

Zeitschrift: Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology

Band: 21 (2016)

Heft: 2

Artikel: Ein sedimentärer Dyke in eiszeitlichen Sedimenten in der Stadt Zürich : ein instruktives Beispiel eines wenig beachteten Phänomens der Quartärgeologie

Autor: Letsch, Dominik / Wülthrich, Lorenz

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-658193>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 09.11.2024

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

Ein sedimentärer Dyke in eiszeitlichen Sedimenten in der Stadt Zürich: ein instruktives Beispiel eines wenig beachteten Phänomens der Quartärgeologie

Dominik Letsch¹, Lorenz Wüthrich²

Stichworte: Glazialtektonik, klastische Dykes, Till, subglaziale Hydrologie, hydraulisches Brechen, Permafrost

Zusammenfassung

Klastische Dykes sind ein eher seltenes Phänomen, welches jedoch in ziemlich unterschiedlichen Ablagerungsmilieus auftritt. Im glazialen Umfeld sind sie schon seit längerer Zeit bekannt, haben aber erst in den letzten drei Jahrzehnten vermehrt auch theoretische Bedeutung erlangt. Aus dem schweizerischen Quartär wurden klastische Dykes bislang nur sehr selten beschrieben, obwohl das Phänomen wahrscheinlich verbreiteter sein dürfte, als die seltene Erwähnung vermuten liesse. Der folgende Artikel beschreibt ein besonders instruktives Beispiel eines klastischen Dykes in glazigenen Sedimenten (mutmasslich subglazialen Diamikten) in der Stadt Zürich. Ausgehend von publizierten Modellen zur Dyke-Genese im glazialen Umfeld, wird zudem versucht, das Zürcher Vorkommen genetisch zu interpretieren. Dabei wird davon ausgegangen, dass klastische Dykes gewissermassen als Sicherheitsventile des subglazialen hydrologischen Systems fungieren, und periodisch dazu beitragen, dass subglaziale Schmelzwasserüberdrücke abgebaut werden können.

Abstract

Clastic dykes are rather rare phenomena which nevertheless do occur in very different depositional environments. They have been known for a long time from the glacial environment but have received increasing attention only during the past three decades from a more theoretical point of view. From the Swiss Quaternary, clastic dykes have only been described or mentioned on very few occasions, even though it seems reasonable to assume that they occur more frequently than one would expect from the rare reference to these structures. The present article describes a particularly instructive example of a clastic dyke in glacial sediments (probable subglacial diamicts) from the City of Zurich area. Starting from published models for the development of clastic dykes in the glacial environment, we furthermore try to interpret the Zurich example genetically. In doing this, we assume that they serve as a kind of safety valves for the subglacial hydrological system and thereby help to periodically reduce subglacial meltwater overpressures.

¹ Guggenstrasse 39, 8702 Zollikon; e-mail: dltsch@ethz.ch

² Geographisches Institut und Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern, Hallerstrasse 12, 3012 Bern; e-mail: lorenz.wuethrich@giub.unibe.ch

1 Einleitung

Dykes, d.h. Gesteinsgänge, welche den Schichtverband diskordant durchschlagen, sind ein weit verbreitetes Phänomen sowohl in magmatischen, metamorphen als auch sedimentären Gesteinen. In der überwiegenden Mehrzahl handelt es sich bei der Füllung dieser Gänge um magmatische oder subvulkanische Gesteine, welche von unten her in bereits bestehende Spalten eindringen oder diese durch ihr Eindringen selbst aufbrechen. Bedeutend seltener, aber doch weit verbreitet, sind Dykes, welche aus klastischen Sedimenten bestehen, und welche man gemeinhin als sedimentäre oder klastische Dykes bezeichnet. Sie sind insbesondere in sehr dynamischen Ablagerungsmilieus mit hohen Sedimentationsraten zu finden, wie beispielsweise an Kontinentalabhängen oder Deltas und entstehen meist sehr kurz nach der Ablagerung des umgebenden Sediments.

In der Quartär- und Glazialgeologie scheinen sedimentäre Dykes, obwohl seit geraumer Zeit bekannt (z.B. Dionne & Shilts 1974), lange eher etwas stiefmütterlich behandelt worden zu sein, was sich auch darin äussert, dass entsprechende Lehrbücher und Standardwerke das Phänomen entweder gar nicht erwähnen (z.B. Drewry 1986) oder nur sehr kurz diskutieren (z.B. Menzies 2002). Mögliche Gründe für diese Vernachlässigung sind vielfältig und reichen von der relativen Seltenheit des Phänomens, der Schwierigkeit der genetischen Deutung und der Abgrenzung von anderen Phänomenen (Glazialtektonik) bis hin zur Tatsache, dass geologischen Strukturen oftmals erst dann Beachtung geschenkt wird, wenn man sie erklären und mit einem passenden Namen belegen kann. Ein gutes Beispiel dafür ist Trümpys Beobachtung (1983), dass der beinahe universell verbreiteten Gradierung alpiner Flyschsandsteine, vor der Aufstellung der Hypothese der Trübeströme durch Kuenen und Migliorini um 1950, keinerlei

Beachtung geschenkt worden war. In jüngerer Zeit scheint das Bewusstsein und das Interesse für klastische Dykes im glazialen Umfeld jedoch erwacht zu sein (z.B. Dreimanis & Rappol 1997, Le Heron & Etienne 2005 oder van der Meer et al. 2009) und es scheint möglich, aus ihrer Untersuchung Aussagen über die Gletscherdynamik und die hydrologischen Verhältnisse im direkten Untergrund der Gletscherbasis abzuleiten (Boulton & Caban 1995). Es ist nun die Absicht des vorliegenden Artikels, das Phänomen der klastischen Dykes auch in quartären Ablagerungen des schweizerischen Mittellandes etwas ins Licht zu rücken. Dies geschieht exemplarisch an einem gut aufgeschlossenen Dyke in letzteiszeitlichen Glazialsedimenten des Elefantenbachs bei Zürich-Witikon (Fig. 1).

2 Sedimentäre Dykes im schweizerischen Quartär

Bislang wurden sedimentäre Dykes aus dem schweizerischen Quartär aus zwei unterschiedlichen Ablagerungsmilieus beschrieben. In moränenverknüpften und somit direkt glazial beeinflussten Schottern des Berner Seelandes fand van der Meer (1980) zahlreiche keilartige Silt- und Sandeinpresungen, welche er anfänglich mehrheitlich als fossile Permafrostkeile (van der Meer 1980), später allerdings als synsedimentäre Dykes deutete (van der Meer et al. 2009, siehe auch Schlüchter & Wohlfarth-Meyer 1987). Einen vereinzelt klastischen Dyke aus glazialtektonisch stark beanspruchten Schottern hat Schlüchter (1989) aus dem Quartär des Aaretals südlich von Bern beschrieben. Neben diesen eindeutig glazial bedingten Dykes wurden vereinzelt auch ganz anders geartete sedimentäre Dykes aus fluvialen Quartärschottern beschrieben, welche kaum durch direkte Gletschereinwirkung erklärt werden können. So treten in den mittelpleistozänen Aathal-Schottern des

