

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 31 (1938)
Heft: 2

Artikel: Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen
Autor: Staub, Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159822>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

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

Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen.

Von Rudolf Staub, Zürich.

Die Frage nach der Entstehung der alpinen Randseen scheint seit Jahrzehnten auf ein totes Geleise geschoben. Immer noch stehen sich Befürworter und Gegner der These einer bedeutenden Glazialerosion in unseren Seebecken und Anhänger der Einsenkungstheorie von ALBERT HEIM gegenüber, und die Entstehung der Seebecken wird zu erklären versucht durch glaziale Übertiefung alter Täler einerseits, durch tektonische Verbiegung von Talböden andererseits. Mit diesen Gedankengängen aber wird der eigentliche Kern des Problems, d. h. die effektive Entstehung der Seen, gar nicht berührt, sondern es wird lediglich nach einer Erklärung für die Existenz der Seebecken, der Geländeschalen, in welcher die Seen als mächtige Wassermassen liegen, gesucht.

Mit der Erklärung der Entstehung der Seebecken sind jedoch die Seen als solche nicht erklärt. Geklärt scheint in beiden Lagern nur die Bildung der Hohlform, in welcher die Seen liegen, der Fassung, welche das Wasser der Seen als solches beherbergt. Aber diese Hohlformen könnten, wie so viele andere Felsbecken, ebensogut nur von Schutt: Kies, Schotter, Sand und Schlamm eingenommen sein, statt vom klaren Wasser unserer Seen, und eine Erklärung der Bildung unserer Seen hat daher in erster Linie, ganz abgesehen von der Deutung der Hohlformen an sich, die Gründe darzulegen, die zur effektiven Füllung des Seebeckens mit Wasser, d. h. eben mit dem eigentlichen See, geführt haben.

Gerade da aber stossen wir auf eine Reihe von seltsamen Widersprüchen.

Gesetzt der Fall, dass tektonische Verbiegungen eines Talbodens stattgefunden haben, was mir für das Zürichseetal ohne weiteres erwiesen scheint, so können solche Verbiegungen der Talsohlen an sich wohl vielleicht eine Reihe von Seen gestaut haben, aber das waren keineswegs unsere heutigen Seen. Gerade die Umgebung des Zürichsees zeigt klar und deutlich, dass die angenommenen Verbiegungen der Terrassen und des Deckenschotters in die Zeit vor der grössten Vergletscherung fallen; d. h., es lag auf jeden Fall das heutige Zürichseetal auch nach der tektonisch bedingten Aufstauung seines ersten Sees noch zweimal unter dem dicken Eismantel eines mächtigen alpinen Gletschers. Die tektonische Verbiegung des alten Zürichseetales kann auf solche Art keineswegs für den heutigen See verantwortlich gemacht werden, denn das durch diesen Vorgang geschaffene und in der Folge sicher auch vom Eis der letzten Vergletscherungen weiter bearbeitete Becken hätte ebensogut mit Schutt ausgefüllt werden können, wie die benachbarten Talabschnitte unterhalb Zürich und in der Linthebene.

Gerade der klassisch gewordene Fall des Zürichsees zeigt somit deutlich, dass im Grunde genommen die Entstehung der heutigen Seen auf anderer Linie zu suchen ist und nichts direkt mit tektonischen Verbiegungen aus der Zeit des mittleren Diluviums zu tun hat.

Wirkliche Verbiegungen alter Talböden, wie sie durch die rückläufigen Terrassen am Zürichsee zunächst so klar dokumentiert erscheinen, sind aber gerade im Gebiet der meisten anderen alpinen Randseen durch eine Reihe von Beobachtern immer wieder in Abrede gestellt worden, und es scheint immer mehr, dass es sich am Zürichsee um ein durchaus lokales und vereinzelt Phänomen dieser Art handelt. Weder am Genfersee noch an den Seen des Berner Oberlandes oder am Vierwaldstätter- und Zugersee, und auch nicht am Bodensee, haben vermeintliche rückläufige Terrassenreste vom Stile jener an den beiden Zürichseeufnern einer ernsthafteren Prüfung standgehalten, trotzdem gerade vom Bodenseebecken junge Dislokationen diluvialer Schotter von recht kräftigem Ausmasse in zweifelsfreier Art bekannt geworden sind. Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee sind ein Ausschnitt aus einer Verbiegungszone, die weiter direkt belegt ist durch den zu tiefen Deckenschotter der Baarburg und des Sihlsprungs gegenüber jenem des Albis-Uetliberg-Kammes. Diese Verbiegungszone kann als schwache Synklinale aufgefasst werden, die nordwärts in ein weitgespanntes Gewölbe, das des Albis-Uetliberg-Kammes aufsteigt. Die präglaziale Oberfläche ist dort mitsamt dem Deckenschotter, und sogar der Molasse, klar verbogen.

Als Erbe derselben Verbiegung können wir nun aber auch die seither mehr oder weniger weit unter das Deckenschotter-Niveau abgetragenen, aber morphologisch durchaus dem Albiskamm entsprechenden und wie dieser gegen Süden zu einer weitgespannten Depression niedersinkenden Gebiete des Pfannenstiels und des Lindenberges, und weiter die gleichfalls gegen Süden abfallenden Höhenrücken zwischen Hallwiler-Baldeggersee und Sempachersee-Suhrthal und zwischen letzterem und dem Wiggertal betrachten, während die durch die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und den oberen Zürichsee selber dokumentierte Synklinale mit tiefliegender präglazialer Oberfläche über Baar und Cham zur Reuss und entlang derselben bis Emmenbrücke und weiter bis an den Rand des Napf verläuft. Vom Zürichsee nach Osten und vom Reussknie nördlich Luzern gegen Westen wird diese ganze Verbiegung immer undeutlicher, sie fehlt auf jeden Fall sowohl im Gebiete des Toggenburgs wie des Napfs.

Diese ganze diluviale Grossverbiegung scheint somit auf das nagelfluharme Gebiet zwischen Napf und Tösstock beschränkt zu sein, deren steife Nagelfluhklötze einer analogen Verbiegung widerstanden, während der zwischenliegende Sandstein-Mergel-Raum flach verbogen werden konnte. Nicht umsonst liegt dieses kritische Gebiet auch gerade zwischen der alpinen Hauptkulmination im Raume der Tessiner Alpen und dem geschlossenen Hauptblock des Schwarzwaldes. Es ist das letzte Fortwandern der alpinen Bewegung über den Bereich der subalpinen Molasse hinaus in das eigentliche Miozänbecken des zentralen Mittellandes, das sich in diesen Dingen in klassischer Weise abbildet.

Die jungen Verbiegungen der Deckenschotterunterlage und damit der präglazialen Oberfläche, die nach ALBERT HEIM, AUGUST AEPPLI u. a. für die Entstehung der alpinen Randseen verantwortlich sein sollten, sind somit auf einen recht engen Raum beschränkt, in welchem heute von den alpinen Randseen eigentlich nur der Zürichsee liegt. Nur für den Zürichsee ist die Mitwirkung effektiv plicativer Vorgänge an der Ausgestaltung des Seebeckens wirklich erwiesen. Alle anderen alpinen Randseen aber liegen samt und sonders ausserhalb der erwähnten Gross-Synklinale.

Aber auch die glaziale Übertiefung, die für die Ausgestaltung sämtlicher übriger Becken der alpinen Randseen der Schweiz in wesentlichem Masse, von geringer Stauwirkung durch junge Moränen abgesehen, verantwortlich gemacht werden muss, vermag das Dasein der Seen als solche nicht zu erklären.

Warum zum Beispiel ist das lange Talstück der Reuss oberhalb der Endmoränen von Mellingen und Bremgarten so vollständig mit Schmelzwasserschutt des schwindenden Reussgletschers eingedeckt, das Becken des Zugersees oder jenes des Vierwaldstättersees aber nicht? Oder warum haben wir die gleiche spätwürmische Aufschotterung im Limmattal, zwischen den Moränen von Killwangen, Schlieren und Zürich, oberhalb derselben aber den Zürichsee und keine Schotterebene? Bis hinauf zum Stadium von Rapperswil und weiter durch den ganzen Obersee? Warum hat bei einem „rapiden Rückzug“ des Linthgletschers durch das Zürichseetal, — wie er angenommen „werden muss“ zur Erklärung dafür, dass zwischen Zürich und Rapperswil keine Endmoränen mehr im Seetal angedeutet sind, — an der Front der zurückweichenden Eismassen nicht eine analoge Aufschotterung des immer mehr ausapernden Zungenbeckens stattgefunden, wie eine solche zwischen Killwangen und Zürich festzustellen ist? Eine solche Aufschotterung des sukzessive freiwerdenden Zungenbeckens müsste hier sogar umsomehr erwartet werden, wenn der Linthgletscher seinen Rückzug bis zur Moräne von Hurden-Rapperswil effektiv so rasch vollzogen hätte, wie allgemein angenommen wird. Man sage nicht, das Zürichseebecken sei eben zu tief ausgekolkt gewesen, um eine solche Aufschotterung heute noch sichtbar zu machen, es hätte eben wegen seiner bedeutenderen Übertiefung ganz einfach nicht mit den Schmelzwasserschottern aufgefüllt werden können! Hat doch die bekannte Bohrung auf Erdöl in der Ebene von Tuggen einwandfrei den Nachweis erbracht, dass in der unteren Linthebene, und zwar in nächster Nähe der Inselberge des Buchberges, die Übertiefung noch grösser ist, und dass der Molasseuntergrund dort sogar noch ganz bedeutend tiefer liegt als der allertiefste Grund des Zürichsees, geschweige denn als dessen mittleren weit bescheideneren Tiefen. Erst in 235 m Tiefe wurde bei Tuggen der anstehende Molassefels erbohrt; die Tiefe des schutterfüllten alten Gletscherbeckens ist also hier noch ganz bedeutend grösser als die maximale Tiefe des Zürichsees mit 143 m. Es hätte beim Rückzug des Gletschers, von Zürich alpenwärts, doch wenigstens der untere, weniger tiefe Seeteil bis etwa zur Höhe von Küsnacht aufgefüllt werden müssen. Statt dessen aber treffen wir gerade zwischen Herrliberg und Thalwil schon die grösste Seetiefe.

