehenden. Jenseits dieses Riegels vereinigte sich zwischen Dalpe und Cornone mit dem oberen Leventinergletscher der Piumognagletscher. Der vereinigte Strom folgte der Piumogna, breitete sich am Gehänge südostwärts flach aus und trat (nach der Richtung der oberen Schliffe zu urtheilen) zwischen Faido und Chiggiogna in die mittlere Leventina, wo er sich mit den quer über den Mte. Piottino ausgebrochenen Armen wieder vereinigte. Man muss sich vorstellen, dass zwischen Dazio und Faido zwei Gletscher neben- und übereinander südostwärts flossen, durch Querarme verbunden, zwischen denen bare Klippen hervorragten. Unten bei Faido folgen alte Gletscherriefen der Thalrichtung: auf

den Höckern östlich von Polmengobrücke in 780 m ü. M., östlich am Piumognafall in 720 m; von da entlang dem alten Saumpfad nach Dalpe bis ca. 870 m; mitten im Thal oberhalb Chiggiogna (durch die Bahnarbeiten abgedeckt) in 690 m.

Als ungefähre Gletscherdicke folgt: oberhalb Faido 1230 (geschliffene Lücken im Mte. Piottino) — 780 (Riefen nahe Polmengobrücke) = 450 m; bei Faido: 1125 (oberhalb der Piumognacascadenschlucht) — 720 (unterhalb derselben) = 405 m. In der Höhe von Gribbio (1298 m) folgen die Gletscherspuren vom Pizzo Forno herab der Gribbiaccia, deren altes Thal bei Mte. Rastumo (1129 m) in das Tessinthal (630 m) debouchirt; also 500 m über demselben.

Die Thalmündung gleicht den schon erwähnten des Guspisthales und des Tomthales; ihre Hauptformen, gesehen von der oberen Biaschinabrücke, sind in Fig. 10. Taf. XX. skizzirt. Der Tessingletscher kann hier noch 500 m tief geflossen sein, als der kurze schuttreiche „Forno“ sich schon hinter die Rastumostufe des Gribbiacciathaler zurückgezogen hatte.

Im Val Chironico passirt der Pfad zwischen Mti. Doro und Spondaalp eine vom Pizzo Forno steil herabziehende Thalschlucht. Ihrer SSO.-Richtung folgen in ca. 1820 m Meereshöhe decimetertief im losen Glimmerschiefer ausgekehlte Gletscherriefen. Am Pfad von Mti. Cala nach Sponda ist dieselbe Schlucht in ca. 1530 m Meereshöhe mit Gletscherschutt garnirt, abseits trifft man aber in gleicher Höhe einzelne in der Richtung des Chironicothales geschliffene Disthenschieferklippen. Der Chironicogletscher muss hier also zwischen 1530 und 1820 m, sage in 1675 m, sein Ufer gehabt haben, während die Thalsohle gerade vor 1290 m erreicht (oberhalb der Wasserrinne). Daher Gletschertiefe 1675 — 1290 = 385 m. Diese Zahl kann durch die gerundeten Platten auf Sponda in 1930 m nicht controllirt werden, weil sie die Stossseite dem Pizzo Forno zuwenden. Die Thalsohle unten vor Sponda liegt in ca. 1350 m.

An der Mündung des Chironicothales in das Tessinthal sind zwischen Dorf und Kirche Chironico (800 m) Rundhöcker und Schliffe von West nach Ost gerichtet, d. h. entlang dem Seitenthal gegen das Hauptthal. Zwischen der Kirche und Gruno drehen sie sich aber in O. 66 — 57 S. und verlaufen dem Tessin fast parallel auf dem Plateau des Mte. Pelligrino gegen Tirolo und Giornico. Die höchsten in dieser Richtung beobachteten liegen 800 — 900 m ü. M. zum Theil horizontal entlang Klippwänden. Da der Boden des Tessinthales gerade vor 430—460 m ü. M. liegt, so dürfte die Dicke des Tessingletschers unterhalb der Biaschina etwa 850 — 445 = 405 m betragen haben. Uebrigens folgen Riefen auf dem rechten klippigen Ufer des Ticinetto di Chironico auch der Bachrich-

tung und vom Plateau schwenken andere durch Kehlen der Bachschlucht gerade zu: ein Beweis, dass das Terrain schon zur Gletscherzeit coupirt war wie jetzt. Diese Seitenriefen könnten vermuthen lassen, dass der Chironicogletscher noch Schutt geradeaus in das Tessinthal wälzte, als der Tessingletscher schon soweit geschwunden war, dass er den Pelligrino nicht mehr einhüllte.

Oberhalb Bodio und unterhalb Bidesco, Bidanengo-Budengo sind in etwa 800 m Meereshöhe durch Wildbäche flache Klippen abgekleidet, deren Gletscherriefen dem Tessinthal folgen. Letzteres liegt hier 320 m ü. M.; daher Gletscherdicke ca. 480 m. Die Aufstauung zwischen Biaschina und Bodio (6—7 km) beträgt also 480—405 = 75 m, und ist theils der Verflächung des Thalweges zuzuschreiben, theils dem bei Biasca herausschiebenden Brennogletscher.

Für die Strecke Biasca—Bellinzona sind die Beobachtungen unzureichend zur Beurtheilung der successiven Zunahme der Gletschertiefe. Ebenso am Lago Maggiore, wo ich zwar Schliffe bis unter den Wasserspiegel und etwa 100 m darüber kenne (Pino), aber nicht die höchsten.

Ein Resumé der im Vorhergehenden zerstreuten Daten ergiebt folgende Tiefen der alten Tessingletscher:

Seitenzuflüsse von Sella- und Soresciaalp 2—3 km oberhalb dem Absturz in die Tremolaschlucht 263 und 158 m, überhaupt ca. 210 m.

Bedretto bei Airolo; auf Bett mit ca 24 $^0/_{00}$ Gefälle, bei Stalvedro aufgestaut: 320—400 m, Mittelzahl 360 m.

Obere Leventina bei Piotta; auf Bett mit 13 $^0/_{00}$ (oberhalb 25 $^0/_{00}$, unterhalb 10 $^0/_{00}$) 489—500 m; im Mittel 495 m. (Während des Gletscherrückzuges, als noch Gotthardfindlinge an den Thalgehängen abgelegt wurden: 350 m.) Seitenzufluss vom Piorathal; bei Ritom 120 m.

Mittlere Leventina bei Polmengobrücke 450 m, bei Faido 405 m, zwischen Chiggiogna und Lavorgo 500 m. Gefälle des Bettes 30—19 $^0/_{00}$. Aufstauung in der Biaschina durch den Zufluss aus Val Chironico, welcher zwischen Sponda und Mti. Cala etwa 385 m tief war.

Tessingletscher an der Biaschina 405 m. Die erwähnte Aufstauung wird durch starkes Gefälle (84 $^0/_{00}$) des Gletscherbettes compensirt.

Untere Leventina bei Bodio 480 m; Gefälle des Bettes 9—10 $^0/_{00}$; Stauung durch den Brennozufluss bei Biasca.

(Riviera. Im Moësathal, 7 km oberhalb seiner Mündung in das Tessinthal, welches daselbst 5,5—3,5 $^0/_{00}$ abfällt: während des Gletscherrückzuges 310—410 m, im Mittel 360 m.)

Oberhalb Lago Maggiore, 730 m, Gefälle des Thalweges 2—1 ‰; Stauung durch grosse Seitengletscher, Aufschwimmen.

Der Seitenarm von da gegen den Luganersee über dem Ceneripass 377 m.

Obwohl die vorstehenden Ziffern je um einige Zehnzahl Meter von der Wahrheit abweichen können, so zeigen sie zusammengenommen doch, dass der Hauptgletscherstrom von Airolo bis Biasca etwa 440 m mächtig war. Auffällige Differenzen sind durch verschiedenes Gefälle, verschiedene Thalweite, Stauungen bedingt. Dass trotzdem die Dicke zwischen keinen weiteren Grenzen als 360 m und 500 m schwankt, ist besonders den gegenseitigen Compensationen durch Seitenzuflüsse und Abschmelzung zuzuschreiben. Die oberen Zuflüsse besassen in 1800—2200 m Meereshöhe geringe Mächtigkeiten: 120—260 m. Unmittelbar vor dem Austritt in die Poebene war der Gletscherstrom zu 730 m Tiefe aufgestaut.

Das vergletscherte Tessinthal zeigte demnach ein wesentlich anderes Eisrelief als das obere Reussthal: während letzteres zwischen Oberalppass, Gotthard, Furka, Dammafirn, Sustenpass etc. einem flachgewölbten Eispanzer glich, schmiegte sich ersteres mit concaven Flächen den jetzigen Thalcontouren an, und erst von der Biaschina zum Lago Maggiore war das Thal sozusagen gefüllt mit Eis, dessen Oberfläche in nahezu 900 m Meereshöhe fast horizontal (wenn nicht flach ansteigend) bis in den Fjord hinaus verlief. Bei so geringer Tiefe der Gletscherströme (in ihrem Oberlauf) ist anzunehmen, dass zwischen denselben nicht nur kahle Gräte und Spitzen hervorragten, sondern dass an der sonnseitigen Lehne des mittleren und unteren Thales lange Wald- und Wiesensäume sich hinzogen: oberhalb des Thal-Gletscherstromes, unterhalb der Grat-Firnflecken, und durchschnitten von kleineren Gletscherzungen. Diese Vorstellungsweise findet in jetzigen Schweizergletschern, welche tief in die Waldregion hinabgreifen und an deren Seite Vieh weidet, eine directe Stütze; sie erklärt ungezwungen die Herkunft von Holzüberresten in Gletscherseeen, deren im folgenden Kapitel gedacht werden wird.