Glatttales bis zu 30 m mächtige und wenige dm dicke, vertikale Lehmdykes auf, welche den Schotter auf mehreren hundert Metern Länge durchsetzen, und bis zu 10 m betragende diskrete Sprünge im Grundwasserspiegel bewirken (Wyssling 2008, siehe auch die Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100'000 Blatt Toggenburg). Ähnliche Dykes wurden von Schindler (2004) aus den jungpleistozänen Oberluft-Schottern des Buechbergs (Linthebene) beschrieben und illustriert. Analog zu den Vorkommen aus den Aathal-Schottern geben auch diese Dykes zu diskreten Sprüngen des Grundwasserspiegels Anlass, welche bis zu 5 m betragen können (M. Freimoser mündliche Mitteilung April 2016). Diese zweite Art klastischer Dykes weicht bezüglich Dimension, Form

und sedimentärer Umgebung sowie mutmasslicher Bildungsweise (Hangklüftung? Entlastungsklüftung?) stark von der ersteren Art ab und wird in diesem Artikel nicht weiter besprochen werden.

Man sieht aus dieser kurzen Zusammenstellung, dass bislang nur relativ wenig über klastische Dykes im schweizerischen Quartär im Allgemeinen, und in glazigenen Sedimenten im Speziellen bekannt ist. Eine genaue Beschreibung und eine mögliche genetische Deutung des Vorkommens im Elefantenbach scheinen daher angezeigt.

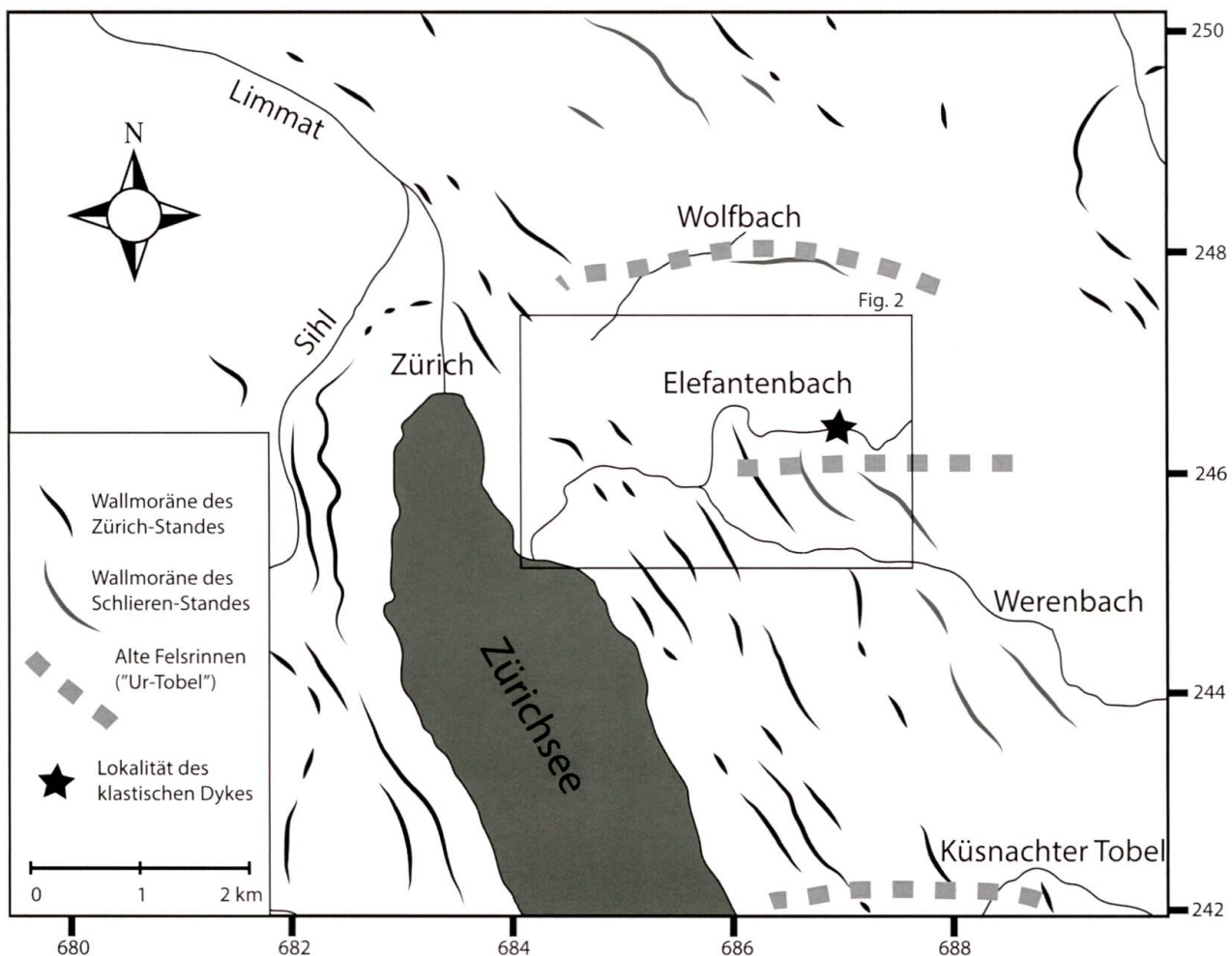


Fig. 1: Geographisch-quartärgeologische Übersichtskarte des unteren Zürichsees mit dem Zufluss des Elefantenbaches. Der Verlauf der letzteiszeitlichen Wallmoränen sowie die ungefähre Lage lockergesteinsgefüllter alter Felsrinnen (präletzzeitliche Tobel) ist gemäss Pavoni et al. (2016) dargestellt.

3 Der Elefantenbach bei Zürich-Witikon

Der Elefantenbach entwässert eine sanfte, moränenverkleidete Querdepression des nördlichen Ausläufers der Pfannenstielkette und fliesst von Witikon nach Zürich-Hirslanden, wo er sich mit dem Werenbach vereinigt (Fig. 1). Im Gegensatz zu Diesem (Pavoni et al. 2015) scheint der Elefantenbach nicht als spät-letzteiszeitliche randglaziale Entwässerungsrinne entstanden zu sein, sondern besteht aus zwei ziemlich unterschiedlichen Abschnitten. Grob eingeteilt, fliesst er in seinen oberen zwei Dritteln (wo er die zwei markanten Seitenmoränenwälle des Rückzugsstadiums von Schlieren quert) auf einer geringmächtig mit Lockergesteinen bedeckten breiten Felswanne und entwickelt sich erst im unteren Drittel zu einem tief in

den Fels eingeschnittenen, auffallend Nord-Süd verlaufendem Tobel. Die nach Norden ausgreifende Kurve des Bachs gerade oberhalb dieses Nord-Süd-Abschnittes dürfte u.a. durch einen ausgeprägten Rinnensandsteinkomplex der Molasse bedingt sein (mündliche Mitteilung M. Freimoser). Es liegt hier ein ähnlicher Fall vor wie beim Küssnacher Tobel (Letsch 2012) oder dem Wolfbach am Zürichberg (Pavoni et al. 2015). Bei beiden Bächen fliesst jeweils ein rezenter Bachlauf an der Peripherie einer mit Lockergesteinen verfüllten Felsdepression entlang und hat sich erst unterhalb der oberen Seitenmoränen des Rückzugsstadiums von Zürich tief in die Molasse eingetieft (vgl. Fig. 1 und 2). Die Füllung der Felsdepression von Witikon