Auch beim Aaretal berührt es merkwürdig, dass die grosse Hauptaufschotterung auf die Strecke zwischen Bern und Thun lokalisiert ist und dass derselben beim weiteren Rückzug des Aaregletschers keine abermalige Schotterebene, sondern der Thunersee folgt. Auch beim Bodensee fragen wir uns, warum nicht wenigstens die den Endmoränen von Stein, Singen und Konstanz benachbarten Seeteile aufgeschottert worden sind, und aus welchem Grunde eigentlich der See bis an die heutige Einmündung des Rheintales reicht, wo die Aufschotterung unvermittelt mächtige Ausmasse erreicht. Im Falle des Bodensees könnte man argumentieren, es hätte eben das überaus weite Zungenbecken des Rheingletschers nicht dermassen hoch aufgefüllt werden können, wie der viel schmalere Schlauch des St. Galler Rheintales. Im Zürichseetal aber lagen die Raumverhältnisse gerade umgekehrt; da wäre zu erwarten gewesen, dass in erster Linie der schmale Talschlauch, in dem heute der untere Zürichsee liegt, von Schmelzwasserschottern verlandet worden wäre und nicht vielmehr das breite Linthgletscherbett im Raume von Uznach-Kaltbrunn. Oder warum ist der schmale und nur sehr untiefe Schlauch des Hallwilersees oder das seichte Becken des Greifensees nicht völlig aufgelandet

worden beim Zurückschmelzen der Würmgletscher und ihrem offenbar „raschen“ Rückzug gegen die Alpen? Oder warum ist nicht wenigstens der Urnersee von den sicher sehr beträchtlichen Schmelzwässern des Reussgletschers und des Muottatales weit stärker zugeschüttet und in seinem Ausmass viel mehr beschnitten worden als dies tatsächlich der Fall ist?

Von Killwangen bis Zürich mächtige Aufschotterung, desgleichen von Lachen und Uznach bis tief hinein ins Glarnerland, und abermals von Walenstadt bis hinein ins Rheintal. Dazwischen aber die merkwürdigen wassererfüllten Reste des einstigen Gletscherbettes, der Zürich- und der Walensee. Derselbe Gegensatz im Aaretal, wo sich die beiden Berneroberränder Seen in auffälliger Art zwischen die aufgeschotterten Talstücke Bern–Thun und Brienz–Meiringen–Innertkirchen einschalten. Auch das so seichte Becken des Sarnersees ist trotz der offenbar kräftigen Schmelzwasser seiner Umgebung nicht zugeschüttet worden; im Gegenteil hat sich sogar ein Rudenzsee bis in das 18. Jahrhundert hinein unmittelbar unter der Steilstufe von Kaiserstuhl, über dem im Lungernseebecken das Aare-Eis bestimmt noch weit länger stand, erhalten.

Alle diese Tatsachen sind mit einem gewissermassen geordneten und gleichmässigen sukzessiven Rückzug der Würmgletscher in die Alpentäler nicht oder nur schwer vereinbar. Bei einem solchen hätten wir eine viel gleichmässiger Eindeckung der alten Gletscherbetten mit Schmelzwasserschutt zu erwarten. In manchen Fällen könnten wir wohl annehmen, dass eine Aufschotterung eben besonderer Geländebeziehungen halber gar nicht lange hätte dauern können, indem der abschmelzende Gletscher relativ rasch hinter eine ausgedehnte Felsbarriere sich zurückzog und von da an seine Schmelzwasser eben anderswohin abfliessen mussten. Solche Fälle wären denkbar etwa beim Sempacher-, beim Baldegger-, beim Aegerisee und schliesslich wohl auch beim Lungernsee und beim Greifensee. In allen diesen Fällen musste natürlich jede Aufschotterung durch schuttbeladene Schmelzwässer eines zurückweichenden Gletschers in dem Momente aufhören, als der Gletscher sich in eine nahegelegene benachbarte Talkammer zurückgezogen hatte. Ganz anders aber liegen die Verhältnisse beim Zürichsee, dessen Furche ohne wesentlichen Unterbruch auf eine Länge von rund 40 km einer sukzessiven Einschüttung von Schmelzwasserschutt des zurückweichenden Linthgletschers preisgegeben sein musste. Und doch hat eine solche Zuschüttung nur in bestimmten Teilen des Sees stattgefunden und blieb die Hauptfurche unverschüttet oder nur schwach verschüttet, so dass effektiv die vom Gletscher ausgekolkte Hohlform, die sich gerade in diesem Falle des Zürichsees einer älteren tektonisch bedingten Hohlform aufgeprägt hatte, direkt vom Wasser des heutigen Sees ausgefüllt werden konnte. Wir werden sehen, dass der Fall des Zürichsees aber auch noch weiter lehrreich wird.

Es hat sich nun gezeigt, dass in einigen kleineren Fällen innerhalb der Alpen, im Engadin, die Seebildung als solche nur ermöglicht wurde durch das Persistieren mehr oder weniger ausgedehnter Massen toten Eises, die beim allgemeinen Rückzug der Gletscher in besonders tiefen Wannsen, z. T. auch infolge ihrer grösseren Dicke, noch so lange liegen blieben, bis eine Aufschüttung ihres Felsbettes von den unterdessen weiter zurückgewichenen benachbarten Seitengletschern her gar nicht mehr möglich war. Diese Toteis-Massen haben das unter ihnen liegende Becken vor sonst sicher eingetretener Zuschüttung bewahrt und damit dessen spätere Füllung mit Wasser, d. h. die eigentliche Seebildung, ermöglicht. Ein solcher Zusammenhang zwischen Toteis-Massen und Seebildung lässt sich für die Entstehung der

Oberengadiner Seen nach geologischen Kriterien sehr schön nachweisen. Die bedeutende Dicke des Eises im Oberengadiner Haupttal, dessen hohe Lage und die flachgehaltene, in ihrer Längsaxe beidseits von mächtigen Felsriegeln eingefasste Talwanne, und die Abriegelung derselben vom Hauptnährgebiet der eigentlichen Bernina, alle diese Dinge lassen die Entstehung von solchen Toteis-Massen im Engadin ohne weiteres verständlich erscheinen.

Können nun nicht auch beim Abschmelzen der grossen Vorlandgletscher der Würmeiszeit durchaus analoge Massen, grosse Blöcke toten Eises entstanden sein, wo die schwindenden Gletscher in den tiefst ausgekolkten Abschnitten ihres Strombettes bedeutend länger liegen blieben als unter- und oberhalb derselben? Und können nicht vielleicht solche Toteis-Massen auch auf besondere klimatische Verhältnisse bestimmter Talabschnitte zurückgeführt werden, in dem Sinne wenigstens, dass solche besonderen klimatischen Einflüsse zumindest an einem Orte retardierend, an einem andern aber accelerierend auf den Schmelzprozess gewirkt haben können? Mit solchen Toteis-Massen in der Zone der heutigen alpinen Randseen wäre deren Existenz geradezu prachtvoll erklärt; denn solche Toteis-Massen hätten eben das darunterliegende Gletscherbett, genau wie im Falle der Oberengadiner Seenwanne, vor Zuschüttung an der Front eines regelmässig und kontinuierlich gegen die Alpen zurückschmelzenden Gletschers geschützt. Das heisst, die grossen Schottermassen der abschmelzenden Gletscher hätten sich nur gebildet, einmal zu Beginn des Abschmelzens in der Nähe der äussersten Gletscherstände, bei Beginn der spätdiluvialen Klimaverbesserung, und abermals im Raume zwischen den postulierten Toteis-Massen und dem alpinen Gletschernährgebiet, hier unter speziellen klimatischen Sonderbedingungen. Die heutigen Seen aber würden die Verbreitung solcher Toteis-Massen, von späteren jungen Zuschüttungen mehr lokaler Art abgesehen, im grossen ganzen fast direkt abbilden.

Wie steht es nun in Wirklichkeit mit Andeutungen solcher Toteis-Massen im Gebiete unserer Randseen? und was dürfen wir von solchen Anzeichen überhaupt erwarten?

Gehen wir wieder aus vom Zürichsee! Da wäre eine Toteis-Masse des Linthgletschers einmal anzunehmen zwischen den Moränen von Zürich und jener von Hurden, auf jeden Fall aber im heutigen Seeabschnitt zwischen Zürich und Männedorf-Wädenswil, wo wir die grossen Seetiefen haben. Um das stirnwärtige Ende dieser Toteis-Masse lagerten sich die Moränen des Zürcherstadiums. Es wäre daher vielleicht a priori zu erwarten, dass nicht nur an der Front der postulierten Toteis-Masse, d. h. bei Zürich, recht beträchtliche Moränen diesen Toteis-Block umsäumten, sondern dass solche Moränen vor allem auch am alpenwärtigen Ende des toten Eises dasselbe umrahmten. Wir müssten also unter Umständen in einem solchen Talstücke Reste von Moränen finden können, deren Front invers zum allgemeinen Eisstrom, d. h. rückwärts, gegen die Alpen hin, gerichtet wäre. Wir müssten auch ein Anschmiegen der Seitenmoränen an den gegen die Alpen hin zu den postulierten inversen Frontmoränen langsam absinkenden Toteis-Block erwarten, d. h. wir sollten einen im Längsprofil gegen die Alpen hin zunächst ansteigenden, dann aber wieder absteigenden Verlauf der Seitenmoränen konstatieren können.

Was ist nun aber von solchen Dingen wirklich zu erwarten? Die Endmoränen von Zürich sind auf jeden Fall nicht erst während des Abschmelzprozesses zur Bildung gelangt, sondern schon bei einem kleineren Vorstoss und darauffolgendem längerem Stationieren des Linthgletschers zu einer Zeit, da immer noch ein direkter

Zusammenhang des Zürichsee-Eises mit dem alpinen Nährgebiet bestand. Im darauffolgenden Stadium des allgemeinen Abschmelzens aber ist auf jeden Fall keine kräftige Moränenbildung mehr zu erwarten. Die dabei noch zur Ausbildung gelangenden Seitenmoränen werden, wie ja vor allem im Raume östlich Hirzel direkt zu sehen ist, zunehmend schwächer oder kommen schliesslich überhaupt nicht mehr zustande; und in durchaus analoger Weise dürfen wir daher wohl auch keine klassisch schöne Ausbildung der das obere Ende einer Toteis-Masse umsäumenden „Stirn“-Moräne, wohl besser „Hintermoräne“ genannt, erwarten.

Wir dürfen daher auf jeden Fall nicht allzusehr die Existenz von solchen Hintermoränen als Beweis für einstige Toteis-Massen verlangen.