Die geringe Gletschertiefe, wenigstens in den oberen Regionen, schliesst den Gedanken aus, dass das Gewicht des Eises ausgereicht habe, um eine continuirliche Schmelzung am kalten Boden und dadurch Fortbewegung zu erzeugen: der Boden musste wärmer als 0° sein, damit beides stattfinden konnte. Da aber die innere Temperatur des Gletschereises nahezu 0° beträgt, so genügt ein geringer Druck, damit es im Innern schmelze, um unmittelbar darauf wieder zu erstarren. Dieses ununterbrochene Oscilliren der einzelnen Theile zwischen zwei Aggregatzuständen verursacht eine ständig anhebende und ständig

wieder gebremste Bewegung und verleiht dem Gletschereis als Ganzem gleichzeitig die Eigenschaften des Festen und Flüssigen.

Die vorhergehenden Erörterungen über Weg und locale Stauungen des Tessingletschers führen zu der Ansicht, dass seine Erosionswirkung wohl überschätzt worden sein mag. Der über den Gotthard gedrängte Lucendrogletscher hatte auf der Passhöhe sicherlich zu viel Geschwindigkeit und Arbeitsvermögen eingebüsst, als dass er daselbst noch Seebecken hätte auskreiseln mögen; er kam müde an wie ein Schlittenpferd, dem alle Carousselgelüste vergangen sind. Die Rundung der vorhandenen Klippen und Vertiefungen durch diesen Gletscherarm, welcher wohl schwerlich viel Grundmoräne bergauf schieben konnte, bleibt auffällig genug. Die gewaltige Aufstauung des Gletscherstromes unmittelbar vor seinem Austritt in den Pogolf lässt die Ausnagung des Lago Maggiorebeckens durch diesen Strom als ein mechanisches Unding erscheinen; denn die Stauung war Folge verminderter, schliesslich fast verschwindender, Geschwindigkeit; ohne Geschwindigkeit verrichtet aber kein Druck irgend welche Arbeit. Die dem Eisstrom der Riviera innewohnende lebendige Kraft wurde auf Uebereinanderschieben des Eises zu beträchtlicher Höhe verwendet, deshalb konnte von derselben nicht viel übrig bleiben zum Aushobeln der Felsunterlage. Nehmen wir dazu noch an, dass der Gletscher unmittelbar in das Meer sich ergoss (wofür u. a. auch die Pliocänconchylien im Schutt bei Como sprechen), so musste er schliesslich aufschwimmen und kam mit dem Boden nicht mehr in Berührung. Seine Grundmoräne blieb liegen oder bewegte sich unter der schwimmenden Eisdecke vorwärts wie Wildbachschutt, der sich in einen See ergiesst; der Fjord wurde aufgefüllt anstatt vom Gletscher vertieft zu werden. An seiner Mündung zerstreute sich die geschlossene Packeisdecke, und was sie von Guffer, Gan und Blöcken mit sich geschleppt hatte, musste hier grossentheils zu Boden fallen: so entstanden halbringförmige Aufschüttungen vor den Fjordmündungen, welche nach Rückzug des Meeres Süsswasserseeen absperrten, vor denen sie nun als „Stirnmoränen“ liegen. Südlich vom Lago Maggiore ist eine Serra, durch welche die Bahnlinie Sesto Calende-Gallarate in tiefem Einschnitt führt; bekannter aber sind die amphitheatralischen Sirnmoränen vor dem Comer See u. a. Wenn der Boden des Lago Maggiore stellenweise unter dem Spiegel des Mittelmeeres liegt, so kann dies nicht befremden; sicherlich lag er einst noch viel tiefer und wurde erst durch Auffüllung verflächt. In einem Fjord ohne Seitenzuflüsse erfolgt die Auffüllung vom hintersten Winkel nach aussen; die Tiefe wächst

allmählich bis zu der Barre, welche der zerfliessende Packeisstrom abschüttete. Daraus ergiebt sich das eigenthümliche Längenprofil schottischer Fjords, welches gleichfalls als Stütze für Thalbildung durch Gletscherfrass citirt worden ist.

Es ist mir unbegreiflich, wie man sich getrauen mag, aus dem jetzigen ebenen Schlammboden eines See's irgend welche Schlusssätze auf die Entstehungsweise seines Beckens zu ziehen, dessen unbekannte Formen zu unbekannten Tiefen mit Schutt und Schlamm verschiedener Herkunft verhüllt sind. Im Luzernersee wurde wegen Anlage einer Gotthardbahnstation „am Brülmoos", zwischen Hôtel Tivoli und Wurzenbach bis 16 m tief in blaugrauem Schlamm mit Schalen jetzt noch im See lebender Schnecken und dünnen Zwischenlagen von Sand und Torf gebohrt; darunter Sand, aber kein fester Boden erreicht (von einem Riff abgesehen). Oben am See, wo der meiste Detritus eingeführt wird, kann die Alluvions-Decke über dem Felsboden a priori wohl nur noch dicker vorausgesetzt werden; ein Profil des letzteren, welches das Urtheil über die tektonische Natur des Beckens begründen helfen könnte, ist aber völlig unbekannt.

Durch folgende Zifferrechnung beabsichtige ich nicht die Tiefe festzustellen, um welche das Tessinthal durch seinen Gletscher ausgenagt worden ist, sondern nur zu zeigen, dass die im Gletscherstrom aufgespeicherte mechanische Arbeit nicht ausreichen konnte, um selbst in langen Zwischenräumen eine „gletscherhafte" Erosion zu bewirken. Man wird leicht finden, dass die hier gemachten Voraussetzungen und Ziffersubstitutionen zu einem viel grösseren Erosionsresultat führen müssen, als dem wirklichen, dass also die Rechnung ein Urtheil über die äusserste mögliche Grenze der Erosionswirkung begründen kann, obwohl sie keine quantitativ verwendbare Schlussziffern ergiebt. Ich nehme zunächst an, dass der Gletscherstrom von Cruina, im hintersten Winkel des Bedrettothales, bis Contone am Fuss des Ceneri durch Abschmelzen ebensoviel verlor als ihm durch Seitenzuflüsse zugeführt wurde, und dass er bei Contone seine Fallgeschwindigkeit nahezu eingebüsst hatte; ferner dass sein ganzes durch den Fall seiner Masse von Cruina bis Contone erzeugtes Arbeitsvermögen auf Abschleifen der Unterlage verwendet worden ist (nach Abzug des durch Stauung in der Riviera absorbirten Betrages).

Zwischen Cruina und Alle Foppe war die untere Breite des Gletscherbettes in 1980 m Meereshöhe 350 m; die obere in 2190 m Meereshöhe 1400 m, wenn wir daselbst eine Gletscherdicke von 210 m voraussetzen (die für Sella, Sorescia gefundene). Der Schwerpunkt des dasigen Querprofiles lag

2106 m ü. M. Bei Contone war die untere Breite des Gletscherbettes in 200 m Meereshöhe 2750 m; die obere in 930 m Meereshöhe 5825 m, und der Schwerpunkt des 730 m tiefen Eisprofiles lag 609 m ü. M. Daher effective Fallhöhe des Eises 2106—609 = 1497 oder rund 1500 m, auf einen Weg von 77 km vertheilt. Die mittlere Eisdicke können wir

$$\frac{210 + (2 \times 440) + 730}{4} = 455 \text{ m}$$

annehmen, und den Druck auf 1 cm² Bodenfläche der Thalmitte = 42 kgr. Die ganze pro Quadratcentimeter Weg des Eisstromes aufgezehrte mechanische Arbeit war mithin

$$\frac{1500 \times 42}{77000 \times 100} = 0{,}0082 \text{ kgmr.}$$

Nun ist die erforderliche mechanische Arbeit zum Pulverisiren von 1 cm³ Gestein:

1. Festigkeitsgruppe (Porphyr, Melaphyr, Trapp, Basalt): 84,4 kgmr;
2. Festigkeitsgruppe (Granit, Gneiss, Sandstein, Kalkstein, Marmor, Stinkstein): 29,2 kgmr;
3. Festigkeitsgruppe (Granit, Gneiss, Sandstein, Kalkstein, Marmor, Grauwacke, Glimmerschiefer): 12 kgmr.
4. Festigkeitsgruppe (Verwitterte Silicatbergarten etc.): 4,9 kgmr.

