

# 1071 Bülach

## Erläuterungen

PETER HALDIMANN, HANS RUDOLF GRAF  
und JÜRIG JOST

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

2017

151

Geologischer Atlas der Schweiz  
Atlas géologique de la Suisse  
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

# 1071 Bülach

Erläuterungen

34 Textfiguren, 5 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

verfasst von

PETER HALDIMANN, HANS RUDOLF GRAF  
und JÜRIG JOST

2017



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

### **Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis**

#### *Karte*

HALDIMANN, P., GRAF, H.R. & JOST, J. (2017): Blatt 1071 Bülach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 151.

#### *Erläuterungen*

HALDIMANN, P., GRAF, H.R. & JOST, J. (2017): Blatt 1071 Bülach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 151.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag*

Detailaufnahme des Bannhalden-Schotters im Aufschluss bei Hinter Glatthalden (Koord. 2681.450/1265.990). Foto D. Kälin 2017.

#### *Karte*

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI<sup>3D</sup> mit der vereinfachten quartärgeologischen Übersicht des Atlasblattes Bülach.

#### *Erläuterungen*

Oberfläche des Schalensteins (Verrucano-Findling) von Seeb-Winkel (Koord. 2683.180/1260.910). Foto P. Haldimann 2015.

### **Herausgeber**

© 2017, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40088-4



## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	4
Zusammenfassung .....	5
Résumé .....	6
Summary .....	7
Riassunto .....	8
Einleitung .....	10
Stratigraphie .....	13
Jura .....	13
Paläogen-Neogen .....	17
Siderolithikum .....	17
Untere Süßwassermolasse .....	19
Obere Meeresmolasse .....	21
Obere Süßwassermolasse .....	32
Quartär .....	40
Pleistozän .....	40
Frühes Pleistozän .....	40
Frühes bis Mittleres Pleistozän .....	60
Mittleres Pleistozän .....	61
Spätes Pleistozän .....	74
Pleistozän oder Holozän .....	97
Holozän .....	101
Tektonik .....	107
Bohrungen .....	114
Hydrogeologie .....	116
Mineralische Rohstoffe .....	122
Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente .....	127
Literaturverzeichnis .....	135
Kartenverzeichnis .....	144
Beilagen .....	146

## VORWORT

Das geologische Atlasblatt Nr. 151 Bülach wurde 1980–2015 von Dr. Peter Haldimann und 1995–1998 von Dr. Hans Rudolf Graf im Auftrag der Landesgeologie kartiert. Ab 2015 widmete sich Jürg Jost den Molasseablagerungen, im Speziellen der Oberen Meeresmolasse und der Oberen Süsswassermolasse. Die Digitalisierung der Originalkarten mittels ToolMap erfolgte durch Martin Grünig (Dr. Heinrich Jäckli AG).

Beiträge zur Lithostratigraphie der Oberen Süsswassermolasse stammen von Thomas Gubler und sind hier herzlich verdankt. Das Kapitel Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente wurde von Dr. Patrick Nagy verfasst, auch ihm gebührt herzlicher Dank.

Die vorliegende Karte und der dazugehörige Erläuterungstext wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission verdankenswerterweise von Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Dr. Thomas Bolliger, Dr. Gaudenz Deplazes, Pierre Gander sowie Erich Müller wissenschaftlich begutachtet.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr. Yves Gouffon, M. Sc. Alessia Vandelli und Dr. Milan Beres besorgt.

Doris Reber, Remo Trüssel und Dr. Daniel Kälin bearbeiteten die Karte, Tafeln und Figuren graphisch und redaktionell, Renato Howald führte das Layout der Erläuterungen durch. Dr. Reto Burkhalter und Barbara Höhn Jost wirkten beim Korrekturlesen der Manuskripte mit.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die prominenteste Struktur im Gebiet des Atlasblattes Bülach ist die von Westen ins Kartengebiet hereinragende und nach Osten abtauchende Lägern-Struktur. Dieses östlichste Element des Faltenjuras bringt im Kern der aufgeschobenen Antiklinalstruktur als älteste Schicht der mesozoischen Schichtabfolge den Opalinus-Ton an die Oberfläche.

Der Felsuntergrund des Gebiets von Atlasblatt Bülach wird, mit Ausnahme der oben aufgeführten Lägern-Struktur, von flach nach SE einfallender Molasse aufgebaut. Untere Süsswassermolasse (USM) tritt vor allem nördlich, südlich und in der Verlängerung der Lägern-Struktur in Erscheinung sowie im Norden und Nordosten, wo die Töss das Kartengebiet verlässt. Der Rest des Kartengebiets wird entweder von Oberer Meeresmolasse (OMM) oder von Oberer Süsswassermolasse (OSM) eingenommen.

Als älteste quartäre Ablagerungen sind im Kartengebiet Ablagerungen der Höheren und Tieferen Deckenschotter plateauartig erhalten geblieben. Im Norden des Kartengebiets lagern sie erosiv der OSM auf, südlich der Lägern diskordant auch steil nach SE einfallender USM und OMM. Am Aufbau der Deckenschotter sind nicht nur – wie ihr Name impliziert – glazifluviatile Schotter beteiligt, es kommen auch (warmzeitliche) Hochflutablagerungen und Bodenbildungen vor. Der stratigraphisch jüngere Tiefere Deckenschotter ist vom stratigraphisch älteren Höheren Deckenschotter durch eine langdauernde erosive Phase mit genereller Eintiefung der Täler getrennt.

Im Mittleren und Späten Pleistozän wurden durch zahlreiche Gletschervorstösse tiefe glaziale Becken und Rinnen mit komplexer Lockergesteinsfüllung gebildet. Die bedeutendste Rinne ist dabei die Glatttal-Rinne, die von Dietlikon kommend über Kloten und Oberglatt Richtung Hochfelden zieht. Noch vor der Bildung dieser tiefen glazialen Becken und Rinnen wurden der Äntschberg-Schotter und seine Äquivalente abgelagert. Diese alten Schotter sind heute nur noch reliktsch und randlich der Rinnen erhalten, wo sie direkt dem Felsuntergrund auflagern. Sie stellen den älteren, höheren Anteil der Hochterrasse dar. Die komplexe und mehrphasige Füllung der Glatttal-Rinne besteht hauptsächlich aus mittelpleistozänen Seeablagerungen. Sie werden vielerorts vom ebenfalls mittelpleistozänen Hardwald-Schotter (Aathal-Schotter) und seinen Äquivalenten abgelagert, welche den jüngeren, tieferen Anteil der Hochterrasse repräsentieren.

Während seiner letzteiszeitlichen Maximalausdehnung bedeckte der Linth-Rheingletscher den grössten Teil des Gebiets von Atlasblatt Bülach. Einzig die Lägern, das Wehn- und das Bachsertal, der Strassberg sowie die Höhenzüge östlich der Linie Kloten–Bülach blieben eisfrei. Ganz im Osten des Kartengebiets, bei Dättlikon, drang eine kleine Zunge des Bodensee-Rheingletschers in das heutige Tössstal ein. Nach seinem Maximalstand zog sich der Linth-Rheingletscher sukzessive zurück, wobei er mehrmals stagnierte oder kurzzeitig wieder vorsties.

Bei diesen Halten hinterliess er charakteristische Endmoränenwälle. Die bekanntesten dieser Moränenstände sind diejenigen von Würenlos und Bülach (=Killwangen) sowie von Regensdorf und Seeb (=Schlieren). In den eisfrei gewordenen Zungenbecken kamen jeweils Seesedimente zur Ablagerung, die im proximalen (gletschernahen) Bereich mit jungem Rückzugsschotter überdeckt sind. In den zentralen und distalen Bereichen wird die Seesedimentation mit postglazialen und holozänen Verlandungssedimenten und Torfbildungen abgeschlossen.

## RÉSUMÉ

La structure la plus marquante de la région couverte par la feuille Bülach de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 est formée par la crête de la Lägern, élément le plus oriental du Jura plissé. Cette structure anticlinale charriée s'étend depuis la partie occidentale de la carte en s'abaissant en direction de l'est. Les couches les plus anciennes de la série mésozoïque, l'Argile à Opalinus, affleurent en son cœur.

A l'exception de la Lägern, le soubassement rocheux de la feuille Bülach est constitué par la Molasse dont les couches sont légèrement inclinées vers le SE. La Molasse d'eau douce inférieure (USM) affleure surtout au nord, au sud et dans la prolongation orientale de la structure de la Lägern, ainsi que plus au nord et au nord-est, là où la Töss quitte la région couverte par la carte. Le reste du territoire de la feuille est occupé soit par la Molasse marine supérieure (OMM) soit par la Molasse d'eau douce supérieure (OSM).

Les dépôts quaternaires les plus anciens de la région sont ceux des Höhere et Tiefere Deckenschotter préservés sous forme de plateaux. Ils reposent au nord sur l'OSM par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, tandis qu'au sud de la Lägern ils recouvrent de manière discordante l'USM et l'OMM dont les couches peuvent avoir un pendage relativement raide en direction du SE. Contrairement à ce que pourrait laisser penser leur nom, les Deckenschotter ne sont pas composés uniquement de graviers fluvioglaciaires. Ils comprennent également des dépôts de crue et des paléosols témoignant de périodes au climat plus chaud. Une longue phase érosive a suivi le dépôt du Höhere Deckenschotter, stratigraphiquement plus ancien, et a conduit à l'incision de vallées dans lesquelles le Tiefere Deckenschotter, stratigraphiquement plus jeune, s'est accumulé.

Les nombreuses avancées glaciaires du Pléistocène moyen et tardif ont creusé des bassins et sillons profonds dont le remplissage de roches meubles est complexe. Le sillon le plus important est celui du Glattal, qui s'étend depuis Dietlikon en direction de Hochfelden, en passant par Kloten et Oberglatt. Les Graviers de l'Äntscherberg et leurs équivalents se sont déposés avant la formation de ces profonds bassins et sillons glaciaires. Aujourd'hui, ces graviers anciens ne se retrouvent que comme reliques sur les bords des sillons, où ils reposent directement sur le soubassement rocheux. Ils représentent les dépôts les plus anciens, situés topographique-

ment les plus hauts, de la Hochterrasse. Le remplissage polyphasé complexe du sillon du Glatttal est principalement constitué de dépôts lacustres du Pléistocène moyen, surmontés en de nombreux endroits par les Gravieres du Hardwald (Gravieres de l'Aathal) et leurs équivalents, datant également du Pléistocène moyen. Ces derniers représentent les dépôts les plus jeunes, situés topographiquement les plus bas, de la Hochterrasse.

Lors du Dernier Maximum Glaciaire, le glacier de la Linth-Rhein recouvrait la plus grande partie du territoire de la feuille Bülach. Seules la Lägern, le Wehntal, le Bachsertal, le Strassberg et la chaîne de collines située à l'est de la ligne Kloten-Bülach sont restés libres de glace. Une petite langue du glacier du Bodensee-Rhein s'étendait jusqu'à Dättlikon dans le Tösstal actuel, tout à l'est de la feuille. Après son stade d'avancée maximum, le retrait du glacier de la Linth-Rhein a été ponctué de plusieurs phases successives de stagnation ou de brèves ré-avancées. Chacun de ces arrêts a laissé des vallums morainiques terminaux caractéristiques. Les plus connus de ces stades morainiques sont ceux de Würenlos et Bülach (= Killwangen), ainsi que ceux de Regensdorf et Seeb (= Schlieren). Dans les bassins libérés par la glace au front des glaciers se sont déposés à chaque fois des sédiments lacustres, recouverts dans leur partie proximale (à proximité du glacier) par des graviers de retraits plus récents. Dans les parties centrale et distale, la sédimentation s'est terminée par des dépôts d'atterrissement et des accumulations de tourbe postglaciaires et holocènes.

## SUMMARY

The most prominent structure in the area of the Bülach Atlas sheet is the Lägern ridge, which emerges into the map area from the west and plunges towards the east. This easternmost element of the Folded Jura comprises a thrust anticline with outcropping Opalinus Clay as the oldest layer of the Mesozoic stratigraphic sequence at its core.

Except for the above-mentioned Lägern structure, the bedrock within the area of the Bülach Atlas sheet is composed of horizontal to SE-dipping Molasse layers. The Lower Freshwater Molasse (USM) is found mainly north, south and in the extension of the Lägern structure, as well as in the north and northeast, where the Töss River exits the map area. The rest of the map area is occupied by either the Upper Marine Molasse (OMM) or the Upper Freshwater Molasse (OSM).

Within the area of the Atlas sheet, the oldest Quaternary sediments are the Upper and Lower Deckenschotter, which have remained plateau-like. In the north, they cover an erosional surface of the OSM, and south of the Lägern structure their lower boundary is unconformable with the underlying and, in places, steeply SE-dipping USM and OMM. The buildup of the Deckenschotter includes not only - as its name implies - glaciofluvial gravel, but also (warm-period) flood deposits and

soil formation. The stratigraphically younger Lower Deckenschotter is separated from the stratigraphically older Upper Deckenschotter by a long-lasting erosive phase with a general overdeepening of the valleys.

In the Middle and Late Pleistocene, numerous glacial advances formed deep glacial basins and channels with complex sedimentary infill. The most significant channel is the Glatttal gorge, which stretches from Dietlikon via Kloten and Oberglatt towards Hochfelden. Before the formation of these deep glacial basins and channels, the Äntschberg Gravel and its equivalents were deposited. These old gravels are preserved only as relicts along the edges of the channels, where they directly overlie the bedrock. They represent the older, topographically higher sections of the Hochterrasse. The complex and multiphase infill of the Glatttal channel comprises mainly Middle Pleistocene lacustrine deposits. In many places they are overlain by the Middle Pleistocene Hardwald Gravel (Aathal Gravel) and its equivalents, which represent the younger, deeper portion of the Hochterrasse.

During the Last Glacial Maximum expansion, the Linth-Rhein glacier covered most of the area of the Bülach Atlas sheet. Only the Lägern, the Wehntal, the Bachsertal, the Strassberg and the range of hills east of the Kloten-Bülach line remained ice-free. In the easternmost portion of the map area, near Dättlikon, a small tongue of the Bodensee-Rhein glacier extended into the present Tösstal. After its maximal extent, the Linth-Rhein glacier retreated successively with several periods of stagnation and brief readvances. During each stagnation, it deposited characteristic terminal moraines. The best known terminal moraine stages are those of Würenlos and Bülach (=Killwangen) as well as those of Regensdorf and Seeb (=Schlieren). Following the deicing of each glacial tongue basin, lacustrine sediments were deposited, and their proximal zone (glacier vicinity) was then covered by younger glacial retreat gravel. In the central and distal zones, the deposition of lake sediments concluded with postglacial and Holocene silt sedimentation and peat formation.

## RIASSUNTO

La struttura più prominente della regione ricoperta dal foglio Bülach dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25000 è formata dalla cresta del Lägern, elemento più orientale del Giura a pieghe. Questa struttura anticlinale traslata si estende dalla parte occidentale dalla carta e si abbassa verso est. Gli strati più antichi della serie mesozoica, le argille opaline, affiorano nel cuore di questa piega.

Ad eccezione del Lägern, il substrato roccioso del foglio Bülach è formato dalla Molassa, i cui strati sono leggermente inclinati verso SE. La Molassa di acqua dolce inferiore (USM) affiora soprattutto nella parte Nord, nella parte Sud e nel prolungamento orientale della struttura del Lägern. Degli affioramenti di Molassa di acqua dolce inferiore (USM) sono visibili anche più a Nord-Est, laddove il fiume

Töss lascia la regione ricoperta dalla carta. Il resto del territorio del foglio è occupato o dalla Molassa marina superiore (OMM) o dalla Molassa d'acqua dolce superiore (OSM).

I depositi quaternari più antichi della regione sono quelli degli Höhere e Tiefere Deckenschotter, preservati sotto forma di altipiani. A Nord essi riposano sull'OSM attraverso una superficie di erosione, mentre a sud del Lägern ricoprono in modo discordante l'USM e l'OMM, i cui strati possono avere una giacitura relativamente ripida in direzione SE. Contrariamente a quanto potrebbe lasciar pensare il loro nome, i Deckenschotter non sono composti unicamente da ghiaie fluvio-glaciali, bensì comprendono anche depositi alluvionali e paleosuoli che testimoniano di periodi in cui il clima era più caldo. Una lunga fase erosiva ha seguito il deposito del Höhere Deckenschotter, stratigraficamente più antico, e ha portato all'incisione di valli nelle quali si è accumulato il Tiefere Deckenschotter, stratigraficamente più giovane.

I numerosi avanzamenti glaciali del medio e tardo Pleistocene hanno scavato bacini e canali profondi, il cui riempimento di terreni sciolti è complesso. Il canale più importante è quello della Glatttal che si estende da Dietlikon in direzione di Hochfelden, passando per Kloten ed Oberglatt. Le Ghiaie dell'Äntscherberg, ed equivalenti, si sono depositate prima della formazione di questi canali e bacini glaciali profondi. Oggi queste ghiaie antiche si trovano unicamente come reliquie ai bordi dei canali, dove riposano direttamente sul substrato roccioso. Esse rappresentano i depositi più antichi, situati topograficamente più in alto della Hochterrasse. Il riempimento polifase complesso del canale della Glatttal è costituito principalmente di depositi lacustri del Pleistocene medio, sormontati in numerosi punti dalle Ghiaie del Hardwald (Ghiaie dell'Aathal) ed equivalenti, pure datate al Pleistocene medio. Quest'ultime rappresentano i depositi più giovani, topograficamente più bassi della Hochterrasse.

Durante l'Ultimo massimo glaciale, il ghiacciaio della Linth-Reno ricopriva la maggior parte del territorio coperto dal foglio Bülach. Solo il Lägern, la Wegntal, la Bachsertal, il Strassberg e la catena di colline situata a Est della linea Kloten-Bülach sono rimasti liberi dal ghiaccio. Una piccola lingua del ghiacciaio del Bodensee-Rhein si estendeva fino a Dättlikon, nell'attuale Tösstal, completamente a Est del foglio. Dopo il suo stadio di avanzamento massimo, il ritiro del ghiacciaio della Linth-Rhein è stato marcato da diverse fasi successive di ristagno o brevi ri-avanzate. Le fasi d'arresto sono identificabili dalle presenza dei caratteristici valli morenici terminali. I più noti sono quelli di Würenlos e Bülach (= Killiwagen), nonché quelli di Regensdorf e Seeb (= Schlieren). Nei bacini situati al fronte dei ghiacciai si sono depositati sedimenti lacustri, la cui parte prossimale (prossima al ghiacciaio) è ricoperta da ghiaie di ritiro glaciale più recenti. Nelle parti centrale e distale, la sedimentazione si è conclusa con depositi di interrimento e accumuli di torba postglaciali e olocenici.

## EINLEITUNG

### Geomorphologische Übersicht

Das Kartenblatt Bülach (LK Nr. 1071) umfasst einen Grossteil des mittleren und unteren Glatttales sowie Teile seiner Seitentäler: das obere Furttal, das obere Wehntal, das Bachsertal und das Embrachertal. Durch den nordöstlichsten Blattteil zieht ein unterster Abschnitt des Tösstaales kurz vor dessen Einmündung ins Tal des Hochrheins. Die Töss hat sich hier nach der Birrfeld-Eiszeit (Letzten Eiszeit) tief in die Niederterrassenschotter und in die Felsunterlage eingeschnitten. Wo die Töss den Blattrand bei Rorbas schneidet, liegt der morphologisch tiefste Punkt des Kartengebiets bei Kote 350 m ü. M.

Diese Talschaften werden getrennt durch mehr oder weniger markante Höhenzüge. Der prominenteste ist die Lägern, eine West-Ost streichende Antiklinalstruktur als östlichster Ausläufer des Faltenjuras, flankiert vom Furttal im Süden und vom Wehntal im Norden. Die Lägern-Hochwacht ist mit 853 m ü. M. der höchste Punkt im Gebiet von Blatt Bülach. Im NE erhebt sich das Plateau des Irehels mit seinen Deckenschottern, und als Gegenstück im SW der Kamm des Altbergs; auch er trägt Reste von Deckenschottern. Der nordwestliche Gebietsteil wird durch ebenfalls mit Deckenschottern bedeckte Höhenplateaus (Egg-Laubrig und Stadlerberg) eingenommen, welche durch den wahrscheinlich schon früh angelegten Einschnitt des Bachsertals getrennt werden.

Im Süden des Kartengebiets trennen sich das dem Rhein tributäre Glatttal und das ins Limmattal einmündende Furttal. Dazwischen erhebt sich der Hügelzug Chäshalden-Ibig-Schwänkelberg-Berg aus Molasse mit einer dünnen Moränendecke. Das eigentliche Furttal mit dem Furtbach als Vorfluter beginnt erst NW der Chatzenseen. Diese letzteren, zwei eindruckliche letzteiszeitliche Toteisseen, wurden natürlicherweise durch den Seebach gegen Osten ins Glatttal entwässert. Westlich der Chatzenseen verläuft also trotz der relativ flachen Talsohle eine wichtige Wasserscheide. Heute besteht indessen auch ein künstlich geschaffener, regulierbarer Abfluss der Chatzenseen in den Furtbach.

Den östlichen Rand des eigentlichen Glatttals bildet ein aus Molasse aufgebautes und mit alter Moräne bedecktes Hochgebiet mit Koten bis etwa 600 m ü. M. In dieses ist das parallel zum Glatttal SE-NW-streichende Embrachertal eingetieft, welches an einer steilen Erosionskante ins unterste Tösstal mündet.

Das Glatttal ist morphologisch komplex gegliedert. Zunächst ist der Molasse Rücken zu erwähnen, welcher bei Oberhasli beginnt und über die Höhenzüge Birch-Eschenberg-Hörberg zum Strassberg zieht. Er trennt das eigentliche Glatttal im Osten vom kleineren, ihm tributären Talbecken von Niederhasli, Steinmaur und Neerach im Westen. Die Glatt fliesst stets östlich dieses Rückens, und das westlich gelegene Becken wird über den Haslibach und den Fischbach in die

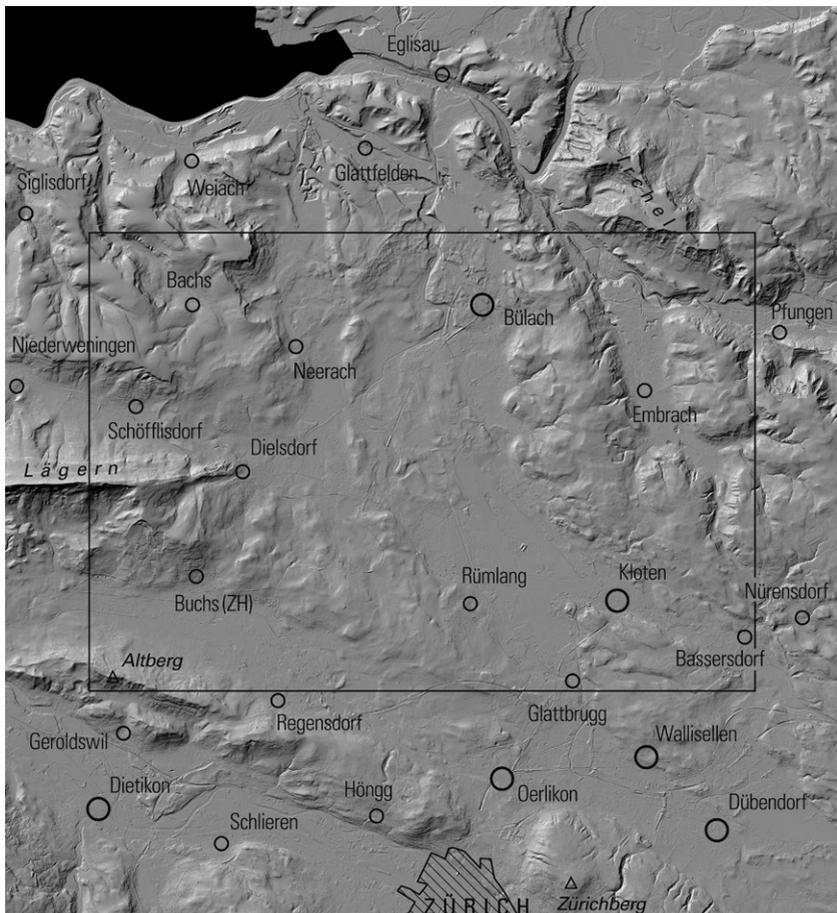


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI<sup>3D</sup>) des Gebiets von Atlasblatt Büsch und Umgebung 1:200 000.

Glatt entwässert. Der Fischbach überwindet die besagte Felsschwelle zwischen Niederglatt und Oberhöri, wo er auf einer kurzen Strecke auf Fels fließt.

Im eigentlichen Tal der Glatt erheben sich verschiedene Höhenplateaus, welche aus alten, teilweise verkitteten Schottern aufgebaut werden. Die Glatt und ihre Seitenbäche müssen sich zwischen diesen Plateaus hindurchschlängeln: Der

Hardwald zwischen Dietlikon und Kloten inklusive der dazugehörigen Schotterrelikte am Talrand, das kleine Plateau, auf dem die Gemeinde Rümlang steht, die Höhenlandschaft (Grafschaft-Höragen) zwischen Oberglatt, Endhöri und Bachenbülach sowie das Schotterplateau Bannhalden-Hard zwischen Bülach und Hochfelden. All diese Hochgebiete, namentlich aber die beiden letzteren, sind durch teils mächtige letzteiszeitliche Moräne bedeckt.

Das Gebiet von Blatt Bülach wird geprägt durch den Seiten- und Endmoränenkranz des letzteiszeitlichen Glattallappens des Linth-Rheingletschers<sup>1)</sup> während des Last Glacial Maximums (LGM, s. SCHLÜCHTER 2009). Dieser zieht entlang des nordöstlichen Talrandes oberhalb von Bassersdorf und Kloten über Winkel gegen Bülach. Das Embrachertal liegt ausserhalb dieses Endmoränenkranzes. Zwischen Bülach und dem Strassberg fehlt ein morphologisch auffälliger Endmoränenwall; ein solcher ist erst etwas weiter nördlich bei Hätschgen im Gebiet von Blatt Eglisau entwickelt. Mächtige Endmoränenwälle sind indessen am Strassberg aufgeschlossen, und bei Stadel quert eine morphologisch eindruckliche bogenförmige Endmoräne die Talsohle des Windlacher Feldes. Weiter ziehen die Endmoränenwälle über Neerach nach Steinmaur, wo sie in Form einer gewaltigen Moränenwallstaffel das Glatttal gegen das Wehntal abgrenzen. Bei Dielsdorf/Buchs reicht die letzteiszeitliche Endmoräne bis auf Kote 620 mü.M. Im Furttal hingegen treten die Endmoränen des LGM weniger markant in Erscheinung.

Eindruckliche morphologische Phänome sind die verschiedenen grossen Rutsch- und Sackungsmassen, welche die Geländeformen bei Buchs, Schöfflisdorf, Bachs und am Südhang des Irchels prägen.

---

<sup>1)</sup> In SCHLÜCHTER (2009) auch als Bündner Gletscher bezeichnet.

## STRATIGRAPHIE

### JURA

Die Schichten des Juras sind in der Lägern-Antiklinale aufgeschlossen und umfassen alle Schichtglieder vom Opalinus-Ton (frühes Aalénien) im aufgeschobenen Faltenkern der Antiklinale bis zur Burghorn-Formation (Kimméridgien), namentlich im Südschenkel der Lägern-Antiklinale.

### Dogger

#### **a<sub>1</sub> Opalinus-Ton**

Als ältestes Schichtglied des Kartengebiets kommt im aufgeschobenen Faltenkern der Lägern-Antiklinale am Nordabhang der Lägern in einem etwa 800 m langen Gebietsstreifen Opalinus-Ton (frühes Aalénien) vor. Er bildet die etwas flachere Hangpartie bei Alphof. Allerdings ist er weitgehend unter verrutschtem Schutt verdeckt und nicht direkt aufgeschlossen.

#### **a<sub>2-i</sub> Passwang- bis Ifenthal-Formation**

Der Opalinus-Ton wird in einem südlich angrenzenden Gebietsstreifen begleitet von Kalken und Mergeln des übrigen Doggers (Passwang-Formation p.p., Klingnau- und Ifenthal-Formation, spätes Aalénien bis frühes Oxfordien), welche dem Südschenkel angehören, nach Süden einfallen und ebenfalls sehr schlecht aufgeschlossen sind.

Infolge der mangelhaften Aufschlussverhältnisse – es gibt auch keine Bacheinschnitte, in denen die Formationen des Doggers aufgeschlossen wären – sind keine Angaben über die Lithologie zu machen. Für detailliertere Beschreibungen verweisen wir auf die Erläuterungen zum Atlasblatt Baden (BITTERLI-DREHER et al. 2007) oder wie schon NOTZ (1924) auf die Arbeit von SENFTLEBEN (1923) zur Westlägern.

### Malm

#### **i<sub>5-6</sub> Wildegge-Formation**

Die Wildegge-Formation wurde von GYGI (1969, s.a. GYGI & PERSOZ 1986) neu definiert. In ihr werden das Birnenstorf-Member und das Effingen-Member des mittleren und späten Oxfordiens zusammengefasst.

### *Birmenstorf-Member*

Das Birmenstorf-Member an der Basis der Wildeggen-Formation kann im Gebiet des Atlasblattes Bülach nirgends angeschlagen werden. Auch NOTZ (1924) hat es nicht anstehend gefunden. Im Gebiet des westlich anschliessenden Atlasblattes Baden (BITTERLI-DREHER et al. 2007) handelt es sich um eine fossilreiche Wechsellagerung von grauem mikritischem Kalk mit Mergelkalk. Die Mächtigkeit variiert dort zwischen 1 und 5,75 m.

### *Effingen-Member*

Das Effingen-Member mit blaugrauem Mergelkalk und Mergel von etwa 150 m Mächtigkeit, bildet im aufgeschobenen Südschenkel der Lägern-Antiklinale über den Kalkschichten des Doggers einen Gebietsstreifen, welcher sich von der Region Ziegler (über dem Alphof gelegen) gegen Osten bis nach Chlingen zieht. Hier bildet es westlich der Chlingen-Verwerfung (s. Kap. Tektonik) den Kern der Lägern-Antiklinale.

Der Mergel des Effingen-Members bewirkt oft flachere Hangpartien mit Weideland, so in der Burgerwisen und oberhalb der Ruine Sünikon. Wie schon NOTZ (1924) festgestellt hat, sind die Aufschlussverhältnisse schlecht.

Östlich der Chlingen-Verwerfung bildet die etwas tiefer gesetzte Lägern-Antiklinale eine mehr oder weniger ungestörte Falte (s. Kap. Tektonik). Das Effingen-Member im Faltenkern ist nicht aufgeschlossen und wurde auch in den Steinbrüchen von Dielsdorf nicht angeschnitten.

## **i<sub>6</sub> Villigen-Formation**

Die Villigen-Formation (1969, s.a. GYGI & PERSOZ 1986) umfasst das Geissberg-, das Crenularis-, das Wangen- und das Letzi-Member. Irrtümlicherweise wurde in der Kartenlegende das Geissberg-Member nicht aufgeführt. Die drei ersteren Member sind noch dem Oxfordien, das letztere dem Kimméridgien zuzuordnen. Die Schichtabfolge liess sich früher im «Hinteren Steinbruch» von Dielsdorf studieren (BÜCHI et al. 1973), welcher heute verfüllt und nicht mehr zugänglich ist. NOTZ (1924) gibt eine Gesamtmächtigkeit der Formation von 100 m an. Eine Unterscheidung der einzelnen Member ist im Kartengebiet indessen schwierig.

Die gut gebankten, oft beigen, fossilarmen Kalke und Mergelkalke bilden an der Nordflanke des Lägerngrates ein durchgehendes Felsband vom Burghorn bis zu den Steinbrüchen von Steinmaur und Dielsdorf. Die Schichten fallen mit etwa 40 Grad südwärts, so dass die Schichtköpfe steile Flühen bilden. In einem kleinen ehemaligen Steinbruch NW von Regensberg sind einige Dekameter der Schichtabfolge aufgeschlossen. Im Steinbruch von Chlingen, wo der gut gebankte Kalk der Villigen-Formation in grossem Stil abgebaut worden ist und heute noch aufgeschlossen ist, markiert dieser Kalk den Nordschenkel der Lägern-Struktur. Die Formation ist auch

prominent vertreten im Verkehrtchenkel des Nordkeils. Angesichts der intensiven Bewaldung sind die Aufschlussverhältnisse allerdings schlecht.

## **i, Burghorn-Formation**

Die Burghorn-Formation (Kimméridgien) hat ihre Typuslokalität auf dem im Gebiet von Atlasblatt Baden gelegenen Burghorn (BITTERLI-DREHER et al. 2007), wo das Baden- und das Wettingen-Member den Südschenkel des Lägerngrates bilden. Am schönsten können bzw. konnten die Schichten der Burghorn-Formation in den Steinbrüchen von Dielsdorf studiert werden. Zwischenzeitlich sind diese Steinbrüche weitgehend aufgefüllt worden, so dass man sich auf die Beobachtungen früherer Bearbeiter abstützen muss. NOTZ (1924) und GYGI (1969) beschreiben das geologische Profil des Malms in den Steinbrüchen von Dielsdorf, und BÜCHI et al. (1973) geben folgende Mächtigkeiten an (aktuelle Nomenklatur):

Wettingen-Member	25–30 m
Baden-Member	ca. 30 m

### *Baden-Member*

Die Mächtigkeit des Baden-Members nimmt auf dem Lägerngrat von Westen nach Osten von 12 m beim Burghorn auf 30 m in den Steinbrüchen von Steinmaur und Dielsdorf zu. Es handelt sich um rötlichen bis ockerbraunen mergeligen Kalk und Mergel. Auffallend ist der hohe Glaukonitgehalt und der Fossilreichtum, d.h. die Schicht trägt alle Anzeichen von verlangsamer Sedimentation. Im «Hinteren Steinbruch» Dielsdorf wurden früher lagenweise Schwämme, Gastropoden, Brachiopoden, Bivalven, Belemniten und Ammoniten (Fig. 2) gefunden (BÜCHI et al. 1973, s.a. Fossilliste in BOLLIGER 1999, S. 37).

Auf dem Lägernkamm bildet das mergelig ausgebildete Baden-Member im Liegenden des Wettingen-Members eine Eindellung in der Geländeoberfläche, die z.B. auf dem digitalen Geländemodell (Fig. 1) deutlich in Erscheinung tritt.

### *Wettingen-Member*

Das jüngste Schichtglied der jurassischen Schichtreihe der Lägern ist das Wettingen-Member. Es wurde infolge postjurassischer Hebung entblösst und war während Jahrmlionen der Erosion und Verkarstung ausgesetzt. Es ist deshalb an der Lägern nicht mehr in seiner ursprünglichen Mächtigkeit (vermutlich etwa 50 m), sondern nur noch mit etwa 25–30 m vorhanden. Der weisse, grob gebankte bis massige Kalk des Wettingen-Members wurde und wird noch heute im «Vorderen Steinbruch» Dielsdorf abgebaut. Er lässt sich gut in Quader zerteilen und ist wegen seiner weissen Oberfläche als Bau- und Mauerstein unter dem Begriff «Lägernkalk» sehr geschätzt.



Fig.2: Ammonit (*Perisphinctes* sp.) aus dem Baden-Member des Steinbruchs von Dielsdorf/Steinmaur. Durchmesser ca. 15 cm. Foto U.Möckli.

Am Südhang der Lägern fallen die hellen Kalkschichten des Wettingen-Members hangparallel nach Süden und stehen im obersten Teil des Hanges über weite Strecken an der Oberfläche an, bevor sie unter blockigem Hangschutt verschwinden. Infolge des hangparallelen Einfallens haben sich hier verschiedenenorts Rutschungen und Bergstürze ereignet, bei denen ganze Schichtpakete mit Kalken des Wettingen-Members abgerutscht oder abgestürzt sind.

## PALÄOGEN - NEOGEN

### Eozän

#### e Siderolithikum

Die siderolithischen Gesteine wurden unter Verwitterung der jüngsten Malmschichten, evtl. auch kreidezeitlicher Schichten, in einem subtropisch-semiariden Klima unter einer mehr oder weniger geschlossenen Sedimentdecke gebildet (WULLSCHLEGER 2005). Die Ablagerungen des Siderolithikums sind dabei in Spalten und Karsttaschen des Wettingen-Members reliktdisch erhalten geblieben. Sie sind somit einzige Zeugnisse einer rund 110 Ma umfassenden Schichtlücke, die den Zeitraum vom Späten Jura bis ins Oligozän umfasst.

Als festländisches Verwitterungsprodukt haben sich in Spalten und Taschen der Malmkalke Boluston, Bohnerz, Silexknollen und Quarzsand (s. a. GÜLLER 1959) angereichert. In solchen Taschen (s. Fig. 3) wurden im Steinbruch Dielsdorf Wirbeltierreste von Reptilien (Schildkröten und Krokodile) sowie Säugetieren (u.a. Beuteltiere, Affen, Paarhufer und Unpaarhufer) gefunden und identifiziert (BÜCHI et al. 1973, HÜNERMANN 1978b). Die reichhaltige Säugetierfauna wurde von SCHMID (1982, Primaten) und ROSSELET (1991, Gesamtauna) detailliert beschrieben. ROSSELET (1991), der die Faunen getrennt nach den einzelnen Spalten untersuchte, konnte dabei aufzeigen, dass diese unterschiedliche Ablagerungsalter aufweisen und neben eozänen z.T. auch frühestoligozäne Anteile enthalten.

Aufschlüsse von siderolithischen Gesteinen finden sich einzig entlang eines schmalen Gebietsstreifens am Südhang der Lägern. Neben dem Steinbruch Dielsdorf enthält der kleine alte Steinbruch bei Wackeren an der Lägern-Südflanke unterhalb von Pkt. 791 (Koord. 2673.700/1259.380) ein weiteres Vorkommen siderolithischer Bildungen mit Bolustonkörnern bis 1 cm Durchmesser sowie Silexkonkretionen. Hier, und bei den rund 2,6 km weiter westlich gelegenen Fundstellen Wentlerweg und Boleberen im Gebiet von Atlasblatt Baden (BITTERLI-DREHER et al. 2007) wurden gemäss neueren archäologischen Untersuchungen bereits im Paläolithikum und Neolithikum aus den Karsttaschen herausgewitterte Silexkonkretionen als Rohstoff für Werkzeuge ausgebeutet (s. Kap. Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente). Dass bei der Lokalität Wackeren ebenfalls eine Art Werkstätte für Steinwerkzeuge bestand, bezeugen die zahlreichen Silexsplitter und -nuclei, die sich im Schutt finden.



Fig. 3: Hellbraunen Boluston führende Spaltenfüllung im Wettingen-Member des Steinbruchs Dielsdorf. Koord. ca. 2676.145/1259.775. Foto D. Kälin 2016.

## Spätes Oligozän - Mittleres Miozän

### *Untere Süswassermolasse (USM, Chattien - Aquitanien)*

Kurz vor der Wende Oligozän/Miozän, d.h. im späten Chattien, vor rund 25 Ma (BERGER et al. 2005), geriet der Bereich des heutigen nördlichen Molassebeckens durch von Süden nach Norden progradierende Senkungsbewegungen zunehmend in den Einflussbereich der Molasseschüttungen. Sedimente der USM transgredierte auf die schwach gegen SE einfallende verwitterte Malmoberfläche. Das nördliche Mittelland wurde zur alluvialen Schwemmebene, in der sich eine flache Landschaft mit einem mäandrierenden Flusssystem, welches aus den Alpen detritischen Schutt heranführte, und perennierenden Seen erstreckte.

### **o<sub>3</sub>-m<sub>1</sub> Untere Süswassermolasse**

#### *Stratigraphie, Sedimentologie, Lithologie*

Die USM folgt in der Nordschweiz stratigraphisch auf eine Schichtlücke der Ablagerungen des Siderolithikums bzw. des Malms. Die zwischen Eozän und spätem Chattien - Aquitanien fehlenden Gesteine wurden entweder nicht abgelagert oder zwischenzeitlich erodiert.

Die Sedimentation der USM endete im frühen Burdigalien vor rund 20 Ma mit der Transgression der Oberen Meeresmolasse (OMM, KELLER et al. 1990, BOLLIGER 1999). Der lithologische Aufbau der USM ist sowohl vertikal als auch horizontal sehr heterogen. Es können folgende Gesteinstypen unterschieden werden:

1. Mittel- und Grobsandstein
2. Fein- und Mittelsandstein
3. Grobsiltsteine und Feinsandstein
4. Schlammsteine und Mergel.

Der Gesteinstyp 4 besitzt im Gebiet von Atlasblatt Bülach weitaus die grösste laterale Ausdehnung. Es wird angenommen, dass er im alpenferneren Teil der Vorlandebene durch Schlammakkumulation bei periodischen Überschwemmungen entstanden ist. Sehr typisch sind die unterschiedlichen Farben des Schlammsteins und Mergels von rot bis grau und grün. Sie repräsentieren unterschiedliche Redoxbedingungen bei der Diagenese. In den oxidierenden Verhältnissen repräsentierenden roten Sedimenttypen sind oft Verwitterungsprofile erkennbar, mit pedogenen Karbonatknollen und Caliche-Bildungen, welche einen Sedimentationszyklus abschliessen (KELLER et al. 1990). Der Gesteinstyp 1 zeigt oft eine Gradierung (fining upward) und wird als Ablagerung mäandrierender fluvialer Rinnen und Rinnengürtel interpretiert, ebenso der Gesteinstyp 2, welcher in klei-

neren Rinnen entstanden ist. Der Gesteinstyp 3 wird als suspensionsreiche Hochwasserablagerung erklärt.

In Analogie zum benachbarten Kartenblatt Baden (BITTERLI-DREHER et al. 2007) kann davon ausgegangen werden, dass im Gebiet von Blatt Bülach vor allem die stratigraphisch jüngeren Anteile der USM auftreten (spätes Chattien – Aquitanien). Kleinsäugerfunde an der Basis der USM am Südabhang der Lägern bei der Lokalität Chrummorge (Atlasblatt Baden) belegen ein Einsetzen der dortigen Sedimentation erst im späten Chattien (MP28/MP29, BOLLIGER 2013). Vereinzelt Kleinsäugerfunde nördlich der Lägern-Struktur im Gebiet von Atlasblatt Baden (Unterer und Oberer Rauschenbach) belegen mit dem Auftreten von *Titanomys* sp. ein aquitanes Alter der dortigen USM (BITTERLI-DREHER et al. 2007).

Bei den nachfolgend aufgeführten Lokalitäten sind rötliche, bräunlich-gelbliche, vereinzelt schwarze Mergel des jüngsten Anteils der USM anstehend. Bei Rorbas-Breiti ist zudem die unmittelbare Kontaktzone zur OMM aufgeschlossen.

- Rorbas-Chrondel (Koord. 2685.170/1265.770/360, Profil in BAUMANN 1987),
- Rorbas-Breiti, knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Bülach, im Gebiet des nördlich anschliessenden Blattes Eglisau (Koord. ca. 2684.740/1266.075/380).
- BAUMANN (1987) führt ferner einen Aufschluss am Tössufer in Rorbas an (Koord. 2685.960/1265.500).

### *Verbreitung, Mächtigkeiten*

Die USM steht hauptsächlich im Westteil des Kartengebiets über weite Gebiete an der Oberfläche an und bildet grossräumig die Felsunterlage unter den pleistozänen Ablagerungen. Sie ist in der Regel aber schlecht aufgeschlossen und meist nur als lehmiges Verwitterungsprodukt kartierbar. An der Geländeoberfläche erscheint die USM in Form dunkler, manchmal bunter Verwitterungsschichten aus fettem Lehm.

Die Basis der USM, d.h. die Schichtgrenze zum Siderolithikum bzw. Malm/Molasse, streicht im Gebiet von Blatt Bülach im Umfeld der Lägern-Antiklinale an der Terrainoberfläche aus; sie ist indessen nirgends aufgeschlossen.

Bemerkenswert ist die Mächtigkeitszunahme der USM von Nordwesten nach Südosten. Im Gebiet südlich der Lägern beträgt die Mächtigkeit der USM ca. 380–400 m, nördlich der Lägern nimmt sie auf weniger als 150 m ab (SENFLEBEN 1924, NOTZ 1924, VON BRAUN 1953, SCHINDLER 1977, GRAF & BITTERLI 1999).

- In der Bohrung m-10374 in Steinmaur (Koord. 2676.540/1261.295) beträgt die Mächtigkeit der USM mehr als 250 m. Weder Ober- noch Untergrenze wurden in dieser Bohrung erschlossen.
- In der Thermalwasserbohrung Eglisau II (Gebiet von Blatt Eglisau) wurden mindestens 230 m USM erbohrt (CADISCH 1959).

- Die Bohrung Bassersdorf (Gebiet von Atlasblatt Winterthur, BLASER et al. 1994) erreichte die Basis der USM nicht, dort sind mindestens 253 m vorhanden.
- In der Bohrung Lindau (BÜCHI et al. 1965a,b), ebenfalls im Gebiet von Atlasblatt Winterthur, wurden rund 1000 m USM durchbohrt, und in der Bohrung Triemli (im Gebiet von Atlasblatt Zürich) erreicht die USM bereits die Mächtigkeit von 1031 m (EWZ 2014).

Fossilfunde aus der USM im Gebiet von Atlasblatt Bülach sind selten. Ein Unterkiefer eines Schweineartigen (*Microbunodon minus*) wurde bei Regensberg gefunden (HÜNERMANN 1967, Fig. 10 u. BOLLIGER 1999, Fig. 6.2).

### ***Obere Meeresmolasse (OMM, Burdigalien)***

Im zentralen Molassebecken wurde die OMM früher weitgehend durch chronostratigraphische verstandene Einheiten gegliedert, dies u.a. in den Arbeiten von BÜCHI (1957, 1958). Die damals verwendeten Begriffe «Burdigalien» und «Helvétien» wurden im Laufe der Zeit durch die lithostratigraphischen Einheiten Luzern- und St.-Gallen-Formation ersetzt (s. JORDI et al. 2003, BITTERLI et al. 2011), ohne die dabei verwendete Grenzziehung der Formationen mittels der Quarzitnagelfluh zu hinterfragen. Diese Unterteilung der OMM wurde von U.P. Büchi weitgehend in den Raum Bülach übertragen, und somit wurde auch hier die Quarzitnagelfluh als Grenze zwischen «Burdigalien» (Luzern-Formation) und «Helvétien» (St.-Gallen-Formation) betrachtet. Die Unterteilung in Luzern- bzw. St.-Gallen-Formation wurde erst durch KELLER (1989) im Südteil des Beckens genauer definiert. Dort sind die beiden Formationen durch einen Regressionshorizont getrennt, der im zentralen und östlichen Molassebecken in dieser Form fehlt. Zudem sind die paläoökologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet von B. Keller deutlich anders als im nördlicheren Molassebecken, was die Korrelation erschwert. Biostratigraphische und paläoökologische Forschungsergebnisse sowie neue lithologische Horizonte, die in JORDAN et al. (2011, Atlasblatt Aarau), GRAF et al. (2012, Atlasblatt Schöftland) und JOST et al. (2016) publiziert worden sind, ermöglichen jetzt auch im zentralen Molassebecken eine aktualisierte Grenzziehung zwischen der Luzern- und St.-Gallen-Formation. Im Gegensatz dazu konnten im Gebiet von Blatt Bülach keine neuen lithologischen Horizonte erkannt werden, und auch biostratigraphisch datierbare Fossilien wie Kleinsäugerzähne fehlen bisher. Nur die Zusammensetzung der Selachierfaunen gibt Anhaltspunkte für eine mögliche Trennung der Formationen. Deshalb wird momentan darauf verzichtet, eine Gliederung in Luzern- und St.-Gallen-Formation vorzunehmen, und es werden lediglich Abfolgen der OMM beschrieben sowie ein möglicher Zusammenhang dieser zum zentralen Molassebecken diskutiert. Wo nicht anders vermerkt, wurden alle Fundorte durch J. Jost entdeckt, und sämtliche aufgelisteten Fossilien entstammen seiner privaten Sammlung.

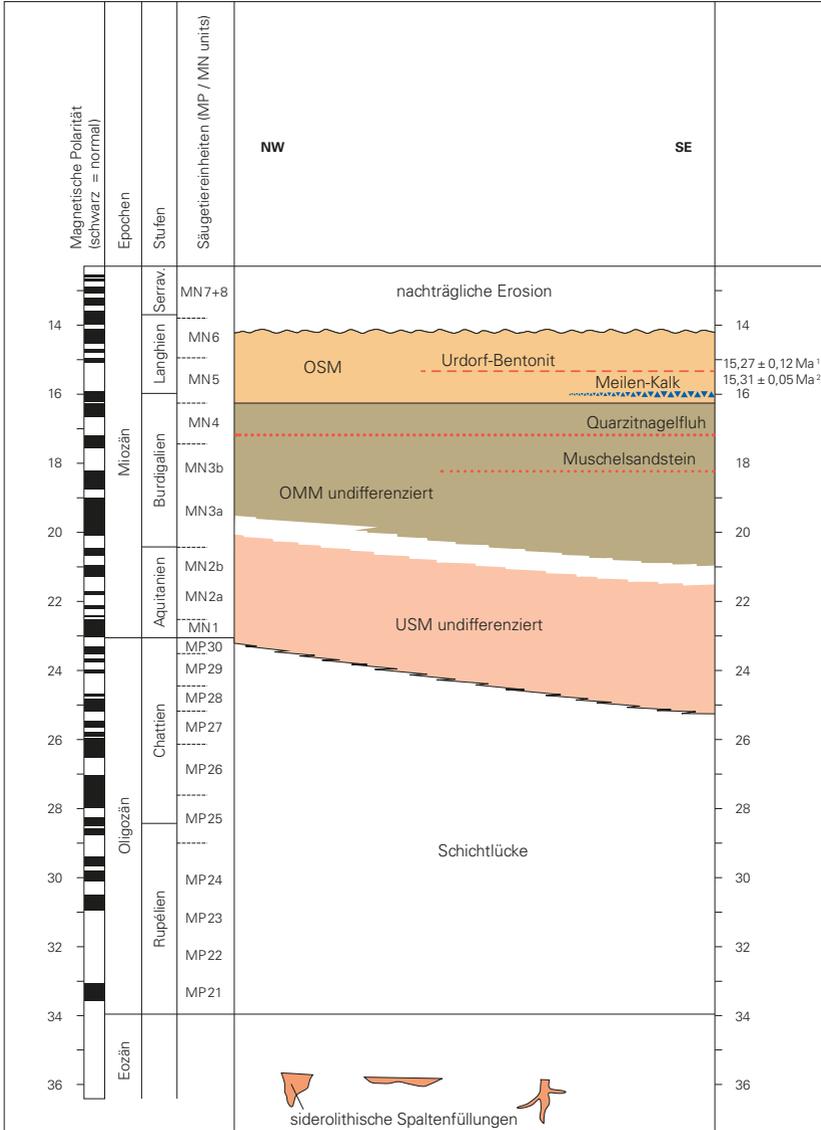


Fig. 4: Stratigraphie der Molasseablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Bülach. OSM-Kompilation nach Daten von <sup>1</sup>GUBLER et al. (1992) und <sup>2</sup>NAGRA (2008a).

### **m<sub>2-3</sub> Obere Meeresmolasse, undifferenziert**

#### *Sandsteinabfolge unterhalb der Muschelsandsteineinschaltungen*

Diese Abfolge ist im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Bülach praktisch nicht aufgeschlossen. Im Raum Rorbas – Embrach ist sie hingegen im unteren Teil der Steilwände entlang der Töss sowie am Unterlauf des Wildbaches hervorragend einsehbar. Die senkrechten Wände sind aber oft ohne Uferbereich, direkt in den Fluss abfallend, und können deshalb nicht aus der Nähe untersucht werden. Diese Sandsteinabfolge wurde zudem auch mehrfach mit Tiefbohrungen durchfahren. Die Grenze zwischen USM und OMM ist im östlichen Gebiet von Blatt Bülach wie auf dem nördlich angrenzenden Blatt Eglisau scharf und wird durch das Auftreten von Sandstein, der an der Basis meist Konglomeratlagen mit alpinen und Schlammsteingeröllen sowie vereinzelt Caliche führt, markiert. Das Basiskonglomerat ist den Aufarbeitungslagen im zentralen Mittelland ähnlich, unterscheidet sich aber deutlich in der Faunenzusammensetzung, denn diese Ablagerungen sind nicht wie dort durch Gezeitenrinnen und wechselnde Salinität des Meeres geprägt. Die Fossilfunde belegen vielmehr, dass im Raum Bülach – Eglisau mit einer markanten Meerestransgression rasch vollmarine Verhältnisse einsetzten. Möglich ist auch, dass durch diese Transgression allfällig vorhandene ältere OMM-Sedimente umgelagert wurden und somit eine Schichtlücke zwischen USM und OMM besteht. Ob die jüngsten Anteile der anstehenden Mergel altersmässig der «Burdigalen Basiszone» des zentralen Mittellandes entsprechen oder noch aquitanen Alters sind, kann derzeit in Ermangelung von biostratigraphisch aussagekräftigen Fossilfunden wie Kleinsäugerzähnen nicht entschieden werden. Über dem Basiskonglomerat folgt rasch monotoner glaukonithaltiger Sandstein von meist grünlichgrauer Farbe mit gelegentlichen Schlammsteinlagen. Wahrscheinlich ist, dass dieser Sandstein den von BÜCHI (1958) im zentralen Mittelland als «Untere Sandsteinzone» bezeichneten Sedimenten der Luzern-Formation entspricht. Wichtige meist zugängliche Aufschlüsse bzw. Fossilfundstellen dieser Abfolge finden sich bei:

- Rorbas-Tädlisau (Koord. 2686.770/1264.910/365),
- Rorbas-Breiti, knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Bülach, auf Blatt Eglisau, (Koord. ca. 2684.740/1266.075/380),
- Rorbas-Chrondel (Koord. 2685.145/1265.750/380).
- Zahlreiche weitere Aufschlüsse existieren bei Rorbas entlang des Unterlaufes des Wildbaches und entlang der Töss, diese können aber nur bei ausgeprägtem Niedrigwasser aufgesucht werden.