Aber andere Dinge können die Existenz solcher Toteis-Massen zumindest andeuten. Den gegen die Alpen hin teilweise inversen Verlauf von Seitenmoränen an den tieferen Gehängen haben wir schon erwähnt; er wird sich in manchen Fällen noch erkennen lassen. Was weiter einwandfrei für solche Toteis-Massen sprechen würde, das wäre die Existenz von Schmelzwasser-Schotterdeltas, die eine talauf gerichtete Schüttung, also Schichtfallen talauf zeigen könnten. Diesem Zeugnis wäre auf jeden Fall in erster Linie nachzuspüren. Aber auch da liegen die Möglichkeiten der Feststellung einer solchen Konstellation recht vage; denn die invers geschütteten Deltaschotter auf der Rückseite von Toteis-Massen können in der nachfolgenden weiteren Aufschüttungszeit — man denke an die oberen Enden unserer alpinen Randseen, die alle von ihren Stammflüssen auch viel später noch weitgehend zugeschüttet, d. h. verkürzt worden sind — jeder direkten Beobachtung entzogen worden sein. Es werden daher diese wichtigsten Zeugen für die wirkliche Existenz von Toteis-Massen nur in seltenen Fällen, wo eine spätere Zuschüttung durch alpine Flüsse fehlt, oder wo genaue moderne Bohrprofile vorliegen, zu erwarten sein.

Bleiben die direkten Wirkungen der postulierten Toteis-Massen auf ihre unmittelbare Umgebung und das Flussnetz derselben. Steilstufenränder, bedingt durch Zurückwitterung am Rande der Toteismassen — hervorgerufen durch eine intensive mechanische Verwitterung im Gefolge subsummierter Frostwirkungen am Toteis-Rand —, können die Betten solcher Toteis-Massen umsäumen, sowohl an den Seiten wie den beiden Enden derselben. Zwischen Felsriegeln im Tallauf und heutigen See-Enden müssten wir, abgesehen von jüngeren Alluvialböden, auch eine Zone der Auflockerung durch Frostwirkung im Bereich des hinteren Endes der postulierten Toteis-Massen erwarten. Das heisst, eine Zone vermehrter Bodenbildung würde die Region des postulierten toten Eises von weiter entfernt liegenden und deshalb vom Frost am Toteisrand unversehrt gebliebenen Felsriegeln oder Felsflächen scheiden. Felsriegel, die mehr oder weniger konform dem alten Hinterende der Toteis-Massen verlaufen, wären somit in einiger Entfernung vom alpenwärtigen Ende unserer Randseen, und zwar deutlich unterschritten gegen die Seen hin, direkt zu erwarten. Solche Riegel sind auch fast überall vorhanden; es sei nur an Greifensee, Zürichsee, Aegerisee, Zugersee, Sarnersee, Brienersee und Walensee erinnert, d. h. an die Felsschwellen zwischen Mönchaltorf und Grüningen, jene der Ufenau/Lützelau und der beiden Buchberge, und die Felsschwellen von Morgarten, Goldau, Rudenz, Kirchet und Gräplang. An anderen Orten sind solche rückwärtigen Felsriegel von den kräftigeren Flüssen weitgehend durchbrochen worden, so beim Urnersee, bei Brienz oder am oberen Ende des Bodensees. Aber solche Dinge sind auf jeden Fall vorhanden, und es muss denselben heute erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Dass das hydrographische Netz beim Zurückschmelzen der eiszeitlichen Gletscher in seinen Eigenheiten stark beeinflusst worden ist, zeigen seit langem viele Beispiele. Abflussrinnen der alten Zungenbecken, Täler einer alten Flankenentwässerung, Abdrängung von Flussläufen dem Gletschereis entlang sind seit langem bekannt. Abflussrinnen und Flankenentwässerungen werden sich im allgemeinen im Sinne des generellen Gletschergefälles halten; d. h. sie müssten im Grunde genommen immer von den Alpen wegstreben, wenn der Rückzug der Gletscher ein regelmässiger und kontinuierlicher gewesen wäre. Waren aber wirkliche Toteis-Massen, wie wir sie von den Oberengadiner Seen her postulieren, vorhanden, so müssen aus höhergelegenen Toteis-Teilen Abflussrinnen auch in inversem Sinne, d. h. gegen die Alpen hin, sich gebildet haben, und dasselbe gilt natürlich auch von der Flankenentwässerung.

Wir müssen daher gerade solchen Dingen unsere Aufmerksamkeit in besonderem Masse schenken und können in solchen inversen Entwässerungen abermals ein deutliches Kriterium für die Existenz grösserer Massen toten Eises erkennen.

Auf Hintermoränen, invers gegen die Alpen absteigende Seitenmoränen, invers gelagerte, alpenwärts fallende Deltakegel, Riegel hinter den Seen, mit denselben zugekehrter Steilseite, dem geforderten Toteis-Rand konform verlaufende Steilränder und -Terrassen, inverse Entwässerung, auf alle diese Dinge werden wir zu achten haben, um die geforderten Toteis-Massen als solche nachweisen zu können.

Eine Reihe von solchen Dingen sind nun effektiv an unseren Schweizerseen zu erkennen, sie sind sogar zu einem guten Teil schon kartographisch niedergelegt.

Beim Zürichsee fällt auf:

Während die linksufrigen Seitenmoränenkämme von Zürich bis auf das Plateau von Hirzel regelmässig alpenwärts ansteigen, verflachen sie südlich desselben und werden, wenigstens die tieferen Wälle, z. T. deutlich rückläufig. Besonders schön zeigt diese Rückläufigkeit der Moränenzug Feldweid 639 m, Esel 608 m, Staudenbühl 554 m, im Raume oberhalb Richterswil. Innerhalb Feusisberg treten deutliche Moränenkämme eher zurück, hingegen erscheint recht deutlich eine alpenwärts sich neigende Terrassierung an den mittleren Gehängen des Etzels und des Schönbodens. Es bleibt im einzelnen, besonders im SE, noch zu prüfen, in wie weit es sich hier um hinterfüllte wirkliche Seitenmoränen handelt; aber schon die Karte von HERBORDT zeigt mehrere solcher Moränenreste, und aus der gleichen Karte geht auch hervor, dass dieselben wirklich alpenwärtiges Gefälle aufweisen. So sinkt die Oberkante der grossen Seitenmoräne von Schindellegi vom Raume Ebnet am Etsel bis Bildstein-Mittelsberg ob Altendorf von 855 m bis auf beinahe 700 m, also auf eine Strecke von wenig über 5 km Länge um beinahe 150 m.

Die rechtsufrigen Seitenmoränen steigen von Zürich bis in die Gegend von Wetzwil, Toggwil und des vorderen Pfannenstiels, um von dort weg, allerdings nur undeutlich entwickelt, mit tieferen Wällen bis gegen Stäfa herab zu steigen. In dieselbe Kategorie rückläufiger Seitenmoränen gehören wohl auch die Hügel P. 502 und P. 487 nordöstlich von Kempraten, die mit ihrer Kammlinie sehr deutlich gegen Süden absinken.

An Moränen und Deltaresten wäre weiter vor allem Hurden neuerdings genauer zu untersuchen, wo schon ARNOLD ESCHER VON DER LINTH zum Teil deutlich inverse Deltaschichtung festgestellt hat und auch HERBORDT solche angibt. Es scheint hier direkt die Zuschüttung eines schmalen Zwischenstreifens zwischen zwei separaten Eisteilen des Linthgletschers vorzuliegen. Die Haupt-

sache der Hurdener Schotter ist zwar wohl sicher vom Zungenbecken des Obersees her geschüttet worden, aber nicht deren Gesamtheit.

Zwischen Unterstäfa und Wädenswil verzeichnen die neueren Karten als Begrenzung des tiefen Hauptbeckens des unteren Zürichsees ein auffälliges Vorspringen der 385er Kurve gegen die Seemitte hin. Das Hauptbecken scheint so talaufwärts durch einen deutlichen, seeaufwärts konvex vorgebogenen Rücken vom oberen, weit flachgründigeren Seeteil zwischen Richterswil und Stäfa abgegrenzt. Die Deutung, dass es sich hier um eine Hintermoräne handle, von welcher aus der flache Boden des Stäfner Beckens aufgeschüttet worden wäre, erscheint durchaus naheliegend. Die Tiefe des Seebodens schwankt hier über grösste Strecken nur um kaum 5 m. Auffällig ist ferner auch der P. 384 zwischen den beiden eben erwähnten Vorsprüngen der 385er Kurve. Läge in diesem Rücken eine normale Frontmoräne des talaufschwindenden Gletschers vor, so wäre wohl gerade der zentrale Teil derselben, d. h. die Gegend um den genannten Punkt 384, beim Schmelzprozess in erster Linie zerstört worden. Die Schwelle ist aber scheinbar durchgehend als solche vorhanden. Es wäre übrigens denkbar, dass ein Teil des Stäfner Beckens allerdings auch vom Hurdener Stadium her aufgeschüttet worden wäre; doch erscheint es auch möglich, dass von demselben her nur der Raum bis an den Riegel der Ufenschwelle aufgeschottert wurde.

Man könnte sehr wohl eine erste Toteis-Masse zwischen Zürich und Jona annehmen, die zunächst beim weiteren Abschmelzen das Stäfner Becken räumte und in der Folge dann nur noch das untere, tiefere Seebecken erfüllte. Die wirklich erste Toteis-Masse des Linthgletschers war wohl aber auch die ebengenannte zwischen Rapperswil-Jona und Zürich kaum; es scheint vielmehr ursprünglich eine solche Toteis-Masse sich schon im Raume von Uznach, Benken, Tuggen und Wangen vom zurückweichenden Linthgletscher abgelöst zu haben. Denn die Seitenmoränenzüge von Feusisberg sinken langsam gegen Lachen und Schübelbach hin, und auch bei Uznach-Kaltbrunn scheinen Reste schwach rückläufiger Moränen vorhanden zu sein. Die von JEANNET zwischen Uznach und Kaltbrunn als Seitenmoränen des Bühlstadiums gedeuteten Hügelzüge nehmen auf jeden Fall gegenüber der ihnen entsprechenden Frontmoräne von Hurden eine auffällig tiefe Lage ein, sie liegen kaum höher als Hurden selber, neigen sich alpenwärts und springen gegen Grafenau hin auffällig in die eigentliche Linthebene vor, statt sich in der Richtung gegen Kaltbrunn der Talflanke anzuschmiegen, wie dies von normalen Seitenmoränen erwartet werden müsste. Hier weist somit manches ganz direkt auf eine alte alpenwärtsschauende Eisfront hin, sodass wir auch da direkt eine Toteis-Masse ableiten zu können glauben. Diese erste grosse Hauptmasse toten Eises, ursprünglich vom oberen Buchberg und Reichenburg bis nach Zürich reichend, hätte sich dann sukzessive aufgelöst in verschiedene Teilblöcke, von denen sehr wahrscheinlich der unterste Block zuletzt zum Abschmelzen kam.