Die vom Gletscher auf 1 cm² Bodenfläche ausgeübte mechanische Arbeit von 0,0082 kgmr konnte also Gestein der

ersten Gruppe $\frac{0{,}0082}{84{,}4} = 0{,}00010$ cm,

zweiten Gruppe $\frac{0{,}0082}{29{,}2} = 0{,}00029$ cm,

dritten Gruppe $\frac{0{,}0082}{12} = 0{,}00068$ cm,

vierten Gruppe $\frac{0{,}0082}{4{,}9} = 0{,}00167$ cm

tief ausnagen.

Nehmen wir weiter für den Oberlauf des Eisstromes eine mittlere tägliche Geschwindigkeit von 0,2 m an[2]), welche

---

[1]) Siehe: „Ueber Gesteinsbohrmaschinen“ von F. M. Stapff, 1869, Stockholm bei A. Bonnier pag. 16, 17. Die benutzten Ziffern der Col. 7. pag. 17 sind hier in metrisches Maass umgerechnet.

[2]) Diese Mittelzahl aus gerade zugänglichen Beobachtungen an Alpengletschern nähert sich dem von Agassiz gefundenen Werth für den Aargletscher (72 m jährlich); bleibt aber weit hinter den Ziffern zurück, welche Helland in dieser Zeitschrift 1881. pag. 693 von dem Jacobshavngletscher im nördlichen Grönland mittheilt: $3^1/_2$ bis $22^1/_2$ m täglich Auf dem St. Annagletscher hatte ich 1877 in der Gotthardtunnellinie Jalons ausgesetzt und eingemessen, um das folgende Jahr ihre Verschiebung zu bestimmen. Wegen eines Beinbruchs kam ich aber 1878 nicht zum Gletscher und fand 1879 die Jalons nicht wieder.

im Unterlauf schliesslich fast Null wurde, so bewegte sich das Eis zwischen Cruina und Contone überhaupt täglich $\frac{0,2 + 0}{2}$ = 0,1 m vorwärts, und brauchte 2,4 Stunden um 1 cm zu überfahren und um vorstehende Tiefen zu erodiren. Demnach würden zum Ausschleifen einer Rinne von 1 m Tiefe erforderlich gewesen sein:

in Gesteinen	1ter	Festigkeitsgruppe	274 Jahre	überhaupt 106 Jahre.
„	2ter	„	95 „	
„	3ter	„	40 „	
„	4ter	„	16 „	

In Wirklichkeit sind diese Zahlen jedoch zu vervielfachen; denn die eingeführte Geschwindigkeit von täglich 0,2 m bezieht sich auf jetzige Gletscher mit starkem Gefälle, während der Tessingletscher seinen längsten Weg auf flachgeneigtem, bei Stalvedro und Prato selbst auf ansteigendem, Boden zurücklegte; seine Geschwindigkeit bei Contone war zwar gering, aber nicht = 0, und das gegebene Arbeitsvermögen wurde deshalb nicht ganz durch Reibung consumirt; die Reibung fand nicht nur auf dem Boden statt, sondern auch in der Eismasse selbst; und in der Grundmoräne, welche zermahlen wurde u. s. f. Ich glaube deshalb, dass die berechneten Zeiten verzehnfacht oder verhundertfacht der Wahrheit viel näher kommen würden, überlasse aber Jedem einen ihm besser scheinenden Wirkungsgrad anzunehmen; immerhin wären Hunderttausende, vielleicht Millionen von Jahren erforderlich gewesen, um das Thal in Gestein mittlerer Festigkeit 1000 m tief einzukratzen (während sich das Gletscherbett tiefer und tiefer senkte). Hierbei ist es gleichgültig, dass die vis viva des Eisstromes und seine Erosionswirkung an verschiedenen Stellen des Weges verschiedene waren, denn es handelt sich nur um Abschätzung der Grenzen eines summarischen, das ganze Thal betreffenden Arbeitseffectes.

Seitdem Credner auf die Umstauchung von Schichtenköpfen durch darüber gleitende Gletscher aufmerksam gemacht hat, schien es mir wünschenswerth, Beobachtungen über oberflächlich umgekippte Schichten zu revidiren, welche bei Aufnahme des Gotthardprofiles mit möglichster Genauigkeit angestellt worden waren, da die Richtigkeit eines Profiles ganz wesentlich von sicherer Bestimmung der Einfallwinkel abhängt. Die Ursache mancher oberflächlicher Umkippungen konnte zwar nicht festgestellt werden, so dass bei denselben die Annahme von Gletscherwirkung nicht ausgeschlossen wird. In weitaus den meisten Fällen ist aber leicht nachzuweisen, dass solche Verflächungen am Gotthard entweder die äusserlich sichtbaren

Indicien synklinaler und antiklinaler Brüche sind, oder die Folge der Denudation zerrütteter Schichten im Liegenden; und sie gewinnen praktische Bedeutung gerade weil sie oft schuttbedeckte, zerrüttete und zersetzte Gebirgsstreifen verrathen, denen Thalmulden, Runsen u. s. w. folgen. Wie wenig aber Gletscher mit dem Umlegen und Aufblättern solcher Schichtenköpfe zu thun haben, geht daraus hervor, dass dieselben öfters Schliffe und Riefen tragen, die älter sind als die Umkippung.

„Das Abrunden, Poliren und Schrammen der Klippunterlage dürfte die unbedeutendste von den Erosionswirkungen der Gletscher sein. Man beurtheilt den Effect einer Lastfuhre nicht nach den Fahrgeleisen, welche sie im Weg zurücklässt, sondern nach den fortgeschafften Massen, und sollte bei Beurtheilung der Gletscheresosion ähnlich verfahren. Die grösste Wirksamkeit der Gletscher besteht darin, dass sie allen von dem umgebenden Klippwänden abwitternden Schutt ununterbrochen wegführen, erst auf sich, dann unter sich. Deshalb kann sich an den Kesselrändern der Gletscher kein Sturzkegel von natürlicher Böschung bilden und allmählich an den Klippwänden so hoch hinaufsteigen, dass weiterem Abwittern derselben ein Damm gesetzt würde. Die Ränder ehemaliger Gletscherböden sind nicht schwerer zu erklimmen als irgend welche Schutthalde; jener lebendige Gletscher meist äusserst schroff, zerrissen und beweglich. In Folge der eben angedeuteten Wirksamkeit können Gletscher ganze Berggräte durchfressen, um so leichter, wenn die ausstreichenden Schichten nicht in der Richtung des Gletscherstromes einfallen; und je mehr sie zerrissen, zerrüttet oder zersetzt sind.“

Wenn man die Schuttmassen betrachtet, welche einem Gletscherstrom auf seinem Weg von vielleicht 100 km durch zerrissenes Gebirge successive zugeführt wurden, direct und durch Seitenzuflüsse, so darf man sich wohl fragen, ob und wie diese Massen schliesslich unter dem Gletschereis weiter transportirt werden konnten? Grosse Inlandeisfelder der Jetztzeit, aus denen nur wenige Klippzacken hervorragen, sind hier nicht comparabel; und die grössten heutigen Hochgebirgsgletscher werden es nur durch Proportionirung, einerseits der zurückgelegten Wege, andererseits der pro Flächeneinheit Gletscher herausragenden abbröckelnden Klippflächen. Aehnlich einem Wasserstrom, welcher bei starkem Gefälle abträgt, bei flachem aufträgt, wird in der Regel auch ein Gletscher in seinem Oberlauf fegen, in seinem Unterlauf von der Grundmoräne umsomehr unter sich liegen lassen müssen, je dicker, flacher geneigt, unbeweglicher dieselbe schliesslich wird. Deshalb kann nicht nur ein rückziehender Gletscher das Thal mit Schutt füllen (wie schon im vorigen Kapitel

bei anderer Gelegenheit vorausgesetzt wurde), sondern auch ein voll entwickelter; und wir stehen vor einem neuen Modus der Füllung von Thälern mit Schutt, worin später fliessendes Wasser einschneidend arbeiten konnte. Nach dieser Anschauungsweise würde das Hauptsächliche eines mächtigen Gletscherstromes, wenigstens in seinem Unterlauf, nicht mehr das Gletschereis sein, sondern vielmehr die darunter sich wälzende Grundmoräne, vergleichbar mit dem Schutt der Wildbäche, Muren, Laves, Moyas, Nants sauvages u. dergl. Und gleichwie beim Ausbruch eines Wildbaches der Mantel seines Schuttkegels nur zu relativ geringer Tiefe wieder durchfurcht und in Bewegung gesetzt wird, gleichwie in einem geschiebereichen Alpenfluss die Gerölleunterlage des Bettes nur zu geringer Tiefe aufgerührt und thalwärts geführt wird, dürfte auch der auf flachgeneigtem Thalweg über dicke Grundmoräne fliessende Gletscher schliesslich nur noch die oberen Lagen derselben in Bewegung erhalten, während die unteren zusammengepackt liegen bleiben. Der Uebergang aus der unbewegten in die mitbewegte Schuttmasse und aus dieser in den eigentlichen Schuttstrom wäre ein allmählicher, die Grenzen eine örtlich und zeitlich schwankende. Der Grundmoräne mischen sich Eisblöcke bei, aufwärts mehr und mehr, bis sie eine zusammenhängende Decke von Packeis, schliesslich von Gletschereis bilden. Der Schuttstrom wäre in diesem Fall also das Bewegende, das Gletschereis das Bewegte — aber dennoch von Bedeutung für den ganzen Vorgang durch seine innere Beweglichkeit, durch das Schmelzwasser, womit es die Grundmoräne ständig breiartig flüssig erhält, durch das Schuttmaterial, welches es von oben zuführt. Von einer Erosion des Gletscher- (bezügl. Grundmoränen-) bodens kann in diesem Fall keine Rede mehr sein, und hierdurch wird die Möglichkeit oder Wahrscheinlichkeit von Thalbildung durch Gletscherwirkung noch mehr eingeschränkt.