*Fossilien und Paläoökologie:* In den basalen Schichten der OMM sind kleine Stacheln regulärer Seeigel auffällig häufig. Mollusken sind mit Fragmenten von Austern (Ostreidae), Kammuscheln (Pectinidae) sowie Steinkernen von Herzmuscheln (Cardiidae), Brachiopoden gelegentlich mit Schalenhälften (ver-

mutlich *Pliothyrina* sp.) vertreten. Weiter sind an der Kontaktzone zur USM regelmäßig Löcher von Bohrmuscheln (*Adesmoidea*) zu beobachten. Von Krebstieren sind Kalkplättchen von Seepocken (*Balanidae*) und gelegentliche Panzer- und Scherenzürmerchen höherer Krebse (*Malacostraca*) zu finden, von Moostieren (*Bryozoa*) Kalkskelette. Bei der Knorpelfischfauna fällt auf, dass bereits in dieser basalen Zone der OMM Zigarrenhaie (*Isistius*) und Riesenhaie (*Cetorhinus*) neben den zu erwartenden Katzenhaien (*Premontreia* bzw. *Pachyscyllium*), Sandtigerhaien (*Carcharias* und *Araloselachus*), Stechrochen (*Dasyatis*) sowie Kuhnasenrochen (*Rhinoptera*) vorkommen. Knochenfischfunde sind am häufigsten mit Meerbrassenzähnen (*Sparidae*) sowie weiteren, nicht näher bestimmbareren Zähnen belegt. Die Selachierfauna weist zusammen mit den Funden von Invertebraten auf ein Meer mit stabilem Salzgehalt hin, z.B. ertragen die meisten Seeigelarten gar keine, wenige höchstens kurzzeitig euryhaline Verhältnisse. Es muss bereits ein reichhaltiges Angebot an tierischem Plankton vorhanden gewesen sein, da Riesenhaie dieses in grossen Mengen mit ihren Kiemenbögen (von denen fossil oft kleine Bruchstücke erhalten sind) aus dem Wasser filtern. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass gelegentlich eingeschwemmte oder aufgearbeitete Kleinsäugerzähne meist nur als Fragmente vorkommen, die bisher keine Alterseinstufung dieser Ablagerungssequenz erlauben.

### *Muschelsandsteineinschaltungen*

Im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Bülach wurde früher in zahlreichen Steinbrüchen Muschelsandstein abgebaut, den BÜCHI (1958) als Fortsetzung des Muschelsandsteins von Würenlos betrachtete. Er erachtete eine weitere Korrelation dieses Muschelsandsteins ins zentrale Mittelland als möglich, was auch aus heutiger Sicht durchaus plausibel erscheint, obwohl die sonst typischen Scutellentrümmer bei heute verfügbaren Handstücken des Kartengebiets Bülach selten sind. Es muss aber bedacht werden, dass es sich um eine rein fazielle Ausbildung handelt, die dort nicht zwingend gleichaltrig ist. Diese Steinbrüche sind heute völlig verfüllt oder überwachsen, und es sind keine biostratigraphischen Studien mehr möglich. Einzig bei Hinderloh (Niederhasli, Koord. 2677.620/1258.660, 440 m ü.M.) sind aktuell noch wenige Meter des Muschelsandsteins aufgeschlossen, wie er früher in den benachbarten Steinbrüchen von Niederhasli-Kastelhof und weiter östlich bei Bachenbülach beim römischen Gutshof abgebaut wurde. Wie im zentralen Mittelland werden für diesen Muschelsandstein zahlreiche Trümmer irregulärer Seeigel (*Scutella* sp.) erwähnt, diese wurden auch in der Tiefbohrung Kloten-1 nachgewiesen. Die Mächtigkeit des Muschelsandsteins im westlichen Teil von Blatt Bülach ist sehr variabel, BÜCHI (1958) gibt 1–10 m an, aus der Bohrung Kloten-1 werden 24 m beschrieben. Es ist anzunehmen, dass in diesem küstennahen Ablagerungsraum des Molassebeckens selbst kleinräumig unterschiedliche Lebensbedingungen sowohl für die Mollusken- als auch die Echinodermenfauna



Fig. 5: Muschelsandstein-Handstück von Niederhasli mit zahlreichen Herzmuscheln (Cardiidae). Länge des Handstücks ca. 17,5 cm. Original im Paläontologischen Institut und Museum, Universität Zürich. Foto C. Klug 2016.

geherrscht haben. Dies führt einerseits zu Unterschieden der Häufigkeit der verschiedenen Fossilgruppen, und andererseits spielt die Verfrachtung der Fossilreste durch Strömungen und Wellen eine wichtige Rolle.

Eine Korrelation zu den «muschelsandsteinartigen» Horizonten im östlichen Teil des Gebiets von Blatt Bülach bei Freienstein und Rorbas-Embrach ist schwierig, und es ist unwahrscheinlich, dass es sich analog um die westliche Muschelsandstein-Schichtabfolge handelt. Aus bisherigen Schlammungen dieser Sedimente in der Region Freienstein, Rorbas-Embrach sowie Dättlikon fehlen einerseits Scutellentrümmer, und andererseits ist die Selachierfauna sehr untypisch für Muschelsandsteinablagerungen des Molassebeckens. Diese «muschelsandsteinartigen» Schichten sind in horizontal laminierten siltigen Feinsandstein eingebettet, welcher sich mit blaugrauem Schlammstein abwechselt. Die Mächtigkeit ist in sich sehr variabel und beträgt entlang der Töss und ihrer Zuflüsse maximal 1 m, nimmt aber oft ab und keilt manchmal sogar ganz aus. Gute Aufschlüsse solcher Sedimente sind entlang des Wildbachs bei Embrach-Haumühle sowie an der Töss bei Dättlikon-Blindensteg zu finden. Das 20–30 m mächtige Gesteinspaket erinnert stark an die hochmarinen Bildungen der St.-Gallen-Formation im zentralen Mittelland. Die «muschelsandsteinartigen» Schichten sind innerhalb der besprochenen Schichtabfolge zweifellos in ähnlicher, aber kaum exakt gleicher str-

tigraphischer Position zueinander. An der Basis dieser ausserordentlich glaukonitreichen «muschelsandsteinartigen» Schichten der Tössregion sind grössere alpine sowie Schlammsteingerölle verbreitet, im hangenden Sandstein nur noch kleinere. Ob sämtliche dieser Gerölle ausschliesslich aus dem Napf-Schutfächer stammen, ist zu bezweifeln. Schwermineralanalysen, z.B. aus der Bohrung Bassersdorf (BLASER et al. 1994), zeigen Einfluss des Hörnli- und Bodensee-Schutfächers. ALLEN et al. (1985) wiederum postulieren für die Muschelsandsteine der «östlichen Strömungszelle» aufgrund von Mineralanalysen auch ein Liefergebiet aus dem Hörnli delta sowie der Böhmisches Masse.

*Fossilien und Paläoökologie:* Bereits STUDER (1853) zitiert Molluskenfunde aus den Steinbrüchen von Niederhasli, LERICHE (1927) beschrieb Haifischzähne aus dem Muschelsandstein von Niederhasli, Höri, Bachenbülach, Bülach sowie Freienstein. Von Höri ist in LERICHE (1927) ein in der Molasse extrem seltener Zahn von *Carcharodon rondeleti* MÜLLER & HENLE, 1838, vermutlich ein ausgestorbener Vorfahre des heutigen Weissen Haies *Carcharodon carcharias*, abgebildet. Ansonsten sind in LERICHE (1927) grössere, aus den ehemaligen Steinbrüchen stammende und für die Muschelsandsteinablagerungen des schweizerischen Molassebeckens typische Haizähne beschrieben.

Für die vorliegenden Erläuterungen wurde erstmals auch Sediment aus den «muschelsandsteinartigen» Schichten entlang der Töss sowie der umliegenden Zuflüsse geschlämmt, um das ganze Spektrum der Selachierfauna zu erfassen. Diese erweist sich im Untersuchungsgebiet von Blatt Bülach mit bisher über 40 Hai- und Rochenarten als divers, was paläoökologische und teilweise stratigraphische Rückschlüsse erlaubt. Die zahlreich vertretenen Arten und Gattungen der Requiemhaie (Carcharhinidae) leben meist in küstennahem, flacherem Wasser. Dies, wie die weitere Faunenzusammensetzung, z.B. die häufig vertretenen Stechrochen (*Dasyatis*), Sandtigerhaie (*Carcharias* und *Araloselachus*), der Hakenzahnhai *Chaenogaleus affinis* PROBST, 1878 sowie andere, seltenere Arten und Gattungen, weist tendenziell auf einen Ablagerungsraum mit eher geringer Wassertiefe hin (kaum über 50 m). Eine Besonderheit mehrerer Fundstellen ist das auffällig häufige Vorkommen des Riesenhaies (*Cetorhinus* sp.) zusammen mit dem Zigarrenhai *Isistius triangulus* PROBST, 1879. Das Meer musste demnach auch zu dieser Zeit reich an Zooplankton gewesen sein, denn Riesenhaie benötigen davon grosse Mengen, um überleben zu können. Der offenbar hohe Planktonanteil könnte durch Nährstoffeintrag vom nahen Festland begünstigt worden sein. Die nur 50 cm langen Zigarrenhaie wiederum fressen zwar auch wirbellose Tiere, haben sich aber darauf spezialisiert, mit ihrem scharfen Gebiss Fleisch aus grossen Fischen, u.a. Riesenhaien, sowie Meeressäugern herauszubeissen; bei diesen Tieren sind danach zahlreiche charakteristische, kegelförmige Narben vorhanden. Es ist möglich, dass die unübliche Häufigkeit von Zigarrenhaien in flacherem Wasser (die rezenten Vertreter leben in 80–3500 m Wassertiefe) durch die Häufigkeit der Riesenhaie begünstigt wurde.



Fig. 6: Zahn von *Megaelachus (Otodus) megalodon*, einer ausgestorbenen Haiart aus der Familie der Makrelenhaie. Höhe 6,5 cm. Fundort Niederhasli, Original im Paläontologischen Institut und Museum, Universität Zürich. Foto C. Klug 2016.

Fig. 7: Unterkieferzahn von *Isistius triangulus* (Zigarrenhai), von Dättlikon-Blindensteg (Länge 4,3 mm). Original in Sammlung J. Jost, Zofingen. Foto B. Lüdi 2016.

Stratigraphisch interessant ist der hohe Anteil von Dornhaiartigen (Squaliformes), die mit mehreren Gattungen und Arten vorkommen, sowie der Echten Rochen (*Raja* sp.), verbunden mit regelmässigem Auftreten des Katzenhaies *Scyliorhinus fossilis* LERICHE, 1927. Diese Kombination ist in der Paratethys sehr typisch für die St.-Gallen-Formation. Im Gegensatz zum zentralen Mittelland sind aber Arten wie der Koboldhai *Mitsukurina lineata* PROBST, 1879 und weitere dort häufige Tiefwasserformen hier selten, mit Ausnahme der erwähnten Dornhaiartigen (Squaliformes). Die Fauna ist trotzdem charakteristisch für die St.-Gallen-Formation der Schweiz bzw. auch das Ottnangium des süddeutschen und bayrischen Raumes. Da es sich um randliche, ufernahe Bereiche des Molassebeckens handelt, war zu erwarten, dass sich die Zusammensetzung der Selachierfauna aus paläoökologischen Gründen von den tieferen Beckenbereichen des zentralen Mittellandes unterscheidet. Viele Hai- und Rochenarten sind spezialisierte Lebewesen und stellen somit hohe Ansprüche an Umweltbedingungen wie Wassertiefe und -temperatur sowie Nahrungsangebot. Die Knochenfischfauna ist ebenfalls deutlich diverser als in den liegenden Sandsteinabfolgen. Von Mollusken sind weiterhin meist Schalen von Austern, Kammmuscheln sowie Steinkerne von

Herzmuscheln, von Balaniden Kalkplättchen, gelegentlich Panzer- und Scherentrümmerchen von Krebsen sowie von Moostieren Kalkskelette zu finden, Seeigelstacheln sind jetzt selten. Die wenigen Kleinsäugerzähne erlauben keine Altersbestimmung, es wurden nur solche von Bilchen (Gliridae), Hasenartigen (Lagomorpha) sowie Insektenfressern (Insectivora) gefunden. Wichtige Aufschlüsse bzw. Fossilfundstellen dieser Abfolge sind:

- Embrach-Haumüli (Koord. 2686.150/1263.800/400), nur zugänglich bei Niedrigwasser,
- Freienstein-Teufen-Untergrüt (ca. Koord. 2687.035/1264.895/425),
- Dättlikon-Blindensteg (ca. Koord. 2688.380/1264.300/375), meist überflutet, nur bei ausgeprägtem Niedrigwasser zugänglich,
- Freienstein-Teufen-Tüfenbach, knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Bülach, auf Blatt Eglisau (ca. Koord. 2685.120/1266.600/390).

### *Sandsteinabfolge oberhalb der Muschelsandsteineinschaltungen*

Über den Muschelsandsteineinschaltungen folgt im Gebiet von Blatt Bülach weicher gelblich-bräunlicher glimmerreicher Sandstein, der im unteren Teil teilweise Caliche sowie alpine Gerölle führt. Alpine Gerölle werden danach zu der hangenden Nagelfluh hin tendenziell häufiger und grösser.

*Fossilien und Paläoökologie:* In den tieferen, Kalkkonkretionen führenden Schichten dieser Sandsteinabfolge sind wie erwähnt bei Freienstein-Teufen-Untergrüt neben isoliert vorkommenden Caliche auch Grabgänge, vermutlich von Krebsen, verkalkt, was auf eine Regression des Meeres hindeutet; im selben Sediment ist aber weiterhin eine mit über 20 Arten vielfältige Selachierfauna zu finden. Die Zähne der Haie und Rochen sind meist gut erhalten und selten wenig gerollt, was ausschliesst, dass sie aufgearbeitet sind. Die Knorpelfischfauna weist zwar Unterschiede zu den liegenden Sedimenten in Verteilung von Familien und Gattungen auf, was für eine Verflachung des Meeres, jedoch weiterhin für stabile Salinität spricht. Nach wie vor häufig sind zahlreiche Arten und Gattungen der Requiemhaie (Carcharhinidae) neben Sandtigerhaien (*Carcharias* und *Araloselachus*) sowie Stechrochen (*Dasyatis*); Dornhaiartige (Squaliformes) sind hier deutlich seltener. Ausserdem sind mehrere Arten von Knochenfischen, Austernschalenfragmente, Bryozoen und wenige Seeigelstachel zu finden. Landsäugetierfossilien sind rar, so wurde nur ein Zahn eines Bilches (Gliridae) sowie ein Fragment eines Grosssäugerzahnes (vermutl. Ruminantia indet.) gefunden. Im glimmerreichen, alpine Gerölle führenden Sandstein, unterhalb der Nagelfluhzone, sind Selachierzähne selten, nur kleinere bis mittelgrosse Austern, Balanidentrümmer, wenige Seeigelstacheln sowie regelmässig Bryozoenkalkskelette sind typische Fossilien. Zunehmend sind fluviatile und terrestrische Einflüsse spürbar, so sind jetzt regelmässig Schnauzenschnecken-Deckel (Bithy-

niidae) sowie Schalen weiterer, nichtmarin lebender Gastropoden belegt. Aufschlüsse dieser Schichtabfolge sind zugänglich bei:

- Caliche führend: Freienstein-Teufen-Untergrüt (Koord. 2687.085/1264.840/430),
- Rorbas-Au (ca. Koord. 2685.660/1264.550/435),
- Sandstein unterhalb der Nagelfluh: Rorbas-Wiler (Koord. ca. 2685.530/1264.415/435).

### *Nagelfluh*

Die Nagelfluh wird in der Nordostschweiz meist in zwei Sedimentationszyklen unterteilt: ein erster («Austernnagelfluh» bzw. «Quarzitnagelfluh»), der mehrere Meter mächtig ist und früher als Basis des «Helvétians» (St.-Gallen-Formation) galt, ein zweiter, weniger mächtig, ca. 15–30 m darüber. Während die untere Nagelfluh überregional verfolgt werden kann, ist dies für den «zweiten Zyklus» im Feld nicht möglich. Zudem variiert selbst die untere, prägnantere Nagelfluh stark in ihrer Mächtigkeit, so wie im zentralen Mittelland, dort kann sie stellenweise sogar fehlen. Beim «zweiten Sedimentationszyklus» könnte es sich zumindest im Gebiet von Blatt Bülach auch bloss um lokale Nagelfluhlagen innerhalb des Geröll führenden Sandsteins handeln. Herkunft und Entstehung dieser Nagelfluhlagen werden kontrovers diskutiert; die Zusammensetzung des Konglomerates, insbesondere der hohe Anteil von Quarziten (s. a. Tab. 1), weist nach BÜCHI (1958), BÜCHI et al. (1965a, b) und HOFMANN (1967) auf den Napf-Schuttfächer als Liefergebiet hin. Wahrscheinlich sind aber auch Anteile des Hörnli- und Bodensee-Schuttfächers sowie teilweise der mesozoischen Bedeckung des Schwarzwaldes enthalten. Wie die Gerölle, die bis 20 cm Durchmesser erreichen, aus dem Napfgebiet bis hierhin verfrachtet wurden, ist nicht abschliessend geklärt (GRAF 1991). Im Hangenden der Nagelfluh liegt gelblich-bräunlicher Sandstein mit deutlichem Glimmeranteil, ähnlich dem im Liegenden, vor. Es sind jetzt aber mehr Geröllschnüre sowie lokale nagelfluhartige Geröllnester und neu auch Knauer vorhanden, ein unmittelbarer Übergang zur OSM ist nirgends aufgeschlossen.

Tabelle 1: *Geröllanalysen in der Quarzitnagelfluh der OMM im Gebiet von Atlasblatt Bülach. Es wurden 100 Gerölle pro Probe ausgezählt. Bestimmung D. Kälin.*

Lokalität mit Koordinaten	Kalk	Dolomit	Radiolarit/ Hornstein	Sandstein	Granit und restl. Kristallin	Gneis	Grüngestein	Quarzit	unbestimmt
Bachenbülach-Dorfbach 2684.070/1262.170	27	3	6	15	8	0	0	41	0
Embrach-Haumühle 2686.190/1263.720	25	8	3	8	18	1	0	35	2

BLASER et al. (1994) erwähnen von der Bohrung Bassersdorf in der Tiefe zwischen 305 und 307 m (d.h. 41–43 m unterhalb Top OMM) über einer ca. 20 m mächtigen Nagelfluh gelbliche Mergel-Cuttings, deren Entstehung sie als möglicherweise subaerisch, während einer marinen Regression, interpretieren. Gelber Kalkmergel tritt in stratigraphisch vergleichbarer Position auch im Bachtobel westlich Bachenbülach (Profil 3 in Taf. IV, Koord. 2684.070/1262.170) über einer dünnen Konglomeratlage auf. Der Kalkmergel führt Chara-Oogonien und belegt eine marine Regression.

*Fossilien und Paläoökologie:* Im Liegenden der Nagelfluhkonglomerate ist eine zunehmende Tendenz zu flachmarinen brackischen Verhältnissen feststellbar. Das Einsetzen der Nagelfluh ist dann, wie allgemein im Molassebecken, für die marine Fauna eine eigentliche Zäsur. In sandigen Partien der Nagelfluh sowie dem Geröll führenden Sandstein im Hangenden sind noch gelegentlich Selachierzähne, welche auf flachmarine Verhältnisse hinweisen, vorhanden. Wenige Arten von Requiemhaien (*Carcharhinidae*), Sandtigerhaien (*Carcharias*) und Stechrochen (*Dasyatis*) sowie selten Zähne anderer Arten und Gattungen, die oft stark gerollt und möglicherweise aufgearbeitet sind, bleiben präsent. Die restliche Meeresfauna ist ebenfalls verarmt, auffällig sind grosse Austern, welche aber bei weitem nicht so häufig vorkommen, wie der Name «Austernnagelfluh» suggeriert. Nach wie vor sind Seeigelstachel, welche auf vollmarine Verhältnisse hindeuten, sowie Balaniden-Trümmer und Bryozoenreste vorhanden. Wahrscheinlich ist jedoch, dass in dieser Sedimentabfolge lokale Wechsel im verlandenden Meeresbecken zwischen marinen und brackisch geprägten Faunen vorkommen.

Aufschlüsse dieser Schichtabfolge sind zugänglich bei:

Nagelfluh:

- Bachenbülach-Buechenrain (Koord. 2683.630/1261.795/460),
- Bachenbülach-Dorfbach (Koord. 2684.070/1262.170/450),
- Embrach-Haumühle (Koord. 2686.190/1263.720/400),
- Freienstein-Teufen-Tüfenbach, Gebiet von Blatt Eglisau (Koord. ca. 2685.500/1266.685/420).

Sandstein oberhalb der Nagelfluh:

- bei Embrach-Haumühle (Koord. 2686.230/1263.640/420),
- Winkel-Büelbuechen (Koord. ca. 2683.895/1259.915/450),
- Dättlikon-Steindler (Koord. 2688.685/1264.480/410–420),
- Freienstein-Teufen-Tüfenbach, knapp ausserhalb von Blatt Bülach, auf Blatt Eglisau (Koord. ca. 2685.500/1266.685/425).

Die Küstenlinie («Klifflinie», s.a. NAEF et al. 1985) des Meeresarmes der OMM in der Nordschweiz ist heterochron. Sie progradierte im Laufe des Burdigaliens von SE nach NW und verlief, wahrscheinlich abgetrept entlang Störungszonen über dem Nordrand des Nordschweizerischen Permokarbondrogos, durch das Gebiet Endingen – Rekingen – Küssnach (D) – Kleiner Randen (BITTERLI-

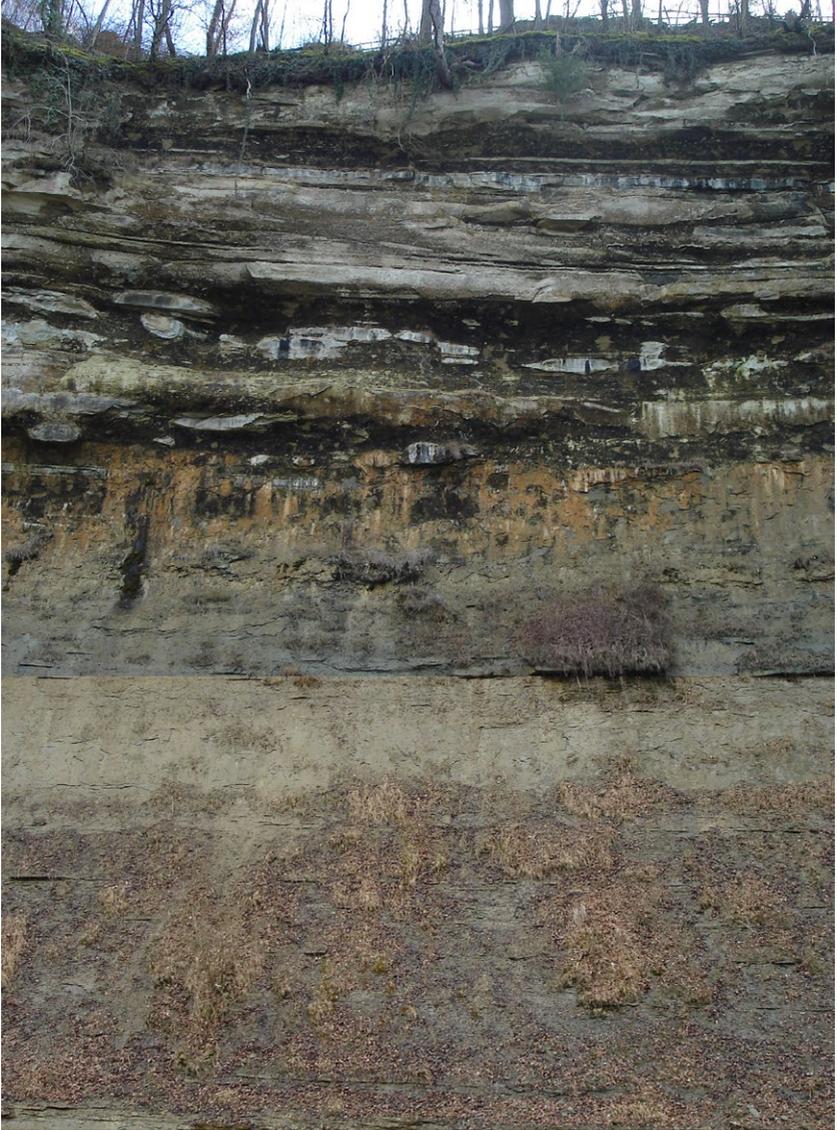


Fig. 8: OMM-Abfolge in der Tösschlucht bei Dättlikon-Blindensteg, Koord. 2688.255/1264.095 (s. Profil 4 in Taf. IV). Foto D. Kälin 2015.

DREHER et al. 2007). Sie lag also stets nordwestlich und nördlich des Kartengebiets.

Die vergleichsweise geringen Mächtigkeiten der OMM im Bereich der Lägern könnten ein Hinweis darauf sein, dass die so genannte Lägern-Albstein-Schwelle (BÜCHI et al. 1965b), welche im späten Burdigalien auf der deutschen Bodenseeseite Emersion bewirkte, im Bereich der Lägern schon früher aktiv war. HOFMANN & GYGI (1961) vermerken am Chestenberg eine Auflagerung von OMM direkt auf Malm.

Tabelle 2: *Mächtigkeitsangaben der OMM im Gebiet von Atlasblatt Bülach*

Gemeinde	Bohrung / Aufschluss	Koordinaten	Mächtigkeit OMM (m)	Verlässlichkeit
Stadel	ES 92-1	2676.965/1264.820	88	gering, versackt
Schöfflisdorf	ES 88-1	2673.685/1261.870	40	gut
Boppelsen	ES m-10565	2673.089/1257.711	88	gut
Niederhasli	ES m-10298	2680.009/1257.555	202	mittel
Rorbas	Profil Südhang Tösstal	~2688.225/1264.095	170	ziemlich gut
Winkel	ES I-10129	2684.350/1260.435	184	gut
Kloten	Geothermiebohrung	2687.220/1256.310	257	gut
Lindau	Explorationsbohrung	2692.815/1255.098	264	gut
Bassersdorf	Geothermiebohrung	2690.280/1255.000	283	gut

### ***Obere Süswwassermolasse (OSM, Burdigalien – Langhien)***

Im Gebiet von Atlasblatt Bülach gehen die Ablagerungen der OSM ohne erkennbare Schichtlücke aus den Ablagerungen der OMM hervor (NAEF et al. 1985). In der Nordschweiz liegt dieser Übergang im späten Burdigalien wenig vor der Grenze zum Langhien vor etwa 17 Ma. Er fällt mit dem Übergang der Säugerstufen MN 4 zu MN 5 zusammen (BERGER 1992, KÄLIN & KEMPF 2009). Schichten, welche den Sedimentationsabschluss der OSM repräsentieren, sind nicht mehr vorhanden; sie wurden durch pliozäne und pleistozäne Erosion abgetragen. Im Gebiet des Kantons Zürich dürften die jüngsten Schichten der OSM auf dem Üetliberg und auf dem Schnebelhorn (Hörnli-Schuttfächer) erhalten sein. Nach KEMPF & MATTER (1999) beträgt ihr magnetostratigraphisch ermitteltes Alter an der Falätsche ca. 13,0 Ma. Im Gebiet von Blatt Winterthur geben WILDBERGER et al. (2011) ca. 12,5 Ma für die jüngsten Schichten der OSM am Schauenberg an. Nach RAHN & SELBEK (2007) hätte aber die Sedimentation der OSM in der Ostschweiz noch bis ins Tortonien, d.h. über 11,5 Ma hinaus andauert. Diese jüngsten Schichten sind somit nachträglich erodiert worden.

Erste Vorschläge zur Gliederung der OSM der Ostschweiz stammen von PAVONI (1956, 1957), der vor allem die Bedeutung von Leithorizonten für die Stratigraphie der OSM hervorgehoben hat, und von BÜCHI (1957, 1958, 1959). Mit zunehmendem Kenntnisstand bezüglich Lithostratigraphie und Biostratigraphie und dank neueren Altersbestimmungen wurde diese Gliederung laufend verbessert (KEMPF & MATTER 1997, KÄLIN & KEMPF 2009). Neueste Kompilationen stammen von WILDBERGER et al. (2011) für das Nachbarblatt Winterthur und von PAVONI et al. (2015) für das Blatt Zürich.

#### **m<sub>4</sub> Obere Süsswassermolasse**

Die OSM im Gebiet von Atlasblatt Bülach wird überwiegend von Mergel (Schlammstein), Sand- und Siltstein sowie untergeordnet Süsswasserkalk aufgebaut. Konglomeratlagen fehlen aufgrund der distalen Lage zum Hörnli-Schuttfächer.

Gute Profile in der OSM finden sich in den Bachtobeln westlich von Embrach (Heidegg, Sternegg) und südlich von Lufingen (Itelbach). Der Übergang OMM/OSM ist derzeit im Gebiet von Atlasblatt Bülach nirgends aufgeschlossen.

#### *Sandstein der Hörnli-Schüttung*

Der Sandstein der Hörnli-Schüttung zeichnet sich durch einen hohen Karbonatgehalt aus (Kalzit, Kalk- und Dolomitkörner). Zweithäufigste Komponente ist Quarz, während Feldspat nur in geringen Mengen vertreten ist. Charakteristisch sind ferner grüne Ophiolith-Gesteinsbruchstücke (GUBLER 1987). Schwermineralogisch ist der Sandstein der Hörnli-Schüttung epidotreich, relativ granatarm sowie sehr zirkon- und rutilarm (HOFMANN 1957, 2003). Sandstein der Hörnli-Schüttung kann im Feld oft an seinem bituminösen Geruch beim Zerreiben erkannt werden.

#### *Glimmersandstein des beckenaxialen E-W-Entwässerungssystems*

Während der gesamten Zeit der Ablagerung der OSM erfolgte die Entwässerung des nordalpinen Molassebeckens durch ein bedeutendes, E-W-gerichtetes beckenaxiales Stromsystem (LEMCKE et al. 1953). Dieses Flusssystem hatte sein Einzugsgebiet in den östlichen Ostalpen; seine Ablagerungen sind durch den auffällig hohen Glimmergehalt charakterisiert («Glimmersande», LEMCKE et al. 1953, HOFMANN 1960).

Es handelt sich um hellgrauen bis leicht grünlichen, gut sortierten karbonatarmen Quarzsandstein mit auffällig hohem Gehalt an Hellglimmer. Er zeigt einen relativ hohen Gehalt an Schwermineralien, wobei der Granat weitaus am häufigsten ist. Der Glimmersandstein tritt zusammen mit Glimmermergel in verschiedenen, weit ausgedehnten Horizonten der OSM auf und ist deshalb z.T. als Leithorizont von Bedeutung. HOFMANN (1960) beschreibt die Glimmersandsedimen-

tation in der Nordschweiz und zeichnet die Hauptachse der Glimmersandschüttung durch das Gebiet von Untersee – Andelfingen – Eglisau – Brugg – Bözberg. Zeitweise uferte die Schüttung gegen Süden aus, und Glimmersand wurde bis in den Raum Zürich – Urdorf verfrachtet. Allgemein kann festgestellt werden, dass südlich der Limmat die Einschaltungen von Glimmersandsteinhorizonten in der OSM seltener werden.

Im Untertagebergwerk Krähstel bei Buchs (Koord. 2676.500/1256.850/500) wurde von 1894 bis 1922 Quarzsand abgebaut (s. Kap. Mineralische Rohstoffe). Der mürbe, ca. 12 m mächtige Sandstein ist von zahlreichen Knauern durchsetzt, welche seinerzeit den Abbau erschwerten. Kohlige Schichten oder Schwarzhorizonte fehlen.

Der Sandstein des Krähstel gehört der so genannten «Basiszone» der OSM unter dem Leithorizont des Meilen-Kalkes an. Es handelt sich um einen Glimmersandstein, der mit schöner Schrägschichtung den typischen Ablagerungsraum von Flussrinnen charakterisiert. Ein derart mächtiges und homogenes Glimmersandvorkommen in der «Basiszone» der OSM wenige Zehnermeter über der Grenze zur OMM und in dieser doch relativ südlichen Position ist bemerkenswert, lag doch die Achse der Materialzufuhr in der Glimmersandrinne vorwiegend nördlich der Lägern (HOFMANN 1960, Fig. 2). Immerhin sind im Höhenrücken zwischen Buchs und Rümliang noch weitere vergleichbare Glimmersandvorkommen bekannt (s. HOFMANN 1960), nämlich die Sandgrube Oberdorf (Koord. 2678.930/1256.080/500) unter dem Meilen-Kalk und die Sandgrube Köschentrüti (Koord. 2683.000/1253.990/470, im Gebiet von Atlasblatt Zürich) direkt im Hangenden des Meilen-Kalkes.

Weitere Glimmersandvorkommen im Gebiet von Blatt Bülach verzeichnet HOFMANN (1960) an folgenden Stellen:

- Stadlerberg (Koord. 2675.850/1265.200/600),
- westlich von Stadel (Koord. 2676.480/ 1264.250/535),
- Ton- und Mergelgrube Lufingen (Koord. 2686.300/1260.560/535),
- Sandgrube Eschenmosen bei Bülach (Koord. 2685.250/1264.050/530).

Die auf dem Irchel durchgeführte, 107 m tiefe Bohrung 13/1966 (Koord. 2689.500/1265.580/630) zeigte, dass vor allem in der unteren Hälfte des erbohrten Abschnitts der OSM zahlreiche Glimmersandsteinabschnitte auftreten.

### *Meilen-Kalk*

Den wichtigsten Leithorizont innerhalb der OSM bildet der Meilen-Kalk, welcher im Einschnitt der Nordumfahrung Zürich bei Chäshalden im Grenzbereich zum Blatt Zürich auf Kote ca. 470 m ü. M. aufgeschlossen ist (s. dazu PAVONI et al. 2015). Der Meilen-Kalk ist eine 2–4 m mächtige, gut gebankte Schicht aus graubeigem siltigem Kalk. Er entstand als Kalkschlammabsatz bei der weiträumigen



Fig. 9: Meilen-Kalk im Einschnitt der Nordumfahrung Zürich, Koord.2683.300/1254.100. Foto P.Haldimann 2016.

Verschwemmung von Material eines inneralpiner Bergsturzes und besitzt innerhalb des Hörnli-Schuttfächers eine Ausdehnung von mindestens 1500 km<sup>2</sup>. Er taucht mit dem allgemeinen Schichtfallen flach in SE-Richtung ab und streicht bei Chäshalden nach Westen in die Luft aus. In dessen unmittelbarem Hangenden ist in der Sandgrube Köschenrüti (Koord.2683.000/1253.990, im Gebiet von Blatt Zürich) Glimmersandstein mit schönen Knauern aufgeschlossen.

In der Bohrung Bassersdorf (BLASER et al. 1994) wurde auf Kote ca. 316 m ü. M. ein Kalkhorizont erbohrt, welcher dem Meilen-Kalk entsprechen könnte. Rund 65 m höher wurde ein Bentonithorizont durchteuft, der im Bohrprofil als «Niveau Urdorf» angesprochen wird. Die Sedimentmächtigkeit zwischen diesen beiden Leithorizonten ist sehr gut vergleichbar mit den von GUBLER (2009) für das Gebiet Zürichsee-Albis angegebenen 65 m, aber deutlich grösser als die in WILDBERGER et al. (2011) für das Gebiet des Blattes Winterthur genannten 30 m, welche wohl eher für den zentralen Teil des Gebiets von Blatt Winterthur gelten.

Folgt man der Isohypsenkarte des Meilen-Kalkes von N. Pavoni (PAVONI et al. 2015, Taf. VI), so müsste am Nord- und am Südhang des Altbergs der Leithorizont des Meilen-Kalkes auftreten. Dies konnte jedoch nicht festgestellt werden; wahrscheinlich ist der Meilen-Kalk in dieser nordwestlichen Position bereits nicht mehr ausgebildet. Eine stratigraphische Feingliederung der OSM am Altberg ist somit aktuell nicht möglich.

### *Süsswasserkalk*

Süsswasserkalklagen sind im Gebiet von Atlasblatt Bülach nur untergeordnet vorhanden und kommen vor

- bei Koord. 2686.525/1260.175,
- bei Koord. 2686.550/1260.150 (BÜCHI 1958, BAUMANN 1987),
- sowie im Gebiet von Edlibruck (JÄCKLI 1964, Koord. ca. 2689.150/1259.465).

### *Bentonit*

Bentonit ist ein fossiles Verwitterungsprodukt vulkanischer Aschelagen. Es handelt sich um grauen, schmierig-seifigen Ton, der oft zu über 90% aus dem Tonmineral Montmorillonit besteht. Charakteristisch ist seine Eigenschaft, bei Kontakt mit Wasser rasch aufzuquellen. Bautechnisch sehr heikel ist die geringe Scherfestigkeit, die schon bei kleinsten Schichtneigungen zu Sackungen und Rutschungen führt (s. SCHINDLER & KELLER 1970). Die Mächtigkeit der Bentonitlagen liegt meist bei wenigen Zentimetern. Aus der Zürcher Molasse sind bisher vier Bentonitlagen in unterschiedlicher stratigraphischer Position bekannt geworden: Urdorfer, Künsbacher, Aeggstertaler und Leimbacher Bentonit (Tab.3, PAVONI & SCHINDLER 1981, GUBLER 1987, 2009).

Tabelle 3: *Vorkommen und radiometrische Alter von Bentonithorizonten in der OSM der Ostschweiz (MK = Meilen-Kalk)*

Bentonitniveau	Typlokalität	Koordinaten, m. ü.M.	m über MK	Alter (Ma)	Literatur
Leimbacher Bentonit	Rütschlibachtobel	2680.880/1243.100 537 m ü.M.	300	14,20 ± 0,08	Gubler et al. (1992)
Aeggstertaler Bentonit	Aeggstertal	2678.800/1237.840 625 m ü.M.	280	14,29 ± 0,10	Nagra (2008a)
Künsbacher Bentonit	Künsbacher Tobel	2688.100/1241.770 510 m ü.M.	175	14,91 ± 0,09	Gubler et al. (1992)
Urdorfer Bentonit	Unteres Reppischtal	2673.850/1247.200 475 m ü.M.	60	15,27 ± 0,12	Gubler et al. (1992)

Im Gebiet des Atlasblattes Bülach ist bisher erst das Urdorfer Bentonitniveau aufgefunden worden. Es wurde in zwei Sondierbohrungen für den Brüttner Tunnel erkannt. Eine der beiden Bohrungen (SK 1, Koord. 2689.975/1256.295) ist auf dem Atlasblatt dargestellt.

Aufgrund ihrer charakteristischen Lithologie und Datierbarkeit handelt es sich bei den Bentonitlagen um ausgezeichnete Leithorizonte innerhalb der OSM.

### *Fossilien und Paläoökologie*

Innerhalb der OSM-Abfolge von Atlasblatt Bülach sind immer wieder Lagen von dunklem bituminösem Schlammstein vorhanden, die ihren Ursprung in Sedimenten von Seen, Tümpeln, Sümpfen, Bodenbildungen und pedogen überprägten Überschwemmungsebenen haben. Zahlreiche, gut erhaltene Gastropodenschalen und Chara-Oogonien (Überdauerungsorgane von Armleuchteralgen), aber auch Knochenfischzähne wie Schlundzähne von Karpfenfischen (Cyprinidae), Zähne von Schlangenkopffischen (Channidae) und weiterer Arten sind die häufigsten Fossilien. In den Ablagerungen sind zudem regelmässig Otolithen (Gehörsteine von Knochenfischen) zu finden. Neben Grundeln (Gobioidei) sind Zahnkärpflinge (*Aphanolebias*), Ährenfische (*Hemitrichas*) sowie Lapilli von Karpfenfischen (Cyprinidae) am zahlreichsten. Gelegentlich zu finden sind auch Reptilienreste wie Kieferfragmente von kleinen Echsen, Krokodilzähne, Knochenschilder der Glashschleiche *Ophisaurus* sp. sowie Reste von Schildkröteneiern.

Säugetierfunde waren bisher nur durch die von Dr. H. Bräm aus der Region Irchel gesammelten Fossilien bekannt, welche HÜNERMANN (1978a) beschrieb und die mehrheitlich aus Grosssäugetierresten bestehen. Eine biostratigraphische Einstufung mittels Kleinsäugerzähnen ist für die Fundstelle Heidegg 1 möglich (tiefes MN 5), die westlich von Embrach beim Stampfenbach nahe der Basis der OSM (Koord. 2686.245/1263.025, Basis Heidegg-Profil in Taf. IV) liegt. Eine weitere, wenige Fossilfunde aufweisende Stelle liegt bei Dättlikon-Berghof (Koord. 2689.025/1265.100), sie dürfte einem höheren MN 5 zuzuordnen sein. Von Bedeutung ist die wenig nördlich von Atlasblatt Bülach gelegene, fossilreiche Fundstelle Rhinsberg 2 (Koord. 2683.215/1267.955). Sie befindet sich in vergleichbarer lithostratigraphischer Position wie Heidegg 1 und belegt klar tiefes MN 5. Die wenig westlich des Gebiets von Blatt Bülach gelegene Fundstelle Untere Wagenburg (KÄLIN & KEMPF 2009, S. 234, derzeit verschüttet) lässt sich hingegen bereits einem tiefen MN 6 zuordnen.



Fig. 10: Gastropodenschalen führende Mergel aus der OSM des Stampfenbachs westlich von Embrach (Heidegg-Profil in Taf. IV). Fotos D. Kälin 2016.

### Spätes Miozän – Pliozän

Seit dem Beginn der Juraufaltung vor rund 11 Ma (LAUBSCHER 1992) und dem Ende der Molassesedimentation bis zu den ältesten frühpleistozänen Gletschervorstössen vor 2,6 Ma und bis zur Ablagerung der höheren Deckenschotter hob sich das schweizerische Mittelland. Das Relief war vorwiegend durch fluviatile Erosion geprägt und wohl noch wenig akzentuiert. Bereits existiert haben dürfte das Flusssystem der Ur-Linth und -Limmat, welches den Raum Walensee, Glarnerland und Schwyz durch das Ur-Zürichseetal entwässerte. Die Ur-Limmat floss Richtung Baden, wo sie synchron mit der Jurahebung die Badener Klus schuf. In Turgi vereinte sie sich mit der Ur-Aare und Ur-Reuss, durchbrach die in Hebung begriffene Siggenthal-Antiklinale und floss über das Untere Aaretal nach Norden ab. Bis im frühen Pliozän erfolgte die Entwässerung ab Koblenz über das Wutachtal Richtung Donau, ab dem Mittleren Pliozän (4,2 Ma) wurde sie bei Klingnau/Koblenz ins Hochrheintal gegen Westen abgelenkt (VILLINGER 1998, FRAEFEL 2008).

Ein eigentliches Ur-Hochrheintal existierte im Pliozän noch nicht, denn das Rheinsystem wurde via Ur-Bodensee nach Norden Richtung Donau entwässert, und im Gebiet Hörnli-Schuttfächer – Irchel – Randen bestand eine Wasserscheide zwischen Rhein- und Linthsystem (KRAYSS 1988, HOFMANN 1996, KELLER & KRAYSS 1999). Im Hochrheintal von Eglisau bis Koblenz existierte wohl erst eine lokale Entwässerungsrinne, welche alles aus dem Gebiet des heutigen Glatttals (und Tösstals) zuströmende Wasser nach Westen zur Ur-Aare abführte (s. KELLER & KRAYSS 1999). Angesichts der sehr akzentuierten Felsschwelle von Hombrechtikon liegen keine Argumente vor, dass im Glatttal einst ein alpenbürtiger Strom geflossen wäre, denn hätte ein solcher im Pliozän existiert, wären die frühpleistozänen Gletscher seinem Lauf gefolgt und hätten die Hombrechtiker Schwelle durchschnitten. Zu entwässern war, ähnlich wie heute, nur das im Einzugsgebiet des Ur-Glatttales fallende Niederschlagswasser. Betrachtet man die Erosionskraft der heutigen Glatt, kann die fluviatile Erosion im Pliozän kein besonders akzentuiertes Relief geschaffen haben.

## QUARTÄR

Die Quartärstratigraphie hat sich bezüglich Anzahl, Nomenklatur und Alterszuweisung von Kalt- und Warmzeiten in den letzten 20 Jahren dank aktueller Forschungsergebnisse und Datierungen stark gewandelt und ist auch heute noch in raschem Wandel begriffen.

Als aktuelle Grundlage für die Gliederung des Quartärs und die Quartärnomenklatur in der Schweiz gilt heute das Eiszeitem Schema von PREUSSER et al. 2011 (Fig. 11), welches auf früheren Schemata (z.B. GRAF 2009a, SCHLÜCHTER 2010) aufbaut.

Der Beginn des Pleistozäns liegt bei 2,6 Ma (Fig. 11), die Grenze Frühes / Mittleres Pleistozän bei 781 ka, die Grenze Mittleres / Spätes Pleistozän bei 126 ka und die Grenze Pleistozän / Holozän bei 11,7 ka (ICS 2012).

Dank neueren Isotopenuntersuchungen (Bestimmungen des  $\delta^{18}\text{O}$ ) an benthischen Foraminiferen aus Tiefseekernen (z.B. LISIECKI & RAYMO 2005) sind heute die Klimaschwankungen des Pleistozäns recht detailliert bekannt. Deren Klimakurve (s. Fig. 12) wird bestätigt durch  $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen (z.B. JOUZEL et al. 2007) bzw. Methanmessungen (LOULERGUE et al. 2008) am Eis aus Bohrkernen der Antarktis.

Die Kalt- und Warmzeiten werden heute nummeriert und mit MIS (Marine Isotope Stage) benannt, Warmzeiten mit ungeraden, Kaltzeiten mit geraden Zahlen. Beginnend mit der heutigen Warmzeit (MIS 1) wird zurückgezählt.

Das Maximum der letzteiszeitlichen Vergletscherung ist demnach MIS 2, eine wärmere Periode innerhalb der letzteiszeitlichen Vergletscherung ist MIS 3, eine frühletzteiszeitliche Kaltzeit MIS 4. Das letzte Interglazial (Eem) ist MIS 5.

Diese aktuelle Nomenklatur wird dort angewendet, wo es zweckmässig erscheint, namentlich für die älteren Eiszeiten als die Letzte und immer dann, wenn Datierungen vorliegen.

### Pleistozän

#### *Frühes Pleistozän*

#### HÖHERE DECKENSCHOTTER

##### **q<sub>HD</sub> Höhere Deckenschotter**

Im Gebiet von Blatt Bülach existieren mehrere Relikte von Höheren Deckenschottern. Sie befinden sich auf dem Irchel, dem Stadlerberg-Haggenberg, der Schöfflisdorfer Egg, dem Bildstock und dem Altberg. Überall lagern sie den Schichten der OSM auf. Sie stellen die ältesten Ablagerungen des Quartärs im Gebiet des Atlasblattes dar. Sie wurden von verschiedenen früheren Autoren ent-

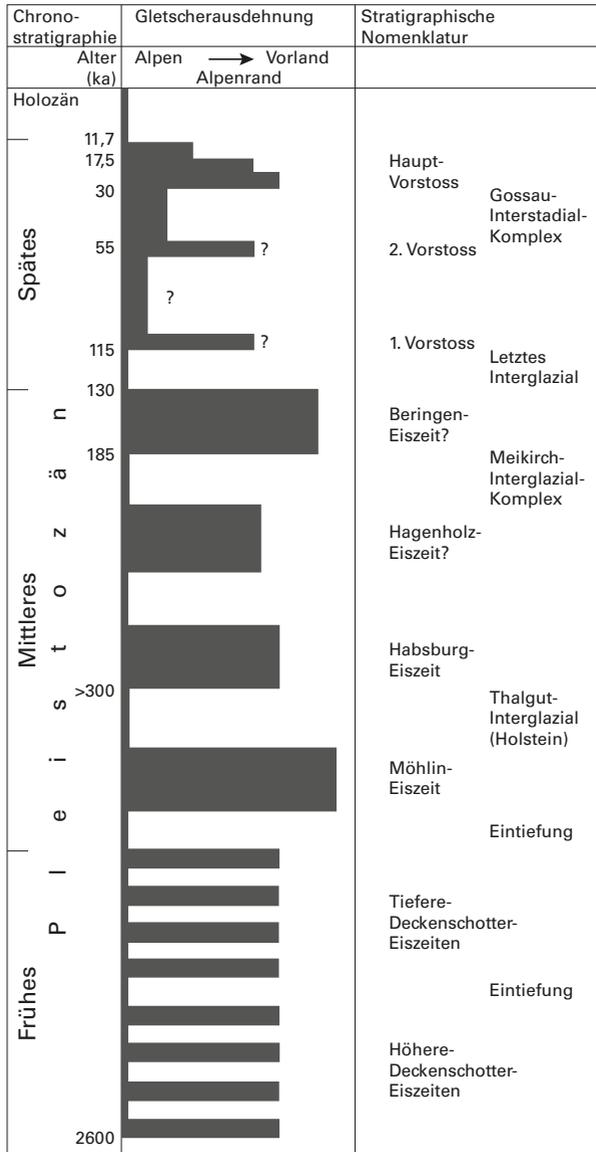


Fig. 11: Eiszeitenschema nach PREUSSER et al. (2011).

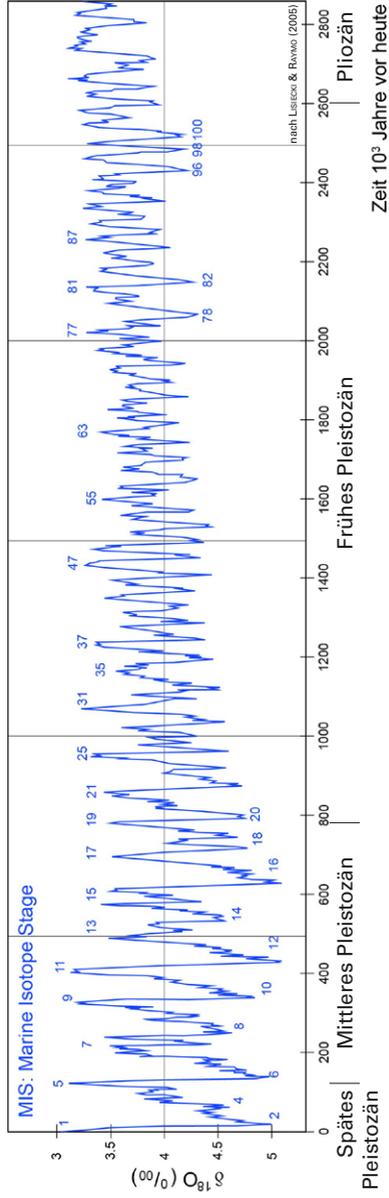


Fig. 12: Klimaschwankungen seit 2,8 Ma (vereinfacht nach LISIECKI & RAYMO 2005). Dargestellt ist der Klimaverlauf aufgrund des  $\delta^{18}\text{O}$  an benthischen Foraminiferen und die heute aktuelle Bezeichnung der Kalt- und Warmzeiten als MIS (Marine Isotope Stages).

weder monographisch (FREI 1912, GRAF 1993) oder im Zusammenhang mit regionalen Untersuchungen beschrieben (z.B. HUG 1907, HEIM 1922, BENDEL 1923). Die nachfolgende Beschreibung basiert im Wesentlichen auf den Untersuchungen von GRAF (1993) sowie ergänzenden jüngeren Veröffentlichungen.

### *Irchel*

Der Irchel liegt östlich des Rheinknies von Rüdlingen – Tössegg und nördlich der Töss, im Grenzgebiet der Kartenblätter Bülach und Eglisau. Es handelt sich um einen länglich geformten Hügel, der sich in SE-NW-Richtung erstreckt und vor allem aus Sandstein und Mergel der OSM besteht. Seine höchsten Partien werden durch Höhere Deckenschotter gebildet. Ihre maximale Mächtigkeit liegt im NW bei 40 m, im SE erreichen sie nur 25 m. Ihre Basis senkt sich von 660 m im SE gegen 625 m im NW. Häufig sind sie stark verkittet und bilden steile, versinterte Felswände. Die Auflagerung der Deckenschotter auf die Molasse ist erosiv und kann immer wieder in kleinen Aufschlüssen beobachtet werden. Die Untergrenze der Schotter ist meistens glatt und sanft gewellt, hin und wieder ragen Sandsteinknauer nach oben in die Schotter hinein.

Seit den Untersuchungen von GRAF (1993) gilt der Irchel als eine Art Typuslokalität für die Höheren Deckenschotter der Nordschweiz. Die entsprechenden Ablagerungen können in vier Schotterkörper sowie eine einige Meter mächtige sandig-siltige Zwischenlage gegliedert werden. Im Dach des ältesten Schotters (Langacher-Schotter, s.u.) sowie in der Zwischenschicht (Hasli-Formation) liegen Hinweise auf warmzeitliche Abschnitte vor. Auf der Karte sind die verschiedenen Einheiten nicht separat dargestellt. Das Geröllmaterial geht auf den Walenseearm des Rheingletschers zurück, wobei festgestellt werden kann, dass der in den ältesten Einheiten relativ hohe Gehalt an Kristallingesteinen gegen oben stark abnimmt.

