Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 61 (1968)
Heft: 2

Artikel: Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden
Autor: Schindler, Conrad
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163594

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

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

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

Download PDF: 12.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 61/2	Seiten 395–433	7 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafel (I)	Basel, Dezember 1968

Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden

von CONRAD SCHINDLER

Mitarbeiter am Geotechnischen Büro Dr. A. von Moos, Zürich

mit 7 Textfiguren sowie 1 Tabelle (1) und 1 Tafel (I) ausserhalb des Textes

ZUSAMMENFASSUNG

Die Lockergesteine im untern Zürichsee und Limmattal bis Baden wurden anhand zahlreicher, grösstenteils bisher nicht veröffentlichter Bohrungen besprochen und gegliedert, wobei insbesondere zusammenhängende Profile aufschlussreich waren. – Der teilweise tektonisch vorgezeichnete Talzug erreichte schon anfangs der Mindeleiszeit beträchtliche Tiefe, wie die Bareggrinne bei Baden zeigt. Die dort eingelagerten jüngeren Deckenschotter enthalten neben Kies aus dem Glarnerland auch solches aus Graubünden, so dass Linth- und Seeztal bereits damals vorgezeichnet waren. In einer erneuten Periode von Erosion wurde noch vor dem Rissmaximum die Rinne von Dättwil geschaffen, in welcher die Limmat noch immer vor der Lägern gegen W hin auswich. Der grosse, risseiszeitliche Eisvorstoss blockierte vorerst dieses Tal und erzwang damit die ersten, fluviatilen Lägerndurchbrüche bei Baden, bald versank aber das gesamte Gebiet unter Eis. Nach dessen Rückzug entstand im glazial übertieften Taltrog östlich Baden ein See, dessen feinkörnige Ablagerungen im Wettingerfeld erbohrt wurden. Ob tektonische Einflüsse ein zusätzliches rückläufiges Gefälle in der Längsachse des Tals erzeugten, lässt sich vorläufig nicht entscheiden.

Nach der Auffüllung des Sees folgte eine lange Periode der Erosion, welche erst im Killwangenstadium der Würmeiszeit von Sedimentation abgelöst wurde. Auffällig ist dabei einerseits, dass sofort sehr gletschernahe Ablagerungen einsetzen, andererseits aber auch, dass die Maximalvorstösse von Furttallappen und Limmattallappen des Linthgletschers *nicht* synchron sind. Sobald sich der Gletscher von Killwangen zurückzog, entstanden im Zungenbecken Seen, welche sukzessive aufgefüllt wurden, während weiter talabwärts Erosion einsetzte. Der Gletscher überfuhr häufig wieder sein eigenes Vorfeld, was sich lokal sogar im Aufbau der Seitenmoränen erkennen lässt. Neben dem bekannten, terrestrischen Typ von Gletscherablagerungen mit Moränen und Schotterfeld wurde die mit einem seichten See verbundene Kame-Terrasse beschrieben, zudem aber auch ein rein lacustrischer Typ, welchem die üblichen Ablagerungen vor der Gletscherfront fehlen. Das höchst unruhige Bild der hier einsetzenden Sedimentation wird am Beispiel des untersten Zürichseebeckens beschrieben, ganz ähnliche Ablagerungen finden sich aber auch im Limmattal.

Unsere Untersuchungen bestätigen im wesentlichen die Gliederung von PENK und BRÜCKNER, wenn auch mit einigen Ergänzungen. So wurde ein spätes Killwangenstadium mit dazugehörigen Ablagerungen beschrieben und das Hafnerstadium bei Zürich in der bisherigen Form abgelehnt.

Das von mehreren Bearbeitern angenommene System mächtiger Mittelterrassenschotter im obern Limmattal liess sich nicht bestätigen, vielmehr dürfte der grösste Teil oder die Gesamtheit der bis über 120 m mächtigen Lockergesteinsdecke bei Zürich würmeiszeitlich sein. Diese Ablagerungen sind für den Stau des Zürichsees verantwortlich, wobei viele Anzeichen für einen raschen Eisrückzug aus dem Zürichstadium bis in die Linthebene vorliegen.

Wir vermuten, dass mit Ausnahme des kurzfristigen späten Vorstosses von Hurden die Gletscherfront in der Folge weit talaufwärts des Sees lag, so dass deren Sedimente im Glarnerland und der

Linthebene zu suchen sind. Toteis dürfte bei der Bildung des Zürichsees keine ausschlaggebende Rolle gespielt haben.

Im eisfreien Becken des untern Zürichsees entstand vorerst eine oft faulschlammige oder blasig aufgetriebene Seebodenablagerung, später – vermutlich im Zusammenhang mit der Klimaverbesserung – bildete sich abseits der Bachschuttkegel Seekreide.

INHALT

Einleitung 396
Beschreibung der einzelnen Abschnitte 398
A. Unterster Zürichsee 398
a) Oberfläche 398
b) Bohrungen: Querprofil Tiefenbrunnen 399
c) Bohrungen: Querprofil Theaterplatz 403
d) Bohrungen: SE-Ende des Längsprofils 404
e) Zusammenfassung, Deutungsversuch 404
B. Limmattal von Zürich bis Oberengstringen 409
a) Oberfläche 409
b) Bohrungen: Querprofil Hohe Promenade–Theaterplatz 410
c) Bohrungen: Zürich-Zentrum–Hauptbahnhof 411
d) Frage der Ablagerung vor der Gletscherstirn in Abhängigkeit der Wassertiefe 411
e) Bohrungen: Abschnitt Hauptbahnhof–Oberengstringen 412
C. Limmattal von Oberengstringen bis zur Kantonsgrenze Zürich–Aargau 413
a) Oberfläche 413
b) Bohrungen: Oberengstringen–Weiningerfeld 413
c) Bohrungen: Weiningerfeld–Kantonsgrenze 415
D. Limmattal zwischen der Kantonsgrenze Zürich–Aargau und den Moränen von Killwangen–Würenlos 415
a) Oberfläche 415
b) Bohrungen: Killwangen–Kantonsgrenze 417
c) Seitenmoränen und generelle Verhältnisse zwischen Killwangen und Geroldswil–Dietikon 417
E. Limmattal zwischen Killwangen und Baden 418
a) Oberfläche 418
b) Bohrungen: Abschnitt Wettingen–Killwangen 419
F. Taldurchbrüche bei Baden und Schotterresten ausserhalb des Talbodens 421
Versuch einer zusammenfassenden Deutung 423
A. Täler vor der Würmeiszeit, Felssohle des Limmattals und Zürichsees 423
a) Limmattal, Geschichte der älteren Täler 423
b) Felssohle von Limmattal und Zürichsee 424
B. Lockergesteinsfüllung des Talbodens 424
a) Altersbeziehungen der tiefern Ablagerungen 425
b) Altersbeziehungen der Terrassen, Stauseen, oberflächliche Kies-Sande 425
C. Regionale Fragen 426
a) Alter der Ablagerungen im Limmattal 426
b) Maximaler Eisvorstoss im Würm, Verhältnis Limmattallappen–Furttallappen 427
c) Entstehung des Zürichsees und letzte Eisstände 428
d) Zusammenfassung des jüngeren Quartärs zwischen Baden und Zürichsee . . . . Tabelle 1
Literatur, Karten, Bezeichnung, Herkunft und Aufnahme der Bohrungen 431

EINLEITUNG

Durch seine Nähe zur Stadt Zürich wie auch durch mancherlei reizvolle geologische Probleme erregte das obere Limmattal wie auch der Zürichsee schon sehr früh das

Interesse der Geologen, hier wurden auch einige klassisch gewordene Theorien und Kontroversen entwickelt. Grundlegende erste Erkenntnisse und geologische Karten verdanken wir ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (1844, 1852, 1862, 1871) und A. WETTSTEIN (1885). Auf Grund einer wachsenden Zahl von Publikationen fassten PENK und BRÜCKNER (1909) die Ergebnisse zusammen und deuteten das Quartär als Ablagerung von 4 Eiszeiten bzw. Zwischeneiszeiten und Nacheiszeit, wobei im Limmattal 3 aufeinanderfolgende, würmeiszeitliche Gletscherstände mit ihren Schotterfeldern unterschieden wurden. Die Übertiefung der Felssohle des Zürichsee-Limmattales gegenüber der Klus von Baden wurde durch Glazialerosion erklärt. Andere Wege gingen ALBERT HEIM (1899, 1919) und seine Schüler A. AEPPLI (1894) und E. GOGARTEN (1910), welche die Möglichkeit einer glazialen Übertiefung wie auch intensiver Erosion durch Eis überhaupt ablehnten und deshalb starke quartäre, tektonische Verformungen annahmen, welche durch rückläufige, fluviatile Erosionsterrassen und Deckenschotterplatten belegt wurden. Erst in neuerer Zeit gelang es, diese angeführten Beweise eindeutig zu widerlegen (N. PAVONI, 1953, 1957, R. HANTKE, 1958 u.a.), was allerdings die Möglichkeit grossräumiger, tektonischer Einflüsse keineswegs ausschliesst.

Im Limmattal bezeichnete A. AEPPLI (1894) das Schlierenstadium wie auch das vorgelagerte Weiningerfeld als überfahren, da es viel älter als das Killwanger- und Zürichstadium sei. Die Kontroversen um die Altersfrage der Moränen und Schotterfelder zwischen Zürich und Baden sind seither immer wieder belebt worden. So gaben H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER (1958) eine ähnliche Deutung wie A. AEPPLI, während nach J. KNAUER (1938) umgekehrt das Zürichstadium als älter und überfahren anzunehmen wäre. Während diese Hypothesen von den übrigen Bearbeitern zugunsten der klassischen Phasenfolge Killwangen–Schlieren–Zürich abgelehnt wurde (z.B. H. JÄCKLI 1956, 1959, R. HANTKE 1959), bleibt die Deutung der Schotterfelder und der tiefer liegenden Lockergesteine des Limmattals umstritten. So wurde ein älteres Schottersystem ausgeschieden, dessen Oberfläche steiler talauswärts geneigt sei als jene der Niederterrassenschotter. Im Raume von Zürich–Killwangen liegen nach dieser Auffassung die nur wenig mächtigen Niederterrassenschotter in einer Erosionsrinne über und zwischen den ältern Schottern eingeschachtelt, während sie diese weiter flussabwärts als dünne Decke überlagern. Während G. SENFTLEBEN (1923) die älteren Ablagerungen noch als Hochterrasse bezeichnete, wurden diese später auf Grund der von A. WEBER (1928) im Töss- und Glattal entwickelten Gliederung von H. SUTER (Karte 1939, ferner 1944 und in den geologischen Exkursionen 1946) grösstenteils als Mittelterrasse ausgeschieden. In neuester Zeit hat R. HANTKE in verschiedenen Publisationen viele bisherige Deutungen wiederum in Frage gestellt, ebenso H. JÄCKLI in seinem Blatt Wohlen (1966).

Im Limmattal wie auch bei Zürich hat J. HUG (1917, 1938, HUG und BEILIK 1934) sehr umfangreiche Beobachtungen aus Bohrungen, Bauwerken usw. zusammengestellt und gedeutet, ebenso verdanken wir B. BECK (1915), R. HUBER (1938, 1960) und A. VON MOOS (1949, ferner geologische Exkursionen 1946) gut belegte Publikationen aus dem Stadtgebiet.

Auf Grund der Verhältnisse am Zürichsee begründete R. STAUB (1939) seine These, die Entstehung der meisten Alpenrandseen sei mit Toteisbildung zu erklären, denn nur auf diese Weise seien sie in der ausgehenden Würmeiszeit vor Aufschotterung bewahrt worden. Über den Aufbau der Lockergesteine im heutigen Seegebiet liegen ein-

zig Publikationen von A. VON MOOS (1943) und W. LÜDI (1957) vor. Vor kurzem ist die geologische Karte des Kantons Zürich (R. HANTKE 1967) erschienen, welche eine gute Zusammenfassung und Übersicht des Untersuchungsareals gibt.

Wie wir sehen, existieren über das zu behandelnde Gebiet zahlreiche, z. T. widersprüchliche Untersuchungen. Wenn hier ein Versuch zu einer Klärung gemacht werden soll, so nur auf Grund von einzigartigen, neuen Unterlagen, welche die Konstruktion von Profilen erlauben, während bisher fast alle Daten von der Oberfläche oder untiefen Aufschlüssen stammten. Dieser Glücksfall gründet sich auf die Erstellung der Nationalstrasse N 1, deren Planung zahlreiche Rotationskernbohrungen zwischen Schlieren und dem Bareggtunnel erforderte. Der Autor konnte die meisten Aufschlüsse selbst aufnehmen, andere Bohrungen nahe der Trasse wurden ihm durch den Auftraggeber vermittelt. Zu besonderem Dank sind wir deshalb dem Tiefbauamt der Kantone Aargau und Zürich verpflichtet, ebenso A. WEBER für die freundliche Überlassung der Ergebnisse einiger tiefer Bohrungen im aargauischen Limmattal. Auch im Gebiete von Zürich und unterstem Zürichsee konnten wir auf viele eigene Aufnahmen für Stadt und Kanton Zürich zurückgreifen, ferner auf mehrere Bohrungen für private Auftraggeber (Herkunft der Unterlagen Seite 431).

Eine wertvolle Ergänzung ergab sich durch Bohrungen, welche die Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH (VAWE) im Auftrag des Hochbauamtes der Stadt Zürich für das Projekt Seepark auswertete, ebenso war die VAWE an der Untersuchung für die Seeufergestaltung Tiefenbrunnen mitbeteiligt. Ganz allgemein ist zu bemerken, dass in unsern Profilen nur eine beschränkte Zahl von Bohrungen dargestellt ist, dass aber noch zahlreiche weitere Sondierungen existieren, welche mitverwertet wurden.

Allen mit dem Zustandekommen dieser Arbeit Verbundenen sei hier herzlich gedankt. Besonders verpflichtet bin ich A. VON MOOS für sein stetes Interesse und die Überlassung eines reichen, unveröffentlichten Materials. Gemeinsame Arbeit und zahlreiche Diskussionen verbinden mich mit A. LINDER von der VAWE. Viel verdanke ich auch Gesprächen mit den Glaziologen R. HAEFELI und H. RÖTHLISBERGER. Schliesslich sei A. VON MOOS, R. HAEFELI und W. NABHOLZ dafür gedankt, dass sie das Manuskript kritisch durchgesehen haben.

BESCHREIBUNG DER EINZELNEN ABSCHNITTE

Da die vorliegenden Probleme komplex sind, soll das Untersuchungsgebiet vorerst in einzelnen Abschnitten besprochen werden, wobei vom Zürichsee gegen Baden vorgerückt wird. Eine zusammenfassende Deutung ist dem nächsten Hauptabschnitt vorbehalten.

Unterster Zürichsee

a) Oberfläche

Zwischen den Hauptmoränen des Zürichstadiums bzw. den moränenbedeckten Molassehängen und den heutigen See, schiebt sich eine Ebene, welche teils durch Bachschuttkegel (Hornbach und andere), teils durch ein postglaziales, gegen den See hin gerichtetes Sihldelta (R. HUBER, 1938), grösstenteils aber durch künstliche Aufschüt-

tung landfest wurde. Das Ausmass dieser Schüttungen wird eindrücklich durch einen Vergleich der heutigen Uferlinien mit jenen in der Karte von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (1871) oder gar von HANS KONRAD GYGER (1650) demonstriert (siehe Fig. 2, A. VON MOOS in Geol. Exk. Zürich, 1946).

Die Topographie des Bodens des *untersten Zürichseebeckens* wurde 1908 im Massstab 1:5000 und mit 2 m Aequidistanz dargestellt, ist also mindestens in groben Zügen bekannt. Südlich der Stadtgrenze verlaufen die Höhenkurven zwar unruhig, biegen aber grosso modo von der Seemitte allmählich südwärts gegen die Ufer zurück, was den Eindruck eines flachen, südwärts langsam absinkenden Zungenbeckens mit relativ steilen Flanken hervorruft. Nördlich der Stadtgrenze steigt der Seegrund bald über Kote 380 m, gleichzeitig werden die Flanken flacher und es setzt eine sehr unruhige, Topographie ein. Untiefen in Form breiter Rücken, kurzer Wälle oder einzelner mächtiger Blöcke treten besonders bei Wollishofen und am untern See-Ende auf. Geologisch wurden sie bisher als Moräne gedeutet und nach 2 Untiefen nahe dem Bellevue als «Hafner-Stadium» zu einem Wall zusammengefasst.

b) Bohrungen: Querprofil Tiefenbrunnen (Fig. 1, Profile 5 und 6)

Im Zusammenhang mit dem Projekt einer ausgedehnten Schüttung zwischen Bahnhof Tiefenbrunnen und Gemeindegrenze Zürich/Zollikon wurden 1964 41 Bohrungen von 877 m Totallänge abgetieft, zudem lagen schon ältere Sondierungen vor. Die geologische Auswertung übernahm der Verfasser im Auftrag des Büros Dr. A. VON MOOS, während A. LINDER von der VAWE die erdbaumechanischen und technischen Untersuchungen leitete.

Die komplexen Verhältnisse seien hier anhand von 2 typischen Querprofilen erläutert:

Die *Felsoberfläche* sinkt recht regelmässig gegen das Seebecken hin ab, ist aber im Detail deutlich gestuft. Darüber liegen 5–25 m typische *Grundmoräne*, welche in den obersten Teilen an Land z.T. stark sandig wird. Unterhalb Kote 400 m ändert sie teilweise ihren Charakter, indem nun Kies, Grobsand und Mittelsand stark zugunsten der Silt- und Tonfraktion zurücktreten, zudem erscheint häufig eine mehr oder weniger deutliche Schichtung. Da diese Beobachtungen auch durch charakteristische, vom Normalbild abweichende Kornverteilungen (Fig. 2) und eine weniger harte Lagerung bestätigt werden, können diese Sedimente trotz eindeutiger Verknüpfung mit der Moräne an Land dieser nur mit Vorbehalt gleichgestellt werden.

Darüber folgen *Seeablagerungen* in Form von grauen, recht weich gelagerten Silten, Feinsanden und tonigen Silten, worin unregelmässig ein wenig Kies oder gar kleine Pakete von braungrauer Moräne eingestreut sind. Da dieses Kies aller Korngrössen bis zu Blöcken z.T. kantig ist oder typische Gletscherschrammen aufweist, ist ein Transport durch fliessendes Wasser auszuschliessen. Der Grossteil der Sedimente ist aber feinkörnig, eine deutliche Warwenschichtung tritt häufig auf, ohne allerdings durchgehend verfolgbar zu sein. Vermutlich handelt es sich nicht um jahreszeitlich bedingte Bildungen, da nirgends organisches Material oder Kalkanreicherung festzustellen war. Die oft recht auffällige Schichtung entstand durch Wechsellagerung relativ hell erscheinender Feinsande mit dunkelgrauen, tonigen Silten bis Silten. Würde man die 2–30 mm breiten Warwen einem Jahr gleichsetzen, so wären zur Entstehung des

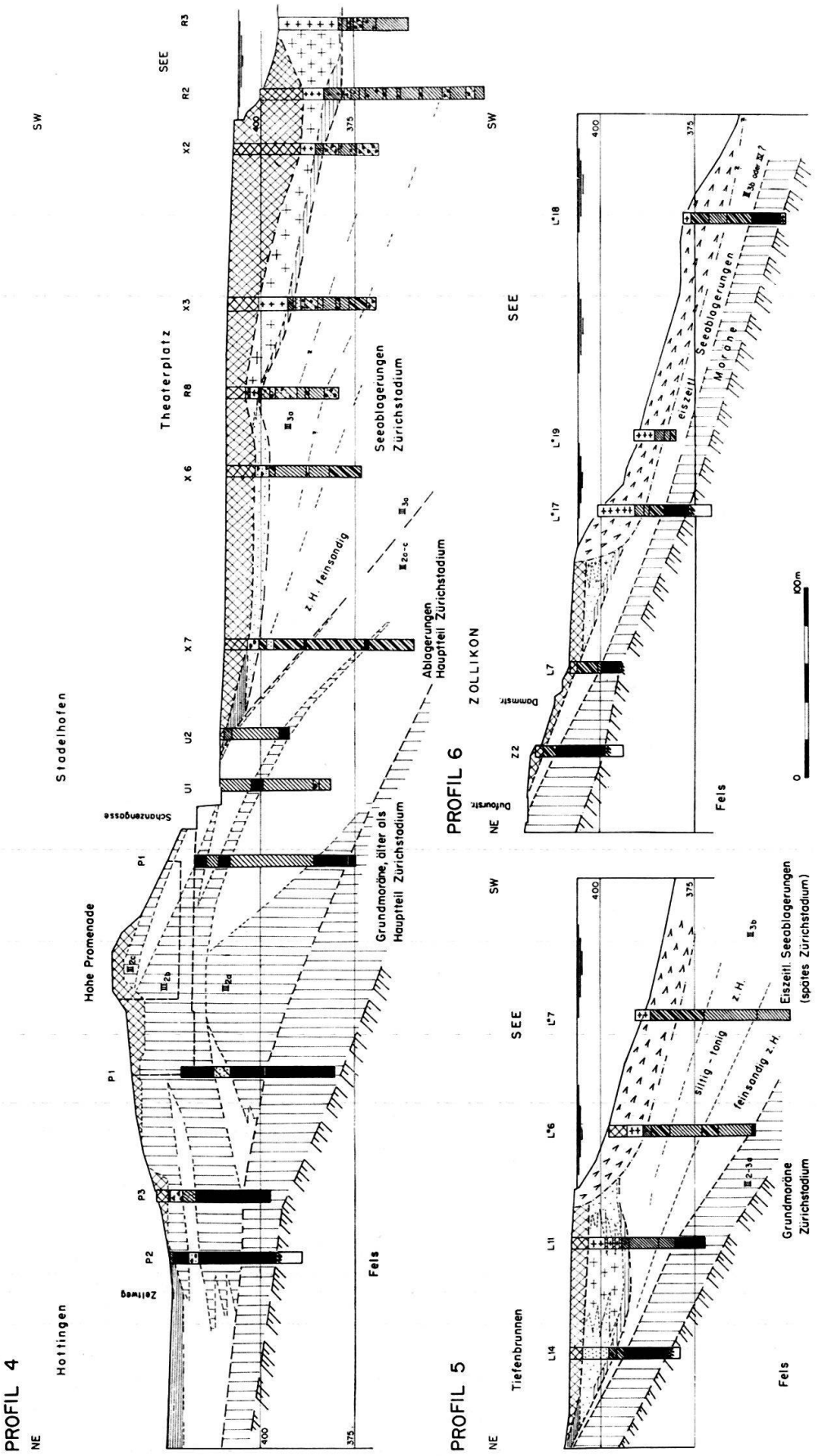


Fig. 1. Profile 4–6 im Gebiet von Zürich (Hottingen–Hohe Promenade–Theaterplatz sowie Tiefenbrunnen) und von Zollikon, 2 × überhöht, Legende siehe Tafel I.

bis über 30 m mächtigen Schichtstosses mehrere 1000 Jahre notwendig, was wenig wahrscheinlich ist (siehe S. 409).