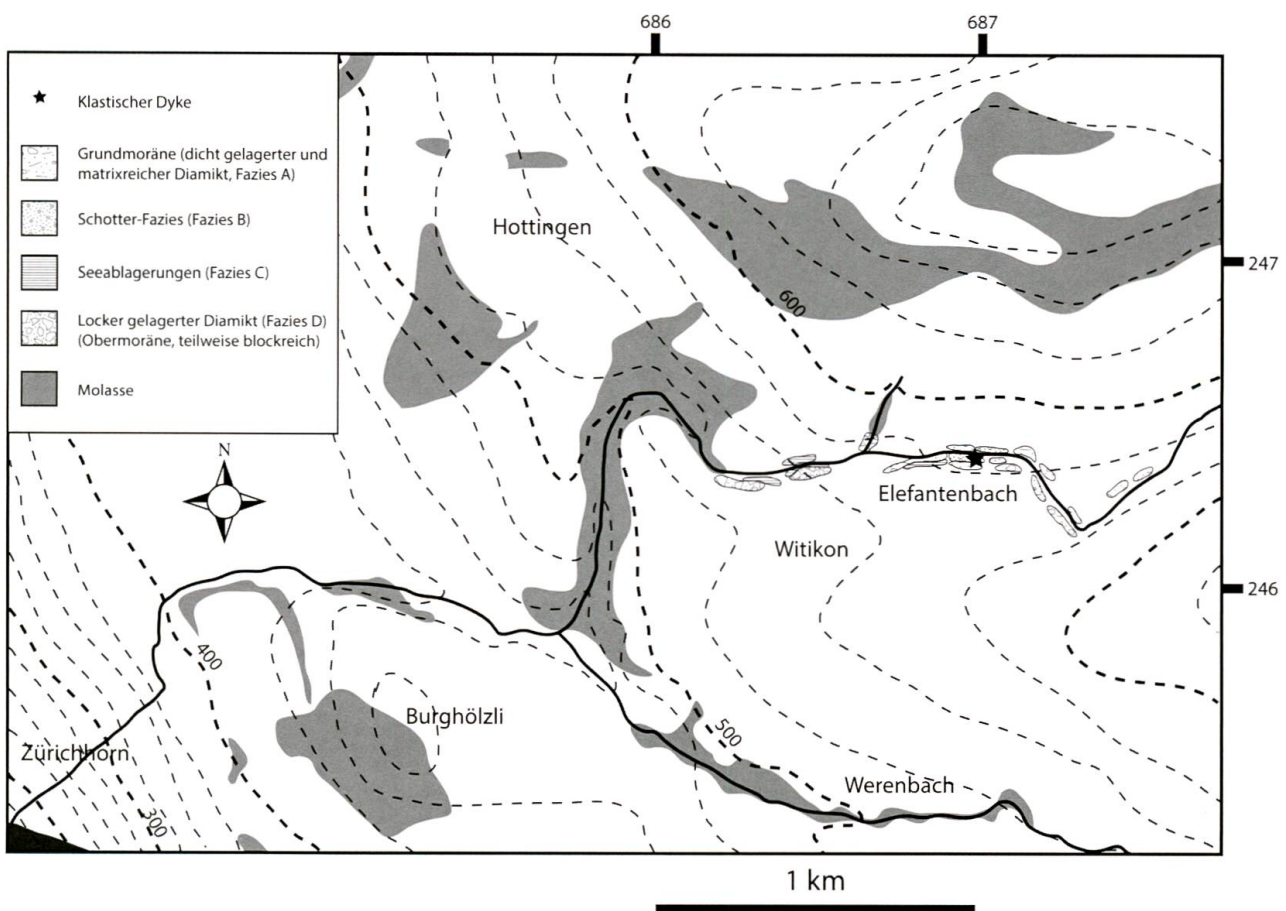


Fig. 2: Detailkarte des Elefantenbaches mit der Verteilung der vier kartierten Quartär-Lithofaziestypen (Kartierung durch D. Letsch Oktober 2012). Des Weiteren sind Felsaufschlüsse bzw. Stellen oberflächennahen Felsens gemäss Pavoni et al. (1992), sowie der vermutete Verlauf der Felsoberfläche (Isohypsen mit 25 m Äquidistanz) gemäss Pavoni et al. (2015) dargestellt.

ist im Elefantenbach relativ gut aufgeschlossen und wurde detailliert im Massstab 1:2'000 kartiert (vereinfachte Darstellung in Fig. 2). Grob konnten im Feld vier Lithofazies-Typen (im Folgenden mit A bis D bezeichnet) unterschieden werden. Typische Grundmoräne (Lithofazies A, Fig. 3a) tritt v.a. im oberen Abschnitt des Baches auf. Es handelt sich dabei um sehr dicht gelagerten, silt- und tonreichen Diamikt mit reichlich beigemengtem Kies und kleinen Blöcken alpiner Provenienz (u.a. helvetische Kalke, Glarner Verrucano, subalpine Nagelfluh, relativ wenig kristallines Material). Obwohl keine systematischen Messungen durchgeführt wurden, scheinen die meisten Blöcke und Steine grob eingeregelt und vereinzelt konnten auch feine Absonderungsflächen («fissility») beobachtet werden. Eng mit der Grundmoräne verknüpft sind sowohl lateral als auch vertikal nicht sehr ausgedehnte Sedimentkörper,

welche aus schlecht sortiertem, sehr sandigem Kies oder kiesigem Sand bestehen und als Schotter-Fazies kartiert wurden (Lithofazies B, Fig. 3b). Im unteren Abschnitt des Quartärs des Elefantenbachs treten die beiden anderen Lithofazies-Typen auf: siltig-sandige, feinlamierte Tone (Seeablagerungen, Lithofazies C, Fig. 3c) und locker gelagerter, oftmals blockreicher, Diamikt, welcher als «Obermoräne» kartiert wurde (Lithofazies D, keine Foto).