### *Langacher-Schotter*

Beim Langacher-Schotter («Untere Irchelschotter» in GRAF 1993) handelt es sich um die basale Schicht der Deckenschotter vom Irchel. Er weist eine relativ geringe Mächtigkeit auf (max. ca. 10 m) und kann anhand von gewissen Schlüsselstellen klar vom hangenden Irchel-Schotter abgegrenzt werden. SE der Irchel Ebni (Flurname nicht mehr in der neuesten Version der LK enthalten) ist er an der Basis allgemein sehr grobkörnig ausgebildet, wobei Blöcke alpiner Kalke mit Durchmesser von gegen 1 m vorkommen. Darüber folgt feinkörnigerer Schotter, in den sich gegen oben vermehrt Sandlagen einschalten. Das Dach der Abfolge ist in einer Mächtigkeit von 30–40 cm sehr stark verkittet. Früher war der Langacher-Schotter in einer kleinen Grube aufgeschlossen (Koord. 2687.025/1267.575, 640 mü.M.). Dort war in seinem Dach eine Linse mit feinkörnigen Hochflutsedimenten eingeschaltet.



Fig. 13: Aufschluss von typischem Höherem Deckenschotter des Irchels in der Grube Obermeser (ca. Koord. 2688.540/1265.680/ca. 670 m ü. M.). Foto A. Claude, reproduziert aus AKÇAR et al. (2014).

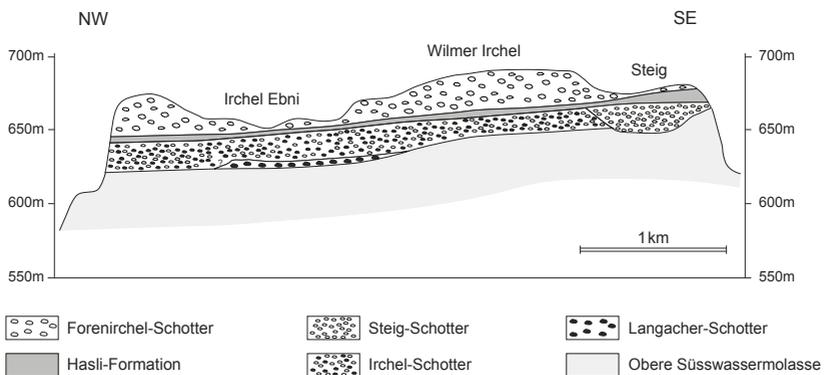


Fig. 14: Profil durch die Höheren Deckenschotter des Irchels. Modifiziert nach GRAF (1993, S. 47).

S

N

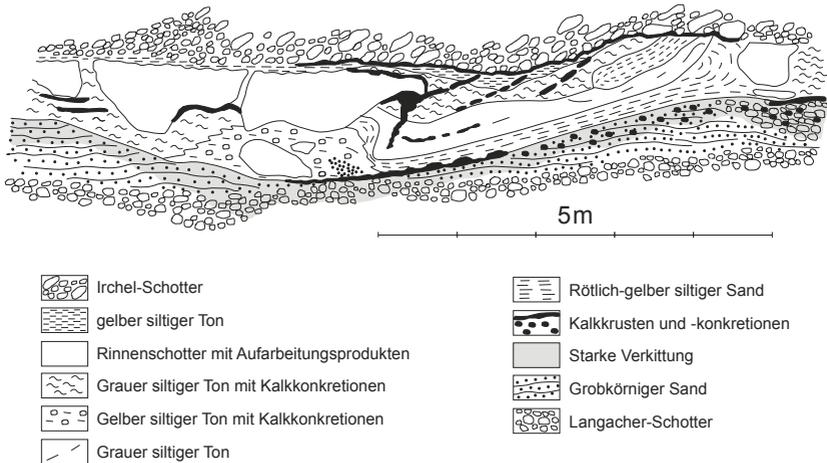


Fig. 15: Skizze des Aufschlusses SE der Irchel Ebni (Koord. 2687.025/1267.575). Modifiziert nach GRAF (1993, S.36).

Bemerkenswert ist vor allem die pedogenetische Überprägung dieser Ablagerungen. Es konnten verschiedenartige Kalkkonkretionen identifiziert werden (GRAF 1996), welche typischerweise unter Einfluss eines trockenwarmen Klimas entstehen (Caliche). Aber auch Phänomene von humider Verwitterung waren feststellbar. In den Hochflutsedimenten wurden Ostrakoden gefunden (*Candona angulata*, *Cytherissa lacustris*), welche auf ein mediterranes Klima zur Entstehungszeit hinweisen. Insgesamt lassen diese Fakten auf eine interglaziale Phase nach der Ablagerung der Langacher-Schotter schliessen. Weitere Hinweise auf eine solche Phase lassen sich aus den Aufschlüssen am Strengebrunnen (Koord. 2687.150/1266.700, schon von BENDEL 1923 beschrieben) und an der Scharfenflue (Koord. 2687.100/1266.075) gewinnen, wo jeweils verwitterte Schichten im Dach des Schotter vorkommen.

### *Irchel-Schotter*

Der Irchel-Schotter («Mittlere Irchelschotter» in GRAF 1993) umfasst den grössten Teil der Höheren Deckenschotter des Irchels. Seine Mächtigkeit erreicht rund 40 m. Er überlagert den Langacher-Schotter diskordant und endet oben mit einer scharfen Grenze, welche durch eine 20–30 cm dicke, stark verkittete Lage im Dach markiert ist. Diese senkt sich von SE nach NW von rund 670 auf ca.

645 m ü. M. Die Einregelung der Gerölle lässt auf eine generelle Schüttungsrichtung des Schotters nach NW schliessen.

### *Steig-Schotter*

Am Steig oberhalb von Dättlikon (Koord. 2688.950/1265.550) ist ein etwa 10 m mächtiger Schotter aufgeschlossen, der im Gegensatz zu den liegenden Einheiten reich an Dolomitgeröllen ist («Irchel-Dolomitschotter» in GRAF 1993). Die gleiche Einheit ist auch in der Kiesgrube östlich vom Buechener Irchel (Koord. 2688.550/1265.700) aufgeschlossen. Am Südhang des Irchels kann festgestellt werden, dass der Steig-Schotter auf den Irchel-Schotter aufgelagert ist (oberhalb Berghof, Koord. 2688.750/1265.550) und zudem gegen Westen auskeilt, ist er doch am Buechener Irchel (Koord. 2688.025/1265.850) nur noch rund 1 m mächtig. Anhand dieser Befunde kann eine rinnenförmige Gestalt des Schotterkörpers rekonstruiert werden, wobei diese Erosionsrinne grob eine Orientierung in Süd-Nord-Richtung erkennen lässt. Ausserdem weisen die Gerölle des Steig-Schotters eine Einregelung auf, aus welcher eine gegen Norden gerichtete Schüttungsrichtung abgeleitet werden kann. Wie der Irchel-Schotter endet auch der Steig-Schotter mit einer scharfen Obergrenze, welche durch eine 20–30 cm dicke, stark verkittete Lage markiert ist.

### *Hasli-Formation*

Wie erwähnt, weisen Irchel- und Steig-Schotter eine scharfe Obergrenze auf, welche sich durch eine ausgeprägte Zementierung auszeichnet. Diese Lage wird auf dem ganzen Irchel von einer 2–4 m mächtigen Abfolge von beigem, zum Teil tonigem Silt und Feinsand überlagert, der Hasli-Formation («Überschwemmungsablagerungen» in GRAF 1993). Lokal finden sich darin auch Linsen von relativ feinkörnigem Schotter. Es handelt sich um Hochflutablagerungen mit eingeschalteten Rinnensedimenten. In den feinkörnigen Sedimenten sind knollige Kalkkonkretionen häufig, ebenso auf der Oberfläche des liegenden Schotters.

An verschiedenen Stellen (z. B. Hochwacht, Koord. 2686.050/1268.300, Forenirchel, Koord. 2687.150/1266.125, Kiesgrube Steig, Koord. 2688.550/1265.700) konnten Fossilien geborgen werden – im Wesentlichen Gastropoden. Die Fauna deutet auf ein warmgetöntes Klima mit verschiedenartigen Lebensräumen zur Entstehungszeit der Ablagerungen hin (mündl. Mitt. Dr. H. Turner, in GRAF 1993). Im Weiteren wurden zahlreiche Kalkkonkretionen von Lumbriciden gefunden (Regenwürmer, BRÄM 1958). Im Sediment waren häufig Regenwurmbauten festzustellen, welche zum Teil von jüngerem Sediment gefüllt oder durch Mn- und Fe-Oxidfällungen konserviert waren.

An der Lokalität Irchel-Hasli (Koord. 2688.960/1265.560), nördlich einer alten Hangrutschung, gelangen Funde von Nagetierzähnen (BOLLIGER et al. 1996), welche eine Datierung der Ablagerungen auf die Säugetierzone MN17 (1,8 bis 2,5 Ma) ermöglichten.



Fig. 16: Fossiler Zahn einer Wühlmaus (*Mimomys pliocaenicus*) aus der warmzeitlichen Mergellage des Höheren Deckenschotter bei Irchel-Hasli (Koord. 2688.960/1265.560). Foto D. Fischer 2015.

### *Forenirchel-Schotter*

Die Hasli-Formation wurde höchstwahrscheinlich einst auf dem ganzen Irchel-Plateau von jüngeren glazifluviatilen Sedimenten überlagert, dem Forenirchel-Schotter («Obere Irchelschotter» in GRAF 1993). Heute ist dieser nur noch auf dem Buechemer-, Wilemer- und Forenirchel an den höchsten Stellen des Hügels erhalten. Seine grösste Mächtigkeit beträgt dabei rund 18 m. Er ist – wie die tieferen Schotter – oft verkittet und bildet steile, versinterte Felswände. Anhand der Geröllinregelung kann eine Schüttung nach NW rekonstruiert werden.

### *Stadlerberg*

Die Basis der Deckenschotter des Stadlerbergs liegt im Süden auf 605 m ü.M., senkt sich Richtung Norden gegen 580 m ü.M. und steigt im NE wieder auf rund 595 m ü.M. an. Die Schotter liegen demnach in einer flachen Rinne, die von SE

nach NW verläuft, was TARASS (1954) mit geoelektrischen Untersuchungen bestätigen konnte. Die Einregelung der Gerölle deutet allgemein auf eine Schüttungsrichtung von SE nach NW hin.

In einer alten Kiesgrube an der Summerhalde oberhalb von Bachs (Koord. 2675.850/1265.200) sind auf rund 600 m Höhe die basalen Schichten aufgeschlossen. Es handelt sich um sauberen Schotter mit viel glimmerreichem Sand, der reich an kristallinen Gesteinen ist. Etwa auf halber Höhe schaltet sich über einer Schotterlage mit brauner Matrix ein Horizont mit grossen Geröllen ein, die Durchmesser bis 70 cm erreichen. Diskusförmige Gerölle sind häufig. NW des Aussichtsturmes oberhalb Im Gibisnüt (Koord. 2676.650/1265.350) zeigt der allgemein grobkörnige Schotter Schrägschichtung, wobei die Bänke nach NW einfallen. Einzelne Bänke besitzen ein matrixgestütztes Gefüge, könnten also auf Murgänge zurückzuführen sein. Bisweilen enthalten sie auch Mud Pebbles. Das Vorkommen von Glarner Verrucano und Melser Sandstein lassen auf eine Herkunft des Geröllmaterials vom Walensee-Rheingletscher schliessen.

In neuester Zeit wurde der Deckenschotter des Stadlerbergs numerisch datiert (CLAUDE et al. 2017), es resultierte ein Minimalalter von  $1,9 \pm 0,2$  Ma.

### *Schöfflisdorfer Egg*

Auf der Hochfläche zwischen Schöfflisdorf und Bachs im SE und Siglistorf im NW (Blatt Zurzach) sind mächtige Höhere Deckenschotter entwickelt. Ihre Auflageungsfläche liegt im SE auf etwa 590 m ü. M. Entlang dem Osthang sinkt sie beim Laubrig auf etwa 570 m ü. M., bleibt auf dieser Höhe bis zum Hohrain und senkt sich dann gegen das Belchenplateau bis auf 545 m ü. M. (Blatt Zurzach). Entlang dem Südhang bleibt sie praktisch konstant auf rund 590 m ü. M. An der Ostseite des Butals bei Wattwilerhof sinkt sie bis auf etwa 530 m ü. M. ab. Dies wurde schon von FREI (1912) als Hinweis auf eine rinnenförmige Eintiefung in den Molasseuntergrund gewertet, welche allerdings weiter südlich bisher nicht nachgewiesen ist. Möglicherweise ist sie im Gebiet der ausgedehnten Sackungsmasse oberhalb von Schöfflisdorf zu suchen. Die Schüttung der Schotter erfolgte allgemein von SE nach NW, wobei das Gesteinsmaterial dem Walensee-Rheingletscher entstammt. Weiter im Westen (Gebiet von Blatt Baden) ist ein Einfluss des Reussgletschers festzustellen (GRAF 1993).

### *Egg-Schotter*

Die basalen Schichten des Deckenschotters der Egg (von GRAF 1993 als «Basale Egg-Schotter» bezeichnet) zeichnen sich durch einen relativ hohen Gehalt an Kristallingesteinen aus. Die Mächtigkeit dürfte gegen 10 m betragen. Sollten sie allerdings auch die vermutete Rinne im SE der Egg erfüllen, wäre von einer deutlich grösseren Mächtigkeit auszugehen. Die Gerölle sind durchwegs

gut gerundet und oft von diskusförmiger Gestalt. Mürbe helle Granitoide, die dem Ostteil des Aarmassivs entstammen könnten, sind sehr häufig. Schwerminerale und Leitgesteine deuten auf den Walensee-Rheingletscher als Lieferanten hin, wobei die Gletscherstirn bei der Schüttung des Egg-Schotter wahrscheinlich etliche Kilometer entfernt lag, denn der Schotter deutet sedimentologisch eher auf ein mäandrierendes Flusssystem hin als auf ein typisches Gletschervorfeld (GRAF 1993). Innerhalb des basalen Schotter tritt immer wieder eine dünne, kaum über 10 cm mächtige Sandlage auf, die stark verfestigt ist. Direkt darunter oder darüber sind mehrfach geringmächtige Linsen mit tonigem Silt oder Sand eingeschaltet. Auch in der Grube Ifang (Koord. 2670.700/1264.900) und am Hohrain (ca. Koord. 2673.850/1264.700) ist diese verkittete Sandlage ausgebildet.

### *Feusi-Schotter*

In der Kiesgrube oberhalb Feusi tritt ein nur etwas über 1 m mächtiger Schotter auf (Fig. 17), der immer noch reich an Kristallingeröllen ist, aber auch einen bedeutenden Anteil an Dolomitgeröllen besitzt (von GRAF 1993 als «Untere Dolomit-Schotter» bezeichnet). Diese Einheit ist in der Grube westlich vom Schlinker Buck (Koord. 2671.800/1263.500) vorhanden. Der Feusi-Schotter geht gegen oben zum Teil in sandige Schichten über, die in ihrem Dach – wie auch die Sandmatrix des Kieses – entkalkt sind. Möglicherweise folgte also eine Verwitterungsphase auf ihre Ablagerung. Weiter westlich, an der Egghalden (Gebiet von Blatt Baden), findet sich in analoger stratigraphischer Position eine rund 1 m mächtige Lage aus warmzeitlich überprägten Hochflutsedimenten (GRAF 1993).

### *Hohrain-Schotter*

In der Kiesgrube Feusi werden die Feusi-Schotter vom dolomitreichen Hohrain-Schotter (von GRAF 1993 als «Mittlere Dolomit-Schotter» bezeichnet) überlagert, der dort eine Mächtigkeit von rund 13 m aufweist. In seinem oberen Abschnitt ist eine Grundmoräne eingeschaltet, und im unteren Drittel finden sich Lagen, die reich sind an plattigem Kalkschutt (Malmkalk), welcher von der Lägern stammen dürfte. In der ehemaligen Kiesgrube am Hohrain bei Bachs (Koord. 2673.750/1264.400) dokumentiert eine geringmächtige Moräne ebenfalls die Präsenz eines Gletschers. Demnach wurde der Hohrain-Schotter wohl während eines Gletschervorstosses abgelagert und anschliessend vom Eis überfahren.

### *Platten-Till*

Den Abschluss des Profils in der Kiesgrube Feusi bildet ein moränenartiger Schotter (von GRAF 1993 als «Obere Dolomit-Schotter und -Moräne» bezeichnet), der eine stark siltige Matrix und zahlreiche gekritzte Geschiebe aufweist. Er ist reich an Dolomitgeröllen. Der eigentliche Platten-Till wurde in einer Bohrung auf

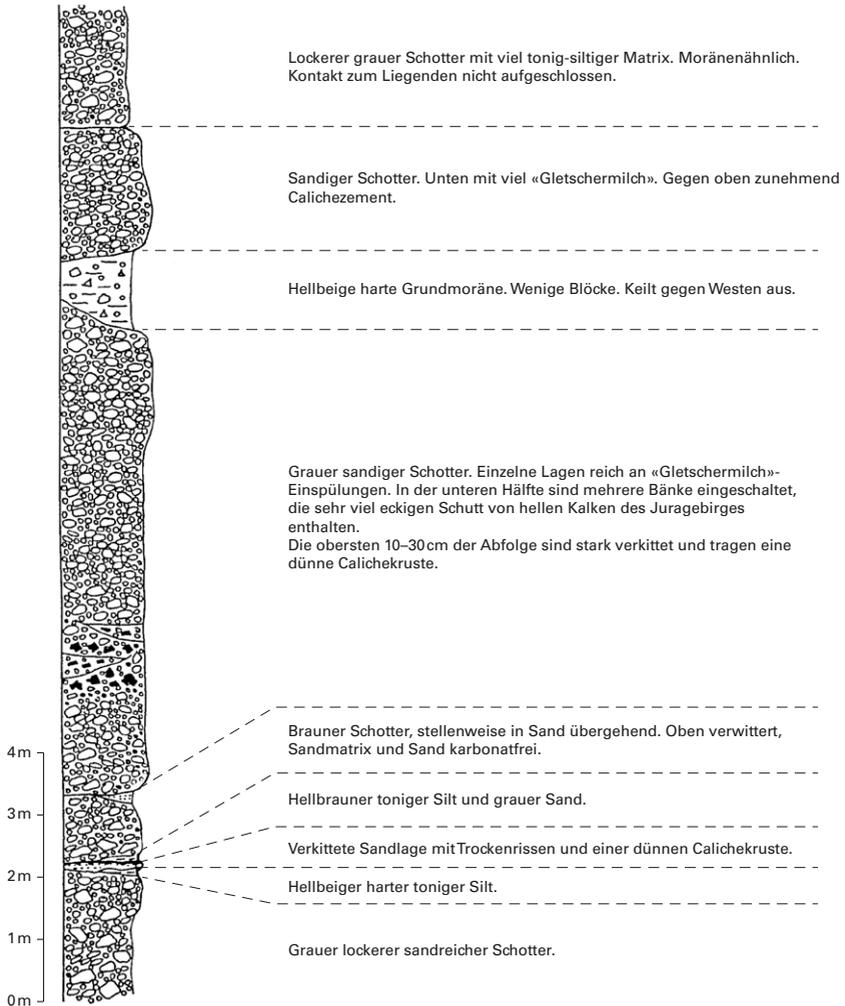


Fig. 17: Profil des Aufschlusses Kiesgrube Feusi aus GRAF (1993).

dem höchsten Punkt des Hügels (Koord. 2673.400/1262.800/667 mü.M.) mit rund 35 m Mächtigkeit erbohrt. Auch hier ist ein Reichtum an Dolomitgeröllen festzustellen. In seinem Dach ist er verwittert. Darüber folgt ein jüngerer Till. Der Plattentill dokumentiert einen Vorstoss des Walensee-Rheingletschers weit über die Maximalausdehnung der Letzten Vergletscherung (LGM) hinaus.

### *Bildstock*

Am Bildstock südlich der Lägern und östlich von Boppelsen ist, bedeckt durch eine mittelleistozäne Moräne, ein isoliertes Vorkommen von Deckenschotter entwickelt. Es wurde durch FREI (1912) als Höherer Deckenschotter kartiert. Der Schotter ist im Cholholz am Westrand des Bildstockes mit etwa 60–70 m Mächtigkeit aufgeschlossen, zieht unter der Moräne gegen Osten durch und bildet am Osthang des Bildstockes ein schmales Band mit Schotteraufschlüssen. Im Abrissgebiet der grossen Rutsch- und Sackungsmassen NW von Buchs ist der Deckenschotter oft aufgeschlossen und bildet im höheren Bereich der Rutschmassen stellenweise grössere verrutschte und versackte Schollen.

Der Deckenschotter ist fast durchwegs von Moräne bedeckt, und gute Aufschlüsse sind selten. GÜLLER (1944) hat eine mutmassliche Auflagerungsfläche des Schotters über der Molasse (USM und OMM) in einem heute nicht mehr zugänglichen Strassenaufschluss bei Wackeren auf 640 mü.M. festgestellt, schränkt aber ein, dass der Schotter versackt sein könnte. Eine besser dokumentierte Schotterbasis ortet er in zwei Aufschlüssen auf 675 und 680 mü.M.

Am Osthang des Bildstockes zeugen Brocken verkitteten Schotters in der Moräne auf Koten zwischen 630 und 650 mü.M. vom Vorhandensein des Deckenschotters. Eine Schotterbasis lässt sich hier aber nicht eindeutig feststellen.

Die Obergrenze des Schotters lässt sich aufgrund eines kleinen Kiesgrubenaufschlusses oberhalb von Cholholz bei etwa Kote 740 mü.M. ziehen. Damit wäre der Schotter rund 70 m mächtig. Auffällig ist, dass die Grenzfläche USM/Deckenschotter im Gebiet Cholholz, praktisch mit dem Südschenkel der Lägern-Antiklinale, steil nach Norden ansteigt. Möglicherweise füllt der Schotter hier eine Rinne mit steilen Flanken (s. SUTER 1944).

Der Schotter wird gemäss GÜLLER (1944) aufgebaut durch gut gerundete Gerölle von 3–15 cm, maximal bis 40 cm Durchmesser. Hauptkomponenten sind Kalkstein und bienenwabenartig verwitterter Dolomit, daneben treten Radiolarit, Quarzit, Diabas, Diorit und Amphibolit sowie Nagelfluhgerölle der Molasse auf. DU PASQUIER (1891, S. 84) hat Blockfazies mit schlecht gerundeten Geschieben beschrieben, was er als Indiz für Gletschernähe wertet.

Bemerkenswert ist der von JAYET (1949) beschriebene und von GRAF (1993) noch einmal untersuchte Aufschluss in einer Grube (Koord. 2673.800/1258.850), wo H.R. Graf Caliche-Knollen und darüber Schotter mit Calichezement und eine Calichekruste beobachtete, die teilweise noch weich war. Das ganze Sedimentpaket



Fig. 18: Aufschluss des Höheren Deckenschotter am Abrissrand der Rutschmassen von Buchs unterhalb des Bildstocks, Gemeinde Regensberg (Koord. 2674.120/1258.200). Foto P. Haldimann 2016.

ist aufgrund verschiedener Verwitterungshorizonte mehrphasig pedogen überprägt.

JAYET (1949) hat im höheren Teil dieses Schotteraufschlusses eine Molluskenfauna beschrieben und in Analogie zu Funden in der West- und Zentralschweiz geschlossen, dass zumindest der untersuchte höhere Teil des Schotter jungpleistozänen und holozänen Alters sei. Auch HANTKE (1962) stellte das frühpleistozäne Alter gewisser Deckenschottervorkommen in Frage. Die besagten Aufschlüsse sind heute nicht mehr zugänglich. Wir teilen weder die Auffassung von JAYET (1949) noch diejenige von HANTKE (1962). Vielmehr stufen wir den Schotter des Bildstockes so wie alle Autoren davor (FREI 1912) und danach (GRAF 1993) als Höheren Deckenschotter ein.

Dank seiner Durchlässigkeit wirkt der Deckenschotter des Bildstockes als lokaler Grundwasserleiter. In seinem Ausbissbereich auf der West- und Ostseite des Grates treten teils ergiebige Quellen aus. Die hydrogeologische Situation mit einem Schotteraquifer und mit Quellaustritten über verwitterungsanfälliger Molasse dürfte die Mobilisierung der grossen Rutsch- und Sackungsmassen von Buchs begünstigt haben.

Am Südrand des Bildstocks, in der so genannten Riese, im Abrissrand der Rutsch- und Sackungsmassen (ca. Koord. 2673.875/1258.450), hat GRAF (1996) ein Profil im Detail aufgenommen und beschrieben. Die Basis des Deckenschotter wird hier bei etwa 665 m ü. M. vermutet. Von hier beschreibt GRAF (1996) Calichekrusten und braune, entkalkte Verwitterungshorizonte. Den Abschluss des Profils gegen oben bildet eine sandige, teilweise verkittete Moräne, welche einer nicht genau identifizierbaren älteren Eiszeit zuzuschreiben ist.

FREI (1912, S. 27) beschreibt zusammen mit dem Höheren Deckenschotter am Bildstock ein Vorkommen am Südhang des Bergs oberhalb von Buchs, wo er oberhalb von 610 m ü. M. Nagelfluhköpfe beobachtet hat. Der Aufschluss ist heute noch kartierbar, und ist der einzige direkte Nachweis für Höheren Deckenschotter am Berg. Immerhin ist die hier anstehende alte (undifferenzierte, aber präletzteiszeitliche) Moräne überaus kiesreich, so dass eine grössere Ausdehnung des Deckenschotters unter der präletzteiszeitlichen Moräne des Bergs durchaus möglich erscheint.

### *Altberg*

Auf dem Altberg mit einer maximalen Höhe von 631 m ü. M. hat FREI (1912) die theoretische Basis des Höheren Deckenschotter etwa auf Kote 640 m ü. M., d.h. höher als die Altbergkuppe eingetragen; er hat hier keine Schottervorkommen gefunden. Er folgte damit MÜHLBERG (1901), der hier auch keine Schotter angegeben, sondern die Relikte kiesiger Ablagerungen auf dem Altberg als Moränen der grössten Vergletscherung kartiert hatte. Wie indessen AEPPLI (1894, S. 48) beobachtet hatte, sind auf dem Altberggrat tatsächlich manchenorts Deckenschotterreste mit einer offenbar uneben gewellten Auflagerungsfläche zwischen 610 und 630 m ü. M. vorhanden. Die Altbergkuppe wurde allerdings in den 1930er-Jahren neu vermessen, und die Koten der aktuellen Kulminationspunkte wurden z. T. korrigiert, so dass sich die Höhenangaben älterer Autoren heute nur schwer nachvollziehen lassen.

Die Kartierung hat ergeben, dass Deckenschotter auf dem Altberggrat nur in einigen isolierten Relikten vorkommt und oft mit Moräne vergesellschaftet ist. Es gibt drei Typen von Vorkommen:

1) Typische Moräne einer älteren Eiszeit (Till) mit feinkörniger Matrix, kantengerundeten, oft verwitterten Geröllen und Blöcken. SUTER (1946, S. 120) hat solchen Schutt als «sandige Rissmoräne» beschrieben, und der stellenweise moränenartige Charakter dieser kiesigen Schicht ist, auch angesichts der oft vorkommenden grossen Blöcke, nicht von der Hand zu weisen. Solche Moräne bedeckt die Altbergkuppe bei der Waldschenke, und einzelne grössere Blöcke sind zudem hier aufgestellt. Am südlichen Kartenrand von Blatt Bülach zwischen Pkt. 631 und Pkt. 603 (im Gebiet von Blatt Zürich angegeben) ist die Bedeckung der Altbergkuppe aufgrund der lehmigen Beschaffenheit und der zahlreichen Blöcke ebenfalls als Altmoräne anzusprechen. HANTKE et al. (1967) weisen diese zwar als letzteiszeitlich aus, und auch im



Fig. 19: Aufschlüsse von Höherem Deckenschotter am Altberg (evtl. glazial aufgeschürft und verstellt). Koord. 2572.650/1254.580. Foto P. Haldimann 2015.

Gebiet von Atlasblatt Zürich ist von Süden her bis zum Pkt. 603 letzteiszeitliche Moräne kartiert. Es ist durchaus möglich, dass die Moräne auf dem Gebiet von Blatt Zürich bis zum Pkt. 603 letzteiszeitlich ist. Die Moräne des Altberggrates im Gebiet von Blatt Bülach NW von Pkt. 603 und ansteigend bis etwa Pkt. 631 ist jedoch aufgrund der Höhenlage und des Verwitterungsgrades wesentlich älter.

2) Zwei isolierte Vorkommen von kiesigem Verwitterungsschutt mit überwiegend Dolomit- und Quarzitzeröllen, welcher die Molasse auf den Erhebungen bei Pkt. 624 und Pkt. 627 (gemäss Landeskarte 2016) bedeckt. Die meist gute Rundung der Gerölle spricht für Flusstransport und damit für einen eigentlichen Schotter. Angesichts der oft den Geröllen noch anhaftenden Zementreste sind diese Vorkommen als Verwitterungsrelikte des Höheren Deckenschotters zu interpretieren.

3) Eindeutig verkitteter Deckenschotter in der Ausbildung von löcheriger Nagelfluh findet sich am Grat rund 500m westlich der Waldschenke auf Kote 610 m ü. M. Es handelt sich um einige grosse, zusammenhängende Nagelfluhbänke,

die allerdings glazial aufgeschürft und verstellt erscheinen und mit Moräne (grosse kantengerundete Blöcke) vergesellschaftet sind. Am Geröllinhalt sind vorwiegend Quarzite, Dolomite und Kristallingesteine beteiligt. Schon AEPPLI (1894) hat auf das Fehlen von Sernifit hingewiesen. Dieses Merkmal wird auch hier zur Unterscheidung des Deckenschotters und der älteren Moränen von der letzteiszeitlichen Moräne herangezogen. Auffällig ist die starke Verkittung dieses Schotters, die sogar an Molassenagelfluh vom Typus Speer erinnert.

In der unmittelbaren Unterlage des Deckenschotters auf dem Altberg ist an Wegrändern oft OSM aufgeschlossen, welche angesichts der Ocker-Farbtöne offensichtlich lange der Verwitterung ausgesetzt war.

### TIEFERE DECKENSCHOTTER

Während im grössten Teil des Verbreitungsgebiets der nordschweizerischen Deckenschotter die morphologische Abgrenzung zwischen Höheren und Tieferen Deckenschottern keine Probleme bereitet (z.B. FREI 1912, GRAF 1993), bestehen in dieser Hinsicht im Bereich des Bachsertals gewisse Unschärfen. Diese rühren daher, dass einerseits die Basis der Höheren Deckenschotter auf beiden Seiten des Bachsertals (Stadlerberg, Schöfflisdorfer Egg, s.o.) relativ weit hinunterreicht und andererseits Vorkommen von Tieferen Deckenschottern existieren, deren Kontakt zur liegenden Molasse bis relativ hoch hinauf beobachtet werden kann (Sanzenberg–Witeneichen, Chünibuech, Erlen). Trotz der bescheidenen Aufschlussverhältnisse ist dabei erkennbar, dass auch diese hoch gelegenen Vorkommen einer relativ flachen Felsoberfläche aufliegen. Dies veranlasste GRAF (1993), sie als «Mittlere Deckenschotter» auszuscheiden. Die Verhältnisse im unteren Aaretal (Iberig bei Würenlingen, BITTERLI-DREHER et al. 2007) lassen es jedoch als wahrscheinlicher erscheinen, dass wir es mit einem Übergreifen der Schotter bei zunehmender Auffüllung der Rinnen auf angrenzende, flache Randbereiche der damaligen Täler zu tun haben. In diesem Sinn wird hier die Ansicht vertreten, dass es sich beim Schotter des Sanzenbergs und seinen Äquivalenten um eine einheitliche morphostratigraphische Einheit handelt (= Tiefere Deckenschotter), welche allerdings eine recht stark gegliederte Auflagerungsfläche aufweist. Ähnlich wurde dies auch für das Gebiet des Schiener Bergs bei Stein am Rhein beschrieben (GRAF 2009b).

Im Weiteren konnte im Gebiet von Blatt Bülach eine morphostratigraphische Gliederung der Tieferen Deckenschotter aufgezeigt werden, welche jener in GRAF (1993) entlang dem Rheintal zwischen Eglisau und Rümikon bzw. jener in GRAF (2009b) im Bodensee-Rheingletschergebiet entspricht. Demnach stellte sich nach der Ablagerung ihrer älteren Anteile eine Erosionsphase mit (mindestens teilweiser) Verschiebung der Talsachsen und einer anschliessenden Aufschotterung ein. Dementsprechend werden die Tieferen Deckenschotter im Gebiet von Blatt Bülach in ein oberes (älteres) und ein unteres (jüngeres) Niveau eingeteilt.

## **q<sub>TD0</sub> Tiefere Deckenschotter, oberes Niveau**

### *Sanzenberg-Schotter*

Wegen der oben erwähnten Auflagerungsverhältnisse wurde die Stellung des Sanzenberg-Schotters früher kontrovers diskutiert. Man findet in dessen südlichem Bereich Aufschlüsse bis auf nahezu 580 m ü.M. hinauf, bei einer Molasseoberkante von rund 570 m ü.M. HUG (1907) hielt ihn denn auch für dislozierten Höheren Deckenschotter. MÜHLBERG (1902a, b), PENCK & BRÜCKNER (1901–09) und FREI (1912) rechneten ihn hingegen zu den Tieferen Deckenschottern. Am Westhang senkt sich die Basis relativ rasch ab, liegt bei den Flüenen auf 540 m (Koord. 2674.500/1266.350, Blatt Eglisau) um weiter nordwärts (Brunnhalde, Koord. 2674.100/1267.350, Blatt Eglisau) bis auf 510 m abzusinken. In guter Übereinstimmung mit diesen Verhältnissen ergab die Kartierung des elektrischen Widerstandes durch FRIEDENREICH (1959) eine maximale Mächtigkeit des Schotters von 65 m.

Anhand von sedimentpetrographischen Untersuchungen können im Sanzenberg-Schotter und seinen Äquivalenten entlang vom nördlich angrenzenden Rheintal drei einander überlagernde Schichten unterschieden werden, welche möglicherweise separate Schüttungsereignisse repräsentieren (GRAF 1993). Erkennbar ist dies daran, dass die mittlere Schicht ausgesprochen reich an Dolomitgeröllen ist, ganz im Gegensatz zur liegenden und hangenden Einheit, welche nur geringe Dolomitgehalte aufweisen. Anhand der in den Schottern enthaltenen Leitgesteine ist erkennbar, dass das Material aller Schichten dem Walenseearm des Rheingletschers entstammt (Glarner Verrucano, Melser Sandstein, Juliergranit, Pillowlava). Im Gebiet von Blatt Bülach und den angrenzenden Bereichen von Blatt Eglisau existieren bisher keine Hinweise auf warmzeitliche Abschnitte zwischen den einzelnen Schüttungen. In vergleichbaren Abfolgen im Unteren Aaretal und im Bodenseegebiet liegen diese hingegen vor (BITTERLI-DREHER et al. 2007, GRAF 2009b). Klare Diskordanzen zwischen den drei Einheiten sind im Feld nicht zu erkennen, weshalb – im Unterschied zu den Höheren Deckenschottern – auf eine weitergehende Gliederung des Sanzenberg-Schotters verzichtet wird.

Auf der Südseite des Bachsertals (im Taleinschnitt südlich Hodleten [Mösl], im Chünibuech sowie im Gebiet Erlen SW von Rüebisberg) kommen weitere Tiefere Deckenschotter vor, welche wahrscheinlich mit dem Sanzenberg-Schotter zu korrelieren sind. Ihre Untergrenze liegt bei rund 510 m ü.M., während die höchsten Aufschlüsse bis etwa 560 m ü.M. hinauf reichen (Erlen).

### *Schwänkelberg östlich von Buchs*

Auf dem Schwänkelberg östlich von Buchs liegt bei Pkt. 546 auf der OSM ein alter verkitteter Schotter, welcher durch letzteiszeitliche Moräne überkleistert ist. Der Schotter ist aufgeschlossen in der ehemaligen Kiesgrube Krähstel, in der



Fig. 20: Aufschluss von Tieferem Deckenschotter in der ehemaligen Kiesgrube Krähstel (Schwänkelberg). Man beachte die verwitterten Gerölle. Koord. 2676.450/1257.350. Foto P. Haldimann 2015.

Sandstein, Schotter und Moräne abgebaut worden waren. Sie ist heute aufgelassen und teilweise mit undefiniertem Schutt gefüllt. FREI (1912, S. 27) hat im Schotter eine Geröllzählung durchgeführt und ihn zu den Tieferen Deckenschottern gestellt. Die Ausdehnung des Schotters ist allerdings kleiner als in NOTZ (1924) angegeben, und Aufschlüsse beschränken sich auf die besagte Kiesgrube. In dieser Kiesgrube entsteht der Eindruck, dass der Schotter eine in die Knauersandsteine der OSM eingekerbte, lokale Nische oder Rinne füllt, denn am Eingang zur Grube steht eine Knauersandsteinbank auf höherem Niveau als der Schotter in der Grube, und der Schotter scheint sich etwa auf Kote 430 m ü. M. an eine gegen SE abtauchende Erosionsfläche der Molasse anzuschmiegen.

#### *Bruederhof, Buchs*

NOTZ (1924) und SUTER (1944) signalisieren ein Vorkommen mit zerrütteter Nagelfluh in einer alten Kiesgrube beim Bruederhof oberhalb von Buchs (Koord. 2675.100/1257.450) und ordnen es dem «Jüngeren Deckenschotter» zu. Der Schotter

ist entlang einem etwa 700 m langen Band auf Koten zwischen 530 und 560 m ü. M. mehr oder weniger deutlich aufgeschlossen und bildet eine Geländestufe unter der letzteiszeitlichen Moränenbedeckung. Er liegt hier in vergleichbarer Position wie der Tiefere Deckenschotter am Schwänkelberg, weshalb die beiden Vorkommen einander gleichgestellt werden. Die Molasseoberfläche reicht bei Pfaffenbüel (Koord. 2675.020/1257.400) stellenweise auf mindestens 530 m ü. M.

Die hier markant erhöhte Quellenhäufigkeit (Quellhorizont) auf Kote 530 m ü. M. ist ein Indiz für eine grössere horizontale Ausdehnung dieses alten Schottervorkommens unter dem «Berg», wofür indessen anderweitige Anzeichen im Feld fehlen.

### **q<sub>TDu</sub> Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau**

#### *Waldhusen-Schotter*

Auf etwas tieferem Niveau kommen entlang dem Bachsertal weitere Deckenschotter vor. Sie sind mit derjenigen Einheit zu verbinden, welche von GRAF (1993) entlang dem Rheintal (z.B. Fürstalden, Gebiet von Blatt Eglisau) ausgeschieden und als Tiefere Deckenschotter «im weiteren Sinn» bezeichnet wurde. Im Bereich des Bodenseearms des Rheingletschers – zwischen Bodensee und Klettgau – ist diese Einheit deutlich weiter verbreitet und genauer charakterisierbar (GRAF 2009b: «Tiefere Deckenschotter unteres Niveau»). Sie wurde im Anschluss an eine Erosionsphase nach der Schüttung der älteren Tieferen Deckenschotter in die so entstandenen jüngeren Rinnen abgelagert.

Zu dieser Einheit gehören die Vorkommen von den Flüenen östlich Neumüli (Koord. 2674.500/1265.400, ca. 480 m ü. M.), nördlich der Talmüli (Koord. 2673.500/1265.925, ca. 470 m ü. M.) sowie zwischen Rüebisberg und Waldhusen. Dort liegen sie auf rund 470 m ü. M. der Molasse auf. Ihre Oberkante dürfte jeweils bei ca. 500 m ü. M. liegen. HANTKE et al. (1967) betrachteten alle diese Vorkommen als versackte Massen. Im Feld sind allerdings keine Anzeichen dafür zu erkennen, weder lässt die Landschaftsmorphologie darauf schliessen, noch die Lagerung der Schotter; sie liegen horizontal. FREI (1912) schied diese Schotter als eigene Einheit aus und stellte sie zur Hochterrasse.

#### ZUR TALENTWICKLUNG IM FRÜH- UND MITTELPLEISTOZÄN

Zwischen der Ablagerung der Höheren und derjenigen der Tieferen Deckenschotter wurde die Erosionsbasis während verschiedener Kaltzeiten (vermutl. MIS 76 bis MIS 52, s. KUHLEMANN & RAHN 2013), welche mit Gletschervorstössen und mit grossem Schmelzwasserabfluss verbunden waren, durch glaziale und glazifluviatile Erosion sukzessive tiefer gelegt. Dabei wurden die Plateaus mit Höherem Deckenschotter als Inselberge herausmodelliert (s.a. HALDIMANN 2007, 2010, KUHLEMANN & RAHN 2013, HEUBERGER et al. 2014 und SCHNELLMANN et al.

2014). Zur Ablagerungszeit der Tieferen Deckenschotter lagen nach FREI (1912) die Talsohlen im Rheintal im Raum Leibstadt auf Kote ca. 380 m ü. M., im Raum Eglisau–Kaiserstuhl auf Kote ca. 450–480 m ü. M., im unteren Glatttal bei Bülach auf etwa 520–550 m ü. M. und im Furttal bei Buchs auf etwa 530–550 m ü. M. Ganz ähnliche Werte geben HEUBERGER et al. (2014) für die Basis der Tieferen Deckenschotter an. All diese Niveaus liegen rund 100 bis 150 m tiefer als die Auflagerungsfläche des Höheren Deckenschotter.

Das Bachsertal war als Schmelzwassertal der frühpleistozänen Gletscher wohl schon in seinen Grundzügen entwickelt (FREI 1912), und dasselbe ist für das Wehntal und das Surbtal zu vermuten, auch wenn FREI (1912) hier zur Deckenschotterzeit noch ein Hochland impliziert. Die Vorkommen der Tieferen Deckenschotter markieren also schon viel deutlicher als die Vorkommen der Höheren Deckenschotter in grossen Zügen die heutigen Talsysteme (s. HALDIMANN 2010, SCHNELLMANN et al. 2014).

Im Frühpleistozän fanden gemäss der Klimakurve von LISIECKI & RAYMO (2005, Fig. 12) mehrere Dutzend Kaltzeiten statt (MIS 100 bis MIS 18), und es darf vermutet werden, dass in diesen Kaltzeiten die Gletscher bis weit ins Mittelland hinein vorstiesse (s. dazu HALDIMANN 2010, KUHLEMANN & RAHN 2013). Im Früh- und Mittelpleistozän wurde die Anlage der heutigen Täler geschaffen und die Erosionsbasis in der Nordschweiz sukzessive tiefer gelegt (s. dazu SCHNELLMANN et al. 2014), und alle Anzeichen sprechen dafür, dass dies durch glaziale und glazifluviale Erosion geschah.

HEIM (1922) hat für die allgemeine Tieferlegung der Täler nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter eine «grosse Interglazialzeit» mit starker fluvialer Erosion postuliert. Er kannte allerdings zu seiner Zeit erst das Schema der vier Eiszeiten nach PENCK & BRÜCKNER (1901–09). Noch bis in die jüngere Zeit (z. B. MÜLLER et al. 2002, S. 57, PREUSSER et al. 2011, S. 297) wurde für die Zeit nach der Ablagerung der Deckenschotter eine «generelle Tieferlegung des gesamten Entwässerungsnetzes der Nordschweiz» bzw. eine undefinierte Phase mit «Incision» postuliert, ohne auf den entsprechenden Mechanismus näher einzugehen. Im Lichte der jüngeren Erforschung des Quartärs kann indessen heute die Hypothese einer «Interglazialzeit mit grosser Talbildung» nicht mehr aufrechterhalten werden (s. dazu LETSCH 2014); dafür muss entsprechend den obenstehenden Ausführungen glaziale Erosion während der zahlreichen Gletschervorstösse im Frühpleistozän und frühen Mittelpleistozän verantwortlich gemacht werden.

Ins frühe Mittelpleistozän ist wahrscheinlich die Ablagerung der hochgelegenen Schotter vom Typus Hochterrasse, höheres Niveau (s. unten), zu stellen.

Kulminiert hat die im Frühpleistozän begonnene Talbildung mit der Schaffung übertiefer Felsrinnen bis z. T. unter 200 m ü. M. im Mittelpleistozän. Die Erosion dieser Rinnen schneidet hoch gelegene Schotter vom Typus Hochterrasenschotter ab (z. B. Äntschberg-Schotter, s. S. 61), wäre also jünger als diese. Die Rinnen ziehen ungestört unter allen jüngeren quartären Ablagerungen durch, sind

also älter als diese. Datierte Sedimente aus den Bohrungen Meikirch und Thalgut im Kanton Bern (PREUSSER et al. 2005) belegen, dass dort die tiefsten Felsrinnen bereits vor MIS 12 (s. Fig. 12), d.h. vor mehr als 450 ka ausgekerbt wurden.

Aus dem Gebiet des Blattes Bülach liegen neuerdings Altersbestimmungen aus den Sedimentfüllungen der Glatttal-Rinne bei Dietlikon und dem Bülach-Trog bei Bülach und Hochfelden vor (BÜCHI et al. 2017). Diese liefern Anhaltspunkte zur Entstehungsgeschichte dieser übertieften Rinnen (s.u.).

### *Frühes bis Mittleres Pleistozän*

#### **q<sub>m</sub> Moräne (Till) älterer Eiszeiten, undifferenziert, z.T. tiefgründig verwittert**

Durch das Gebiet von Blatt Bülach zieht ein wesentlicher Teil der End- und Seitenmoränenwälle des letzteiszeitlichen Glatttal- (und Furttal-)lappens des Linth-Rheingletschers, welche auf der Karte morphologisch gut zu erkennen sind. Moränen innerhalb dieses Maximalstandes sind in aller Regel letzteiszeitlich, Moränen ausserhalb und oberhalb desselben müssen älter als letzteiszeitlich sein. Die Moräne älterer Eiszeiten lässt sich im Feld anhand ihrer stärkeren Entkalkung, ihrer Verwitterung, welche oft Rostfarben und Ockertöne bewirkt, und aufgrund der häufig vorkommenden verwitterten und teils korrodierten Steine von der letzteiszeitlichen Moräne unterscheiden. Auffallend ist auch, dass Verrucanogeröle seltener auftreten als in jüngeren Moränen.

Es ist indessen durchaus möglich oder sogar wahrscheinlich, dass innerhalb und unter den als Moräne der Letzten Eiszeit (q<sub>4m</sub>) kartierten Moränen auch noch Reste älterer Moränen (q<sub>m</sub>) vorhanden sind.

Sehr schön sind alte Moränen auf den Höhenzügen in der Umrahmung des Embrachertals, auf dem Strassberg bei Rothenbrunnen und am Lägernordhang entwickelt.

Auch die geringmächtige Moränenbedeckung der ausserhalb des LGM gelegenen Rundhöcker Schwäntibuck, Ottenberg und Dachslenberg nördlich von Bülach ist älter als letzteiszeitlich.

Weitere grosse Gebiete mit Moräne älterer Eiszeiten finden sich auf dem Plateau der Egg zwischen Schöfflisdorf und Bachs, auf dem Stadlerberg sowie in der Bedeckung des Bildstocks und des Bergs südlich der Lägern. Diese Moräne liegt als Decke auf dem Höheren Deckenschotter. Aufgrund der Höhenverhältnisse wäre es durchaus denkbar, dass diese sehr hochgelegenen Moränen bei einer anderen (d.h. älteren) Vergletscherung entstanden sind, als die tiefer gelegenen präletzteiszeitlichen Moränen.

*Mittleres Pleistozän*

## HOCHTERRASSE

Hochterrasse, höheres Niveau

**q<sub>sN</sub> Äntschberg-, Oberrüti-, Neerach-, Bachs- und Steighalden-Schotter**

An den Talrändern hoch über der Talsohle sind verschiedenenorts Schotter vorhanden, welche aufgrund ihrer Stellung (von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt oder ausserhalb des LGM) älter als letzteiszeitlich anzusehen sind. Sie wurden von früheren Bearbeitern meist als Hochterrassenschotter benannt und der vorletzten (damals als grösste Eiszeit, «Riss» bezeichneten) Vergletscherung zugeordnet, oft noch mit Unterteilung in «Riss 1» und «Riss 2».

AEPPLI (1894) hatte noch praktisch alle verkitteten Schotter des oberen Glatttales von Dürnten über Aathal bis Wangen-Brüttsellen als Hochterrassenschotter dargestellt.

WEBER (1934) hat die Niveau- und Gefällsverhältnisse zwischen den Deckenschottern, dem Hochterrassenschotter und dem Niederterrassenschotter in Profilen aufgezeichnet und festgestellt, dass das Niveau der Hochterrassenschotter etwa 120–140 m tiefer liegt als dasjenige der Tieferen Deckenschotter und dass diese sich etwa 60 m über die Oberfläche der Niederterrassenschotter erheben. Ausserdem hat er die wichtige Feststellung gemacht, dass alle diese Schottervorkommen einen Felssockel aufweisen und nicht bis in die tiefste Talsohle hinunterreichen. SUTER (1944, S. 92) hat sogar die Aussage gewagt, man könne die Hochterrasse aus morphologischen Gründen als dritten Deckenschotter bezeichnen. Diese Bemerkung trifft den Sachverhalt ziemlich gut, denn die Hochterrassenschotter des höheren Niveaus sind nur an den Talrändern erhalten und werden durch jüngere Erosion, die auch die tiefsten Felsrinnen geschaffen hat, diskordant abgeschnitten.

Da bisher konkrete Datierungen fehlen, werden diese Schotter hier, ohne ihnen ein konkretes Alter zuzuweisen, allein aufgrund der Höhenlage ihrer Auflagerungsfläche unter dem Sammelbegriff «Hochterrasse, höheres Niveau» zusammengefasst. Sie scheinen älter zu sein als alle Felsrinnen des Glatttales und wären damit ins frühe Mittelpleistozän zu stellen.

*Äntschberg-Schotter*

Einen hoch gelegenen Schotter, den auch WEBER (1934, S. 37) nicht als Mittelterrassen-, sondern als Hochterrassenschotter angesehen hat, finden wir entlang eines Gebietstreifens am nördlichen Talrand zwischen Kloten und Bassersdorf. Hier ist mit einer Auflagerungsfläche um 480–490 m ü.M., meist direkt auf Molasse, und mit einer Obergrenze um 510 m ü.M., ein Schotterzug entwickelt, der hier als Äntschberg-Schotter bezeichnet wird.

Der Schotter ist z.B. im Tälchen bei Buehalm oberhalb von Klotten auf Kote 480 m ü. M. in direktem Kontakt über der Molasse aufgeschlossen und zieht als stellenweise unterbrochenes Band gegen SE, wo sich am Äntschberg über der Molasse und unter der Moräne gelegentlich Aufschlüsse finden. Bei Bassersdorf kann der Schotter über den Strasseneinschnitt Steinlig, weit gegen Norden ins Gebiet von Säget verfolgt werden, wo früher Kiesgruben bestanden hatten.

Im Gebiet des benachbarten Atlasblattes Winterthur (WILDBERGER et al. 2011) ist dieser Schotter als «älterer Rückzugsschotter des Linth-Rheingletschers» kartiert. Die Aufschlüsse im Strasseneinschnitt bei Steinlig, die Schotterbeschaffenheit und die Höhenlage sprechen indessen für eine Parallelisierung dieses Schotters mit dem Äntschberg-Schotter. Schon JÄCKLI (1964) und HANTKE et al. (1967) haben dies so gesehen, auch wenn sie diesen Schotter noch als «Mittelterrassenschotter» bezeichnet haben.

#### *Oberrüti-Schotter*

Im Ortsteil Oberrüti (Winkel) ist im Höhenbereich der Koten 475–510 m ü. M. ein kleines Schottervorkommen entwickelt, das am Felsvorsprung von Asp klebt und sich unter dem Bach hindurch bis Wilenhof erstreckt. Zu Beginn des letzten Jahrhunderts war der Schotter in einer Kiesgrube (Koord. 2684.970/1259.190) abgebaut worden; die Grube wurde Ende der 1960er-Jahre aufgefüllt und ist heute nicht mehr zu erkennen. JÄCKLI (1964) hat, in Anlehnung an WEBER (1934, S. 37), diesen Schotter aufgrund seiner Höhenlage als «Hochterrassenschotter» kartiert und ihn vom tiefer liegenden «Mittelterrassenschotter» von Niederrüti («Homberg-Schotter»), Obergrenze 475 m ü. M.) unterschieden. Die Obergrenze des Oberrüti-Schotters liegt bei ca. Kote 510 m ü. M., was auch den Koten im Schotterzug am Äntschberg oberhalb von Klotten und Bassersdorf entspricht.

Der Schotter liegt damit in einer ähnlichen Stellung wie der Neerach-Schotter auf der gegenüberliegenden Talseite (s. u.).

Demgegenüber liegen die höchsten Schotterkoten im letzteiszeitlich überfahrenen und erosiv überprägten Plateau des Hardwald-Schotters zwischen Dietlikon und Klotten nur etwa bei 480 m ü. M.