Diese Ablagerungen entstanden zweifellos in einem See, wobei das sich absetzende Material anorganisch war. Die eingestreuten glazialen Geschiebe und Moränenreste lassen sich in keinem Profil zu einer geschlossenen Schicht verfolgen, im Gegenteil sprechen die weiche Lagerung wie alle übrigen Beobachtungen eindeutig gegen die Hypothese, dass hier der Gletscher mehrmals wieder vorgerückt sei. Es muss deshalb angenommen werden, dass im See Eisberge schwammen, welche beim Abschmelzen Moränenreste oder einzelne Steine freigaben. Diese wurden am Seegrund in den feinkörnigen Schlamm eingebettet. Diese Ablagerungen müssen zu einem Zeitpunkte entstanden sein, als der Linthgletscher noch den Zürichsee erreichte, das heisst in der ausgehenden Eiszeit. Die feinkörnigen, geschichteten Seeablagerungen dürften der sich allmählich absetzenden Gletschertrübe («Gletschermilch») entsprechen. Die Mächtigkeit der *eiszeitlichen Seeablagerungen* schwankt stark, nimmt bei Tiefenbrunnen aber allgemein rasch nach S hin ab. Im Profil 6 erreicht sie rund 4 m, was mit den Werten bei Rüschlikon (Seewasserwerk) oder Horgen (Fähre, Bahnhof) übereinstimmt (2–12 m). Wenig nördlich der Gemeindegrenze Zürich/Zollikon schwellen diese Sedimente rasch an und erreichen unter dem See bald 20–35 m Mächtigkeit, so z. B in Profil 5. Während aber in Profil 6 die Seeablagerungen ohne grosse Änderung bis mindestens Kote 415 m hinaufsteigen – ein Hinweis auf einen bedeutend höheren, späteiszeitlichen Zürichseespiegel –, bahnt sich bei Tiefenbrunnen eine sonderbare Entwicklung an: Die Mächtigkeit des 9–15° steil seewärts fallenden Schichtpaketes nimmt vor-

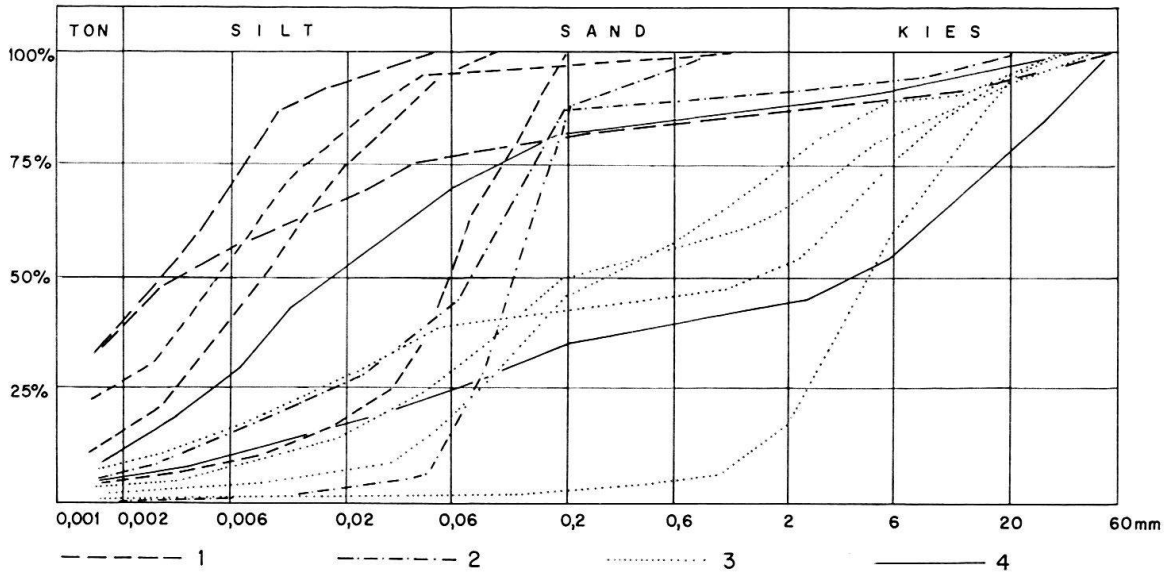


Fig. 2. Kornverteilung einiger typischer, lacustrischer Gletscherablagerungen. Man beachte die Knickung vieler Summationskurven, welche auf gleichzeitige Materialzufuhr aus verschiedenen Sedimentationsquellen zurückzuführen ist (Schwebstoffe im Wasser, Gletscherbach, Eisberge). 1. Feinkörnige Seebodenablagerungen, z. T. Kies von Eisbergen. 2. Ablagerungen in turbulenterem Wasser. 3. Ablagerungen in unmittelbarer Nähe der Gletscherfront, Schmelzwassersedimente + abgestürzte Moräne. 4. Grundmoränen. Die feinkörnigere («höhere») Kurve entspricht moränenartigem, undeutlich geschichtetem Material. Herkunft: unterster Zürichsee, Laboruntersuchungen VAWE. Komponenten mit Durchmesser über 6 cm wurden nicht berücksichtigt.

erst gegen das Land hin regelmässig ab, doch beschleunigt sich diese Entwicklung plötzlich derart, dass dessen Obergrenze um Kote 395–405 m eine wellige Hochfläche bildet (Profil 5). Häufig ist deren seewärtiger Rand zudem in Form einer flachen Schwelle überhöht. Diese sonderbare, heute durch jüngere Seeablagerungen und Auffüllungen maskierte Erscheinung lässt sich auf ähnliche Kote zu den Profilen 4 und 2 am untern See-Ende verfolgen und hat vermutlich ein Aequivalent am gegenüberliegenden Ufer. – Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von A. LINDER fanden von der VAWE aufgenommene Seebohrungen bei Wollishofen sehr ähnliche Verhältnisse, wie sie bei Tiefenbrunnen vorliegen, also keinen Moränenwall. Die Ausbildung und Entstehung dieser bei Tiefenbrunnen 80–120 m breiten Plattform (siehe auch Tafel I), soll später diskutiert werden (S. 408).

Über den eiszeitlichen Seeablagerungen folgt mit scharfer Grenze eine höchstens 2–3 m mächtige Schicht, welche unterhalb Kote 400 m als *faulschlammiger Silt* mit etwas organischen Beimengungen, stellenweise auch mit auffälligen Gasblasen ausgebildet ist. Häufig ist sie schwarzgrau, stinkt und verfärbt sich rasch an der Luft. Bei näherer Untersuchung solchen Faulschlamms durch F. DE QUERVAIN und M. WEIBEL erwies es sich, dass diese Farbreaktion der Oyxdation von feinverteiltem anorganischem Schwefeleisen zuzuschreiben war, während der Gehalt an organischem Material gering war. Landwärts geht er in Feinsand, Sand und Feinkies über. Diese auffällige Schicht wurde beidseits des Sees an verschiedenen Orten festgestellt, so auch bei Rüschlikon, wo sie zwar nur 0,8 m mächtig war, aber etwas Holz führte. Da sie auch anderswo kleine organische Resten führt und nirgends Glazialkies enthält, muss sie nach dem Rückzug des Eises aus dem unteren Zürichsee entstanden sein.

Darüber folgt *Seekreide*, welche teils rein, teils dunkelgrau und mit Ton oder Sand vermischt ausgebildet ist, oft kleine Schneckenschalen führt und sich nahe dem Ufer oder an seichten Stellen (Schwellen) mit Sand verzahnt. Lokal kann sich auf diese Weise landwärts einer Sandbarre ein seichtes Becken mit Seekreide bilden (Profil 5). Die obersten Schichten nehmen seit 1896 unter dem Einfluss der Gewässerverschmutzung faulschlammartigen Charakter an (MINDER 1938).

Zweifellos ist die Seekreide postglazial. Ihre ursprüngliche Mächtigkeit dürfte mit Ausnahme ausgesprochener Schwellenzonen meist um 6–10 m geschwankt haben. Interessanterweise erfasste auch der von H. ZÜLLIG (1956) aus der Seemitte bei Herrliberg bei 140 m Wassertiefe entnommene Bohrkern nach den pollenanalytischen Untersuchungen von W. LÜDI (1957) bei 8,3 m Länge fast die gesamte Nacheiszeit, wenn auch leider die eindeutig eiszeitlichen Ablagerungen nicht erreicht wurden. Die Mächtigkeit ist also – vielleicht zufällig – durchaus vergleichbar, wenn auch der Karbonatgehalt im tiefen Wasser bedeutend geringer war (1–76%, durchschnittlich rund 40%) als im seichten Gebiet von Tiefenbrunnen (55–100%, durchschnittlich 80%) bzw. Bellevue (36–95%, durchschnittlich 70%). Bei Herrliberg können deshalb nur wenige Schichten als Seekreide angesprochen werden.

Bei Tiefenbrunnen ist die Seekreide fast durchwegs in ihrer Lagerung gestört, sei es infolge von Kriechbewegungen auf relativ steilem, 11–12° geneigtem Untergrund (Fig. 1; Profil 6), sei es infolge künstlicher Auffüllung (Profil 5), wobei dann die Bewegung sehr häufig auch den faulschlammigen Silt, seltener bedeutende Teile der eiszeitlichen Seebodenablagerungen erfasste. In besonders steilen Uferpartien des Sees ist die Seekreide schwach ausgebildet oder fehlt, vermutlich rutscht sie dort sehr leicht

ab. Unter starker Belastung (Auffüllung) oder Schwingungen (Erdbeben, Pfahlrammung usw.) kann die sperrige, lockere Struktur der Seekreide plötzlich zu einem wasserreichen Brei zusammenbrechen, wobei katastrophale Rutschungen entstehen können. Ganz allgemein sind ungestörte Profile dieses Sediments im untersten Zürichsee selten.

c) Bohrungen: Querprofil Theaterplatz (Profil 4, auf Fig. 1)

Im Gebiet des untersten Zürichseebeckens sind zahlreiche Bohrungen abgetieft worden, grösstenteils im Zusammenhang mit dem Projekt Seepark (VAWE-Bericht vom 9.8.1958), ferner bei älteren Untersuchungen und auch bei jüngsten, vom Verfasser beaufsichtigten Sondierungen. Aus diesen umfangreichen Unterlagen wurde hier einerseits der untere Teil von Profil 4, andererseits das SE-Ende von Profil 2, Tafel I unten, herausgegriffen, wobei unsere Deutung von jener der VAWE allerdings z. T. abweicht.

Seewärts an die Moräne der Hohen Promenade angelehnt folgt hier ein über 60 m mächtiger, jüngerer Schichtkomplex, welcher zwar stark an Tiefenbrunnen erinnert, aber dennoch einige neue Elemente aufweist. Auch hier liegen über Moräne feinkörnige, *eiszeitliche Seeablagerungen*, doch sind diese meist sandiger, weisen seltener Warwenschichtung auf, auch sind wenige Einstreuungen von kantigen oder gekritzten Geschieben zu beobachten. Dafür treten aber undeutlich geschichtete, meist schlecht sortierte Einschaltungen von gerolltem Kies-Sand oder reinem, eher grobem Sand auf, welche sehr häufig durch Silt verschmutzt sind. Die Sedimentation war äusserst unruhig, benachbarte Bohrungen lassen sich oft kaum vergleichen, trotzdem muss sie – mindestens in diesen Lagen – irgendwie mit fliessendem Wasser verbunden sein. Bemerkenswert ist das Auftreten vereinzelter gekritzter Steine, kantiger Blöcke oder moränenartiger, lehmiger Pakete, welche doch wieder auf Gletschernähe schliessen lassen, ohne dass aber Anzeichen einer bedeutenden glazialen Belastung zu finden wären. Eine Deutung soll erst im übernächsten Abschnitt (S. 406) versucht werden; vorerst sei nur darauf hingewiesen, dass auch hier – wie bei Tiefenbrunnen – die Obergrenze der eiszeitlichen Seeablagerungen eine Plattform um Kote 400 m bildet, welche hier rund 100 m Breite erreicht[1]). Diese Hochfläche lag bereits im Einflussbereich des alten Zürichs, Hafen und Befestigungsanlagen wurden hier errichtet, so dass die natürliche Lagerung stark gestört wurde. Anstehende Seekreide und Faulschlamm werden von dort nicht beschrieben. Vermutlich fehlten diese primär, weil einst in der Nähe der *Mühlebach* floss und das Gebiet mit seinem lehmig-kiesigen Schuttkegel verlandete. Seewärts der Schwelle setzen zwar die *faulschlammigen Silte* und die *Seekreide* eindeutig ein, doch schwankt ihre Mächtigkeit stark. Sie sind durch die Auffüllungen der Jahre 1881–1888 intensiv gestört worden, wobei nahe der heutigen Quaimauer die postglazialen Seeablagerungen durch Deponie weitgehend verdrängt wurden, gegen den See hin abwanderten und sich dort aufhäuften. Der Seegrund ist hier meist flach, so dass ausgedehnte Rutschbewegungen unterblieben. Die Oberfläche der eiszeitlichen Seeablagerungen ist dagegen sehr unruhig und weist zahlreiche Steilborde und kegelartige Hügelchen auf, wie dies Fig. 8 zeigt.

---

[1]) Neueste Untersuchungen zeigen, dass die Oberfläche dieser Plattform wellig-unruhig ist (Fig. 8).

d) Bohrungen: SE-Ende des Längsprofils (Profil 2, Tafel I unten), Zürich

Das Längsprofil ist im Gegensatz zu den bisher besprochenen Querprofilen 10mal überhöht, ist also sehr stark gerafft. Auch hier muss angenommen werden, dass die Ablagerungen des Moränenkranzes von Zürich seewärts abtauchen und in bedeutender Mächtigkeit eingedeckt werden, doch ist uns der genaue Verlauf der Grenze unbekannt.

Darüber folgen in anscheinend sehr unruhiger und recht wirrer Lagerung *eiszeitliche Seeablagerungen* gleicher Art wie in Profil 4, Fig. 1. Es ist unmöglich, eindeutige Verbindungen zwischen benachbarten Bohrungen zu ziehen, immerhin dürften die kiesig-sandigen, verschwemmten Partien im Längsprofil am ehesten als Buckel oder Kegel zu gruppieren sein. Im Querprofil 4 sind diese Partien viel schwächer vertreten, die Grenzen scheinen mindestens teilweise gegen das Seebecken hin zu fallen, im Detail aber recht komplex zu sein.

Besser zu verfolgen ist wiederum die Obergrenze der eiszeitlichen Seeablagerungen, welche von den Stirnmoränen von Zürich bis nahe ans heutige Ufer eine wellige, ca. 400 m breite Hochfläche um Kote 400 m bildet, welche allerdings nahe dem Schanzengraben und im heutigen Flussbett von der Limmat später zerschnitten wurde. Auf diese, ursprünglich unter Seespiegel liegende Fläche, wurde einerseits ein wenig ausgedehntes, dünnes *Delta der Sihl* abgelagert, andererseits entstand aber auch *Seekreide* bis gegen die Moränenhügel von Zürich hin, wie dies schon ARNOLD ESCHER bekannt war. Hier wie anderswo (z. B. Hornbach bei Tiefenbrunnen) setzt die Seekreidebildung bei Schuttkegeln teilweise oder ganz aus. Das komplexe, postglaziale Wechselspiel zwischen Erosion der Limmat, Akkumulation durch die Sihl und Schwankungen des Seespiegels beschreibt R. HUBER (1938, 1960), wir werden später darauf zurückkommen (S. 409).

Grosse Areale werden heute durch *Auffüllung* bedeckt, deren Zusammensetzung hier wie anderswo am See sehr heterogen ist und unter anderem auch Seekreide oder Faulschlamm enthalten kann, was die geologische Deutung oft sehr erschwert.

e) Zusammenfassung, Deutungsversuch

Die von Moräne überdeckte, zweifellos tief absinkende Molasseoberfläche wird im Zürichseebecken von jüngeren, aber noch *eiszeitlichen* Seeablagerungen bedeckt. Im Querprofil von Tiefenbrunnen handelt es sich dabei um feinkörniges, oft warwenartig geschichtetes, anorganisches Material, welches vom Gletscher nicht mehr überfahren scheint. In diese Ablagerungen des trüben Seewassers («Gletschermilch») sind regellos vereinzelte gekritzte oder kantige Steine, seltener Pakete von Moränen eingeschaltet, welche als Sedimente abschmelzender, auf dem See treibender Eisberge gedeutet wurden. Beim Theaterplatz und Bürkliplatz erscheinen zudem aber Einschaltungen von schlecht sortierten Kies-Sanden mit Lagen von Silt, Lehm oder kantigem Material, welche äusserst unruhig gelagert sind. Sie sind zwar grösstenteils vom fliessenden Wasser gerollt, trotzdem aber in eindeutiger Wechsellagerung mit typischen eiszeitlichen Seeablagerungen, so dass eine Verbindung mit dem postglazialen Sihldelta ausgeschlossen ist. Auch ein eiszeitliches Flussdelta vermag den Verhältnissen nicht gerecht zu werden, denn abgesehen vom ganz anderen Sedimentationsbild müssten selbst bei Annahme ausgedehnter Rutschungen in den See Schotterflächen ent-

standen sein, welche ungefähr dem damaligen Spiegel entsprechen. Bei Tiefenbrunnen fanden wir Seeablagerungen bis Kote 415 m. Aus der Grenze Deltaschichtung/Übergangsschichten bei Hurden schloss A. VON MOOS (1943) auf Grund der Aufnahmen von O. HERBERT (1907) auf einen *Seespiegel*, welcher im Hurdenstadium zwischen Kote 415 bis 419 m schwankt[2]), während A. AEPPLI (1894) diesen auf 416,7 m fixierte. Da im ausgehenden Zürichstadium die Erosion des stauenden Moränenriegels noch weniger weit vorgeschritten war als später im Hurdenstadium, dürfte der Spiegel damals 9–14 m höher als heute, um Kote 415–420 m gelegen haben, so dass ein hypothetisches, eiszeitliches Delta hoch über dem heutigen See aufgeschlossen sein müsste, was aber nicht zutrifft, so dass eine andere Deutung gesucht werden muss.

Schon kurz nach dem Abschmelzen des Eises hinter den Moränenkranz des Lindenhofs musste ein – wenn auch kleines – Seebecken entstehen, wie dies schon O. HEER (1865) sehr hübsch dargestellt hat (reproduziert in SUTER und HANTKE 1962, Fig. 49). Entspricht aber dieses Bild eines weit ausladenden, flachen, zerspaltenen Gletschers der Wirklichkeit, oder wie haben wir uns die Front eines Gletschers bei 50–120 m Wassertiefe vorzustellen?