Wenn wir zugeben, dass Gletscher wegführend, fegend und erodirend an der Thalbildung theilnehmen und dabei ihr Bett allmählich tiefer legen; andererseits, dass sie nicht nur vor sich und auf der Seite, sondern auch unter sich auftragen können und somit ihr Bett erhöhen — so liegt darin kein Widerspruch, insofern diese verschiedenen Wirkungsweisen gleichzeitig an verschiedenen Orten des Gletscherlaufes statthaben, oder an demselben Ort zu verschiedenen Zeiten. Richtige Combination und Deutung von Gletscherfährten wird aber dadurch sehr erschwert, weil es nicht immer möglich ist, zu entscheiden, ob örtlich Zusammengehöriges auch zeitlich zusammengehört.

Ebenso schwierig wird die richtige Diagnose der Glet-

schergebilde, wenn wir einen ehemaligen grossen Gletscher als eisbedeckten trägen Schuttstrom auffassen, an dessen Oberfläche Wasserströme spülten, aufbereiteten, wegführten und wieder absetzten. Die gewöhnlichen Criterien für Gletschergebilde halten dann nicht mehr Stich. Einzelne Steine mögen gekritzt sein — wie solches auch in gewöhnlichen Muren vorkommt; andere abgerollt — wie Flussgeschiebe; die chaotische Hauptmasse der Grundmoräne aus abgekanteten Steinen, unaufbereitetem Schutt, Grant, Sand und Schlamm bestehend — wie Wildbachschutt, kann Becken umschliessen, in denen dieselben Materialien geschichtet sind, wie in Flüssen und Seeen. Alle diese Verhältnisse lassen sich in partibus an den Grundmoränen und Bächen jetziger Gletscher wahrnehmen, auch auf den Böden schwindender. Handelt es sich aber darum, nach vereinzelten Aufschlüssen zu entscheiden, ob eine gegebene alte Schuttanhäufung glacialen, torrentiellen, fluviatilen oder lacustren Ursprunges sei, so ist eine befriedigende Antwort ohne Berücksichtigung vieler Nebenumstände oft nicht leicht; und wohl wenn dabei als Entscheidungsgründe nicht Voraussetzungen zur Geltung kommen, deren Richtigkeit gerade geprüft werden soll. Als Gletschergebilde sind verhältnissmässig leicht und sicher erratische Blöcke und Findlinge zu erkennen, sofern ihre Herkunft, Anhäufung und Verbreitungsweise die Annahme rechtfertigt, dass der Transport auf dem Gleschereis erfolgte. Dahin gehören die erwähnten Findlinge von Gotthardgneiss und Bedrettogranit auf beiden Thalgehängen der oberen Leventina; die Marmorlesesteine von Roveredo auf dem Ceneripass. Die Glimmergneissblöcke auf dem Mte. Pelligrino am Ausgang des Val Chironico mag ich nicht unbedingt hierher rechnen; und einzelne Findlinge, welche von sehr verschiedenen Localen stammen können (Glimmerschiefer, Hornblendegestein etc.), sind keine guten Urkunden. Ein anderes ganz genuines Gletscherproduct ist das äusserst feine, mikroskopisch gesehen splittrige, durch Reibung entstandene, ungeschlämmte Gletschermehl, welches z. B. die im 2. Kapitel erwähnt Höhle vor dem Leggissteintunnel füllte, aber auch in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino (Fig. 9 zu Kapitel 2) vorkommt, daselbst mit Steinen vermengt, deren einige (Sellagneiss, Bedrettogranit) nur aus Val Bedretto, Torta, Tremola oder Canaria stammen können. Hier haben wir also unzweifelhaft die Grundmoräne des Tessinerhauptgletschers vor uns; und die nächstfolgende Schicht grober Blöcke, meist Gneiss der mittleren Leventina, dürfte Gan sein, welcher beim „Schwynt" als Moräne vor dem Gletscher liegen blieb. Die höheren Lagen von Sand, Kies und Schutt entstammen aber dem Val Chironico, sind geschichtet und aufbereitet, also im

Wasser abgesetzt; — ob unmittelbar vom Chironicogletscher oder als Wildbachschutt aus dessen Material, lässt sich nicht enscheiden. Das ganze ist geschichtete Stirnmoräne oder Schuttkegel, welcher vor Val Chironico die Biaschina füllte, und den Tessin in der mittleren Leventina zu einem See aufstaute. Ob der anfangs breit und seicht abfliessende Strom die Oberfläche des Schuttwalles planirte und die groben Blöcke auf dem Plateau von Chironico liegen liess, oder ob die Ablagerung unter Meer erfolgte, nach dessen Rückzug erst der mittlere Leventinersee zum Vorschein kam, gehört zu den im 2. Kapitel erörterten Fragen.

Gletschermehl (Krossstensmjöl, gäslera, väslera z. Th.) ist feucht zwar plastisch, nach dem Eintrocknen aber zwischen den Fingern zerreiblich, denn es ist nicht kaolinisirt. Dadurch schon unterscheidet es sich von thonartigen Bildungen, deren Material als feinstes Zermalmungsproduct der Gletscher ihren Bächen am weitesten folgte (Gletschermilch), bis es in ruhigem Wasser zum Absatz kam und Zersetzungsprocessen unterlag; von diesen Gletscherthonen wird im nächsten Kapitel die Rede sein.

Die bei weitem verbreitetsten Gletscherbildungen sind chaotische Moränen aus Blöcken, abgestossenen Steinen, gerolltem, geschliffenem, wohl auch gekritztem Schotter, Kies Sand und Mehl. Von fliessendem Wasser nicht weggeführte Ueberreste derselben finden sich häufiger an Thalgehängen als auf dem Thalboden, z. B. von Airolo nach dem Canariathal hin; auf der linken Thalseite, von welcher auch das Moränenmaterial herstammt, nämlich vom Gotthard und Scipsius. Es ist von dem im 2. Kapitel erwähnten Wildbachschuttkegel des Valeggio überlagert, weiter westwärts von längst vernarbten Sturzschutt des Sasso rosso und Wildbachschutt des des Ri di Jenni. Thalabwärts stellt sich undeutliche Schichtung ein — in den Eisenbahnanschnitten durch Blöcke roh markirt — und endlich in der von der Canaria durchbrochenen Valleterrasse ziemlich deutliche Schichtung, etwa 15° gegen das Tessinthal abfallend. Hier aber gesellt sich zum Gotthard-Scipsiusmaterial solches aus dem Canariathal (Kalkglimmerschiefer, Dolomit, Anhydrit) und der Schutt ist verwaschen: mit der Seitenmoräne des Gotthardgletschers collidirte die Mure des Canariathales. Ob letztere nur Grundmoräne ist, oder auch Wildbachschutt, vorgeschoben nach Rückzug des Canariagletschers, vermag ich nicht zu entscheiden. Allenfalls hat dieser Canariaschuttwall einstmals das Tessinthal abgesperrt und den See von Airolo zur Höhe von 1150 — 1160 m aufgedämmt. Die im Gebirgsbau begründete Cluse von Stalvedro praeexistirte vielleicht und wurde nur verlegt; oder das zertrümmerte Ge-

stein wurde entlang der Verwerfungsspalte aufgerissen, in demselben Maass als sich der Abfluss des Tessins tiefer in den Schuttwall einschnitt. Vor Oeffnung der Stretta di Stalvedro hatte der Tessin einen breiten Abfluss zwischen derselben und Madrano, ähnlich dem älteren Abfluss aus der mittleren in die untere Leventina über Piano die Chironico.

Der Gletscherschutt, welcher den Thalriegel zwischen Prato, Dalpe und Cornone bis auf die mehrerwähnten moutonnirten Dolomithöcker einhüllt, ist gleichfalls chaotisch und besteht ganz überwiegend aus verwittertem und zu graugelbem Grus zerfallenem Kalkglimmerschiefer, mit spärlichen und wenig charakteristischen Gotthardgesteinen. Solcher und Piumognaschutt bezeichnet übrigens den Hauptgletscherweg von Cornone nach dem Tessinthal (Chiggiogna). Auf Dolomit abgelagerte Moräne bildet auch den Mamelon der Kirche von Prato (1050 m). Weiter unten am Eingang der Defilée von Dazio durch den Mte. Piottino, fehlt sie aber fast gänzlich und abgestürzte Gneissblöcke liegen hier meist unmittelbar auf anstehendem Gneiss. Da auch im Thalboden, nächst oberhalb der Schlucht, durch die Eisenbahnanschnitte kein Gletscherschutt aufgeschlossen ist, so scheint der Mte. Piottino bei Dazio überhaupt so gut wie frei von Moränen geblieben zu sein, woraus folgt, dass hier der Fels erst nach der Glacialzeit durchsägt wurde. Allenfalls war der Mte. Piottino nach dem Gletscherrückzug zur Höhe von wenigstens 1050 m geschlossen und bildete den Damm für den oberen Leventinersee.