An dieser Stelle ist ein altes Schottervorkommen im Talkessel bei Nussbaumen NE von Bülach (Kote um ~470 m ü. M.) zu erwähnen, das WEBER (1928b, 1934) als Hochterrasse darstellt. Es ist auf dem Atlasblatt nicht verzeichnet, weil es heute nicht mehr aufgeschlossen ist.

#### *Neerach-Schotter*

Zwischen Neerach und Steinmaur ist über der Talsohle, bedeckt durch letzteiszeitliche Moräne, alter, teilweise verkitteter Schotter entwickelt, welcher schon früh, z.B. von WEBER (1934) oder SUTER (1944) als Hochterrassenschotter angesehen wurde. Er zieht von Obersteinmaur, wo er auf Kote ca. 465 m ü. M. der

OSM auflagert und früher in einer kleinen Kiesgrube abgebaut wurde, gegen Neerach, wo die Grenze OSM/Schotter etwa auf Kote 460 m ü. M. liegen dürfte. Die Schotterobergrenze ist angesichts der lückenhaften Aufschlussverhältnisse etwa auf Kote 480 m ü. M. zu vermuten, die Schottermächtigkeit mit etwa 10–20 m abzuschätzen.

SUTER (1944) erwähnte eine Kiesgrube bei Halde in Oberneerach (rekonstr. Koord. 2677.320/1262.680, Kote 480 m ü. M.), wo verkittete Nagelfluh aufgeschlossen war. Er vermutete, dass dieser Schotter unter dem Plateau von Heitlig eine grössere Ausdehnung besitzt und gegen das Bachsertal zieht. Diese Vermutung lässt sich mit neueren Bohrungen nicht bestätigen. Das Schottervorkommen erstreckt sich zwar bis unter den Moränenwall von Heitlig, findet aber hier infolge der ansteigenden Molasseoberfläche eine westliche Begrenzung und zieht nicht ins Bachsertal.

Mit den neueren Bohrungen konnte auch der Schichtaufbau in diesem quaritärstratigraphisch interessanten Gebiet studiert werden (s. Profil 12, Taf. II):

In Bohrung N1/00 in Neerach (Koord. 2677.055/1262.295) überlagert der Schotter auf Kote 465 m ü. M. die OMM und besitzt eine Mächtigkeit von 10 m. Darüber folgen eine geringmächtige alte Grundmoräne und eine rund 14 m mächtige, vollkommen entkalkte und rostbraun verwitterte Moräne. Darüber legt sich die Moräne des LGM, welche auch den Heitlig aufbaut. Dieser Befund zeigt, dass der Schotter vor dem LGM von mindestens einem Gletschervorstoss (MIS 6?) überfahren worden ist. Dieser hat eine mächtige Moräne hinterlassen, welche längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt war, bevor sie vom letzteiszeitlichen Eis (MIS 2) überfahren und mit junger Moräne zugedeckt wurde. Der Schotter könnte demnach älter sein als MIS 8.

### *Bachs-Schotter*

Im Gebiet zwischen Neumühle und Thalmühle, auf der rechten Seite des Bachsertals, ist eiszeitlicher Schotter von mindestens 60 m Mächtigkeit vorhanden. Seine Oberkante kann bei Neumühle auf etwa 480 m ü. M. geschätzt werden, während er bei Thalmühle bis unter 425 m ü. M. hinunter reicht. Im Dorf Bachs selbst ist er mehrheitlich von Hangschutt überdeckt und nur punktuell anstehend. Eine Bohrung (Koord. 2695.661/1264.382) durchteufte ihn und traf den Fels (OMM) auf ca. 438 m ü. M. an.

Die hier verwendete stratigraphische Einstufung ist insofern unsicher, als der Ablagerungsraum dieses Schotters von jenem der oben besprochenen Vorkommen getrennt ist. Verbreitung und Mächtigkeit des Bachs-Schotters würde eigentlich vermuten lassen, dass er sich weiter gegen SE, in den Bereich des Heitlig, zwischen Neerach und Steinmaur, fortsetzt und mit dem Neerach-Schotter zu verbinden wäre. Durch Bohrungen liess sich dies allerdings bisher nicht bestätigen (s. Karte), da die Felsoberfläche jeweils deutlich zu hoch angetroffen wurde. In der Konse-

quenz kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich beim Bachs-Schotter um eine Lokalbildung handelt (periglazial umgelagertes Schottermaterial).

### *Steighalden-Schotter*

SE von Windlach ist im Gebiet Steighalden sowie im westlichsten Teil des Strassbergs eiszeitlicher Schotter vorhanden. Die aktuellen Aufschlussverhältnisse erlauben nur ungefähre Angaben zur Höhenlage der Basis. An der Steighalden kann sie anhand von in Molassesandstein angelegten Fuchsbauten auf rund 460 bis 470 m ü.M. geschätzt werden, wobei ein Ansteigen gegen Osten erahnt werden kann. Weiter südlich scheint die Basis auf etwa 450 m ü.M. zu liegen, ist aber unter Hangschutt verborgen. Die maximale Mächtigkeit des Schotters dürfte 20–25 m betragen, wobei seine Oberkante allerdings nur anhand der Geländemorphologie abgeschätzt werden kann, denn auf der Höhe des Hügels findet sich tiefgründig verwitterte Moräne.

## ÜBERTIEFTE FELSRINNEN

Im Gebiet des Atlasblattes Bülach sind in der Felsisohypsenkarte (Taf. III) in verschiedenen Tälern übertiefte Felsrinnen zu erkennen. Von übertieft wird gesprochen, wenn eine Rinne tiefer als die lokale Erosionsbasis ausgekolkt ist (s. Diskussion in SCHNELLMANN et al. 2014). Demnach gilt für das untere Glatttal eine Erosionsbasis von etwa 350 m ü.M. als massgebend. Übertiefte Felsrinnen werden als Produkt glazialer Tiefenerosion angesehen. Die Felsrinnen schneiden die hochgelegenen Schotter vom Typus «Hochterrasse höheres Niveau» diskordant ab, so dass deren Entstehung jünger sein muss als die Ablagerung der Schotter. Es lassen sich folgende übertiefte Becken und Rinnen unterscheiden:

Auffällig und seit längerem bekannt ist die grosse und langgestreckte *Glatttal-Rinne*, welche von Uster herkommend (WYSSLING 2008) unter Dietlikon und Kloten (HALDIMANN 1978) gegen das untere Glatttal zieht (FREIMOSER & LOCHER 1980, FREIMOSER & FRANK 1993). Diese Rinne endet offenbar im Bereich des Pistenendes bei Oberglatt auf Kote 325 m ü.M. BÜCHI et al. (2017) nennen diese Rinne *Oberglatt-Trog*.

Nördlich von Niederglatt und Winkel wird die Morphologie der Felsoberfläche kompliziert; es lassen sich verschiedene Rinnen, Tröge und Buckel unterscheiden (s. BÜCHI et al. 2017).

1. Der *Höragen-Trog*, der unter dem Höragen mit Felskoten um 350 m ü.M. beginnt, gegen Norden abtaucht und unter der Bannhalden, Bülach, mit Felskoten tiefer als 250 m ü.M., in den Bülach-Trog einmündet. BÜCHI et al. (2017) zeichnen hier eine Digitation des Höragen-Troges und eine mögliche Fortsetzung in den gegen NW streichenden Strassberg-Trog. In Tafel III ist eine alternative Interpretation dargestellt (s.u.).

2. Der *Bülach-Trog* zieht als Fortsetzung des Höragen-Troges nach Norden, ist bis Koten tiefer als 216 mü.M. ausgekolkt und endet erst am Rhein bei Eglisau blind.

3. Der Höragen-Bülach-Trog wird westlich begrenzt durch einen markanten, Süd-Nord verlaufenden unterirdischen Felssporn, belegt durch drei Schlüsselbohrungen im Gebiet Oberglatt, Langschoren und Hochfelden, mit Felskoten von 360 mü.M. und höher. Er wird hier *Langschoren-Sporn* genannt.

4. Westlich des Langschoren-Sporns erstreckt sich das *Höri-Becken*. BÜCHI et al. (2017) zeichnen dieses als wenig akzentuiertes, seitliches Becken zum Höragen-Trog. In Tafel III wird eine alternative Interpretation zu den Felsisohypsen von BÜCHI et al. (2017) präsentiert. Diese geht von der Annahme aus, dass sich das Höri-Becken gegen Hochfelden sukzessive vertieft und in den Strassberg-Trog mündet. Diese Annahme ist zulässig, denn der Felssporn, der in BÜCHI et al. (2017) das Höri-Becken vom Strassberg-Trog trennt, ist nur durch zwei Spülbohrungen belegt, von denen nur unzuverlässige Bohrbeschriebe vorliegen.

5. Der *Strassberg-Trog* bildet nach BÜCHI et al. (2017) eine Digitation des Höragen-Troges. Aufgrund der Verfüllungsgeschichte (s.u.) ist er allerdings viel eher als eine natürliche nördliche Fortsetzung des tiefer werdenden Höri-Beckens zu verstehen, und so ist es in Tafel III dargestellt. Seine tiefsten Felskoten wurden mit  $\leq 250, 255, 230$  und  $302$  mü.M. erbohrt. Er zieht gegen NW und endet blind. Unter der Bannhalden würden sich nach dieser Interpretation der Höri-Strassberg-Trog und der Höragen-Bülach-Trog seitlich berühren und einen unterirdischen Felssattel bilden.

6. Ein weiterer Buckel, hier *Hagenbuechen-Buckel* genannt, liegt westlich von Bachenbülach im Gebiet Gwatt-Zürihau-Hagenbuechen. Er trennt den tiefen Höragen-Trog von einer untiefen Felsrinne am Talrand im Raum Winkel-Bachenbülach. In einem alten Steinbruch nahe dem römischen Gutshof von Seeb steht OMM sogar an der Terrainoberfläche an. MÖSCH (1867) hat hier einen «ausgezeichneten Gletscherschliff» festgestellt, den aber bereits HUG (1907) infolge Verwitterung nicht mehr erkennen konnte. Heute ist der ehemalige Steinbruch fast nicht mehr zu erkennen, und die Molasse ist unter Schutt verborgen.

Seitlich des eigentlichen Glatttals erstreckt sich westlich des in Buckel und Rundhöcker zergliederten Höhenrückens Hasliberg-Oeschenberg-Hörberg-Strassberg das ebenfalls leicht übertiefte *Niederhasli-Becken* unter der Ebene zwischen Dielsdorf, Niederhasli, Steinmaur und Neerach. Von diesem Becken verläuft die vermutlich übertiefte *Neerach-Rinne* gegen Norden unter das Windlacher Feld (DR. VON MOOS AG 1976, FREIMOSER & LOCHER 1980) und die leicht übertiefte *Wehntal-Rinne* gegen Westen ins Wehntal (ANSELMETTI et al. 2010, DEHNERT et al. 2012).

Unter dem Embrachertal liegt das *Embrach-Becken* mit tiefsten Felskoten von 310 mü.M. (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980). Dieses Becken ist deutlich übertieft, es wird durch den unter der Embracher Hardrüti bis Kote ca. 400 mü.M. ansteigenden Fels gegen Norden abgeschlossen.

Die *Furttal-Rinne* beginnt als nordwestliche Fortsetzung der Greifensee-Rinne (WYSSLING 2008, PAVONI et al. 2015) nach der unterirdischen Felsschwelle von Oerlikon. Die Felsoberfläche taucht von Regensdorf bis Dänikon und Otelringen in der Rinnenachse tief ab und wurde bisher in den tiefsten Bereichen auf Kote 212 m ü. M. erbohrt (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1981). Sie ist gegenüber der Felsschwelle in der Klus von Baden (340 m ü. M., SCHINDLER 1977) um mindestens 130 m übertieft.

### FÜLLUNG DER ÜBERTIEFTEN FELSRINNEN

Die nachfolgenden Kapitel widmen sich der sedimentären Füllung der tiefen Felsrinnen im Gebiet von Blatt Bülach, namentlich dem Sedimentanteil, welcher älter als letzteiszeitlich anzusehen ist. Es handelt sich dabei überwiegend um prä-letzteiszeitliche Seeablagerungen. Solche Seeablagerungen sind an der Oberfläche nur in Embrach aufgeschlossen ( $q_{sl}$ , s.u.), sie sind aber ansonsten vielerorts in Bohrungen dokumentiert (s. Taf. I u. II). Die letzteiszeitlichen Anteile der Rinnenfüllungen werden ab S. 74 besprochen.

#### *Glattal-Rinne von Dietlikon bis Oberglatt*

HALDIMANN (1978) konnte im mittleren Glattal im Raum Dübendorf–Dietlikon–Bassersdorf–Kloten zwei Felsrinnen nachweisen, welche WYSSLING & WYSSLING (1978) auch im oberen Glattal gefunden haben (WYSSLING 2008). Die südwestlichere Rinne, die Greifensee-Rinne, ist nicht sehr tief (WYSSLING 2008), sie wurde überwiegend durch den letzteiszeitlichen Gletschervorstoss geprägt. Die nordöstlichere Felsrinne, die Glattal-Rinne, ist demgegenüber wesentlich tiefer und auch älter. In einer Spülbohrung zur Grundwassererkundung in Dietlikon (Koord. 2689.400/1253.540, im Gebiet von Atlasblatt Zürich) wurde in der Rinnenfüllung die folgende Schichtabfolge erbohrt (s. JÄCKLI 1989):

Terrainhöhe: 440,8 m ü. M.

0–14 m	Seebodenlehm (postglazial)
14–25 m	Moräne (vermutlich letzteiszeitlich, LGM)
25–97 m	grauer Lehm mit einzelnen Feinsand- und Siltschichtchen (Seeablagerungen, Alter unbekannt)
97–107 m	grauer sandiger Kies, locker gelagert mit gespanntem Grundwasser (Alter unbekannt)
107–218 m	grauer Lehm, selten Steinchen (Seeablagerungen, Alter unbekannt)
218–236 m	grauer kiesiger Lehm, sehr hart gelagert (alte Moräne)
236–246 m	Mergel, z. T. sandig (Molasse). Felskote auf 205 m ü. M.

Das Alter der rinnenfüllenden Seeablagerungen im oberen und mittleren Glatttal wurde bisher nicht direkt bestimmt. Nach WYSSLING (2008) handelt es sich dabei um mittelpleistozäne kaltzeitliche Bildungen. Wegen ihrer grossen Mächtigkeit bis gegen 200 m darf vermutet werden, dass die Entstehungs- und Füllungsgeschichte dieser Rinne mehrphasig abgelaufen ist und dass die komplexe Abfolge mehr als nur die einmalige Füllung eines kalt- oder warmzeitlichen Sees repräsentiert.

Im Jahr 2008 wurden in drei Bohrungen im Dietliker Hardwald (Koord. 2688.637/1254.190) Proben aus den obersten 3 m dieser Seeablagerungen knapp unter der Erosionsdiskordanz zum darüberliegenden Hardwald-Schotter (s.u.) entnommen und mittels OSL datiert. Die Auswertung ergab Quarz-OSL-Alter zwischen 170 ka und 186 ka, d.h. etwa Ende der Warmzeit MIS 7 (s. BÜCHI et al. 2017). Dabei ist zu bedenken, dass es sich um OSL-Alter handelt, die Sedimente also durchaus auch älter sein könnten.

Über diesen Seeablagerungen liegen die z.T. verkitteten Hardwald-Schotter und Moräne, auf die ab S. 71 eingegangen wird.

#### *Höri-Becken und Strassberg-Trog*

Auch wenn dies nicht explizit ausgedrückt wird, sehen BÜCHI et al. (2017) die Füllungsgeschichte des Strassberg-Troges ähnlich wie die der Glatttal-Rinne unter dem Hardwald. Auf jeden Fall parallelisieren sie den Chatzenstig-Schotter mit dem Aathal-Schotter und dem Hardwald-Schotter. Ihre Interpretation stützt sich auf Oberflächenaufschlüsse des Chatzenstig-Schotters (ausserhalb des Atlasblattes Bülach) und auf den Befund in den Spülbohrungen G14 (Koord. 2680.480/1264.885) und AZ4 (Koord. 2679.888/1265.851). Nach diesem Befund (s.a. FREIMOSER & LOCHER 1980) liegt im tiefsten Teil der Felsrinne alte Moräne (Till), übergehend in eine mächtige Abfolge glaziolakustrischer Sedimente. Diese Abfolge wird auf Kote 385–395 m ü.M. abgeschnitten und durch den Chatzenstig-Schotter überlagert (s. Profil 12 und 13 in Taf. II). Nach BÜCHI et al. (2017) ist die Füllung des Strassberg-Troges mit Seeablagerungen klar älter als die Beringen-Eiszeit. Damit ergeben sich Parallelen zur Entstehungs- und Füllungsgeschichte der Glatttal-Rinne unter dem Hardwald bei Dietlikon, und deshalb wurde in der Felsisohypsenkarte in Tafel III die Glatttal-Rinne im Raum Oberglatt nicht mit dem Höragen-Bülach-Trog, sondern mit dem Höri-Strassberg-Trog verbunden.

#### *Höragen-Trog und Bülach-Trog*

In BÜCHI et al. (2017) wird die Sedimentfüllung des Bülach-Troges anhand von fünf Kernbohrungen im Detail untersucht und beschrieben. Das tiefste Schichtglied ist jeweils ähnlich wie im benachbarten Höri-Strassberg-Trog ein alter Till, welcher in eine mächtige Abfolge von glazilakustrischen Sedimenten über-

geht. Darüber zeugt eine intermediäre Schicht mit «subglazialer Moräne» von einem erneuten Gletschervorstoss. Dieser wird überlagert von einem jüngeren Komplex glazilakustrischer Sedimente, welche beim Gletscherrückzug entstanden wären. Aufgrund von Altersbestimmungen (OSL) wird in BÜCHI et al. (2017) die ganze mächtige Sequenz glazialer und glazilakustrischer Sedimente der Beringen-Eiszeit zugeschrieben, und damit wird zwangsläufig auch ein Beringen-Alter der Trogentstehung postuliert. Es darf indessen nicht ausser Acht gelassen werden, dass die ermittelten OSL-Alter Minimalalter darstellen, und dass vor allem der tiefere Anteil der Trogfüllung unter der intermediären subglazialen Moräne durchaus auch älter als die Beringen-Eiszeit sein kann.

#### *Niederhasli-Becken und Neerach-Rinne bis Windlacher Feld*

Zur Füllungsgeschichte des grossen dreieckförmigen Niederhasli-Beckens liegen keine Anhaltspunkte vor. Einzig der nördliche Abschnitt gegen das Windlacher Feld ist mit einigen Spülbohrungen dokumentiert (s. Profile 11-13, Taf. II). Hier wurden im tiefsten Teil der Felsrinne lokal alte Seeablagerungen angebohrt, welche vermuten lassen, dass diese wie die Rinnen im eigentlichen Glatttal älter sind als letzteiszeitlich. Der Hauptteil der Talfüllung scheint aufgrund des Bohrbefundes letzteiszeitlich zu sein (s. FREIMOSER & LOCHER 1980).

#### *Wehntal-Rinne*

Im unteren Wehntal bei Niederweningen wurde, nach früheren Funden 1890 (LANG 1892), im Jahr 2003 erneut ein Mammut gefunden, begleitet von einer reichen Fauna und Flora. Der Fund und die Fundstelle wurden detailliert untersucht; die Ergebnisse sind gut dokumentiert (z.B. FURRER et al. 2007, FURRER 2011, PREUSSER & DEGERING 2007, HAJDAS et al. 2007). Altersbestimmungen ergaben, dass die Torfschicht, in der das Mammut gefunden wurde, im Zeitraum zwischen 80 ka und 40 ka gebildet wurde (Interstadial MIS 3). Für das Mammut selbst wurde ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 38 bis 41 ka ermittelt. Die Fundstelle lässt sich gut mit dem Interstadial-Komplex von Gossau im oberen Glatttal (Atlasblatt Uster) korrelieren, wo  $^{14}\text{C}$ -Alter des Torfes zwischen 50 ka und 32 ka ermittelt wurden (PREUSSER et al. 2003).

Die Wehntal-Rinne wurde mit Kernbohrungen im Umfeld der Mammutfundstelle in Niederweningen (Atlasblatt Baden) erschlossen (z.B. ANSELMETTI et al. 2010, DEHNERT et al. 2012). Die tiefste Bohrung hat im mutmasslichen Talweg der Felsrinne den Molassefels in 90 m Tiefe, d.h. auf Kote 365 m ü.M. angetroffen. Die Rinnenfüllung besteht dort aus einer 90 m mächtigen Wechselfolge von Seeablagerungen und Moräne. Datierungen mit IRSL (DEHNERT et al. 2012) ergaben Feldspat-Alter für die tiefste Moräne, und damit für die mutmassliche Entstehung des Troges, von 300–250 ka, d.h. MIS 8. Darüber folgen teils kalt-, teils

warmzeitliche Seeablagerungen, unterbrochen von Moränenschichten mit nach oben sukzessive jüngeren IRSL-Altern zwischen MIS 8 und MIS 6. Den obersten Abschnitt des Bohrprofils bilden 7 m mächtige Seesedimente mit einem Alter von 120 ka bis 100 ka (MIS 5), abgeschlossen durch eine Torfschicht, sowie 5 m mächtige Seesedimente mit einem Alter von 45 ka (hier lag die Mammutfundschicht) und 3 m holozäne Alluvionen.

Im Gebiet von Blatt Bülach gibt es einzig in Oberweningen eine tiefe Bohrung aus dem Jahr 1994 (Koord. 2672.745/1261.377), die einen grossen Teil der Talfüllung erschlossen, aber den Fels nicht erreicht hat (DR. VON MOOS AG 1998). Sie ergab folgendes Bohrprofil (s. Profil 4, Taf. I u. Tab. 5):

Terrainhöhe: 457,5 m ü. M.

0–10,0 m	Deckschichten und Niederterrassenschotter, Gletschervorstoss (MIS 2=LGM)
10,0–19,5 m	Bach- und Sumpfablagerungen (MIS 3?)
19,5–74,1 m	oben warmzeitliche, gegen unten kaltzeitliche Seeablagerungen (MIS 5?)
74,1–76,4 m	Gletschensee-Moräne (Gletschervorstoss MIS 6?)
76,4–113,7 m	kaltzeitliche Seeablagerungen, fest gelagert, leicht vorbelastet (MIS 7?)
113,7–125,3 m	Schotter (Rückzug des Vorstosses MIS 8?)
125,3–127,0 m	Grundmoräne (Gletschervorstoss MIS 8?)

Das Bohrprofil lässt sich zwanglos mit dem von Niederweningen (DEHNERT et al. 2012) korrelieren. Die oben angegebenen mutmasslichen Alter beruhen auf Altersbestimmungen von DEHNERT et al. (2012). Bei Datierungen mit IRSL ist allerdings bekannt, dass die beprobten Schichten auch älter sein können.

Zusammenfassend kann zur Wehntal-Rinne Folgendes festgehalten werden:

Die Rinne ist mit Koten bis maximal ca. 300 m ü. M. deutlich weniger in die Molasse eingetieft als die Rinnen im Glatttal und Furttal. Im Bereich Oberweningen bis Niederweningen ist die Rinne glazial übertieft. Der Talweg der Felsrinne steigt gegen Westen an, und die Rinne ist vermutlich etwa an der Kantons-grenze Zürich/Aargau beckenförmig zu schliessen. Das Surbtal im Aargau als morphogenetische Fortsetzung des Wehntales ist demgegenüber nur eine sehr un-tiefe Eintalung in der Felsunterlage. Die Entstehung der Rinne muss alt sein, in der Rinnenfüllung sind mindestens zwei Eisvorstösse (MIS 8 und MIS 6?) bis über Niederweningen hinaus dokumentiert. Dazwischen hätten Warmzeiten mit See-sedimentation geherrscht (ANSELMETTI et al. 2010).

### *Embrach-Becken*

#### **q<sub>sl</sub> Seeablagerungen**

In Embrach bilden mächtige rinnenfüllende Seeablagerungen (q<sub>sl</sub>) die Unterlage des Niederterrassenschotter (s. Profil 5, Taf. 1). Sie überlagern eine ältere

re Moräne, z.T. in kiesiger Ausbildung. Angesichts von Diamikt-Einschaltungen in den Seeablagerungen wird von einer zweiphasigen Verfüllungsgeschichte des tiefen Teils des Embracher Troges ausgegangen (GRAF 2009a, S. 93).

Am NE- und NW-Rand der Hardrüti, Embrach, wo der Niederterrassenschotter am Erosionsrand gegen das Tösstal und das Wildbachtobel abgeschnitten ist, treten diese kompakt gelagerten, dünngeschichteten Seeablagerungen als Band unter dem Niederterrassenschotter von Haumüli bis Neumoos zutage. Sie wurden schon von WEBER (1928b) kartiert. Im Neumoos wurde dieser Lehm anfangs des letzten Jahrhunderts in kleinen Gruben ausgebeutet (s. Kap. Mineralische Rohstoffe, S. 125). Der Lehm wurde auch beim Bau der Hochleistungsstrasse Bülach-Winterthur in der Wisshalde zwischen Hardrüti und Wildbach (Koord. 2686.040/1264.350) aufgeschlossen. Die feinkörnigen Schichten wirken als Grundwasserstauer in der Unterlage des Embracher Grundwasserstromes und bewirken die ergiebigen Überlaufquellen nordwestlich von Hardrüti (s. Kap. Hydrogeologie, S. 121). Zweifellos ist das tonige Material auch die Ursache der grossen Rutschmasse, die westlich von Neumoos gegen die Töss abgefahren ist.

#### *Furttal-Rinne*

Die Furttal-Rinne entspricht der Verlängerung der südlichsten Glatttal-Rinne, welche auch Greifensee-Rinne genannt wird (WYSSLING 2008). Diese verflacht sich im Raum des Oberhauser Rietes (Atlasblatt Zürich, PAVONI et al. 2015) und wird durch die Felsschwelle von Oerlikon unterbrochen. Westlich dieser Schwelle trennt sie sich definitiv von der Glatttal-Rinne und vertieft sich wieder markant. Im Furttal bei Buchs erreicht sie Felskoten um 200 m ü.M und evtl. weniger.

Der tiefere Teil der Rinne wurde in verschiedenen Sondierbohrungen zur Grundwassererkundung erschlossen (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1981). Im Gebiet von Blatt Bülach liegt die Spülbohrung 708 in Buchs (Koord. 2674.345/1255.890) mit einer Felskote von 212 m ü.M. Die Bohrung traf das folgende Profil an (s. Profil 2, Taf. I).

Terrainhöhe: 420 m ü. M.

0–6,3 m	junger Schotter und künstliche Auffüllung, post-LGM
6,3–72,0 m	grauer sandiger Lehm, ab 41 m fest gelagerte Seeablagerung, z. T. vorbelastet
72,0–137,0 m	moränenartige Ablagerungen, Moräne LGM oder älter
137,0–181,0 m	grauer und beiger steifer Lehm, Seeablagerung
181,0–207,8 m	grauer, sandig-kiesiger Lehm mit Blöcken, alte Moräne
207,8–215,0 m	gelblicher Mergel, Fels (USM)

Der junge Schotter, die Seeablagerungen und die deutlich ausgebildete Moräne oberhalb 137 m Bohrtiefe könnten letzteiszeitlich sein, was aber mangels Altersbestimmungen unsicher ist. Der tiefere Teil der Rinnenfüllung tiefer als

137 m besteht aus Seeablagerungen und alten Moränen, welche in Analogie zu ähnlichen Sedimenten im mittleren Glatttal als MIS 6 oder älter zu betrachten sind.

In Regensdorf haben Bohrungen unter einem tieferen Schotter, welcher als letzteiszeitlicher Vorstossschotter angesehen werden kann, der aber ebenso gut älter sein könnte, unterhalb von Kote 390 mü.M. ebenfalls Seeablagerungen erschlossen (Profil 1, Taf. I). Es handelt sich hier um einen harten Lehm, z.T. mit moränenartigen Einschaltungen, vergleichbar den oben beschriebenen älteren Seeablagerungen.

Hochterrasse, tieferes Niveau

### **q<sub>mU</sub> Ursplen-Till**

Mit Grundwasseruntersuchungen in den 1970er-Jahren (s. DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1977) konnte gezeigt werden, dass unter dem Hardwald eine sehr kompakt gelagerte Moräne den rinnenfüllenden Seeablagerungen der Glatttal-Rinne aufliegt und vom Hardwald-Schotter (Aathal-Schotter) überlagert wird (Profil 7, Taf. II). Die Moräne lässt sich mit Bohrungen als unter dem Hardwald-Schotter verborgener, bogenförmiger Wall verfolgen (HALDIMANN 1978). Der Moränenaufschluss in der Ursplen zwischen Bassersdorf und Kloten (Ursplen-Till q<sub>mU</sub>) könnte ein nordöstliches Ende dieses Moränenwalles repräsentieren. Die Moräne liegt in der Ursplen direkt auf OSM.

Diese Moräne war von HALDIMANN (1978) mit dem informellen Terminus «Hagenholz-Stadium» bedacht und, entsprechend dem damaligen Wissensstand, wie der Hardwald-Schotter ins «Frühwürm» gestellt worden. Sie ist nach heutigem Kenntnisstand indessen wesentlich älter, d.h. aufgrund der Datierung der unterliegenden Seeablagerungen (s.o.) mindestens MIS 6 oder älter.

### **q<sub>sH</sub> Hardwald-, Homberg-, Rümlang- und Chatzenstig-Schotter**

Auf tieferem Niveau als der oben beschriebene Schotter vom Typus Hochterrasse, höheres Niveau, aber doch erhöht über dem Vorflutniveau der Talsohlen und meist bedeckt durch letzteiszeitliche Ablagerungen, liegt im Glatttal vielerorts eine jüngere Generation alter Schotter. Teils bilden sie ausgedehnte Schotterplateaus, teils sind sie nur reliktsch am Talrand erhalten. Die Schotter liegen oft auf den oben beschriebenen rinnenfüllenden Seeablagerungen, sind also jünger als diese. Allen Schottern gemeinsam ist, dass sie häufig verkittet sind und Einschaltungen von Moräne aufweisen können.

Diese Schotter, oder zumindest einzelne derer Vorkommen, wurden früher dem klassischen Hochterrassenschotter zugeschlagen (z.B. HUG 1907, ZINGG 1935). Später wurden sie von den meisten Bearbeitern aufgrund ihrer Stellung

zwischen Hochterrasse und Niederterrasse als «Mittelterrassenschotter» bezeichnet (s. WEBER 1934, HUG & BEILICK 1934, SUTER 1939a, b, 1944, HANTKE 1959). Auf der geologischen Karte des Kantons Zürich (HANTKE et al. 1967) sind sie als «überfahrene (früh)würmzeitliche Schotter» ausgedehnt. Im oberen Glattal werden diese Schotter als Aathal-Schotter bezeichnet (z.B. WYSSLING 2008).

### *Hardwald-Schotter*

Im SE-Teil des Kartengebiets bilden die alten, oft verkitteten Schotter des Hardwaldes zwischen Dietlikon, Opfikon, Bassersdorf und Kloten, welche hier dem Aathal-Schotter gleichgestellt werden (s. z.B. HALDIMANN 1978, WYSSLING 2008, KELLER & KRAYSS 2010) ein allseitig begrenztes Hochplateau. WYSSLING (2008, S. 21) zeigt eine Geröllanalyse aus dem Aathal, welche einen hohen Anteil an Gangquarzen und Kristallingeröllen und wenig Verrucano ausweist.

Die Hardwald-Schotter überlagern die darunterliegenden alten Seeablagerungen entlang einer auffallend ebenen Schichtdiskordanz, welche unter dem Hardwald in Dietlikon etwa auf Kote 420–430 m ü. M. und im Flughafenbereich um 400 m ü. M. liegt (s. Profile 7 u. 8, Taf. II und HALDIMANN 1978).

Der Schotter ist als sandiger, wenig siltiger Kies und Grobkies zu beschreiben, zonenweise auch als sauberer Sand mit wenig Kies. Er ist nicht durchgehend, sondern schichtweise verkittet. Es sind auch moränenartige Schichten enthalten, ähnlich wie im Buhn-Schotter im benachbarten Gebiet von Atlasblatt Zürich (PAVONI et al. 2015).

Unter dem Hardwald überlagert der Schotter den oben beschriebenen Ursplen-Till. LONGO (1978) beschreibt anhand seiner Aufnahmen für den Hagenholz-Tunnel der SBB im Vorfeld dieser Moräne zwischen Bassersdorf und Kloten unter dem Hardwald-Schotter oberflächlich aufgeschürfte Seeablagerungen sowie eine so genannte «mittlere Moräne». Dies spricht für eine Mehrphasigkeit von Gletschervorstössen (Moräne) und -Rückzügen. Auch wenn bisher Altersbestimmungen dieses alten Schotters fehlen, wird er heute älter als letzteiszeitlich angesehen. Dank der oben erwähnten Datierung der darunterliegenden Seeablagerungen wäre er auf jeden Fall jünger als 170 ka bis 186 ka und könnte, so wie auch der Ursplen-Till, allenfalls in das vorletzte Glazial MIS 6 gestellt werden. Der Ursplen-Till im Hagenholz (HALDIMANN 1978) markiert somit nicht ein eigenständiges Glazial (GRAF 2009a), sondern einen Gletschervorstoss innerhalb der Beringener oder einer älteren Eiszeit (PREUSSER et al. 2011).

Der Hardwald-Schotter wird durch letzteiszeitliche Moräne überlagert, welche z. T. als Grundmoräne, z. T. als Wallmoräne, aber auch in Form von Drumlins vorliegt.

HUG & BEILICK (1934) erwähnen zahlreiche Kiesgruben rund um dieses Schotterplateau, die meisten sind allerdings heute nicht mehr offen. Kies im gross-

en Stil wurde in den 1950er- bis 1980er-Jahren vor allem in den Kiesgruben von Runsberg zwischen Dietlikon und Bassersdorf abgebaut.

Zum selben Schottervorkommen gehören auch die Schotter-Rundhöcker Bergli und Händlen NE von Kloten, welche unter der Strasse Kloten-Bassersdorf hindurch mit dem Schotter des Hardwaldes in Verbindung stehen, sowie Schotterrelikte am Talrand bei Nägelimoos unterhalb Kote 480 mü.M.

#### *Homberg-Schotter*

Am Homberg NW von Kloten liegt am Talrand eine Terrasse mit einem weiteren präletzzeitlichen Schottervorkommen mit einer Oberfläche um 450–460 mü.M. Der Schotter wurde einst in Kiesgruben ausgebeutet, und später wurde in den Kiesgruben die Deponie Homberg der Stadt Kloten betrieben.

Der Schotter liegt, oft unter Zwischenschaltung einer kompakten Moräne, auf der OSM, deren Oberfläche hier einen Sims mit Koten ca. 420–430 mü.M. zu bilden scheint.

Der gleiche Schotter erstreckt sich entlang dem Talrand nach Norden und bildet weiter NW über der Talsohle die Schotterterrasse von Niederrüti (Gemeinde Winkel). Auch hier wurde der Kies in zahlreichen, heute aufgelassenen und aufgefüllten Kiesgruben ausgebeutet.

#### *Rümlang-Schotter*

Am linken Talrand bei Rümlang liegt auf einem terrassenförmigen Sims der Molasse auf Kote 410–430 mü.M. und mit terrassenförmiger Oberfläche auf Kote 440–450 mü.M. ein Erosionsrelikt eines alten, verkitteten Schotters. HUG (1907, S. 22) hat diesen noch als Hochterrasse angesprochen und später in verschiedenen Bohrungen zur Grundwassererkundung studiert (HUG & BEILICK 1934). Es ist naheliegend, in diesem verkitteten Schotter ein Äquivalent des Hardwald-Schotters und des Homberg-Schotters auf der gegenüberliegenden Talseite zu sehen (s.a. JÄCKLI 1964).

In Rümlang wurde der Schotter früher in zahlreichen Kiesgruben abgebaut, die heute alle teils aufgefüllt, teils noch als aufgelassene Gruben einzusehen sind.

#### *Chatzenstig-Schotter*

Das Hochplateau zwischen Hochfelden, Windlach und Niederglatt (Blatt Eglisau) wird im SE von spätpleistozänen Wallmoränen und im SW von den mittelepleistozänen Steighalden-Schottern begrenzt, die der Hochterrasse, höheres Niveau, angehören (s.S. 64). Nördlich davon sind auf tieferem Niveau eiszeitliche Schotter verbreitet, welche entlang der Glatt im Gebiet Chatzenstig (Blatt Eglisau) in mehreren Zehnermetern Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Anhand von Bohrdaten kann ihre Untergrenze auf etwa 390 mü.M. abgeschätzt werden (DR. VON

Moos AG 1976, BÜCHI et al. 2017), während ihre Oberkante auf etwa 450 m ü. M. liegt, woraus sich eine Gesamtmächtigkeit von gegen 60 m ergibt. Dort wo sich im Untergrund der Strassberg-Trog erstreckt, überlagern die Chatzenstig-Schotter Seeablagerungen, lateral davon liegen sie der USM auf. BÜCHI et al. (2017) bezeichnen diese Schotter als «Formation C» und stellen sie dem Aathal-Schotter bzw. dem Hardwald-Schotter im mittleren und oberen Glatttal gleich.

Tabelle 4: *Auflagerungsfläche der Hochterrassenschotter, tieferes Niveau*

Ort	Auflagerungsfläche (m ü. M.)	Unterlage	höchste Aufschlüsse (m ü. M.)	Alterszuweisung	Literatur
Hardwald-Schotter, Dietlikon	420–430	Seeablagerungen	470	Beringen-Eiszeit	BÜCHI et al. (2017)
Hardwald-Schotter, Kloten	400	Seeablagerungen	460	Beringen-Eiszeit	
Rümlang-Schotter, Rümlang	410–420	OSM	460	Beringen-Eiszeit	
Hornberg-Schotter, Kloten	410–420	OSM und Moräne	450	Beringen-Eiszeit	
Chatzenstig-Schotter, Hochfelden	390	USM und Seeablagerungen	450	Beringen-Eiszeit	BÜCHI et al. (2017)

### *Spätes Pleistozän*

#### BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit)

#### **q<sub>sG</sub> Grafchaft- und Bannhalden-Schotter (Vorstossschotter)**

Die Birrfeld-Eiszeit (GRAF 2009a) begann vor ca. 115 ka (PREUSSER et al. 2011) mit verschiedenen Kälteperioden (MIS 4), die wahrscheinlich von Gletschervorstössen begleitet waren. Die frühletzteiszeitliche Entwicklung im oberen Glattal lässt sich anhand detaillierter Studien in Gossau recht gut darstellen (WELTEN 1982, SCHLÜCHTER et al. 1987, WELTEN 1988, WEGMÜLLER 1992, PREUSSER et al. 2003, BURGA 2006, PREUSSER et al. 2011). Bis heute wurden keine belastbaren Indizien gefunden, dass ein frühletzteiszeitlicher Gletschervorstoss die Schwelle von Hombrechtikon überwunden hätte und ins Glattal vorgestossen wäre. Im mittleren und unteren Glattal herrschten zu jener Zeit ruhige Verhältnisse.

Entscheidend war erst der Vorstoss des Linth-Rheingletschers im Zeitraum von 26 ka bis 24 ka vor heute (KELLER & KRAYSS 2005, PREUSSER et al. 2011), dem Last Glacial Maximum (LGM). Der Gletscher überfuhr bei diesem Vorstoss im oberen und mittleren Glattal den Aathal- und den Hardwald-Schotter. Entlang

seinem SW-Rand räumte er die Greifensee-Rinne aus (WYSSLING 2008), wobei aber stellenweise im tieferen Teil ältere Sedimente erhalten blieben (PAVONI et al. 2015), und er stiess mit einem kräftigen Arm ins Furttal vor.

Im Gebiet des Flughafens Kloten räumte der vorstossende Gletscher den Hardwald-Schotter vollständig aus und schuf ein grosses Zungenbecken. Nur an den Talrändern blieben der Homberg- und der Rümlang-Schotter als Relikte erhalten.

Im unteren Glatttal talabwärts von Oberglatt entstand beim Gletschervorstoss eine ausgedehnte und mächtige Flur mit Vorstossschotter, dem Grafschaft- und dem Bannhalden-Schotter, die sich bis gegen Glattfelden erstreckte. Der Vorstoss war also von umfangreichen Aufschotterungen begleitet. Einen wichtigen Beitrag zu den Schottermassen dürfte die Erosion des Aathal- und des Hardwald-Schotters geliefert haben.

Dieses Schottervorfeld wurde beim Vorrücken des Eises teils überfahren (im Gebiet Grafschaft-Höragen-Bannhalden), teils aber auch ausgeräumt (im Gebiet Bachenbülach-Bülach). Im Stadtgebiet von Bülach entstanden dabei einige prominente Drumlins. Auch die verschiedentlich im Grafschaft- und Bannhalden-Schotter eingeschalteten Moränenlagen zeugen von der Dynamik des Eisvorstosses.

Westlich des Felsrückens Hasliberg-Öschenberg-Höriberg fehlen Vorstossschotter, die mit denjenigen des eigentlichen Glatttales vergleichbar wären. Hier hat der vorstossende Gletscher offenbar keine Schotter abgelagert, sondern vor allem Rinnen und Becken geschaffen.

Im Furttal könnte der an der Oberfläche nicht anstehende, aber im Profil 1 (Taf. I) dargestellte Regensdorf-Schotter ein Äquivalent des Vorstossschotters im Glatttal darstellen.

Nachstehend werden die beiden wichtigsten Vorkommen mit Vorstossschotter im Glatttal besprochen.

### *Grafschaft-Schotter*

Dank Bohrungen zur Grundwassererkundung haben schon HUG & BEILICK (1934) erkannt, dass im Raum Oberglatt bis Höri ein grösseres Grundwasservorkommen in einem moränenbedeckten und oft verkitteten Schotter entwickelt ist.

Aufgrund zahlreicher zwischenzeitlich abgeteufte Bohrungen zur Grundwassererkundung lässt sich dieses alte, durch den letzteiszeitlichen Gletscher überfahrene und von letzteiszeitlicher Moräne überlagerte Schottervorkommen heute detailliert abgrenzen und charakterisieren. Es zieht von Grafschaft (Oberglatt), wo es unter der Rückzugsmoräne des Seeb-Standes ansteht, meistens von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt, nach Norden bis Grafschaft (Niederglatt) und Endhöri, und nach Osten unter dem Höragen bis gegen Bachenbülach, wo der Schotter unter letzteiszeitlicher Moräne ansteht. Der Schotter bildet im ganzen Gebiet seines Vorkommens ein niederes Hochplateau, das mit letzteiszeitlicher Moräne und na-

mentlich mit Drumlins bedeckt ist. Im südöstlichsten Abschnitt liegt der Endmoränenkranz des Hofstetten-Oberglatt-Seeb-Standes (=Schlieren-Stand) auf dem Grafschaft-Schotter.

Zwischen Oberglatt und Niederglatt hat sich die Glatt in postglazialer Zeit mit grossen Mäandern in die Moräne und in das Schotterplateau eingeschnitten, oft unter Bildung markanter Erosionsränder. Entlang dieser Geländekante zeugen zahlreiche, heute aufgelassene und meist aufgefüllte Kiesgruben von der Ausdehnung des Schotters. Der Schotter bildet in der Talsohle des Glatteinschnittes auch den tieferen Untergrund, ist allerdings streckenweise durch Moräne oder junge Alluvionen bedeckt. Die Grundwasserfassungen Oberglatt (Hofstetten), Niederglatt und Tannweg (Endhöri) erschliessen alle das Grundwasser im tieferen Grafschaft-Schotter unter den oberflächennahen Alluvionen und einer trennenden Moränenschicht (HUG & BEILICK 1934, S. 41; Grundwasserkarte des Kantons Zürich, Blatt Bülach).

Die Auflagerungsfläche des Grafschaft-Schotters liegt bei Oberglatt etwa auf Kote 390 mü.M. (Profil 11, Taf. II), d.h. etwas tiefer als die Basis des Hardwald-, des Homberg- oder des Rümli-Schotters, und taucht bis Höri auf etwa Kote 360–370 mü.M. ab. Sie verläuft, ähnlich wie die Untergrenze des Hardwald-Schotters zwischen Dietlikon und Kloten, auffällig eben; die Unterlage bilden in der Regel ältere Seeablagerungen.

Die Schotteroberfläche, welche allerdings durch den letzteiszeitlichen Gletscher überfahren und intensiv modelliert worden ist, liegt auf Koten um 430–420 mü.M., d.h. etwa 20 m tiefer als die Oberfläche des (älteren) Homberg- und Rümli-Schotters an den Talrändern und 30 m tiefer als die Oberfläche des Hardwald-Schotters im Hardwald bei Kloten.

Die Verhältnisse um den Grafschaft-Schotter liessen sich durchaus mit denen des Hardwald-Schotters vergleichen, und es ist verständlich, dass ältere Beobachter, z.B. WEBER (1934) oder SUTER (1944), die beiden Schotter als «Mittelterrassenschotter» bezeichnet und einander gleichgestellt haben. Es muss indessen die im Vergleich mit den talaufwärts gelegenen «Mittelterrassenschottern» etwas zu tiefe Position von Basis und Top des Grafschaft-Schotters berücksichtigt werden. Aufgrund des Befundes in den neueren Tiefbohrungen in Bülach und Hochfelden (BÜCHI et al. 2017) ist derzeit davon auszugehen, dass der Grafschaft-Schotter, wie auch der Bannhalden-Schotter (s.u.), so wie oben geschildert ein Produkt des letzteiszeitlichen Gletschervorstosses ist und nicht ein Vertreter des präletzteiszeitlichen «Hochterrassenschotters, tieferes Niveau».

### *Bannhalden-Schotter*

Auf den bewaldeten Plateaus NW von Bülach im Gebiet Bannhalden, Glatthaldenrain und Hard erstreckt sich ein weiteres Vorkommen mit einem verkitteten Schotter. Bei Jakobstal, Endhöri, lässt sich der Schotter unter letzteiszeit-

licher Moräne bogenförmig unter dem Tal der Glatt hindurch verfolgen; die Glatt fließt hier auf Moräne (HUG & BEILICK 1934, S.38). Damit lässt sich eine Verbindung des oben besprochenen Grafschaft-Schotters mit dem Bannhalden-Schotter direkt nachweisen (s.a. SOMMERHALDER 1968).

Auch diesen Schotter, den DU PASQUIER (1891) noch als Hochterrassenschotter kartiert hatte, hat SUTER (1944) zur «Mittelterrasse» gerechnet. Der verkittete Schotter bildet beidseits des Erosionseinschnittes der Glatt nördlich Hochfelden fast vertikale Wände (HUG 1907, S. 43) (s. Fig. 21) und wird durch die Endmoräne des LGM überlagert. Für HUG & BEILICK (1934) bestand kein Zweifel, dass die tieferen Teile der mächtigen Schotter im Gebiet Bülach–Glattfelden (Abb. 5 u. 19), aber auch weiter rheinaufwärts bis Rheinau (Abb. 10), nicht zur letzteiszeitlichen Niederterrasse gehören, sondern älter sind.

LEEMANN (1958) hat, wie zuvor WEBER (1934) in den extramoränischen Schottern im untersten Glatttal zwar keine Diskordanz zwischen dem Niederterrassenschotter und einem darunter zu vermutenden älteren, verkitteten Schotter beobachtet (s. HANTKE 1959). Demgegenüber hat HUBER (1956) bestätigende Indizien gefunden, dass die in vergleichbarer Stellung befindlichen Niederterrassenschotter des Rafzerfeldes nur eine dünne Deckschicht über dem «Mittelterrassenschotter» bilden, und HANTKE (1959, S. 20) bringt den anschaulichen Hinweis, dass nach zeitgenössischer Auffassung die «Mittelterrasse» ausserhalb des LGM durch die Niederterrasse des LGM nur «überzuckert» wäre (s. dazu die eindrückliche Darstellung in HUG & BEILICK 1934, Fig. 19). Diese Auffassung konnte später KELLER (1977) mittels detaillierter Studien im Rafzerfeld bestätigen.

Im Aufschluss im Glatteinschnitt bei Hinter Glatthalden zeigt sich der verkittete Schotter als gut gerundeter Kies oft mit offenen Porenräumen, mit lagenweise Feinkiesschichten und mit kalzitischem Zement. Die Verkittung ist so gut, dass sich bei Hinter Glatthalden überhängende Wände bilden (Fig. 21). Auffällig ist der geringe Anteil an Verrucano-Geröllen, ein Indiz, das schon verschiedentlich zur Unterscheidung zwischen altem und letzteiszeitlichem Schotter verwendet wurde.

Es lagen bisher also zahlreiche belastbare Indizien vor, den Bannhalden-Schotter mit dem oben besprochenen verkitteten Schotter des Glatttales (Aathal-Schotter, Typus «Mittelterrassenschotter») gleichzustellen und als präletzteiszeitlich zu betrachten.

Dem ist allerdings neuerdings der Befund aus fünf Tiefbohrungen in Bülach gegenüberzustellen (BÜCHI 2016, BÜCHI et al. 2017). Die Datierung von feinkörnigen Sedimenten direkt unter dem Bannhalden-Schotter (im Profil 12 der Taf. II «Volleberer-Komplex» genannt) hat OSL-Alter zwischen 135 ka und 40 ka ergeben (BÜCHI et al. 2017). Darunter liegt ein glazialer Schotter, vergesellschaftet mit Moräne, den BÜCHI et al. (2017) als «Formation F» einem späten Gletschervorstoss der Beringen-Eiszeit zuordnen. In den Profilen 12 und 13 der Tafel II wird dieser Schotter als «Soligänter-Schotter» bezeichnet. Daraus ist zu folgern, dass der Bannhalden-Schotter eine Ablagerung der Birrfeld-Eiszeit ist. Die plausibelste



Fig. 21: Der Bannhalden-Schotter im Aufschluss bei Hinter Glatthalden (Koord.2681.400/1265.900). Foto P.Haldimann 2016.



Fig. 22: Detailaufnahme des Bannhalden-Schotters im Aufschluss bei Hinter Glatthalden (Koord.2681.400/1265.900). Foto P.Haldimann 2016.

Hypothese ist, dass der Bannhalden-Schotter einen letzteiszeitlichen Vorstoss-schotter repräsentiert, der beim Vorstoss zum LGM durch den Gletscher überfahren worden ist. FREIMOSER & LOCHER (1980) haben den Schotter als «hochwürmezeitlich mehrmals überfahrenen Niederterrassenschotter» bezeichnet, was sich mit dieser Hypothese deckt (s.a. DR. VON MOOS AG 1976).

Da Bannhalden- und Graftschaft-Schotter morphologisch und genetisch verwandt erscheinen und sogar miteinander verbunden werden können, setzt sich heute entsprechend BÜCHI (2016) und BÜCHI et al. (2017), trotz zum Teil widersprüchlicher Befunde, die Auffassung durch, dass die beiden Schotter letzteiszeitliche Vorstoss-schotter sind, und so ist es auch auf dem Atlasblatt dargestellt.

Interessant ist, dass bereits HANTKE et al. (1967) den Bannhalden-Schotter in der Unterlage und im Vorfeld der LGM-Endmoränen als «überfahrene würmezeitliche Schotter und Akkumulationsniveau der Niederterrassenschotter» kartiert haben. Sie haben unter dieser Position allerdings auch alle anderen verkitteten Schotter des Glatttales subsummiert (Aathal-, Hardwald- Homberg- und Rümliang-Schotter), was heute nicht mehr zu vertreten ist (s.o.).

#### **q<sub>4m</sub> Moräne (Till) der Letzten Eiszeit**

Wie auf den meisten Atlasblättern des schweizerischen Mittellandes dominiert auch im Gebiet des Blattes Bülach die hellgrüne Farbe für die letzteiszeitliche Moräne.

Nachfolgend werden von Osten nach Westen Besonderheiten in den Seiten- und Endmoränen des letzteiszeitlichen Maximalstandes (Last Glacial Maximum, LGM, SCHLÜCHTER 2009) des Linth-Rheingletschers im Glatttal beschrieben. Im Furttal ist dies der Würenlos-Stand (q<sub>4mw</sub>), im Glatttal der Bülach-Stand (q<sub>4mB</sub>).

#### **Endmoränen q<sub>4mB</sub> und q<sub>4mw</sub> des LGM des Linth-Rheingletschers (Bülach- und Würenlos-Stand)**

##### *Hochgebiete oberhalb von Bassersdorf, Klotten, Winkel und Bachenbülach*

Der Eisrand des LMG, indiziert durch markante Seitenmoränen, lag bei Obholz, Birchwil, auf Kote 580 m.ü.M., bei Gerlisberg auf Kote 560 m.ü.M., bei Egetswil auf Kote 550 m.ü.M., am Heuberg oberhalb von Oberrüti bei 540 m.ü.M., oberhalb von Winkel bei 540 m.ü.M. und beim Chlingenhof oberhalb von Bachenbülach und Bülach bei 510–520 m.ü.M. Eine kleine Diskrepanz zum Atlasblatt Winterthur herrscht im Gebiet Breitenloo, wo WILDBERGER et al. (2011) letzteiszeitliche Endmoränen bis auf Kote 610 m.ü.M. orten; diese dürften jedoch bei Kote 580 m.ü.M. liegen.

Die Talung von Augwil–Lufingen und das Eigental südlich von Oberembrach dienten während des LGM als Schmelzwasserrinnen, durch welche zeitweise sehr grosse Wassermengen abgefließen sein müssen. Durch solche Schmelzwässer wur-

den der Niederterrassenschotter des Embrachertals und seine Äquivalente bis Tössegg und weiter rheintalabwärts geschüttet.