Ein Punkt, der weiter zu denken gibt, ist auch folgender: Hätte wirklich ein „rapider“ Gletscherschwund von Zürich bis Hurden stattgefunden, so wäre wohl mindestens mit grossen Schmelzwassermengen im Randgebiet der Zürcher-moräne zu rechnen gewesen. Nun zeigen aber gerade die neueren Untersuchungen im Gebiet der Stadt Zürich, im besonderen diejenigen von R. HUBER, nicht nur, dass der grösste Teil der Schotter im Sihlfeld gar nicht vom Seebecken her, resp. vom Zürichseegletscher stammt, dass es sich vielmehr um deutliche Sihlschüttungen handelt, — sondern es ergibt sich sogar, dass Sihlmaterial die Zürcher-moräne seewärts durchbrochen hat und selbst in das heutige Seebecken gelangt ist. Gerade diese Dinge aber sind nur denkbar, wenn wir den Zürichseegletscher hier

nur langsam in Abschmelzung begriffen uns vorstellen und uns damit weiter seine Schmelzwasser auf ein Minimum beschränkt denken. Das aber ist wiederum der deutliche Hinweis darauf, dass entgegen der bisherigen Anschauung eigentliche stagnierende Eismassen noch lange das untere Seebecken zum mindesten bedeckten. Sie waren es, die dessen Zuschüttung durch Schmelzwasserschutt der Limmat und der Sihl verhinderten und die auch die Sihlkiese generell talab dirigierten.

Am Zürichsee sprechen so eine ganze Reihe von Tatsachen für die oben vortragene Anschauung, dass das Gebiet des heutigen Sees beim Abzug der eiszeitlichen Gletscher noch relativ lange von grossen Massen toten Eises eingenommen war, während linthaufwärts bereits mächtige Aufschotterungen stattfanden. Der Gegensatz der Schotterfüllung des Linthtales zum Wasserbecken des Zürichsees wäre damit erklärt und wir hätten nun nur noch nach den möglichen Ursachen dieser an sich merkwürdigen Konstellation zu suchen, die darin besteht, dass alpenwärts die Gletscher rascher zum Schwinden kamen als in der Gegend des heutigen Seebeckens. Wir werden dafür klimatische Eigentümlichkeiten der verschiedenen Talabschnitte haftbar machen müssen, wollen aber vorerst einmal noch etwas weiter Umschau halten, ob Anzeichen für die einstige Existenz analoger Toteis-Massen auch in der Umgebung anderer Schweizerseen zu finden sind.

Das in seinen Tiefenverhältnissen so hervorragend symmetrisch um die grösste Tiefe zwischen Murg und Quinten gegliederte, bis 151 m tiefe Walenseebecken könnte abermals durch eine Toteis-Masse vor der Zuschüttung durch Linth- und Seez- resp. Rheingletscher-Schmelzbäche geschützt worden sein. Eine Walenseegletscher-Eisfront hat vielleicht schon primär die Linth gegen Ziegelbrücke hin gedrängt. Am oberen See-Ende aber sind auffällig die längs dem Sichelkamm-Fuss von Walenstadt gegen Tscherlach und Berschis deutlich sinkenden Seitenmoränenreste und der dieser Strecke vorgelagerte seewärts stark unterschrittene Riegel von Gräplang. Warum steigen diese Moränenreste denn nicht gegen Berschis in die Höhe, wenn sie von einem normal sich zurückziehenden Rheingletscherarm herkommen sollen? Die Existenz einer Toteis-Masse im heutigen Walenseebecken allein vermag diese rückläufigen Moränen zu erklären. Auch die so merkwürdig bruske Ablenkung des Gafentisbaches zwischen Ganols und Tscherlach seeztalaufwärts weist auf ein derart gegen Südosten absinkendes Gletscherende und damit auf das effektive Vorhandensein einer eigenen Walensee-Toteis-Masse hin.

Am Greifensee und dessen südlicher Umgebung sind es vor allem die glazial bedingten Unterschneidungen der Seitengehänge und die rückwärtigen Felsriegel gegen Grüningen hin, welche auf die Existenz langsam, aber ruckweise abschmelzender Toteis-Massen hindeuten. Während die durch solche glazialen Unterschneidungen am ruckweise sinkenden Toteis-Rande herausgearbeitete Terrassenschar — es lassen sich stellenweise um ein Dutzend dieser auffälligen Terrassen erkennen, wie übrigens auch im Raume von Meilen — von Fällanden zunächst alpenwärts ansteigt, erkennt man schon in der Gegend um Maur und Rellikon ein deutliches Schwanken der Terrassenränder um die Horizontale, und gegen Mönchaltdorf, Brand und Tegernau hin ist das Gefälle derselben deutlich rückläufig geworden. Auch oberhalb Egg am Pfannenstiel sind rückläufige Moränenterrassen vorhanden. Die mächtigen Unterschneidungen der Molasse im Raume von Berg können nur auf Gletscherrandwirkungen einer relativ schmalen, nur noch das heutige Greifensee-Gossauer Becken erfüllenden Eismasse zurückgeführt

werden. Das muss aber zu einer Zeit gewesen sein, da der eigentliche Würmgletscher des Glattales sich schon längst über die Schwelle zwischen Grüningen und Hombrechtikon zurückgezogen hatte. Diese Unterschneidungsformen sind deutlich viel jünger als die allgemeine glaziale Bearbeitung des Gebietes, sie können nur mit lokalen Gletscherresten erklärt werden. Dann sind schliesslich rückläufige Terrassenränder auch östlich von Grüningen zu beobachten, die abermals im Zusammenhang stehen mit Querriegeln, welche mit einem Steilrand südostwärts abgeschlossene Zungenbecken umsäumen. Das Dürntener Moos ist im Süden von einem Felsriegel umsäumt, dessen ganzer Grundriss samt seiner gegen das Moos hin deutlich unterschrittenen Nordseite nur durch die Existenz einer hier südwärts stirnenden Toteis-Masse erklärt werden kann, mit dem Dürntener Moos als Zungenbecken derselben. Niemals aber können wir diese ganze Formenschar erklären mit einem allmählichen und kontinuierlichen Zurückweichen des Glattalgletschers gegen die Linthebene hin.

Der ganze so unentschlossene Charakter der Wasserscheide zwischen Glattal und Zürichseetal deutet in analoger Weise weit eher auf ein Zerfallen der Würmeismassen in einzelne Blöcke, d. h. auf die Entstehung ausgedehnter Toteismassen im Glattal, die sich langsam vom Zürichseegletscher lösten. Bei einem rapiden und kontinuierlichen Rückzug des Eises von Norden gegen Süden wäre hier sicher die Felsschwelle zwischen Hombrechtikon und Hinwil von den Schmelzwässern des zurückweichenden Eises weitgehend zerschnitten und in nördlicher Richtung entwässert worden bis gegen Rüti hinunter, und es wäre wohl vor allem auch die Jona als rechtsseitige Flankenentwässerung eines solchen Gletschers von Wald über Oberdürnten gegen Hinwil und Wetzikon abgeflossen, sich dort frisch in die Molasse einschneidend. Statt dessen sehen wir die breiten Zungenbecken des Gebietes zwischen Pfäffikersee, Wetzikon und Hinwil gegen Süden enden, umsäumt von z. T. prächtig beckenwärts unterschrittenen Riegeln, so am Südausgang von Hinwil —, und führen von da aus eine ganze Reihe von typischen Schmelzwasserrinnen gegen Süden, ins tiefer gelegene Zungenbecken von Dürnten und durch den südlichen Riegelabschluss desselben zur Jona. Sogar die Jona selber wurde um Rüti in auffallender Weise gegen Süden abgelenkt, wohl auch hier durch den Rand einer etwas älteren gegen Süden endigenden Toteis-Masse, deren Zungenbecken noch zwischen Rüti und Hüllenstein sehr auffällig erhalten ist. Interessant ist in dieser Beziehung auch die Umgebung von Laupen südöstlich von Wald, wo die von der Krinne und von Farnweid herkommenden Bäche nicht, wie bei einem normal von Norden nach Süden sich vollziehenden Gletscherschwunde zu erwarten wäre, gegen Wald und damit direkt zur oberen Jona hin abfliessen, sondern unvermittelt gegen Süden abgebogen werden, quer durch eine resistente Molasserippe. Das Zungenbecken von Laupen hat Abfluss gegen Süden gefunden, genau wie dasjenige von Dürnten und jenes von Rüti. Zwischen Wernetshausen am Bachtel und Dürnten werden die in ihren höheren Partien deutlich gegen Hinwil hin tendierenden Bäche, statt dem Rande eines normal gegen das Becken des Pfäffikersees abfallenden Gletschers zu folgen und sich demselben entlang einzutiefen analog etwa der Sihl, und damit noch heute gegen Wetzikon zu fliessen, plötzlich abgelenkt gegen Dürnten hin. Sie konnten hier eben dem nach Süden abfallenden Toteis-Rande des Pfäffiker Beckens folgen und sich schliesslich durch die gegen Süden gerichtete Schmelzwasserrinne am Südende des Hinwiler Zungenbeckens gegen Dürnten hin entwickeln. Da war der Abfluss ungehindert, gegen Norden aber versperrte noch eine mächtige Toteis-Masse den normal von der Topographie sonst gegebenen Abfluss gegen das Becken des Pfäffikersees. Eine ähnliche Toteis-Masse im Raume

von Eschenbach mag im übrigen auch zur Ablenkung des Goldingerbaches gegen Uznaberg hin geführt haben.