Ich darf mich hier teilweise auf Gespräche mit dem Glaziologen R. HAEFELI stützen, welcher mir in verdankenswerter Weise seine reichen Erfahrungen zur Verfügung stellte. Vergleichbare Verhältnisse liegen heute an einigen alpinen Gletschern, wie Unteraar- und Oberaargletscher oder Steingletscher, vor, besser vergleichbar sind aber die mächtigen, in Fjorde mündenden arktischen Gletscher. Die Front einer solchen Eismasse verläuft angenähert quer zum Tal und kann den Wasserspiegel hoch überragen (R. HAEFELI 1959 zeigt eine 100–130 m hohe Abbruchwand auf Bild 6), wobei vermutlich Wassertiefe und Wandhöhe voneinander abhängen. Der vorderste Teil des Gletschers ist intensiv gespalten und ohne Gewässer, denn die Schmelzgewässer laufen hier durch mäandrierende Systeme von Eistunnels, sog. Osar, meist vermutlich nahe dem Seespiegel. An der Eisfront erreichen die Bäche das offene Wasser, wobei die Austrittstellen unter dem Spiegel liegen und nur durch Schlammwolken erkennbar sind. Meist liegen sie nicht allzunahe an den Talflanken, können sich aber ganz allgemein plötzlich und unberechenbar verschieben. Diese relativ tiefe Lage der Schmelzwasserkanäle – in Figur 3 angedeutet – scheint vorerst erstaunlich, mag aber vielleicht damit zusammenhängen, dass diese Bäche infolge hohen Gehalts an Schwebstoffen Wasser von relativ hohem spezifischem Gewicht aufweisen. Wie diese Kanäle im Gletscher selbst verlaufen, ist uns unbekannt. Ein Gletscherbachaustritt unterhalb des Seespiegels konnte nach dem Ausbruch des Gletschersees am Steingletscher beobachtet werden (Fig. 4).

Berücksichtigt man die Ausdehnung der Eismassen und die Tatsache, dass wir uns hier im untersten Teil des Abschmelzgebietes befinden, so sind gewaltige Wassermengen und damit – mindestens teilweise – auch bei kleinem Gefälle bedeutende Strömungsgeschwindigkeiten der Schmelzwässer zu erwarten.

Deren *Schuttführung* kann deshalb bedeutend sein und auch recht grobes Korn erfassen. Das Ausgangsmaterial dürfte etwa Grundmoräne entsprechen, denn die weit auffälligere Obermoräne entstand ja durch selektive Auswaschung und hat zudem

[2]) Im Kiesvorkommen von Hirschlen bei Reichenburg (Schwyz) sind heute analoge Verhältnisse gut aufgeschlossen.

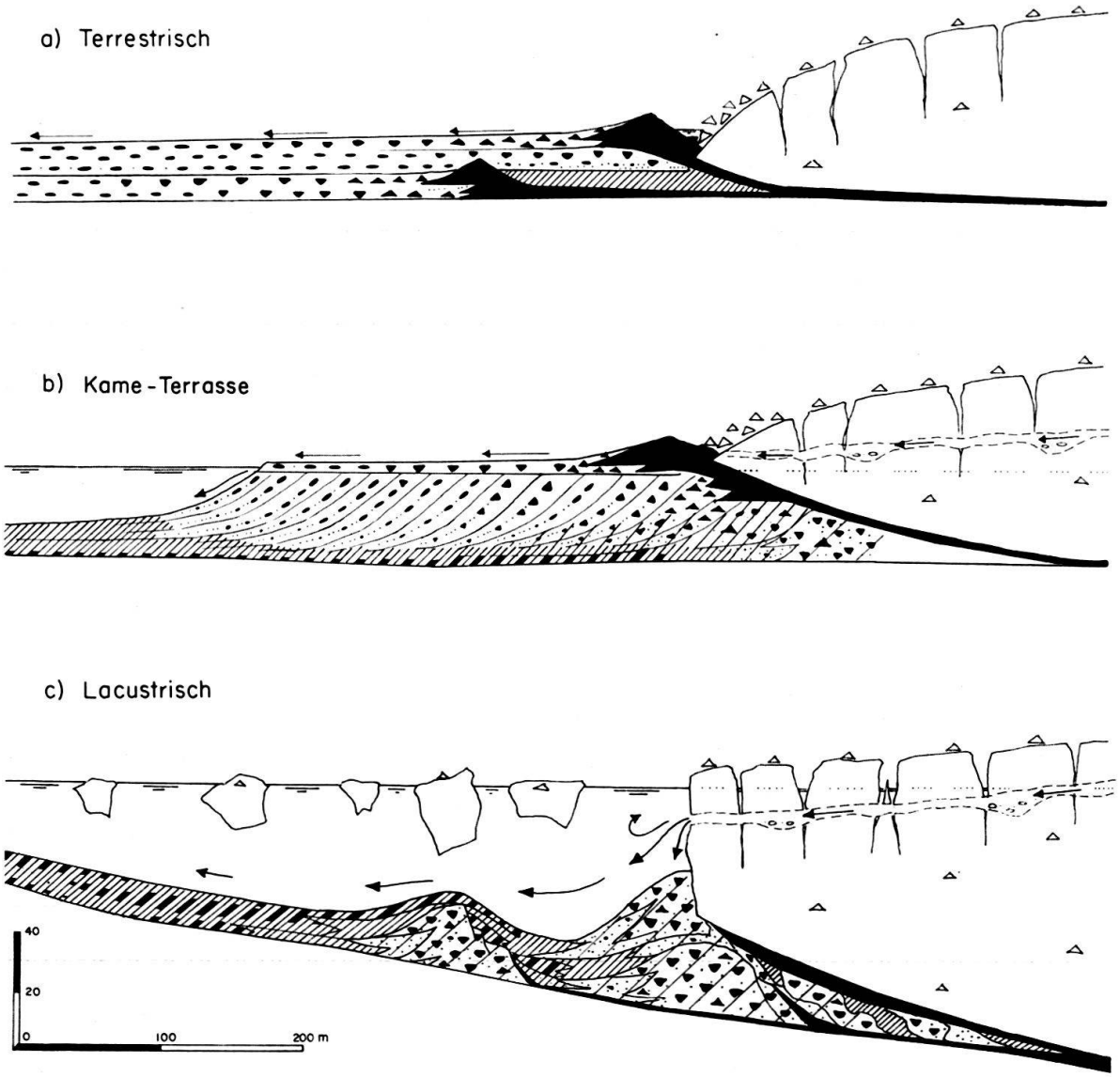


Fig. 3. Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse nahe der Gletscherstirn, mit und ohne See, Skizze, 2 × überhöht. Untergrund: Fels oder ältere Lockergesteine. Signaturen: Wie Lockergesteine der Bohrungen in Profilbeilagen (Legende Tafel I) Pfeile: Schmelzwässer, deren Lage im Gletscher aber unsicher ist: rechts Gletscher, links Vorfeld.

Oberflächenschutt abgereichert. Es sind somit sehr viel Silt und Feinsand und etwas Ton (aber relativ wenig echte Tonmineralien) zu erwarten, Fraktionen, welche sehr leicht transportiert werden können. Die gröberen Komponenten (ursprünglich schätzungsweise 30–40 %) wurden gerollt, verkleinert, blieben wohl z. T. auch in Eistaschen oder Spalten liegen.

Beim Austritt an der Eisfront fallen Grobsand mit Kies rasch an den Seeboden und mischen sich dort mit etwas Obermoräne, welche beim Kalbern des Gletschers abrutscht. Sehr rasch müssen dabei kegelartige Schüttungen entstehen, deren Schüttungszentrum sich aber häufig lateral wie auch durch Bewegungen der Eisfront verschiebt. Auf diese Weise dürfte eine Vielzahl von Kegeln oder Rücken verschiedenster Grössenordnung und ein sehr wirres Sedimentationsbild entstehen, wie wir dies im untersten

Fig. 4. Zungengebiet des Steingletschers im Sustenpassgebiet, kurz nach dem katastrophalen Ausbruch des Steingletschersees am 29./30. Juli 1956. Links der um 5,5 m abgesunkene See, rechts Steingletscher und sein Gletscherbach. Man beachte den alten Seespiegel, welcher als dunkler Strich erscheint, die Eiswand unter dem schuttbedeckten Gletscher und die Austrittstelle des Baches ca. 2,5 m *unter* dem alten Seespiegel. Der Bach fliesst über blankes Eis, welches vor dem Ausbruch durch Alluvionen eingedeckt worden war. Währenddem hier noch ein Zusammenhang mit dem Gletscher besteht, wurden weiter talabwärts auch schuttbedeckte Toteismassen über und unter dem Seespiegel gefunden. Photo und Untersuchungen R. HAEFELI.

Teil des Zürichsees kennengelernt haben. Wie beim Steingletscher (Fig. 4) können zudem weitere Komplikationen durch Vorkommen von langsam abschmelzendem Eis unter dem Schutt auftreten.

Leider sind uns keine Untersuchungen an rezenten Bildungen dieser Art bekannt, so dass unsere Deutung etwas hypothetisch bleibt (Fig. 3).

Am Rand der Schüttungszentren dürften allmählich feinere Sedimente wie Sande mit etwas Feinkies und Silt eingesetzt haben, welche dann allmählich in typische, oft feingeschichtete Seebodenablagerungen übergingen – bei grösserer Wasserturbulenz zur Hauptsache Feinsande, bei ruhigeren Verhältnissen Silt oder gar toniger Silt. Herumtreibende, abschmelzende Eisberge lieferten dazu etwas Moränenkies (vgl. Fig. 2 mit Kornverteilungen einiger typischer Proben).

Erlaubt die Art der Sedimente Rückschlüsse auf die Entfernung von der Gletscherstirn? Die groben Ablagerungen weisen auf unmittelbare Nähe hin, feinkörnige, geschichtete Sedimente mit vereinzelt Glazialkies auf grössere offene Wasserflächen, im

übrigen sind aber Rückschlüsse nur schwer zu ziehen. Wie aus rezenten Seen bekannt ist, kann ein einströmendes Gewässer – falls sein spezifisches Gewicht höher als das Seewasser ist – als Strömung am Seeboden auf viele Kilometer Distanz verfolgt werden, was sich auch im Aufbau der Sedimente abbilden muss. Immerhin dürfte z. B. in Profil 5 (Fig. 1) bei Tiefenbrunnen das allmähliche Zurücktreten des Feinsandteils gegen höhere Schichten auf wachsende Entfernung vom Gletscher hinweisen.

Wie ist aber die *Entstehung der küstennahen. breiten Hochfläche* um Kote 395–405 m zu erklären, welche von Tiefenbrunnen zum Bürkliplatz nach Wollishofen zu verfolgen ist, oder wie entstanden die *seewärts dieser Zone liegenden Untiefen*, welche z. T. von Pfahlbauern besiedelt worden sind (grosser und kleiner Hafner nahe Bellevue, Haumessergrund nahe Wollishofen etc.)? Eine Küstenverebnung ist auszuschliessen, da einerseits bis zuoberst typische Seeablagerungen auftreten, andrerseits der Spiegel damals um Kote 415–420 m stand. Die ursprüngliche Deutung als Moränenwälle eines sogenannten «Hafner-Stadiums» wurde durch Bohrungen widerlegt. Während die Untiefen innerhalb des Seebeckens als Schüttungskegel von Schmelzwässern unmittelbar vor der damaligen Eisfront verstanden werden können, genügt diese Erklärung für die Plattform nicht, fehlen doch z. B. bei Tiefenbrunnen solche grobkörnigen Anhäufungen. War ein ufernaher Saum von $2^1/_2$ km Länge auf lange Zeit eisfrei, während das innere Seebecken von Eis erfüllt war? Dieser Hypothese widersprechen verschiedene Überlegungen. So liegt bei ähnlichen Verhältnissen heute die Gletscherfront mehr oder weniger quer zum Tal und biegt kaum zurück. Nach PENK und BRÜCKNER (1909) fiel in der Stirnregion der hochwürmeiszeitliche Linthgletscher 40–55‰ steil ab, auf $2^1/_2$ km also gut 100 m (wie später ausgeführt wird, lag auch in anderen Stadien die Stirn des Linthgletschers in einem See, so dass die Werte vergleichbar sind). Zudem wäre schwer zu verstehen, wieso das Niveau der Hochfläche überall ähnlich ist und nicht etwa talaufwärts ansteigt. Diese Erscheinung führt zur Hypothese, dass bei ihrer Bildung das Niveau des Seespiegels ausschlaggebend war, wobei aus irgendeinem Grunde bei einer Wassertiefe von weniger als 15–20 m die Sedimentationsgeschwindigkeit sehr rasch abnahm. Aus den Querprofilen 4 und 5 (Fig. 1) kann man vermuten, dass sich diese Differenz mit zunehmender Ausbildung eines Gefällsknicks im Seeboden immer deutlicher ausbildete, doch können leider die Einzelschichten innerhalb der eiszeitlichen Seeablagerungen nicht mit genügender Sicherheit verbunden werden. Vielleicht liegt die Erklärung darin, dass – wie bei heutigen, ähnlichen Gletschern – die Austrittstellen der Schmelzwässer abseits der Talflanken lagen, so dass die Zufuhr von relativ schnell absinkendem Material dort mit Annäherung zum Beckenrand und geringer Wassertiefe rasch geringer wurde, ebenso dürfte die Sedimentation bei flachem Gefälle des Seebodens küstenwärts deutlicher abnehmen als bei steilem. Zudem könnte das Niveau des Austritts der Schmelzwässer in den See wie auch deren relativ hohes spezifisches Gewicht von Einfluss sein. Die Profile 4, 5 und 6 (Fig. 1) widersprechen dieser Hypothese nicht, indem im küstenwärtigsten Teil grobe Seeablagerungen fehlen. Wir wollen jedoch dieses Problem verlassen – sei es nun gelöst oder nicht – und uns der Frage der *Lage der Eisfront* während dieser Zeit zuwenden.[3])

---

[3]) Wie komplex das damalige Relief der Oberfläche war, zeigt Fig. 8, wobei in Wirklichkeit die Verhältnisse noch unruhiger waren als dargestellt. Relativ ruhig ist dagegen der Aufstieg zur Seitenmoräne der Hohen Promenade.

Die grobkörnigen Ablagerungen im Gebiet des Bürkliplatzes (Profil 2, Tafel I, unten) und des Theaterplatzes (Profil 4, Fig. 1) wie auch die Untiefen der Hafner zeigen, dass das Gletscherende einige Zeit nahe dem heutigen See-Ende lag, vielleicht sogar kurzfristig wieder etwas vorstiess und frühere Seeablagerungen überfuhr, worauf einige Beobachtungen hinweisen. Das auffällige obere Ende der küstennahen Plattform an der südlichen Stadtgrenze wie auch die damit verbundene, drastische Abnahme der Mächtigkeit der eiszeitlichen Seeablagerungen kann wohl kaum anders erklärt werden, als dass der Linthgletscher auch in jener Gegend pendelte, später aber sehr rasch zurückschmolz. Diese Hypothese wird dadurch gestützt, dass an beiden Seeufern Seitenmoränen eines solchen Standes auftreten, welche dem innersten, bedeutenden Wall des Zürichstadiums entsprechen. Er steigt talaufwärts mit 40‰ an und ist mehrfach, so neuerdings auch in der Karte von R. HANTKE (1967), dargestellt worden [rechtes Ufer: Brandis – nahe unter Kirche Zollikon – Düggel – Goldbach; linkes Ufer: 350 m E Kirche Kilchberg–Nidelbad]. – Ausgeprägte, eigene Seitenmoränen des Standes beim Bürkliplatz sind uns dagegen nicht bekannt, sie dürften sich sehr rasch mit jenem des Moränenkranzes von Zürich vereinigt haben.

Zuletzt sei im Zusammenhang mit der eigenartigen Ausbildung der Grundmoräne bei Tiefenbrunnen (S. 399) auf die Frage des *Tiefgangs des Gletschers im See* eingegangen. Da schwimmendes Eis nur zu rund 1/10 über den Wasserspiegel ragt, die Gletscheroberfläche ca. 40‰ stieg und mit einer Eiswand endete, müsste der Gletscher selbst bei einer mittleren Wassertiefe von 100 m fast unmittelbar hinter seiner Stirn den Seegrund erreichen. Die Schichtung und etwa abweichende Kornzusammensetzung einzelner Grundmoränen tief im Zürichsee können deshalb nicht darauf zurückgeführt werden, dass damals der Gletscher schwamm. Vielmehr ist zu vermuten, dass der Gletscher zeitweise die Sedimente seines unmittelbaren Vorfelds überfuhr, wobei nach intensiver Durchknetung und Ausquetschung eine moränenartige Bildung entstand (Fig. 3, Areal hinter der Eisfront).

B. Limmattal von Zürich bis Oberengstringen

a) Oberfläche

Die bekannten Stirn- und Seitenmoränen von Zürich umschliessen das oben besprochene Areal gegen W, N und S (Tafel I, oben). Der vorzüglich ausgebildete Wallkranz wird durch das heutige Limmatbett und durch ältere, weiter westlich liegende Läufe dieses Flusses durchbrochen. Wie R. HUBER (1938) darstellt, wurde die Limmat durch den sich ausbreitenden Schuttkegel der Sihl gegen E hin abgedrängt, was unter anderem ein erneutes Ansteigen des postglazial vorerst auf 403,5 m abgesunkenen Zürichseespiegels auf 408m bewirkte. Die alten Limmatläufe vermoorten oder wurden mit Seekreide eingedeckt. – Die im Zürichstadium westlich der Moränenwälle von Wiedikon fliessende Sihl war ihrerseits vom wachsenden, mächtigen Gehängelehmkegel des Uetliberges postglazial gegen E hin abgedrängt worden. – Eiszeitliche Schotter erscheinen an der Oberfläche erst auf der Höhe von Altstetten, weiter östlich sind sie von jungen Sihlalluvionen eingedeckt. An den Talflanken steigen Resten zweier Systeme von Seitenmoränen auf, welche einer Gletscherstirn auf der Höhe von Altstetten bzw. zwischen Kornhausbrücke und Wipkingerbrücke entsprechen. Sie wer-

den allgemein als Stand von Altstetten bzw. Wiedikon bezeichnet und dem Zürichstadium zugeschlagen. An verschiedenen Orten treten bergseits der Wallmoränen kleine Schottervorkommen auf (z. B. in Profil 4, in Taf. 1 aber nicht ausgeschieden). Zudem treten an der rechten Talflanke unter Moräne verschiedentlich Kies-Sande auf, welche lokal stark verkittet sind und z. T. sogar unter die Talebene greifen [HUG und BEILIK 1934, R. HUBER 1938, A. VON MOOS 1949 und in: Exkursionen Kt. Zürich, 1946].

b) Bohrungen: Querprofil Hohe Promenade – Theaterplatz (Profil 4, Fig. 1)

Die klassisch ausgebildete Seitenmoräne der Hohen Promenade wurde schon von ARNOLD ESCHER (1852) mit der Stirn in der Altstadt verbunden. Diese scheinbar sehr einfache Situation wurde durch Bohrungen und Aushubarbeiten für das Parkhaus Hohe Promenade und einige zusätzliche Bohrungen untersucht, was zu überraschenden Ergebnissen führte.

Über der wenig bekannten, stark seewärts absinkenden Molasseoberfläche folgt zuerst Grundmoräne. Mit scharfer Grenze wird diese bergseits der höchsten Hügelkuppe von blockiger, grober Obermoräne überlagert, welche sich gegen das Gletscherrandtälchen von Hottingen hin mit verschwemmten Schottern und Sanden verfingert. Die seeseitige Flanke des Hügels wird zwar ebenfalls teilweise von Obermoräne aufgebaut, diese ist aber durch überwiegend siltig-feinsandige, eindeutig verschwemmte Sedimente aufgespalten. Während dem Bau liessen sich die Verhältnisse an der Schanzengasse genau beobachten: Es fanden sich dort solche sehr unruhig gelagerte Anschwemmungen, welche teils flach, teils deltaartig, teils wirr geschichtet waren und Lagen oder Linsen von gerundetem Kies und Sand enthielten, daneben auch vereinzelte erratische Blöcke führten. Diese hart gelagerten Sedimente sind einerseits an eine stark geneigte Moränenoberfläche angelagert, werden andererseits aber auch schief von Moräne überdeckt, sind also vom Gletscher überfahren worden. A. WETTSTEIN (1885) fand am «Geissberg» – sehr wahrscheinlich dem Einschnitt der Rämistrasse nahe der Töchterschule – sehr ähnliche Verhältnisse und stellte sie in 2 Profilen (Nr. 6 und 7) dar, wozu er bemerkte, die Schichtung liege in Richtung der Moränenachse scheinbar horizontal, variiere dagegen stark im Querprofil. Er vermutete, ein bedeutender Teil dieses Schuttes sei in Tümpeln zwischen Gletscher und Moräne durch Schmelzwasser abgelagert worden, was auch mit unserer Deutung übereinstimmt.