Hier stellt sich die Frage, wie weit Gletscherzungen vom Eisrand des LGM bei Gerlisberg und Augwil ins Lufingertal und ins Eigental zwischen Birchwil und Oberembrach gereicht haben. ELLENBERG (1972) zeichnet «angenommene äusserste Würmeisrandlagen» im Lufinger Tal bei der ehemaligen Kläranlage Augwil unterhalb von Hintermarchlen (Koord. 2686.840/1259.600) und im Eigental unterhalb des Hofes Eigental. Solche Eisrandlagen sind jedoch nicht nachvollziehbar, und auch JÄCKLI (1964) hat solche nicht kartiert.

Stellenweise sind eindruckliche Wallmoränen ausgebildet, so bei Loo zwischen Oberrüti und Winkel und bei Gstötzt SE von Bülach. Oft sind anstelle von Wallmoränen Drumlins entwickelt, so im ganzen hochgelegenen Bereich zwischen Bassersdorf, Kloten-Gerlisberg und Oberrüti. Auffälligerweise sind Drumlins vor allem dort entwickelt, wo im Substrat ältere Schotter liegen oder vermutet werden.

Im Oberlauf des Eigentales südlich von Oberembrach und des Lufinger Tales reichte das Eis bis knapp über die hydrologische Wasserscheide. Anzeichen echter Transfluenzen vom Glatttal ins Embrachertal sind aber nicht zu erkennen. Die Flanken beider Taleinschnitte werden durch z.T. tiefgründig verwitterte und in steiler Hanglage oft versackte Molasse aufgebaut. Es sind weder Grund- noch Wallmoränen zu erkennen, welche bei einer Transfluenz abgelagert worden wären. Der Talweg beider Täler wird erstaunlicherweise durch anstehenden Fels oder eine nur geringmächtige Schwemmelhmbedeckung gebildet, eigentliche Bachablagerungen fehlen. Beide Taleinschnitte werden als typische, im LGM eisfreie Schmelzwasserabflussrinnen interpretiert (HUG 1907, S. 87).

### *Gebiet um Bülach*

Die Seiten- und Endmoränen auf den Hügeln östlich und NE von Bülach wurden schon von HUG (1907, S. 55) beschrieben. Die von ihm geortete Jungmoräne auf Kote 530 m ü. M. ist indessen nicht zu erkennen, auf dieser Kote ist denn auch keine letzteiszeitliche Moräne mehr zu erwarten. Gut nachvollziehen lassen sich die seitlichen Endmoränen bei Gstötzt und bei Bergli und Schuemacher NE von Bülach. Ob die Moränenreste bei Frohalden und auf dem Ottenberg NE von Bülach, wie dies HANTKE et al. (1967) angeben, wirklich zum LGM gehören, ist anzuzweifeln, hier liegt eher präletzzeitliche Moräne vor, analog der ganzen Flanke des Dättenbergs.

Im Gebiet zwischen Bülach, Hochfelden und Glattfelden (HUG 1907, S. 55f.) durchqueren die Endmoränen des LGM den Bülacher Teil des Glatttales. Es handelt sich nicht um ausgeprägte Endmoränenwälle, wie sie andernorts das LGM markieren (z.B. Würenlos, Mellingen-Mägenwil, Staffelbach), sondern um eine Überdeckung des darunterliegenden Vorstossschotter mit Grund- und Wallmoräne. Die höchsten Erhebungen liegen im Bülacher Hard bei Brengspel

(457 m.ü.M.) und Chengelboden (452 m.ü.M.). Erst weiter nördlich (im Gebiet von Atlasblatt Eglisau) finden sich bei Pkt. 437 (SSW der Station Glattfelden) über dem rechten Glattufer und im Moränenwall von Hätschgen über dem linken Glattufer morphologisch klare Endmoränen. Am SE-Hang des Strassbergs lassen sich die Seiten- bzw. Endmoränen dann in Form verschiedener Staffeln weiter gegen SW verfolgen. Moräne des LGM reicht hier bis Kote 480 m.ü.M. Die Moräne überlagert an dieser Stelle ältere Schotter, nämlich westliche Vertreter des Bannhalden-Schotters (s.S. 76) und den Chatzenstig-Schotter (s.S. 73).

Ein auffälliges Phänomen im Bereich der Endmoränen des Bülacher Hards und des Strassbergs sind die zahlreichen Toteislöcher (Sölle). Diese werden hier als typisch für eine flache Moränendecke über einem älteren Schotter gedeutet, in welchem das nach dem Auftauen des Permafrostes anfallende Schmelzwasser ungehindert versickern konnte.

Einem etwas interneren Gletscherstand des LGM entsprechen die Moränenwälle, welche beim Spital Bülach und an der Bannhalde dem Vorstossschotter auflagern und z.T. eine akzentuierte Morphologie aufweisen. Diese internere Moräne zieht gegen Westen ins Gebiet Grüt und Chalchofen bei Hochfelden und weiter gegen Niederhöri, wo sie sich an den Höriberg anschmiegt. Noch etwas interner verläuft der Moränenwall von Büel-Willenhof. Die Muldenlagen zwischen den wallförmigen Erhebungen sind mit Schwemmlehm gefüllt.

#### *Südliches Windlacherfeld bis Stadel und Neerach*

An den Hängen zwischen Stadel und Neerach liegen die höchsten Koten der LGM-Endmoränen um 465 m.ü.M. (Chofel bei Stadel) und 479 m.ü.M. (Im Strick). Im Oberholz zieht die letzteiszeitliche Seitenmoräne steil gegen den Heitlig hoch. Der Heitlig bildet als markanter Moränenrücken mit Koten 525 und 533 m.ü.M. oberhalb von Neerach die morphologische Begrenzung und die Wasserscheide zum Bachsertal. Unter der Moräne des Heitlig zieht der Neerach-Schotter nicht, wie dies SUTER (1944) vermutet hatte, ins Bachsertal hinein. Gemäss neueren Bohrungen bildet die OMM unter der Moräne eine Schwelle (Profil 12, Taf. II).

Der etwas internere Gletscherstand wird markiert durch eine Staffel mit Moränenwällen, z.B. bei Grossholz und Rüterspüel. Dazwischen erstrecken sich in den Gebieten Stadlersee und See Mulden mit Seeablagerungen und Verlandungssedimenten.

#### *Wehntal und Furttal*

Die äusserste End- bzw. Seitenmoräne zieht vom Heitlig als markanter Wall mit Koten um 520 m.ü.M. gegen Ankenland oberhalb von Steinmaur.

Das Tälchen von Ankenland ist halbmondförmig in die OSM und den sie überlagernden Höheren Deckenschotter mit seiner alten Moränendecke einge-

kerbt. Diese Erosionsform könnte schon im Mittelpleistozän entstanden sein. Sie ist offenbar der erodierenden Wirkung der Quellbäche zu verdanken, welche dem Quellhorizont unter der Deckenschotterbasis entspringen. Während des LGM war der Abfluss behindert, und diese Mulde stellte ein abflussloses Becken dar, welches mit Seeablagerungen, Schwemmlehm und Rutschschutt gefüllt wurde. Erst nach dem Eisabbau konnten die Quellbäche die Moränenwälle durchbrechen und wieder frei gegen SSE abfließen.

Eindrücklich sind die mächtigen Endmoränenwälle zwischen Steinmaur und Sünikon, die das Glatttal gegen das oberste Wehntal abschliessen und eine Wasserscheide bilden. Sie treten auch morphologisch prominent in Erscheinung (Fig. 1). Der oberste Wall zieht von Ankenland (Koten um 522 m.ü.M.) über Pkt. 494 gegen Schöfflisdorf, wo er bei Hundacher endet. Seine Fortsetzung ist auf der anderen Seite von Strasse und Bahn im Geissbuck (Kote 491 m.ü.M.) zu suchen, von wo der Wall zum Sandbuck zieht und sich an die Kalke der Villigen-Formation des Lägern-Nordschenkels anschmiegt.

Der Kranz der äussersten Moränen wird begleitet durch verschiedene Staffeln internerer Moränenwälle, die oft durch mit Schwemmlehm gefüllte Mulden getrennt werden. Markant ist der Moränenwall Im Ruggen oder etwas interner der Grundbuck. Westlich dieser Moränenwälle beginnt die Sanderebene des Wehntals mit ihren Niederterrassenschottern. Im Gebiet Hundacher dürfte das ehemalige Gletschertor gelegen haben.

Die dreieckförmige kleine Ebene bei Chlingen zwischen dem Sandbuck und den Malmkalken der Lägern hat NOTZ (1924) als Tieferen Deckenschotter und SUTER (1944) als Hochterrassenschotter betrachtet. Hier handelt es sich indessen viel eher um einen schottergefüllten Schmelzwasserkanal am linksseitigen Ende der Endmoräne von Sünikon, welcher sich zwanglos in die Sanderebene mit dem Niederterrassenschotter von Schöfflisdorf hinein verfolgen lässt.

An der Westflanke des Gamis zwischen Dielsdorf und Buchs sind drei Moränenwälle auszumachen: ein höherer, sehr markanter Wall mit höchsten Koten bei der Erhebung Mantel bis 621 m.ü.M., ein mittlerer, etwas undeutlicherer Wall beim Burghof mit Koten um 560 m.ü.M. und ein kleiner Wall unterhalb des Pestalozzihus auf Kote 510–530 m.ü.M. Zwischen den bisherigen Bearbeitern des Gebiets herrscht eine Diskrepanz, welcher der beiden höheren Wälle dem LGM entspricht. Aufgrund der Feldbeobachtungen ist der Auffassung von MÜHLBERG (1901) der Vorzug zu geben, dass der höhere Wall angesichts seiner morphologisch klaren Ausprägung trotz der scheinbar zu hohen Lage die seitliche Endmoräne ( $q_{4mW}$ ) des LGM darstellt. Dort, wo die Strasse Burghof–Gamis den Wall durchbricht, ist nebst zahlreichen rhein- und linthbürtigen Erratikern die Frische der angeschnittenen Moräne klar zu erkennen. Dass diese Endmoräne allerdings abnormal hoch liegt, hat schon SUTER (1944) erkannt, und sie deshalb in die «Riss-Eiszeit» gestellt. Die erstaunlich hohe Lage dieser Moräne könnte indessen so erklärt werden, dass hier der letzteiszeitliche Linth-Rheingletscher in seiner SE-

NW-gerichteten Hauptschubrichtung am Hügelrücken Gamis-Berg einen Widerstand fand, an dem er höher als üblich aufgefahren ist. Die beiden tieferen Wälle bei Burghof und Pestalozzihus markieren etwas jüngere Rückzugsstadien.

Der Rücken von Gamis (Pkt. 635), auf welchem ältere Moräne ( $q_m$ ) bis auf die Kulmination Berg bei Pkt. 653 hinaufzieht, liegt viel zu hoch, als dass er, wie HANTKE et al. (1967) darstellen, eine «frühwürmzeitliche» äusserste Eisrandlage darstellen könnte. Er könnte vielleicht einen reliktschen Moränenwall einer älteren, grösseren Vergletscherung darstellen.

Nach der Umbiegung der Talflanke nach Westen oberhalb von Buchs fällt die letzteiszeitliche seitliche Endmoräne, wenn auch morphologisch nicht sehr ausgeprägt, von 621 m ü. M. bei Mantel über den Südhang des Bergs ab und liegt am Ostrand der grossen Rutschmasse etwa auf 590 m ü. M. Oberhalb der Wegverzweigung bei Pkt. 553 äussert sich diese Moräne in einem kleinen Plateau.

Die westliche Fortsetzung dieser Endmoräne findet sich am anderen Ende der Rutschmasse bei Boppelsen. Hier liegt die äusserste Endmoräne des LGM am östlichen Dorfrand bei Wasen (Kote ca. 540 m ü. M., MÜHLBERG 1901, NOTZ 1924). Die vermutlich schon viel früher angelegte Eintalung mit dem Dorf Boppelsen wirkte während des LGM als Schmelzwasser-Abflussrinne und wurde mit glazifluviatilen Schotter gefüllt, welcher im Dorfkern Mächtigkeiten bis 36 m und eventuell mehr erreicht.

Am Nordhang des Altbergs bei Dänikon und Dällikon trägt der Fels aus OSM eine geringmächtige letzteiszeitliche Moränenbedeckung bis auf eine Höhe von maximal 580 m ü. M. Diese Höhe dürfte der Eisrandlage des Furttalarms des Linth-Rheingletschers beim LGM entsprechen. Markante Moränenwälle des LGM sind nicht zu erkennen; die Situation ist ähnlich wie auf der gegenüberliegenden Talseite am Berg. In Erscheinung treten höchstens auf tieferem Niveau einige undeutliche Rückzugsmoränen an den Hängen zwischen Dänikon und Regensdorf, welche den Gletscherrückzug vom Würenlos- zum Regensdorf-Stadium markieren.

Zur Frage, ob der Altberg von letzteiszeitlichem Eis bedeckt war, gibt die Literatur folgende Anhaltspunkte:

MÜHLBERG (1901) verzeichnet auf der Altbergkuppe einige Moränen der grössten Vergletscherung, an beiden Altberghängen zieht er die Obergrenze der letzteiszeitlichen Moräne etwa bei Kote 560–580 m ü. M. Ähnlich tun es BITTERLI et al. (2007) auf dem Gebiet von Blatt Baden: sie verzeichnen letzteiszeitliche Moräne am Sattel westlich Bram sowohl limmattal- als auch furttalseitig bis etwa Kote 570–580 m ü. M., welche sich zwanglos mit den Endmoränen des LGM bei Würenlos verbinden lassen. Der Hügel Bram (591 m ü. M.) selbst wird als alte Moräne kartiert. AEPPLI (1894) hat auf dem Altbergkamm von Osten herkommend oberhalb 600 m ü. M. Moräne mit massenhaft Sernifit festgestellt, die er als Obermoräne bezeichnet und wohl als letzteiszeitlich angesehen hat. SUTER (1946) hingegen sah die Obergrenze letzteiszeitlicher Ablagerungen am Gubrist zwischen 550 und 580 m ü. M. Die Moränenbedeckung des Tieferen Deckenschotter auf

dem Gubrist selbst sah er als verwitterte «Rissmoräne» an. Eine andere Interpretation geben HANTKE et al. (1967) wieder, dort ist der Tiefere Deckenschotter des Gubrist (615 m ü. M.) mit letzteiszeitlicher Moräne bedeckt. Und auch auf dem Gebiet von Blatt Zürich ist auf dem Gubrist letzteiszeitliche Moräne verzeichnet.

Unter Würdigung dieser früheren Beobachtungen und der eigenen Feldbefunde kann festgestellt werden, dass der Eisrand am Nordhang des Altbergs nicht höher als 580–600 m ü. M. lag. Die Kote 580 m ü. M. mit letzteiszeitlicher Moräne am Westende des Altberggrates (im Gebiet von Atlasblatt Baden, BITTERLI et al. 2007) und die von AEPPLI (1894) beobachtete letzteiszeitliche Moräne auf 600 m ü. M. am Ostende des Grates (im Gebiet von Atlasblatt Zürich, PAVONI et al. 2015) passen in dieses Bild. Damit hätte der Altberggrat bei der Waldschenke beim LGM um etwa 30 m aus dem Eis herausgeragt. Der weniger hohe Gubrist hingegen ist wohl knapp noch von letzteiszeitlichem Eis bedeckt gewesen und ebenso die Hasleren (beide im Gebiet von Atlasblatt Zürich).

#### Endmoränen $q_{4md}$ des LGM des Bodensee-Rheingletschers (Dättlikon-Stand)

Auf dem Gebiet des Atlasblattes Bülach finden sich Endmoränen des LGM des Bodensee-Rheingletschers nur am äussersten NE-Rand bei Pfungen und Dättlikon (WEBER 1924). Eine Endmoräne dieses Gletscherarms ist bei Steindler westlich von Dättlikon und bei Rietli westlich von Pfungen zu erkennen, sie wird als Dättlikon-Stand ( $q_{4md}$ ) bezeichnet.

Verschiedene Autoren haben auch weiter westlich im Tösstal noch letzteiszeitliche Endmoränen gesehen: HUG (1907) kartierte eine letzteiszeitliche Endmoräne im Ebnet bei Rorbas. BENDEL (1923) hat anhand von Findlingen westlichste letzteiszeitliche Endmoränen sogar bis zur Tössegg interpretiert. KÄSER (1980) findet Argumente für mehrere letzteiszeitliche Eisvorstösse über Dättlikon hinaus, u. a. bis Rorbas. KELLER & KRAYSS (2005), wie schon KRAYSS & KELLER (1982), sehen zwei Phasen des LGM: beim ersten Maximum wären bis Rorbas Eisrandrelikte entstanden und dabei wäre das Embrachertal mit Stauschotter gefüllt worden. Das zweite Maximum entspräche dem LGM nach klassischer Auffassung.

Für eine Zweiphasigkeit des LGM und für die als hochletzteiszeitlich postulierten Moränenstände im Embrachertal und im Tösstal bei Rorbas lassen sich allerdings aufgrund der Detailkartierungen im Gebiet von Blatt Bülach keine Argumente finden. Zu ähnlichen Schlüssen kommt auch BAUMANN (1987). Dieser Befund deckt sich mit der Auffassung von WEBER (1924), JÄCKLI (1970) und mit den neueren Erkenntnissen und Interpretationen von BENZ (2003) oder WILDBERGER et al. (2011). Der Eisrand auf der Karte des LGM (SCHLÜCHTER 2009), welche sich im Wesentlichen auf KELLER & KRAYSS (2005) stützt, muss also aufgrund unserer Beobachtungen im Bereich Pfungen–Dättlikon–Rorbas etwas zurückkorrigiert werden.

Die äussersten Endmoränen ( $q_{amb}$ ) des Pfungener Lappens des Bodensee-Rheingletschers befinden sich auf Kote 430 m ü. M. bei Steindler, Dättlikon (s. HUG 1907, S. 87 und WEBER 1924) und dann wieder, wenig ausgeprägt, am linken Talrand bei Oberwald und bei Rietli, beide auf Kote 420–430 m ü. M. Dies entspricht etwa dem Gletscherstand von Kohlschwarze–Blindensteg im Sinne von KÄSER (1980), namentlich seinem «ersten und dritten Vorstoss». Der von ihm postulierte «zweite Vorstoss bis Embrach» hingegen ist nicht nachvollziehbar.

KÄSER (1980, S. 62) signalisiert in einer Kiesausbeutungsstelle in der Talsohle der Tössallmend (Koord. 2689.200/1263.950, heute im Baggersee) unter etwa 10 m mächtigem Schotter auf Kote ca. 365 m ü. M. Blöcke und Findlinge (überwiegend Rhein-Erratikum), die von einer Lehmschicht unterlagert werden. Es könnte sich hierbei um Grundmoräne im Stirnbereich des Pfungener Lappens des Bodensee-Rheingletschers handeln, und auf diesem Niveau hätte die Eis-Basisfläche gelegen. Etwas weiter östlich in Pfungen geben WILDBERGER et al. (2011, Taf. II) für die Eisbasis 350 m ü. M. an. Die Eisdicke in der Gletscherzunge des Pfungener Lappens lässt sich daraus zu mindestens 65 m abschätzen.

Notabene bestand zur Zeit des LGM die Töss-Schlucht noch nicht in ihrer heutigen Form. Das Gletschereis im Zungenbecken von Pfungen stand am Molassehindernis von Blindensteg an und kolkte durch glaziale Tiefenerosion das übertiefte Zungenbecken von Pfungen aus. Das Gletschertor, d. h. das Niveau, auf dem das Schmelzwasser austrat, ist allerdings viel höher, d. h. auf Kote ca. 430 m ü. M. etwa auf dem Niveau des weiter oben beschriebenen Niederterrassenschotters bei Steindler zu vermuten, d. h. von diesem Niveau aus wäre das Vorfeld mit glazifluvialen Sedimenten beschottert worden.

Im Vorfeld des Gletschers im untersten Tösstal erstreckte sich eine weite Schotterflur bis Tössegg mit Akkumulationskoten um 430 (proximal am Gletscherende bei Dättlikon-Steindler) bis 415 m ü. M. (distal bei Teufen-Stelzen, ausserhalb des Kartengebiets), die vermutlich mit der Akkumulationsterrasse des Embracher Feldes (ca. 430–425 m ü. M.) in Verbindung stand. Bergseits des Ribergs und des Ruinenhügels Freienstein verlief eine alte Abflussrinne der Töss, die von Dättlikon aus ebenfalls mit Niederterrassenschotter gefüllt wurde (Profil 5, Taf. I).

KÄSER (1980, Fig. 10) fand in der heute nur noch schlecht aufgeschlossenen Kiesgrube Eich (südlich der Tössallmend am östlichen Kartenrand) schräggestellte Kiesschichten, die er als glazial verstellte Kames-Schotter betrachtete. Darüber beschrieb er eine Übergusschicht mit groben Geröllen. Die Obergrenze dieser kiesigen Ablagerungen um 430 m ü. M. passt gut zum Niveau der höchsten Akkumulation der Niederterrassenschotter in Embrach.

Nach dem Abschmelzen der Eiszunge entstand im Zungenbecken von Tössriet, gestaut durch den Felsriegel beim Blindensteg, ein See, in dem von den seitlichen Zuflüssen, z. B. dem Bach von Untermetmenstetten, deltaförmig Kies und Sandschichten abgelagert wurden. Die aus dem See ausfliessenden Wässer

(im Spätglazial wohl sehr grosse Wassermengen) haben sich relativ rasch in die Molasse eingeschnitten, verschiedene Erosionsterrassen geschaffen, auf diesen zeitweise wieder Schotter abgelagert und diese Schotter durch anschliessende Erosion auch wieder zergliedert (s.u.).

Am Ostrand des Kartengebiets auf den Höhenzügen im Grenzbereich zum Atlasblatt Winterthur konnten, wie auch WILDBERGER et al. (2011), keine LGM-Moränen des Bodensee-Rheingletschers erkannt werden, insbesondere nicht am Blauen in der von HUG (1907) angegebenen Höhenlage von 570 m ü. M. und ebenso wenig im Tälchen von Untermettmenstetten (ELLENBERG 1972).

### **Moräne (Till) mit geringmächtiger Schotterbedeckung**

Auf dem moränenbedeckten Plateau westlich des Höragen erfolgte die Entwässerung in peri- und postglazialer Zeit über lokale Bäche, die im Talweg des Plateaus einen geringmächtigen Schotter mit aus der Moräne ausgewaschenem Kies ablagerten. Wo diese Bäche bei Endhöri in die Glatt mündeten, entstand auf den dortigen Seeablagerungen eine kiesige Übergusschicht (als spätglazialer Bach- und Flussschotter dargestellt).

In Adlikon bei Regensdorf taucht die letzteiszeitliche Moräne sehr flach unter die jüngeren Sedimente, namentlich Rückzugsschotter unter. So entsteht vielerorts eine Situation, wo Moräne durch eine dünne Schicht von jungem Rückzugsschotter ( $q_{sRR}$ ) bedeckt ist.

### **$q_{NT}$ Niederterrassenschotter**

#### *Bülach*

Echte Niederterrassenschotter, d.h. glazifluviatile Schotter der Sanderebene im Vorfeld des Bülach-Stadiums (LGM), sind im Gebiet des Atlasblattes Bülach nur in der Talsohle von Soliboden–Wisli nördlich des Stadtkerns von Bülach und seitlich des Bülacher Hards entwickelt. Sie bilden eine Deckschicht über dem Bannhalden-Schotter, der auch östlich und dann vor allem nördlich des Bülacher Hards in ihrer Unterlage ansteht bzw. zu erwarten ist.

#### *Windlacher Feld*

Die quartärstratigraphische Situation im Windlacherfeld wurde durch Grundwasserbohrungen in den 1970er-Jahren detailliert erkundet (FREIMOSER & LOCHER 1980). Demnach liegen dort auf der Rinnenbasis heterogen zusammengesetzte Lockergesteine, die möglicherweise als älterer Till oder Hangschutt gedeutet werden können. Darüber folgt Niederterrassenschotter, welcher eine Mächtigkeit von rund 60 m erreicht und nördlich von Windlach (Gebiet von Blatt Eglisau) in

grossen Kiesgruben abgebaut wird. Im Süden wurde er zur Zeit des Gletschervorstosses von Stadel zeitweise vom Eis überfahren.

### *Bachsertal*

Der im Gebiet von Blatt Bülach liegende Bereich der Talebene des Bachsertals wird von Schwemtlehm gebildet. Darunter kommen wahrscheinlich eiszeitlich entstandene Schotter vor, was sich anhand der Situation im nördlichen, im Gebiet von Blatt Eglisau liegenden Talabschnitt folgern lässt. Dort laufen solche Schotter in das Niveau der Niederterrasse im Rheintal aus. Anhand der bei Fisibach vorhandenen Aufschlüsse kann allerdings nicht entschieden werden, ob es sich um lokal umgelagertes Schottermaterial handelt, oder ob eine gewisse Zufuhr von frischem Material durch Schmelzwässer aus dem Bereich der Moräne des Heitlig stattgefunden hat.

### *Wehntal*

Im Vorfeld des Endmoränenkranzes von Steinmaur–Sünikon–Schöfflisdorf erstreckt sich in der Talsohle des Wehntales die einstige Sanderebene mit Niederterrassenschotter, d.h. glazifluviatiles Schotter des LGM. Die proximalsten Teile dieses Schotters liegen in der Geländenische zwischen der Wallmoräne von Sünikon und dem Lägernhang bei Chlingen und Bodenacher. Diese waren von SUTER (1944), wohl wegen ihrer scheinbaren Position unter der letzteiszeitlichen Endmoräne, als Mittelterrassenschotter angesprochen worden.

Der Niederterrassenschotter des Wehntales ist maximal etwa 15–20 m mächtig. Er überlagert mit unebener Fläche ältere Seeablagerungen (s.S. 68) und wird seinerseits durch 2–4 m mächtige feinkörnige Überschwemmungssedimente und stellenweise Torf bedeckt. Von Süden, d.h. vom Lägernhang her, reichen grosse Schwemmschutfächer in die Talebene hinein und sind mit dem Schotter verzahnt. Von Norden her reicht die Front der Rutsch- und Sackungsmassen von Oberweningen–Schöfflisdorf bis in die Talsohle und bedeckt streckenweise den Schotter. Da diese Rutsch- und Sackungsmassen z.T. wahrscheinlich älter sind als letzteiszeitlich, ist zu vermuten, dass sie auch unter dem Niederterrassenschotter vorhanden sind.

### *Embrachertal*

Beim Gletscherstand des LGM auf den Höhen von Augwil und Gerlisberg flossen grosse Schmelzwassermengen durch das Tal von Lufingen und das Eigental bei Oberembrach ins Embrachertal ab. Es fällt auf, dass in den beiden Talungen selbst wenig kiesige Ablagerungen entwickelt sind und der Fels durchwegs in geringer Tiefe ansteht. Die beiden Täler wirkten also vorwiegend als Transitstrecke für die schotterbefrachteten Schmelzwässer.

Im Embrachertal wurden die Schotter im Talabschnitt von Oberembrach-Lufingen über eine alte Moräne mit Oberflächenkoten um 420 mü.M. und im Abschnitt von Embrach über ein mit älteren, mittelpleistozänen Seeablagerungen ( $q_{SI}$ ) gefülltes Becken mit einer Obergrenze um 400 mü.M. (s. Profil 5, Taf. I) geschüttet. Das heutige Terrain folgt etwa dem natürlichen Gefälle der Akkumulationsfläche der Niederterrassenschotter und ist steiler als die Schotterbasis. Deshalb beträgt die Schottermächtigkeit in Oberembrach bis zu 40 m und nimmt talabwärts kontinuierlich ab. Im Embracher Hard beträgt sie noch 12–15 m (s. Profil 5, Taf. I).

Der Schotter wird im Gebiet von Embrach Breiti und Grund vertikal zweigeteilt durch eine Schicht aus feinkörnigen Stillwasserablagerungen. Zudem liegt der Schotter im Bereich der Schulanlagen Hungerbühl nicht in kiesiger, sondern in sandiger Fazies vor. Dies führt dazu, dass der für den Abfluss des Grundwasserstromes verfügbare Durchflussquerschnitt im Schotter stark eingeengt wird. Das Grundwasser wird dadurch südlich des Dorfes zurückgestaut und weist ein flaches Spiegelgefälle auf (s. KEMPF et al. 1986, S. 169ff.). Im Bereich der Querschnittsverengung versteilt sich das Gefälle und verflacht sich dann wieder gegen den Embracher Hard.

Sehr auffällig sind lehmig-kiesig-blockige Ablagerungen mit einem grossen Feinkornanteil, welche im tieferen Teil des Schotters und vornehmlich entlang des rechten Talrandes einen von Oberembrach bis ins Industriegebiet Hard in Embrach ziehenden Sedimentkomplex bilden (s. DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980, BAUMANN 1987). In den letzten Jahrzehnten wurden diese Ablagerungen nicht nur in Bohrungen, sondern auch in Kiesgruben erschlossen. Speziell ist das Auftreten von fast metergrossen, schlecht gerundeten Paketen aus Molassemergel. Dieses Material kann nicht wie der Schotter durch Schmelzwässer transportiert worden sein. ELLENBERG (1972) hat diese Ablagerungen beschrieben und vermutet, dass sie vom Ausbruch eines Gletschersees oberhalb von Lufingen stammen. Auch KÄSER (1980) hat auf diese Ablagerungen aufmerksam gemacht und vermutet, dass sie als Murgang in zwei Phasen aus dem Tösstal bis gegen Oberembrach verfrachtet worden seien. BAUMANN (1987) nimmt an, dass sie als Murgänge von den östlichen Hügelzügen her geschüttet worden sind, als ein hypothetischer Lappen des Bodensee-Rheingletschers bis ins Tal von Untermettmenstetten vorgedrungen sei.

In diesem Zusammenhang müsste allerdings über dem östlichen und südlichen Talrand des Embrachertals ein Ort gefunden werden, wo zur Zeit des LGM ein Gletschersee hätte entstehen können, der durch Auslaufen einen Murgang am Ostrand des Embrachertals hätte verursachen können. Von der Dätlikoner Eiszunge oder aus dem Rumstal (KÄSER 1980) konnte angesichts der Höhenlagen (das «Murgangmaterial» erstreckt sich am östlichen Talrand bis Oberembrach) ein solcher Murgang nicht stammen. Auf dem Blauen lag letzteiszeitlich kein Eis, ebensowenig im Hochtal von Untermettmenstetten, entgegen der Auffassung von ELLENBERG (1972), s. REY et al. (2011). Es verbleiben nur die zwei Optionen Lufingertal (Lufingen) und Eigtal (Oberembrach).

Es ist indessen durchaus auch möglich, dass das Material aus kaltzeitlichen Blockgletschern stammt, die zur Niederterrassenzeit im Hochglazial unter Permafrostbedingungen, eventuell mehrphasig, sowohl aus dem Eigental als auch aus den verschiedenen östlichen Seitentälern des Embrachertals in die Sanderebene von Embrach vorgedrungen sind.

### *Tösstal*

Bei der Ruine Freienstein beobachtete HUG (1907, S. 23) Nagelfluh, die er der Hochterrasse zuordnete, ebenso wie vereinzelte kleine Schottervorkommen an der Strasse von Pfungen nach Dättlikon.

Ältere Autoren haben auch andernorts im untersten Tösstal zwischen Pfungen und Tössegg vermeintliche Hochterrassenschotter beschrieben. WEBER (1928a, S. 64) widersprach indessen aufgrund der Niveauverhältnisse dieser Einstufung und korrelierte alle höchsten Schotterterrassen des untersten Tösstaies von Pfungen bis Teufen mit der Niederterrasse des Embracherfeldes. Aufgrund der relativ einheitlichen Höhe der Schotteroberfläche ist diese Beurteilung in den meisten Fällen nachvollziehbar. WEBER (1928a) vermutete, auch gestützt auf BENDEL (1923), eine mit Schotter gefüllte Rinne nördlich der Ruine Freienstein und des Ribergs, sah darin aber im Gegensatz zu L. Bendel Niederterrassenschotter.

In den 1970er-Jahren wurde hier durch Grundwasserbohrungen tatsächlich eine mit Schotter gefüllte Rinne erbohrt (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980, KÄSER 1980). Der Schotter überlagert die Molasse oder ältere Seeablagerungen und wird durch mächtige Ablagerungen mit vom Irchel abgeschwemmtem Verwitterungslehm bedeckt. In den Bohrungen erwies sich der Schotter als hart gelagert und im tieferen Teil als lokal verkittet; er enthält überdurchschnittlich viele grobe Gerölle und Blöcke, was für eine gletschnernahe Ablagerung spricht.

Die Felsoberfläche in der Rinnenachse fällt mit relativ einheitlichem Gefälle von 22‰ von 427 m.ü.M. im südöstlichsten Bereich bei Dättlikon auf 356 m.ü.M. westlich der Ruine Freienstein ab, wo sie in das später epigenetisch eingeschnittene Tösstal einmündet (s. Felsisohypsenkarte, Taf. III).

Die Obergrenze des rinnenfüllenden Schotters unter dem Schwemmlehm liegt auf Koten um 420–425 m.ü.M. (Profil 5, Taf. I). Sie lässt sich gut mit dem Akkumulationsniveau der tieferen Schotterterrasse im nördlichen Embrachertal (420 m.ü.M.) und mit den höchsten Koten der beidseitigen Schotterterrassen zwischen Freienstein und Teufen (415 m.ü.M.) vergleichen (s. ELLENBERG 1972), deren Akkumulation der Niederterrasse zugeordnet wird. Bei Dättlikon ist der Schotter nur geringmächtig und wird von einer hart gelagerten Moräne überlagert (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980). Der Schotter passt damit, auch angesichts der Indizien für Gletschnernahe, gut ins Bild einer beim LGM von der Endmoräne bei Dättlikon-Steindler aus mit Niederterrassenschotter belieferten Rinne. Westlich des Ruinenhügels Freienstein wurde diese Schotterflur breiter, und sie erstreckte sich,

vereint mit derjenigen von Embrach, im untersten Tösstal bis nach Teufen und darüber hinaus. Einzig die harte Lagerung und die zonenweise festgestellte Verkittung des Schotters könnte für eine ältere als letzteiszeitliche Ablagerung sprechen, wie dies HUG (1907) oder BENDEL (1923) vermutet hatten.

Alle tieferen Schotterterrassen im untersten Abschnitt des Tösstaales im Raum Dättlikon bis Rorbas, Freienstein und Teufen sind spät- und postglaziale Erosionsterrassen. WEBER (1928a, b) oder ELLENBERG (1972) orten im untersten Tösstal insgesamt fünf derartige Erosionsterrassen.

Die einige Meter hohe Geländekante, die knapp nördlich des Bahnhofes Embrach in West-Ost-Richtung verläuft, könnte eine erste Phase der Terrassenbildung durch die Töss am Ende des Hochglazials repräsentieren. Der nächstjüngere, wesentlich besser ausgeprägte Erosionsrand wäre dann entlang dem Nordrand der Hardrüti am Abfall gegen die Tössschlucht zu suchen. Weitere Erosionsterrassen liegen im Gebiet Grossau südlich der Töss sowie Grüt nördlich der Töss. Durch fluviale Erosion ist also in spät- und postglazialer Zeit die beidseitig von schotterbedeckten Terrassen gesäumte Tössschlucht eingekerbt worden.

### *Letzteiszeitliche Rückzugsstadien*

Im Folgenden werden die während des letzteiszeitlichen Gletscherrückzugs entstandenen Ablagerungen besprochen, und zwar jeweils zuerst die Füllung des jeweiligen Zungenbeckens bis zur namengebenden Rückzugsmoräne und anschliessend die Moräne des entsprechenden Stadiums selbst.

Rückzug des Furtallappens des Linth-Rheingletschers zum Regensdorf-Stand  $q_{4mR}$

$q_{sRR}$	<b>Rückzugsschotter</b>
$q_{SLRs}$	<b>Feinkörnige Seeablagerung, vorwiegend sandig</b>
$q_{SLRI}$	<b>Feinkörnige Seeablagerung, vorwiegend lehmig</b>

### *Becken von Regensdorf*

Im Furttal lässt sich der Gletscherrückzug vom LGM bei Würenlos bis zum Regensdorf-Stand recht einfach rekonstruieren, denn hier lag, anders als im Glatttal, ein homogenes Trogtal vor, analog dem Limmattal. Während des Eisabbaus bildete sich hier im Zungenbecken, das von Otelfingen über Dänikon, Dällikon und Buchs bis nach Regensdorf reichte, ein langgezogener See, der vermutlich synchron zum Eisabbau mit feinkörnigen, d.h. unten vorwiegend lehmigen Ablagerungen ( $q_{SLRI}$ ), gegen oben zunehmend sandigen Seeablagerungen ( $q_{SLRs}$ ) gefüllt wurde. Als jüngstes Schichtglied, quasi als Übergusschicht, wurde über

diese Seeablagerungen der Rückzugsschotter von Regensdorf ( $q_{RR}$ ) abgelagert. Er ist über weite Strecken geringmächtig, fehlt gebietsweise ganz und gewinnt erst zwischen Dällikon und Regensdorf an Mächtigkeit. In Regensdorf kann er bis zu 10 m mächtig werden, wirkt als Grundwasserleiter und wurde früher in ausgedehnten Kiesgruben abgebaut, oft bis unter den Grundwasserspiegel.

Der Gletscherrückzug von Würenlos nach Regensdorf war wohl mehrfach durch kleinere Vorstösse unterbrochen, denn an vielen Stellen sind an den Talhängen Moränenwälle festzustellen, die bogenförmig in die Talsohle hineinreichen, vor allem am Fusse des Schwänkelbergs östlich von Buchs oder östlich von Dällikon. Bei Neuried (Otelfingen) liegt eine geringmächtige Moräne sogar in der Talmitte auf Seeablagerungen.

Gegen Regensdorf werden solche Moränen häufiger. So ist der Büel in Adlikon ein Drumlin. Die ihn umgebende Moräne setzt sich unter dem Furtbach hindurch gegen SW fort und taucht unter den Rückzugsschotter von Regensdorf ab. Ein weiterer Moränenrücken taucht im Althard aus dem Schotter auf. Im Gebiet von Hueb-Sand sind, bereits im Vorfeld der Moränenstafeln des Regensdorf-Standes, weitere Drumlins entwickelt. In diesem Vorfeld ist, anders als bei der Schlieren-Moräne im benachbarten Limmattal (PAVONI et al. 2015), kein prominenter Übergangskegel mit einem mächtigen Rückzugsschotter entwickelt, sondern die Landschaft ist durch Rückzugsmoränen, Drumlins und Permafrosterscheinungen zergliedert.

#### $q_{4mR}$ *Moränenwälle des Regensdorf-Standes*

Die Endmoränen SE von Regensdorf, welche dem Schlieren-Stand entsprechen, haben zur Bildung der Chatzenseen beigetragen. Es handelt sich um mindestens drei markante Wallmoränenstafeln, welche von den Hängen zwischen Watt und Katzenrüti herabziehen und das Tal queren; ihre Fortsetzung ist im Gebiet von Atlasblatt Zürich zu suchen (PAVONI et al. 1992). Eingebettet in diese drei Moränenstafeln sind der obere und der untere Chatzensee und ihr verlandetes Äquivalent, das Moos von Rüti. Im eigentlichen Zungenbecken innerhalb des innersten Moränenkranzes erstreckt sich das Moos von Chatzenwisen. All diese Seen und Flachmoore sind Toteisseen und zeugen von einer ehemaligen Permafrostlandschaft im Umfeld dieses Moränenstandes. Sie wurden nach dem Eisrückzug vom Regensdorf-Stand zum Dübendorf-Gfenn-Stand mit lehmigen Seeablagerungen ( $q_{SLD}$ ) und mit holozänen Verlandungssedimenten gefüllt.

#### Rückzug des Glatttallappens des Linth-Rheingletschers zum Seeb-Stand $q_{4mS}$

Der Eisrückzug des Glatttallappens des Linth-Rheingletschers vom LGM im Bülacher Hard zum nächstjüngeren Seeb-Stand mit dem Moränenkranz Seeb-Hofstetten-Oberglatt, hinterliess zunächst einmal in einem breiten Gürtel zwischen Bülach, Hochfelden, Neerach und Steinmaur eine ausgedehnte Moränen-

landschaft mit allen Phänomenen eines von Permafrost geprägten Gebiets wie Moränenwälle, Drumlins, Schmelzwasserrinnen, Söllen (Toteislöchern) und Toteisseen, aus denen sich Hoch- oder Flachmoore entwickelten. Es fällt auf, dass Drumlins vorwiegend in Gebieten auftreten, wo in der Unterlage der Moräne ein älterer (oft verkitteter) Schotter vorliegt.

Ein einheitliches Zungenbecken, wie z. B. im Limmattal zwischen Killwangen und Schlieren oder zwischen Schlieren und Zürich (PAVONI et al. 2015) liegt in diesem Rückzugsbereich nicht vor. Dies wohl vor allem deshalb, weil der Gletscher eine geologisch komplex aufgebaute und morphologisch reich gegliederte Landschaft überfahren und modelliert hatte und diese Gliederung auch nach dem Eisabbau erhalten blieb.

Lokale Zungenbecken, welche während und nach dem Eisabbau mit vorwiegend lehmigen Seeablagerungen ( $q_{SLR}$ ) aufgefüllt wurden, sind:

- das Becken von Bachenbülach in der Ebene zwischen Bülach und Bachenbülach
- die Talsohle entlang der Glatt von Niederglatt bis Höri, mit der Ebene von Grosswis
- das grosse Becken von Niederhasli im Dreieck Neerach–Steinmaur–Niederhasli

Nach dem Eisabbau entstanden in diesen Becken lokale Seen, welche sehr rasch mit feinkörnigem Detritus gefüllt wurden. Die Seeablagerungen können eine beachtliche Mächtigkeit aufweisen, so dass angesichts einer zur Verfügung stehenden Zeitspanne von wenigen 1000 Jahren (s. Limmattal, PAVONI et al. 2015) mit hohen Sedimentationsraten gerechnet werden muss.

#### *Becken von Bachenbülach*

Ein grösseres Zungenbecken lag im Raum zwischen Bülach und Bachenbülach. Hier ist die Ebene Erachfeld/Feldermösli mit bis zu 30 m mächtigen lehmigen Seeablagerungen ( $q_{SLR}$ ) gefüllt. Gegen SE, in Richtung der Moränen des Seeb-Standes, aber auch entlang von Altläufen des Dorfbaches, werden diese Seeablagerungen zunehmend von Ausläufern eines Rückzugsschotters ( $q_{SR}$ ) bedeckt, welcher nach Süden mächtiger wird, und schliesslich die ganze Ebene vom Industriegebiet Bachenbülach bis Seeb–Winkel aufbaut. Am Rande des Moränenwalles von Seeb kann der Schotter bis 20 m mächtig werden. Er ist ein lokaler Grundwasserleiter und wurde früher in verschiedenen Kiesgruben abgebaut.

#### *Talsole von Niederglatt–Höri*

Entlang der Glatt von Niederglatt bis Höri erstrecken sich in der Talsole Seeablagerungen, welche nach dem Eisrückzug vom Bülach-Stand zum Seeb-

Stand entstanden sind. Bei Nöschikon stehen diese Seeablagerungen mit denjenigen des Beckens von Niederhasli in Verbindung. In der Grosswis nördlich von Niederhöri verbreitet sich die Talsohle. Hier liegt, eingebettet in Moränen, ein kleines Zungenbecken, das nach dem Eisrückzug mit einer rund 15 m mächtigen Abfolge lehmiger Seeablagerungen ( $q_{SLRI}$ ) gefüllt wurde.

### *Becken von Niederhasli*

Die Seeablagerungen ( $q_{SLRI}$ ) in diesem Zungenbecken sind in der Regel lehmig aufgebaut. Sie bedecken im Neeracher Riet eine grosse Fläche und gehen nach oben in subrezente und rezente Verlandungssedimente und mächtige Torfablagerungen über (s. Kap. Holozän).

Randlich oder im Einflussbereich von gletschernahen Bach- und Flussdeltas, z.B. entlang dem Haslibach zwischen Ober- und Niederhasli sowie im Dorf Niederhasli, können sie auch sandig ausgebildet sein (Profil 11, Taf. II). Sie gehen nach oben über in spätglaziale oder holozäne Verlandungssedimente mit organischen Schichten und Torf.

Im gletschernahen Bereich solcher Seeablagerungen ist als jüngstes Schichtglied oft ein schmelzwasserbürtiger Rückzugsschotter entwickelt. Dies ist zum Beispiel der Fall in Niederhasli, wo im ganzen Umfeld des Mettmenhaslisees (einem Toteissee) und am Übergang von Fräflig zum eigentlichen Glatttal, eingebettet in die Moräne des Seeb-Standes, solcher Rückzugsschotter ansteht. Im Dorfkern von Niederhasli legt sich der Schotter als Deckschicht über die zuunterst lehmigen und darüber sandigen Seeablagerungen.

### $q_{4ms}$ *Moränenwälle des Seeb-Standes*

Dieser Moränenstand, welcher von Oberglatt über Hofstetten bis nach Seeb reicht und dem Schlieren-Stand im Limmattal gleichzusetzen ist, äussert sich, anders als die gut abgrenzbare Moränenwallstaffel bei Schlieren, als weiträumige, talquerende Moränendecke ohne einen morphologisch speziell hervortretenden Wall. Es ist wiederum die spezielle Situation im Glatttal, welche dafür verantwortlich sein dürfte. Der Gletscher hat in diesem Bereich des unteren Glatttales den älteren Grafschaft-Schotter überfahren und diesen, wie weiter nördlich den Bannhalden-Schotter, mit einer grossflächigen Moränendecke überzogen. Morphologisch treten in dieser Moräne Drumlins, Toteislöcher und schwierig zu gliedernde Wallmoränen hervor; die Phänomene sind allerdings weniger schön ausgeprägt als in der etwas älteren Moräne des Bülacher Harges.

Relativ gut identifizierbar ist die südliche Begrenzung dieses Moränenkomplexes gegen das südlich anschliessende ehemalige Zungenbecken von Kloten. Dessen Nordrand präsentiert sich indessen nicht als einheitliche Linie, sondern ist sehr verästelt. Westlich der Glatt reicht das Becken von Allmänd-Riet bis an den

Dorfrand von Oberglatt. Im zentralen Teil, am Nordrand der Pisten des Flughafens, ist der Beckenrand heute nicht mehr klar erkennbar, denn hier wurde zur Aushebung des Terrains Moräne abgetragen, und ein Teil des Beckens wurde aufgeschüttet. Der Ostrand des Beckens ist mit Moräne verfangert: an drei Stellen reichen Ausläufer des Beckens mit Seeablagerungen weit gegen Norden in die Moräne hinein: im Vordermoos, im Hintermoos und bei Seewis. An allen drei Orten gehen die Seeablagerungen in subrezente Verlandungssedimente mit Torfbildungen über.

Rückzug des Glattallappens des Linth-Rheingletschers zum Dübendorf-/Gfenn-  
Stand

<b>q<sub>sRD</sub></b>	<b>Rückzugsschotter</b>
<b>q<sub>SLDs</sub></b>	<b>Feinkörnige Seeablagerung, vorwiegend sandig</b>
<b>q<sub>SLDl</sub></b>	<b>Feinkörnige Seeablagerung, vorwiegend lehmig</b>

### *Becken von Kloten*

Mit dem Eisrückzug aus dem Seeb-Stand wurde das grosse Zungenbecken von Kloten eisfrei, und in diesem erstreckte sich zunächst ein grösserer See. Aufgrund der Sedimentmächtigkeit in verschiedenen Bohrungen auf dem Flughafengelände (s. Profil 9 u. 10, Taf. II) muss dieser See eine Tiefe bis 40 m und zum Teil mehr besessen haben. Er wurde mit einer relativ eintönigen Abfolge feinkörniger Seesedimente, Ton und Silt (**q<sub>SLDl</sub>**) und gegen Süden hin zunehmend mit Sand (**q<sub>SLDs</sub>**) aufgefüllt.

Aus den sehr zahlreichen Bohrungen in diesem Gebiet sind nur untergeordnet Einlagerungen von Moräne bekannt, was bedeutet, dass das Eis wohl rasch abschmolz. An verschiedenen Stellen, z.B. bei Sandbüel, Kloten (römischer Gutshof) und bei Riedmatt/Alpen, Rümlang, ziehen von beiden Seiten Wallmoränen von den Flanken in die Seesedimente hinein. Bei Riedmatt liegt Moräne sogar über den Seeablagerungen. Dies zeigt, dass während des Eisabbaus kleinere sekundäre Vorstösse stattfanden, ganz ähnlich wie im benachbarten Limmattal (PAVONI et al. 2015).

KELLER & KRAYSS (2005) haben den Zeitraum des Eisrückzuges vom Schlieren- ins Zürich-Stadium von 21,5 ka bis 19,5 ka, d.h. zu etwa 2000 Jahren abgeschätzt (s.a. PAVONI et al. 2015). Damit stehen für ein Eisfreiwerden des grossen Sees mit den Pisten des Flughafens Zürich höchstens wenige 100 Jahre zur Verfügung, und synchron zum Eisabbau muss der See sehr rasch mit Seesedimenten weitgehend verfüllt worden sein.

Als der Eisabbau bis hinter Kloten und Opfikon fortgeschritten war und der Hardwald allmählich eisfrei wurde, dürfte der Gletscher einen Halt eingeschlagen haben. Es wäre dies der Stand Z<sub>1</sub> des Zürich-Stadiums im Sinne von PAVONI et al. (2015), bei dem das Zungenbecken des ehemaligen Riedes südlich von Ober-

hausen («Oberhuser Ried») entstand (Atlasblatt Zürich, PAVONI et al. 1992). Im Dorfgebiet von Kloten wurde in dieser Phase bis zu 20 m mächtiger Rückzugsschotter ( $q_{sRD}$ ) (JÄCKLI 1964) abgelagert. Er überlagert an einer unregelmässig zerfurchten Grenzfläche sandige Seeablagerungen und bildet das jüngste, proximale, durch glaziale Schmelzwässer geschaffenes Schichtglied in der oben geschilderten Abfolge seefüllender Sedimente. Analoges Schotter bildet auch in Opfikon-Glattbrugg einen flachen Schüttkörper. Dieser scheint durch Schmelzwässer vom Einschnitt Hardacker zwischen Am Balsberg, Rüteli und Hohenbühl her geschüttet worden zu sein, und erstreckt sich über den Seeablagerungen ausgehend bis an die Glatt.

Der Schotter von Kloten und von Opfikon-Glattbrugg wurde früher in zahlreichen Kiesgruben abgebaut, die heute alle aufgefüllt sind. Ausserdem ist der Schotter ein wichtiger Grundwasserleiter. So bestehen in Kloten zahlreiche Grundwasserfassungen, namentlich die Fassungen Thal in der Ebene südlich von Hohrainli in der gleichnamigen ehemaligen Kiesgrube gelegen (Koord. 2686.200/1256.850).

Ein Phänomen von besonderer Attraktivität ist der Grundwasseraufstoss Goldentor NW von Kloten (HUG & BEILICK 1934, KEMPF et al. 1986). Hier tritt in einem Weiher das im Rückzugsschotter zirkulierende Grundwasser an die Oberfläche, und die Grundwasseraufstösse aus dem den Schotter unterlagernden Sand sind anhand der Sandaufwirbelungen sehr schön zu erkennen (s. dazu Kap. Hydrogeologie).

Beim Gletscherrückzug zum Zürich-Stand  $Z_1$  wurde auch die schmale Talung zwischen Kloten und Bassersdorf eisfrei, und gleichzeitig erfolgte deren Füllung mit Rückzugsschotter ( $q_{sRD}$ ). Am Nordrand der Talung wurden die durch Hardwald-Schotter aufgebauten Erosionsrelikte Händlen und Bergli eisfrei, und ebenso der Ursplen-Till (S. 71) als herausmodelliertes Relikt einer alten, vermutlich mittelpleistozänen Moräne.

### *Becken von Bassersdorf*

Bei Grindel zwischen Bassersdorf und Kloten erhebt sich aus der Talsohle eine lokale letzteiszeitliche Moräne, welche als Moräne des Rückzugsstandes  $Z_1$  (s. PAVONI et al. 2015) angesehen werden kann. Der Rückzugsschotter wird hier sehr geringmächtig, keilt aus und macht sandigen Seeablagerungen ( $q_{sLD}$ ) Platz. Östlich der Moräne von Grindel folgt dann in der Talsohle von Bassersdorf über den sandigen Ablagerungen wiederum Rückzugsschotter ( $q_{sRD}$ ), welcher in der Ebene südlich des Dorfes Bassersdorf eine beachtliche Mächtigkeit erreicht.

Südlich von Bassersdorf bei Eich und Oberi Ufswisen liegt Moräne ( $q_{4m}$ ), welche das südlich anschliessende Zungenbecken von Galgenwisen umschliesst (im Gebiet von Atlasblatt Zürich, PAVONI et al. 1992) und dem Rückzugsstand  $Z_{11}$  zugeordnet wird (PAVONI et al. 2015).

### *Moränenwälle des Dübendorf-/Gfenn-Standes*

Der eigentliche Moränenstand Dübendorf-Gfenn, welcher dem Zürich-Stand  $Z_{IV}$  entspricht (PAVONI et al. 2015), liegt ausserhalb des Kartenperimeters im Gebiet der Atlasblätter Uster und Zürich.