Das Becken und der Abfluss des Pfäffikersees sprechen im gleichen Sinne für die einstige Existenz separater Toteis-Massen beim Rückzug der Würmgletscher. Bei einem normalen und relativ raschen Rückzug des Eises aus dem Pfäffikerseebecken hätte es von den so deutlichen Stirnmoränen zwischen Pfäffikon und Faichrüti zur Ausbildung einer gegen Norden gerichteten Entwässerung kommen müssen. Statt dessen sehen wir die Stirnmoräne weitgehend erhalten, und der Abfluss ist gegen Süden gerichtet. Der Drumlin von Seegräben kann sehr wohl auch als Rest einer rückläufigen Seitenmoräne am Rande einer gegen Süden abflachenden Toteis-Masse im heutigen Seebecken betrachtet werden, ja zwischen Kempten und Robenhausen finden sich sogar junge Schotter mit deutlich südwärts geneigter Deltaschichtung. Auch am Ostufer des Sees sind Anzeichen einer einst gegen Süden abflachenden Toteismasse noch angedeutet im Verlauf der jüngsten Unterschneidungen und der glazialen Bearbeitung.

Es weisen auf solche Art gerade die morphologischen Daten des Greifen- und Pfäffiker-Seebeckens und der Wasserscheide zwischen Jona, Zürichseetal und Glatt ganz einwandfrei und deutlich auf die einstige Existenz von analogen Toteis-Massen hin, wie wir sie auch für das Zürichseetal annehmen mussten. Toteis-Massen sind hier nicht mehr nur zu postulieren, sondern sie können hier heute sogar als direkt erwiesen betrachtet werden.

Nur kurz sei noch auf einige andere Gebiete hingewiesen:

Die Becken von Aegeri- und Zugersee lassen sich als alte Toteis-Areale ausgezeichnet verstehen. Die fast unzersehnittenen Riegel von Morgarten und von Ober-Arth werden im Grunde erst verständlich, wenn wir annehmen können, dass keine starken Schmelzwässer eines zurückschwindenden Reussgletschers dieselben durchtalt haben. Bei einem normalen Rückzug des Eises blieben gerade diese Schwellen unverstärkt, da unbedingt eine starke Zerschneidung der Riegel und eine stärkere Aufschotterung der auch heute noch fast unmittelbar benachbarten Seebecken zu erwarten gewesen wäre. Bei einem langsamen Zerfall des Reussgletschers in einzelne noch lange stagnierende Toteisblöcke jedoch konnten die bestehenden Felsschwellen als Riegel erhalten bleiben und zeigen höchstens noch Spuren einer weiteren Unterschneidung gegen die Toteis-Massen hin, wie im Falle Morgarten. Obwohl es sich hier um sehr resistenzfähige Nagelfluhrippen handelt, ist eine solche Unterschneidung doch sehr wohl ausgeprägt gegen den Aegeri- und gegen den Zugersee hin. Und wenn man umgekehrt die Spuren einer invers gerichteten Entwässerung von den postulierten Toteismassen des Zuger- und Aegerisee-Gebietes über diese Riegel hinweg vermisst, so ist das insofern verständlich; denn die Hauptschmelzwässer gingen wohl ohne weiteres gegen Norden, gegen Sihlbrugg, später Baar, und Maschwanden hinab. Die heutigen Lorzetalstücke zwischen Aegerisee und Baar, und zwischen Cham und Maschwanden, sind als die relativ bescheidenen Abflussrinnen der geforderten langsam sich auflösenden Toteis-Massen weit besser zu verstehen als wenn es sich um die Schmelzbäche noch zusammenhängender Eislappen eines noch gewaltigen Reussgletschers gehandelt hätte.

Das vielgestaltige Becken des Vierwaldstättersees scheint eine Auflösung des ehemaligen Reussgletschers in einzelne Blöcke geradezu zu illustrieren. Von den Moränenzügen von Küssnacht, Kehrsiten und zwischen den Nasen, und den lokalen Abflussrinnen von Rengloch, Luzern und Küssnacht wollen

wir als für die zur Diskussion stehenden Frage belanglosen Erscheinungen absehen. Hingegen sei auf das bei Kerns brünigwärts abgeschlossene Zungenbecken eines alten Reussgletscherarmes hingewiesen, in welchem heute die Bergsturzmasse des Kernwaldes und das Drachenried liegt, und auf die vielleicht zwischen zwei Toteis-Blöcken geschüttete sublakustre Moräne am Ostabschluss des Gersauer Beckens. Es könnten hier ähnliche Verhältnisse vorliegen, wie am Zürichsee bei Hurden. Am Süden des Urnersees scheinen bei Flüelen tiefliegende Seitenmoränen eines späten Gletscherstadiums invers gegen Süden zu sinken, desgleichen die tiefsten Reussmoränen südlich von Schattdorf. Es wäre die Vorstellung möglich, dass auch hier eine Toteismasse alpenwärts endete, dass der Riegel von Attinghausen einen Rest der ehemaligen Begrenzung derselben bildete und dass sogar die Ablenkung des untersten Schächentales bei Bürglen auf das erzwungene Umfließen dieses Toteis-Randes in diesem Stadium zurückginge. Auch der Gruonbach zeigt eine durchaus analoge Abbiegung gegen Flüelen zurück. Im übrigen aber wäre vorderhand die ganze spätglaziale Geschichte des Vierwaldstättersees noch näher auf die hier vorgelegten Gesichtspunkte hin zu prüfen.

Rückläufige Terrassen- und Moränenreste vom Typus derjenigen im Greifenseegebiet sind dann wieder sehr klar ausgeprägt am Nordwestufer des Sarnersees, zwischen Stalden, Gassen und Oberwilen. Auf die Unstimmigkeiten, die sich bei der Annahme eines normalen Gletscherschwundes gegen den Brünig hin ergäben, haben wir schon hingewiesen; es wäre höchstens noch die Ablenkung der Bachrinnen im fraglichen Gebiet zu prüfen. Der Görisbach zeigt in dieser Beziehung sehr deutliche Anzeichen einer inversen Entwässerungsrichtung gegen den alpenwärtigen Rand des Sarner Toteises hin. Das Melchtal wurde wohl durch die erwähnte Front des Reussgletscherarmes von Kerns in seinem untersten Teile gegen Westen abgelenkt, und vielleicht liegt ein analoger Fall auch beim untersten Abschnitt der kleinen Melchaa vor.

Weitere Andeutungen von Toteis-Massen finden sich auch im Gebiete des Thuner- und des Brienersees, wo die tieferen Moränenzüge, worauf schon BECK hingewiesen hat, ganz ähnlich wie im Zürichseetal auffallend flach verlaufen und wo gleichfalls Unterschneidungssteilränder in Form von Terrassen zum Teil talaufwärts geneigt erscheinen. Auch Anzeichen inverser Entwässerung am oberen Toteis-Rand sind verschiedentlich angedeutet, so am Stoffelberg oberhalb Därligen am Thunersee, hier scheinbar auch mit invers talauf sinkenden Moränen, oder südlich des Brünig oder im Gebiete von Falcheren auf Schattenhalb südlich Meiringen, und wohl auch am Oltschibach bei Zurflüh.

Am Südrand des Sempacher- und des Baldeggersees zeigen sich ähnliche Zusammenhänge wie an der Schwelle zwischen Glattal und Zürichsee im Raume Grüningen-Hinwil. Die Zungenbecken dieser Seen sind sowohl südlich Sempach, wie südlich Hochdorf deutlich durch Riegel gegen Süden hin abgeschlossen, mit ähnlichen Unterschneidungsfronten, wie wir sie südlich Hinwil oder nördlich Grüningen trafen. Die grosse Aa ist zwischen Sellenboden und Adelwil deutlich durch einen alten Toteis-Rand aus ihrer Richtung gegen das Sempacherbecken ostwärts abgelenkt, und das Tälchen, dem die Bahn von Adelwil gegen Rotenburg hinunter folgt, ist, obwohl heute in seinen oberen Teilen wieder zum Sempachersee entwässert, primär die glaziale Abflussrinne einer Sempacher Toteis-Masse. Im Raume Hochdorf-Urswil-Eschenbach sinken die Moränen von Baldegg wieder südwärts ein, ganz im Gegensatz zu den höhergelegenen von Hitzkirch, und eine Serie ziemlich enger glazialer Abflussrinnen führt von da gegen das Reusstal

hinab, von Kleewald, Iseringen und Eschenbach, desgleichen dem Ostrand der Hochdorfer Moräne entlang von Ebersol–Ottenhausen gegen Inwil hinunter. Rückläufige Moränenreste finden sich auch im Reusstal südlich Sins gegen Dietwil hin, die mit ihrer Rückläufigkeit jenen von Hochdorf–Eschenbach direkt entsprechen, und auch im Becken von Münster scheinen gegen Süden analoge Moränenabschlüsse vorzuliegen.

Alle diese Dinge aber lassen sich ausgezeichnet verstehen, wenn wir annehmen, dass es auch in diesem Gebiete beim Abschmelzen der grossen Würmgletscher ausgedehnte Toteismassen gegeben hat, die keinen Zusammenhang mehr mit dem Reussgletscher zeigten, die sich vielfach gegen Süden entwässern konnten und die durch ihre Gegenwart die Seebecken von Sempach, Hallwil und Baldegg vor Zuschüttung bewahrten.