Bezüglich der Genese dieser vier Lithofaziestypen soll hier bloss ein kurzer Erklärungsansatz gegeben werden, jedoch nicht in die – im Einzelnen sehr komplexen – Details eingegangen werden. Bei der sehr stark konsolidierten Grundmoräne dürfte es sich um typischen «lodgement till» handeln d.h. an der einstigen Gletscherbasis durch Druck und druckbedingtes Eis-Schmelzen (unter gleichzeitiger funktionierender Ent-

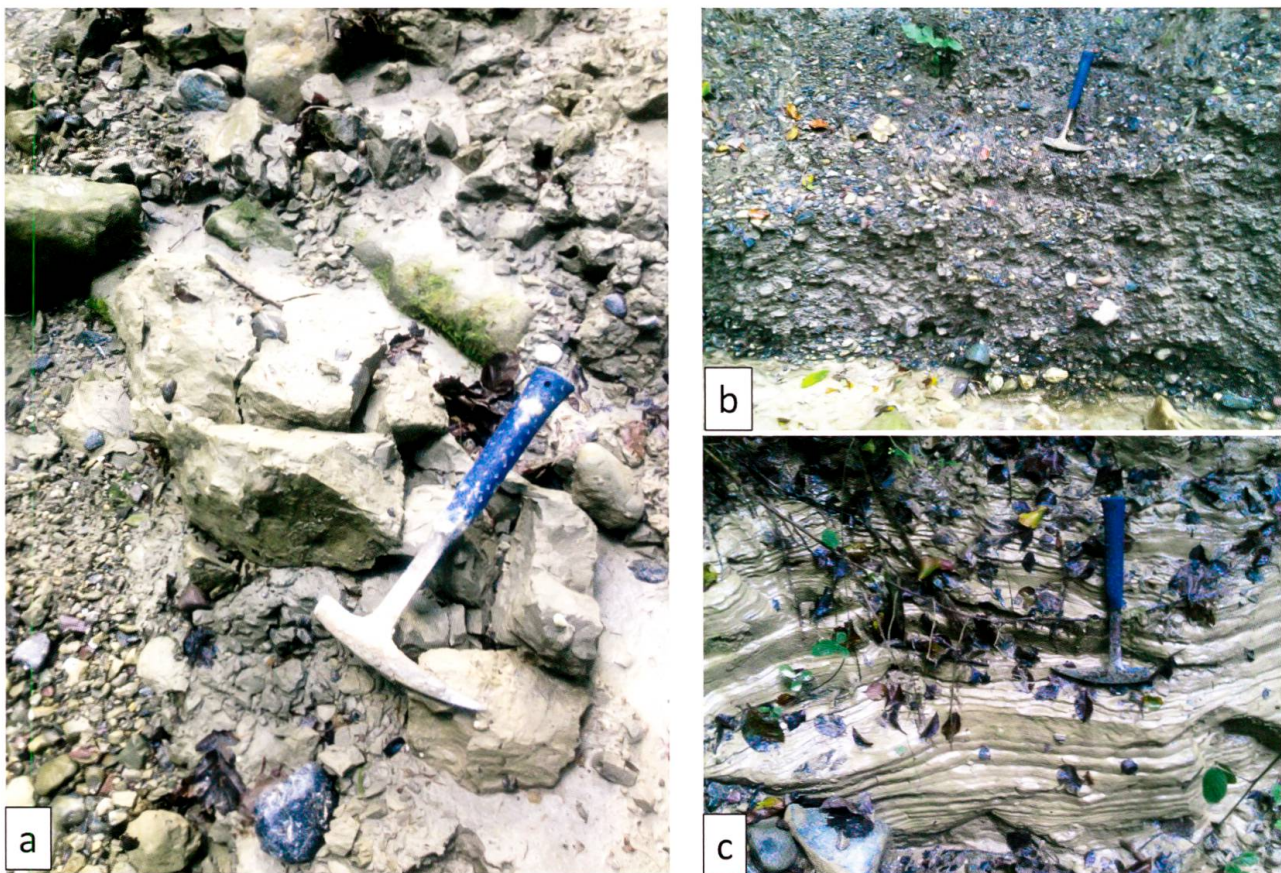


Fig. 3: Drei der vier ausgeschiedenen glazigenen oder glazial beeinflussten Lithofaziestypen. a: Grundmoräne, man beachte die sehr dichte Lagerung, welche sogar zu blockartiger Absonderung des Sediments führen kann. b: Schotter-Fazies, sandig-kiesiger Diamikt. c: Feingeschichtete, sandig-siltige Seeablagerungen.

wässerung) angereicherter Gletscherschutt (z.B. Schlüchter 1997). Hierbei sollte erwähnt werden, dass eine saubere Unterscheidung zum genetisch verwandten «melt-out till» (d.h. durch an Ort und Stelle erfolgtes statisches Ausschmelzen verdichteter Gletscherschutte) schwierig ist, und wir hier die erstgenannte Entstehungsart v.a. aus dem lokalen Umfeld (randglazialer Bereich nahe eines Seitenmoränenkomplexes) begründen. Die mit dieser Grundmoräne eng verbundenen Bereiche in sandiger Schotterfazies dürften somit wohl am leichtesten ebenfalls als subglaziale Bildungen betrachtet werden. Im Unterschied zur Grundmoräne bildeten sie sich jedoch dann bzw. dort, wo die subglaziale Drainage nicht richtig funktionierte und es zur Ansammlung von Wasser kam, welches unter (der Eisüberlast entsprechendem) hydrostatischem Druck stand (z.B. Boulton & Caban 1995). Somit konnte es zur Ablagerung weniger stark konsolidierter Sedimente kommen, wobei die gegenüber der Grundmoräne bessere Sortierung auf gewisse Umlagerungs- und Sortiervorgänge durch fließendes Wasser schliessen lässt. Eigentliche Gletscherseemoränen («waterlain tills», Dreimanis 1979, Schlüchter 1997), gewissermassen als genetisches Bindeglied zwischen Grund- und «Schottermoräne», konnten hingegen keine beobachtet werden. Etwas grundsätzlich anderes scheinen die Seeablagerungen darzustellen: ihre siltig-tonige Korngrößenverteilung, die feine ungestörte rhythmische Schichtung, sowie das Fehlen grober Komponenten lassen eine etwas gletscherfernere Ablagerung in rand-glazialen Seen wahrscheinlich erscheinen. Bei der blockreichen Obermoräne, schlussendlich, handelt es sich wahrscheinlich vornehmlich um oberflächlichen Gletscherschutt, welcher auf der einstigen Gletscheroberfläche ausgeschmolzen und dann durch Schlammströme am Gletscherrand abgelagert wurde («flow till»). Diese kurze genetische Charakterisierung der vier Lithofazies steht auch nicht im Widerspruch zur räumlichen Verteilung (Fig. 2): die beiden

subglazialen Lithofazies treten im oberen Abschnitt des Elefantenbaches auf und könnten höhenmässig gut mit dem nahegelegenen Seitenmoränenkomplex vom Schlieren-Stadium (besonders schön beim alten Kirchlein Witikon sichtbar) zusammenhängen. Die supra- bzw. rand- oder proglazialen beiden Fazies treten hingegen nur im unteren Abschnitt des Baches auf und könnten gut als randliche Fazies der Seitenmoränen der älteren Staffeln des Rückzugstadiums von Zürich (ZI und ZII sensu Pavoni et al. 2015) gedeutet werden.