Chaotischer Pizzofornoschutt, welcher die Terrassen von Gribbio zusammensetzt, und durch rostige Glimmerschieferfliessen undeutlich geschichtet ist, wurde schon im 2. Kapitel erwähnt; es erscheint zwecklos, kleinere derartige Moränen im Bedretto, Val Canaria (bei Sottacordo und oberhalb Madrano terrassirt), zwischen Lago Tom und Cadagno, im Val Chironico u. s. w. zu beschreiben, schon weil ihre Glacialnatur nicht immer unumstösslich nachweisbar ist.

Der vom geschwundenen Firn hinterlassene Schutt unterscheidet sich vom wirklichen Gletscherschutt hauptsächlich dadurch, dass er dem Kahr selbst oder seiner nächsten Umgebung entstammt: abgelöste, verschobene Platten des Felsbodens; abgefallene Blöcke der Gratwände, welche liegen blieben als der Firn abschmolz, und mit welchen später sich der Sturzhaldenschutt mengte, der nun den Fuss der Wände umwallt und gegen weiteres Absitzen schützt. Dies sind die Steinwüsten, welche man in jedem alten Firnboden, am Fuss eines jeden Gneissgrates überklettern muss. In bröckeligem, leichter verwitterndem Schiefergestein ist der mit Grundlawinen auf den Firn geführte Schutt bindig, ungeschichtet, und von

gewöhnlichem Gletscherschutt hauptsächlich nur dadurch verschieden, dass er gleichartiger; nicht zwischen Eis und Fels abgestossen, zermahlen und theilweise aufbereitet wurde. Mancher Firn- (und Gletscher-) Fleck ist mit solchem „Schmutz" dick überzogen. Wo die jährlichen Lawinen niederfahren, häuft er sich zu unregelmässigen Hügeln, welche nach dem endlichen Wegschmelzen des Firns liegen bleiben. (Val Tortaseite des Sellapasses, Bedrettoseite des Nuffenenpasses, Canariathal, Campolungo, Alpe Prato und anderen Punkten besonders im Gebiet des Glimmerschiefers und Bündtener Schiefers.) [1])

Die Trümmerfelder der Firnkahre erinnern lebhaft an die „steinernen Meere" der deutschen Mittelgebirge mit ihren Wiegesteinen, Lipfersteinen etc., und an die mit Steinblöcken besäten Wälder und Felder Schwedens. Ich erwähne hier diese meist durch Zertrümmerung und Zertheilung des Anstehenden, durch Witterung und theilweise Wegführung des feineren Schuttes entstandenen, Blockanhäufungen zunächst deshalb, weil Nordenskjöld in der Reisebeschreibung der Vega (II. Bd. pag. 393) die Aufmerksamkeit darauf lenkte, da er sagt: „Ein sorgfältiges Studium der Sandberge am Binnenmeere Japans, der Thonklippen Hongkongs und des Kabook Zeylons würde ganz sicher unerwartete Hinweise zur Erklärung der ursprünglichen Entstehung der aus Sand- und Rollsteinen bestehenden Sandrücken Skandinaviens liefern. Es würde sich zeigen, dass vieles, was von den schwedischen Geologen noch als von Eis und Wasser transportirte ungeschichtete Moränen und Schuttmassen betrachtet wird, Erzeugniss eines im grossartigen Maassstab vor sich gegangenen Verwitterungs- oder richtiger Zersetzungsprocesses ist. Ja sogar ein Theil unserer quartären Thone dürfte einen ähnlichen Ursprung haben, und man findet hier eine einfache Erklärung des wichtigen, aber von unseren Geologen nicht genügend beachteten Umstandes, dass an einer Stelle oft alle erratischen Blöcke gleicher Art und in ihrer Beschaffenheit dem unter- und naheliegenden Felsgestein sehr ähnlich sind." Die Thatsache, dass Gletscherschutt in vielen Fällen nicht weit transportirt worden, ist in Schweden so wohl bekannt, dass z. B. Erzsucher ihr Augenmerk auf lose Erz- und Ganggesteinsbrocken (jordstenar) richten, und deren Anstehendes nach der Stossseite der Gletscherriefung suchen, manchmal auch in kleiner Entfernung finden. In der Umgebung Gefle's bestehen zahllose Krosssteinschutt-

---

[1]) Lawinen, welche jährlich an derselben Stelle niederkommen, erzeugen auch ohne Firn und Gletscher ganz ähnliche Schuttanhäufungen, welche materiell oft auch nicht von Wildbachschutt zu unterscheiden sind.

haufen fast ausschliesslich aus Sandstein, wie er in der Nachbarschaft, am Gestrikland-Storsjö, ansteht. Forselles hat auf seiner geologischen Karte Schwedens grosse Gebiete nach den daselbst meist verbreiteten losen Gesteinen colorirt, und diese Praxis kann noch heutzutage von kartirenden Geologen oft nicht umgangen werden. Könnte man an solchen Stellen („steinerne Meere etc.") Firnherde des ehemaligen Inlandeises vermuthen, so wäre die Identität des Schuttes mit dem in der Nähe anstehenden Gestein ebenso natürlich als in den Firnkahren der Alpen. Viele Gründe sprechen jedoch gegen solche Voraussetzung.

Naturgemäss scheint, dass jede Grundmoräne die auf ihrem Weg anstehenden Gesteinsarten in der Nähe des Fundpunktes reichlicher führt als weiter abwärts, wo sie zwischen vielen anderen dazu gekommenen zerstreut sind; und für diese Thatsache finden sich mannichfache Belege auch im Tessinthal. Einige der daselbst localisirt vorkommenden Gesteine sind so charakteristisch, dass über die Herkunft ihrer Geschiebe gar kein Zweifel herrschen kann: z. B. der Granit mit röthlichem Quarz, welcher vom Mättlihorn über Pizzo Pesciora, Rotondo etc. das Bedrettothal entlang zieht und ostwärts im Val Tremola auskeilt. Im Bedretto findet er sich häufig als Moränenschutt; in der oberer Leventina als Findlinge; thalabwärts als Flussgeschiebe, welche erst den Moränen der oberen Thalglieder entnommen sein dürften; in der unteren Leventina ausserdem ganz sporadisch in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino. Uegefähr dieselbe Verbreitung haben Geschiebe von Gneissgranit mit röthlichem Quarz; ein Uebergangsgestein aus dem erwähnten Granit in grobflaserigen Gneiss, welches z. B. am Gotthard zwischen der Todtenkapelle und Ponte die Sella ansteht. Auffällig spärlich, schon in dem Erratischen bei Airolo, ist der eigentliche sogenannte Gotthardgranit oder Fibbiagneiss mit seinen grossen Orthoklaskrystalloiden; häufig dagegen, in Moränen und als Findlinge, zwischen Tremola und Cima del Bosco, wo er viele tausend Tunnelgewölbsteine geliefert hat. Sehr verbreitet in den Schuttanhäufungen vor Val Canaria und im Thalschotter abwärts; spärlich im Riegel von Prato-Dalpe und vereinzelt in der Grundmoräne des Mte. Pelligrino sind dagegen Geschiebe von sogen. Sellagneiss, mit weissen interlacirten Quarzfeldspathlamellen, einzelnen Orthoklasaugen, schwarzbraunem und grünlich-weissem Glimmer. Dies Gestein folgt ziemlich zusammenhängend der Gotthardsynklinalen (Südflügel) und Val Bedretto durch Val Torta in's Unteralpthal; steht aber auch im oberen Canariathal an, so dass Geschiebe desselben allenfalls Stalvedro passirt haben müssen. Dasselbe

gilt vom braunglimmerigen Glimmergneiss des Gotthardgebietes, welcher sich südwärts an den Sellagneiss anlegt. Da ähnlicher Glimmergneiss aber auch in der oberen und mittleren Leventina ansteht, so ist die weitere Verbreitung thalabwärts von Geschieben dieses Gesteines nicht auffällig. Granat- und Hornblendeglimmerschiefer, wie sie vom Bedrettothal in's Canariathal hinein- und in's Piorathal hinausziehen, untergeordnet aber auch in der oberen Leventina anstehen, kommen in der Moräne von Cornone vor; als vereinzelte unansehnliche Findlinge noch in der unteren Leventina; als Flussgerölle im ganzen Thalgebiet. Desgleichen Hornblendegestein, dessen Frequenz vielleicht Folge grosser Widerstandsfähigkeit ist, vielleicht nur scheinbar, weil die Geschiebe wegen ihrer Farbe unter anderen sofort auffallen.