Inwieweit bei der Entstehung der jurassischen Seen analoge Toteismassen des langsam absterbenden Rhonegletschers eine ähnliche Rolle gespielt haben, kann ich auf Grund zu geringer persönlicher Anschauung nicht direkt entscheiden, obwohl auch da vieles für die einstige Existenz solcher Einzel-Eisblöcke spricht. So vor allem das schöne nunmehr zugeschüttete Zungenbecken zwischen Yverdon und La Sarraz mit dem gleichnamigen auf der Nordseite so klar unterschrittenen Querriegel und den daran anschliessenden südwardigen Abflussrinnen zum Tal der Venoge, oder die Ablenkung des Nozon von Romain-Môtier nach Süden und Südosten, die durch einen alten Toteis-Rand prachtvoll erklärt werden kann; vielleicht sogar die Ablenkung der oberen Venoge gegen das Lemnanbecken hin, die gleichfalls in diesem Sinne gedeutet werden könnte. Die Unterschneidung der Mormont-Nordseite steigt, konform einem etwas älteren gegen Norden ansteigenden Eisrand der später nur noch das Zungenbecken der Plaine de l'Orbe erfüllenden Toteismasse, von 448 m Meereshöhe bei Entre Roches über Pompaples im Norden von La Sarraz auf weit über 600 m bei Sergey und Baulmes. Das Trockentälchen im Westen des Chamblon, gegen Mathod hin, erscheint als alte Abflussrinne einer hinter dem Riegel des Chamblon, im Raume des heutigen Neuenburgersees gelegenen Toteismasse, deren östliche Begrenzung eindrucksvolle seitliche Unterschneidungen zeigt, besonders im Raume Yverdon–Cheseaux–Yvonand–Font–Estavayer. Von einem zusammenhängenden Rhonegletscher können alle diese Formen unmöglich hergeleitet werden, wohl aber von lange persistierenden weit kleineren Toteismassen, die nur mehr den Raum der Plaine de l'Orbe und des heutigen Neuenburgersees erfüllten. Von diesen aus gingen alle die so auffallenden Unterschneidungen, von La Sarraz bis hinauf nach Estavayer und weiter bis nach Port Alban und Cudrefin. Als Effekte subsummierter Frostwirkungen am Rande einer Toteismasse, die das Becken der Plaine de l'Orbe und des Neuenburgersees erfüllte, sind alle diese Steilränder, die in so auffallender Frische dem Rande dieses Beckens folgen, verständlich, niemals aber durch besonders kräftige Übertiefung dieser Talstücke längs einzelnen besonderen Stromstrichen eines einheitlichen, das ganze Land noch überflutenden Rhonegletschers. Die Nachbarschaft des kalten und vor allem auch schneereichen Hochjura hat hier wohl, vielleicht sogar zusammen mit dem starken Bisenzug dieser Landstriche, das Abschmelzen des absterbenden Rhonegletschers stark hintangehalten und so das Beharren einer mächtigen Toteismasse längs dem Jurarand ermöglicht, deren Süden erst durch das Zungenbecken der Plaine de l'Orbe und den Riegel von La Sarraz markiert ist.

Im Tal der Broye scheint eine durchaus analoge Toteismasse vorgelegen zu haben, deren Südrand aber bei weitem nicht so weit lemanwärts gereicht hat;

denn das offene Zungenbecken der Murtener Talung weicht schon wenig südlich Payerne dem engen mehr abflussrinnenartigen Talstück der Broye gegen Lucens hin. Gerade dieser merkwürdig flache Talabschnitt der Broye könnte sehr wohl von Norden, d. h. von Schmelzbächen einer in der Murtener Talung gelegenen Toteismasse, und von Süden, d. h. von Schmelzwässern eines das Lemanecken noch hoch hinauf überdeckenden Rhonegletscherrestes, zugeschüttet worden sein; doch fehlen über alle diese hochinteressanten Einzelheiten vorderhand noch alle exakteren Studien. Sicher scheint nur, dass während langer Zeit die eben postulierte Toteismasse der Murtener Talung um den Mont Vully herum mit jener des Neuenburgerseebeckens zusammengehangen hat und dass sie zufolge grösserer Juraferne rascher zum Schwinden kam.

Ähnliche Dinge lassen sich auch am Bielersee wieder erkennen. Auch dieses Becken ist weitgehend mit Steilrändern eingefasst, die übrigens zum Teil invers, d. h. gegen den Neuenburgersee hin, niedersinken, und die niemals ohne eine ganz lokal im heutigen Seebecken gelegene Toteismasse des Rhonegletschers verstanden werden können. Es sei in dieser Beziehung hingewiesen auf die Unterschneidungsufer zwischen Lüscherz und Vineltz oder an jene Unterschneidungskerbe, die im Raume von Ligerz-Neuenstadt ganz deutlich gegen Landeron, d. h. in inversem Sinne sinkt. Es sei auch an die seewärts unterschrittenen Riegelreste von Erlach, Gals und Wävre erinnert, die zusammen mit dem im Westen so scharf unterschrittenen Jolimont das Zungenbecken von Cressier-Landeron und damit das Becken des Bielersees südwestwärts abschliessen. Auch dieses Toteisareal des Bielerseebeckens scheint durch die Nähe des kalten Hochjura bedingt worden zu sein, auf jeden Fall hat auch hier das Rhone-Eis sich weit länger gehalten als in der juraferneren und damit mildereren östlichen Talung im Norden des Grossen Mooses, d. h. der Fortsetzung der Talung von Murten. Weitere Studien sind auch da noch höchst erwünscht.

Interessante Dinge zeigen sich weiter auch in der Umgebung des Lac de Joux. Auch dieser See scheint an der Stelle eines alten Toteisblockes zu liegen, zeigt doch das Quartär in der Gegend von Les Bioux teilweise deutlich inverse Schichtung der Schotter talauf, und scheint das Zungenbecken des Seegebietes zwischen Le Sentier und Le Brassus sogar durch eine Hintermoräne vom oberen Tal abgetrennt zu sein. Auch im eigentlichen Hochjura selber glaube ich, am Col du Marchairuz in der Gegend von Pré de Bière, Zeugen analoger Toteismassen mit schönen Zungenenden-Unterschneidungen, noch erkennen zu können.

Sichere Anzeichen einer gewaltigen Toteismasse aber scheinen mir vor allem nun wieder rings um den Lemane vorzuliegen, obwohl auch in diesem Falle noch nie effektiv von Toteismassen im Gebiete des Lemane gesprochen worden ist. Nicht nur hat GAGNEBIN die Terrassen- und Moränenstufen von Thonon und der Umgebung von Lausanne zurückgeführt auf sukzessives Schwinden des Lemaneises, das nur äusserst langsam, aber deutlich ruckweise zurückwich — eine Formenfolge, wie sie auf das lebhafteste vor allem an die merkwürdigen Terrassenfolgen im Gebiete des Greifensees gemahnt, die auch wir durchaus ähnlich deuten — sondern es liegen am oberen Lemane im Grunde auch Quartär-Elemente vor, die sich ausgezeichnet als Hintermoränen im Sinne jener von Kempraten-Jona oder Wetzikon-Robenhausen deuten lassen. Ich meine die seit den Anfängen glazialer Erkenntnis umstrittenen Hügel von Noville-Chessel, die ganz neuerdings auch von GAGNEBIN wieder studiert worden sind. GAGNEBIN glaubt, dass es sich um Moränenreste eines Lokalgletschers aus dem Grammontgebiet handle, der beim Rückzug des Rhone-Eises in einen ersten Lemansee vorgedrungen sei. Es

wäre aber nach dem lokalen Befund auch durchaus denkbar, dass hier wirklich die Hintermoräne einer grossen Lemman-Toteis-Masse vorläge, wobei Bergsturzmaterial, das auf das südliche Ende dieses lemanischen Toteis-Blockes stürzte, natürlich sehr wohl vom Grammont her stammen kann, woher besonders die Liaskalke abgeleitet werden müssen. Die ganze Form des Hügelzuges spricht weit eher für die Deutung als Hintermoräne einer Toteis-Masse, die sich besonders auf der Schattenseite, d. h. eben am Fusse des Grammont halten konnte, während bei der Deutung als aus dem Grammontmassiv vorgestossene Lokalmoräne vor allem auffällt, dass nur die südliche Hälfte eines Lokalmoränengürtels vorhanden ist, eine nördliche dagegen völlig fehlt. Die Form der Moränenfolge, wie sie auf Blatt XVII sehr klar zum Ausdruck kommt, lässt sich ausgezeichnet mit dem südlichen Ende eines Toteis-Lappens im Gebiete des heutigen Lemman erklären, und dies umso mehr als beispielsweise bei Les Esserts die Wälle samt den zwischen gelagerten Tälchen deutlich quer zum Tal, in der Richtung auf die rechtsseitige Rhonetalwand bei Chambon hinweisen. Es ist aber wahrscheinlich, dass eine solche lemanische Toteis-Masse einst sogar existiert hat bis an den lemanseits so prächtig unterschrittenen Riegel von St. Maurice hinauf, worauf u. a. auch die kräftige Unterschneidung der „Molasse“ von Monthey und die Ablenkung des Avençon von Bévieux gegen Süden, unter Umständen sogar bis gegen Lavey hinüber, deuten. Im übrigen scheint auch die berühmte Terrasse von Thonon, die, von Lausanne aus gesehen, so klar alpenwärts ansteigt, rhonetalaufwärts noch in kümmerlichen Terrassenresten angedeutet zu sein, die nun aber nicht mehr ein weiteres Ansteigen dieses Systems gegen die Alpen hin und in dieselben hinein dokumentieren, sondern deren Zusammenhang deutlich auf ein rückläufiges Einsinken der Eisoberfläche etwa gegen die Hügel von Chessel-Noville hin weist.

Halten wir uns endlich die Resultate der schönen Untersuchungen von JULES FAVRE über den Einzug der lakustren Faunen im Lemman vor Augen, die vor allem direkt dartun, dass zunächst „glaziallakustre“ Tone sich absetzten, ohne jede Spur von Organismen, daraufhin ein Kalkabsatz mit Diatomeen, später mit Cladoceren und Copepoden, noch später mit Ostracoden, aber noch keinem einzigen Mollusken, so dürfen wir wohl der Deutung dieser Dinge, wie FAVRE sie gegeben und auch GAGNEBIN als existent angenommen hat, zustimmen, nämlich, dass es eine Periode gegeben hat, während welcher eine Eismasse bereits auf ihrem Schmelzwasser schwamm. Mit anderen Worten, dass der Genfersee sich unter einer regelrechten Eisbedeckung langsam durch Schmelzen des Eises gebildet hat.

Es ist somit im Lemmanbecken die Front des Rhonegletschers sicher nicht sukzessive zurückgewichen, sondern das heutige Seeareal ist nur ausserordentlich langsam vom Gletscher freigegeben worden. Die Eismassen sind nur überaus langsam geschmolzen, sodass sich der See gewissermassen schon unter der Eisbedeckung gebildet hat. Dieses langsame Schmelzen schützte das unter den stagnierenden Eismassen begrabene Becken vor rapider und kräftiger Zuschüttung durch Schmelzbäche, es kam im eigentlichen Seengebiet des Lemman somit nicht zu jener gewaltigen Aufschotterung, die wir sonst überall zwischen den heutigen Randseen und den alpinen Nährgebieten, also oberhalb der Seen, und von den See-Enden abwärts beobachten können.