## **q<sub>SB</sub> Spätglazialer Bach- und Flussschotter**

### *Glatt*

Nachdem sich der Gletscher hinter die Schwelle von Hombrechtikon zurückgezogen hatte (vor ca. 18–17 ka, PREUSSER et al. 2011), besass die Glatt als nicht aus den Alpen, sondern aus dem Greifensee stammender Fluss weder die Abflussmenge noch das Gefälle, um grössere Schottermengen transportieren zu können. Ausser in niederschlagsreichen Perioden, wenn die Wassermenge anschwillt, ist auch ihre Erosionskraft eher bescheiden. Dies belegt die Tatsache, dass sie vielerorts, z.B. in Oberglatt, Niederglatt und Höri, auf Moräne oder sogar auf Seeablagerungen fliesst, ohne diese wesentlich zu erodieren.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Glatt 1878–1895 an vielen Stellen korrigiert, d.h. begradigt und mit befestigten Ufern versehen worden ist. Die vielen Altläufe, welche die Glatt zwischen Glattbrugg und Oberglatt, bei Endhöri und bei Hochfelden begleiten, zeugen davon, dass der Fluss früher eigenwilliger durch das Glattal mäandrierte als heute.

Entsprechend dem Charakter der Glatt sind postglaziale Bach- und Flussablagerungen und generell Alluvionen entlang dem Flusslauf selten, die Glatt fliesst praktisch durchwegs auf dem Substrat, in das sie sich eingeschnitten hat. Einzig flussabwärts von Jakobstal, zwischen Höri und Bülach, sind in der Talsohle geringmächtige junge Bach- und Flussschotter entwickelt. Hier hat sich die Glatt in den Bannhalden-Schotter eingeschnitten, und die jungen Flussablagerungen dürfen als Produkt dieser Erosionsprozesse betrachtet werden.

### *Töss*

Ganz anders präsentiert sich die Situation im Tösstal zwischen Dättlikon und Freienstein. Die Töss besitzt im Hörnli-Bergland ein grosses Einzugsgebiet, ihr Pauschalgefälle ist hoch, und ihre Abflussmenge und die Geschiebefracht können sehr stark anschwellen. Die Töss besitzt in Zeiten starker Wasserführung eine hohe Transportkapazität und gleichzeitig eine grosse Erosionskraft.

Während des Rückzuges der Gletscher am Ende der Letzten Eiszeit hat die Schmelzwässer führende Töss die heutige Töss-Schlucht zwischen Dättlikon-Blindensteg und der Tössegg eingeschnitten. Sie hat dabei zuerst die Niederterrassenschotter teils abgetragen (im Raum Freienstein und Rorbas), teils in Terrassen zergliedert (zwischen Freienstein und Teufen), und nach Erreichen der Felsober-

genze die rund 40–50 Meter in den Fels eingeschnittene Schlucht geschaffen. Von der Oberkante der Niederterrasse im Embracher Hard bis zum heutigen Flussniveau beträgt die Eintiefung rund 60 m, was bei einer verfügbaren Zeit von etwa 20 ka einer Erosionsrate von 3 mm/a entspricht. Ähnliche Werte lassen sich auch andernorts für die Leistung postglazialer fluviatiler Erosion ermitteln, z. B. beim Dorfbach im Küsnachter Tobel.

Auf unterschiedlichen Niveaus und auf beiden Flussseiten hat die Töss Erosionsterrassen aus der Molasse modelliert und darauf häufig eine dünne Schicht aus spätglazialen Flussschotter abgelagert.

Bei Freienstein nimmt die Tössschlucht unvermittelt an Breite zu. Hier wechselten sich in postglazialer Zeit Erosion und Akkumulation ab: Nach der Erosion des Talkessels bis auf Felskoten um 340–350 m ü. M. (Taf. III) wurden Flussschotter von mehr als 20 m Mächtigkeit angehäuft und anschliessend durch fluviatile Erosion wieder in Terrassen zergliedert. Das Dorf Freienstein erstreckt sich über drei solcher Terrassen, die oberste auf Kote 380 m ü. M., die tiefste in der Flussaue von Pünt mit Kote 360 m ü. M. Die Töss fliesst teils auf der tiefsten Terrasse, teils auf Fels.

#### *Kleinere, lokale Vorkommen*

Spätglaziale Bach- und Flussschotter sind noch an zwei weiteren Orten entwickelt: In Dielsdorf hat der aus dem Einschnitt Hirmühle stammende Bach einen grösseren kiesigen Schuttfächer ( $q_{sB}$ ) auf die beckenfüllenden Seeablagerungen geschüttet. Die kiesige Beschaffenheit dieses Schuttfächers ist wohl dem im Einzugsgebiet des Baches am Bildstock anstehenden Deckenschotter zu verdanken. Südlich daran grenzt ein Schuttfächer aus Schwemmlehm ( $q_L$ ), welcher durch einen aus dem moränenbedeckten Molassegebiet Buckwis stammenden lokalen Bach aufgebaut wurde.

Zu erwähnen ist auch ein kleines Vorkommen mit spätglazialen Bachschotter auf Seesedimenten in Höri. Es entstand dort, wo der das Moränengebiet Höragen entwässernde Bach in die Glattalebene übertrat und seine kiesige Fracht deponierte.

## **Pleistozän oder Holozän**

### **Rutschmassen, Sackungsmassen und zerrüttete Sackungsmassen**

Im Gebiet des Kartenblatts existieren drei grosse, zusammenhängende Gebiete mit Rutsch- und Sackungsmassen aus Molasse, die hier einzeln besprochen werden:

#### *Rutsch- und Sackungsmasse von Buchs*

Zwischen Buchs und Boppelsen liegt eine grosse Rutsch- und Sackungsmasse, die sich am Südhang des Bildstocks gelöst hat und weit ins Furtal vorgedrungen

ist. Sie wird charakterisiert durch so anschauliche Flurnamen wie Tüfelsloch oder Chriechenbaum. Die Abrissränder der Rutsch- und Sackungsmassen fallen zusammen mit der Untergrenze des Höheren Deckenschotter des Bildstocks, und das im Deckenschotter zirkulierende Grundwasser im Zusammenhang mit den verwitterungsfähigen Mergeln der unterliegenden Molasse darf hier als Auslöser der Instabilitäten angesehen werden. Im rückwärtigen Teil der abgerutschten und versackten Massen finden sich verschiedene Staffeln von Nackentälchen, teilweise mit Wassertümpeln, und vielerorts versackte Schollen mit verkittetem Deckenschotter (Fig. 23). Bei Mötsche hat sich seitlich der grossen Masse eine kleinere Rutschmasse gelöst, ebenfalls mit scharfen Abrissrändern, Nackentälchen und versackten Schollen. Im tieferen Teil äussern sich die Hangbewegungen durch eine in Wulste und Dellen gegliederte Morphologie, und vielerorts zeigen interne Abrissränder, Feuchtstellen und Wulste, dass der Hang in einem sehr labilen Gleichgewicht ist. Die Rutschbewegungen sind sicher jünger als letzteiszeitlich, sie wurden (re-)aktiviert, als der Hang nach dem Eisabbau Halt und Stütze verloren hatte. Es ist indes- sen zu vermuten, dass die Anlage der Hanginstabilitäten älter als letzteiszeitlich ist.

Die Rutschmasse wird durch zwei Bäche entwässert, die am Hangfuss zwei kleine Bachschuttfächer gebildet haben.

#### *Rutsch- und Sackungsmassen von Schöfflisdorf und Oberweningen*

Der Südhang der Egg in Schöfflisdorf und Oberweningen ist von alten Sackungsmassen geprägt. Der Abrissrand fällt zusammen mit dem Ausbiss der Höheren Deckenschotter, und es besteht ein ursächlicher Zusammenhang mit dem Grundwasser führenden Deckenschotter, welcher eine tiefgründige Verwitterung der darunterliegenden Grundwasser stauenden Molasse bewirkt und diese destabilisiert hat. Bei den Hangbewegungen handelt es sich eindeutig um Sackungen. Ganze Gesteinspakete haben sich in verschiedenen Blöcken, aber noch im ursprünglichen stratigraphischen Verband, an der Abrisskante gelöst und sind unter Bildung eindrücklicher Nackentälchen en bloc talwärts geglitten. Der ursprüngliche Verband, nämlich alte Moräne über Deckenschotter über Molasse, kann in den einzelnen abgesackten Blöcken im Feld noch erkannt werden. Zwei Bäche haben sich zwischen den versackten Blöcken einerodiert und in der Talsohle zwei Schuttfächer gebildet.

Die Sackungsmassen liegen ausserhalb des Einflussbereichs letzteiszeitlicher Gletscher. Sie werden im tieferen Hangbereich durch präletzteiszeitliche (MIS 6?) Moräne überdeckt (s. Profil 4, Taf. I) und wären demnach älter.

#### *Rutsch- und Sackungsmassen am Irchel-Südhang*

Der Südhang des Irchels in den Gemeinden Dättlikon und Freienstein-Teufen ist durch mächtige Rutschmassen, vorwiegend mit Molassematerial, zer-



Fig. 23: Nackentälchen mit Seelein und Sturzblöcken aus Höherem Deckenschotter südlich des Bildstocks (Koord. 2674.040/1258.180). Foto P. Haldimann 2016.

gliedert. Die einzelnen Rutschmassen sind durch gut kartierbare Abrissränder gekennzeichnet. Diese fallen mit der Schichtgrenze Höherer Deckenschotter über Molasse zusammen. Die Hanginstabilitäten wurden wohl auch hier durch die spezielle hydrogeologische Situation ausgelöst, indem das im Deckenschotter zirkulierende Grundwasser die Verwitterung der unterliegenden Molasse gefördert und zu deren Destabilisierung geführt hat. Der rückwärtige Teil der Rutsch- und Sackungsmassen (meist im Wald gelegen) ist in Schollen zerbrochen, und ihre Akkumulationswülste lassen sich im Gelände gut erkennen. Am Hangfuss gehen die Rutschmassen in verlehmtten Hangschutt aus abgeschwemmtem, feinkörnigem Material über. Zwischen den Rutschmassen haben sich schön ausgebildete Schwemmlehmkegel ausgebildet. Abgeschwemmter feinkörniger Hangschutt überdeckt mit Mächtigkeiten bis zu 20 m die Niederterassenschotter im Taleinschnitt zwischen Dättlikon und Freienstein (s. Profil 5, Taf. I).

Aber auch an vielen anderen Stellen im Gebiet von Atlasblatt Bülach ist die anstehende Molasse verrutscht und/oder versackt. Das Alter der Bewegungen lässt sich oft nur anhand von Indizien bestimmen. Vor allem die Hangbewegungen ausserhalb des LGM sind sicher älter als letzteiszeitlichen oder holozänen Alters.

Instabil gewordene Hänge mit Molasse finden sich in folgenden Gebieten:

- beidseitig unter der Kuppe des Altbergs
- am Südhang der Lägern und am Westhang des Bildstocks
- am Nordhang der Lägern
- an allen Hängen des Bachsertals
- an den Hängen oberhalb von Stadel und Neerach
- an fast allen Hängen in der Umrahmung des Embrachertals
- im Lufingertal und im Eigental
- am Nordhang des Blauen gegen das Tösstal.

### **Blockschutt bzw. Felssturzaflagerungen**

Solche Ablagerungen finden sich ausschliesslich am Lägernord- und -südhang. Sie sind sowohl pleistozänen wie auch holozänen Alters und bestehen aus grobblockigem Schutt der darüber anstehenden kalkigen Villigen- und Burghorn-Formation. Frische Sturzblöcke sind nur selten auszumachen, die meisten Felsstürze sind alt, überwachsen und im Gelände nur anhand des oft höckerigen Terrains zu erkennen.

### **Hangschutt, verlehmteter Hangschutt, Solifluktionsschutt**

Hangschutt wurde nur dort als solcher kartiert, wo die Beschaffenheit des darunterliegenden Untergrundes nicht klar erkennbar ist. Dies ist vor allem in den Gebieten ausserhalb des LGM der Fall, z.B. im Embrachertal oder am Südhang des Irchels. Von Bedeutung sind solche heterogen zusammengesetzte Hangbildungen auch im Bachsertal. Sie dürften neben Hang- und Solifluktionsschutt auch ältere Rutschmassen beinhalten. Die Mächtigkeit dieser Abfolgen dürfte lokal gegen 10 m betragen und u.a. das vermutlich recht ausgedehnte Vorkommen von Tieferem Deckenschotter bei Mösl (Koord. 2674.950/1263.175) stark maskieren.

### **q<sub>L</sub> Hanglehm, Schwemmlehm**

Vielorts ist in Muldenlagen verschwemmter Hanglehm oder Schwemmlehm entwickelt. Wo das Einzugsgebiet durch Moräne gebildet wird, z.B. im Feldmoos (Oberhasli), bei Schwändi SE von Dielsdorf, im Wöllimoos (Bachs) oder in den diversen Geländemulden bei Hochfelden können im Lehm auch kiesige Partien eingeschaltet sein.

Speziell zu erwähnen ist die mit Schwemmlehm gefüllte Mulde bei Unterdorf, Embrach. Diese Mulde wurde in spätglazialer Zeit durch Rückwärtserosion des Wildbaches geschaffen und in postglazialer Zeit durch bis zu 5 m mächtigen Schwemmlehm teilweise wieder gefüllt, welcher von den westlich angrenzenden Molassehängen stammt. Im Schwemmlehm sind häufig organische Schichten und Torf eingeschaltet.

### **Bachschuttkegel**

Überall dort, wo Bäche vom Hang in die Talsohle übertreten oder wo sich ihr Gefälle verflacht, haben sich kleinere oder grössere Bachschuttkegel aufgebaut. Ihre Beschaffenheit ist je nach Geologie des Bacheinzugsgebiets kiesig oder feinkörnig. Der grösste Bachschuttkegel ist derjenige des Altbaches in Bassersdorf. Er legt sich als jüngstes Schichtglied auf den Rückzugsschotter ( $q_{SRD}$ ) von Bassersdorf; er unterscheidet sich von diesem durch den höheren Feinkorngehalt. In der Tiefe ist er mit dem Schotter verzahnt, d.h. seine ältesten Teile sind spätglazial. Ein ähnliches Bild zeigt sich beim aus dem Eigental stammenden Schuttfächer des Tüfbaches in Oberembrach.

### **$q_b$ Bachschutt**

Bachschutt in Bacheinschnitten wurde nur im ausserhalb des LGM gelegenen Gebiet, namentlich im Bachsertal auskartiert. Die SW von Bachs vom Gebiet der Schöfflisdorfer Egg bis ins Dorfgebiet verlaufenden Bachtälchen weisen ein stark kiesiges Bett auf. Das Geröllmaterial stammt wahrscheinlich aus den in ihrem Einzugsgebiet anstehenden Höheren und Tieferen Deckenschottern.

## **Holozän**

### **Kalksinter (Quelltuff)**

Kalksinter entsteht dort, wo Quellwasser an die Oberfläche austritt, indem das im Quellwasser enthaltene Kalziumkarbonat ausgeschieden wird, oft unterstützt durch biologische Aktivität.

Die wichtigsten Vorkommen finden sich am Nordhang der Hardruti nördlich von Embrach. Hier traten seit jeher ergiebige Überlaufquellen zutage (s. Kap. Hydrogeologie), und im Laufe von Jahrtausenden konnten sich mächtige, z.T. terrassenförmige Matten aus Kalksinter aufbauen (Fig. 24). Solche Terrassen sind z.B. an der Strasse Embrach–Freienstein auf eindruckliche Weise aufgeschlossen. Kleinere Vorkommen mit Kalksinter sind bei den Quellen am Rötelstein bei Untermettmenstetten entwickelt.



Fig. 24: Kalksinterterrassen am Quellhorizont Embracher Hardrüti bei Koord. 2686.420/ 1264.680.  
Foto P. Haldimann 2016.

### **Torfmoore**

Alle weiter oben beschriebenen Seen in den Zungenbecken des letzteiszeitlichen Gletscherrückzuges wurden noch im Spätglazial mit Seeablagerungen weitgehend aufgefüllt. Ihre endgültige Verlandung und Vermoorung dauerte bis ins Holozän an, und so präsentierten sich diese Ebenen bis in die jüngste Zeit als flache Seenlandschaft, Sumpflandschaft, Riet oder Flachmoor, und oft entwickelten sich an der Oberfläche nennenswerte Torfvorkommen (s. Kap. Rohstoffe).

So war zum Beispiel die grosse Ebene zwischen Neerach, Steinmaur, Dielsdorf und Niederhasli nach dem Eisabbau ein See mit einem Wasserspiegel um 410 m.ü.M. und einem Abfluss über die Enge von Nöschikon gegen das Glattal. Die Verlandung dürfte rasch eingesetzt haben, und im Postglazial bildete sich das heutige Landschaftsbild mit verschiedenen Flachmooren heraus. Der nördlichste Teil dieser Moorlandschaft ist das Neeracherried (Fig. 25, SCHINZ et al. 1945). Mit einer Fläche von 105 Hektaren ist dieses heute eines der schönsten und letzten grossen Flachmoore der Schweiz. Es bietet Lebensraum für unzählige Pflanzen, Amphibien, Reptilien und vor allem Vögel. Ausserdem liegen, meist in den Rand-



Fig. 25: Das Neeracherried im Jahr 1950, Blick von Süden. Foto ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv, Stiftung Luftbild Schweiz.

gebieten, archäologische Fundstätten vor (s. Kap. Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente).

Ausserhalb des geschützten Neeracherriedes wurde das Ried zur Gewinnung von bewirtschaftbarem und bebaubarem Land an vielen Stellen künstlich aufgeschüttet.

Ein ebenso grosses Torfmoor war das Zungenbecken von Kloten. Hier wurden allerdings seit 1945 die Pisten des Flughafens Zürich gebaut und etappenweise erweitert. Dabei wurde die natürliche Landschaft gründlich umgestaltet, so dass die ursprüngliche Riedlandschaft nur noch lückenhaft zu erkennen ist. Dank den zahlreichen Baugrunduntersuchungen im Zuge der Entwicklung des Flughafens lässt sich der Aufbau der beckenfüllenden Seeablagerungen und die Ausdehnung der ehemaligen Verlandungs- und Torfgebiete trotzdem sehr genau rekonstruieren. Auch hier wurden zur Verbesserung der Baugrundverhältnisse und der Bewirtschaftbarkeit vielerorts Terrinaufschüttungen vorgenommen.

### **Künstlich verändertes Gelände**

In zwei Bereichen wurde die ursprüngliche Landschaft durch menschliche Aktivitäten grossräumig verändert und umgestaltet: Erstens im ganzen Gebiet des Flughafens Zürich-Kloten, namentlich auf den Hügeln Butzenbüel und Holberg, sowie im Bereich der Pisten und zweitens im Bereich des Golfplatzes Otelfingen.

Luftaufnahmen (Fig. 26–28) zeigen die Entwicklung des Flughafens Kloten seit den 1940er-Jahren und die damit verbundenen landschaftsverändernden Bautätigkeiten. Man beachte die Entwicklung des Kiesabbaus am Holberg und die Umgestaltungen des Hügels Butzenbüel.

### **Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen, Deponien**

Im Gebiet des Kartenblattes sind alle Auffüllungen ehemaliger Materialabbaustellen (Kiesgruben und Steinbrüche) verzeichnet. Aufgefüllte Materialabbaustellen (Gruben) sind am breiten blauen Strich für die ehemalige Abbaufont und dem liegenden Hammer (für stillgelegte Kiesgrube/Steinbruch) zu erkennen. Die Auffüllmaterialien sind heterogen, und wo Belastungen nachgewiesen oder mit grosser Wahrscheinlichkeit zu erwarten sind, sind aufgefüllte Gruben im Kataster der belasteten Standorte als belastete Standorte oder Altlasten verzeichnet.

Aufschüttungen sind ähnlich wie Auffüllungen gekennzeichnet, aber ohne breiten blauen Strich. Es handelt sich dabei im Wesentlichen um flächige Aufschüttungen in Riedgebieten und in Muldenlagen, in der Regel mit unbelastetem Material, zur Gewinnung von bewirtschaftbarem Land, um Dammschüttungen beim Strassen- und Bahnbau und um kleinere Schüttungen bei Sport- und Schiessanlagen. Letztere sind wegen des Schiessbetriebes im Kataster der belasteten Standorte ebenfalls als solche verzeichnet.

Deponien sind nach aktueller Definition Abfallanlagen, in denen Abfälle kontrolliert abgelagert werden. Neben sehr zahlreichen «wilden» ehemaligen Deponien, wo meist in Kiesgruben unkontrolliert belastete Abfälle deponiert worden waren, besteht im Gebiet des Atlasblattes Bülach eine grosse Deponie im modernen Sinn im Bereich der Leigrueb in der ehemaligen Lehmgrube der Ziegelei Lufingen. Sie wurde von 1988 bis 2010 durch den Deponiezweckverband Zürcher Unterland DEZU betrieben und 2010 durch die Deponie Leigrueb AG übernommen. Ab 2004 erfolgte der Ausbau West, d.h. westlich der damals fast vollständig aufgefüllten Deponie wurde eine neue Grube ausgehoben und mit Deponiematerial gefüllt.

Viele Anlagen, die im letzten Jahrhundert als «Deponien» betrieben wurden, sind heute belastete Standorte oder Altlasten (d.h. sanierungsbedürftige belastete Standorte). Die grössten sind die aufgefüllten Kiesgruben im Gubel (Dietlikon) und die Deponie Homberg in Kloten.



Fig. 26: Bau des Flughafens Kloten 1949. Foto ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv Stiftung Luftbild Schweiz.



Fig. 27: Bau der Frachtgebäude 1959. Foto ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv Stiftung Luftbild Schweiz.



Fig. 28: Bau der Flughafenlinie SBB 1970er-Jahre. Foto ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv Stiftung Luftbild Schweiz.

## TEKTONIK

Das Gebiet des Atlasblattes Bülach liegt im nördlichen Bereich der mittelländischen Molasse; die Schichten liegen generell subhorizontal oder fallen, in der SE-Abdachung des Schwarzwaldmassivs, flach gegen SE ein.

Eine Besonderheit ist die von Westen ins Kartenblatt hineinreichende Lägern-Struktur als östlichster Ausläufer des Faltenjuras.

Dank den Untersuchungen der Nagra der letzten 30 Jahre sind die Tektonik der Nordschweiz und damit auch die tektonischen Verhältnisse im Gebiet von Blatt Bülach sehr gut dokumentiert. Wichtig für die Kenntnis der Tektonik auf Atlasblatt Bülach sind folgende Arbeiten: NAEF et al. (1985, 1995), MÜLLER et al. (2002), NAGRA (2008b, 2014), JORDAN et al. (2015) sowie MALZ et al. (2016).

Im Kartenausschnitt der Figur 29 werden die wichtigsten tektonischen Strukturen gezeigt und nachstehend erläutert.

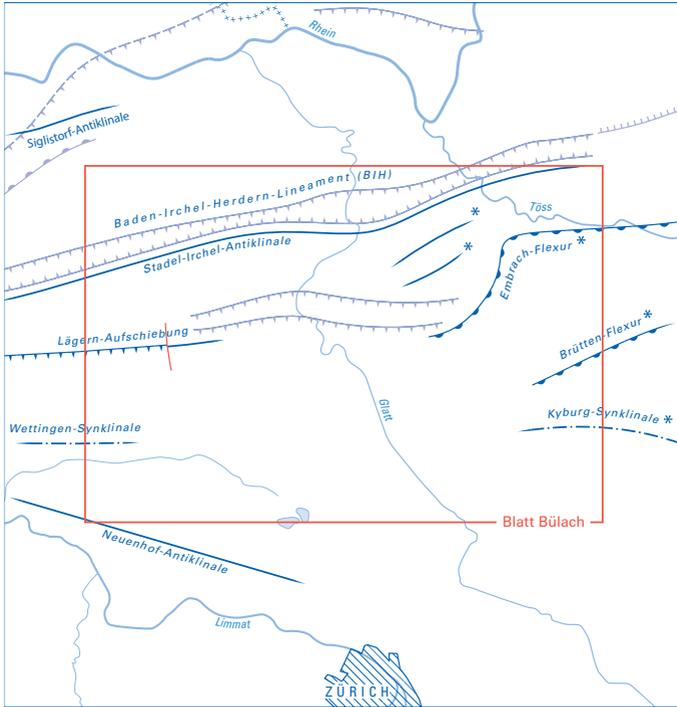
### Die Lägern-Struktur

Die Lägern ist eine aufgeschobene Antiklinalstruktur, die im Zuge der spät-miozänen bis pliozänen Kompressionstektonik entstand. Im Feld klar kartierbar ist der gleichmässig steil nach Süden einfallende Südschenkel, welcher entlang einer Überschiebungsfläche gegenüber dem überkippten Nordschenkel nach Norden aufgeschoben ist. Die Tiefenstruktur wurde in der Vergangenheit unterschiedlich interpretiert.

Gemäss SENFTLEBEN (1923) ist der Nordschenkel «mächtig aufgebogen und unter der Hauptüberschiebung verschleppt». In BITTERLI-DREHER et al. (2007) wird, den Ausführungen in NAEF et al. (1995) folgend, eine etwas andere Struktur zur Diskussion gestellt. Demnach wäre die Lägern-Struktur eine so genannte «Rampenfalte», in welcher die Aufschiebungsfläche auf die liegende Schichtreihe auffährt (BITTERLI-DREHER et al. 2007, Fig. 16). Heute wird aufgrund von reprozesierten Seismikdaten der Nagra eher die Auffassung vertreten, dass die Lägern-Struktur als «Fault-Propagation Fold» zu verstehen ist (MALZ et al. 2016).

Die Faltenachse der Lägern-Struktur liegt im Gebiet von Blatt Baden noch weitgehend horizontal und taucht östlich der Hochwacht im Gebiet von Atlasblatt Bülach mit 7–8° nach Osten ab. Im östlichsten Abschnitt im Steinbruch Dielsdorf hat NOTZ (1924) ein axiales Abtauchen von 15° gegen NE gemessen.

Die steil aufsteigende Kalkplatte der Villigen- und Burghorn-Formation im Südschenkel der Antiklinale bildet den Lägerngrat; der eigentliche Antiklinalkern liegt nördlich des Lägernkammes. Im Südschenkel der Lägern-Struktur fallen die Schichten hangparallel gegen Süden ein, der Fallwinkel bewegt sich zwischen 45 und 50°, lokal bis 60°. Sehr schön ist das Umbiegen und Flacherwerden der Schichten am Südrand der Antiklinale am Übergang zur Molasse in Boppelsen zu beobachten.



An der Oberfläche kartierbare Strukturen (s. a. NAGRA 2014)

- Störung, Verwerfung
- ▬ Überschiebung
- ▬ Antiklinale
- ▬ Synklinale
- ▬ Flexur
- \* nach BÜCHI (1958)

Strukturen im Sockel gemäss Interpretation Seismik (NAGRA 2008, 2014, MALZ et al. 2016)

- ▬ Überschiebung
- ▬ Abschiebung
- ▬ Flexur

Fig. 29: Kartenausschnitt 1:200 000. Tektonische Strukturen im Gebiet von Atlasblatt Bülach (nach NAGRA 2008b, Fig. 5.2-10 u. Beil. 2.5-1, ergänzt gemäss BÜCHI (1958), NAGRA (2014) u. MALZ et al. (2016)).



Fig. 30: Umbiegung und Steilstellung der Schichten des Wangen-Members im Nordschenkel der Lägern-Struktur bei Chlingen (Koord.2675.040/1260.150), Blick in Richtung Westen. Foto aus SUTER (1939a, S.25).

Der Nordschenkel der Lägern-Struktur ist nach den älteren Autoren (NOTZ 1924, SENFTLEBEN 1924) steil einfallend bis überkippt und überfahren. Im Gebiet von Atlasblatt Bülach tritt er in Form eines eingequetschten Keils, des so genannten «Nordkeils» (NOTZ 1924) in Erscheinung. Mit der Oberflächenkartierung lässt sich diese Interpretation trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse bestätigen. Der Übergang vom steilstehenden Nordschenkel einer intakten Antiklinalstruktur zum tektonisch durchscherten und überfahrenen «Nordkeil» konnte früher im Eingang zum Steinbruch Chlingen direkt beobachtet werden. Figur 30 (aus SUTER 1939a) zeigt, wie die Schichten des Wangen-Members (Villigen-Formation) gegen Norden versteilt und umgebogen werden. Wenig weiter westlich sind diese Schichten bereits überkippt und bilden dort unter dem aufgeschobenen Südschenkel den «Nordkeil». Diese Steilstellung und Überkipfung des Nordschenkels und die sukzessive Entwicklung einer Überschiebung des Südschenkels über den überkippten Nordschenkel spricht nach MALZ et al. (2016) für die Interpretation der Lägern-Struktur als «Fault-Propagation Fold» gemäss SUPPE & MEDWEDEFF (1990).

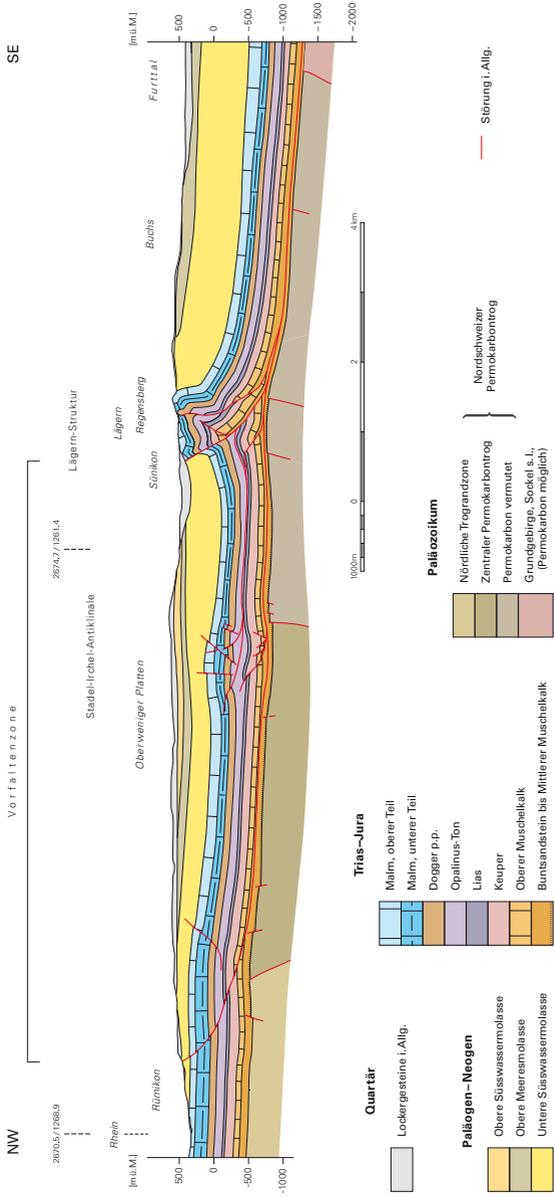


Fig. 31: Querschnitt durch die Lägerm-Struktur. Ausschnitt aus dem Geologischen Übersichtsprofil Kleiner Randen - Lägerm - Zürich - Küssnacht, NAGRA (2002, Beilage 3.2-2), ergänzt durch NAGRA (2014), Beilage 6-9.

Östlich der Chlingen-Verwerfung präsentiert sich die Lägern-Struktur an der Oberfläche als einfache Antiklinale (NOTZ 1924). Die Struktur in der Tiefe bleibt jedoch unbekannt.

Mit der Versteilung und Überkipfung der mesozoischen Schichten im Nordschenkel ging auch eine Steilstellung und z.T. Überkipfung der sie überlagernden Molasse einher. In einem Gebietsstreifen entlang des Lägern-Nordrandes stehen die Molasseschichten sehr steil, und die Abfolge von USM über OMM bis zur OSM kann auf engem Raum verfolgt werden.

### **Störungen, Verwerfungen**

Durch den Taleinschnitt westlich des Städtchens Regensberg streicht ziemlich genau in Nord-Süd-Richtung die Chlingen-Verwerfung. Sie bewirkt eine Tiefenerstellung des östlichen Blocks (Regensberg-Dielsdorf) gegenüber dem westlichen um mehrere Zehnermeter und gleichzeitig eine geringfügige Südwärtsverschiebung (Dextralbewegung, NOTZ 1924).

In den Steinbrüchen von Dielsdorf hat NOTZ (1924) verschiedene parallel zu dieser Chlingen-Verwerfung streichende Verwerfungen mit Sprunghöhen bis über 2 m festgestellt, bei denen jeweils der östliche Teil gegen den westlichen herabgesetzt ist; er bezeichnete sie als Staffelbrüche (s.a. ISLER et al. 1984). Sie sind heute nicht mehr aufgeschlossen.

Auf dem hochauflösenden digitalen Höhenmodell (Fig. 1) fällt neben zahlreichen morphologisch auffälligen linearen Strukturen, die sich indessen alle durch glazialdynamische Prozesse erklären lassen, vor allem ein markantes Lineament auf. Dieses zieht in NNW-SSE Richtung von Hueb NW von Bachs über den bewaldeten Hang des Laubrig zur Geländenische Ankenland und unter dem Moränenkranz von Steinmaur hindurch nach Sünikon und Regensberg, wo es sich in Form der Chlingen-Verwerfung äussert (s.o.). Es zieht weiter zum Loohof und in den Taleinschnitt von Gamis, wo es sich nördlich von Buchs verliert. Im Wald der Schöfflisdorfer Platten sind zwei weitere, dieses Lineament parallel begleitende Lineamente auszumachen. Es entsteht der Eindruck, dass hier ein östlicher Block gegenüber dem westlichen tiefergestellt worden ist. Allfällige tektonische Aktivitäten wären älter als letzteiszeitlich, denn die Moräne von Steinmaur bedeckt das Lineament ungestört. Für eine befriedigende tektonische Erklärung dieses Phänomens fehlen allerdings konkrete Befunde im Feld oder in seismischen Profilen.

### **Fortsetzung der Lägern-Struktur gegen Osten**

Die Lägern-Struktur setzt sich unter dem Schichtstapel der Molasse über Dielsdorf hinaus nach Osten fort, wie schon MÜHLBERG (1902) festgestellt hat. Am Eschenberg zwischen Niederhasli und Niederglatt hat er ein «Gewölbe in der USM» festgestellt und dies mit Fallzeichen belegt (MÜHLBERG 1901). Das Nord-

fallen der Schichten am nördlichen Öschenberg lässt sich heute mangels Aufschlüssen nicht mehr bestätigen, wohl aber das Süd- und SSE-Fallen an verschiedenen Stellen zwischen Dielsdorf und Niederhasli. Molasseschichten mit einem Einfallen von 3–4° Richtung Süden und SSE sind auch bei Winkel und auf den Höhenzügen zwischen Winkel und Embrach festzustellen, ein Südfallen von 25° gemäss MÜHLBERG (1902) lässt sich indessen nicht bestätigen.

Von Winkel gegen Embrach und Rorbas verläuft die von BÜCHI (1958) postulierte Embrach-Flexur (s. Fig. 29). Er hat darin eine östliche, gegen NE abbiegende Digitation der Lägern-Struktur gesehen (s.a. HANTKE et al. 1967). Weil er in der OSM nördlich dieser Flexur eine sprunghafte Mächtigungsabnahme feststellt, sieht er in ihr den «Nordrand des Molassebeckens», welcher schon zur Molassezeit tektonisch aktiv gewesen wäre. Nach BÜCHI (1958) wird diese Flexur im Norden durch zwei kleinere Antiklinalen mit ostwärts abtauchenden Achsen sowie die etwas deutlicher ausgebildete Stadel-Irchel-Antiklinale (s. Fig. 29) begleitet. Unter der Heidegg westlich von Embrach äussert sich die Embrach-Flexur mit einem Schichtfallen von 9° Richtung SSE.

Im seismischen Profil 91-NO-62 der Nagra (NAEF et al. 1995) sind im Raum Embrach dort, wo die Fortsetzung der Lägern-Struktur zu erwarten wäre, Unregelmässigkeiten in der Schichtabfolge des Mesozoikums festzustellen, welche den Eindruck einer embryonalen Überschiebung vermitteln (NAEF et al. 1995, MALZ et al. 2016, Section B). Auf die Molasse scheint sich diese aber nicht durchzupausen.

### **Tektonische Strukturen nördlich der Lägern**

Nördlich der Lägern-Struktur schliesst die so genannte «Vorfaltenzone» an (NAEF et al. 1995, MÜLLER et al. 2002, NAGRA 2014). Diese ist geomorphologisch ein Teilbereich des Tafeljuras. Weil aber hier das mesozoische Deckgebirge geringfügig vom Grundgebirge abgeschert und in kleinere, z. T. aufgeschobene Rampenfalten und Flexuren zergliedert ist, ist die Vorfaltenzone im tektonischen Sinne als Randbereich des Faltenjuras zu bezeichnen.

Die Vorfaltenzone umfasst eine oder zwei kleinere, z. T. nordvergent überschobene Rampenfaltenstrukturen und reicht bis zur Mandach-Überschiebung bzw. deren mutmassliche östliche Fortsetzung. Dazu gehört u.a. die Siglistorf-Antiklinale, welche NW ausserhalb des Atlasgebiets verläuft und etwa mit dem Nordrand des Permokarbondtroges zusammenfällt (NAGRA 2008b, S. 301, NAGRA 2014, Fig. 4.3-7).

Innerhalb der Vorfaltenzone streicht die Stadel-Irchel-Antiklinale durch das Atlasgebiet. Sie manifestiert sich vor allem im Mesozoikum und nur undeutlich in der Molasse (NAEF et al. 1995). Es handelt sich dabei um eine komplexe Struktur, deren seismische Interpretation noch unsicher ist. Sie begleitet das Baden-Irchel-Herdern-Lineament (BIH, NAEF et al. 1995), welches sich in den seismischen Profilen im Mesozoikum als kompliziert zerscherte «Dreieckzone» (MALZ et al.

2016) und im tieferen Sockel als ererbte Abschiebung am Südrand des zentralen Permokarbondrogens äussert.

### **Tektonische Strukturen südlich der Lägern**

Südlich der Lägern-Struktur sind in der Molasse flache Anti- und Synformen entwickelt. BÜCHI (1958) nennt zunächst die Wettingen-Kyburg-Synklinale unmittelbar südlich der Lägern-Struktur. Im Gebiet von Atlasblatt Bülach lässt sich diese Struktur allerdings nicht erkennen, und auch in den seismischen Profilen der Nagra ist sie nicht dokumentiert. BÜCHI (1958) verbindet die Wettingen-Synklinale über das Glatttal hinweg mit der Kyburg-Synklinale.

Etwas deutlicher ist die Neuenhof-Antiklinale, deren Achse ausserhalb des Atlasgebiets Bülach in WNW-ESE-Richtung südlich des Altbergs und südlich von Regensdorf durchstreicht. Sie ist im Gebiet von Atlasblatt Zürich nördlich von Zürich anhand des Leithorizontes des Meilen-Kalkes auszumachen (PAVONI et al. 2015, Taf. VI). Alle weiteren südlich anschliessenden Strukturen in der Molasse liegen im Gebiet der benachbarten Atlasblätter Zürich und Albis.

## **BOHRUNGEN**

Im Gebiet von Atlasblatt Bülach und in dessen Umgebung liegen drei Tiefbohrungen, welche den tieferen Untergrund erschlossen haben. Im Gebiet des Kartenblatts selbst liegt nur die Geothermiebohrung Kloten.

### **Kloten**

Von April bis Juli 1985 wurde die Geothermiebohrung Kloten Hohstrasse bei den Koord. 2687.220/1256.310, Kote 444,60 m ü.M., abgeteuft (SCP 1985). Sie erreichte eine Tiefe von 400 m und durchfuhr nach 45 m quartären Deckschichten 80 m OSM, 257 m OMM und 18 m USM. Ein vereinfachtes Profil der Bohrung ist in Tafel IV abgebildet.

Zwei weitere Tiefbohrungen liegen im Gebiet des östlich anschliessenden Atlasblattes Winterthur:

### **Lindau**

1964 wurde durch die SEAG die Erdölexplorationsbohrung Lindau abgeteuft (Koord. 2692.815/1255.098, Kote 516 m ü.M.), welche mit einer Tiefe von 2377,2 m die gesamte Molasse und auch das Mesozoikum durchörtete und in ca. 2365 m Tiefe den kristallinen Untergrund erreichte (BÜCHI et al. 1965a, b).

### **Bassersdorf**

Im Winter 1992/1993 wurde die Geothermiebohrung Bassersdorf (Koord. 2690.280/1255.000, Kote 455,70 m ü.M.) abgeteuft, welche eine Endtiefe von 800,3 m erreichte und in der USM eingestellt wurde (BLASER et al. 1994, SIEBER 1996).

Im Gebiet von Atlasblatt Bülach liegen zahlreiche tiefere Bohrungen, die meistens zur Grundwassererkundung ausgeführt wurden und einen Einblick in den quartären Untergrund erlauben. Die nachstehende Tabelle zeigt eine Auswahl von elf interessanten tieferen Bohrungen (s.a. Profile in den Taf. I u. II).

Tabelle 5: Auswahl wichtiger Bohrungen im Gebiet von Atlasblatt Bülach

Ort	Bezeichnung	Datum	Koordinaten	Kote m.ü.M.	Tiefe m	Fels m	Fels m.ü.M.	Bear- beitung
Bülach	KB1/12 *	2012	2682.367/1264.900	429,9	190	190	240	v.M.
Bülach	KB2/12 *	2012	2682.845/1264.522	431,8	197	107	325	v.M.
Bülach	KB3/12 *	2012	2681.352/1264.068	420,8	109	106	315	v.M.
Bülach	SB G6	1973	2682.120/1264.090	410,9	207	195	216	v.M.
Hochfelden	KB4/12 *	2012	2681.181/1263.504	421,3	65	61	360	v.M.
Hochfelden	KB5/12 *	2012	2681.788/1263.503	401,8	153	≤153	≤ 249	v.M.
Hochfelden	SB G14	1973	2680.480/1264.885	430,7	204	201	230	v.M.
Oberglatt	KB 97-2	1997	2682.593/1258.869	422	80	78	344	Jä
Oberweningen	KB 1	1994	2672.745/1261.377	457,5	127	≤127	≤ 331	v.M.
Embrach	SB 5	1978	2686.745/1264.050	421,7	117	112	310	Jä
Buchs	SB 708	1979	2674.345/1255.890	420	215	208	212	Jä

KB: Kernbohrung

SB: Spülbohrung

v.M.: Dr. von Moos AG

Jä: Dr. H. Jäckli AG

Erdwärmesondenbohrungen und Nagra-Aufzeitbohrungen sind, obwohl oft sehr tief, in der Tabelle nicht enthalten, da es sich dabei jeweils um schnell abgeteufte Spülbohrungen handelt, die nicht immer mit der für eine seriöse Interpretation nötigen Sorgfalt geologisch dokumentiert worden sind. Die mit einem Stern bezeichneten Bohrungen sind Kernbohrungen neueren Datums. Sie wurden durch M. Büchi bearbeitet, und verschiedene Horizonte wurden datiert (s. BÜCHI et al. 2017).

## HYDROGEOLOGIE

Im Gebiet von Atlasblatt Bülach sind grundsätzlich vier Aquifertypen zu unterscheiden:

- Der Kluft- und Karstaquifer des Malms an der Lägern
- Der Kluft- und Porenaquifer der Oberen Meeresmolasse
- Die Porenaquifere der unterschiedlichen Deckenschotter und Hochterrassenschotter, welche als Quellsammler wirken
- Die Porenaquifere der Schotter in den Talsohlen (Vorstossschotter, Niederterrassen- und Rückzugsschotter), welche ergiebige Grundwasserströme beherbergen

Daneben können gewisse Sandsteinschichten der OSM sowie Moränenwälle als Quellsammler wirken und gebietsweise eine erhöhte Häufigkeit an Quellen aufweisen.

Bei der nachstehenden Beschreibung werden für die verschiedenen Grundwassergebiete in den Lockergesteinsaquiferen die Gebietsbezeichnungen gemäss Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1:25000 verwendet (z.B. m8) (s. Kartenverzeichnis).

### **Aquifer des Malms an der Lägern**

Die Malmkalke an der Lägern sind ausgesprochene Kluft- und Karstwasserleiter. Durch Karstwasser der Villigen- und Burghorn-Formation werden zahlreiche sehr ergiebige Quellen gespeist: In Sünikon (Steinmaur) sind es zwei Quellen im Quellgebiet des Pflasterbaches; die östlichere Quelle bei der Ruine Sünikon (Koord. 2674.540/1259.970) hat im Quellgebiet zu grösseren Kalksinterablagerungen geführt. Am Nordhang von Regensberg entspringen bei Koord. 2675.580/1260.200 aus Moränenschutt die drei sehr ergiebigen Quellen Sandbuck, Neubrunnen und Steinbruch, die ihr weiteres Einzugsgebiet ebenfalls in den Malmkalken der Lägern besitzen.

Eine Gruppe mit ergiebigen Karstquellen ist am Südhang der Lägern oberhalb des Dorfes Boppelsen gefasst. All diese Quellen zeigen die typische Charakteristik von Karstquellen mit einer grossen Spannweite zwischen Minimal- und Maximalschüttung.

### **Aquifer der Oberen Meeresmolasse**

Seit jeher ist bekannt, dass der Sandstein der OMM als Kluft- und Porenaquifer wirkt. In der Stadt Zürich haben drei Bohrungen die OMM erschlossen und aus

derselben Mineralwasser gefördert: Die Bohrung Tiefenbrunnen und die Bohrungen AQUI 1 und 2 (PAVONI et al. 2015). Nördlich des Gebiets von Atlasblatt Bülach liegen die Mineralwasserbohrungen von Eglisau (CADISCH 1959). Diese fassen das Mineralwasser, ein hoch mineralisiertes Natrium-Chlorid-Hydrogenkarbonatwasser allerdings nicht in der OMM, sondern in der USM. Nach einer Hypothese von LEMCKE & TUNN (1956) könnte das Salzwasser indessen aus der OMM stammen, und wäre im Laufe von Jahrmillionen «mit säkulärer Langsamkeit» in die unterliegende USM eingewandert.

Mit dem Ziel, geothermisch erwärmtes Grundwasser aus der OMM zu fördern, wurde im Jahr 1985 die Tiefbohrung Kloten abgeteuft (SCP 1985, s. a. Kap. Bohrungen). Die Bohrung erschloss die OMM in einer Tiefe von 125 bis 382 m. Es wurden 300–350 l/min Grundwasser mit einer Temperatur von 18°C gefördert. Das Wasser dient heute als Wärmequelle zum Betrieb einer Wärmepumpe für eine Wohnsiedlung.

Hydrogeologisch von Belang ist der Bereich, wo die OMM im Kontakt mit der Atmosphäre oder mit Lockergesteinsaquiferen steht. Dieser Bereich zieht von Boppelsen und Dielsdorf über Niederhasli und Oberglatt gegen Bachenbülach, Bülach, Embrach und Pfungen. In diesem mehrere Kilometer breiten und gegen NE breiter werdenden Gebietsstreifen findet die Speisung des Aquifers der OMM mit infiltrierendem Niederschlagswasser, Oberflächenwasser und mit Lockergesteinsgrundwasser statt. Da die OMM von dieser Zone aus generell mit etwa 5–8° gegen SE unter die OSM abtaucht, bestimmt die Meereshöhe dieser Infiltrationszone das Druckniveau des in der OMM zirkulierenden gespannten Tiefenwassers in den weiter südlich gelegenen Gebieten.

### **Porenaquifere in den Schottern über den Talsohlen (Deckenschotter und Hochterrassenschotter, höheres Niveau)**

Die Höheren Deckenschotter des Irchels, des Stadlerbergs und der Egg sind ein ausgesprochen gut durchlässiger Porenaquifer und wirken als Quellsammler. Dort, wo der Kontakt der Schotter zu ihrer weniger gut durchlässigen Unterlage aus OSM angeschnitten ist, tritt das Grundwasser in zum Teil ergiebigen Quellen zutage. Die Quellen treten zwar meist nicht direkt an der Schotterbasis, sondern erst einige Meter darunter aus Klüften der OSM aus.

Dies ist der Fall am Südhang des Irchels in Dättlikon und Freienstein-Teufen (Grundwassergebiet k20). Die grosse Anzahl von Quelfassungen an diesem Südhang ist beeindruckend. Diese Quellen wurden von BENDEL (1923) ausführlich untersucht und beschrieben.

Zahlreiche Quelfassungen finden sich auch am Osthang des Stadlerbergs (Grundwassergebiet m4) und der Horüti.

Ergiebig sind auch die Quelfassungen am Südrand des Deckenschottervorkommens der Egg (Grundwassergebiet m5) in Schöfflisdorf und Oberweningen.

Einige Quellen entspringen auch im Bachsertal am Nordrand der Egg, meist indes- sen auf deutlich tieferem Niveau als die Basis des Höheren Deckenschotter.

Ein wichtiger Quellsammler ist der Höhere Deckenschotter des Bildstocks mit dem Grundwassergebiet m12. Quellen entspringen sowohl auf dessen West- seite in Boppelsen als auch auf der Ostseite in Dielsdorf. Auch die zahlreichen Quellen am Ost- und am Südrand des Bergs in Dielsdorf und Buchs werden wohl teilweise durch diesen Aquifer gespeist, allerdings kommt dort zusätzlich Quell- wasser aus dem Moränenwall von Burghof (Dielsdorf) und aus dem Tieferen Deckenschotter von Bruederhof (Buchs) hinzu. Der Höhere Deckenschotter des Altbergs besitzt demgegenüber nur eine geringe Ausdehnung und bewirkt höchst- ens einige kleine Quellaustritte an dessen Nordhang.

Zu den Quellsammlern über den Talsohlen gehören auch die mittelpleistozänen Schotter des Typs Hochterrasse, höheres Niveau, d.h. der Äntschberg-, Oberrüti-, Neerach- und Steighalden-Schotter. Während die beiden erstgenannten Schotteraquifere nur wenig ergiebige Quellen speisen, ist der Neerach-Schotter dank seiner grossen Ausdehnung unter der letzteiszeitlichen Moräne SE des Heitlig ein Quellsammler erster Güte und speist im Gebiet von Neerach und Obersteinmaur zahlreiche z.T. ergiebige Quellen am Talrand. In Neerach wird das hochgelegene Grundwasservorkommen m10 zudem in einem recht ergiebi- gen Vertikalfilterbrunnen genutzt.

Aus dem Steighalden-Schotter entspringen praktisch keine Quellen, wohl weil dieser Aquifer im Kontakt mit jüngeren mittel- und jungpleistozänen Schot- tern steht (s. Profil 13, Taf. II) und sich unterirdisch in diese entwässert.

### **Porenaquifere in den Schottern der Talsohlen**

Dazu gehören die mittelpleistozänen Schotter vom Typus Hochterrasse, tief- eres Niveau, vor allem der Hardwald-Schotter, welcher zwischen Bassersdorf, Kloten und Opfikon-Glattbrugg ein Hochplateau mit dem wichtigen Grund- wassergebiet 18 bildet. Im Umfeld des Plateaus sind die Rückzugsschotter in den Talsohlen weitere Aquifere, z.B. der Rückzugsschotter von Bassersdorf mit dem Grundwassergebiet 19 und den Grundwasserfassungen Schützenhaus (Koord. 2689.198/1255.052) und Geeren (Koord. 2689.277/1255.125). Das Grundwassergebiet 18 des Hardwaldes steht mit dem Grundwassergebiet 19 von Bassersdorf in engem hydrogeologischen Kontakt; d.h. das Grundwasser kann, höchstens von einer dün- nen Moränenschicht gehindert, vom einen in den anderen Grundwasserleiter über- treten (KEMPF et al. 1986, S. 110ff.).

Hydrogeologisch interessant ist der mittelpleistozäne Moränenwall (Ursplen- Till), welcher unter dem Hagenholz eine unterirdische Wasserscheide bewirkt (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1977, HALDIMANN 1978).

Das Grundwasser des Hardwald-Vorkommens 18 wird in der Grundwasser- fassung Hardwald (Koord. 2688.020/1254.705) genutzt. Das von der unterirdischen



Fig. 32: Grundwasseraufstoss Goldentor, Kloten (Koord.2684.870/1257.830). Foto P. Haldimann 2016.

Hagenholz-Moräne gegen SW abströmende Grundwasser tritt in Opfikon entlang eines markanten Quellhorizontes in ergiebigen Quellen zutage.

Im Bereich der Flughafengebäude ist das vom Hardwald her zuströmende Grundwasser unter den jüngeren Seeablagerungen gespannt. Hier herrscht Grundwasserüberschuss, der Grundwasserspiegel wird künstlich tief gehalten. Ein Teil des Grundwassers tritt in den Rückzugsschotter von Kloten über und speist das dortige Grundwasservorkommen 111 von Kloten. Dieses wird in den ergiebigen Fassungen Thal in Kloten (Koord.2686.180/1256.850) gefasst. Das ungenutzte Grundwasser wird schliesslich im Bereich der Flugfelder und des Docks Midfield (Terminal E), d.h. dort, wo der Rückzugsschotter über den feinkörnigen Seeablagerungen auskeilt, zum Austritt an die Terrainoberfläche gezwungen und in Drainagen in den Brunnbach abgeführt. Der Brunnbach (auch Himmelbach genannt) wurde im Zuge des Flughafenausbaues in den 1970er-Jahren ausgebaut und tiefer gelegt. In ihn münden seither nicht nur lokale Bäche und Drainagen, sondern auch das Wasser des umgeleiteten Klotener Altbaches.

Hier liegt auch das Goldentor (Fig. 32), ein natürlicher Grundwasseraufstoss in einem Naturschutzgebiet, wo in einem malerischen Weiher aus den sandigen

Seeablagerungen aufstossendes Grundwasser beobachtet werden kann (HUG & BEILICK 1934, S. 121, JÄCKLI 1964).