Erstaunlicherweise keilen nun diese verschwemmten Einlagerungen gegen unten keineswegs aus, ganz im Gegenteil nehmen sie überhand und reduzieren die Moränen zu dünnen Einlagen, zudem gehen sie in typische, eiszeitliche Seeablagerungen über. Sucht man dieses Bild zu deuten, so kommt man nicht umhin, starke Schwankungen von Eisniveau und Gletscherfront während der Ablagerung dieser Seitenmoräne anzunehmen, d. h. im zentralen Teil des Zürichstadiums. Leider sind die Verhältnisse im obersten Teil des Aufschlusses durch ehemalige Befestigungsarbeiten (Geissbergschanzen) empfindlich gestört worden, trotzdem sind mindestens 3 bedeutende Vorstösse zu unterscheiden, dazwischen scheint sich das Gletschereis teilweise oder ganz aus unserem Profil zurückgezogen zu haben. Besonders tiefgreifend ist der Einschnitt zwischen dem relativ niederen ersten Maximum und dem zweiten Vorstoss, während der krönende, letzte Vorstoss den zweiten zwar ein wenig übertrifft, aber geringe Mächtigkeit aufweist.

c) Bohrungen: Zürich–Zentrum–Hauptbahnhof (Profil 2, Tafel I unten)

Das Netz der Bohrungen ist hier recht dicht, wenn leider auch tiefe Aufschlüsse selten sind. Auffällig ist vor allem, dass der imposante, schon von ARNOLD ESCHER beschriebene Stirnmoränenkranz von Zürich kaum Kote 400 m erreicht und dort verschwemmte, siltige, etwas Kies führende Sande mit tonigen Partien überdeckt. Dieser sehr wahrscheinlich dem letzten Vorstoss der Hohen Promenade entsprechende Wall hat ebenfalls wenig Tiefgang. B. BECK (1915) veröffentlichte Photographien aus Baugruben innerhalb dieser Moräne und in deren unmittelbarem Vorfeld. Von besonderem Interesse sind die Aufnahmen Figur 28 und 34 an der Oetenbachstrasse, zwischen unserer Bohrung H 4 und T 20 (Tafel I, unten rechts), weil dort eindeutige Deltaschichtung gezeigt und beschrieben wird. Zur Zeit der Ablagerung dieses Moränenkranzes lag also talabwärts noch ein See mit Spiegel über Kote 400 m.

Wie sind die tieferen Sedimente zu deuten? Die bereits beschriebenen siltig-kiesigen Sande gehen talabwärts (G 2) rasch in eine Wechsellagerung Silt – Feinsand über, verzahnen sich andererseits talaufwärts (C_1, M_1) mit verschwemmter oder fast ungestörter Moräne. Sind schon hier Anklänge an bereits vom Zürichsee her bekannte eiszeitliche Seeablagerungen festzustellen, so nehmen diese unterhalb Kote 385 m überhand, zuunterst in C_1 liegen sogar warwenartig geschichtete, feinkörnige Ablagerungen mit etwas kantigem oder gekritztem Kies. Eine Gliederung nach Lage der Gletscherstirn ist schwierig. Die siltig-kiesigen Sande und verschwemmten Moränen lassen vermuten, dass wenig talaufwärts des sichtbaren Walls zwischen Kote 360 und 345 m eine Stirnbildung liege, welche vielleicht dem mittleren Gletschervorstoss des Profils der Hohen Promenade entspreche. Ohne Zweifel sind aber die Verhältnisse komplex, und es ist zu vermuten, dass Sedimentpakete durch den mehrmals vorstossenden Gletscher verschürft wurden. Bevor aber das Profil weiter besprochen wird, sei eine grundlegende Frage kurz diskutiert.

d) Frage der Ablagerung vor der Gletscherstirn in Abhängigkeit der Wassertiefe

Im Zürichsee haben wir eine Ablagerungsart besprochen, in welcher bei Wassertiefen von über 15 m in einem See die Bildung von Stirnmoränen im klassischen Sinn unterblieb, ebenso fehlt das talwärts anschliessende Schotterfeld.

Das andere Extrem bildet das klassische Bild des über trockenem Grund vorstossenden Gletschers mit Stirnmoränen, welche sich mit dem davorliegenden Schotterfeld (Fig. 3, unten) verzahnen – so bei Killwangen (siehe S. 418, auch Tafel I, unten).

Was geschieht aber bei relativ seichtem Wasser? Im Beispiel des oberflächlichen Walls von Zürich bildete sich – weitgehend über Wasser – eine normale Stirnmoräne, in deren Vorfeld Deltaschichtung auftritt. Sehr instruktiv ist das Hurdenstadium, wie es A. VON MOOS (1943) beschrieb. Während im Abschnitt des heutigen Seedammes die Wassertiefe bei einem Seespiegel von 413–419 m 10–15 m erreichte und dabei sehr ähnliche Verhältnisse und Sedimente wie im untersten Zürichsee entstanden (kein Wall, kein Schotterfeld), lagen die Verhältnisse auf der Halbinsel Hurden bei relativ geringen Wassertiefen anders: Gletscherseits entstand oberflächlich eine Decke von typischer Moräne, welche zu einem flachen Wall anstieg (später Vorstoss). Darunter und davor liegen Kies-Sande, welche in Übergußschichten und Deltaschichten geglie-

dert werden können[4]). Innerhalb der Deltaschichtung nimmt mit wachsender Entfernung vom Gletscher vorerst die Sandfraktion überhand und geht dann in geschichtete Wechsellagerung von Silt, Feinsand und Ton über, d.h. in typische Seeablagerungen. A. von Moos verglich diese Verhältnisse mit den aus Skandinavien beschriebenen Quer-Osar, welche bei mehr oder weniger stationärer Eisrandlage in seichten Gewässern entstanden. Die Schüttung soll durch Schmelzwässer erfolgt sein, welche durch offene Furchen oder Eistunnels aus dem Gletscher hervorbrachen; eine frontale Eiswand scheint nicht aufzutreten (Fig. 3, Mitte). In der neueren Literatur wird der Begriff «Os» auf Ablagerungen unter dem Gletscher beschränkt, während Sedimente des eben beschriebenen Typs wie auch solche, welche in Gletscherspalten oder über Toteisgebieten entstanden, als Kames bezeichnet werden. Figur 4 zeigt die Verhältnisse im Stirngebiet des Steingletschers, wo temporär unter dem Seespiegel Sedimente über den Gletscher, andernorts auch über Toteis abgelagert wurden. Der Steingletscher endete damals im See mit einer Eiswand, in der Tiefe griff sein Eis aber unter den Seeboden, wobei der Auftrieb mindestens teilweise durch eine Schuttdecke kompensiert wurde. Es liegt hier ein Übergangsglied zwischen rein lacustrischen Verhältnissen (Fig. 3 unten) und der Kame-Terrasse von Hurden (Fig. 3 Mitte) vor, dies ein Hinweis auf die zahlreichen möglichen Komplikationen. Auch im Beispiel des Steingletschersees entstehen Kames, währenddem wir die doch stark abweichenden Ablagerungen in einem tiefen See als lacustrische Gletscherrandsedimente bezeichnen werden.

Diese kurze Besprechung zeigt einerseits, dass das Sedimentationsbild mit steigender Wassertiefe komplexer und unruhiger werden muss, weist aber andererseits auch darauf hin, dass bei Auffüllung eines Seebeckens durch eiszeitliche Lockergesteine vorerst Sedimente des Types Zürichsee, dann Kames und Kames-Terrassen, zuoberst eine normale Moräne mit Schottervorfeld entstehen können. Ausschlaggebend ist dabei zweifellos die Wassertiefe.

e) Bohrungen: Abschnitt Hauptbahnhof–Oberengstringen (Tafel I, unten)

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Profilen sind die Aufschlüsse nun vom Hauptbahnhof Zürich bis an den Einsatz von Profil 1 (Tafel I) äusserst spärlich, wenn auch verschiedene Bohrungen abseits unseres Schnittes nahe den Talrändern abgetieft wurden. Ihre Ergebnisse lassen sich aber nur schwer auf die Talmitte übertragen. Da uns zudem die meisten dieser Bohrungen nicht aus eigener Anschauung bekannt sind, sei die Besprechung kurz gehalten.

Oberflächlich liegt meist eine dünne Decke junger, feinkörniger Überschwemmungssedimente, welche z.T. organische Resten führen, darunter folgen gerollte *Kies-Sande*[5]), deren Mächtigkeit stark schwankt. Während nahe der rechten Talflanke bei Oberengstringen (Profil 1–E-Ende) diese grobkörnigen Ablagerungen 7–18 m dick werden und offensichtlich hangwärts auskeilen, meldeten Hug und Beilik (1934) von der Talseite beim Gaswerk Schlieren mindestens 35 m Kies-Sand. Die gleichen Autoren gaben ein Querprofil beim Hardhof, bei welchem bei der Kirche Altstetten wie

---

[4]) Diese Aufschlusse sind heute fast völlig zerstört, doch finden sich ganz analoge Verhältnisse an der N-Spitze des Hügels von Hirschlen bei Reichenburg (Kt. Schwyz, S-Rand der Linthebene).

[5]) «Kies-Sand» wird hier im Sinne einer Mischung von gerolltem Kies und Sand mit schwankendem Anteil feinerer Fraktionen verwendet, also synonym zu Schotter s.s.

auch in der nördlichen Talflanke Moräne emporsteigt und die Kies-Sande gegen die Talmitte 28,5 m Mächtigkeit erreichen, seitwärts aber nur langsam abnehmen. Gut ausgebildet und grob sind diese auch weiter östlich, wobei schwer zu entscheiden ist, inwiefern hier noch postglaziale Sihlablagerungen vertreten sind.

Bei der Limmatbrücke Oberengstringen–Schlieren der N1 wie auch bei der 144,2 m tiefen Bohrung beim Schlachthof Zürich wurde die Unterlage dieser Schotter erbohrt. Hier erfolgt ein rascher, wenn anscheinend auch kontinuierlicher Übergang zu feinkörnigem Sand, dann zu leicht siltigem Sand, worauf in grosser Mächtigkeit typische eiszeitliche Seeablagerungen einsetzten. Soweit erbohrt, handelt es sich bei Oberengstringen um relativ feinkörnige Varianten, während beim Schlachthof möglicherweise einige grobe, der Gletscherstirn nahe Einschaltungen vorkommen. Letztere Bohrung erreichte die Felsunterlage in 128,7 m Tiefe (Kote 277,9 m) und scheint nach unserer Interpretation nur wenige Meter Grundmoräne aufzuweisen. Ohne vorerst auf die Frage des Alters der Seeablagerungen einzugehen – mindestens der obere Teil ist ja zweifellos dem Zürichstadium bzw. dem Gletscherstand von Altstetten und Wiedikon zuzuordnen –, sei bemerkt, dass beim Eisrückzug hinter den Moränenkranz von Schlieren ein See entstehen musste, dessen Spiegel vorerst um Kote 405 m geschwankt haben dürfte, später aber absank. Dass die Seeablagerungen auch hier z. T. sehr komplex aufgebaut sind, beweisen einige verstreute Bohrungen ausserhalb unseres Profils.

C. Limmattal von Oberengstringen bis zur Kantonsgrenze Zürich/Aargau

a) Oberfläche

Auch hier fliesst die Limmat in einer breiten Talebene, welche erst an der Kantonsgrenze unvermittelt in einen scharfen Einschnitt übergeht. Eine Einschnürung entsteht beim Durchbruch des Endmoränenkranzes von Schlieren, eines prächtig ausgebildeten, leider durch Überbauung gefährdeten Systems von Wällen. Talaufwärts fallen die Moränen nördlich der Limmat steil unter die Talebene, während sie talabwärts die Schotterterrasse des Weiningerfeldes krönen. Dieses von zahlreichen Kiesgruben ausgebeutete Gebiet weist oberflächlich einen breiten, flachen, von feinkörnigen, jüngeren, braunen Sedimenten aufgefüllten Muldenzug auf, welchen wir als altes Bett eines Schmelzwassers deuten (siehe Tafel I, oben). Die Oberfläche der Schotterebene steigt allmählich gegen die Moränen an und scheint ungestört, interessanterweise erscheinen aber in der obersten Schicht trotzdem vereinzelt bis zu 700 m talabwärts des nächsten Walles erratische, kaum gerundete Blöcke (bis 1 m^3 gross). Südlich der Limmat liegt bei Urdorf ein kleineres Aequivalent dieses Feldes, während die Wallmoränen z. T. Fels aufliegen und bis Altstetten einen kleineren, überhöhten Schotterzug einschliessen. Die Seitenmoränen des Schlierenstadiums lassen sich auf der rechten Talseite sehr schön zum Hönggerberg verfolgen.

b) Bohrungen: Oberengstringen–Weiningerfeld (Profil 1)

Wir befinden uns hier ausserhalb der Talebene, nördlich der Talachse. Im westlichen Teil des *Weiningerfeldes* findet sich von oben nach unten die Schichtfolge Kies-

Sand/Sand/Feinsand und Silt/tonig-siltige Seebodenablagerungen mit wenig Glazialkies, also die klassische Reihenfolge eines allmählich aufgefüllten und weiterhin mit Kies überlagerten Seebeckens. Soweit aufgeschlossen, sind die Kies-Sande flach gelagert, der ehemalige Seespiegel dürfte um Kote 390 m gelegen haben (siehe auch S. 416). Von Fahrweid bis Geroldswil erodierte später die Limmat das Weiningerfeld bis hinunter auf seine feinkörnige Unterlage, so dass dort auf breite Front ein Quellhorizont auftritt (siehe auch A. WEBER, 1955).

Verfolgt man das Profil ostwärts zu den *Stirnmoränen des Schlierenstadiums*, so werden vorerst die Schotter gröber, Sand und Feinkies greifen immer herunter – ein Zeichen für Annäherung an den Schuttlieferanten. Nach einem Gutachten von A. VON MOOS für die Kieswerke Hardwald (1944) enthalten diese Kies-Sande viel mehr Weichgesteine und weisen schlechteren Rundungsgrad auf als die Schotter des Talbodens (S. 415) oder die Deckenschotter im NE und NW von Weiningen (S. 421), was ebenfalls für eine kurze Transportdistanz in fliessendem Wasser spricht. Im Bereich von A 22 und A 42 ergibt sich eine eindeutige Auskunft auf die lange umstrittene Frage der *Altersbeziehung zwischen Schlierenstadium und Weiningerfeld.* Zwar überlagert Moräne eines späten Gletschervorstosses auf kurze Strecke Kies-Sande, so dass diese unter ausgeprägten Wällen verborgen sind – eine Tatsache, die nahe dem Kloster Fahr auch in einer Kiesgrube und einem Aushub für die N 1 direkt zu beobachten war. H. JÄCKLI (1959) beschrieb ähnliche Verhältnisse jenseits der Limmat, bei Schönenwerd. Ausschlaggebend ist aber, dass unter dem überfahrenen Kies sehr rasch wieder Moräne auftritt, welche talabwärts mit Schottern verzahnt sein muss, dass also das Schlierenstadium mit dem Weiningerfeld verknüpft ist. Dass ein später Gletschervorstoss die eben entstandenen Ablagerungen nochmals überfuhr, ist keineswegs erstaunlich. Ob die bereits erwähnten, auf einen 700 m breiten Streifen des Weiningerfeldes verstreuten, einzelnen erratischen Blöcke einem kurzen extremen Vorstoss oder aber einem Wasserausbruch aus dem Gletscher zuzuschreiben sind, bleibt dahingestellt. – Leider sind die Bohrungen zu untief, um zu entscheiden, ob die tiefern, älteren Teile der Gletscherstirnbildungen von Schlieren in Kames und dann in lacustrische Gletscherrandablagerungen übergehen.

Zürichwärts an die Hauptmoränen von Schlieren angefügt, fanden die Bohrungen die morphologisch wenig auffällige *Zone von Unterengstringen*, welche z.T. einen schwachen, innersten Wall bildet und den Kern des alten Dorfes unterlagert. Diese Zone erscheint infolge schleifenden Schnittes in unserem Längsprofil überdimensioniert breit und weist einen Buckel auf, während es sich in Wirklichkeit um den innersten, steil gegen die Limmat abfallenden, höchstens 200 m breiten Teil des Moränenbogens von Schlieren handelt. Wie die Bohrungen und ein Aufschluss an der N 1 westlich der Brücke Engstringen–Schlieren (Fig. 5) zeigten, liegt in dieser Zone unter einer dünnen Moränendecke ein wirres Gemisch von gerundetem Kies-Sand, siltig-feinsandigen Seeablagerungen, Sand und Moräne, alles verstellt und offensichtlich vom Gletscher verschürft. Es handelt sich also keineswegs um Schotter, welche unter der Moräne vom Weiningerfeld gegen E greifen, sondern ganz eindeutig um einen letzten, schwachen Vorstoss des Schlierenstadiums, wobei die eben erst im Zungenbecken gebildeten Schmelzwasserablagerungen aufgeschürft und an die älteren Moränen angepresst wurden.

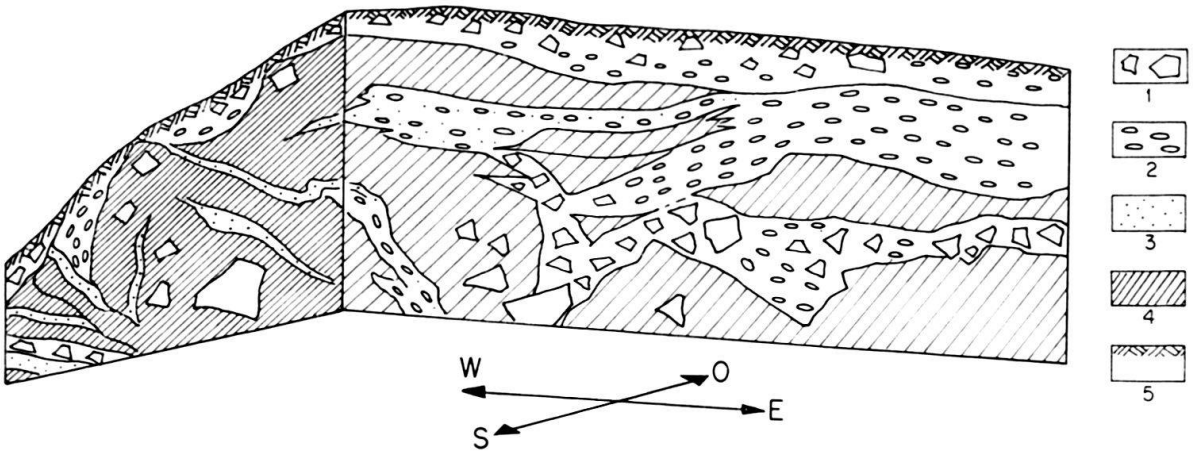


Fig. 5. Temporärer Aufschluss in der Zone von Unterengstringen nahe westlich der Brücke Engstringen–Schlieren, ca. 10 m hoch. Durch den Gletscher verschürfte Vorlandsedimente. 1. Moräne oder einzelne Findlinge. 2. Gerolltes Kies-Sand. 3. Sand. 4. Silt, Feinsand und Ton, z.T. fein geschichtet (Seebodenablagerungen). 5. Humus (Schlierenstadium IIc).

c) Bohrungen: Weiningerfeld–Kantonsgrenze

Das Profil verläuft hier in der Limmatebene, gerät bei Geroldswil allerdings derart nahe an die rechte Talflanke, dass dort Fels erbohrt wurde, doch ist zweifellos der Taltrog auch hier sehr tief. Unter weichgelagerten, feinkörnigen, z.T. torfigen oder holzführenden jüngsten Ablagerungen der Limmat liegen *Kies-Sande*, welche talaufwärts direkt mit den Schottern des Talbodens bei Schlieren–Altstetten verknüpft werden können, wie dies schon der durchgehende Grundwasserstrom zeigt (HUG und BEILIK 1934, H. JÄCKLI 1966 in Erläuterungen zum Blatt Wohlen). Sie erreichen – soweit erbohrt – in unserem Profil nur 1–5 m Mächtigkeit, doch beschreiben HUG und BEILIK (1934) bei Dietikon bis zu 28 m tiefe Schotterrinnen. Der Kontakt zur feinkörnigen Unterlage ist eindeutig uneben und damit erosiv. In grosser Mächtigkeit finden sich dort typische *eiszeitliche Seeablagerungen*, ähnlich wie bei Tiefenbrunnen. Wie schon A. WEBER (1955) annahm, sind diese Sedimente direkt mit den feinkörnigen Ablagerungen im Untergrund des Weiningerfeldes zu verbinden, es besteht keinerlei Anzeichen für eine Trennung. Dies bedeutet wiederum, dass sie im wassergefüllten Zungenbecken vor dem Gletscher des Schlierenstadiums entstanden, wobei der Typ der Sedimente auf eine relativ weit entfernte Eisfront deutet (Front bei oberflächlichen Wällen?). Die darauffolgende, in unserem Profil 1 15–20 m Schichtmächtigkeit erfassende Erosion durch die Limmat ist zweifellos mit dem Zürichstadium zu verbinden, während das Alter der später abgelagerten Kies-Sande hier noch nicht diskutiert sei. Durch unser Profil nicht erfasst, aber aus Kiesgruben und anderen Bohrungen bekannt ist eine Schüttung von Kies-Sanden im Gebiet von Dietikon durch Schmelzwässer des Reussgletschers im Schlierenstadium (H. JÄCKLI 1966) entlang dem Reppischtal.

D. Limmattal zwischen der Kantonsgrenze Zürich/Aargau und den Moränen von Killwangen–Würenlos (Profil 1, Tafel I, unten)

a) Oberfläche

In klassischer Ausbildung erscheint bei Würenlos die *Endmoräne* des Furttallappens des Linthgletschers, während – wie schon die ersten Beobachter feststellten –

die entsprechenden Bildungen des Limmattallappens sehr unauffällig sind und hauptsächlich durch den tiefen Einschnitt beim Bahnhof Killwangen bekannt wurden. Während im Furttal hinter der Endmoräne ein welliges, moränenbedecktes Zungenbecken anschliesst, erscheint bei Killwangen ein ca. 15 m hohes, gegen Spreitenbach hin absinkendes, moränenbedecktes Steilbord, welches z. B. an der Hauptstrasse Dietikon–Baden gut zu erkennen ist, von unserem Längsprofil aber nicht berührt wird. Nach H. JÄCKLI (1966) liegt in dessen Fortsetzung gegen Spreitenbach etwas überfahrener Kies-Sand. Talaufwärts schliesst – zur Hauptsache südlich der Limmat – ein ausgedehntes *Schotterfeld* an. Diese Ebene weist von Killwangen bis gegen B_{141} und weiterhin gegen Spreitenbach hin ein normales, talauswärts gerichtetes Gefälle auf und wird von einer breiten, flachen Entwässerungsrinne durchzogen (ähnlich Weiningerfeld, auf Karten 1:1000 verfolgbar, siehe Tafel I, oben). Auf der Höhe des «Chessels» liegt ihre Sohle um Kote 392 m, bei Killwangen durchbricht sie in Form einer Erosionsrinne die Moränen. Der heutige Limmatlauf ist bereits recht tief eingeschnitten.