Der Genfersee zeigt so im Grunde genommen dasselbe Phänomen wie die übrigen Randseen der Schweiz. Im Raume des Seebeckens mächtige, das Becken vor Aufschüttung schützende, lange Zeit stagnierende Eismassen, gegen die Alpen hin aber gewaltige Aufschotterungen, die auf ein überaus

rasches Schmelzen des Eises in den Abschnitten oberhalb des Sees hindeuten. Im Grunde genommen aber heisst das gar nichts anderes, als dass auch im Raume des Lemman eine vom alpinen Stammgletscher weitgehend losgelöste Masse toten Eises vorgelegen hat, die noch über lange Zeit das Becken als solches vor der in den oberen Talabschnitten bereits eingetretenen Aufschotterung durch Schmelzwasser eines rapid zurückweichenden alpinen Rhonetalgletschers schützte. Der Genfersee zeigt so genau dieselbe Entstehungsgeschichte wie die schon behandelten übrigen Schweizerseen, was übrigens bei der ganzen Natur der Dinge nur zu erwarten war.

Es scheint so, auf Grund der eben mitgeteilten Tatsachen, dass überall bei der Seebildung grosse Massen toten Eises, die beim Absterben der Würmgletscher sukzessive entstanden, eine hervorragende und vielfach direkt ausschlaggebende Rolle spielten, und wir werden uns daher schliesslich zu fragen haben, was für Ursachen diese merkwürdige Verzögerung des Schmelzprozesses gerade im Gebiete der heutigen Randseen bewirkt haben könnten. Denn es kann, nach den heutigen Kenntnissen, kein ernster Zweifel mehr darüber existieren, dass so ziemlich alle schweizerischen Randseen ihr Dasein einem besonders langsamen Abschmelzen der Würmgletscher in ihrem Gebiete, einem regelrechten Zerfall derselben zu einzelnen noch lange persistierenden Toteis-Massen verdanken. Wir haben uns also nach den tieferen Gründen für diese merkwürdige Lokalisierung von Toteis-Massen, nach den Bedingungen für einen verzögerten Abschmelzprozess im Gebiet der heutigen Randseen umzusehen und zu untersuchen, was für besondere Umstände die Herausbildung von mächtigen Toteis-Blöcken gerade hier begünstigen mochten.

Zunächst ist klar, dass das Abschmelzen einer Eismasse unter gleichen klimatischen Bedingungen umso rascher vor sich geht, je dünner dieselbe ist. Wir dürfen daher a priori erwarten, dass die grossen Eisdicken in den tiefstausgekolkten Abschnitten eines Talweges viel langsamer zum Schmelzen kamen als die Gletschersegmente von geringerer Eismächtigkeit. Nun sind ja allerdings im allgemeinen die Sohlen unserer Seebecken weitgehend übertieft, wie schon die Tiefen der heutigen Seen dies zeigen, aber es bezeugt auch hier gerade wieder der Fall des Zürichsees und der Linthebene, dass die Seebecken nicht überall und immer einfach die Gebiete grösserer Eisdicke gewesen sind. Für die grossen Becken des Lemman oder des Bodensees dürfte dies wohl zutreffen, vielleicht auch für den Vierwaldstättersee, aber bestimmt für viele andere Seebecken nicht. Es sei in dieser Beziehung erinnert an den Zürichsee oder den Greifensee. Es müssen also noch andere Ursachen differenzierend auf die Abschmelzgeschwindigkeit eingewirkt haben.

Sicher spielt auch die Exposition eines Gletscherabschnittes eine gewisse Rolle; dessen rein orographische Lage, ob an steilem Gehänge oder auf flachem Boden ruhend; daneben die lokalen orographischen Verhältnisse des Einzugsgebietes, wie gerade der Fall des Oberengadins so deutlich zeigt, wo schliesslich ein ganzer grosser Eisarm aus orographischen Gründen vom Nährgebiet abgetrennt wurde und als Oberengadiner Toteis-Masse liegen blieb. Auch an eine Differenzierung des Abschmelzprozesses durch verschieden starke Schuttbedeckung der Gletscheroberfläche muss gedacht werden, indem besonders in den tieferen Teilen eines Gletschers ein mächtiger Schuttmantel dem Zurückschmelzen erhöhten Widerstand leisten mochte. Daneben aber werden sicher auch rein klimatische Faktoren eine hervorragende Rolle spielen, und wir haben uns daher einmal in allererster Linie nach klimatischen Eigentümlichkeiten unserer Talkammern umzusehen, die ein ungleiches Abschmelzen der eiszeitlichen Gletscher in den verschiedenen Abschnitten ihres Talweges bewirkt haben könnten.

Zunächst wird das Abschmelzen einer Eismasse sicher abhängig sein von den Niederschlagsmengen des betreffenden Einzugsgebietes und damit naturgemäss auch von dessen Grösse. Ausgedehnte Trockengebiete werden rascheres Abschmelzen begünstigt haben, Zentren starker Niederschläge werden ein solches verzögern. In ausgesprochenen Trockengebieten wird, infolge des — durch die Niederschlagsarmut und die damit in Verbindung stehende erhöhte Insolation — naturbedingt intensiveren Schmelzprozesses, ein Gletscher relativ sehr rasch sich zurückziehen und dabei an seiner Front mächtige Schmelzwasserschotter ausbreiten. Das alte Gletscherbett wird sukzessive aufgefüllt, es können wohl grosse Alluvialböden, aber keine Seen entstehen. Im trockenen Wallis, im trockenen Veltlin, im trockenen Unterengadin oder im trockenen Mittelbünden gibt es in der Tat keine Seen.

Man kann weiter an die retardierende Wirkung ausgedehnter Nebelbedeckung denken. Es könnte der Abschmelzprozess der eiszeitlichen Gletscher unter häufiger Nebelbedeckung in gewissen Gebieten so stark hintangehalten worden sein, dass sich eigentliche Toteis-Massen in den tieferen Talabschnitten zu bilden vermochten, die die Becken der heutigen Randseen noch sehr lange vor Zuschüttung schützten. In zahlreichen Fällen hat sicher anhaltende Nebelbedeckung den Abschmelzprozess in den tieferen Talabschnitten im Mittelland wesentlich behindert, es sei nur an die aus Toteis-Massen direkt entstandenen Seen der schweizerischen Hochebene, vom Bodensee bis zum Lemman erinnert, und an die mächtigen Hochnebelbildungen zwischen Alpen und Jura während der Wintermonate, die Temperaturumkehr des alpinen Klimas, die geringere Zahl der Sonnentage und die geringere Strahlungsintensität im Mittelland und anderes mehr. Aber daneben liegen doch so und so viele Seen unserer alpinen Randregion auch ausserhalb der generellen Haupt-Nebelzone unseres Landes; es sei an den Walensee erinnert, an den Urnersee, den Sarnersee, den Brienersee oder an die fast nebelfreien Gebiete der insubrischen Seen, oder endlich wieder an die Seenzone des Engadins. Dazu ist die häufige Nebelbedeckung nicht etwa auf das Gebiet des Zürich- oder des Bodensees beschränkt, sondern dieselbe reicht in den betreffenden Tälern bis hinauf nach Ziegelbrücke und Sargans, also weit in die hochaufgeschotterten, rapiden Gletscherschwund verratenden Talabschnitte.

In gewissen Fällen könnten auch häufige oder anhaltende kalte Winde in manchen Talabschnitten unseres Landes das Abschmelzen des Eises verzögert und dadurch mit der Zeit zur Toteis-Bildung in diesen Gebieten beigetragen haben. Für die jurassischen Seen und den unteren Lemman möchte man an die Wirkung der dort häufigen Bise denken, für die Engadiner Seen an den stets kühlen Malojawind.

Umgekehrt aber könnte man die mächtigen Schmelzwasserschotter, resp. den dieselben bedingenden rapiden Gletscherschwund oberhalb der heutigen Seebecken zurückführen auf die Wirkung der Nebelfreiheit im eigentlichen Alpenabschnitt der betreffenden Täler und man möchte in hohem Masse versucht sein, diese Wirkung der Nebelfreiheit in erster Linie auch mit jener höherer Jahrestemperatur überhaupt zu kombinieren. Und wenn wir uns der gewaltigen Schmelzkraft unseres alpinen Föhns erinnern, der so häufig unsere Alpentäler durchbraust, so werden wir vielleicht auch gerade diesen Faktor ganz besonders in unsere Diskussion einzubeziehen haben. Wir dürfen auf jeden Fall mit einem gewissen Recht einmal rein akademisch die Frage prüfen, inwieweit die Bildung unserer Randseen in Gebieten ausgedehnter spätglazialer Toteis-Massen und die alpinen Föhnzonen in ursächlicher Beziehung zueinander stehen.

Da zeigt sich nun für fast die Gesamtheit der schweizerischen Randseen die auffallende Tatsache, dass oberhalb der Seengebiete

die eigentlichen Föhntäler unserer Alpen folgen: das Rhonetal bis Bex samt Val d'Entremont, die Täler der Saane, der Simme, der Kander, der Lütchine und besonders das Haslital, das Urner Reusstal bis über Schwyz hinaus, das Becken von Einsiedeln, das Glarnerland bis hinab ins Gaster, zum Oberen Zürichsee und zum Walensee, das Rheintal von Chur, ja von den Hinterrheintälern und vom Medels bis zum Bodensee, das Montafun. Ausgesprochene Föhngebiete sind dann auch vom Südabhang der Alpen seit langem bekannt, in den Nordföhn-Tälern der Tosa und des Tessin, des Misox, des Bergell, des Puschlav, des Oglio und der Etsch. Gegen die alpinen Randseen hin flaut sozusagen allgemein, mit einziger Ausnahme des Urnersees, der Föhn ziemlich unvermittelt ab, er schiebt sich, wie vor allem der Glarner Föhnforscher R. STREIFF-BECKER gezeigt hat, über die vorgelagerten Kaltluftmassen, die für die ganze Entstehung des Föhns im übrigen ja grundbedingend sind, schief empor und erreicht nur in sehr seltenen Fällen als sogenannter „Dimmerföhn“ das Mittelland. Es ist also der alpinen Föhnzone jeweilen direkt ein föhnfreier Talabschnitt vorgelagert. In diesen föhnfreien oder wenigstens föhnarmen Talabschnitten muss der Abschmelzprozess der späteiszeitlichen Gletscher bestimmt bedeutend langsamer vor sich gegangen sein als in den eigentlichen Föhngebieten. In ersteren konnte es somit zur effektiven Begünstigung von stagnierendem Eis, d. h. zur Bildung von eigentlichen Toteis-Massen kommen, in letzteren aber wurden immer wieder, besonders unter dem Einfluss des Föhns, mächtige Schmelzwassermengen frei und führten gerade in den Föhnabschnitten unserer Täler zu weitgehender Aufschotterung.