Der Rümliang-Schotter, ebenfalls vom Typus Hochterrasse, tieferes Niveau, beherbergt das kleine lokale Grundwasservorkommen m8 am Talrand in Rümliang. Es wird in den beiden Fassungen Rümliang (Koord. 2686.290/1256.450) und Looren (Koord. 2681.450/1257.050) gefasst (KEMPF et al. 1986, S. 117).

Ausgedehnt ist der Grundwasserstrom m2 und l2 im Grafschaft-Schotter zwischen Oberglatt, Niederglatt und Höri. Das im Vorstossschotter zirkulierende Grundwasser ist über weite Gebiete durch Moräne bedeckt. Es wird in Niederglatt durch infiltrierendes Glatwasser und ansonsten nur durch versickernde Niederschläge gespeist. Dieses Grundwasservorkommen wurde von HUG & BEILICK (1934, S. 35ff.) erkundet und beschrieben. Es wird in den drei grossen Fassungen Oberglatt (Koord. 2680.650/1260.060), Niederglatt (Koord. 2680.420/1260.700) und Tannweg, Höri (Koord. 2680.400/1262.100) genutzt.

Im Gebiet Hochfelden und Bülach werden, wie aufgrund der geologischen Verhältnisse (s.S. 75ff.) zu erwarten ist, auch die Grundwasserverhältnisse sehr kompliziert (DR. VON MOOS AG 1976, KEMPF et al. 1986, S. 119f.). Grundwasserleiter ist hier zunächst der Bannhalden-Schotter (letzteiszeitlicher Vorstossschotter), der aber mit älteren Schottern in der Tiefe teilweise in Verbindung steht, so dass verschiedene Grundwasserstockwerke entwickelt sind und der Grundwasserspiegel generell in grösserer Tiefe liegt. Ähnliches gilt für die Grundwassergebiete m11 und m3 im Niederterrassenschotter des Windlacher Feldes (DR. VON MOOS AG 1976, KEMPF et al. 1986, S. 124).

Die grösste Grundwasserfassung im unteren Glattal ist die relativ tiefe Fassung Herrenwis am nördlichen Kartengebietsrand (Koord. 2681.600/1266.000). Weitere wichtige Fassungen bestehen bei Hirslen, Bülach (Koord. 2681.800/1264.140).

Ein regional bedeutender Grundwasserleiter ist der Niederterrassenschotter in der Talsohle des Wehntals. Der Grundwasserstrom m9 beginnt am Moränenwall von Steinmaur/Sünikon und erfüllt die ganze Talsohle bis Niederweningen und weiter bis in den Kanton Aargau. Die Grundwassermächtigkeiten und die Ergiebigkeiten sind zwar eher bescheiden, trotzdem besteht in jeder Gemeinde eine Fassung zur Nutzung dieses Grundwassers (KEMPF et al. 1986, S. 76).

Im Rückzugsschotter des Furttals zirkuliert der Grundwasserstrom m16 (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1981). Das Grundwasser ist entsprechend der meist geringen Schottermächtigkeit ebenfalls nur geringmächtig und steht in enger Wechselbeziehung zum Furtbach. Immerhin wurde und wird es in zahlreichen, meist kleinen bis mittelgrossen Fassungen genutzt. Im Dorfgebiet von Regensdorf und weiter talaufwärts bis Zürich-Affoltern sind zwei Grundwasserstockwerke entwickelt (KEMPF et al. 1986, S. 78). Beim mächtigen Grundwasserleiter des tieferen Stockwerkes dürfte es sich um einen letzteiszeitlichen Vorstossschotter handeln (s. Profil 1, Taf. I). Dieses tiefere Stockwerk ist weitaus ergiebiger als das oberflächennahe

und wird in Regensdorf in den beiden Trinkwasserfassungen Ehrenhau (Koord. 2678.300/1254.610) und Adlikon (Koord. 2676.980/1255.330) genutzt.

Verschiedenenorts im Kartengebiet erstrecken sich kleinere Grundwasservorkommen in letzteiszeitlichen Rückzugsschottern. Da ist zunächst das Grundwassergebiet 12 von Winkel und Bachenbülach mit beachtlichen Grundwassermächtigkeiten bis etwa 20 m, das in der Fassung Churzäglen (Koord. 2683.010/11261.100) in Bachenbülach genutzt wird. Ein weiteres Vorkommen ist dasjenige von Niederhasli m7, in welchem das Grundwasser aus dem Gebiet Fräflig gegen den Mettmenhasler See abströmt, und in einer Fassung genutzt wird (KEMPF et al. 1986, S. 118). Auch im jungen kiesigen Bachschuttfächer von Dielsdorf existiert ein kleines Grundwasservorkommen m19.

Der Grundwasserstrom im Niederterrassenschotter des Embrachertals 16 (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980, BAUMANN 1987) verläuft in einem allseitig abgeschlossenen Tal mit gut definierten Grenzen, weshalb er sich bestens für Modellierungen und Bilanzierungen eignet. Das Grundwasser wird durch die Niederschläge, durch zuströmendes Hangwasser und durch versickerndes Bachwasser gespeist. Es wird in Oberembrach in der Fassung Steinacker (Koord. 2688.460/1260.260) und in Embrach in der Fassung Hof (Koord. 2687.470/1261.420) gefasst und genutzt (KEMPF et al. 1986, S. 170). Alles nicht genutzte Grundwasser tritt in der Embracher Hardrüti entlang eines eindrücklichen Quellhorizontes in den dortigen grossen Überlaufquellen zutage. Im natürlichen Zustand floss das Wasser ursprünglich über das Steilbord gegen die Töss ab, und es bildeten sich mächtige Kalksinterablagerungen. Bereits im vorletzten Jahrhundert wurden viele dieser Quellen gefasst, in grosse Speicherbecken geleitet und zur Energieerzeugung für die unterliegenden Spinnereien in Freienstein genutzt. Heute speisen die meisten Quellen dieses Quellhorizontes die Trinkwasserversorgungen von Embrach, Freienstein-Teufen und Rorbas. Daneben tritt aber auch viel Quellwasser ungenutzt aus und fliesst über einen durch das Quellwasser verursachten Rutschhang mit rezenten Kalksinterterrassen gegen die Töss ab, ein eindrückliches hydrogeologisches Naturschauspiel (Fig. 24).

In Freienstein ist das Grundwasservorkommen 15 im Niederterrassenschotter des kleinen Seitentälchens hinter der Ruine Freienstein zu erwähnen. Das Schottergrundwasser ist durch mächtige Schwemmschuttfächer bedeckt und wird wohl weitgehend unterirdisch durch Hangwasserzufluss vom Irchelhang her gespeist. Es tritt in Freienstein in zwei Überlaufquellen mit hohem und auffällig konstantem Ertrag, der Quelle Heerensteg bei Koord. 2685.845/1265.630 und der Quelle Oberhof bei Koord. 2686.430/1265.255, zutage.

## MINERALISCHE ROHSTOFFE

### Silex und Bohnerz

Der wohl älteste Abbau von mineralischen Rohstoffen im Gebiet von Atlasblatt Bülach erfolgte in verschiedenen Abbaustellen am Südhang der Lägern. Eine solche war der kleine Steinbruch Wackeren unterhalb Pkt. 791 (Koord. 2673.700/1259.380). Hier, und bei den rund 2600m weiter westlich gelegenen Fundstellen Wentlerweg und Bolebere im Gebiet von Atlasblatt Baden (BITTERLI-DREHER et al. 2007) wurden bereits im Paläolithikum und Neolithikum herausgewitterte Silexkoncretionen aus den siderolithischen Karstaschen als Rohstoff für Werkzeuge ausgebeutet (ALTDORFER 2015, s.a. Kap. Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente). Dass bei der Lokalität Wackeren ebenfalls eine Werkstätte für Steinwerkzeuge bestand, bezeugen die zahlreichen Silexsplinter und -nuclei, die sich im Schutt finden. Möglicherweise wurde die gleiche Abbaustelle einige Jahrtausende später auch zur Gewinnung von Eisenerz aus Bohnerzkörnern genutzt.

### Kalkstein

Die Malmkalke der Lägern, vor allem die weissen Kalke des Wettingen-Members, werden mindestens seit dem 19. Jahrhundert in Steinbrüchen in Regensberg, Steinmaur und Dielsdorf abgebaut. Die Kalke lassen sich gut in Quader zerteilen und sind wegen ihrer weissen Oberfläche als Bau- und Mauersteine unter dem Begriff «Lägernkalk» sehr geschätzt.

Die ältesten Steinbrüche liegen am Nordrand der Lägern NE unter dem Städtchen Regensberg. Von hier aus schritt der Abbau in östlicher Richtung um den Berg herum fort; Mitte des 20. Jahrhunderts erreichten die Brüche ihre grösste Ausdehnung. In den 1990er-Jahren wurde der «Hintere Steinbruch» bis auf eine stehengebliebene Kalksteinwand aufgefüllt. Der weisse, grob gebankte bis massige Kalk des Wettingen-Members wird heute nur noch im «Vorderen Steinbruch» Dielsdorf abgebaut und als Bausteine genutzt.

Ende des 19. Jahrhunderts wurde bei Chlingen ein weiterer Steinbruch eröffnet. Abgebaut wurde das Letzi-Member der Villigen-Formation. Der Abbau wurde in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts eingestellt, die Grube ist jedoch noch offen.

### Quarz- und Glimmersand(stein)

Eine Besonderheit im Gebiet von Atlasblatt Bülach ist der ehemalige industrielle Untertageabbau von Quarzsand im Krähstel, Buchs (Koord. 2676.500/1256.850/500). Hier streicht ein horizontal gelagerter Schichtkomplex mit Glim-



Fig. 33: «Löwendenkmal» im Glimmersandstein des Bergwerks Chrästel, Buchs. Koord. 2676.500/1256.850/500. Foto Thomas Egli.

mersandstein der tiefsten OSM an der Oberfläche aus. Von 1894 bis 1922 wurde bergmännisch Quarzsand abgebaut. Von Beginn an wurde über das Trasse der damals jungen Zentralbahn die Glashütte Bülach mit dem begehrten Rohstoff zur Herstellung von Glas beliefert (KRÄHENBÜHL 2003). Der Quarz- und Glimmersand wurde zuerst in der Glashütte Bülach zu Glas verarbeitet (KRÄHENBÜHL 2003), später auch in den Giessereien Sulzer in Winterthur als Formsand verwendet. Zur Schonung der Rebberge (!) wurde der Sand untertage abgebaut, indem ein waagrecht Stollen in den mit Pickel und Schaufel abbaufähigen Quarzsand(stein) vortrieben wurde. Die verzweigten Gänge des Bergwerks sind weitgehend standfest, heute noch zugänglich und bieten einen eindrucklichen Einblick in die Sedimentologie der rund 12 m mächtigen Sandsteinschicht. Der mürbe Sandstein ist von zahlreichen Knauern durchsetzt, welche seinerzeit den Abbau erschwerten. Kohlige Schichten fehlen.

Das Bergwerk kann heute als Museum besucht werden, und daselbst lassen sich die zahlreichen, durch die Bergleute in den Sandstein gemesselten Skulpturen bestaunen (Fig. 33).

Ein weiteres, weniger bekanntes Quarzsandbergwerk mit 120 m Stollenlänge liegt in Embrach auf dem Büliberg bei Stuelwisen (Koord. 2685.805/1262.875) (KRÄHENBÜHL 2003). Auch dieser Quarzsand(stein) wurde in Bülach zur Glasherstellung verarbeitet.

### **Sandstein i. Allg.**

Gewisse Knauersandsteine der OSM können sich als Bausteine eignen. Solche wurden in zahlreichen über das Gebiet des ganzen Kartenblatts verstreuten, meist kleinen Gruben abgebaut, vor allem an den Hängen zwischen Rümlang und Regensdorf.

Daneben wurde auch Sandstein der OMM abgebaut, ebenfalls in kleinen Gruben. Die grösste dürfte die wahrscheinlich schon zur Römerzeit genutzte Abbaustelle bei Pkt. 448 nördlich des Kastelhofes bei Niederhasli sein.

### **Kies**

Das Gebiet des Atlasblattes Bülach ist dank seiner glazialen Geschichte reich gesegnet mit Kiesvorkommen. Die ältesten Kiesgruben wurden wohl im 19. Jahrhundert angelegt. Eine Blütezeit erfuhr der Kiesabbau mit dem Bauboom in den Jahrzehnten nach dem Zweiten Weltkrieg. In jener Zeit entstanden die grossen Kieswerke Butzenbühl, Gwärfi und Homberg in Kloten (Hardwald-Schotter und Homberg-Schotter, s. Fig. 27 u. 28), Embrach Hard und Oberembrach (Niederterrassenschotter), Gubel/Runsberg in Bassersdorf und Dietlikon (Hardwald-Schotter) sowie in Regensdorf (Rückzugsschotter).

Daneben existierten kleinere Kiesentnahmestellen in Rümlang (Rümlang-Schotter), Winkel-Rüti (Homberg-Schotter), Niederglatt (Grafschaft-Schotter), Neerach und Stadel (Rückzugsschotter), Bachenbülach (Rückzugsschotter) sowie Glatbrug (Rückzugsschotter). Weitere, noch kleinere Kiesentnahmestellen sind über das ganze Kartengebiet verbreitet.

Heute sind die meisten der alten Kiesgruben aufgefüllt; viele sind im Kataster der belasteten Standorte als belastete Standorte oder als Altlasten verzeichnet. Der Kiesabbau im Gebiet von Atlasblatt Bülach beschränkt sich heute gemäss Kiesstatistik 2015 der Baudirektion Zürich, AWEL, auf vier Gruben in Embrach, Lufingen und Oberembrach sowie auf das noch betriebene alte Kieswerk Runsberg (Bassersdorf).

Einen eindrücklichen Einblick in die Entwicklungsgeschichte der Kiesgruben, d.h. ihre Entstehung, maximale Ausdehnung und ihre Verfüllung, gibt ein Vergleich der periodisch herausgegebenen alten Landeskarten der letzten 150 Jahre. Diese können eingesehen werden auf der Internetseite «Zeitreise», aufzurufen unter <http://map.geo.admin.ch>.

## **Ton und Lehm**

Ziegeleiton aus verwittertem und abgeschwemmtem Mergel der OSM wurde schon seit «ein paar 100 Jahren» in Embrach im Bilg bei der Ziegelhütte (Koord.2687.820/1263.900) abgebaut (LETSCH et al.1907). Das Vorkommen erstreckt sich streifenförmig entlang des Hangfusses SW der Ziegelhütte. Interessant ist der Abbau von Lehm im Neumoos (LETSCH et al.1907). Hier wurde anfangs des letzten Jahrhunderts in einzelnen Gruben der mittelpleistozäne Lehm unter dem Niederterrassenschotter abgebaut. Derselbe alte Lehm wurde auch in den ehemaligen Gruben an der Kantonsstrasse westlich der Klinik Hard erschlossen.

Überhaupt ist der Talkessel von Embrach reich an Tonlagern unterschiedlichster Art (LETSCH et al.1907), die an zahlreichen Orten in kleinen Gruben ausgebeutet wurden. Ein wichtiges Vorkommen mit jungem, postglazialen Alluviallehm liegt in der Mulde des Wildbaches im Unterdorf im westlichen Dorfteil. Hier wurde seit 1870 Lehm abgebaut. Aus dem Betrieb der Thonwarenfabrik Embrach ging 1917 die Steinzeugfabrik Embrach AG hervor, welche Bauteile und Rohre aus Ton- und Steinzeug herstellte, bis 1974 der ganze Betrieb nach Schaffhausen verlegt und das Areal für das Zollfreilager Embrach umgenutzt wurde.

In Lufingen baute die Ziegelei Lufingen seit Beginn des 19. Jahrhunderts an drei Stellen Lehm aus verwittertem Mergel der OSM ab (LETSCH et al.1907). Hergestellt wurden Röhren, Backsteine und Ziegel. Die grösste Grube (Koord. 2686.200/1260.600) wurde bis Ende des 20. Jahrhunderts laufend erweitert. Ab 1983 wurde in der offenen Grube gleichzeitig mit dem Tonabbau die Regionaldeponie Leigrueb betrieben (Betreiber: Deponieverband Zürcher Unterland DEZU). Die Ziegelei Lufingen wurde zu Beginn des 21. Jahrhunderts liquidiert, und das Areal erfuhr eine Handänderung. Heute wird kein Ton mehr abgebaut. Der Deponiebetrieb hat sich in eine bergwärts der ehemaligen Tongrube angelegte, speziell zu diesem Zweck ausgehobene neue grosse Grube verlagert.

In Obersteinmaur wurde von 1838 bis ins frühe 20. Jahrhundert Mergel der OMM abgebaut und in der Ziegelhütte Köchli (Koord.2676.940/1261.370) zur Herstellung von Ofenwaren, Feuermauersteinen, Backsteinen und Ziegeln verarbeitet (LETSCH et al.1907). Daneben wurde im Gebiet Ried (Koord.2678.030/1260.800) in 3–4 m tiefen Schächten Hang- und Schwemhlehm abgebaut.

Zwei kleine Lehmgruben bestanden in Boppelsen bei Koord.2672.880/1258.300 (Bühlbuck) und bei Koord.2673.380/1257.800 (Heerengut), wo Verwitterungssand und -lehm der Molasse für die Produktion von Ziegeln und Backsteinen abgebaut wurden (LETSCH et al.1907).

## **Torf**

Im 18. Jahrhundert wurde Brennholz knapp, und Torf als Brennmaterial gewann an Bedeutung, denn Torf war ein weit verbreiteter Rohstoff. Neben der Ver-

wendung als Brennstoff diente Torf auch zur Verbesserung von Gartenerde, als Einstreu in Viehstallungen und als Isoliermaterial im Wandgebälk.

Ab Mitte des 19. Jahrhunderts wurde zunehmend Steinkohle importiert, doch wurde der Abbau von Torf als inländisches Brennmaterial weiterhin gefördert, insbesondere in Kriegszeiten, wenn Steinkohle rar wurde.

Nach dem Ersten Weltkrieg, als sich der Kohleimport wieder normalisierte, reduzierte sich der Torfabbau deutlich. An den Abbaustellen blieb viel Schrott des Maschinenmaterials und viel unordentlich zurückgelassenes Torfland zurück (BATTAGLIA 2010). Im Zweiten Weltkrieg erfuhr der Torfstich noch einmal eine kurze Renaissance, und ging anschliessend praktisch auf Null zurück. Im Gebiet von Blatt Bülach wurde nur in Niederhasli noch bis in die 1950er-Jahre Torf gestochen.

Gemäss den Angaben in den alten Siegfriedkarten wurde in der Zeit zwischen dem ausgehenden 19. Jahrhundert und dem Zweiten Weltkrieg an folgenden Orten Torf gestochen (Angabe der Schwerpunktkoord.):

- Sürch/Winklerallmänd, Gemeinde Winkel (Koord. 2683.600/1259.100)
- Riet/Riedmatt, Gemeinden Niederhasli und Rümlang (Koord. 2681.500/1257.700)
- Seebrugg/Mettmenhaslisee, Gemeinde Niederhasli (Koord. 2679.300/1258.800)
- Turpenlöcher, Gemeinden Neerach und Höri (Koord. 2678.700/1262.300)
- Rüti, Oberer Chatzensee, Gemeinde Regensdorf (Koord. 2679.500/1254.450).

## **SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE FUNDE UND ELEMENTE**

### **Paläolithikum (bis ca. 9000 v. Chr.)**

Das Paläolithikum (Altsteinzeit) beginnt mit dem Nachweis der ersten menschlichen Aktivitäten und dauert bis ins 10. Jahrtausend v. Chr.

Fundplätze dieser Zeitperiode sind in der Schweiz bislang sehr selten, weil das Gebiet grösstenteils unter einer Eisdecke lag. Oberflächenfunde von Feuersteingeräten (Silices) belegen, dass sich in der Nordschweiz in der Zeit nach dem Rückzug der Gletscher am Ende der Letzten Eiszeit die ersten nomadisch lebenden Jäger und Sammler in dieser Landschaft aufgehalten haben. Ausser den Silices ist allerdings von den Lagerplätzen und sonstigen Aktivitäten nichts erhalten geblieben. Die wenigen Fundnachweise aus dieser Zeit stammen u.a. aus dem Furttal (Otelfingen-Rietholz, Dällikon-Chrümbe, Dällikon-Brüederholz oder auch Dänikon-Oberwisen) und dem Glatttal (Niederhasli, Mettmenhaslisee).

### **Mesolithikum (9000–5000 v. Chr.)**

Bedeutend grösser ist die Fundstellendichte im nachfolgenden Mesolithikum (Mittelsteinzeit). Dieser Zeitabschnitt datiert in der Nordschweiz von ca. 9000–5000 v. Chr. Dank der Klimaverbesserung war die Landschaft jetzt grossflächig von Wäldern bedeckt. Die Menschen lebten in dieser Zeit nach wie vor nomadisch als Jäger und Sammler.

Während sichere frühmesolithische Nachweise im Gebiet des Atlasblattes Bülach noch fehlen, sind charakteristische Fundkomplexe aus dem Spätmesolithikum gut belegt. Eine bedeutende Fundstelle liegt am Mettmenhaslisee (Niederhasli). Charakteristische mesolithische Silexgeräte finden sich als Einzelfunde oder in kleineren Fundkomplexen auch im Glatttal (Hochfelden-Wilenhof, Hörlätten), im Furttal (Otelfingen-Rietholz) und im Limmattal (Oetwil a.d. Limmat-Grüt). Typisch sind u.a. Trapeze, Montbanispitzen oder auch mikrolithische Rundkratzer.

In den Pollenprofilen aus Wallisellen-Langachermoos und Zürich-Mozartstrasse gelang der Nachweis von frühem Ackerbau in der Übergangsphase vom Boreal zum Atlantikum (um 6500 und 4500 v. Chr.), also noch vor den ersten Seeufersiedlungen an den Zürcher Seen. Man geht heute davon aus, dass es sich um kleinere Gemeinschaften handelte, welche immer noch mehrheitlich als Wildbeuter und nomadisch lebten, daneben aber auch schon kleine Getreideäcker anlegten. Der Nachweis von Ackerunkräutern und Kulturpflanzenpollen lässt auf kleinflächige Rodungsflächen schliessen. Wie sich die frühe Neolithisierung genau vollzogen hat, ist noch wenig erforscht. Der Übergang vom Mesolithikum zum

Neolithikum ist mit Sicherheit in einem langdauernden und vielschichtigen Prozess erfolgt.

An einzelnen Fundplätzen fanden sich neben typisch spätmesolithischem Fundmaterial auch asymmetrische Pfeilspitzen, welche die Zeit der frühen Neolithisierung (2. Hälfte des 7./ 1. Hälfte des 6. Jahrtausend v. Chr.) anzeigen dürften.

### **Neolithikum (5000–2200 v. Chr.)**

Das Neolithikum (Jungsteinzeit) dauerte von ca. 5000–2200 v. Chr. Diese Periode ist durch einen einschneidenden Wandel in der Wirtschafts- und Lebensweise gekennzeichnet. Die bis anhin nomadisierend lebenden Menschen wurden nun sesshaft, man lebte in Dörfern mit festen Häusern, betrieb Ackerbau und Viehzucht. Die sesshafte Lebensweise ermöglichte den Gebrauch von Tongefässen zur Nahrungszubereitung und -aufbewahrung.

Die besten Nachweise stammen von den Seeufern (Pfahlbausiedlungen), wo sich dank günstiger Erhaltungsbedingungen reichlich organisches Material erhalten hat wie Holzgegenstände, Gewebe- und Speisereste. Das Fundgut umfasst daneben Silex- und Steinwerkzeuge (z. B. Steinbeile, Sichelklingen aus Silex), Tongefässe sowie Knochen- und Geweihgerät.

Neolithische Feuchtbodensiedlungen dürften auch im Furt- und Glatttal in Sumpfrandlagen und an Seeufern (z. B. Chätzensee, Neeracherried) bestanden haben. Der bislang einzige gesicherte Nachweis stammt vom Harbernbach bei Otelfingen (Koord. 2672.050/1256.160, knapp ausserhalb des Kartengebiets). Von weiteren Fundstellen zeugen nur noch die erhaltenen Fundobjekte ohne zugehörnde Strukturen.

Auf der Lägernsüdseite finden sich in primärer Lage in Malmkalken (Wettlingen-Member) sowie in sekundärer Lage in eozänem Boluston Silexknollen, welche nachweislich ab dem Neolithikum bergmännisch abgebaut wurden, wie nachgewiesene Pinggen bezeugen (s. a. Kap. Mineralische Rohstoffe).

Ab dem 4. Jahrtausend v. Chr. tauchen in der Ost- und Zentralschweiz erste Belege für die Verwendung von Kupfer auf. Auch in Otelfingen-Harbernbach belegen Gusstiegel eine frühe Verarbeitung von Kupfer.

In Schöfflisdorf-In der Platten befindet sich die bislang einzige jungsteinzeitliche Nekropole des Kantons Zürich. Der ins Spätneolithikum (Schnurkeramik) datierte Fundplatz wurde 1846 entdeckt und in verschiedenen Grabungskampagnen untersucht. Die Toten wurden verbrannt und unter insgesamt 23 Grabhügeln bestattet. An Beigaben fanden sich Tongefässe, Silices, Steinbeile und Spinnwirtel.

An dieser Stelle ist ein Schalenstein unbekanntes Alters zu erwähnen, der an einer nicht mehr rekonstruierbaren Stelle (evtl. auf der Forch?) gefunden wurde und heute im kleinen Findlingsgarten beim römischen Gutshof in Seeb-Winkel steht. Es handelt sich um einen Verrucano-Findling, auf dessen flacheren Seite mehr als 20 runde Vertiefungen, «Schalen» ohne offensichtliches geometrisches Muster, eingekerbt sind (s. Fig. 34 u. Titelbild Erläuterungen).



Fig. 34: Schalenstein von Seeb-Winkel (Koord. 2683.180/1260.910). Foto P. Haldimann 2015.

### **Bronzezeit (2200–800 v. Chr.)**

Die Bronzezeit begann um 2200 v. Chr. und dauerte bis 800 v. Chr. Charakteristisch für diese Epoche ist die Verwendung von Bronze als wichtigstem Werkstoff zur Herstellung von Geräten, Waffen und Schmuck.

Der neue Werkstoff wirkte sich auch auf die Gesellschaft aus: Das hierfür benötigte Rohmaterial musste aus teils weit entfernten Gebieten auf gesicherten Handelswegen importiert werden (das Kupfer aus den Alpen, Zinn aus dem Erzgebirge und/oder aus Westeuropa). Die Verarbeitung erfolgte nicht im Haushaltsrahmen, sondern durch spezialisierte Handwerker. Dies alles beeinflusste das soziale Gefüge.

In der Bronzezeit wechselten günstige klimatische Bedingungen mit deutlichen Kälteeinbrüchen (z.B. der so genannten Löss-Schwankung ca. 1500–1300 v. Chr.), was sich jeweils auf die Siedlungstätigkeit auswirkte: Während in der Früh-

und Spätbronzezeit die Seeufer dicht bewohnt waren, besteht hier in der Mittelbronzezeit eine Besiedlungslücke. Allgemein nimmt die Funddichte gegenüber dem vorangegangenen Neolithikum deutlich zu, was wohl auf ein deutlich dichteres Siedlungsnetz zurückzuführen ist. Man geht davon aus, dass sich im Verlaufe der Bronzezeit deshalb auch die offenen Flächen in der Landschaft allmählich vergrössert haben.

Im Gebiet des Kartenblattes finden sich während allen Phasen der Bronzezeit und in allen Landschaftszonen Nachweise von Siedlungsplätzen (z.B. Bülach-Kantonsschulstrasse / Schwerzgruebstrasse, Kloten-Sandbüel / Waffenplatz, Oberweningen-Chileweg / Kronenweg, Otelfingen-Lauet, Regensdorf-Watt) und Gräbern (z.B. Bülach-Soli, Rümlang-Altwi). Besonders erwähnenswert ist die spätbronzezeitliche Nekropole von Regensdorf-Adlikon / Rebrain. Hier wurden 1983 zehn Brandgräber freigelegt, die als Grabbeigaben ausschliesslich Keramikgefässe enthielten.

Unter den auf dem Kartengebiet nachgewiesenen Befestigungsanlagen ist die Helvetierschanze auf dem Stadlerberg hervorzuheben, wobei deren Belegung in der Bronzezeit vorerst noch nicht gesichert ist. Daneben finden sich kleinere, nicht datierte Anlagen mit Erdwall und Graben bei Heidegg westlich Embrach und im Gheid SE von Lufingen. Bei Heidegg ist auch eine mittelalterliche Burgstelle dokumentiert.

Verschiedene Einzelfunde aus dem Neeracherried und aus dem Glattbett (so ein Randleistenbeil aus Höri-Oberhöri / Ried (bei Lätten) und ein mittelständiges Lappenbeil aus Höri-Oberhöri sowie eine Mohnkopfnadel und eine Knopfsichel aus der Glatt bei Oberglatt) wurden möglicherweise als Weihegabe an die Götter in den Gewässern deponiert.

### **Eisenzeit (800–15 v. Chr.)**

Die Eisenzeit (800–15 v. Chr.) wird in einen älteren (Hallstatt-Zeit) und einen jüngeren Abschnitt (Latène-Zeit) untergliedert. Benannt ist die Epoche nach dem neuen Werkstoff Eisen, der nun v.a. für die Herstellung von Waffen und Geräten verwendet wurde. Ob die Bohnerzvorkommen an der Lägern in dieser Zeit genutzt wurden, ist unklar. Der Schmuck dagegen wurde weiterhin mehrheitlich aus Bronze gefertigt.

Während über die Siedlungsweise während der Hallstattzeit (800–450 v. Chr.) bislang nur wenig bekannt ist (dürftige Hinweise nur in Steinmaur-Rorstrasse; knapp ausserhalb des Kartengebiets, Otelfingen-Bonenberg und Schleinikon-Ghagen), sind die Bestattungs- und Beigabensitten dieser Zeit besser bekannt. Die Toten der Oberschicht wurden meist in reicher Tracht und mit vielen Beigaben unter aufgeschütteten Grabhügeln bestattet. Entsprechende Tumuli kennt man im Gebiet des Kartenblattes z.B. in Bülach-Höragen, Kloten-Hagenholz oder Kloten-Homberg.

Aus der nachfolgenden Latène-Zeit (450–15 v. Chr.) fehlen im Kartenperimeter bislang gesicherte Siedlungsnachweise. Schlecht erhaltene Befunde und ein klei-

ner Fundkomplex (u.a. Fragmente von Weinamphoren aus dem Mittelmeergebiet) lassen in Lufingen-Häuli eine Siedlung aus der Zeit des 1. Jahrhunderts v. Chr. vermuten. Im Kantonsgebiet sind an wichtigen zeitgleichen Fundstellen die Oppida von Rheinau-Au und Zürich-Lindenhof sowie die Siedlung Marthalen-Steinacker zu nennen.

Gräber dagegen sind in Bülach-Drei Könige, Oberglatt-Bahnhof, Regensdorf-Zilgass/Girhalden (knapp ausserhalb des Kartengebiets) oder auch Winkel-Niederrüti nachgewiesen. Im frühen Abschnitt sind Flachgräber mit Skelettbestattungen typisch. So war eine Frau in Winkel in gestreckter Rückenlage und mit ihrem Schmuck, u.a. einem reich verzierten Scheibenhalsring, mehreren Armringen und zahlreichen Fibeln, beigesetzt worden. In der jüngsten Phase der späten Eisenzeit wurden die Toten kremiert (z.B. in Regensdorf).

### **Römerzeit (ca. 15 v. Chr. – ca. 400 n. Chr.)**

Ab dem 2. Jahrhundert v. Chr. wurde das Gebiet der heutigen Schweiz etappenweise in das Römische Reich eingegliedert. Die Eroberung des Gebiets des Kantons Zürich erfolgte im Rahmen der Alpenfeldzüge des Drusus und Tiberius um 15 v. Chr. Die römische Epoche dauerte hier von 15 v. Chr. bis ca. 400 n. Chr.

Es ist eine Zeit tiefgreifender Neuerungen in allen Lebensbereichen (z.B. Schrift, Geldwirtschaft, Religion, Ernährung).

Zahlreiche Siedlungen und ein dichtes Verkehrsnetz überspannten in dieser Zeit das schweizerische Mittelland. Charakteristisch sind grosse und oftmals auch luxuriös ausgestattete Landwirtschaftsbetriebe, die *Villae Rusticae*. Entsprechende Anlagen kennt man u.a. aus Buchs-Mühleberg (Freilichtmuseum), Dällikon-Mülirain, Kloten-Sandbüel (konservierte Ruinen), Kloten-Egetswil oder Winkel-Seeb (Freilichtmuseum). Die Anlagen finden sich in regelmässigen Abständen zueinander und lassen deutlich eine geplante Nutzung des damaligen Siedlungsraumes erkennen.

Der römische Gutshof von Winkel-Seeb ist seit der Mitte des 19. Jahrhunderts bekannt und wurde in mehreren Etappen, zuletzt 1958–1969, weitgehend ausgegraben. Die Anlage wurde um 30 n. Chr. errichtet (Holzbauphase), mehrfach ausgebaut und dürfte spätestens Mitte des 4. Jahrhunderts vollständig aufgegeben worden sein. Die Anlage ist partiell konserviert und als Freilichtmuseum hergerichtet. Teile des Herrenhauses und der Töpferofen befinden sich heute in Schutzbauten.

Der römische Gutshof von Buchs, an der Verbindungsstrasse von Windisch (*Vindonissa*) über Baden (*Aquae Helveticae*) nach Oberwinterthur (*Vitudurum*) gelegen, ist im 18. Jahrhundert entdeckt und in den vergangenen Jahrzehnten teilweise ausgegraben worden. Die Anlage bestand von ca. 20 n. Chr. bis ins 4. Jahrhundert. Teile des mit Wandmalereien ausgestatteten Kryptoportikus können besichtigt werden.

In Kloten stiess man im Jahre 1990 beim Bau des neuen Kirchgemeindepfandzentrums auf die Überreste eines spätrömischen Kastells. Die Anlage wurde in valentinianischer Zeit am Ende des 4. Jahrhunderts n. Chr. erbaut. Die annähernd quadratische Befestigung wies eine Seitenlänge von 27 m und runde Türme in den vier Ecken auf. Sie sicherte die Kreuzung der römischen Heerstrasse von *Vindonissa* nach Bregenz (*Brigantium*) mit derjenigen, die Zürich (*Turicum*) via Eglisau mit dem süddeutschen Raum verband.

Erwähnenswert ist auch der römische Schatzfund von Regensdorf-Watt, der in den 1960er-Jahren bei Bauarbeiten entdeckt wurde. Der Schatz umfasst 106 Münzen aus dem 3. und v.a. 4. Jahrhundert n. Chr. und dürfte um 350 n. Chr. versteckt worden sein.

### Mittelalter (400–1500 n. Chr.)

Das Mittelalter umfasst die Zeit von 400 bis 1500 und wird ins Früh-, Hoch- und Spätmittelalter gegliedert. Der Übergang von der römischen Zeit bis ins Frühmittelalter ist im Gebiet des Zürcher Unterlandes noch wenig bekannt. Kontinuierliche Besiedlungen sind bislang nur für Zürich, Elgg und Oberwinterthur nachgewiesen.

Im hier besprochenen Siedlungsraum finden sich Hinweise auf eine Besiedlung erst ab dem 6. Jahrhundert n. Chr. In dieser Frühphase sind Gräber die wichtigste Informationsquelle. Das Reihengräberfeld von Bülach-Im Füchsl (Koord. 2683.280/1264.070) aus dem 6./7. Jahrhundert ist mit etwa 300 Bestattungen eines der grössten der Schweiz. Hervorzuheben ist u.a. das Frauengrab 14 mit zwei bemerkenswerten Fischfibeln (1. Hälfte des 6. Jahrhunderts n. Chr.). Eine Scheibenfibel aus Grab 249 weist auf ihrer Rückseite eine germanische Runeninschrift auf. Sie galt bis vor kurzem als einziger Nachweis einer Runeninschrift in der Schweiz; erst 2015 ist eine weitere auf einem Neufund aus Elgg (ZH) belegt. Bemerkenswert ist auch das (u.a. mit einer goldenen Scheibenfibel) reich ausgestattete Frauengrab aus dem 7. Jahrhundert, das in der reformierten Kirche von Bülach freigelegt wurde. Bei den gleichen Ausgrabungen wurden auch mehrere Vorgängerbauten der heutigen Kirche aus dem 7.–10. Jahrhundert festgestellt.

Eine weitere Nekropole in Dielsdorf-Breistel/Wydacher, welche bei Bauarbeiten im Jahre 1938 entdeckt worden war, wurde in den Jahren 2010/2011 untersucht. Das Fundmaterial, u.a. zwei Spathen, acht Saxe, einige Gürtelschnallen und zahlreiche Glasperlen von Halsketten, datiert die Nekropole in das frühe und mittlere 7. Jahrhundert.

Nur selten sind entsprechend alte Siedlungen archäologisch nachgewiesen. Die ältesten Schriftquellen zu Siedlungen im Zürcher Unterland datieren ins 9. Jahrhundert, z.B. Bülach 811 (*Pulacha*), Steinmaur 831 (*Steinmuro*) oder Dielsdorf 861 (*Theolvesthoruf*).

Das Wissen über diese frühen Siedlungen hat sich durch verschiedene Ausgrabungen vertieft. Von den damals typischen Holzhäusern haben sich meist nur wenige Spuren erhalten (Keller, Pfostenlöcher). Häufiger überliefert sind Grubenhäuser, die u.a. als Webkeller genutzt wurden. In Embrach-Amtshausgasse wurden in den 1990er-Jahren Baureste freigelegt (u.a. Steinbauten und ein Grubenhäuser), die ins 7./8. bis 11. Jahrhundert datieren. Früh- und hochmittelalterliche Siedlungsreste wurden auch in Dällikon-Mühlestrasse entdeckt.

Ab dem Hochmittelalter (Mitte 11. bis Mitte 13. Jahrhundert) verdichten sich v.a. dank einer deutlichen Zunahme schriftlicher Quellen die Informationen zur Besiedlungsgeschichte der Region. In dieser Zeit begannen sich Dorfgemeinschaften herauszubilden, welche sich dann bis zu den heutigen Dörfern weiterentwickelt haben. Von einem Grossteil der heute noch bestehenden Siedlungen kennen wir aus dieser Zeit die ersten schriftlichen Nennungen, z.B. Stadel (*stadalan*, 1040), Embrach (*ad imbriaguam*, 1044), Otelfingen (*otilingun*, 1044). In eben dieser Zeit kam eine neue Form der Feldbewirtschaftung auf, die Dreizelgenwirtschaft.

In den letzten Jahren konnten an verschiedenen Orten archäologische Spuren der hochmittelalterlichen Siedlungsentwicklung nachgewiesen werden. Hervorzuheben sind die Grabungen in Niederglatt-Nöschikon. Hier wurde neben Wohnbauten aus der Zeit des 11. und frühen 12. Jahrhundert auch eine kleine Kapelle mit zugehörigem Friedhof gefunden.

In Kloten wurde beim Neubau des Kirchgemeindezentrums neben dem spätrömischen Kastell das Fundament eines 9,5 x 9,5 m grossen Turmes freigelegt, der am ehesten in die Zeit des späten 12. oder 13. Jahrhunderts datiert.

Der Bau von Burgen als befestigter Wohnsitz eines Adligen begann in der Schweiz in der 2. Hälfte des 9. Jahrhunderts. Nach seiner Blüte im Hochmittelalter fand der Burgenbau im 14. Jahrhundert ein schnelles Ende.

Im hier beschriebenen Gebiet sind zahlreiche Burgstellen überliefert, wobei nur von ganz wenigen Anlagen Ruinen im Gelände gut erhalten geblieben sind, z.B. Waldhausen (Gemeinde Bachs) oder Freienstein (Gemeinde Freienstein-Teufen). Wenig ausserhalb des Kartengebiets befinden sich die Ruine von Alt-Lägern (Gemeinde Boppelsen) oder die Altburg bei Regensdorf. Von vielen Burgstellen sind oftmals nur noch die Befestigungsanlagen in Form von Wällen und Gräben im Gelände erhalten, beispielsweise von der Heidegg (Gemeinde Embrach). Verschiedene bedeutende Anlagen fielen im Verlaufe der letzten 100 Jahren Bauvorhaben zum Opfer. Weitere Burgen sind heute bloss noch in Form von Flurnamen oder durch Nennungen in schriftlichen Quellen bekannt.

Grosse Teile des Furt-, Wehn- und Bachsertals gehörten im Hochmittelalter zum Herrschaftsbereich der Freiherren von Regensberg, deren Stammburg Altberg bei Regensdorf in die 2. Hälfte des 11. Jahrhunderts zurückreicht. Gegen 1250 errichteten sie die Burg Neu-Regensberg samt zugehörendem Städtchen Regensberg. Zur gleichen Zeit gründeten sie an der Limmat das Städtchen Glanzenberg (Gemeinde Unterengstringen) neben der schon bestehenden Glanzen-

burg und waren auch beim Ausbau von Kaiserstuhl (AG) beteiligt. Diese intensivierte Bautätigkeit ist vielleicht darauf zurückzuführen, dass die Regensberger vom Fernhandel über die seit 1230 durchgehende Route über den Gotthardpass profitieren wollten. Konflikte mit den Grafen von Habsburg und wirtschaftliche Gründe führten ab dem späten 13. Jahrhundert zum allmählichen Niedergang ihrer Herrschaft. Mitte des 14. Jahrhunderts starb die Familienlinie Neu-Regensberg aus.

Ganz in der Nähe von Regensberg bestand bei Sünikon (Gemeinde Steinmaur), am Pilgerweg vom Schwarzwald nach Einsiedeln, von 1501–1540 die Wallfahrtskapelle «Unserer lieben Frau». Bei den heute im Gelände sichtbaren Mauerresten handelt es sich nicht um die Überreste der Kapelle selbst, sondern um die dazugehörige spätmittelalterliche Pilgerherberge.

## LITERATURVERZEICHNIS

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. – Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., ALFIMOV, V., CLAUDE, A., GRAF, H.R., DEHNERT, A., KUBIK, P.W., RAHN, M., KUHLEMANN, J. & SCHLÜCHTER, C. (2014): The first major incision of the Swiss Deckenschotter landscape. – Swiss J. Geosci. 107/2–3, 337–347.
- ALLEN, P.A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. 78/2, 351–381.
- ALTDORFER, K. (2015): Von der Abbaustelle ins neolithische Uferdorf – Neue montanarchäologische Forschungen im Lägernggebiet. – Minaria Helv. 36, 3–21.
- ANSELMETTI, F.S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FURRER, H., GRAF, H.R., LOWICK, S.E., PREUSSER, F. & RIEDI, M.A. (2010): A 180,000 years sedimentation history of a perialpine overdeepened glacial trough (Wehntal, N-Switzerland). – Swiss J. Geosci. 103/3, 345–361.
- BATTAGLIA, A. (2010): Geschichte der Torfnutzung im Gebiet von Einsiedeln und Rothenthurm während des 20. Jahrhunderts. – Masterarb. ETHZ und WSL, Zürich (unpubl.).
- BAUMANN, A. (1987): Geologie und Hydrogeologie des Embracher Tales und des Unteren Töss-tales (Kanton Zürich). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich N.F. 265.
- BENDEL, L. (1923): Geologie und Hydrologie des Irchels. – Diss. ETH Zürich.
- BENZ, C. (2003): Der würemzeitliche Rheingletscher-Maximalstand. – Diss. Univ. Zürich u. Physische Geogr. 43.
- BERGER, J.-P. (1992): Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Applications to the Swiss Molasse Basin. – Eclogae geol. Helv. 85/3, 573–609.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Int. J. Earth Sci. 94, 697–710.
- BITTERLI, T., JORDI, H.A., GERBER, M.E., GNÄGI, C. & GRAF, H.R. (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 113.
- BITTERLI-DREHER, P., GRAF, H.R., NAEF, H., DIEBOLD, P., MATOUSEK, F., BURGER, H. & PAULI-GABI, T. (2007): Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 120.
- BLASER, P., GUBLER, T., KÜPFER, T., MARSCHALL, P., MATTER, A., MATYAS, J., MEIER, B.P., MÜLLER, W.H., SCHLANKE, S., SCHLUNEGGER, F., SIEBER, N. & WYSS, E. (1994): Geothermiebohrung Bassersdorf. Charakterisierung der Oberen Meeresmolasse und Unteren Süsswassermolasse. – Nagra tech. Ber. NTB 94-01.
- BOLLIGER, T. (1999): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun.
- (2013): Late Oligocene micromammal teeth (MP 28/29) from the Lower Freshwater Molasse (USM) of Chrummorge (Lägern, N-Switzerland). – Swiss J. Geosci. 106/2, 147–159.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H.R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/2, 1043–1048.
- BRÄM, H. (1958): Was sind *Arion kinkeli* WENZ und *A. hochheimensis* WENZ? – Eclogae geol. Helv. 49/2, 593–598.
- BRAUN, E. VON (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. – Eclogae geol. Helv. 46/2, 143–170.

- BÜCHI, M.W. (2016): Overdeepened glacial basins as archives for the Quaternary landscape evolution of the Alps. – Diss. Univ. Bern.
- BÜCHI, M.W., GRAF, H.R., HALDIMANN, P., LOWICK, S.E. & ANSELMETTI, F. (2017): Multiple Quaternary erosion and infill cycles in overdeepened basins of the Northern Alpine foreland. – *Swiss J. Geosci.* (in prep.).
- BÜCHI, U.P. (1957): Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 23/65, 33–40.
- (1958): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Töss und Glattal. – *Eclogae geol. Helv.* 51/1, 73–105.
- (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 449–460.
- BÜCHI, U.P., HAUBER, L., HÜNERMANN, K.A. & RIEBER, H. (1973): Geologische Exkursion «Rund um die Läger», 24.4.1973. – *Jber. Mitt. oberrh. Geol. Ver.* [N.F.] 55, 31–36.
- BÜCHI, U.P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965a): Geologische Ergebnisse der Erdöl-exploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – *Bull. Ver. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 32/82, 7–38.
- BÜCHI, U.P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965b): Neue Erkenntnisse im Molassebecken aufgrund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 87–108.
- BURGA, C.A. (2006): Zum Mittelwürm des Zürcher Oberlandes am Beispiel des Schieferkohle-Profiles von Gossau. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 151/4, 91–100.
- CADISCH, J. (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau II. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 26/70, 5–8.
- CLAUDE, A., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., SCHLUNEGGER, F., KUBIK, W.P., DEHNERT, A., KUHLE-MANN, J., RAHN, M. & SCHLÜCHTER, C. (2017): Timing of early Quaternary gravel accumulation in the Swiss Alpine Foreland. – *Geomorphology* 276, 17–85.
- DEHNERT, A., LOWICK, S.E., PREUSSER, F., ANSELMETTI, F.S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GRAF, H.R., HELLER, F., HORSTMAYER, H., KEMNA, H.A., NOWACZYK, N.R., ZÜGER, A. & FURRER, H. (2012): Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. – *Quatern. Sci. Rev.* 34, 127–145.
- DR. HEINRICH JÄCKLI AG (1977): Grundwasseruntersuchungen mittleres Glattal. – *Ber. z.H. Baudir. Zürich* 16.9.1977 (unpubl.).
- (1980): Grundwasserverhältnisse im Embracher und Freiensteiner Grundwasserstrom. – *Ber. z.H. Baudir. Zürich* 1.12.1980 (unpubl.).
- (1981): Grundwasserverhältnisse im Unteren Furttal. – *Ber. z.H. Baudir. Zürich* 30.4.1981 (unpubl.).
- DR. VON MOOS AG (1976): Die Grundwasserverhältnisse im Unteren Glattal und im Windlacherfeld. – *Ber. z.H. Baudir. Zürich.* (unpubl.).
- (1998): Hydrogeologische Untersuchungen im Wehntal. Bericht 5652. – *Ber. z.H. Baudir. Zürich.* (unpubl.).
- ELLENBERG, L. (1972): Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. – *Diss. Univ. Zürich.*
- EWZ (Elektrizitätswerk der Stadt Zürich) (2014): Erkundungsbohrung Sonnengarten im Triemli-Quartier Zürich. – *Schlussber., Zürich.*
- FRAEFEL, M. (2008): Geomorphic response to neotectonic activity in the Jura Mountains and the southern Upper Rhine Graben. – *Diss. Univ. Basel.*
- FREI, R. (1912): Monographie des Schweizerischen Deckenschotter. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* [N.F.] 37.

- FREIMOSER, M. & FRANK, S. (1993): Isohypsen der Felsoberfläche im nördlichen Teil des Kantons Zürich und angrenzenden Gebieten. – Nagra intern. Ber. NIB 93-95.
- FREIMOSER, M. & LOCHER, T. (1980): Gedanken zur pleistozänen Landschaftsgeschichte im nördlichen Teil des Kantons Zürich aufgrund hydrogeologischer Untersuchungen. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 251–270.
- FRIEDENREICH, O. (1959): Eine grossräumige Widerstandskartierung nordwestlich von Zürich und ihre geologische Deutung. – *Beitr. Geol. Schweiz, Geophysik* 2.
- FURRER, H. Edit. (2011): Eiszeiten und Klimawandel im Wehntal der vergangenen 200 000 Jahre. Stiftung Mammutmuseum Niederweningen. – Akeret Druck AG, Dübendorf.
- FURRER, H., GRAF, H.R. & MÄDER, A. (2007): The mammoth site of Niederweningen, Switzerland. – *Quatern. int.* 164–165, 85–97.
- GRAF, H.R. (1991): Die OMM und OSM im Gebiet des Kleinen Randen (südlicher badischer Klettgau). – *Mitt. natf. Ges. Schaffhausen* 36, 1–44.
- (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (1996): Caliche-Bildungen auf Höheren Deckenschottern der Nordschweiz? – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 46, 48–53.
- (2009a): Stratigraphie von Mittel- und Oberpleistozän in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 168.
- (2009b): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 58/1, 12–53.
- GRAF, H.R. & BITTERLI, T. (1999): Synsedimentäre Sedimentdeformationen in der Molasse der Lägern-Struktur (Kanton Aargau). – *Bull. angew. Geol.* 4/1, 35–50.
- GRAF, H.R., JOST, J., EBERHARD, M., KRUYSSSE, H., REBER, D. & WILLENBERG, H. (2012): Blatt 1109 Schöftland. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 150.
- GUBLER, T. (1987): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse zwischen Zürich und Zug. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (2009): Blatt 1111 Albis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 134.
- GUBLER, T., MEIER, M. & OBERLI, F. (1992): Bentonites as time markers for sedimentation of the Upper Freshwater Molasse: geological observations corroborated by high-resolution single-Zircon U-Pb ages. – *Abstr. 172. Jvers. SANW, Basel*, 12-13.
- GÜLLER, A. (1944): Ueber den Deckenschotter am Südhang der Lägern (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 37, 189–193.
- (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 495–498.
- GYGI, R.A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 136.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 385–454
- HAJDAS, I., BONANI, G., FURRER, H., MÄDER, A. & SCHOCH, W. (2007): Radiocarbon chronology of the mammoth site at Niederweningen, Switzerland: Results from dating bones, teeth, wood and peat. – *Quatern. int.* 164–165, 98–105.
- HALDIMANN, P.[A.] (1978): Quartärgeologische Entwicklung des mittleren Glattals (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 347–355.
- (2007): Deep Valleys in the Swiss Molasse Unit – 10 million years of erosion and sediment accumulation. – *Geophys. Res. Abstr.* 9, 11542.
- (2010): Entwicklung der Talgeschichte und Entstehung der übertieften Täler im Alpenvorland der Nordschweiz. – Nagra intern. Ber. NIB 10-39.

- HANTKE, R. (1959): Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *104*, 1–47.  
 – (1962): Zur Altersfrage des höheren und des tieferen Deckenschotters in der Nordostschweiz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *107*, 221–232.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *112/2*, 91–122.
- HEIM, A. (1919–1922): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEUBERGER, S., BÜCHI, M. & NAEF, H. (2014): Drainage system and landscape evolution of northern Switzerland since the late Miocene. – Nagra Arbb. NAB 12-20.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *50/2*, 289–322.  
 – (1960): Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *53/1*, 1–25.  
 – (1967): Über die Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen. – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen *28*, 171–210.  
 – (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein–Wutach–Randen–Donau. Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. – Eclogae geol. Helv. *89/3*, 1023–1041.  
 – (2003): Rekonstruktion der Entstehungsgeschichte der Oberen Süsswassermolasse (OSM) im Kanton Thurgau mit sedimentpetrographischen Methoden – Materialherkunft, Transport und Sedimentation – Zusammenhänge mit der Entstehung der Alpen. – Mitt. thurg. natf. Ges. *59*, 31–51.
- HOFMANN, F. & GYGI, R. (1961): Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau). – Eclogae geol. Helv. *54/2*, 506–510.
- HÜNERMANN, K.A. (1967): Der Schädel von *Microbunodon minus* (CUVIER) (Artiodactyla, Anthracotheriidae) aus dem Chatt (Oligozän). – Eclogae geol. Helv. *60/2*, 661–688.  
 – (1978a): Wirbeltierreste aus der Oberen Süsswassermolasse des Irchel (Kanton Zürich). – Mitt. natwiss. Ges. Winterthur *38*, 59–68.  
 – (1978b): Ein varanoider Lacertilier (Reptilia, Squamata) aus einer alttertiären Spaltenfüllung von Dielsdorf (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. *71/3*, 769–774
- HUBER, R. (1956): Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *101/1*, 1–92.
- HUG, J. (1907): Geologie der nördlichen Teile des Kt. Zürich und der angrenzenden Landschaften. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *15*.
- HUG, J. & BEILICK, A. (1934): Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Hydrol. *1*.
- ICS (International Commission on Stratigraphy) (2012): International Chronostratigraphic Chart, August 2012. – Internetpublikation ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)).
- ISLER, A., PASQUIER, F. & HUBER, M. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000. – Geol. Spezkarte *121*.
- JÄCKLI, H. (1964): Geologie von Kloten, mit einer geologischen Karte 1:25'000. Aus: Kloten, vom Bauerndorf zur Flughafentstadt. – Orell Füssli, Zürich.  
 – (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1:550 000. In: Atlas der Schweiz, Blatt 6. – Eidg. Landestopographie.  
 – (1989): Geologie von Zürich. – Brauerei Hürlimann AG u. Orell Füssli, Zürich.
- JAYET, A. (1949): Découverte d'une faunule malacologique de la fin du Pleistocène au contact de graviers günziens à Boppelsen (Canton de Zurich). – Eclogae geol. Helv. *42/2*, 436–441.
- JORDAN, P., EBERHARD, M., GRAF, H.R., DIEBOLD, P., JOST, J. & SCHÜRCH, R. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *135*.