Von B_{141} *bis zur Kantonsgrenze* wird beidseits der Limmat die Oberfläche des Feldes etwas wellig-unruhig und weist zudem leicht rückläufiges Gefälle auf (Profil 1). Der Verdacht auf eine leichte, glaziale Überarbeitung wird dadurch verstärkt, dass in verschiedenen Kiesgruben kantige, erratische Blöcke herumliegen, welche einer 0–2 m mächtigen, moränenähnlichen Deckschicht entstammen, ebenso finden sich dort ver-

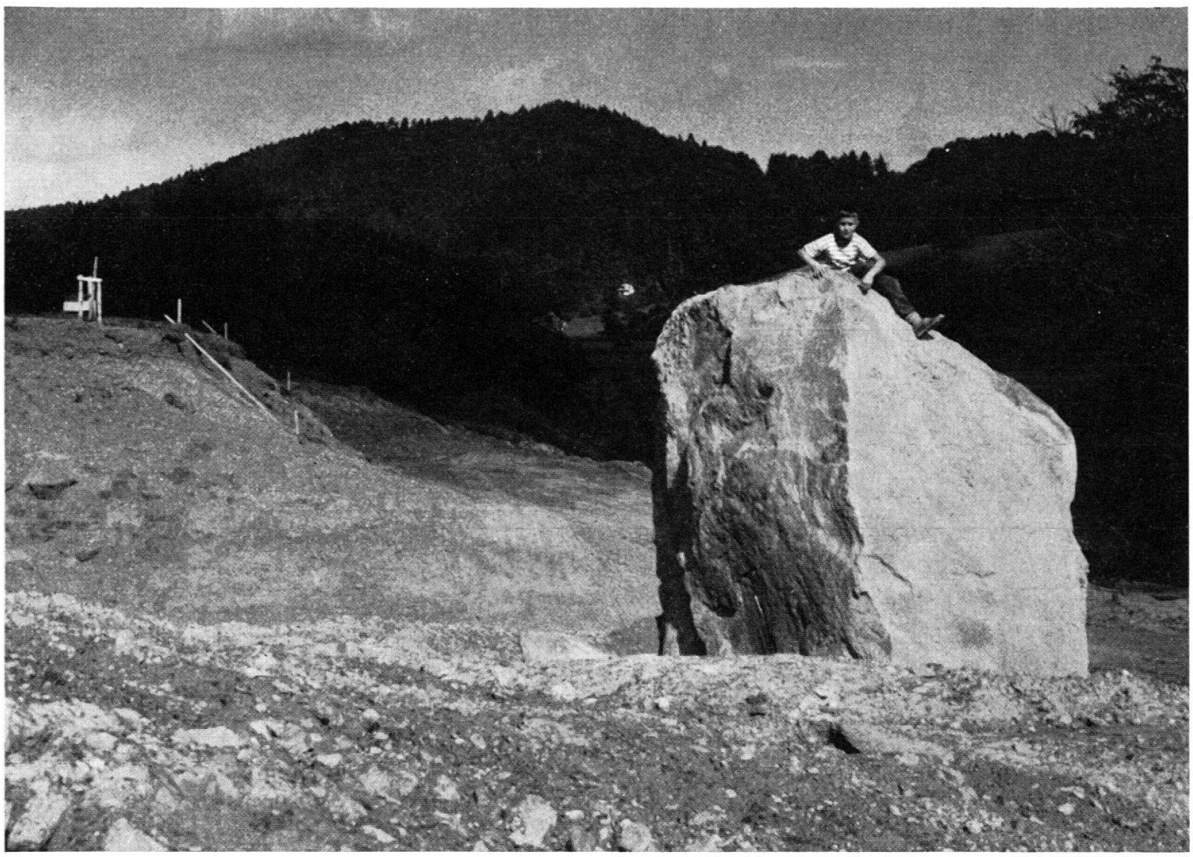


Fig. 6. Aufschluss an der Nationalstrasse, nahe Oetwil, aber jenseits der Limmat. Erratischer Block des letzten Vorstosses des Killwangenstadiums (I 3c), ursprünglich über verschwemmten Kies-Sanden liegend, Verrucano.

einzelt gekritzte Geschiebe. Eine schöne Bestätigung ergab die Materialausbeutungsstelle für die N 1 hart westlich der Kantonsgrenze, nördlich Bohrung A_1, Koordinaten 253.25/671.6, wo über geschichteten Sanden und Kies-Sanden eine lehmig-steinige Deckschicht mit zahlreichen, z.T. sehr grossen erratischen Blöcken des Linthgletschers auftrat (Fig. 6). Hart an der Kantonsgrenze endet unser Feld mit einem relativ steilen, talaufwärts fallenden Bord.

b) Bohrungen: Killwangen–Kantonsgrenze

Da die Moränen des Furttallappens wie auch das Verhältnis zwischen der Moräne von Killwangen mit dem davorliegenden Schotterfeld im nächsten Abschnitt (S. 419) besprochen werden, befassen wir uns vorläufig nur mit dem Abschnitt zwischen Bohrung B 121 und A_5.

Bei B 121 erscheint bis in grosse Tiefe typisches Moränenmaterial bzw. verschwemmte Moräne normaler, terrestrischer Ausbildung. Unmittelbar weiter östlich setzt aber ein wirres, schwer übersehbares Gemisch von Seebodenablagerungen, Sand, Kies-Sand und moränenähnlichen Ablagerungen ein, wobei schon die Verbindung zweier benachbarter Bohrungen problematisch wird. Währenddem in den obersten Lagen Kies-Sand von z.T. sehr schlechter Rundung vorherrscht, nimmt das Wirrwar mit der Tiefe deutlich zu und erinnert etwa an die Verhältnisse beim Bürkliplatz, das heisst an lacustrische Gletscherrandablagerungen. Ist eine solche Deutung möglich? Die Wallmoränen von Killwangen dürften überall Kote 405 m überschritten, das davorliegende Schotterfeld (S. 420) im tiefsten, südlichsten Teil 405 m erreicht haben, so dass schon bei einem geringfügigen Eisrückzug hinter Killwangen ein See mit Spiegel um Kote 400–405 m entstehen musste. Dieser mag relativ rasch durch Erosion des Vorlandes abgesenkt worden sein, wofür ja die bereits erwähnte Rinne mit Kote 392 m beim «Chessel» nahe B 128 Zeugnis ablegt. Aber auch unter Annahme eines Seespiegels bei 390 m entstanden grösstenteils Verhältnisse, welche im tiefern Teil mit dem untersten Zürichsee, im höhern mit der Halbinsel Hurden vergleichbar sind. Wollte man – wie H. JÄCKLI (1966) und R. HANTKE (1967) – dieses Gebiet einfach als untern Teil des Zungenbeckens des Schlierenstadiums verstehen, so lässt sich der krasse Gegensatz zwischen der ausgeglichenen Sedimentation und relativ weichen Lagerung östlich der Kantonsgrenze und dem unruhigen Bild, der lokalen Überfahrung und relativ harten Lagerung im Westen kaum verstehen. Zur weitern Verfolgung dieses Problems sei aber vorerst die weitere Umgebung etwas untersucht.

c) Seitenmoränen und generelle Verhältnisse zwischen Killwangen und Geroldswil–Dietikon

Wie dies von R. HANTKE (1967) auf Grund der Aufnahmen verschiedener Autoren übersichtlich dargestellt worden ist, lassen sich verschiedene Seitenmoränen des Killwangen-Stadiums verfolgen, wobei die Wälle – besonders auf der linken Talseite – durch Erosion oder Rutschbewegungen allerdings häufig verschwunden sind.

Das *Maximalstadium* lässt sich auf den Hüttikerberg verfolgen, wo es tiefer liegt als die entsprechenden Ablagerungen des Furttallappens (500 m, bzw. 520 m). 1 km weiter östlich erscheint auf 530–540 m erneut eine hübsche Wallmoräne des Limmattallappens (Koordinaten 254.4/672.45), dann verliert sie sich in den versackten Hän-

gen des Altbergs und soll nach H. JÄCKLI (1962) dessen Grat nördlich Weiningen erreichen (Kote 600 m). Der gleiche Autor beschreibt eine bedeutende Transfluenz des Reussgletschers über den Mutschellen, im S von Dietikon.

Gibt es weitere, *rückwärtige Seitenmoränen?* Solche sind sowohl von H. JÄCKLI wie von R. HANTKE dargestellt worden, wobei nach unserer Auffassung mindestens 2 getrennte Züge zu unterscheiden sind: In den ersten gehört eine Seitenmoräne unmittelbar nördlich Spreitenbach wie auch relativ hoch gelegene Wälle ob Oetwil (490 m) und Geroldswil (bis 530 m), in den zweiten eine Seitenmoräne mit hübschem Gletscherrandtal im SW von Spreitenbach (Koordinaten 252.0/670.5) wie auch die tieferen Wälle bei Oetwil und Geroldswil (um 500–510 m). Die diesen Seitenmoränen entsprechende Gletscherfront dürfte um Chessel (B 121) bzw. Mittlerzelg (B 142/53) gelegen haben, was gut in unser Profil passen würde. Vom letzten, wohl nur sehr kurzfristigen Gletschervorstoss sind uns keine Seitenmoränen bekannt. – Auch während der Ablagerung des zweiten, inneren Moränenzuges dürfte der Reussgletscher noch eine starke Transfluenz über den Mutschellen gebildet haben, so dass durch das eben beschriebene Gletscherrandtal SW Spreitenbach Kies-Sand aus dem Reussgebiet zugeführt wurde.

Eine weitere Kontrolle ergaben die Grundwasserverhältnisse, wie sie speziell von J. HUG (1934), H. JÄCKLI (1966) und A. WEBER untersucht wurden, uns aber auch aus zahlreichen eigenen Bohrungen bekannt sind. Ganz generell stimmen zwischen Dietikon und dem Moränenriegel von Killwangen Grundwasserspiegel und Limmatspiegel weitgehend überein. Bei Killwangen keilt der Grundwasserträger aus, was durch starke Quellaustritte und einen unvermittelten Sprung im Grundwasserspiegel bestätigt wird (siehe Tafel I, Profil 1, Bohrung B 129–B 120, ferner H. JÄCKLI, Erläuterungen, 1966). Im Gegensatz zum letztgenannten Autor scheint uns aber kein durchgehender Wasserträger zwischen dem Talboden bei Dietikon und einzelnen Grundwasservorkommen nahe Spreitenbach zu bestehen. Soviel wir beobachten konnten, verliert das Kies des Talbodens in einzelnen Altwasserläufen bei Dietikon wie auch weiter westlich sein Grundwasser an die Limmat.

E. Limmattal zwischen Killwangen und Baden

a) Oberfläche

Talwärts an die bereits kurz beschriebenen Endmoränensysteme von Killwangen–Würenlos schliesst ein leicht terrassiertes *Schotterfeld* an, in welches die Limmat ein Canon erodiert hat. Nahe dem Kloster Wettingen pendelt der Fluss gegen die linke Talflanke und schneidet dabei die Felsunterlage an, was zur Erstellung des Stauwehrs von Wettingen ausgenutzt wurde.

Sieht man von den tieferen Terrassen ab und versucht mit Hilfe von sehr detaillierten Karten die ursprüngliche Oberfläche der Schotter zu rekonstruieren, so entsteht von Würenlos bis Wettingen ein generell gegen W, also schief zum Tal gerichtetes Gefälle (siehe Tafel I, oben). Die Schüttungszentren liegen einerseits am Endmoränenwall des Furttallappens, andererseits an der Ausmündung des Lugitalbaches zwischen Sulperg und Pfaffenbüel. Dieses trotz seines heute unbedeutenden Einzugsgebietes auffallend breite Tal wird im obern Teil von Moränen des Maximalstadiums des Furttallappens gequert, musste aber schon bei einem geringen Eisrückzug trockengelegt

worden sein. Das gleiche gilt für die Schüttung vor dem Moränenkranz von Würenlos. Diese Beobachtungen zwingen zur Annahme, dass die höchsten Niederterrassenschotter im Gebiet von Tägerhard–Wettingen durch Schmelzwässer des Furttallappens geschüttet wurden. Noch heute ist ein mächtiges, aber flaches Bett des Lugibaches in der Schotterebene zu erkennen, welches nahe B 159 die heutige Limmat erreichte.

Diese Schüttungen müssen die *Schmelzwässer des Limmattallappens* so weit gegen S hin abgedrängt haben, bis ihr die linke Talflanke oder dann Schuttkegel Einhalt geboten. Weiter westlich, bei Wettingen, dürfte sie (vereint mit dem Abfluss des Furttallappens?) der flachen Rinne gefolgt sein, welche um Kote 390 m vom Bahnhof gegen das Quartier Altenburg zieht. Später wich sie allerdings noch mehr gegen SW hin aus.

b) Bohrungen: Abschnitt Wettingen–Killwangen (Tafel I, Profil 1; Fig. 7)

In diesem Abschnitt liegen zwar viele Sondierungen für die Nationalstrasse vor, doch biegt diese im Quartier Chrüzstei von Neuenhof in die linke Talflanke aus und verlässt den Talboden. Glücklicherweise dürfen wir uns hier auf einige von A. WEBER für die Abklärung hydrologischer Fragen erstellte, tiefe Bohrungen stützen, daneben auf einige andere Aufschlüsse.

Die wenigen Tiefbohrungen zeigen, dass die *Felssohle* in der Talmitte unter Kote 300 m sinkt, vermutlich also beträchtlich tiefer als die tiefste Erosionsrinne bei Baden, deren Sohle nach H. SUTER (1944) auf 330 m liegen soll. So erstaunt es denn nicht, wenn die Bohrungen bis hinauf auf Kote 335–345 m siltig-feinsandige bis tonige Seebodenablagerungen erbrachten. Mit unebener, vermutlich erosiver Grenze folgen darüber grobe Kies-Sande. Diese scharfe Grenze weist auf einen abrupten Wechsel in den Sedimentationsbedingungen, vermutlich auch auf eine lange Zeitspanne, während welcher die stauende Schwelle bei Baden tiefer erodiert wurde. Tatsache ist jedenfalls, dass schon wenige Meter über den Seeablagerungen grobe, relativ schlecht sortierte und gerundete, oft siltige *Kies-Sande* liegen, deren Habitus auf Gletschernähe weist. Die gewaltige, ursprünglich rund 60 m mächtige Schottermasse lässt sich nicht nach Körnung und Grad der Aufbereitung gliedern, man sucht trotz z. T. recht eingehenden Untersuchungen vergebens nach Spuren von Horizonten, welche auf einen grösseren Transportweg, d. h. einen temporären Gletscherrückzug weisen würden. In der nördlichen Talhälfte ist allerdings im Schüttungsgebiet des Furttallappens in Profil 3 eine klassische Gliederung in liegende Vorstoßschotter unter Kote 393 m, eine besonders grobe, blockhaltige Schüttung des Maximalstandes und wenige Meter Rückzugschotter ausgebildet, doch verliert sich dieses Bild gegen die Talmitte, wo – vermutlich vom Limmattallappen her geschüttet – sehr grobe Sedimente auch in grösserer Tiefe vorkommen. So finden sich z. B. zwischen Kote 375–385 m angerundete Blöcke von bis zu 50 cm Durchmesser. Weiter talabwärts treten immer wieder erstaunlich grobe, wenn auch eindeutig verschwemmte Ablagerungen an der Nationalstrasse Chrüzstei–Papperich (z. T. aufbereitete Rissmoräne?) oder in Bohrungen beim Bahnhof Baden auf, wo in den obersten Lagen angerundete Blöcke von 40 cm Durchmesser gefunden wurden, dies 5 km von der nächsten bekannten Obermoräne der Würmeiszeit entfernt! Da aber die Moränen von Killwangen bis nahe an den Seebodenlehm ganz ein-

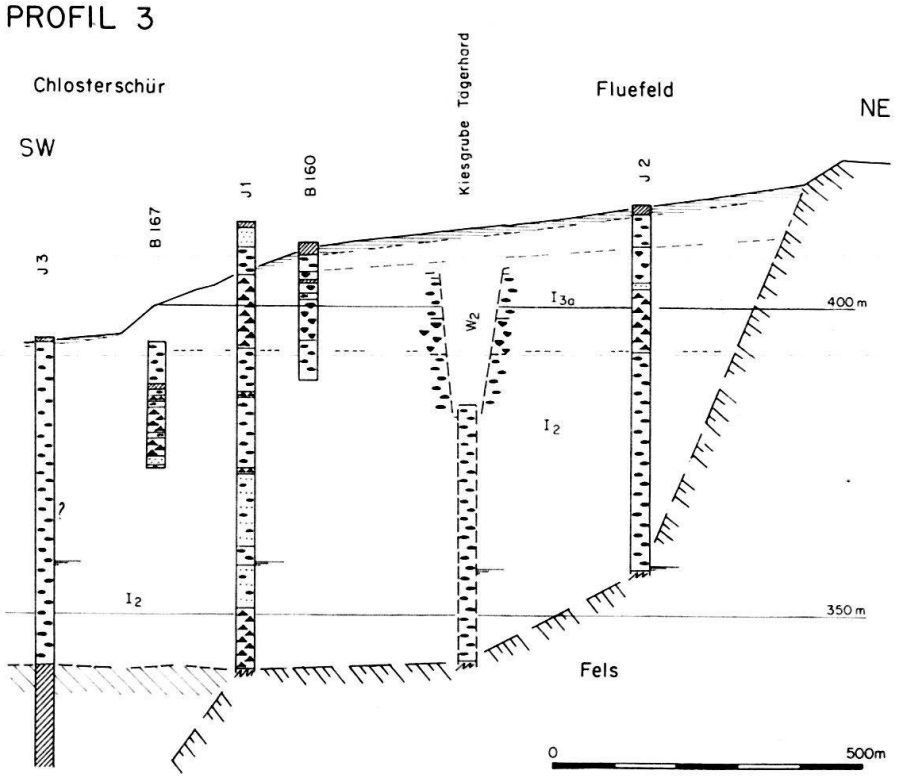


Fig. 7. Profil 3 quer zum Limmattal bei Tägerhard zwischen Wettingen und Würenlos, 10 × überhöht. Legende siehe Tafel I unten.

deutig mit den oben besprochenen Schottern verzahnt sind, kann die gleichzeitige Entstehung kaum bezweifelt werden. Moräne wie Schotter sind übrigens – im Gegensatz zu den bisherigen Stirnbildungen – ganz eindeutig auf trockenem Grunde entstanden. Die Ablagerung der erstaunlich groben und schlecht aufbereiteten Einschaltungen dürfte am ehesten mit katastrophalen Ausbrüchen von Wasser, Eis und Lockergestein aus der mächtigen Gletschermasse zu erklären sein.

Kurz sei nun auf die *Stirnen von Limmattallappen und Furttallappen* eingegangen, welche ja zur Hauptsache dem gleichen Stammgletscher entspringen. Der grossartige Moränenkranz von Würenlos erreicht Kote 420–425 m und ist – wie ausgeführt – mit den höchsten Kies-Sand-Ablagerungen zu verknüpfen. Die unterlagernden, besser aufbereiteten «Vorstoss-Schotter» sind unter die Wallmoränen und – versteckt unter Grundmoräne – bis weit ins Furttal verfolgbar, wie die hydrologische Karte von H. JÄCKLI (Erläuterungen, 1966) und verschiedene Bohrungen zeigen. Die Abdeckung mit Grundmoräne ist dabei derart wirksam, dass der Wasserspiegel talaufwärts nur wenig steigt. Im Gegensatz dazu kommen Wallmoränen des Limmattallappens kaum über Kote 410 m hinauf und sind zudem teilweise erodiert. Betrachtet man aber das Profil, so entpuppen sich diese scheinbar kümmerlichen Resten als über 50 m mächtige Bildungen, welche nachweisbar bis nahe an die Seebodenablagerungen greifen und sich mit den tieferen Teilen des Schotterfeldes verfingern. – Schotter, welche ihrerseits mit den «Vorstoßschottern» des Furttales verzahnt sind! Es drängt sich folgender Schluss auf:

Der Maximalstand beider Gletscherlappen des Linthgletschers wurde nicht gleichzeitig erreicht, vielmehr stiess erst für sehr lange Zeit nur der Limmattallappen vor,

dann wuchs der Furttallappen, währenddem sein Rivale vielleicht noch kurz stehenblieb (Ablagerungen um Kote 395–400 m in B 162), dann aber in sein eigenes Zungenbecken zurückfiel und den Schutt grösstenteils im dort entstandenen See liegenliess. Dies erklärt auch, wieso seine Schmelzwässer in der letzten Sedimentationsphase des Wettinger Feldes nichts mehr ablagerten. Dieses Phänomen wie auch die Frage kurzfristiger Vorstösse über den Stand von Killwangen hinweg sei später diskutiert (S. 427).