In der Tat liegt der Bodensee als Erbstück einer alten Toteis-Masse direkt vor der Föhnzone des Rheintales und des Montafun; der Zürichsee vor jener des Glarnerlandes; der Walensee zwischen dem Gebiet des Glarner- und jenem des Rheintalföhns, im toten Winkel zwischen beiden. Thuner- und Brienersee liegen ebenso deutlich quer neben dem Hauptstrich des Hasliföhns und jenem des Kanderntales; der Genfersee ruht ausserhalb des Rhoneföhns, und die insubrischen Seen liegen ausserhalb des Tosa-, des Tessiner, des Misoxer, des Splügenpass- und des Bergeller Nordföhns.

Es wird nach diesen offensichtlichen Zusammenhängen infolgedessen in hohem Masse wahrscheinlich, dass in den Föhngebieten der Alpentäler die späteiszeitlichen Gletscher effektiv weit rascher zum Schmelzen kamen als ausserhalb dieser Föhngebiete, und dass in den Talwegen ausserhalb der Föhnzone, infolge langsamerer Abschmelzung der Eismassen, immer mehr stagnierende, vom alpinen Nährgebiet schliesslich völlig losgelöste Einzelkomplexe toten Eises sich noch relativ lange erhalten konnten, womit die ganze Randseenbildung als solche mit einem Schlag erklärt wäre.

Dass die Wirkung des Föhns auf das alpine Klima eine gewaltige ist, geht aus allen meteorologischen Beobachtungen der letzten Dezennien und aus jahrhundertalter Erfahrung unserer Gebirgler hervor. Nicht nur kann die Zahl der Föhntage pro Jahr eine relativ hohe sein, bei uns bis zu über 30%, und werden durch den typischen Föhn die örtlichen Temperaturen in den Alpentälern gegenüber den Vorlandstationen jeweilen gewaltig erhöht, samt der Trockenheit der Luft — worüber eine Menge von Aufzeichnungen bestehen — sondern es zeigt die Föhnstatistik auch, dass die Föhnwirkung gerade in den Wintermonaten, wo das Vorland zudem grosse Nebelhäufigkeit aufweist, eine stark summierte ist, oder im Herbst, wo der bekannte Martini-Bergsommer oft bis in die höchsten Lagen hinauf den Schnee nochmals zum Schmelzen bringt.

Es zeigt sich ferner, dass die meisten sogenannten „Föhnlagen“ zu eigentlichem Talföhn, also dem wirklichen Föhn der Gebirgler führen, während der sogenannte „Dimmerföhn“, der auch auf das Vorland hinausgreift, nur sehr selten zu beobachten ist. Er kann daher auch im Vorland keine grosse Wirkung zeigen, m. a. W., die schmelzenden Wirkungen des Alpenföhns sind in allererster Linie und fast ausschliesslich auf die alpinen Täler selber beschränkt. Und da finden wir nun in der Tat jene grossen Aufschotterungen, die bei raschem und ergiebigem Schmelzprozess entstehen mussten, während die Seen, als langsam, quasi unter Toteis-Massen oder direkt aus solchen entstanden, sozusagen durchwegs in der föhnfreien oder föhnarmen Zone liegen.

Einzig der Urnersee bildet in diesem Zusammenhang eine widerspenstige Ausnahme, aber dieselbe kann vielleicht doch irgendwie besonders erklärt werden. Typischer Föhn bildet sich in den nördlichen Alpentälern, wenn der Luftdruck südlich der Alpen bedeutend höher ist als nördlich derselben. Diese Luftdruckdifferenzen erhalten sich in erster Linie als solche, wenn der Ausgleich durch — die direkte Zirkulation hindernde — Gebirgsketten verzögert wird. Aber gerade in dieser Beziehung wirkt nun das tiefe Loch des Gotthardpasses und der Schöllenen in hohem Masse ausgleichfördernd. Im Westen und im Osten der Gotthardsenke verzögern hohe Ketten, die Berneroberränder- und die Glarnerberge, einen Luftdruckausgleich weit mehr, es werden daher theoretisch im Reusstal weit weniger eigentliche Föhnlagen auftreten als etwa im Haslital oder besonders im Glarnerland. Die südalpine Luft kommt hier über den Gotthard am nächsten der nordalpinen, und sowohl im Wallis wie in Bünden springt der Windriegel gegen die südalpine Luft bedeutend weiter südlich zurück. Es vergrössert sich damit hier auch die Entfernung zwischen nord- und südalpinem Luftdruckbereich, wodurch der Ausgleich abermals erschwert, zugleich die Föhnlage aber begünstigt wird. Wir werden somit ganz allgemein im Reusstal trotz seinem ausgezeichneten Föhnrenommé, das vielleicht besonders in vereinzelt heftigen Föhnstürmen begründet ist, doch weniger Föhnwirkungen erwarten müssen als im Glarnerland, im Rheintal, im Haslital und im Rhonetal, wo der Ausgleich zwischen süd- und nordalpiner Luft bedeutend erschwert ist. Hier mag der Grund für die noch immer mit Wasser erfüllte Wanne des Urnersees liegen, in welcher sich lange Zeit, trotz Urnerföhn, eine Toteis-Masse gehalten hat, welche unter sich später den See entstehen liess. Vielleicht ist auch die gegen Norden offene Seerichtung, die den direkten Zutritt kalter Winde ermöglicht, an dieser Ausnahme von der Regel schuld, oder es steigt der Föhn hier in den meisten Fällen schon am Urnersee über eine Kaltluftmasse empor.

Es scheint auf solche Art doch auch die zunächst unserer Ansicht ins Gesicht schlagende Existenz des Urnersees irgendwie erklärbar, in erster Linie durch den relativ leichteren Luftdruckausgleich über den Gotthardpass.

Für die Existenz der übrigen Randseen unseres Landes aber darf heute wohl ihre Lage abseits der eigentlichen Föhnstriche haftbar gemacht werden, welche das Eis der diluvialen Vergletscherungen weit weniger rasch abschmelzen liess als in den eigentlichen Föhntälern, wodurch in den Gebieten der heutigen Seen mehr und mehr noch relativ grosse Massen toten Eises — vielleicht auch noch unter isolierendem Moränenschutt begraben — erhalten bleiben konnten, die an ihrem Grunde das alte Gletscherbett vor direkter Zuschüttung bewahrten und dasselbe erst nach einem überaus langsamen Abschmelzen mit Wasser erfüllen liessen.

Der Föhn hat seenlose Talabschnitte von den grossen Talseen der Alpen geschieden. In den föhnlosen oder föhnarmen Gebieten im Alpen-

vorland hielten sich zu Ende des Diluviums jene Massen toten Eises in isolierten Blöcken noch lange Zeit, nachdem die Föhngebiete bereits weitgehend eisfrei und damit aufgeschottet worden waren. Die abseits von den Föhnstrichen liegenden Toteis-Massen aber ermöglichten ihrerseits bei ihrem Abschmelzen die spätere Bildung der eigentlichen Seen.

Der Zürichsee ist entstanden, weil der Glarnerföhn in seinem Bereich den Linthgletscher nicht so rasch zu schmelzen vermochte wie im Gaster und im Glarnerland, und weil dieser im Zürichseebecken liegen gebliebene Rest des Linthgletschers das heutige Seebecken vor Zuschüttung durch die stürmische junge Linth bewahrt hat. Die insubrischen Seen sind als solche erhalten geblieben, dank ihrer Lage ausserhalb der heftigen Nordföhne. In deren Bereich entstanden die grossen Alluvialböden des Tessin, der Tosa, des Misox, des Meratales und des Bergells. Ausserhalb dieser Zone jedoch blieben in den tiefausgekolkten Wannern der insubrischen Seebecken noch längere Zeit mächtige Gletscherreste in Form toten Eises liegen und schützten auch da, und auch hier begraben unter einem dicken Schuttmantel, die Seebecken vor Zuschüttung von den Alpen her.

Nach einer ersten Abschmelzperiode der Würmgletscher, die wohl durch einen allgemeinen Wärmeanstieg des europäischen Klimas eingeleitet wurde, und die den Rückzug von den Hochständen der Würmvergletscherung bis an die äusseren Enden der Seen, d. h. bis zum Seenstadium von Genf, Thun, Hallwil, Zürich etc. bewirkte, gab in erster Linie der Föhn der schwindenden Eiszeit den Rest. Er löste, wie schon ARNOLD ESCHER VON DER LINTH, OSWALD HEER und H. WILD zu Beginn der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts ahnten, das ganze Vereisungsgebiet in erster Linie auf und liess nur zwischen seinen Hauptstromlinien noch mächtigere Massen toten Eises, d. h. Eises ohne Verbindung mit dem alpinen Nährgebiet, in grösseren Vertiefungen der alten Gletscherbetten liegen. Aus diesen Toteis-Massen aber entstanden unsere herrlichen Seen, an jenen Stellen, wo der Föhn seine Macht nicht entfalten konnte. Unsere Seen illustrieren so gewissermassen die Schwäche des Föhns in ihren Gebieten; denn Seen und Föhnstriche schliessen sich aus.

Die Entstehung unserer Seen ist somit an weit komplexere Bedingungen geknüpft als die Lehre der isostatischen Einsenkung der alpinen Täler oder jene der Glazialerosion angenommen hatten. Die Entstehung der Seen ist mit einer feineren Differenzierung im Abschmelzprozess der spät-eiszeitlichen Gletscher verbunden; in erster Linie mit der Herausbildung grösserer Massen toten Eises, die abseits der grossen Hauptföhnstriche unserer Alpen sich länger dem Abschmelzen widersetzen konnten als die in den Föhntälern gelegenen Eismassen. Da wurden in erster Linie die alten Gletscherbetten aufgeschottet, dort aber füllten sich beim endgültigen Schmelzen der Toteis-Massen die gleichen Gletscherbetten mit dem Wasser unserer Seen.

Die Bildung unserer Seen ist uns auf solche Art heute kein Rätsel und kein Problem mehr: unsere Seen sind an der Stelle alter Kaltluftbezirke vor und neben den alpinen Föhntälern, aus Toteis-Massen abseits der grossen Föhnstriche entstanden.

Manuskript eingegangen den 20. Juli 1938.