Aehnliches gilt vom schwarzen Glimmerschiefer mit und ohne Granaten, welcher auf der rechten Thalseite dem Kalkglimmerschiefer des Bedretto und der oberen Leventina folgt, aber auch auf der linken am Scipsius, im Val Canaria und Val Piora auftritt. Trotz relativ geringer Mächtigkeit seiner anstehenden Schichten erkennt man die schwarzen Brocken desselben fast in allen Schuttanhäufungen des Bedretto und der Leventina. Sie sind meist stänglich aufgeblättert, zwischen den Fingern zerreiblich; auffällig gross erscheinen darin die glänzenden braunen transversal eingestreuten Glimmerschuppen — viel auffälliger als im frischen Gestein.

Von dem petrographisch verwandten Belemniten-führenden Nuffener Knotenschiefer kenne ich Geschiebe nicht weiter thalabwärts als 5 — 7 km. Von dem Schwefelkies-führenden Kalkquarzit des Scipsius sieht man öfters vereinzelte Brocken im Schutt bei Airolo; in der oberen Leventina wenigstens als Flussgeschiebe. Sie gleichen dem frischen anstehenden Gestein aber wenig. Der Schwefelkies ist zu Rothocker verwittert, welcher Cavernen mit Querwandungen füllt; und nach längerem Wassertransport der aus dem Schutt gespülten Brocken ist der Rothocker so ausgespült, dass nur noch cavernöse Quarzgeschiebe bleiben, in deren Höhlungen hie und da angefressener Kalkspath sichtbar ist.

Trotz der grossen Verbreitung des Kalkglimmerschiefers im Bedretto und der oberen Leventina, zwischen Val Canaria und Val Piora, findet man deutlichen Moränenschutt desselben nicht unterhalb dem mehr erwähnten Riegel von Prato-Cornone. Feuchter Kalkglimmerschiefer verwittert leicht zu porösen Brocken und rostigem, kalkigem Gries, welcher entweder andere Geschiebe cementirt, oder vom Wasser fortgeführt wird. In den Mergel- und Glimmerthonen der Gletscherseeen finden wir die feinst zermahlenen Bestandtheile

des Kalkglimmerschiefers wieder. Einzelne Findlinge desselben sieht man noch in der unteren Leventina. Den Kalkglimmerschiefer begleitender Dolomit, Marmor, Rauhwacke sind als Gletschergeschiebe nicht weit geführt worden. Im Val Bedretto, Canaria, Piora, in der oberen Leventina und auf Campolungo stehen diese Gesteine in der Regel nicht hoch genug über den ehemaligen Gletscherwegen an, als dass sie auf dem Eis hätten transportirt werden können; und in der Grundmoräne wurden die losen Gesteine zermalmt. Ich entsinne mich, keinen wirklichen gletschertransportirten Dolomit- oder Rauchwackefindling in der Leventina gesehen zu haben, Massen dagegen, von Pizzo Lambro, von Piumogna NNO-wärts. Kleinere Geschiebe sind häufig in dem Canariaschutt, spärlich in der Cornonemoräne; Gerölle von Eigrösse findet man aber noch weit unterhalb Giornico im Tessin. Aehnlich verhält es sich mit dem Anhydrit von Villa, Airolo und dem Canariathal. Seine sehr leicht zu erkennenden Geschiebe trifft man nur spärlich unterhalb Stalvedro und wohl nie unterhalb Dazio. Die Anhydritgerölle der Canaria sind äusserlich stets frisch, denn die sich bildende Gypskruste wird ununterbrochen wieder entfernt, wobei das Volumen des Gerölles rasch abnehmen muss. Im Canariaschutt steckende Anhydritbrocken sind dagegen mit loser, geborstener Gypsschale umgeben, oft ganz und gar in zerreiblichen, nicht mehr transportfähigen Gyps zerfallen. An der Bildung der Gletschermergel mit ihren Lösskindeln, wovon im folgenden Kapitel die Rede sein wird, mögen übrigens neben dem Kalkglimmerschiefer zermahlener Dolomit und Rauhkalk Antheil haben. Dass Findlinge von krystallinischem Kalk auf dem Ceneripass 19 km weit aus dem Moësathal herbeigeführt sein dürften, wo solcher Kalk im Gneiss eingelagert vorkommt, wurde schon früher erwähnt. Der Glimmerschieferschutt des Pizzo Forno ist in den Terrassen an der Gribbiaccia localisirt. Aus ihrem weggeführten Material ist im Tessinthal ein Schuttkegel aufgebaut; und an demselben, aus dem feinsten Schlamm ein Thonlager abgesetzt.

Die Gneiss- und Glimmergneissblöcke auf dem Mte. Pelligrino und Ruvina bei Chironico entstammen ausschliesslich dem unteren Val Chironico; im Schutt des Mte. Pelligrino (Fig. 9 Taf. III. dieses Bandes) mischen sich damit Disthen-Glimmerschiefergeschiebe aus dem oberen Val Chironico, Gneiss und Glimmergneiss aus der Leventina; und in der Grundmoräne kommen endlich auch Gotthardgesteine zum Vorschein, wie schon früher erwähnt wurde.

Schliesslich sei als Beispiel für Ablagerung von Gletscherschutt nahe seinem Herkunftsort noch eine Moräne bei

Borgho Vico oberhalb Como erwähnt, deren Schichtung die Skizze 11 Taf. XX. (nahe westlich vom südlichsten Schacht des Olimpinotempels aufgenommen) verdeutlicht. Die groben Geschiebe der Schichten a und c, sowie das mergelige Cement der letzteren bestehen aus unterem Jurakalk, wie er wenigstens 12 km weit nordwestwärts in der Richtung nach dem Luganosee und 17 km nordostwärts entlang dem Westufer des Comosee's ansteht. Der Kies in c ist theils Kalk, theils Silicatgestein; ebenso der wenig verwaschene Sand und das Mehl in b. Dass diese Moräne einen von Nordwest, d. h. vom Luganosee und über den Mte. Ceneri, vorgeschobenen Gletscher angehört, scheint aus ihrer frontalen Lage vor dem Thalzug Laveggio - Breggia zwischen Lugano- und Comosee, sowie dem Schichtenwall gegen letzteren hervorzugehen; überdies liegt oberhalb des Tunnelschachtes, westlich vom Weg, ein „Findling von Fibbiagneiss?“ (Notizbuch von 1877) und Porphyrfindlinge vom Luganersee sind noch bei Mendrisio häufig. „Granit“-Findlinge bei Como stammen nach v. Buch aus der Gegend von Chiavenna. Hätte die Moräne aber auch dem Comoseegletscher angehört, so wird dadurch die Thatsache nicht irritirt, dass der Schutt ganz überwiegend dem letzten Wegstück entnommen ist.

Als Beispiel abgerollten Grundmoränenschuttes (Rullstensgrus) seien die Ablagerungen im Thalboden vor Airolo und namentlich auf dem Tunnelbauplatz erwähnt. Im Lä der Rauwackenklippen auf dem linksseitigen Ufer streckte sich 300 m thalabwärts ein Äs[1]), 2—4 m über der flachen Einmuldung hervorragend, die ihn vom Thalgehänge trennte; nach dem Fluss steil abfallend. Derselbe besteht ganz überwiegend aus Bedrettogeschieben; einzelne Blöcke, zahlreiche kopf- bis eigrosse Rollsteine, Kies und Sand sind chaotisch gemengt; alles verwaschen, abgestossen und abgerollt; Kritzen sehr selten. Von der 10—15 m tiefen Grundmoräne, welche hier einst den ganzen Thalboden füllte, hat der Fluss das meiste weggeführt und nur einen an das linke Thalgehänge gelehnten, von den erwähnten Rauhwackenklippen gedeckten Schmitzen stehen lassen. Diese Grundmoräne bewegte sich offenbar als turbulenter Schuttstrom unter dem Gletscher. An wenigen Punkten ist blaugrauer, zäher Schlamm (Gletschermehl) eingelagert, welche am Thalgehänge in geschützten Becken abgesetzt, nachmals überschüttet wurde, und nun unregelmässige Nester bildet (Voreinschnitt der Tunnelcurve).

---

[1]) Behufs Gewinnung von Schotter und Sand ist der untere Theil grösstentheils abgegraben; auf dem oberen stehen Tunnelinstallationsgebäude; der Abhang thalwärts ist überschüttet.

Da der Rollsteinrücken über den später zu beschreibenden Seeablagerungen äusserlich hervorragt, so könnte es scheinen, als seien letztere von Grundmoräne bedeckt, welche, einem zweiten Gletscherstoss angehörend, zur Voraussetzung zweier Eiszeiten führen würde. In Wirklichkeit ist aber der Fuss der Grundmoräne von den Seesedimenten mantelförmig umlagert, und die oben abgespülten Theile sind im See unten vor wieder abgesetzt worden. Dadurch entsteht verschränkter Schichtenverband, welcher die zweierlei Bildungen sogar als gleichzeitige erscheinen lassen könnte, obwohl der See mit seinen Ablagerungen erst nach dem Gletscherrückzug, d. h. auf der Grundmoräne, denkbar ist. Ausgeschlossen bleibt aber nicht zeitweilige Ueberfluthung des Seeschlammes etc. mit Geschieben aus oberen, vielleicht noch vergletscherten, Thalregionen.