4 Der Dyke

Der Dyke wurde erstmalig im Oktober 2012 durch den Erstautor bei einer Begehung anlässlich der Abfassung der Erläuterungen für Blatt Zürich des geologischen Atlas der Schweiz (Pavoni et al. 2015) entdeckt. Seit her hat die andauernde Erosion des Tobelhangs ziemlich unterschiedliche Anschnitte durch den Dyke geschaffen, was durch die Fotografien der Jahre 2012, 2015 und 2016 belegt wird (Fig. 4, 5 und 6). Die wechselnden Formen und Dimensionen lassen einen sehr unregelmässigen Sedimentkörper erahnen, der im Schnitt mit ca. 20°-30° nach Westen einfällt, dabei jedoch aber auch vertikale, ost-west orientierte Abschnitte aufzuweisen scheint, wie die Situation von 2012 nahelegt. Er weist eine maximal aufgeschlossene Länge von ca. 3 m auf, wobei seine Fortsetzung unter dem Bachniveau nicht bekannt ist. Seine Dicke schwankt beträchtlich und liegt meist zwischen ca. 10 und 40 cm, wobei er gegen sein laterales Ende eher dicker und unregelmässiger wird und mit zwei dornartigen Fortsätzen schliesslich ziemlich abrupt endet (Situation 2016). Der Dyke durchschlägt stark sandige kiesige Moräne (Lithofazies B, ca. 5-6 m), welche basal (d.h. auf Niveau des Baches) eine besser sortierte Kieslinse mit überlagernder dünner Siltlage aufweist (Fig. 5), und ihrerseits von rund 15 bis 20 m dichtgelagerter

Grundmoräne mit kleinen Findlingen überlagert wird. Er selbst besteht aus sandig-tonigem beige Silt mit kleinen Steinen, welche vielleicht vom Umgebungslockergestein beim Intrusionsprozess aufgenommen worden sind. Bemerkenswert und bezüglich der Genese des Dykes vermutlich bedeutsam (siehe unten) sind bis zu 10 cm grosse, scharf begrenzte Sand-Kies-Nester, welche aus dem Umgebungslockergestein stammen dürften (Fig. 6). Teils erscheint der Silt des Dykes völlig homogen, häufig ist er aber fein laminiert (Fig. 4d). Die Grenze des Dykes ist meist scharf, jedoch unregelmässig. Das bestehende Gefüge des umgebenden Schotter wird durch ihn durchschlagen, aber nicht im Geringsten gestört, was an der basalen Kieslage mit dem Siltschichtchen im Dach abgelesen werden kann (Fig. 5), welche ungestört durch den Aufschlussbereich hindurchzieht.

5 Mögliche genetische Deutungen

Es sei hier im Folgenden kurz versucht, einige mögliche Deutungsansätze dieses merkwürdigen Phänomens zu skizzieren. Die an und für sich noch ziemlich überschaubare Literatur zum Thema der klastischen Dykes in glazigenen Quartärablagerungen, lässt sich grob in zwei Erklärungsschulen aufteilen. In der älteren Literatur wurde das Vorkommen klastischer Dykes und keilartiger Sedimentfortsätze in glazigenen Sedimenten («till dikes» und «till wedges») oftmals mit der Annahme klaffender Spalten in durchgehend gefrorenen subglazialen Sedimenten und ihrer nachträglichen Füllung durch sandigen Silt (Till) in Verbindung gebracht (z.B. Dionne und Shilts 1974, Dreimanis 1992). Wahrscheinlich im Zuge des während der 1980er Jahre wachsenden Bewusstseins



Fig. 4: Der Dyke während der Jahre 2012 und 2015. a: Situation 2012, man erkennt, dass der Dyke schräg und beinahe hangparallel in die Aufschlusswand hineinzuziehen scheint. b, c und d: Situation 2015, man beachte die leichten Verbiegungen des Dykes sowie die schwach angedeutete interne Feinschichtung und Lamination.

(z.B. Boulton 1986) eines mobilen, wassergesättigten und stark deformierten Sedimentbetts an der Basis der meisten Gletscher (insbesondere der vermutlich temperierten eiszeitlichen Gletscher in gemässigten Breiten), gingen die neueren Diskussionen von «till dykes» and «till wedges» meist von einer Bildung in nicht gefrorenem Sediment aus (Larsen & Mangerud 1992, Le Heron & Etienne 2005, van der Meer et al. 2009).

In einer grundlegenden Studie zur subglazialen Hydrologie grosser Eisschilde, brachten Boulton & Caban (1995) die Bildung sedimentärer Dykes mit hydraulischem Aufbre-

chen subglazialer Sedimente oder des Felsbettes selbst in Verbindung. Beim Prozess des hydraulischen Aufbrechens kommt es zur Bildung von Diskontinuitäten in Folge eines gesteigerten Porenwasserdruckes, welcher schliesslich die Grösse der kleinsten Hauptspannung im Sediment oder Fels erreicht und somit zum Aufbrechen führt (analog zum künstlich induzierten «hydraulic fracturing» der Kohlenwasserstoffgewinnung oder Tiefengeothermie). Entscheidend hierfür sind wenig permeable Schichten im sub- oder proglazialen Umfeld, welche die Drainage von Schmelzwasser verhindern und somit den Aufbau markanter hydraulischer

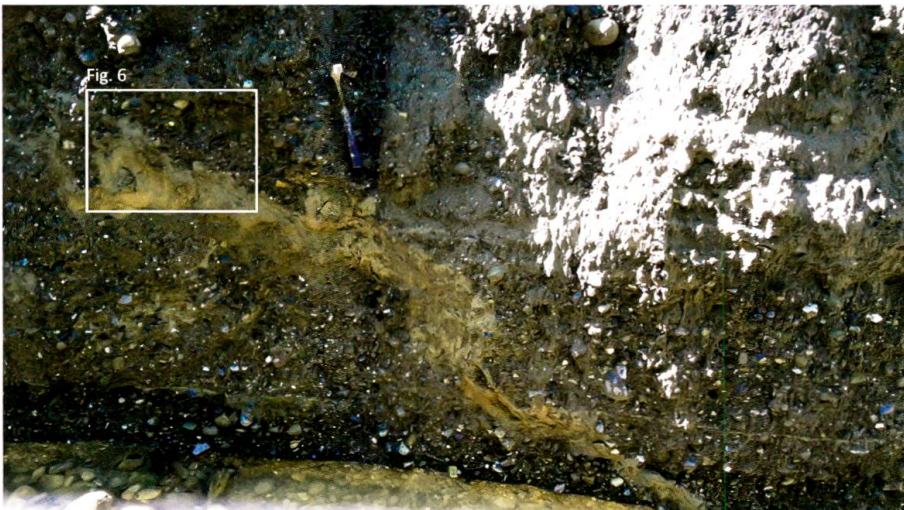


Fig. 5: Der Dyke im Frühling 2016. Man beachte, dass er sein Umgebungslockergestein (basale kiesige Lage mit überlagernder dünner Siltschicht) ohne merkliche Störung diskret durchschlägt, und dass er sich nicht mit seiner Umgebung zu vermischen scheint.