F. Taldurchbrüche bei Baden und Schotterresten ausserhalb des Talbodens

Die Verhältnisse beim Engpass von Baden sind bereits früher eingehend besprochen worden (C. SCHINDLER 1967), so dass hier nur eine kurze Zusammmenfassung und Ergänzung gegeben sei:

- Der älteste, eindeutig festgestellte Limmatlauf wich vor der Lägernkette gegen Westen hin aus, seine breite Sohle erreichte im *Bareggtunnel* Kote 440 m.
- Diese Rinne wurde später durch fluviatil verfrachtete, recht gletschernahe Lockergesteine bis über Kote 530 m hinaus aufgefüllt, eine Ablagerung, welche allgemein den jüngeren *Deckenschottern* zugeschlagen wird. Die südöstlich anschliessenden, ebenfalls teilweise verkitteten und von Moräne der Risseiszeit überdeckten Schotter des Heitersberges werden dagegen auf Grund ihrer höheren Basis wie Oberfläche als ältere Deckenschotter bezeichnet. Da die Basis beider Vorkommen uneben ist und die Oberfläche später erosiv überarbeitet wurde, ist dies allerdings nicht eindeutig gesichert. Das gleiche gilt übrigens auch für rückwärtigere, ebenfalls alte, teilweise verkittete Schotterresten auf Hügelkuppen beidseits des Limmattals [Buchhoger und Uetliberg auf der linken, Altberg, Haslern, Gubrist und Zürichberg auf der rechten Talseite], welche hier nicht besprochen seien (vgl. F. OPPLIGER 1891, A. AEPPLI 1894, PENK und BRÜCKNER 1909, H. SUTER 1944).
- Nach Ablagerung der Bareggschotter setzte eine Phase intensiver *Erosion* ein, wobei sowohl Schotter wie Fels angegriffen wurde. Nur so ist es erklärlich, dass z. B. die Flanken des *Tales von Dättwil* mit Rissmoräne bedeckt sind. Wie Bohrungen für die Nationalstrasse und für den Bahntunnel bei Baden Oberstadt gezeigt haben, sind die Talflanken, im 2. Fall sogar die Talsohle meist von Moräne überkleistert. Art und Richtung des Tales widersprechen einer rein glazialen Anlage, deuten vielmehr auf fluviatile Erosion vor der Überdeckung mit Eis. Wahrscheinlich liegt hier ein epigenetisches Limmattal vor, welches ähnlich der Bareggrinne ebenfalls vor der Lägernkette gegen Westen hin auswich. Seine Anlage war jünger als die jüngeren Deckenschotter der Baregg, älter als die Rissmoränen, läge somit nach gebräuchlicher Gliederung der Eiszeiten irgendwo zwischen ausgehender Mindeleiszeit und den Hauptvorstössen der Risseiszeit.

  Nach Bohrungen für die N 1 bei Dättwil liegt dort die Felssohle des Tales um 394 m oder etwas tiefer, während die viel jüngeren, von Schmelzwasser des würmeiszeitlichen Reussgletschers geschütteten Kies-Sande Kote 415 m erreichen. Analog zu H. JÄCKLI (1966) möchten wir letztere dem Würmmaximum zuordnen.
- Jünger als die Anlage des Tales von Dättwil sind drei Durchbrüche quer durch die Lägernkette, wobei die neu beschriebene *Belvédère-Rinne* (C. SCHINDLER 1967) den bei weitem bedeutendsten und tiefsten Einschnitt darstellt. Es handelt sich dabei

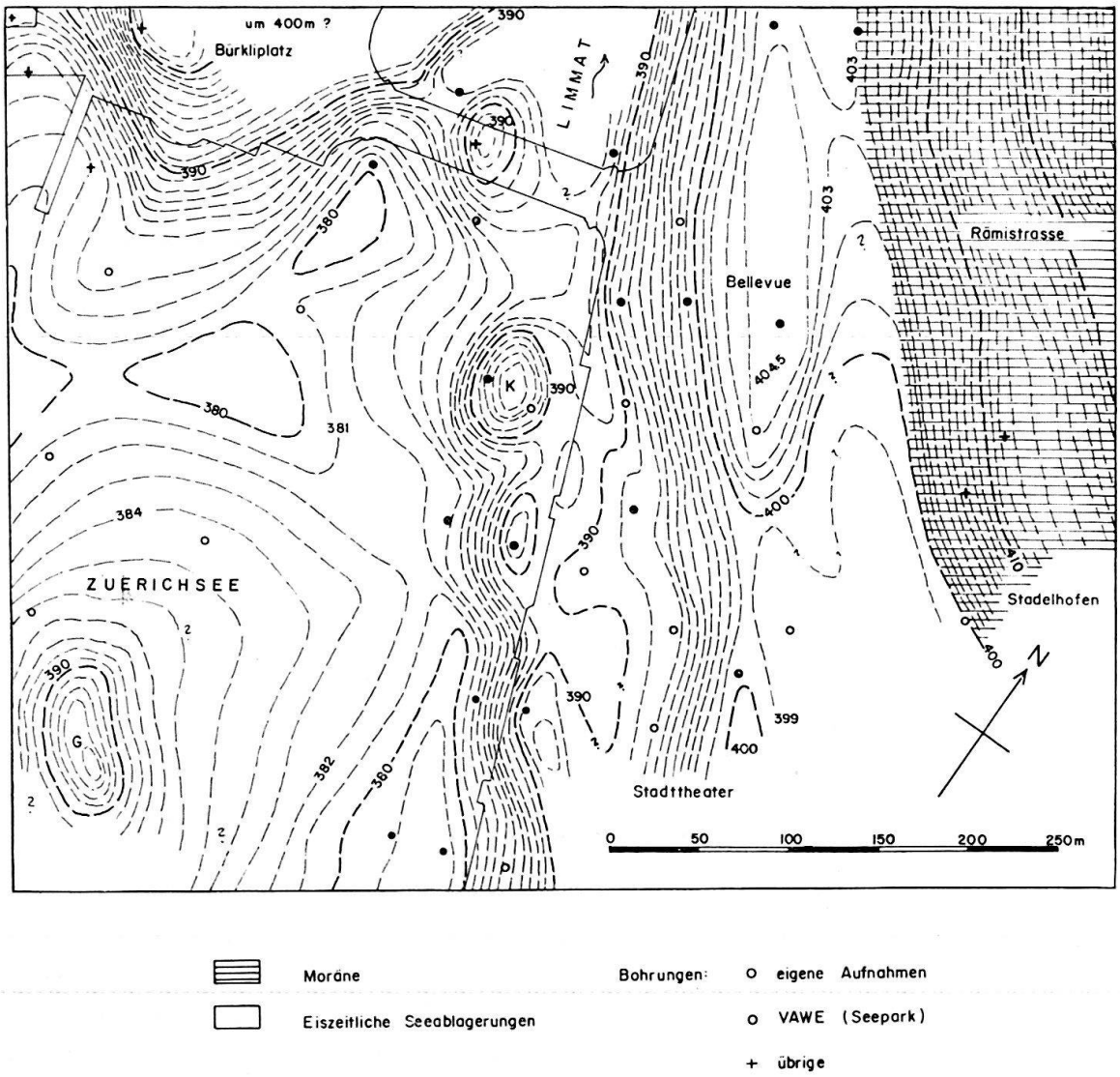


Fig. 8. Rekonstruktion der Terrainogefläche kurz nach dem Rückzug des Gletschers aus dem untern Zürichsee. Östliche Talhälfte, Gebiet Stadelhofen – Bellevue–Bürkliplatz (Zürich), Seespiegel zu jener Zeit 415–420 m. Äquidistanz 1 m, genauer Kurvenverlauf hypothetisch. Grundlagen: Bohrungen, heutiges Terrain, alte Pläne. K = kleiner Hafen, G = grosser Hafner. Das effektive Relief dürfte noch ausgeprägter gewesen sein als hier angegeben.

um eine tiefe, enge Schlucht mit z. T. überhängenden Wänden, deren Sohle den heutigen Limmatspiegel (355 m) beinahe erreichen dürfte.

- Diese Rinnen wurden später mit sehr gletschernahen, verschwemmten Sedimenten, in deren Hauptrinne z. T. sogar mit Moräne aufgefüllt und dann bis zur Unkenntlichkeit *glazial überarbeitet*. Interessanterweise fanden wir einen durchaus ähnlichen Durchbruch mit äusserst gletschernaher Lockergesteinsfüllung bei Sondierarbeiten für die Nationalstrasse N 3 im östlichen Teil der Habsburgkette (Galgenhubel nahe Brugg).
- Jünger als die grossen Vorstösse der Risseiszeit ist die von Wettingen her unter der Altstadt von Baden hindurchziehende, breite *Rinne*, deren Sohle nach G. SENFTLEBEN (1923) von Kote 340 m, nach H. SUTER (1949) um 330 m liegen soll.

- Eindeutig mit den Schottern des Wettingerfeldes zu verbinden ist schliesslich die *Kies-Sand-Füllung* dieser Rinne, welche einen wertvollen Grundwasserleiter darstelllt.
- Schliesslich setzte zuletzt wiederum *Erosion* ein, welche bis heute andauert. Die heutige Flußsohle liegt um Kote 350 m.
- Nicht näher besprochen werden sollen die zahlreichen kleinen Schottervorkommen in den Flanken des Limmattales, deren Alter und Entstehung vielfältig sein dürfte, in vielen Fällen aber vorläufig kaum eindeutig abzuklären ist. Auf der Karte (Tafel I, oben) sind nur die wichtigsten unter ihnen dargestellt worden.

VERSUCH EINER ZUSAMMENFASSENDEN DEUTUNG

A. Täler vor der Würm-Eiszeit, Felssohle des Limmattals und Zürichsees

a) Limmattal, Geschichte der älteren Täler

Die oben besprochenen Verhältnisse im Engpass von Baden zeigen einerseits, dass die Limmat (bzw. ein hypothetischer Vorgänger wie die Ur-Sihl) schon sehr früh diese Gegend erreichte, die Anlage des Limmattales also alt ist, weisen aber andererseits darauf hin, dass der Fluss vor der Lägern vorerst gegen Westen ins Reusstal auswich. R. Frei (1912) fand in den Bareggschottern neben Leitgesteinen des Linthgebietes auch solche des Rheintals – dies ein Hinweis darauf, dass auch die Anlage des sonderbaren Talzugs Seeztal–Walensee sehr alt sein muss.

Die Felssohle lag schon in der Bareggrinne (frühe Mindeleiszeit oder älter?) um Kote 440 m, also überraschend tief. Das bedeutend jüngere Tal von Dättwil (späte Mindeleiszeit oder jünger?) erreichte bereits fast Kote 390 m. Wieso und wann konnten aber unter diesen Umständen später überhaupt die *Lägerndurchbrüche* von Baden entstehen, wo doch die Erosion über Kote 425 m ansetzen musste? Die überlagernden Lockergesteine wurden, soweit sie schon bekannt waren, als Hochterrasse der Risseiszeit zugeordnet (G. Senftleben 1923 beim «Eichtal» westlich Baden, F. Mühlberg 1904 beim analog ausgebildeten Galgenhubel nahe südlich Bruggs, während dort R. Hantke 1965 von spätrisseiszeitlichen Vorstoßschottern spricht). Auf jeden Fall weist die glaziale Überarbeitung der Oberfläche auf Erosion der Rinnen *vor* dem Hauptvorstoss der Risseiszeit. Einer Entstehung durch einfache Rückwärtserosion kleiner Bäche von Norden, der Lägernkette her (P. Haberbosch 1942), widerspricht einerseits die sehr hoch gelegene Sohle einiger kleiner, westlich gelegener Durchbruchrinnen, andererseits die Tatsache, dass ein mächtiger Felsriegel aus Jurakalk durch eine Schlucht zersägt werden musste.

Als wahrscheinlichste Deutung möchten wir annehmen, dass das alte, südlich der Lägern gegen Westen ausweichende Limmattal plötzlich blockiert wurde. Dies war zweifellos der Fall, sobald bei einem allgemeinen Gletschervorstoss der Reussgletscher das Gebiet von Birmenstorf–Hausen erreichte, während gleichzeitig der Linthgletscher bis nahe an Baden vorstiess. Die aufgestauten, gewaltigen Schmelzwassermassen des Limmattals mussten nun einen neuen Abfluss suchen und fanden diesen im Norden. Infolge grosser Wassermenge und – sehr wahrscheinlich – hohen Gefälls setzte eine äusserst intensive Erosion ein, vorerst an mehreren Orten, dann konzentriert auf die Belvédère-Rinne. Diese sehr steilwandig, ja überhängend be-

grenzte Schlucht kann in kurzer Zeit gebildet worden sein, muss also nicht unbedingt einem längeren Stillstand der Gletscherfront entsprochen haben. Vermutlich fand auch keine Aufschotterung des unmittelbaren Vorlandes statt, deren Äquivalent etwa in der Lockergesteinsfüllung («Hochterrassenschotter») der Rinnen vorläge. Da dort neben verschwemmten, wenn auch schlecht aufbereiteten Sedimenten eigentliche Moräne auftritt, vermuten wir, dass der Gletscher in einer nächsten Vorstossphase weit über Baden hinaus vorstiess und die alten Schluchten – grösstenteils unter dem Eis – mit Lockergestein füllte, dann mit Grundmoräne überkleisterte. Es ist deshalb anzunehmen, dass die ersten grossen Lägerndurchbrüche in der Risseiszeit, aber *vor* deren Maximum, stattfanden. Nach dem Rückzug des Eises floss die Limmat weiterhin gegen N ab und folgte einer glazial angelegten Senke, deren Schwelle sie allmählich tiefer erodierte.

b) Felssohle von Limmattal und Zürichsee

Über die Tiefe und Form der Felssohle des Untersuchungsgebietes liegen nur wenige sichere Auskünfte vor, so einige tiefe Bohrungen nahe der Talmitte im Abschnitt Wettingen–Würenlos, wobei z. B. W 3 auf Kote 300 m, W 4 auf 295 m hinunter vorstiessen, ohne Fels zu erreichen. Die Bohrung beim Schlachthof Zürich fand den Fels auf Kote 277,9 m, unter 128,7 m Lockergesteinen, während in der Seemitte bei Herrliberg bei 140 m Wassertiefe eine 8,3 m lange Bohrung die eiszeitlichen Seeablagerungen noch nicht erreicht hatte, der Fels also tiefer als Kote 258 m liegt. Falls der von H. SUTER (1944) angegebene Wert für die Felsschwelle von Baden (330 m) auch nur annähernd zutrifft – und die Seebodenablagerungen des Wettingerfeldes deuten auf einen ehemals höheren Riegel –, so ist der Tallauf kräftig untertieft, wobei die breite Trogform für eine vorwiegend glaziale Erosion der tiefsten Mulden spricht. Im mittleren Limmattal kommt hiefür nur die Risseiszeit in Frage, weiter talaufwärts eventuell zudem auch die Würmeiszeit. Talabwärts von Baden scheint die Felssohle recht hoch zu liegen, Seebodenablagerungen sind uns aus dem untersten Limmattal nicht bekannt. Beim Zusammenfluss Limmat-Aare dürften die Lockergesteine bis Kote 300–310 m hinunterreichen, falls dort keine enge, tiefe Schlucht unter Schutt verborgen ist.

Die Frage der Entstehung des Zürichsees und der Rücksenkungen wird auf S. 428 diskutiert. Vorerst sei nur erwähnt, dass nach N. PAVONI (1957) der heutige Talzug zwischen Stäfa und etwa Dietikon ungefähr einer flachen, tektonisch vorgebildeten Senke folgt, unterhalb Killwangen ist das aber kaum mehr der Fall, da dort die Strukturen schief zerschnitten werden (vgl. C. SCHINDLER 1967).

B. Lockergesteinsfüllung des Talbodens

a) Altersbeziehungen der tieferen Ablagerungen

Im Limmattal wurde der Fels durch eine 100–150 m (lokal noch mehr) mächtige Anhäufung von Lockergesteinen eingedeckt, wobei es sich grösstenteils um gletschernahe Ablagerungen handelt, deren Altersbeziehungen aber bisher nur gestreift wurden. Als relativ alt müssen die *Seebodenablagerungen des Wettingerfeldes* gelten, welche dort die tiefern Trogteile überlagern und bis Kote 335–345 m hinaufgreifen, dann

aber mit scharfer, unebener Grenze abgeschnitten werden. Sie wurden bereits mit der Schwelle von Baden in Zusammenhang gebracht, welche samt unserem Taltrog in der ausgehenden Risseiszeit eisfrei wurde. Ob diese Seeablagerungen noch etwas Glazialkies führen und somit ins Spätriss zu stellen sind oder ob sie umgekehrt eindeutig interglazial sind, ist leider mangels Unterlagen vorläufig nicht zu entscheiden.

Die diskordant darüberliegenden, gletschernah entstandenen Kies-Sande konnten eindeutig mit den Moränen von Killwangen–Würenlos verknüpft werden. Auf der Höhe von Killwangen tauchen die Moränen des Limmattallappens talaufwärts steil in die Tiefe, gleichzeitig setzt ein ganz anderer Typ von Sedimentation ein (abgesehen von Kies-Sanden oberflächlicher Schüttungen oder jüngerer Terrassen). Statt Moränen und Schotterfelder – wie sie für Ablagerungen an Land charakteristisch sind – setzen Sedimente ein, deren Bildung einen See voraussetzt. Da dieser See nur durch die eben besprochenen Lockergesteine gestaut werden konnte, sind die im E anschliessenden Sedimente zweifellos jünger. Wie bereits begründet und auch aus dem Längsprofil ersichtlich, können gegen E hin immer neue Elemente unterschieden werden, welche sich dachziegelartig überdecken (siehe Tafel I, oben). Es sind dies von West nach Ost: Moränen von Killwangen mit vorgelagertem Schotterfeld / Abschnitt Killwangen-Kantonsgrenze mit mindestens 3 Gletscherständen, wobei der letzte sein Vorfeld auf über 1 km Breite überfuhr / Moränen von Schlieren mit breitem Vorfeld bis zur Kantonsgrenze / Zone von Unterengstringen als später Vorstoss des Schlierenstadiums / Stand von Altstetten, dann von Wiedikon, Stirnbildungen und Sedimente sehr wahrscheinlich von Zürichseetyp/Moränen von Zürich mit Vorfeld / Ablagerungen des untersten Zürichsees. Das Bild ist im Detail recht komplex, so fallen vor allem verschiedene kurzfristige Gletschervorstösse über ihr kurz vorher abgelagertes Vorfeld auf, wie dies das Querprofil der Hohen Promenade besonders schön zeigt, aber auch nahe der Kantonsgrenze, beim Schlierenstadium, beim Lindenhof und bei Hurden klar zu erkennen ist. Vereint mit den unruhigen Sedimentationsverhältnissen nahe der Gletscherfront in einem See ergibt dies z. T. derart wirre Verhältnisse, dass diese nur anhand von zahlreichen Bohrungen zu deuten sind.

Sind demnach lokale Überfahrungen und starke Pendelbewegungen der Eisfront – analog heutigen Gletschern – durchaus anzunehmen, so lassen sich dagegen ebenso eindeutig Hypothesen ablehnen, nach welchen das Zürcher Stadium (J. KNAUER 1938) bzw. das Schlierener Stadium (A. AEPPLI 1984, H. ANNAHEIM, A. BÖGLI und S. MOSER 1958) älter als jenes von Killwangen sein sollen.

Sucht man die zahlreichen Einzelstände sinngemäss zu gruppieren, so ergeben sich die bereits von PENK und BRÜCKNER 1909 unterschiedenen Stadien von Killwangen (aber inkl. Gebiet bis Kantonsgrenze Zürich–Aargau), Schlieren (inkl. Zone von Unterengstringen) und Zürich (inkl. Stände im untersten Zürichsee). Wie auf Tabelle 1 dargestellt, sind die Stadien mit römischen Zahlen, die einzelnen Stände mit arabischen Zahlen und Buchstaben gekennzeichnet worden. Diese Ziffern sind in unserern Profilen und der Karte angewandt worden (Tafel I, Fig. 1 und 7).

b) Altersbezeichnungen der Terrassen, Stauseen, oberflächliche Kies-Sande

Wie bereits beschrieben, entstanden nach dem Killwangenstadium bei jedem grösseren Gletscherrückzug im Zungenbecken Seen, welche sukzessive mit verschiedenen

Lockergesteinen aufgefüllt wurden. Solange ein solcher See bestand, blieb ein Grossteil der vom Gletscher gelieferten Sedimente in ihm liegen, die feineren, im Wasser schwebenden Körner setzten sich entweder allmählich auf den Seeboden ab oder wurden mit den Schmelzwasserflüssen abtransportiert. Eine Ablagerung auf nahegelegene Gebiete talwärts des stauenden Riegels fand kaum statt, vielmehr setzte dort Erosion ein. War der See dagegen aufgefüllt, so konnten Schübe von Kies-Sand das Vorland erreichen und die Erosionstäler wieder etwas aufschottern.