Aehnliche åsartige Ueberbleibsel von Grundmoränen im Thalboden sind mir unterhalb Airolo nicht bekannt. Dagegen wurden sie schon vom Leguana- und Vedeggiothal jenseits des Mte. Ceneri erwähnt. Im oberen Bedretto kommen einige undeutliche vor; vereinzelte, aber sehr deutliche im Reussthal vom Wyttenwasser bis Hospenthal. Ihre Bildung setzt eine mächtige Grundmoränendecke über dem Thalboden voraus und hinreichendes Gefälle desselben, dass der Fluss einschneiden und abtragen konnte. In engen, steil ansteigenden Thälern, welche der rasch fliessende Gletscher fegte, sind Grundmoränenanhäufungen nur während des Gletscherrückzuges verständlich; Rücken derselben blieben aber in der Thalmitte nicht wohl stehen, weil sie den Wasserweg theilen und noch mehr einengen würden. Ebenso wenig sind Åsar in breiten, ganz flach abfallenden Thalböden gewöhnlich, wie z. B. in der Riviera, wo der Fluss aufträgt und nicht in die Grundmoräne einschneidet.

Zum Schluss seien noch verwaschene Gletscherschuttanhäufungen im Reussthal, von Göschenen abwärts, erwähnt, welche die Thalgehänge bald als vernarbte Köpfe, bald als rüfige Halden 150 — 200 m hoch garniren und durch die Bahnbauten vielfach aufgeschlossen worden sind, besonders oberhalb Wasen. Mir scheinen dieselben Ueberbleibsel des unter dem Gletscher sich aufstauenden Schuttsromes (Grundmoräne), worin nachmals die Reuss ihr Thal bis zum gletschergeschliffenen Boden grub, und ihr jetziges enges Bett in letzteren hinein. [1]) Einige der gebliebenen Köpfe und schmalen Plateaus bei Wasen fallen übrigens nahezu in die Strandlinien-

[1]) Bei der „Mühle“ ca. 35 m tief in den moutonnirten Klippboden (850 m).

horizonte 1055, 951, 809. Sie lehnen sich fast stets an Klippsporen zwischen Hauptthal und Seitenthälern (z. B. Meyenreuss, Fellibach).

Unmittelbar auf dem geschliffenen Fels liegt in der Regel chaotische Moräne, verkittet durch wenig verwaschenen mehligen Sand, welcher auch schmitzenweise den Schutt durchgreift. (Horizontal geschichtetes Gletschermehl in der Kapitel 2 erwähnten Höhle am Leggisteintunneleingang, vor welcher Schutt auf abgeschliffener Klippunterlage.) Grössere Blöcke kommen vereinzelt vor, oder haufenweise an einzelnen Stellen. Das Bindemittel tiefliegenden, durchnässten, chaotischen Schuttes ist durch Eisenoxydul grünlich- oder bläulich-grau gefärbt; in höher belegenem, drainirtem, dem Luftzutritt zugänglichem von Eisenoxydhydrat rostgelb. Graue Färbung solcher Ablagerungen deutet übrigens auf organische Substanzen, durch welche das Eisenoxyd des Detritus erst reducirt wurde. Auf der chaotischen Grundmoräne liegt die geschichtete; mitunter aber auch unmittelbar auf dem geschliffenen Fels, besonders bei geringerer Mächtigkeit und hoher Lage über dem Thalboden. Auch sind chaotische Partieen regellos den geschichteten eingeschoben.

Die verwaschene Moräne besteht nebst Blöcken aus scharfem, grobem, gelbem und gebleichtem Sand. Die Bleichung schein auf Extraction der Eisenoxyde durch organische Säuren zu beruhen; das an anderen Stellen wieder abgesetzte Eisenoxydhydrat verursacht daselbst die intensivere Rostfarbe. Bis zu einigen Metern unter Oberfläche kommen Limonitknauer vor, und zu noch grösserer Tiefe papierdünne Blätter von Eisenoxydhydrat auf Schichtflächen des rothstreifigen Sandes. Das Schuttmaterial ist dem Gebiet des Finsteraarhorns entnommen; Urserngeschiebe sieht man nur ausnahmsweise.

Beachtenswerth scheinen erbsen- bis haselnussgrosse Stückchen von Holzkohle, die ich in den Anschnitten des obersten Stranges der Gotthardbahn oberhalb Wasen, etwa 1000 m ü. M., öfters, aber immer ganz vereinzelt, gefunden habe; stets im Sand, mitunter 5—10 m unter Oberfläche. Es ist sehr poröse, lockere Nadelholzkohle, oft von Vivianit gleichsam blau angehaucht. Holzbrände habe ich nicht gesehen, dagegen ein Stück Leggföhren- (oder Arven-) holz aus dem chaotischen Schutt am Ausgang des Kirchbergtunnels (ca. 870 m ü. M.). Diese Ueberreste beweisen, dass der Gletscherstrom keineswegs das Thal über die Baumgrenze hinaus füllte: zwischen seinem Rand und dem Schneefleckengürtel zog sich ein Waldsaum, möglicherweise bewohnt. Da nach Früherem die Gletscherdicke bei Göschenen, 4 — 5 km oberhalb Wasen,

700—800 m betrug, und da der (gletschergeschliffene) Thalboden bei Wasen etwa 870 m ü. M. liegt, so dürfte daselbst die Oberfläche des Gletscherstromes 1600 m Meereshöhe erreicht haben, so dass darüber noch Platz für einen 400 m hohen und etwa 600 m breiten Waldgürtel blieb, wenn wir die Waldgrenze in 2000 m annehmen. Unter solchen Verhältnissen scheint nicht das Vorkommen von Holz im Gletscherschutt auffällig, sondern die Seltenheit des Vorkommens.

Die Schichtung des verwaschenen Moränenschuttes ist nicht nur durch die erwähnte Streifung der Sandlagen angedeutet, sondern mehr noch durch den Wechsel von Sand-Kies-Geröll-Bänken, welche, ohne Ordnung ineinandergreifend, anschwellen und ausspitzen; im Ganzen aber wenig in der Thalrichtung abfallen stärker quer dagegen. Mantelförmige Schichtung, entsprechend den Oberflächencontouren der Moränenmamelons, ergaben die Aufschlüsse einiger Probeschlitze oberhalb Wasen; sie kann nur eine ganz superficielle Erscheinung neueren Datums sein, denn in den tieferen Bahnanschnitten war davon nichts zu merken.

Aehnliche Collisionen an der Oberfläche der Gletscherbildungen sind überhaupt nicht selten; besonders Wildbachschutt verwickelt sich oft dermaassen mit denselben, dass Unterscheidung der glacialen und postglacialen Aufschüttungen unmöglich sein würde, wenn man nicht den Fortgang der letzteren vor Augen hätte. Das in Fig. 12 skizzirte Profil eines Probeschlitzes über der Station Wasen (am obersten Strang der Bahnlinie, 34,087 km nach dem Project von 1875) zeigt z. B. wie der Sturzhaldenschutt eines noch lebendigen Wildbaches in die Schichtung verwaschenen Sandes eingreift, welcher äusserlich von dem beschriebenen Moränensand nicht verschieden ist, allenfalls unmittelbar auf Moräne liegt. In solchen Fällen dringen Steine des herbeigeführten Schuttes in die schmandige Unterlage ein, und Theile der letzteren werden in die Aufschüttung gequetscht.

In Fig. 13 ist schliesslich noch ein Profil der Sandgrube bei der Göschener Brauerei skizzirt, welche auf flachgeneigtem Wiesenboden etwa 1103 m ü. M. liegt, 13—14 m über dem Bett der Göschenen Reuss gerade vor. Die Reuss hat sich von da thalabwärts eine bis 40 m tiefe Schlucht in den Gneissboden gesägt, musste aber vorher breit und wüst auf dem Boden selbst fliessen. Dieser Periode dürften die Ablagerungen der Sandgrube angehören; sie sind also postglaciale Alluvionen an der Oberfläche der verwaschenen und geschichteten Grundmoräne; von dieser materiell nicht zu unterscheiden, stratigraphisch durch die Neigung der untersten Schichten

und ihre Beugung um den Granitblock (links) herum. Ohne Berücksichtigung der localen Verhältnisse dürfte es schwer sein zu entscheiden, ob eine derartige Ablagerung dem noch unter Eis wälzenden Gletscherbach zuzuschreiben ist, oder dem frei fliessenden Bach, der ein paar Kilometer thalaufwärts unter dem Gletscher hervorquoll. Deshalb setzte ich diese Skizze gleichsam als Fragezeichen hierher.

Die oberste 2—2½ m mächtige Schuttdecke scheint hauptsächlich von Lawinen etc. auf den feinen, dünn und eben geschichteten Sand geführt; und auch hier sind an der Grenze beiderlei Bildungen gleichsam ineinander verhakt. Sowohl im obersten Schuttlager als im Sand darunter kommt Limonit vor; äusserlich schlackig, im Innern oft concentrisch schalig mit Sandzwischenlagen; in unregelmässigen Butzen bis von Kopfgrösse. Form und Schalenstructur der Butzen erinnert zwar oft an Holz, unter dem Mikroskop sind aber keine Zellen wahrnehmbar; und diese ganze sehr jugendliche Ortbildung dürfte der Circulation humösen Wassers ihren Ursprung verdanken. Man kann oft Wurzelfaden sehen, welche aus der Humusschicht 2—3 m tief bis zu einem Limonitbutzen laufen. Nach dem Absterben hinterlassen sie Haarröhrchen mit dünnen Ockerwandungen: Zuführungscanäle für die Reagentien.