- JORDAN, P., MALZ, A., HEUBERGER, S., PIETSCH, J., KLEY, J. & MADRITSCH, H. (2015): Regionale geologische Profilschnitte durch die Nordschweiz und 2-D-Bilanzierung der Fernschubdeformation im östlichen Faltenjura. – *Nagra Arbb. NAB 14-105*.
- JORDI, H.A., BITTERLI, T. & GERBER, M.E. (2003): Blatt 1108 Murgenthal. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 113*.
- JOST, J., KEMPF, O. & KÄLIN, D. (2016): Stratigraphy and palaeoecology of the Upper Marine Molasse (OMM) of the central Swiss Plateau. – *Swiss J. Geosci. 109*, 149–169.
- JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., CATTANI, O., DREYFUS, G., FALOURD, S., HOFFMANN, G., MINSTER, B., NOUET, J., BARNOLA, J.M., CHAPPELLAZ, J., FISCHER, H., GALLET, J.C., JOHNSON, S., LEUENBERGER, M., LOULERGUE, L., LUETHI, D., OERTER, H., PARRENIN, F., RAISBECK, G., RAYNAUD, D., SCHILT, A., SCHWANDER, J., SELMO, E., SOUCHEZ, R., SPAHNI, R., STAUFFER, B., STEFFENSEN, J.P., STENNI, B., STOCKER, T.F., TISON, J.L., WERNER, M. & WOLFF, E.W. (2007): Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. – *Science 317/5839*, 793–796.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 254/1-2*, 177–235.
- KÄSER, U. (1980): Glazialmorphologische Untersuchungen zwischen Töss und Thur. – *Diss. Univ. Zürich*.
- KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – *Diss. Univ. Bern*.
- KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N.H., MOZLEY, P.S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrung Langenthal. – *Nagra tech. Ber. NTB 90-41*.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. In: *Geologie des Kantons Thurgau*, 39–67. – *Mitt. thurg. Natf. Ges. 55*.
- (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich 150/1-2*, 19-32 und *150/3-4*, 69-85.
- (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – *Quatern. Sci. J. 59/1-2*, 88–119.
- KELLER, W.A. (1977): Die Rafzerfeldschotter und ihre Bedeutung für die Morphogenese des zürcherischen Hochrheingebietes. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich 122/3*, 357–412.
- KEMPF, O. & MATTER, A. (1999): Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv. 92/1*, 97–103.
- KEMPF, T., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P., LONGO, V., MÜLLER, E., SCHINDLER, C., STYGER, G. & WYSSLING, L. (1986): Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25000. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 69*.
- KRÄHENBÜHL, H. (2003): Die industrielle Glasherstellung. – *Bergknappe 103 (2/2003)*, 30–40.
- KRAYSS, E. (1988): Zur riss-würmzeitlichen Quartärgeologie im westlichen Rheingletschergebiet. – *Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 70*, 1–12.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1982): Zur Paläogeographie der Tössrinne im Würm-Hochglazial. – *Phys. Geogr. I, Zürich*, 205–214.
- KUHLEMANN, J. & RAHN, M. (2013): Plio-Pleistocene landscape evolution in Northern Switzerland. – *Swiss J. Geosci. 106*, 451–467.
- LANG, A. (1892): Geschichte der Mammutfunde. Ein Stück Geschichte der Paläontologie, nebst einem Bericht über den schweizerischen Mammutfund in Niederweningen 1890/91. – *Njbl. natf. Ges. Zürich 94*, 2–35.

- LAUBSCHER, H.P. (1992): Jura kinematics and the Molasse Basin. – *Ecolgae geol. Helv.* 85/3, 653–675.
- LEEMANN, A. (1958): Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. – *Geogr. Helv.* 13/2, 89–173.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, V. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – *Beih. Geol. Jb.* 11, 1–64.
- LEMCKE, K. & TUNN, W. (1956): Tiefenwasser in der süddeutschen Molasse und in ihrer verkarsteten Malmunterlage. – *Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* 23/64, 35–56.
- LERICHE, M. (1927): Les poissons de la Molasse suisse. – *Mém. Soc. paléont. suisse* 47, 57–119.
- LETSCH, D. (2014): Fluvial, glacial, or tectonic origin of Lake Zurich basin – changing views during the last 200 years: a historical sketch and some conclusions for modern discussions. – *Swiss Bull. angew. Geol.* 19/1, 53–71.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. – *Paleoceanography* 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- LONGO, V. (1978): Geologie des Hagenholztunnels bei Klotten. – *Ecolgae geol. Helv.* 71/1, 175–182.
- LOULERGUE, L., SCHILT, A., SPAHNI, R., MASSON-DELMOTTE, V., BLUNIER, T., LEMIEUX, B., BARNOLA, J.-M., RAYNAUD, D., STOCKER, T.F. & CHAPPELLAZ, J. (2008): Orbital and millennial-scale features of atmospheric  $\text{CH}_4$  over the past 800,000 years. – *Nature* 453, 383–386.
- MALZ, A., MADRITSCH, H., MEIER, B. & KLEY, J. (2016): An unusual triangle zone in the external northern Alpine foreland (Switzerland): Structural inheritance, kinematics and implications for the development of the adjacent Jura fold-and-thrust belt. – *Tectonophysics* 670, 127–143.
- MOESCH, C. (1867): Der Aargauer-Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich geologisch untersucht und beschrieben. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 4.
- MÜHLBERG, F. (1901): Geologische Karte der Lägererkette, 1:25 000. – *Geol. Spezkarte* 25.
- (1902): Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Masstab 1:25 000, I. Teil: Geologische Karte der Lägererkette und ihrer Umgebung. – *Ecolgae geol. Helv.* 7, 245–270.
- MÜLLER, W.H., NAEF, H. & GRAF, H.R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien im Zürcher Weinland. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 99-08.
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. (1995): Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren – Zürcher Weinland. – *Nagra tech. Ber. NTB* 94-14.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber. NTB* 85-14.
- NAGRA (2002): Projekt Opalinuston. Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebnisse. Entsorgungsnachweis für abgebrannte Brennelemente, verglaste hochaktive sowie langlebige mittelaktive Abfälle. – *Nagra tech. Ber. NTB* 02-03.
- (2008a): Radiometrische Altersbestimmung an Bentonitproben der Oberen Süsswassermolasse (OSM), Zwischenbericht mit provisorischen Daten. – *Nagra int. Ber. NIB* 08-07.
- (2008b): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen, Textband und Beilagenband. – *Nagra tech. Ber. NTB* 08-04.
- (2014): Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlagen. Geologische Grundlagen, Dossier II Sedimentologische und tektonische Verhältnisse. – *Nagra tech. Ber. NTB* 14-02.

- NOTZ, R. (1924): Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern. – Gebr. Leemann, Zürich.
- PASQUIER, L. DU (1891): Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] I.
- PAVONI, N. (1956): Zürcher Molasse und Obere Süswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 22/63, 25–32.
- (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. – Vj-schr. natf. Ges. Zürich 102/5, 117–315.
- PAVONI, N., JÄCKLI, H. & SCHINDLER, C. (1992): Blatt 1091 Zürich. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 90.
- PAVONI, N. & SCHINDLER, C. (1981): Bentonitvorkommen in der Oberen Süswassermolasse und damit zusammenhängende Probleme. – Eclogae geol. Helv. 74/1, 53–64.
- PAVONI, N., SCHINDLER, C., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P. & LETSCH, D. (2015): Blatt 1091 Zürich. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 90.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PREUSSER, F. & DEGERING, D. (2007): Luminescence dating of the Niederweningen mammoth site, Switzerland. – Quatern. int. 164, 106–112.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – J. Quatern. Sci. 20, 607–620.
- PREUSSER, F., GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, C. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. – Quatern. Sci. Rev. 22, 1435–1445.
- PREUSSER, F., GRAF, H.R., KELLER, O., KRAYS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – Quatern. Sci. J. 60/2–3, 282–305.
- RAHN, M.K. & SELBEKK, R. (2007): Absolute dating of the youngest sediments of the Swiss Molasse basin by apatite fission track analysis. – Swiss J. Geosci. 100/3, 371–381.
- REY, R., WILDBERGER, A., FRANK, S. & FREIMOSER, M. (2011): Blatt 1072 Winterthur. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25000, Karte 140.
- ROSSELET, C.A. (1991): Die Fauna der Spaltenfüllungen von Dielsdorf (Eozän, Kanton Zürich). – Documenta naturae 64, 1–177.
- SCHINDLER, C. (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. – Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt. 67, 109–160.
- SCHINDLER, C. & KELLER, M. (1970): Sicherungsmassnahmen bei einem Einschnitt. – Strasse u. Verkehr 12/1970, 652–654.
- SCHINZ, J., DÄNIKER, A.U., SUTER, H. & SCHLITTLER, J. (1945): Das Neeracherried. – Vj-schr. natf. Ges. Zürich 90/2, 1–31.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500000. – GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
- (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung (überarb. Nachdruck). – Stifig. Landschaft u. Kies, Uttigen.
- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W.A., BURGA, C. & WYNISTORF, E. (1987): Das Schieferkohlen-Profil von Gossau und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 132/3, 135–174.
- SCHMID, P. (1982): Die systematische Revision der europäischen Microchoeridae LYDEKKER, 1887 (Omomyiformes, Primates). – Diss. Univ. Zürich (Juris Druck + Verlag, Zürich).
- SCHNELLMANN, M., FISCHER, U., HEUBERGER, S. & KOBER, F. (2014): Erosion und Landschaftsentwicklung Nordschweiz. Zusammenfassung der Grundlagen im Hinblick auf die Beurteilung der Langzeitstabilität eines geologischen Tiefenlagers SGT Etappe 2. – Nagra Arbb. NAB 14-25.

- SENFLEBEN, G. (1923): Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlägern und ihrer Umgebung. – Diss. Univ. Zürich.
- SIEBER, N. (1996): Geothermiebohrung Bassersdorf. – Bull. angew. Geol. *1/1*, 77–93.
- SCP (SIEBER CASSINA + PARTNER AG) (1985): Geothermiebohrung Überbauung Hohstrasse, Klotten. – Geol. Ber. SC+P Ber. 225/C 13.11.85 (unpubl.).
- SOMMERHALDER, E. R. (1968): Geomorphologische Karte des unteren Glattals, 1:25000. In: Glazialmorphologische Detailuntersuchungen im hochwürm-eiszeitlich vergletscherten unteren Glattal (Kanton Zürich). – Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz. Zweiter Band. Nördliche Nebenzone der Alpen. Jura und Hügelland. – Stämpfli, Bern, und Schulthess, Zürich.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – *Eclogae geol. Helv.* *83/3*, 409–454.
- SUTER, H. (1939a): Geologie von Zürich. – Leemann, Zürich.
- (1939b): Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150 000. – Leemann, Zürich.
- (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* *37/1*, 83–97.
- (1946): Exkursion Nr. 18 Höngg–Weiningen–Altberg–Würenlos–Baden. In: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. – Geol. Ges. Zürich, Leemann, Zürich.
- TARASS, N. (1954): Geoelektrische Bestimmung von Schichtgrenzen eines tertiären Plateaus mit Quartärbedeckung. – *Eclogae geol. Helv.* *47/2*, 269–303.
- VILLINGER, E. (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 80*, 361–398.
- WEBER, A. (1928a): Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – *Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18*, 1–91.
- (1928b): Geologische Karte des Unteren Tösstales und Unteren Glatttales zwischen Dättlikon, Bülach und Eglisau. – *Mitt. natw. Ges. Winterthur, 17/18*.
- (1934): Zur Glazialgeologie des Glatttales. – *Eclogae geol. Helv.* *27/1*, 33–43.
- WEBER, J. (1924): Geologische Karte von Winterthur und Umgebung 1:25000. – Geol. Spezkarte *107*, mit Erläuterungen Nr. 21.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – *Denkschr. schweiz. Akad. Natw.* *102*.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 156*.
- (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 162*.
- WILDBERGER, A., REY, R., FRANK, S. & FREIMOSER, M. (2011): Blatt 1072 Winterthur. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *140*.
- WULLSCHLEGER, E. (2005): Das Bohnerz von Küttigen – Entstehung, Fossilien- und Mineralgehalt. – *Mitt. aarg. natf. Ges.* *36*, 27–60.
- WYSSLING, G. (2008): Blatt 1092 Uster. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *128*.
- WYSSLING, L. & WYSSLING, G. (1978): Interglaziale See-Ablagerungen in einer Bohrung bei Uster (Kanton Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* *71/2*, 357–375.
- ZINGG, T. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Die Schotteranalyse und ihre Anwendung auf die Glattalschotter. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *15/1*, 39–140.

### Literatur zum Kapitel Siedlungsgeschichtliche Funde und Elemente

- ACHOUR, C. (2009): Eine Grube mit frühbronzezeitlicher Gefässkeramik in Bülach. – Archäol. im Kt. Zürich *01*, 9–15.
- BADER, C. (2002): Die mittelalterlichen Siedlungsreste von Niederglatt-Nöschikon. – Archäologie im Kanton Zürich 1999–2000. – Ber. zürch. Denkmalpflege, Archäol. Monogr. *16*, 121–137.
- BIERI, A. (2009): Die spätmittelalterliche Pilgerherberge im Pflasterbach (Gem. Steinmaur). – Archäol. im Kt. Zürich *01*, 137–152.
- DRACK, W. (1990): Der römische Gutshof bei Seeb, Gem. Winkel (Ausgrabungen 1958–1969). – Monogr. Kantonsarchäol. Zürich *8*.
- HORISBERGER, B. (2004): Der Gutshof in Buchs und die römische Besiedlung im Furttal. – Monogr. Kantonsarchäol. Zürich *37*.
- (2012): Oberweningen und Schleinikon – zwei römische Gutshöfe im zürcherischen Wehntal. – Zürcher Archäol. *30*.
- MATTER, A. (2000): Frühmittelalterliche Befunde in Embrach. – Archäologie im Kanton Zürich 1997–1998. – Ber. zürch. Denkmalpflege, Archäol. Monogr. *15*, 61–67.
- MATTER, G. (2009): Die spätantike Befestigung von Kloten. – Zürcher Archäol. *28*.
- PAULI, T. (1996): Zeugnisse des römischen Totenrituals: Zwei Aschengruben aus Rümlang. Archäologie im Kanton Zürich 1993–1994. – Ber. zürch. Denkmalpflege, Archäol. Monogr. *3*, 143–152.
- SPM I–VII. Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum Mittelalter. – (Basel 1993/1995/1998/1999/2002/2005/2014).
- STRAHM, C. (1971): Die Gliederung der schnurkeramischen Kultur in der Schweiz. – Acta Bernensia *VI*.
- WERNER, J. (1953): Das alamannische Gräberfeld von Bülach. – Monogr. Ur- und Frühgesch. Schweiz *9*.
- WERZ, U. (2009): Der Schatzfund von Regensdorf. – Archäol. im Kt. Zürich *01*, 65–85.
- WILD, W. (2002): Die Burgruine Freienstein – Ausgrabungen 1968–1982. – Archäologie im Kanton Zürich 2003–2005. – Ber. zürch. Denkmalpflege, Archäol. Monogr. *18*, 75–144.
- WINDLER, R. (1990): Zur Siedlungsgeschichte der Gegend von Bülach im Frühmittelalter. – Archäol. Schweiz *13/2*, 67–79.

## KARTENVERZEICHNIS

**Geologische Karte der Schweiz 1:500 000.**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000.**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000.**

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

**Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000**

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

**Geologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Blatt III Liestal–Schaffhausen, von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELSANG, 1867.

Blatt IV Frauenfeld – St. Gallen, von F. SCHALCH, A. GUTZWILLER & J. SCHILL, 1879.

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Auflage), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH, A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN & A. JEANNET, 1913.

Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH & F. J. KAUFMANN, 1875.

**Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000**

Nr. 50 Wohlen (LK 1090), von H. JÄCKLI, 1966.

Nr. 52 Andelfingen (LK 1052), von F. HOFMANN, 1967.

Nr. 90 Zürich (LK 1091), von N. PAVONI, H. JÄCKLI & C. SCHINDLER, 1992.

Nr. 102 Zurzach (LK 1050), von F. MATOUSEK, M. WANNER, A. BAUMANN, H. R. GRAF, R. NÜESCH & T. BITTERLI, 2000.

Nr. 120 Baden (LK 1070), von H. R. GRAF, P. BITTERLI-DREHER, H. BURGER, T. BITTERLI, P. DIEBOLD & H. NAEF, 2006.

Nr. 128 Uster (LK 1092), von G. WYSSLING, 2007.

Nr. 140 Winterthur (LK 1072), von R. REY, A. WILDBERGER, S. FRANK & M. FREIMOSER, 2011.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 25 Geologische Karte der Lägernkette, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1901.

Nr. 34 Die Drumlinlandschaft der Umgebung von Andelfingen (Kt. Zürich), 1:25 000, von J. HUG, 1905.

Nr. 36 Kaiserstuhl, 1:25 000, von J. HUG, 1905.

Nr. 107 Geologische Karte von Winterthur und Umgebung, 1:25 000, von J. WEBER, 1924.

Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

**Grundwasserkarten**

KANTON ZÜRICH (1981): Grundwasserkarte des Kantons Zürich 1:25 000, Blatt Bülach. – Amt für Gewässerschutz und Wasserbau.

**Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage**

- Ba BADER, F. (1925): Geologische Karte des Tafeljura zwischen Aare und Rhein, 1:25000. In: BADER: Beiträge zur Geologie des nördlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. – Diss. Univ. Zürich.
- B<sub>1</sub> BODENBURG-HELLMUND, H.W. (1909): Geologische Karte der Drumlinlandschaft zwischen Greifensee und Pfäffikersee (südliches Glattal), 1:25000. In: Die Drumlin-Landschaft zwischen Pfäffiker- und Greifensee (Kanton Zürich). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 54.
- B<sub>2</sub> BUGMANN, E. (1958): Morphologische Karte des NE-Aargaus, 1:25000. In: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – Mitt. aarg. natf. Ges. 25.
- E ELLENBERG, L. (1972): Geomorphologische Karte des untersten Tösstals und angrenzender Gebiete, 1:25000. In: Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. – Diss. Univ. Zürich.
- H<sub>1</sub> HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000. In: Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- H<sub>3</sub> HERBORDT, O. (1907): Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25000. In: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil – Pfäffikon am Zürichsee. – Leemann, Zürich.
- J<sub>1</sub> JÄCKLI, H. (1956): Morphologische Karte Rohrdorf-Bremgarten, 1:50000. In: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal. – Geographica helv. 11/1.
- J<sub>2</sub> JÄCKLI, H. (1962): Geologische Karte Blatt Kloten, 1:25000. In: Kloten. Vom Bauerndorf zur Flughafenstadt. – Orell Füssli, Zürich.
- J<sub>3</sub> JÄCKLI, H. (1975): Flughafen Zürich. Geologische Karte 1:20000. In: Flughafen Zürich, III. Ausbaustappe. – Dir. öff. Bauten Kt. Zürich.
- M MOSER, S. (1958): Geomorphologische Karte des zentralen Aargaus, 1:25000. In: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. – Mitt. geogr.-ethnol. Ges. Basel 10.
- P PAVONI, N. & VOGT, E. (1971): Geologisch-prähistorische Übersichtskarte (Zürich und Umgebung), 1:50000. In: VOGT, E., MEYER, E. & PEYER, H.C.: Zürich von der Urzeit zum Mittelalter. – Berichthaus, Zürich.
- S<sub>1</sub> SENFTLEBEN, G. (1924): Geologische Karte der West-Lägern, 1:10000. – Verkehrsverein Baden, kartogr. Anst. J. Flach, Männedorf.
- S<sub>2</sub> SOMMERHALDER, E.R. (1968): Geomorphologische Karte des unteren Glattals, 1:25000. In: Glazialmorphologische Detailuntersuchungen im hochwürm-eiszeitlich vergletscherten unteren Glattal (Kanton Zürich). – Diss. Univ. Zürich.
- S<sub>3</sub> STEIN, M. (1959): Geologische Karte der Gemeinde Dübendorf, ca. 1:14000. In: Dübendorfs Grund und Boden. – Heimatb. Dübendorf.
- W<sub>1</sub> WEBER, A. (1928): Geologische Karte des Unteren Tösstales und Unteren Glattales zwischen Dättlikon, Bülach und Eglisau, 1:25000. In: Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18.
- W<sub>2</sub> WEBER, A. (1928): Geologische Karte des obern Tösstales zwischen Wila und Bauma, 1:25000. In: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 17/18.
- W<sub>3</sub> WEBER, J. (1901): Geologische Karte Blatt 213 (Pfäffikon), 1:25000. In: Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersees. – Mitt. natw. Ges. Winterthur 3.
- W<sub>4</sub> WEBER, J. (1906): Geologische Karte des Blattes Wiesendangen, 1:25000. In: Mitt. natw. Ges. Winterthur 6.

**Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000**

Nr. 8416 Hohentengen, 2. Auflage 1986.

**BEILAGEN**

- Tafel I: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bülach (1)  
Tafel II: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bülach (2)  
Tafel III: Felsisohypsenkarte des Gebiets von Atlasblatt Bülach  
Tafel IV: Stratigraphische Profile in der Molasse im Gebiet von Atlasblatt Bülach

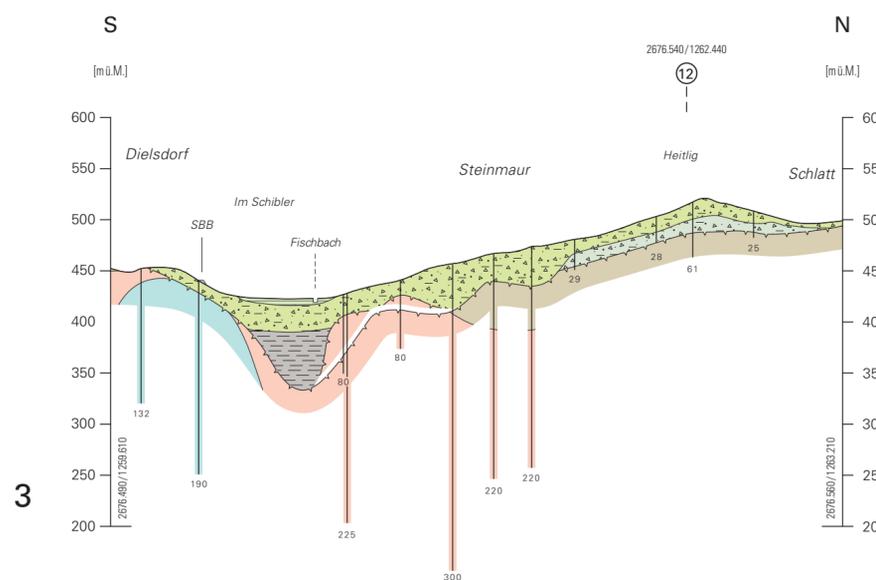
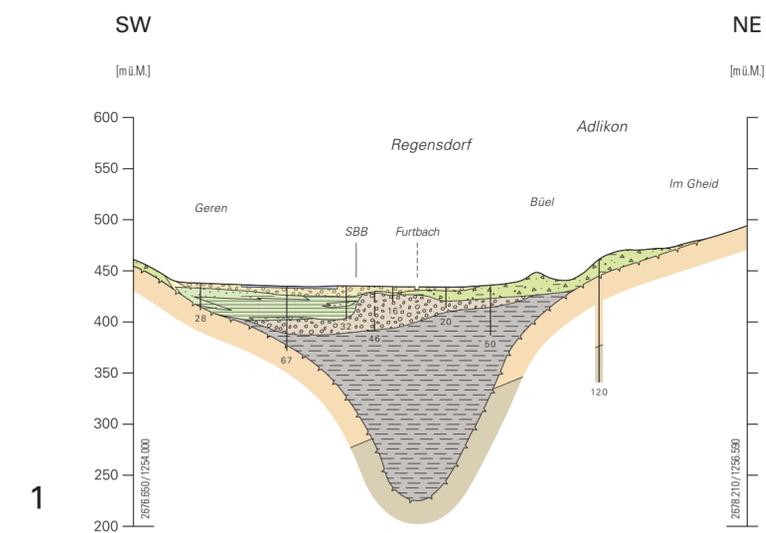
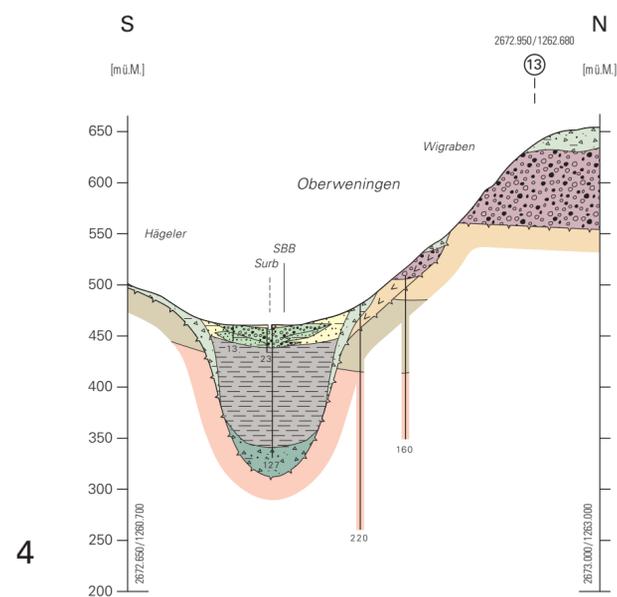
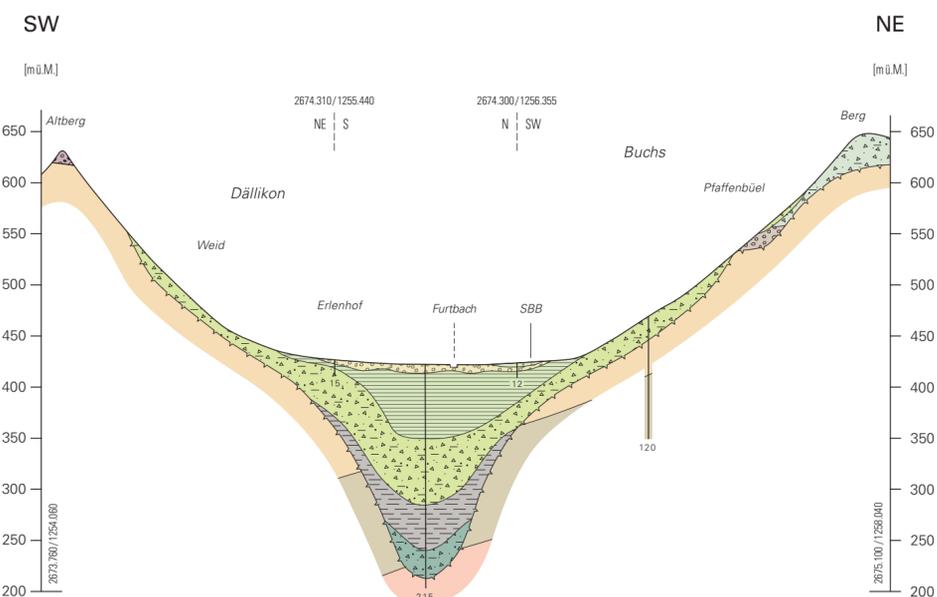
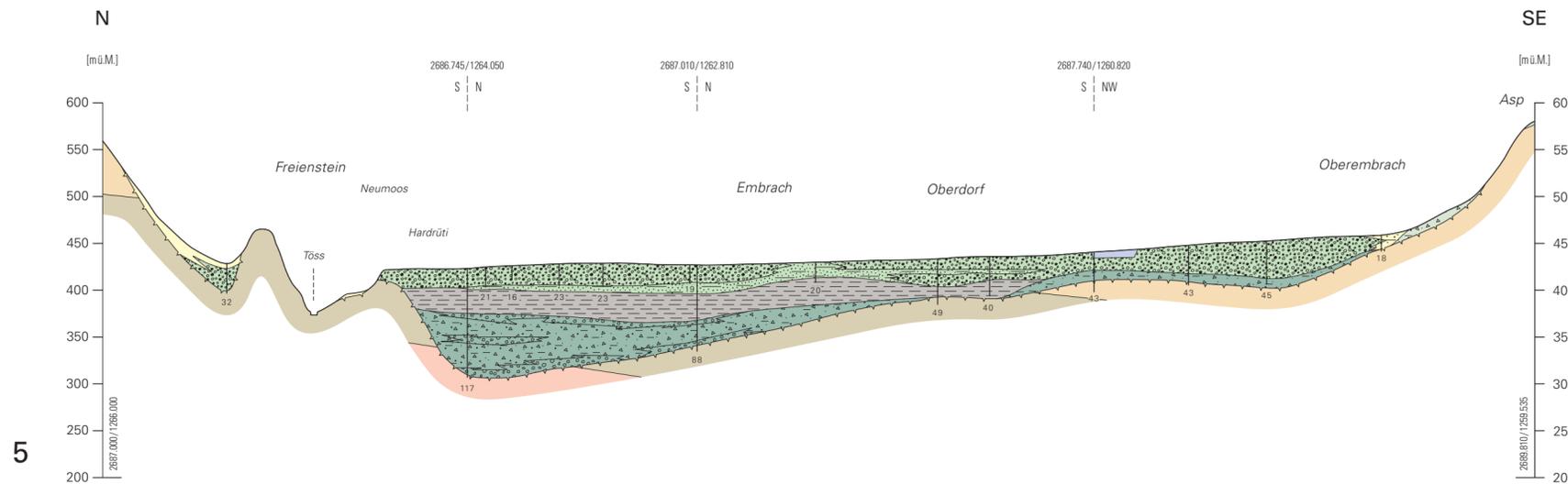
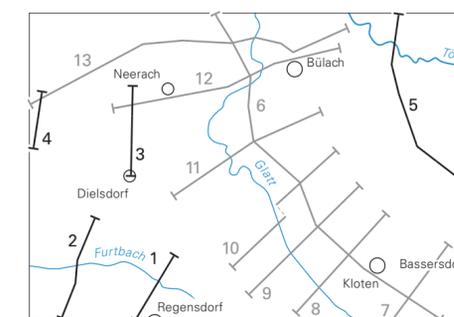
### Quartärgeologische Profile im Gebiet des Atlasblattes Bülach

von  
**Peter Haldimann**

Massstab 1:25 000/1:5 000  
(5-fach überhöht)



Lage der Profile

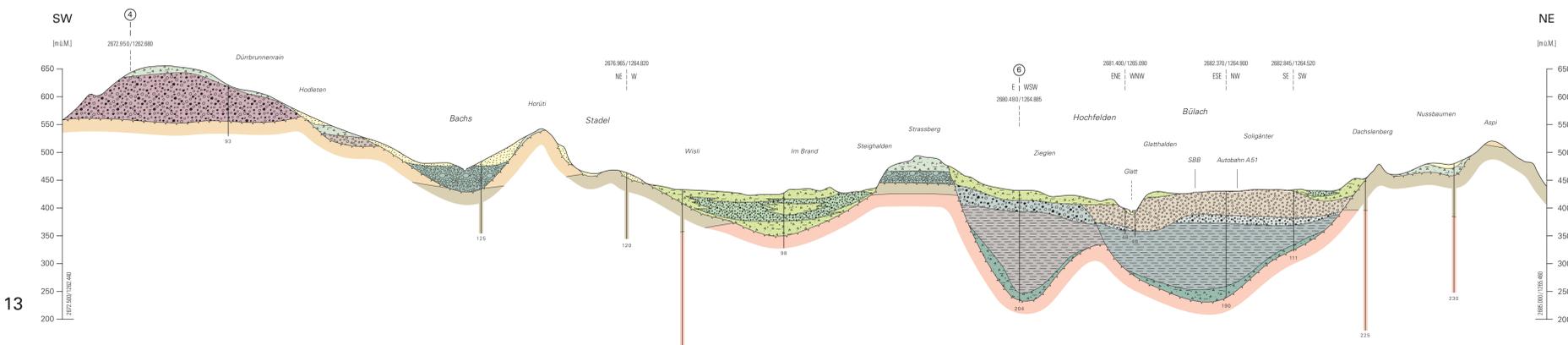
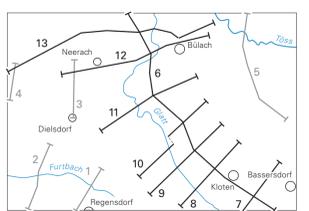


- |  |  |
|--|--|
|  | Künstliche Auffüllung, Aufschüttung  |
|  | Hanglehm, Schwemmlehm  |
|  | Bachschant   |
|  | Rückzugsschotter   |
|  | Spätglaziale Seeablagerung, vorwiegend sandig                                  |
|  | Spätglaziale Seeablagerung, vorwiegend lehmig                                  |
|  | Kiesige Linse  |
|  | Letztezeitliche Moräne (Till)  |
|  | Niederterrassenschotter  |
|  | idem, in sandiger Ausbildung   |
|  | Letztezeitlicher Vorstössschotter  |
|  | Seeablagerung, undifferenziert   |
|  | Moräne (Till) einer älteren Vergletscherung, undifferenziert                   |
|  | Basale Moräne (Till) einer älteren Vergletscherung, in Rinnen, undifferenziert |
|  | idem, in kiesiger Ausbildung   |
|  | Tiefere Deckenschotter   |
|  | Höhere Deckenschotter  |
|  | Obere Süswassermolasse   |
|  | Obere Meeressmolasse   |
|  | Untere Süswassermolasse  |
|  | Malm   |
|  | Sackungsmasse  |
|  | Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert                                |

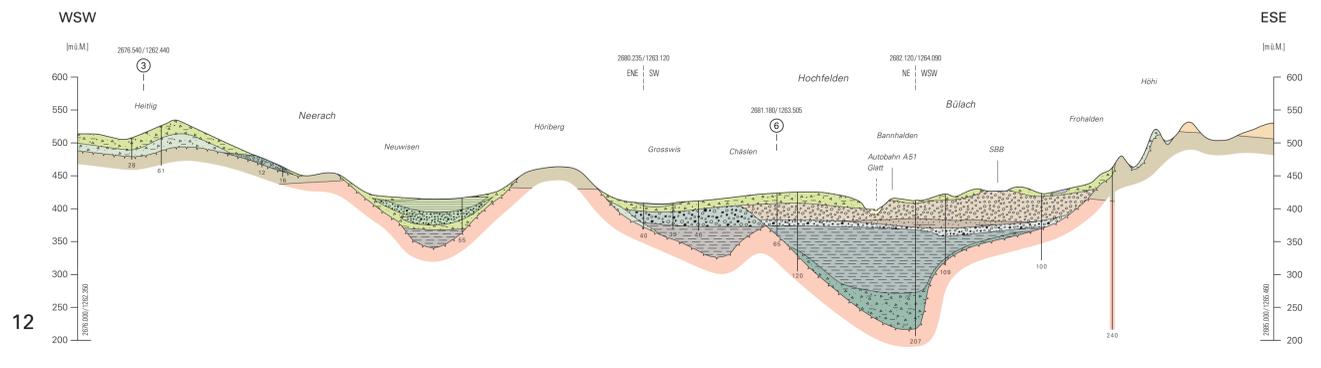
### Quartärgeologische Profile im Gebiet des Atlasblattes Bülach

von Peter Haldemann und Hans Rudolf Graf

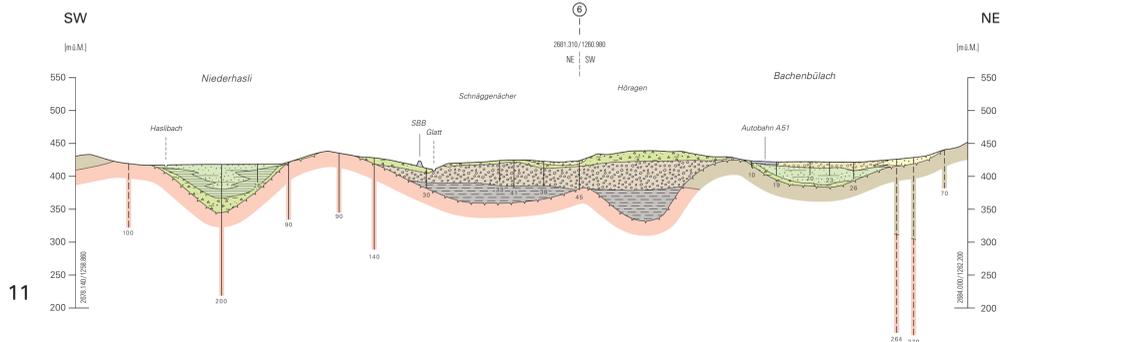
Masstab 1:25 000/1:5 000 (5-fach überhöht)



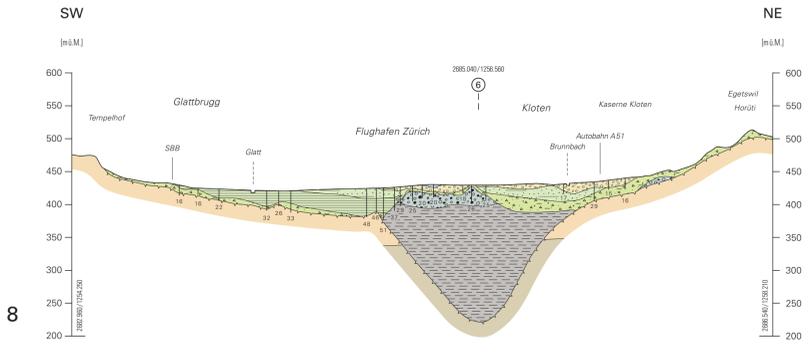
13



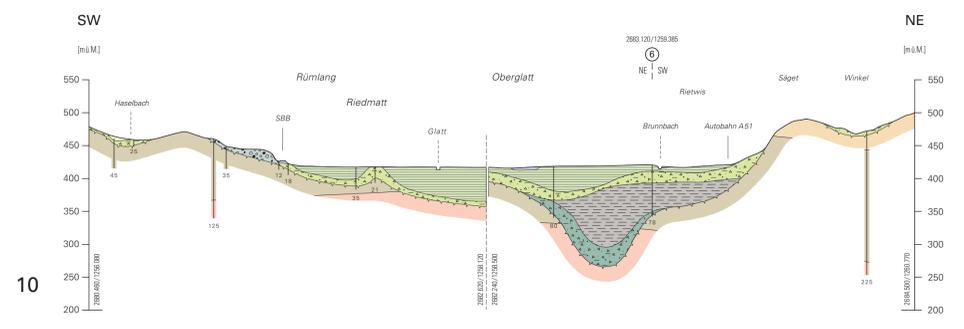
12



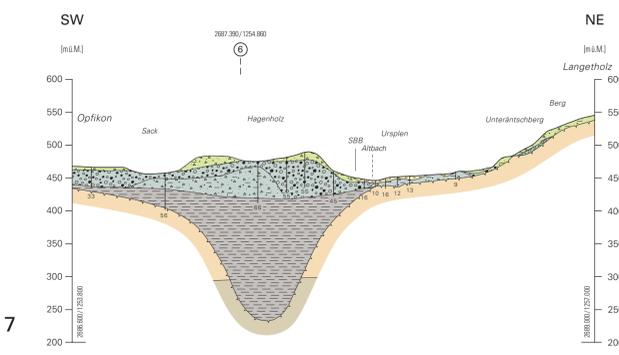
11



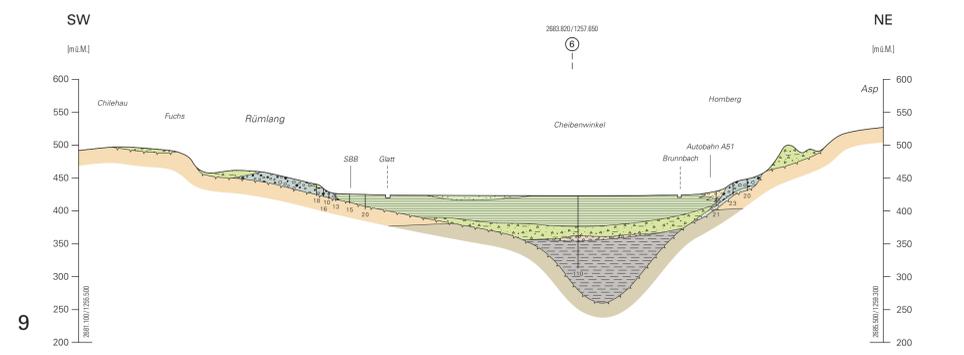
8



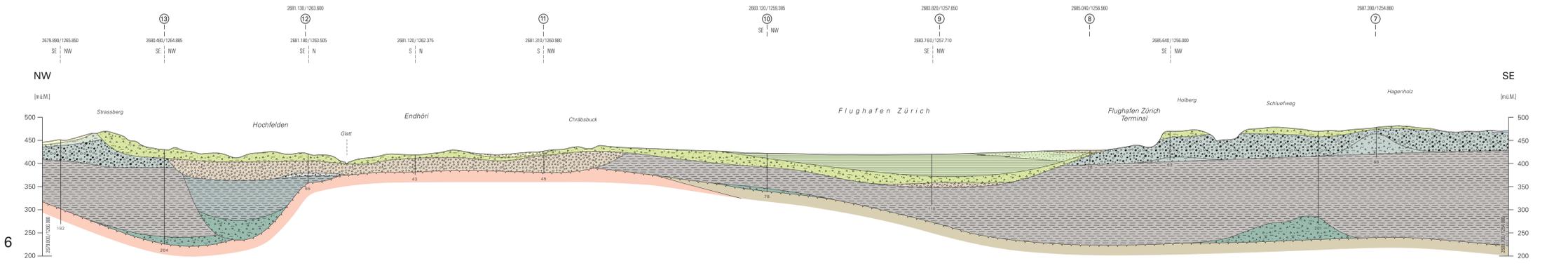
10



7



9



6

- Halozän**
- Künstliche Auffüllung, Aufschüttung
- Hängschutt verwehrt und vernutzt
- Hänglehm, Schwemtlehm
- Bachschutt
- Spätglazialer Schotter
- Rückzugschotter
- Spätglaziale Seeablagerung, vorwiegend sandig
- Spätglaziale Seeablagerung, vorwiegend lehmig
- Letzteiszeitliche Moräne (Till)
- Niederterrassenschotter
- Letzteiszeitlicher Vorstösschotter
- «Volleberer-Komplex» (frühe Birrfeld-Eiszeit)
- Soligänter-Schotter (späte Beringen-Eiszeit)
- Seeablagerung, gletschernah
- Hardwald-Schotter (= Aathal-Schotter) und Äquivalente (Hochterrassenschotter, tieferes Niveau)
- Ursplen-Till
- Moräne (Till) einer älteren Vergletscherung, undifferenziert
- Seeablagerung, undifferenziert
- Basale Moräne (Till) einer älteren Vergletscherung, in Rinnen, undifferenziert
- Ämtschberg-Schotter und Äquivalente (Hochterrassenschotter, höheres Niveau)
- Tiefere Deckenschotter
- Höhere Deckenschotter
- Später Pleistozän**
- Untere Süsswassermolasse
- Obere Meeresmolasse
- Obere Süsswassermolasse
- Früh Pleist.**

Bohrung, mit Endtiefe (in m) / idem, projiziert

# Felsisohypsenkarte des Gebietes von Atlasblatt Bülach

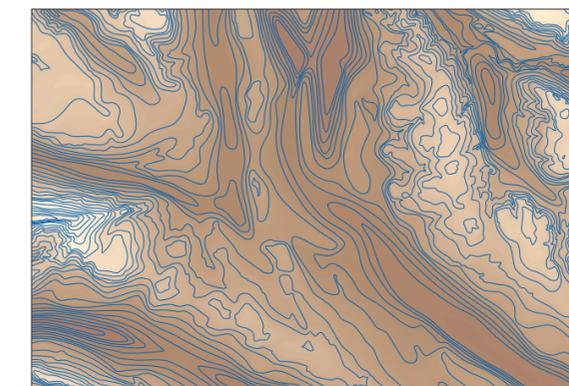
von  
**Peter Haldimann**

Massstab 1:50 000

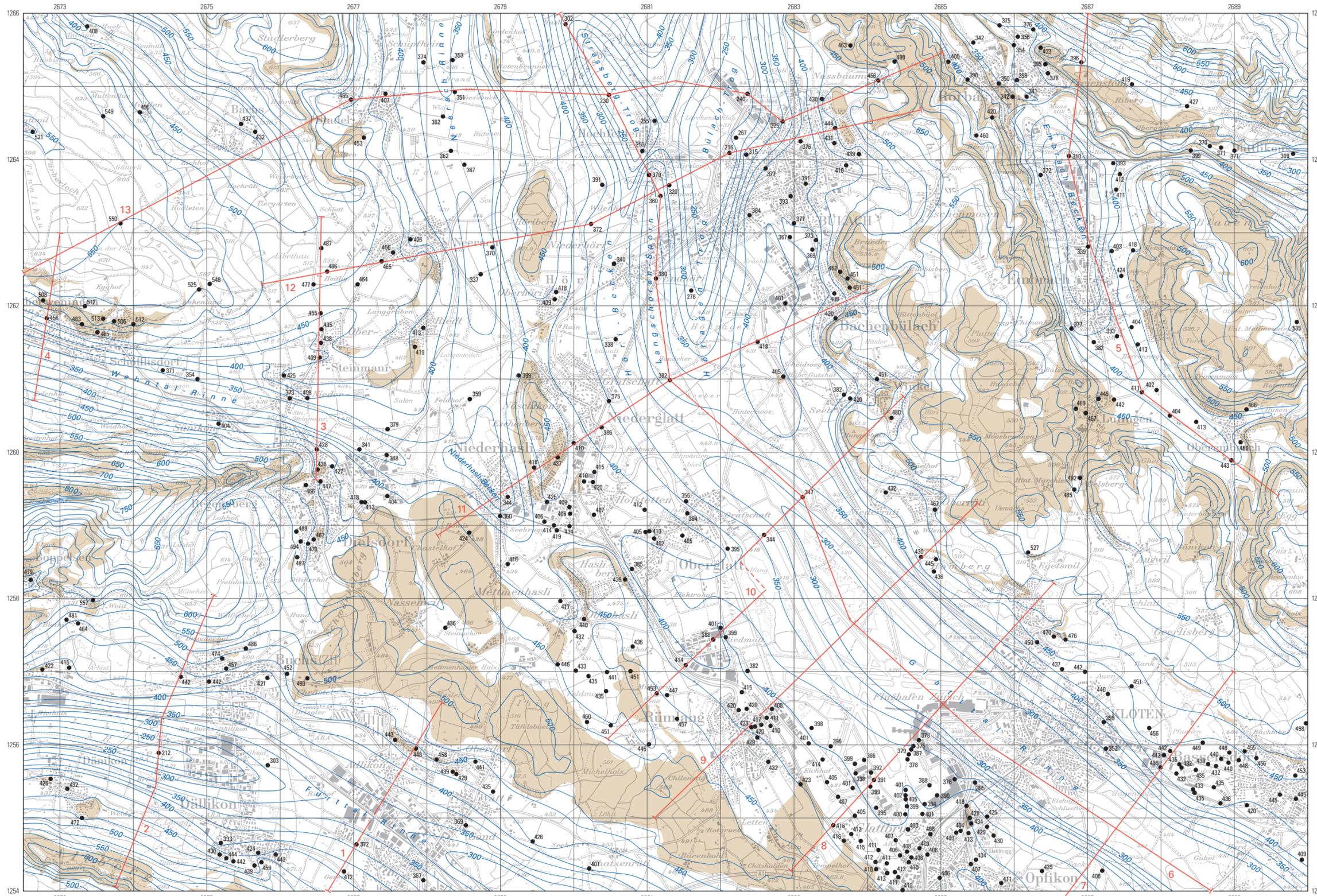


- Felsisohypsen (Äquidistanz 25m)
- Bohrung mit Kote Oberkante Fels [m ü. M.]
- Profilsuren (Taf. I u. II)
- Anstehender Fels

Übersicht 1:200 000

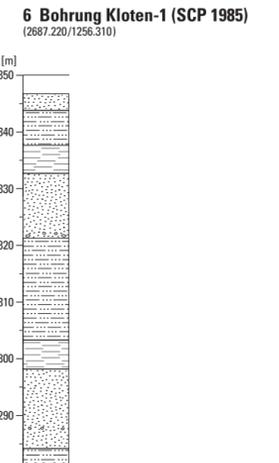
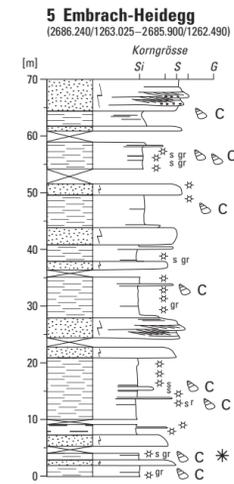
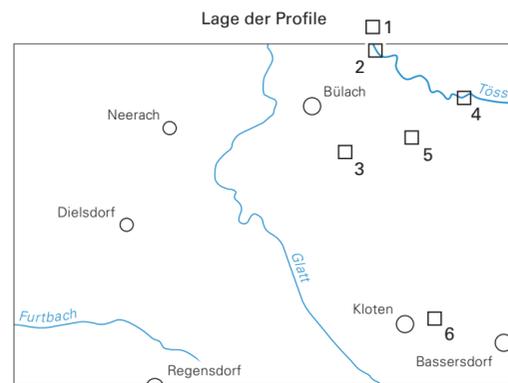


- 810m ü. M.
- 600m ü. M.
- 400m ü. M.
- 210m ü. M.
- Felsisohypsen (Äquidistanz 25m)

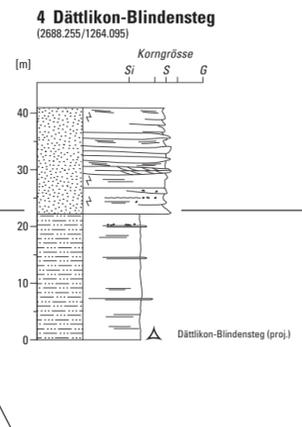
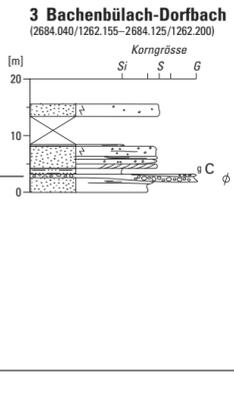
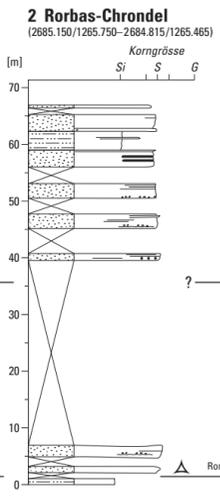
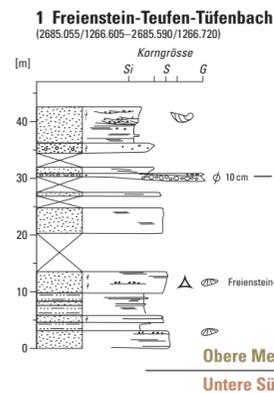


# Stratigraphische Profile in der Molasse im Gebiet von Atlasblatt Bülach

von  
Jürg Jost und Daniel Kälin



Obere Süswassermolasse  
Obere Meeresmolasse



Quarzitnagelfluh

### Lithologie

- Konglomerat
  - Geröll führender Sandstein, Grobsandstein
  - Mittelsandstein
  - Schlammstein, z. T. mit Sandsteinlagen
  - Tonstein und Siltstein
- gr, g, s, r Auffällige Färbung: gr – grau, g – gelb, s – schwarz, r – rot
- Alpine Gerölle
  - Intraformationelle Gerölle (Mud Pebbles)
  - Karbonatkonkretionen (Caliche)

### Strukturen

- Fleckung (gelblichbraun-grau)
- Massige Schichtung
- Horizontale Schichtung, Lamination
- Schrägschichtung
- Trogförmige schräggeschichtete Rinnenfüllung

### Korngrösse

- $\phi$  12 cm maximaler Korndurchmesser der Gerölle
- g* Kies
- s* Sand (fein – mittel – grob)
- si* Silt

### Fossilinhalt

- Kleinsäuger (wichtige Fundstelle)
- Selachier (wichtige Fundstelle)
- Muschelschill
- Echinodermenschill (Scutellen)
- Austernschalen
- Süswassergastropoden
- C* Characeen

? Muschelsandstein

Obere Meeresmolasse  
Untere Süswassermolasse