Auf diese Weise entstanden im Limmattal eine ganze Reihe von kleinen Terrassen, wie dies etwa im Vorfeld des Rheingletschers unterhalb Schaffhausen der Fall ist, doch weisen diese hier nur relativ geringe Höhenunterschiede auf, wurden zum Teil auch durch das Kraftwerk Wettingen eingestaut. Sie sind auf der Karte und im Längsprofil (Tafel I) dargestellt worden. Älteste derartige Bildung (neben flachen Flussbetten des Maximalstadiums) ist die auf der Höhe von Spreitenbach einsetzende Rinne (S. 416), welche einem Gletscherstand nahe diesem Dorf (I 3a, ev. I 3b) entspricht und Schmelzwasser von Limmattallappen und transfluierendem Reussgletscher sammelte. Die letzte bedeutende Erosion ist mit dem Zürichstadium verbunden, doch wurde dieser Talboden später wieder fast auf der ganzen Länge etwas aufgeschottert, so z. B. nahe dem östlichen Widerlager der Eisenbahnbrücke Wettingen–Baden, wo unter der Rutschmasse des Teufelskellers über Fels etwas Kies-Sande erbohrt wurden! Dieser mächtige, späte Schub von Kies-Sand kann nicht von der Limmat abgeleitet werden, denn vor den Hauptmoränen von Zürich (III 2c) lag noch ein See (S. 411), später sank aber der Gletscher in den Zürichsee zurück, so dass die damaligen Schmelzwässer so wenig wie die heutige Limmat bei Zürich bedeutende Mengen von groben Lockergesteinen zuführen konnten. Kies-Sande können dagegen während dem gesamten Zürichstadium durch Sihl und Reppisch ins Limmattal gebracht worden sein, da sie damals Schmelzwasser von Rand des Linth- und Reussgletschers ableiteten. Es ist dabei sogar möglich, dass die flachen Schuttkegel dieser Flüsse bei Dietikon bzw. Altstetten oder später Wiedikon mit der Zeit die Limmat etwas zurückstauten. Ob Sihl und Reppisch auch nach dem Eisrückgang bedeutende Mengen von grobem Kies-Sand ins Limmattal liefern konnten, bleibe dahingestellt.

Schliesslich seien hier die ungefähren Spiegel der Zungenbeckenseen zusammengestellt: Hinter Killwangen: 400–405 m, auf ca. 390 m absinkend / Vor Schlierenstadium: 390 m / Hinter Schlierenstadium ca. 405 m, auf 400 m bei Zürich und tiefer sinkend (Rückstau durch Sihl?). Zürichsee 415–420 m, postglazial nach R. Huber (1938) allmählich auf 403,5 m absinkend, dann auf 408 m steigend, heute auf 406 m (vgl. Tabelle 1).

C. Regionale Fragen

a) Alter der Ablagerungen im Limmattal

Die bisherigen Untersuchungen ergaben eine relative Altersbeziehung der angetroffenen Lockergesteine, nun soll eine Eingliederung in grössere Zusammenhänge versucht werden.

G. Senftleben (1923) hatte im Wettingerfeld die Schottermassen zweigeteilt, wobei er ein dünneres, höheres Schotterpaket als Niederterrassenschotter bezeichnet, tiefere, lokal verkittete Kies-Sande dagegen in die Risseiszeit stellte. Ebenso beschrieb

H. SUTER (1944 und 1946) vom Wettingerfeld, Spreitenbacherfeld und Weiningerfeld «Mittelterrassenschotter», welche im Riss 2 entstanden seien, gleichzeitig sollten aber trotzdem die Moränen von Killwangen und Schlieren der Würmeiszeit zugehören. Da wir heute den Tiefgang dieser Moränen kennen, ist eine solche Deutung unmöglich geworden. Auf Grund von Bohrungen und Sondierschächten wissen wir zudem, dass im Wettingerfeld die Verkittung von Kies-Sanden nur sporadisch auftritt und in Form von «Wolken» verschiedenste Schichthorizonte erfasst, dass sie also zur Trennung von Schichtkomplexen nicht herangezogen werden kann. Anders liegen die Dinge beim Vergleich mit einem Deckenschotter, obwohl auch dort unverkittete Partien auftreten können.

Mit R. HANTKE (1959) möchten wir den homogenen Schotterkomplex nicht auftrennen und statt dessen die Kies-Sande des Wettingerfeldes in die Würmeiszeit, die unterliegenden Seebodenablagerungen in die ausgehende Risseiszeit stellen (S. 425). Wenn der gleiche Autor diese alten, feinkörnigen Sedimente mit jenen im Untergrund des Weiningerfeldes verbindet und die darüberliegenden Kies-Sande als frühwürmeiszeitliche Vorstoss-Schotter deutet, so kann er durch unsere Bohrungen leicht widerlegt werden. Wenn man von den Ablagerungen des späten Killwangerstadiums absieht, decken sich dagegen H. JÄCLKIS Ansichten (1966, Erläuterungen) mit unserer Auffassung.

Für eine Aufgliederung der würmeiszeitlichen Ablagerungen in 2 Phasen lassen sich im Limmattal und seinem Längsprofil keine überzeugenden Beweise finden, denn nirgends liegen Anzeichen für einen tiefgreifenden Gletscherrückzug und eine Wärmeperiode vor, weder im Wettingerfeld noch etwa zwischen Schlieren und der Kantonsgrenze. Alles weist darauf hin, dass die beschriebenen würmeiszeitlichen Ablagerungen in ununterbrochener Folge entstanden. Falls hier eine Trennung zwischen «Würm 1» und «Würm 2» wirklich vorliegt, so dürfte sie älter als der Gletschervorstoss nach Killwangen sein. Interessanterweise setzt ja im Wettingerfeld die Sedimentation sehr abrupt und mit gletschernahen Sedimenten ein, so dass dort vorher Erosion vorgeherrscht haben muss und wenig Auskunft zu erwarten ist (vgl. S. 419).

Gesamthaft gesehen, bestätigen die neuen Untersuchungen also die Auffassungen von PENK und BRÜCKNER (1909) und von HUG und BEILIK (1934), wenn auch verschiedene zusätzliche Gesichtspunkte erschienen.

b) Maximaler Eisvorstoss im Würm, Verhältnis Limmatlappen-Furttallappen

PENK und BRÜCKNER (1909) nahmen auf Grund eines kleinen Moränenrestes in der linken Talflanke an, dass ein kurzfristiger Eisvorstoss über den Stand von Killwangen hinaus stattgefunden habe, während die Karte von R. HANTKE (1967) dort wie auch auf dem Pfaffenbüel frühwürmeiszeitliche Moränen angibt. H. JÄCKLI (1966) kartierte hier einzelne sehr hohe Würmmoränen, fixierte andererseits (1962) aber die äusserste Eisgrenze bei den Wällen von Würenlos–Killwangen. Die Beweise für einen derartigen Vorstoss im Limmattal sind dürftig, auch das Profil gibt keine eindeutigen Grundlagen für diese Auffassung, widerspricht ihr sogar im Falle des Furttallappens.

Aus regionalen Gründen spricht aber dennoch vieles für einen relativ frühen extremen Gletscherstand im Würm – sei er nun durch eine Wärmeperiode vom Killwangenstadium getrennt (R. HANTKE 1967) oder nicht. Sollte ein solcher Gletschervor-

stoss stattgefunden haben, so dürfte er am ehesten zu einem Zeitpunkt stattgefunden haben, in welchem im Wettingerfeld noch Erosion vorherrschte, die Kies-Sande des Wettingerfeldes also noch nicht abgelagert waren. Diese Spuren wären demnach der gleichen Erscheinung zum Opfer gefallen wie die ebenfalls hier unauffindbaren Vorstoss-Schotter.

Kurz sei noch auf die erstaunliche Tatsache eingegangen, dass Limmattallappen nicht gleichzeitig ihren Stand von Killwangen, bzw. Würenlos erreichten, trotzdem sie zur Hauptsache dem gleichen Gletscher entstammen.

«*Es ist bis heute nicht bewiesen, dass die verschiedenen Gletscherzungen ihren maximalen Stand zur gleichen Zeit erreicht hätten. Im Gegenteil scheint es viel wahrscheinlicher, dass gewisse Zeitunterschiede im Maximalstand benachbarter Eiszungen eintraten, besonders wenn man die Wirkung der verschiedenen Eistransfluenzen berücksichtigt.*»

Dieses Zitat aus H. JÄCKLI (1962) trifft unser Problem, wobei gerade die Eistransfluenzen und die im Gegensatz zum Limmatlappen sehr komplexe Form des Glattal-Furttallappens ausschlaggebend sein könnten. So ist es durchaus möglich, dass eine allmähliche Tiefenerosion der breiten Schwelle von Grüningen im Zürcher Oberland das Eis vermehrt gegen NW ablenken konnte, ebenfalls dürfte sich ein Ansteigen des Eisniveaus um Rapperswil zur Hauptsache zugunsten des Furttal-Glattlappens ausgewirkt haben. Eine Verschiebung des Gleichgewichts zugunsten des Furttallappens ist aber auch möglich, wenn der Eisabfluss des Linthgletschers gegen Glattal und Pfäffikersee aus irgendeinem Grunde gehemmt wurde, da dadurch der Eisstrom gegen W hin abgelenkt wurde. Andrerseits ergäbe ein Abklingen der Eistransfluenz vom Reussgletscher gegen Dietikon hin eine relative Schwächung des Limmattallappens.

Wann der Furttallappen ebenfalls zurückzuweichen begann, lässt sich nicht genau bestimmen, doch dürfte dies einige Zeit vor dem letzten Vorstoss des Limmattallappens über die Kantonsgrenze der Fall gewesen sein.

Der Gegensatz zwischen dem Querschnitt des tiefen, aber engen Zürichseetrogs und der relativ flachgründigen und hochgelegenen, aber sehr breiten Schwelle von Grüningen ist an der Heterochronie des Maximalvorstosses vermutlich mitschuldig, bewirkt später aber auch einen besonders kräftigen Rückzug des Furttallappens ins Schlieren- oder Zürichstadium.

c) Entstehung des Zürichsees und letzte Gletscherstände

Wie bereits beschrieben, liegt der Zürichsee in einer langgestreckten, gegenüber der Schwelle von Baden übertieften Felsrinne, wobei diese Übertiefung durch ALB. HEIM (1894, 1919) wie auch seinen Schülern A. AEPPLI (1894) und E. GOGARTEN (1910) tektonischen Bewegungen zwischen Mindel- und Risseiszeit zugeschrieben wurde. Die Beweise für diese Rücksenkung sind allerdings seither widerlegt worden (PENK und BRÜCKNER 1909, N. PAVONI 1953, 1957 u.a.). Trotzdem sind quartäre, tektonisch bedingte Niveauveränderungen durchaus möglich, wenn sie auch kaum als Beweis gegen eine glaziale Übertiefung des Talzuges Zürichsee–Limmattal genügen dürften. Wenn neuerdings R. HANTKE (1959) solche späten Verbiegungen durch Vergleiche zwischen den praewürmischen Seeniveaus in der Linthebene mit der erosiven Oberfläche der Seeablagerungen von Wettingen oder dem weit jüngeren Weiningerfeld zu beweisen sucht, so kann dies allerdings nicht überzeugen.

Wie dem auch sei – die Ursache des Rückstaus liegt ohnehin nicht im Felsbecken, sondern in den Lockergesteinen, welche den westlichen Teil dieses Taltrogs 100–150 m tief bedecken. Vermutlich lag zu Beginn der Würmeiszeit viel Lockermaterial auch in den östlich anschliessenden Gebieten, in Zürichsee und Linthebene, wie dies z. B. die vorwürmeiszeitlichen Seeablagerungen und Schieferkohlen am Buechberg nahe Tuggen wahrscheinlich machen. Mit Ausnahme weniger Relikte muss der vorrückende Linthgletscher die Lockergesteine aber aufgeschürft haben, wobei die gewaltigen, dadurch bewegten Schuttmassen durch Schmelzwasser über die Schwelle von Baden hinaus verfrachtet wurden (keine Vorstoss-Schotter im Wettingerfeld).

Das genaue Ausmass dieser Ausräumung ist unbekannt, bis zum untern See-Ende und darüber hinaus dürfte aber der Gletscher grösstenteils den Fels erreicht haben. Die einzige Tiefbohrung, welche Auskunft geben könnte – beim Schlachthof Zürich-Hard –, fand anscheinend nur gletschernahe Seeablagerungen und evtl. Moräne, also untypische Sedimente.

Nach dem Maximum der Würmeiszeit entstanden vorerst immer wieder Zungenbecken, welche allmählich mit Sedimenten aufgefüllt wurden, bis der Gletscher nach Ablagerung der Wallmoränen von Zürich in den heutigen See zurückschmolz. Wie dargestellt (S. 409) schwankte seine Front vorerst noch einige Zeit im Gebiet des Bürkliplatzes, dann nahe der südlichen Stadtgrenze, vermochte nun aber sein Vorfeld nicht mehr ganz aufzulanden; später muss er sehr schnell zurückgewichen sein. Betrachtet man z. B. die neue Karte des Kantons Zürich (R. HANTKE 1967), so ist dort talaufwärts, bzw. hangabwärts der Wallmoränen des Zürichstadiums fast durchwegs Fels kartiert, die Grundmoränendecke fehlt oder überschreitet selten 3 m. Auf der gleichen Karte sind innerhalb dieser Zone am rechten Seeufer in Küsnacht (Heslibach) nach Herrliberg (Rain, Tobel) Reste eines schwachen Walls zu sehen, sodass der schnelle Rückzug des Gletschers dort nochmals durch einen Stillstand bzw. leichten Vorstoss unterbrochen wurde.

Ob hinter diesem Stand durch den Einfluss des Föhns die rückwärtigen Gletscherteile abgeschmolzen wurden (R. STAUB 1938) und deswegen zwischen Ziegelbrücke und Küsnacht ein mehr oder weniger ausgedehnter Toteiskuchen entstand, ist nicht eindeutig zu entscheiden, aber durchaus möglich. R. STAUB (1938) nahm an, dass diese schuttbedeckte Toteismasse äusserst langsam abschmolz und damit das Becken des heutigen Zürichsees vor Aufschotterung bewahrte. Eine Schuttdecke kann zweifellos Eis wirksam vor der Sonnenstrahlung schützen, wie steht es aber mit dem Einfluss des Sees, welcher den Fuss der Eismasse sowohl am obern wie am untern Ende umspülte? Hier flossen die Schmelzwasser wie auch die Bäche der wärmeren, bereits eisfreien Areale aus den Talflanken, dem Glarnerland und Walenseetal zusammen. Die durch das Wasser gespeicherte Wärme kann rasch und zu einem beträchtlichen Teil an das Eis abgegeben werden, sodass höchstwahrscheinlich – im Gegensatz zur Annahme von R. STAUB – der Eiskuchen relativ rasch in sich zusammensank (einige hundert Jahre?). Wie mir R. HAEFELI mitteilte, sind z. B. auch die Stirnen von Unteraar- und Oberaargletscher nach der Füllung der Stauseen kräftig abgeschmolzen und zurückgewichen. Am Kontakt zwischen Eis und See bzw. Schmelzwasserläufen dürften sich im Zürichsee schuttarme Eiswände gebildet haben, sodass die Eismassen rasch abschmelzen konnten. Lokal können allerdings schuttbedeckte Toteismassen über oder unterhalb des Seespiegels sehr lange Zeit erhalten geblieben sein, wie z. B. beim Stein-

gletscher zu beobachten war (Fig. 4). Das hätte aber nicht das gesamte Zürichseebecken vor Aufschotterung bewahren können, sondern höchstens beim allmählichen Abschmelzen eine grössere oder kleinere Zahl von Depressionen erzeugt. Zwischen Hurden und Zürich spricht weder die Topographie des heutigen Seebodens noch der Befund in den allerdings noch wenig zahlreichen Bohrungen für die Annahme einer ehemaligen Ablagerung von Schottern über Toteis.

Wäre der Zürichsee aber wirklich aufgefüllt worden, falls kein Toteis ihn schützte? Um diese Frage abzuklären, sei noch kurz die Geschichte der späten Stände des Linthgletschers gestreift, wie sie von R. HANTKE (1958) zusammengestellt wurde und vom Autor im Glärnischgebiet (C. SCHINDLER 1959) näher untersucht wurde. Für diese Vorgänge steht ein Zeitraum von 7000–8000 Jahren zur Verfügung, da der Gletscher einerseits vor rund 17000 Jahren bei Zürich gestanden haben soll, andererseits nach neuen Untersuchungen (H. ZOLLER, C. SCHINDLER, H. RÖTHLISBERGER 1966) die inneren Alpentäler vor rund 9000 Jahren eisfrei wurden.

Wie bereits beschrieben, schmolz das Eis nach dem Zürichstadium rasch ab und dürfte mindestens bis in den mittleren Teil der Linthebene zurückgewichen sein.

Dann stiess er wiederum nach Hurden vor, wobei eine Kame-Terrasse, bzw. lacustrische Gletscherablagerungen entstanden, wie sie A. VON MOOS (1943) näher beschrieb. Interessanterweise fand sich darin Holz, ein Hinweis auf beträchtliche Zeitspanne und Klimaänderung seit dem Zürichstadium. Eine Begründung der Annahme eines tiefgreifenden Gletscherrückgangs vor dem Hurdenstadium würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, soll aber bei anderer Gelegenheit gegeben werden.

Nach einem Halt bei Reichenburg (Linthebene) – der Rheingletscher dürfte hier noch immer durch das Seeztal den Linthgletscher erreicht haben – wich der Linthgletscher rasch ins Glarnerland bis mindestens hinter Luchsingen zurück. Bei Schwanden brach daraufhin der mächtige Bergsturz von Guppen auf eisfreies Gebiet nieder, dann wurde der dahinter entstandene Stausee mit Linthschotter aufgefüllt. In einem neuen Vorstoss erreichte das Eis wiederum kurzfristig Netstal, um dann nach einem Halt bei Nidfurn etappenweise hinter Tierfehd bei Linthal, am Glärnisch nach Oberblegi zurückzuweichen.[6]) Dieses letzte, oft durch prachtvolle Wälle ausgezeichnete Stadium wird allgemein dem Daun gleichgestellt, gegen sein Ende setzte eine sehr kräftige Erwärmung ein, bei welcher die Waldgrenze sogar noch über das heutige Niveau stieg. Verfolgt man diese Geschichte, so steigt die Frage auf, wann denn der Zürichsee überhaupt hätte aufgeschottert werden können? Mit Ausnahme des Hurdenstadiums – seine Sedimente kennen wir bereits – musste der anfallende Schutt, je nach Gletscherstand, an verschiedenen Stellen zwischen Linthal und dem Buechberg abgelagert werden in einem Taltrog, dessen gewaltige Kubatur wir vorläufig nur ahnen können, welche aber jene der würmeiszeitlichen Ablagerungen zwischen Zürich und Baden sogar übertreffen könnte. Viel eher mag die Erhaltung eines tiefen wassergefüllten Beckens beim Walensee erstaunen – vielleicht geschah dies deswegen, weil dieses Gebiet bis zum Stand von Reichenburg eisbedeckt war, später aber weit talabwärts der Gletscherstirnen lag.

---

[6]) Auch hier ist – wie andernorts – anzunehmen, dass ausgeprägte Moränenwälle einem Gletschervorstoss entsprechen, dass der Rückzug des Eises also von Vormarschperioden unterbrochen wurde.

Über das Alter der Seekreiden und der unterliegenden, faulschlammigen Silte (in viel kälterem Wasser entstanden?) fehlen vorläufig sichere Auskünfte. Aus Analogie mit den Untersuchungen von P. VILLARET und M. BURRI (1965) bei Lausanne liegt der Verdacht nahe, die Sedimentation der Seekreide habe mit dem Alleröd eingesetzt, d.h. vor rund 12000 Jahren, doch ist diese Frage wie auch jene der Parallelisation der Gletscherstände mit den paläobotanischen Perioden vorläufig noch ungeklärt. Holzfunde wie auch andere, günstige Umstände lassen aber vermuten, dass im Zürichsee ein dankbares Untersuchungsgebiet für Pollenanalyse und C_{-14}-Datierungen vorliegen dürfte. Auch für die übrigen, höchst komplexen Quartärprobleme des Linth-Limmattals bleibt noch sehr viel zu tun, sodass die vorliegende Arbeit nur als Skizze und Anregung zu verstehen ist.