Fig. 6: Der Dyke im Frühling 2016: Nahaufnahme seines distalen Endes. Gut erkennbar sind die Sand/Kies-Komponenten, welche im Silt/Sand des Dykes schwimmen und vermutlich aus dem Umgebungslockergestein stammen dürften.

scher Potentialdifferenzen ermöglichen. Dabei spielt es prinzipiell keine grosse Rolle, ob es sich bei diesen wenig permeablen Schichten um Tonlagen, wenig durchlässigen Fels oder Permafrost handelt. Klastische Dykes bilden sich meist entlang der Potentialgefälle und sie führen zu einer Reduktion derselben einerseits durch Entwässerung, als auch durch lokale Erhöhung der Permeabilität, weshalb van der Meer et al. (2009) in ihnen eigentlich «Sicherheitsventile» glazialer hydrologischer Systeme sehen. Durch eine Kombination bodenmechanischer und hydrologischer Überlegungen gelangten Boulton & Caban (1995) zu einem Modell der Bildung klastischer Dykes, welches zum Schluss führte, dass Dykes sich bevorzugt im rand-subglazialen Umfeld bilden. Dabei scheint die Orientierung und Füllungsrichtung u.a. eine Funktion der Lage in Bezug

zum Gletscherrand zu sein: unter dem Gletscherrand treten v.a. von oben nach unten gefüllte Dykes auf, welche sich Richtung Gletschervorfeld neigen, während direkt ausserhalb des Gletscherrandes Dykes auftreten, welche von unten nach oben gefüllt werden und gletscherwärts einfallen. Das Boulton & Caban Model erhielt gute Bestätigungen durch rezente Dykes in Gletschervorfeldern Süd-Islands (Le Heron & Etienne 2005, van der Meer 2009), wobei es sich dort allerdings ausschliesslich um gletscherabwärts fallende, von oben nach unten fallende Dykes handelte.

5.1 Anwendung auf den Elefantenbach: Annahmen

In diesem Kontext ist der Dyke vom Elefantenbach tatsächlich etwas Spezielles. Seine

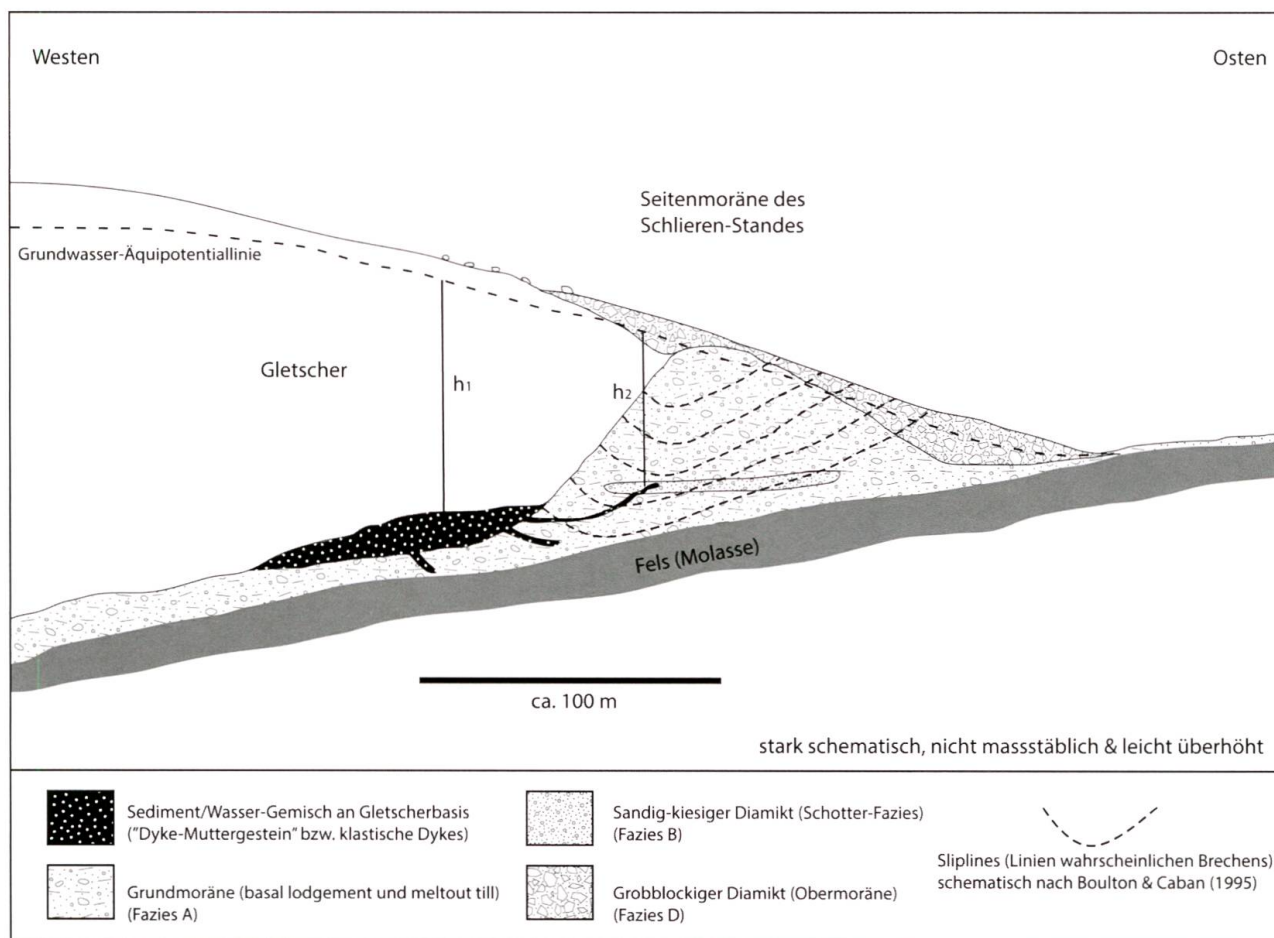


Fig. 7: Stark schematisches und nicht massstäbsgetreues, mögliches Erklärungsschema zur Dyke-Genese. Für weitere Ausführungen sei auf den Text verwiesen. Diese Figur stellt kein konkretes geologisches Profil der Umgebung des Elefantenbaches dar, sondern dient lediglich als Diskussionsgrundlage.

Geometrie legt nahe, dass er von unten nach oben eingedrungen ist, und das geologische Umfeld lässt den Schluss zu, dass er sich seinerzeit gletscherwärts neigte. Er passt somit gut zum zweiten Typus des Boulton & Caban Models, welcher zwar theoretisch bekannt war, jedoch in der Literatur bisher kaum beschrieben wurde (mit der Ausnahme eines Beispiels, welches Dreimanis [1992] aus Lettland beschrieb). Es sei hier also versucht, mögliche Erklärungsansätze für den speziellen Fall des Dykes vom Elefantenbach zu skizzieren (vgl. Fig. 7), welche die generellen Ideen von Boulton & Caban (1995) mit der konkreten glaziologischen Situation des Gebietes von Zürich Witikon während des Rückzugsstadiums von Schlieren kombinieren. Dabei wird davon ausgegangen, dass der Dyke sich erst nach Ablagerung der mächtigen Grundmoräne, welche sein Wirtlockergestein überlagert, aber noch vor dem endgültigen Rückzug des Gletschers vom Schlierenstand bildete. Diese Grundmoräne bringen wir aufgrund ihrer Lage und Mächtigkeit mit dem Seitenmoränenkomplex des Schlieren-Standes in Zusammenhang und wir gehen von einem überkonsolidierten, wenig bis kaum permeablen Sedimentkörper aus, wie es für Seitenmoränen durchaus üblich sein kann (vgl. z.B. Schlüchter 1999 für instruktive Beispiele solcher «Grundmoränenbildung in lateraler Position»), welcher nur oberflächlich von blockigem Obermoränenmaterial überlagert wird. Die implizite Annahme eines letzteiszeitlichen Alters für diese ganze Sedimentabfolge ist allerdings keineswegs zwingend und bedarf einer kurzen Diskussion. Traditionell wurde und wird davon ausgegangen, dass die grosse Mehrheit der Quartäraufschlüsse in der weiteren Umgebung von Zürich letzteiszeitlichen Alters seien (vgl. z.B. Pavoni et al. 1992). Allerdings häufen sich Hinweise für weitverbreitete Glazialablagerungen, welche sicher älter sind als der letzte grosse Eisvorstoss ins Mittelland (das «LGM»), so beispielsweise am nahegelegenen Zürichberg (z.B. Schlüchter & Röthlisberger 1995, Pavoni et