Im untersten, geneigtschichtigen Sandlager soll nach Aussage der Arbeiter Holz vorgekommen sein; ich habe es zwar nicht gesehen, glaube aber der Angabe, weil ein solches Vorkommniss hier noch weniger auffällig ist, als in der chaotischen Grundmoräne des Kirchbergtunnels. Von der tiefsten, unmittelbar auf geschliffenen Rundhöckern ruhenden Gletscherbildung, bis zu den obersten Gletscherbachablagerungen finden sich also Belege für eine superglaciale Föhrenwald-Vegetation.

Kurzgefasst führen die vorstehenden Beobachtungen und Betrachtungen über die Arbeitsfähigkeit der Gletscher, die Natur und Verbreitung der Gletschergebilde, zu dem Schluss, dass die Aushobelung von Thalsystemen und die Auskesselung grosser Seebecken aus dem Ganzen durch Gletscher unwahrscheinlich ist. Derselbe Gletscherstrom, welcher an der einen Stelle sein Bett vertiefte, konnte an einer anderen dasselbe auffüllen und erhöhen, und zwar mit seiner Grundmoräne, die nebst dem beim Gletscherrückzug bleibenden Schutt flache, hochgelegene Thalböden bildete. In diesen arbeitete das fliessende Wasser bis der status quo ante des Thales so ziemlich wieder hergestellt war; sägte sich auch tiefer in das Felsbett des ehemaligen Gletschers hinein. An den Gehängen gebliebene Streifen und Köpfe des hohen Grund-

moränenbodens erscheinen nun als Terrassenfragmente, und sie lösen z. Thl. die im Kapitel 2 gebliebenen Zweifel, zu welchen die Annahme führte, dass alle diese Terrassen Küstenbildungen des Meeres oder grosser Binnenseeen seien. (Die Strandlinien werden dadurch nicht touchirt.)

Die Auffüllung ganzer Thalstrecken mit Grundmoräne und hydrodynamische Nothwendigkeiten lassen einen Gletscherstrom, wenigstens in seinem Unterlauf, als eisbedeckten Schlammstrom erscheinen. Die Eisdecke ist zwar keineswegs unwesentlich; immerhin aber führt diese Anschauungsweise zu einer Vermittelung der älteren (Saussure, v. Buch, C. Escher, Sefström) und neueren Ansicht über das „Diluvium". Ein Schuttstrom, welcher meilenweit und -breit durch das Thal wälzt, ist in der That eine „petrodilaunische Fluth" (Sefström), trotz seiner Eismaske. Von früheren und jetzigen Ansichten über Dauer und Energie des Vorganges können wir zunächst absehen; solche Ansichten sind nicht ganz frei von der Willkür, womit man z. B. bei der Construction eines Profiles verschiedene Maassstäbe für Abscissen und Ordinaten wählen darf: das Profil wird verzerrt, aber deshalb nicht falsch.

Durch die Annahme, dass sich das Untergletschermaterial nicht nur gleitend, sondern auch wälzend fortbewegt, und zwar in einer Fluth von Wasser (nächst unter dem Eis), hören viele Merkmale auf charakteristisch zu sein, durch welche man Gletscherschutt, Stromschutt, Wildbachschutt etc. in allen Fällen unfehlbar unterscheiden zu können vermeint. Mit dieser Erkenntniss wird mancher stolze theoretische Aufbau wackelig, ohne dass deshalb sein gutes Baumaterial den Werth verliert.

Die Hauptmasse des Materiales für die Gletscherbildungen ist in der Regel nicht weit vom Herkunftsort wieder abgesetzt; doch darf man bei Beurtheilung dieser Frage nicht übersehen, dass durch neu hinzukommendes Material das von oben herbeigeführte so zu sagen verdünnt und weniger auffällig wird. Erratische Blöcke und das feinste Mehl der Gletschermilch wandern am weitesten.

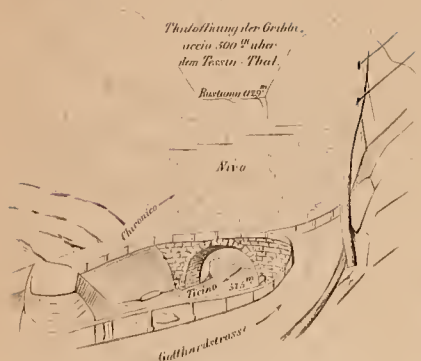
Weder Beschaffenheit noch Lagerungsweise der im Vorhergehenden beschriebenen Gletscherbildungen liefern den Beweis für eine zweifache Eiszeit, deren Annahme einige schon im 2. Kapitel erhobene Bedenken beseitigen würde. Ich kann hinzufügen, dass auch die im folgenden Kapitel zu beschreibenden Seebildungen mit ihren Pflanzenüberresten keine Beweismittel dafür enthalten.

Für das Folgende sei daran erinnert, dass nach der Gletscherzeit das Bedrettothal durch den Moränenschuttkegel des Val Canaria bei Stalvedro abgeschlossen war, mag die Felsspalte daselbst schon vorhanden gewesen sein oder nicht. Dadurch

wurde der Airolosee aufgedämmt. Die jetzige Pforte aus der oberen in die mittlere Leventina durch den Mte. Piottino scheint nicht mit Gletschermaterial verlegt gewesen zu sein; und da nichtsdestoweniger in der oberen Leventina hinter Mte. Piottino ein See stand, so muss die Schlucht von Dazio nach der Gletscherzeit durch fliessendes Wasser ausgekolkt sein. Der Uebergang aus der mittleren in die untere Leventina (Biaschina) war mit Schutt aus dem Val Chironico (Mte. Pelligrino, Ruvina) versperrt; hinter diesem Damm stand in der mittleren Leventina der See von Lavorgo.

Erlar. Deuts. Geol. Ges. 1882

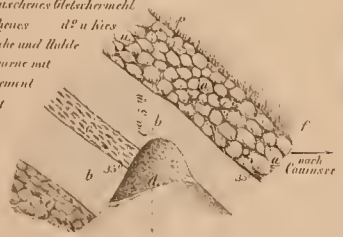
Fig 10



Ehemalige Ausmündung des Pesso Formo-Gletschers in den Tessinglettscher.
(Ohne Brasch'nabrüche 1876)

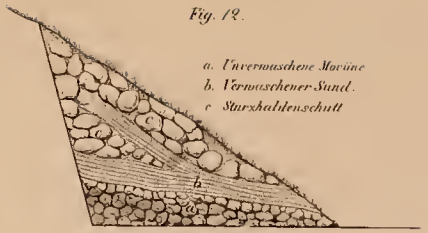
Fig 11.

a. Grobe vermischene Kalkgeschiebe
b Unvermischenes Gletschermehl
c Vermischenes " " Kies
d Sandgrube und Halde
e Kalkmoräne mit Mergelcement
f Vermischt



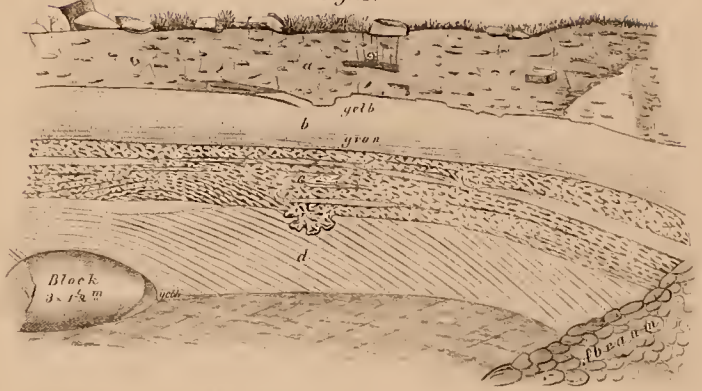
Moräne bei Burgho Vico
(Monte Olimpino)

Fig. 12.



Probeschlitz oberhalb Station Wasen K. 34,087.
1875

Fig. 13.



Sandgrube bei der Göschener Brauerei.

a Grober Schutt mit Humusdecke. Einzelne Steine Kubikfuss gross Linoniblutzen z. B bei a 2 à 2½ m.
b Feiner, dünn- und ebenschichtiger Sand Wenige kleine Steine. 1 m
c Feiner Kies, unten sandig. Roststreifen Thonige Sandlagen 1½ m
d Dünnschichtiger feiner gelber und grauer Sand, zum Theil rasteg Holz ? Einfallen nordwärts. 1½ m aufgeschlossen. Einzelne grobe Blöcke

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1882

Band/Volume: 34

Autor(en)/Author(s): Stapff Friedrich Moritz

Artikel/Article: Geologische Beobachtungen im Tessinthal. 511-555