Bezeichnung, Herkunft und Aufnahme der Bohrungen

A Nationalstrasse N 1, Kt. Zürich, 1962–1963, Büro Dr. v. Moos (v.M.)
A* Nationalstrasse N 1, Limmatbrücken, Kt. Zürich, 1962, Büro Dr. Fisch
B, Ss Nationalstrasse N 1, Kt. Aargau, 1964–1967, v.M. (Ss = Sondierschacht)
B* Nationalstrasse N 1, Kt. Aargau, Grundwasserbohrung, 1964/65, Büro Dr. H. Jäckli
C Neubau Schuhhaus Bally, 1964, v.M.
D Claridenhof, 1946, VAWE
E Kongresshaus, 1936–1937, VAWE
F Bürkliplatz, 1938, J. Hug
G Globus an der Schweizergasse, 1958, VAWE
H Bohrungen, publiziert von J. Hug und A. Beilik 1934
J Gemeinde Würenlos, Kiesausbeutung, 1964–1965, Büro Dr. H. Jäckli
K Schanzengrabenbrücke, Stadt Zürich, 1938, J. Hug
L Seeufergestaltung Tiefenbrunnen, Stadt Zürich, Landbohrung, 1964, v.M./VAWE
L* Seeufergestaltung Tiefenbrunnen, Stadt Zürich, Seebohrung, 1964, v.M./VAWE
M Münzplatz, Kleider Frey AG, 1964, v.M.
N Nationalbank, Neubau, 1919 (in R. Huber, 1938)
P Parkgarage Hohe Promenade, Stadt Zürich, 1964–1966, v.M.
R Erweiterung Utoquai, Stadt Zürich, 1967–1968, v.M.
S Grundwassersuche Gemeinde Spreitenbach, 1963/64, Büro Dr. H. Jäckli
T Tiefbahn, Stadt Zürich, 1962, v.M.
U Neubau an der Stadelhoferstrasse, Spaltenstein & Co., 1965
W Kraftwerk Wettingen und Grundwasserbohrungen Limmattal, 1958 und früher, A. Weber
X Projekt Seepark, Stadt Zürich, Landbohrungen (Bericht VAWE 1958)
Römische Zahlen: Projekt Seepark, Stadt Zürich, Seebohrungen (Bericht VAWE 1958)
Schlachthof Hard: Bohrung Stadt Zürich, 1960, Büro Dr. H. Knecht
NB. Die Eingliederung in die Profile wie auch die Interpretation in der vorliegenden Form erfolgte durch den Autor.

LITERATUR

AEPPLI, A. (1894): *Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *4.*

ANNAHEIM, H., BÖGLI, A. und MOSER, S. (1958): *Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reussgletschers, im zentralen schweizerischen Mittelland.* Geogr. Helv. *13*/3.

BECK, B. (1915): *Zeugen der Eiszeit.* Beer & Cie., Zürich.

BRÜCKNER, E. (1886): *Die Vergletscherung des Salzachgebietes, nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz.* Penks Geogr. Abh. *1*, Wien.

ESCHER VON DER LINTH, ARN. (1844): *Geologischer Umriss des Kantons Zürich,* – in: Meyer von Knonau, *6*: Gemälde der Schweiz. Der Kanton Zürich.

ESCHER VON DER LINDT, ARN. (1852): *Über die Gegend von Zürich in der letzten Periode der Vorwelt*, E. Kiesling.

ESCHER VON DER LINTH, ARN. und BÜRKLI, ARN. (1871): *Die Wasserverhältnisse der Stadt Zürich und ihrer Umgebung, mit geol. Karte 1:10000.* Neujbl. Naturf. Ges. Zürich, *64.*

FREI, ROMAN (1912): *Monographie des schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *37.*

Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich (1946). Geol. Ges. Zürich, Leemann.

GOGARTEN, E. (1910): *Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besondern des Linthtales.* Petermanns Geogr. Mitt., Ergänz.-Heft *165.*

HABERBOSCH, P. (1942): *Baden und Umgebung.* Ein geologisches Skizzenbuch. Boner & Cie., Baden.

HANTKE, R. (1958): *Die Gletscherstände des Reuss- und Linthgletschers zur ausgehenden Würmeiszeit.* Eclogae geol. Helv. *51*/1.

– (1959): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *104*/1.

– (1965): *Zur Chronologie der präwürmeiszeitlichen Vergletscherungen in der Nordschweiz.* Eclogae geol. Helv. *58*/2.

HAEFELI, R. (1956): *Gletscherschwankung und Gletscherbewegung.* Schweiz. Bauzeitung, *73./74.* Jahrg., Nr. 44.

– (1959): *Die internationale Grönlandexpedition 1957–1960.* Schweiz. Bauzeitung, *77.* Jahrg., Heft 29.

– (1965): *Some notes on glacier mapping and ice movement.* Canad. J. Earth Sci. *3*, Nr. 6.

HEER, O. (1865): *Die Urwelt der Schweiz.* Schulthess, Zürich.

HUBER, R. (1938): *Die Schuttkegel der Sihl im Gebiet der Stadt Zürich und das prähistorische Delta im See.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *101*/1.

– (1960): *Der Freudenberg in der Enge und andere Linthgletscher-Endmoränen in Zürich.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *105*/3.

HUG, J. (1917): *Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *62.*

– (1938): *Der Baugrund der Stadt Zürich.* Hoch- und Tiefbau, Zürich, Nr. *27.*

HUG, J. und BEILIK, A. (1934): *Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich.* Beitr. Geologie Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie I.

HEIM, ALB. (1894): *Die Geologie der Umgebung von Zürich.* C. R. Congr. géol. international Zürich.

– (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. *I.* Leipzig, Tauchnitz.

JÄCKLI, H. (1956): *Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal.* Geogr. Helv. *11*/1.

– (1959): *Wurde das Schlieren-Stadium überfahren?* Geogr. Helv. *14*/2.

– (1962): *Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum.* Eclogae geol. Helv. *55*/2.

KNAUER, J. (1938): *Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletschergebiet.* Abh. geol. Bayr. Oberbergamt, München, *33.*

LÜDI, W. (1957): *Ein Pollendiagramm aus dem Untergrund des Zürichsees.* Schweiz. Z. Hydrol. *19*/2.

VON MOOS, A. (1943): *Zur Quartärgeologie von Hurden–Rapperswil* (Zürichsee). Eclogae geol. Helv. *36*/1.

– (1949): *Der Baugrund der Stadt Zürich.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *94.*

OPPLIGER, F. (1891): *Dislokationen und Erosionen im Limmattal.* Jahresber. Lehrerseminar Wettingen 1890–1891.

MEYER-PETER, E. und HAEFELI, R. (1939): *Die Zürichsee-Schwebebahn der Schweiz. Landesausstellung, Fundationen.* Schweiz. Bauzeitung *114*, Nr. 6.

MEYER-PETER, E. und VON MOOS, A. (1943): *Tonhalle und Kongresshaus in Zürich, Fundationsfragen.* Schweiz. Bauzeitung *121*, Nr. 23.

MINDER, L. (1938): *Der Zürichsee als Eutrophierungsphänomen*, Geologie der Meere und Binnengewässer, Bd. *2*/2, Bornträger, Berlin.

PAVONI, N. (1953): *Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehung zur Geologie der Molasse.* Geogr. Helv. *8*/3.

– (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *102*/5.

PENK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* Bd. *2*, Tauchnitz, Leipzig.

SENFTLEBEN, G. (1923): *Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlägern und ihrer Umgebung.* Diss. Univ. Zürich, A. Peter, Pfäffikon.

SCHINDLER, C. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch.* Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *107.*

– (1967): *Zur Geologie des Gebietes südlich von Baden.* Eclogae geol. Helv. *60*/1.

STAUB, R. (1939): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen.* Eclogae geol. Helv. *31*/2.
SUTER, H. (1944): *Glaziologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *37*/1.
SUTER, H. und HANTKE, R. (1962): *Geologie des Kantons Zürich.* Leemann, Zürich.
VILLARET, P. und BURRI, M. (1965): *Les découvertes palynologiques de Vidy et leur signification pour l'histoire du Lac Léman.* Bull. des Lab. Géol., Min., de l'Univ. Lausanne, Bull. *153.*
WEBER, A. (1928): *Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehung zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz.* Mitt. Naturw. Ges. Winterthur, *17*/*18* (1927–1930).
– (1955): *Geologische Voraussetzungen für die Ablagerung fester Abfallstoffe der Stadt Zürich.* Strasse und Verkehr, 1955/*12.*
WETTSTEIN, H. (1885): *Geologie von Zürich und Umgebung.* Diss. Univ. Zürich. Huber, Frauenfeld.
ZOLLER, H., SCHINDLER, C. und RÖTHLISBERGER, H. (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet.* Verh. Naturf. Ges. Basel *77*/1.

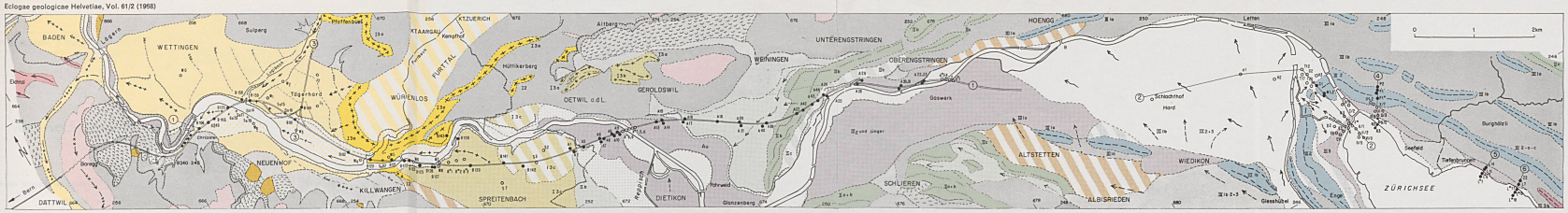
KARTEN

a) *Beigelegt in:*
Aeppli, A. (1894); Escher von der Linth, Arn. und Bürkli, Arn., 1871; Senftleben, G., 1923; Wettstein, A. (1885); Jäckli, H., 1956.
b) *Ausserhalb zitierter Literatur:*
- Escher von der Linth, Arn., und Heer, O. (1862): *Geologische Karte des Kantons Zürich 1:250000.*
- *Geologische Karte der Schweiz 1:100000*, Blatt *VIII*, Schweiz. Geol. Komm.
- *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000*, Blatt *3*, Zürich–Glarus. Schweiz. Geol. Komm. (1950).
- Gyger, H. K. (1650): *Karte des Zürcher Stadtquartiers*, Faksimile-Druck Hofer und Burger, Zürich, 1889.
- Hantke und Mitarbeiter (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50000.* Leemann, Zürich.
- Jäckli, H. (1966): Geologischer Atlas der Schweiz, *Blatt 1090 Wohlen, 1:25000 mit Erläuterungen*, Schweiz. Geol. Komm.
- Mühlberg, F. (1901): *Geologische Karte der Lägernkette 1:25000*, Schweiz. Geol. Komm.
- Suter, H. (1939): *Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150000*, Leemann, Zürich.

Manuskript eingegangen am 10. Juni 1968

ZUSAMMENFASSUNG DES JUENGEREN QUARTAERS ZWISCHEN BADEN UND ZUERICHSEE

	Alter	Gletscherstirn bei	Akkumulationsgebiete	Haupterosionsgebiet Seespiegel	Gebiet von Baden
	Postglazial	Heutige Stände	Zürichsee Seekreide Bachschuttkegel, Gehängelehm, Sihldelta, Ueberschwemmungssedimente	Wenig ausgeprägt, Talhänge, Wälle von Zürich etc. Seespiegel: postglazial auf 403.5 m sinkend, dann Stau durch Schuttkegel Sihl	Leichte Erosion, Fluss-Sohle bei Kloster Wettingen auf 365 m
WÜRM-EISZEIT	Spätglazial	Linthal (Daun) - Nidfurn-Netstal			
	Hurdenstadium	Nach starkem Rückzug Vorstoss bis Hurden	Sihlschotter, lacustrische Gletscherrandablagerungen und Kame bei Hurden; Zürichsee	Talhänge, Wälle von Zürich etc. Seespiegel 413 - 419 m	Aehnlich heute
	Rückzug	Linthebene ?	Zürichsee, Sihlschotter	Wie oben	Aehnlich heute
	Spätes Zürichstadium	Stand bei Goldbach (IV) Stand bei Tiefen-Brunnen (III 3b) Stand beim Bürkliplatz (III 3a)	Sihlschotter, unterster Zürichsee, hinter III 2 c	Talhänge, Wälle von Zürich, unterhalb Schlieren? Seespiegel 415 - 420 m	Aehnlich heute. Zeitweise leichte Kiesschüttung?
	Hauptteil Zürichstadium	Stand von Zürich (III 2 c) Mindestens 2 ältere Vorstösse (III 2a und b)	Zürich-Schlieren, Sihlschotter Reppischschotter)	Limmattal unterhalb Schlieren, Seespiegel bei Hauptbahnhof 400 m lokal?	Erosion bis nahe heutigem Stand
	Frühes Zürichstadium	Stand von Wiedikon (III 1b) Stand von Altstetten (III 1a)	Wiedikon-Schlieren, Sihlschotter (Reppischschotter)	Limmattal unterhalb Schlieren, Seespiegel hinter Schlierenstadium ca. 405 m	Starke Erosion
	Schlierenstadium	Zone von Unterengstringen (II c)	Kleines Seebecken hinter II b	Limmattal unterhalb Kantonsgrenze Seespiegel von Schlierenstadium ca. 390 m	Bei Kloster Wettingen Flussohle ca. 375 m Erosion
		Sichtbare Wälle Schlieren (II b)	Moränen, Weiningerfeld-Kantonsgrenze, Reppischschotter		
		Aeltere Stände Schlieren (IIa)			
	Spätes Killwangenstadium	Kantonsgrenze, kurzer Vorstoss über 1 km nach W (I 3c)	Nahe Kantonsgrenze	Limmattal unterhalb Killwangen/Chessel. I 2 Seespiegel vor Gletscher 390-400 m	Bei Kloster Wettingen Flussohle ca. 380 m Erosion
		Spreitenbach E (I 3b)	Nahe Spreitenbach, Schotter von S-Flanke		Akkumulation (Furttallappen)
		Spreitenbach W (I 3a) + Vorstadium	Spreitenbach-Killwangen (Limmattallappen), Wettingerfeld (Furttallappen)	Hinter Killwangen Seespiegel 400 - 405 m	
	Killwangen Hauptstadium	Killwangen (I 2)	Killwangen-Baden, mächtige Aufschotterung	Zürichsee, Limmattal z.T.	Mächtige Aufschotterung bis 400 m
	Killwangen Frühstadium (Würm I ?)	Neuenhof? (I 1)	-	Neuenhof-Baden, Zürichsee, Limmattal (E-Teil)	Erosionsfläche um 335-345 m im Wettingerfeld
	Frühe Würmeiszeit	Bis Killwangen vorrückend	-	Zürichsee, Limmattal, kräftig	Erosion überwiegend. Rinne von Baden bis Kote 330 m hinunter vertieft
	Interglazial	In den Alpen	Zürichsee und Limmattal? Seebodenablagerungen des Wettingerfeldes	Schwelle vor Baden, event. weitere Gebiete Seespiegel über 350 m im Wettingerfeld	Abfluss Limmat gegen N, Felsschwelle bei Baden, talaufwärts See, der verlandet
RISS-EISZEIT	Ausgehende Risseiszeit	Talaufwärts von Baden			
	Hauptvorstoss Risseiszeit	Laufenburg, Möhlin, Siggental	Belvedèrerinne aufgefüllt und überkleistert	Taltrog Zürich-Limmattal, Lägerndurchbruch etc.	Unter Eis
	Stand nahe S von Baden	Nahe hinter Baden, ev. nur kurzfristig	?	See hinter Lägern Spiegel zeitweise über 450 m? Durchbrüche nach N, Belvedèrerinne, Sohle um 360 m?	Tal von Dättwil blockiert durch Reussgletscher
	Interglazial	In den Alpen	?	Limmattal, Talsohle bei Dättwil 390 - 395 m	Limmat fliesst über Dättwil, weicht vor Lägern gegen W aus
MINDEL-EISZEIT	Ausgehende Mindeleiszeit	Weit talaufwärts			
	Hauptteil Mindeleiszeit	Nicht allzuweit oberhalb Baden	Mächtige Aufschotterung des Gebietes nahe Baden und der Bareggrinne, gletschernah (jüngere Deckenschotter)	-	Aufschotterung bis über Kote 530 m hinaus
	Frühe Mindeleiszeit oder älter	Weit talaufwärts von Baden, in den Alpen	?	Limmattal, Bareggrinne mit Sohle um 440 m	Limmat fliesst über Bareggrinne, weicht vor Lägern gegen W aus

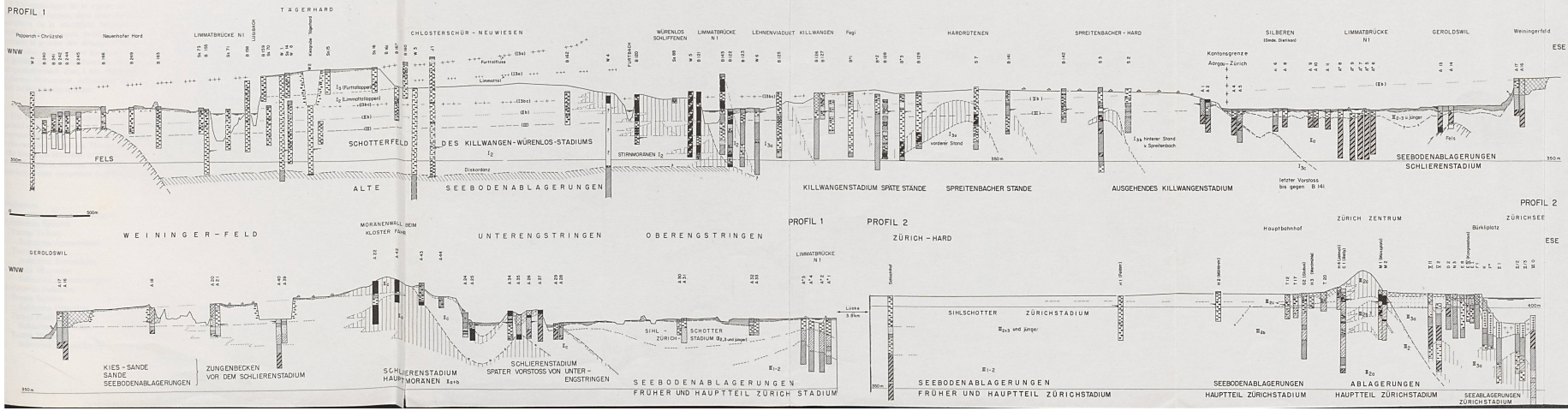


GEOLOGISCHE KARTE 1:50'000 des Quartärs zwischen Baden und Zürich (leicht schematisiert)

- Profillinie
- o_1 o_2 in Profilen aufgeführte Bohrung. 1: fremde, 2: eigene Aufnahme
- Erosionskante
- Auffüllung, junger Schwemmboden
- Bachschuttkegel, Gehängelehm
- Rutschgebiet
- Fels, oft von Grundmoräne oder Hangschutt bedeckt
- Postglazialer Flusslauf, Schüttung

Phasenbezeichnung der Gletscherstände siehe Tabelle 1

1	2	3	4	
				1: Ablagerungen im Vorfeld, 2: dito, später z.T. erodiert, 3: Wallmoräne mit Wall, 4: Flusslauf
				Spätes Zürichstadium und ausgehende Eiszeit: Hochfläche nahe Seeufer, Sihlschotter (III g und IV)
				Frühes und mittleres Zürichstadium (III $_1$ und 2)
				" " überfahrene und z.T. verschürfte Ablagerungen des Vorfelds
				Schlierenstadium (III)
				" " überfahrene und z.T. verschürfte Ablagerungen des Vorfelds
				Spätes Killwangenstadium, Limmattallappen (I_3 a + b)
				Wie oben, von Vorstoss I_3 c überfahren
				Hauptteil Killwangenstadium (I 2) inkl. Maximum Furttallappen (I_3 a ?)
				Furttalschotter (I_2), von Grundmoräne bedeckt
				Schotter der Talflanken, von Würmmoräne bedeckt (Würm ?)
				Schotter der Talflanken, wahrscheinlich Riss, z.T. von Moräne bedeckt
				Lägerndurchbrüche westlich Baden, Riss, mit Schottern und Moräne aufgefüllt
				Altes Limmattal bei Dättwil (vor-Riss)
				Deckenschotter, unter Moräne i Bareggrinne



GEOLOGISCHE PROFILE durch Limmattal und unterstern Zürichsee

a) Bohrungen

- Auffüllung
- Seekreide
- Silt und Feinsand, oft tonig
- Silt und Feinsand, oft tonig, faulschlemmig oder Pflanzenresten
- Silt und Feinsand, oft tonig, mit wenig Glazialkies
- Mittel- und Grobsand
- Kies - Sand, gut aufbereitet und gerundet
- Kies - Sand, eher schlecht aufbereitet, z.T. angerundet, grob
- Verschwemmte Moräne
- Moräne
- Fels
- Grundwasserspiegel

b) Übriges

- Auffüllung
- Rutschung
- Junge, feinkörnige Ablagerungen
- Junge, z.T. sandig - kiesige Ablagerungen
- Seekreide
- Faulschlammiger Silt (Zürichsee)
- wenig Erratikum über verschwemmten Ablagerungen
- Moräne und grobe, andere Ablagerungen nahe Gletscherstirn
- Alte Seebodenablagerungen des Wettingerfeldes
- Felsoberfläche

1 +++ Akkumulationsniveaus, bezw. Flussbett am
2 ++++ Ende von I: Killwangenstadium II a;
3 —+— Furttallappen, 2: dito, Limmattallappen
4 ——— 3: Spätes Killwangenstadium II b oder c.
5 —·— 4: Schlierenstadium II c. 5: Zürichstadium III c oder noch jünger ?