al. 2015). Ein solches höheres Alter ist auch für die glazialen Ablagerungen im Elefantenbach nicht gänzlich auszuschliessen. Insbesondere ist die mächtige Grundmoräne bemerkenswert, welche über dem Dyke liegt und den Kern des Seitenmoränenwalles von Zürich Witikon zu bilden scheint. Wenn dem tatsächlich so wäre, so könnte man argumentieren, dass nur das oberflächennahe grobblockige Obermoränenmaterial letzteiszeitlichen Alters wäre, und hier einem stark konsolidierten Schichtkomplex höheren Alters aufgesetzt wäre (Hinweis Matthias Freimoser). Da aber bislang keine Datierungen vorliegen, und zudem keine Diskontinuitätsflächen zwischen den Aufschlüssen am Bach selbst und den höher liegenden Moränenablagerungen des Schlieren-Standes beobachten werden konnte, gehen wir im Folgenden von einem durchgehend letzteiszeitlichen Alter aus, ohne dadurch ein möglicherweise höheres Alter ausschliessen zu wollen.

Der nahegelegene Gletscher übte auf seinen Seitenmoränenwall Druck aus, welcher auf Fig. 7 schematisch durch Linien wahrscheinlichen Brechens («sliplines», gezeichnet nach Boulton & Caban 1995) dargestellt sind. Die Frage, ob zur Zeit des Schlierenstandes im betrachteten Gebiet mit Permafrost, und speziell in den kurz zuvor abgelagerten Glazialsedimenten, gerechnet werden muss, ist theoretisch nicht leicht zu beantworten. Während für den letzteiszeitlichen Maximalstand weitverbreiteter Permafrost im Schweizer Mittelland dokumentiert ist (z.B. Boesch 1969, Furrer & Fitze 1970, Haeblerli & Schlüchter 1987), ist die Evidenz für das darauffolgende Rückzugsstadium von Schlieren, welches als ein temporäres Vorrücken der Gletscher betrachtet werden muss (z.B. Heiri et al. 2014), nicht so klar. Es sei indessen darauf hingewiesen, dass Solifluktionsphänomene aus dem zürcherischen Rheintal (Boesch 1969), sowie glazialtektonisch gestauchte Niederterrassenschotter östlich von Winterthur (Schindler et al.

1978) als mögliche Hinweise für Permafrost während der Rückzugsstände von Schlieren und Zürich gewertet werden können. Der letztere Fall ist auch insofern instruktiv für die mögliche Erklärung des Dykes von Witikon, als er nahelegt, dass zuvor geschüttete Fluvioglazialschotter zu einem kurz späteren Zeitpunkt bereits relativ tiefgründig gefroren waren und somit wie ein Festgestein auf glaziale Deformation reagiert haben.

Die Feldevidenz von Zürich Witikon könnte tatsächlich gut in dem Sinne gedeutet werden, dass der sandig-kiesige Diamikt (Lithofazies B), in welchem sich der Dyke befindet, zum Zeitpunkt der Intrusion gefroren war. Dafür sprechen der scharfe Kontakt ohne deutliche Anzeichen einer Vermischung der zwei Sedimente, sowie die aus dem Umgebungslockergestein stammenden Sand-Kies-Linsen im Dyke, welche in nicht gefrorenem Zustand vermutlich zerfallen wären (vgl. auch Dreimanis 1992 für eine ähnliche Argumentation an Beispielen aus Lettland und Kanada). Es werden daher im Folgenden zwei Erklärungsansätze skizziert, wobei einer mit und einer ohne Permafrost operiert.

5.2 Anwendung auf den Elefantenbach: Deutungsansätze

In einem ersten möglichen Ansatz wird davon ausgegangen, dass im und unter dem Gletscher reichlich Schmelzwasser vorhanden war, der Seitenmoränenkomplex jedoch ganz oder teilweise gefroren war. An der Gletscherbasis sich bildende Sediment-Wasser-Gemische konnten somit nicht drainiert werden und es bauten sich hydraulische Potentiale auf, welche der Eisüberlast bzw. der Wassersäule h_1 (im Spaltensystem des Gletschers) entsprachen. Sobald sich h_1 der minimalen Hauptspannung im gefrorenen Seitenmoränenkomplex näherte, kam es zur Bildung von Brüchen bzw. klastischen Dykes. Diese pflanzten sich ungefähr (wahr-

scheinlich aber nicht genau, da Inhomogenitäten des Sediments eine beträchtliche Rolle gespielt haben dürften) entlang der sliplines gemäss des Boulton & Caban Modells (und ungefähr parallel des hydraulischen Gradienten mit Betrag $\Delta p = h_1 - h_2$) ins gefrorene Sedimente fort. Dabei wurde dessen Permeabilität lokal erhöht und es kam somit zu einer Absenkung von h_1 . Es ist gut möglich, dass dieser Prozess zyklisch erfolgt ist. Die Sand-Kies-Linse (Lithofazies B), in welcher sich der Dyke befindet, spielte dabei keine aktive Rolle.

In einem anderen Ansatz wird von einem nicht gefrorenen Seitenmoränenkomplex ausgegangen. Aufgrund der sehr geringen Permeabilität des stark gepressten Seitenmoränenwalles (Schlüchter 1999), kam es aber auch in diesem Szenario zum Aufbau eines hydraulischen Gradienten mit Betrag Δp zwischen dem Sediment-Wasser-Gemisch der Gletscherbasis und dem Gletschervorfeld. Analog zum ersten Modellansatz entstanden Brüche und Dykes, welche in der Grundmoräne (mit wenig seitlichem Wasserabfluss) dünn und diskret blieben, sich aber ausweiteten und drainiert werden konnten, sobald sie in permeable Linsen wie die des sandig-kiesigen Diamikts (Lithofazies B) des Elefantenbach-Dykes eintraten. Es kam an solchen Orten also zu Wasserabfluss ins umgebende permeable Lockergestein, rascher Absenkung des hydraulischen Potentials und einer «Erstarrung» des vormals fluiden Sediment-Wasser-Gemisches in Form eines unregelmässig begrenzten Dykes. Die sandige-kiesige Diamiktlinse spielte in diesem Szenario also eine aktive Rolle, indem sie den Dyke entwässerte und somit zu seiner Erstarrung führte.

6 Schluss und Ausblick

Beide oben skizzierten Erklärungsansätze haben sowohl theoretisch als auch feldbezogen ihre Vor- und Nachteile und es soll hier

nicht entschieden werden, welcher der wahrscheinlichere sei, da vermutlich sowie so eine hybride Erklärung den beobachteten Tatsachen am besten gerecht werden dürfte. Es soll an dieser Stelle bloss noch einmal betont werden, welche bemerkenswerte Vielfalt an sedimentären Strukturen auch in «normalen» Seitenmoränenkomplexen verborgen sind, und dass aus ihnen interessante Befunde zur Geschichte der ausgehenden letzten Eiszeit abgeleitet werden können, welche dann mit den Erkenntnissen aus der modernen Klimaforschung verglichen werden können. Auch in Zeiten immer verfeinerter und analytisch komplexerer paläoklimatischer Rekonstruktionen der Eiszeiten (z.B. Heiri et al. 2014), sollte nicht vergessen werden, dass allein schon die Fazies und interne Struktur glazigener Sedimente ein vermutlich robustes Archiv der damaligen klimatischen und v.a. hydrologischen Verhältnisse darstellt (vgl. auch Haeberli & Schlüchter 1987).

Und schliesslich sind solch kleinräumige Strukturen wie der hier beschriebene Dyke auch für die angewandte Geologie von einem gewissen Interesse, denn diese wurden nicht nur einst durch hydraulische Potentialdifferenzen an der Gletscherbasis und im unmittelbaren Gletschervorfeld geschaffen, sondern sie geben auch gegenwärtig in Aquiferen Anlass zu diskreten Potentialsprüngen. Insbesondere der zukünftige innerstädtische Tunnelbau könnte vielleicht weitere schöne Beispiele ans Tageslicht fördern.

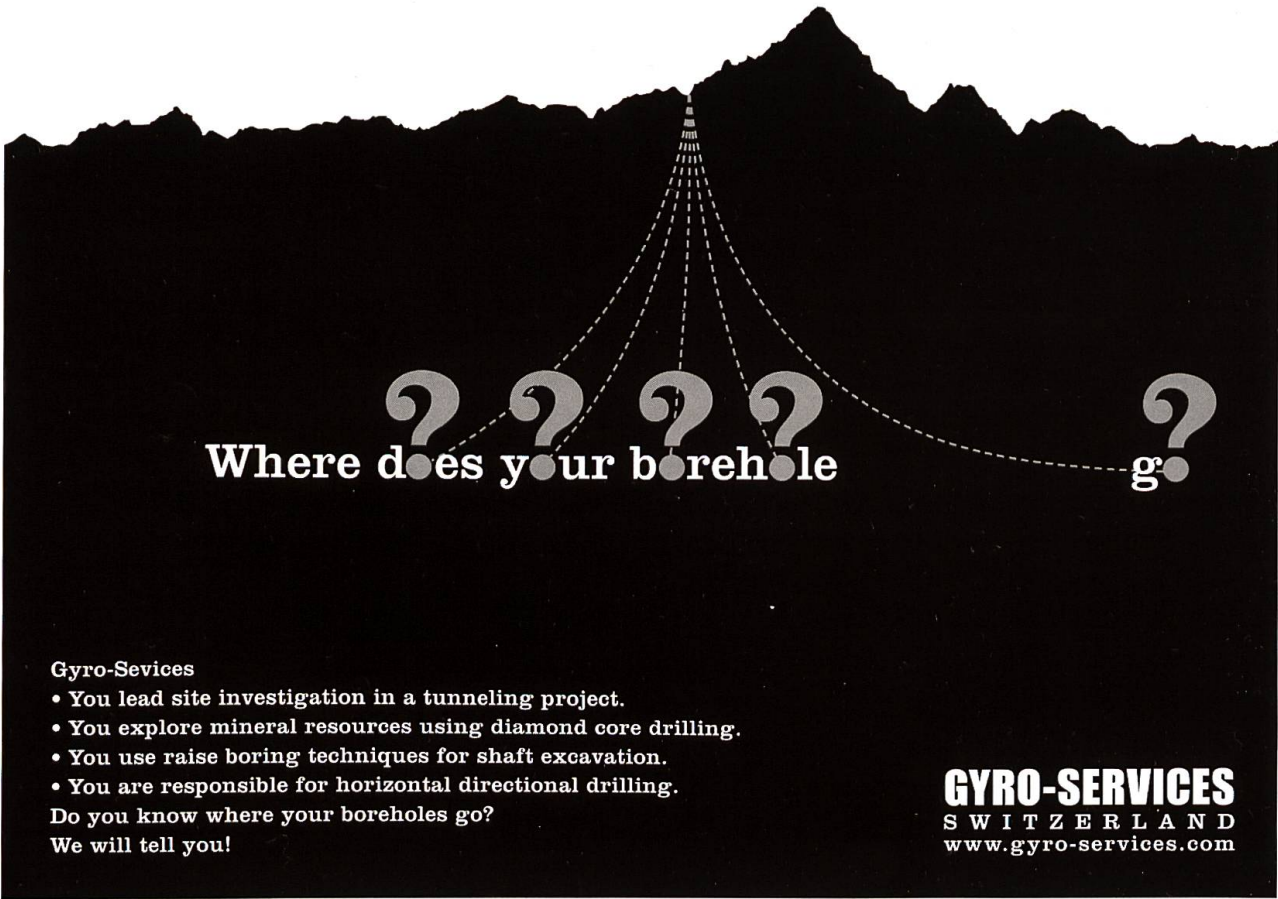
Verdankung

Herzlichen Dank gebührt den Herren Matthias Freimoser (Dr. von Moos AG) und Peter Haldimann (Dr. Heinrich Jäckli AG) für anregende Diskussionen und die kritische Durchsicht einer ersten Fassung des vorliegenden Artikels. Für die Interpretation des hier beschriebenen Dykes und insbesondere seine Alterszuweisung sind hingegen alleine die beiden Autoren verantwortlich.

Literatur

- Boesch, H. 1969: Spät- und postglaziale Entwicklung im zürcherischen Rheintal. *Geographica Helvetica*. 24/3, 108-110.
- Boulton, G.S. 1986: A paradigm shift in glaciology? *Nature*. 322, 18.
- Boulton, G.S. & Caban, P. 1995: Groundwater flow beneath ice sheets: part II – its impact on glacial tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews*. 14, 563-587.
- Dionne, J.-C. & Shilts, W.W. 1974: A Pleistocene clastic dyke, upper Chaudière valley, Québec. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 11, 1594-1605.
- Dreimanis, A. 1979: The problems of waterlain tills. In Ch. Schlüchter (Hrsg.), *Moraines and Varves* (S. 167-177). Balkema, Rotterdam.
- Dreimanis, A. 1992: Downward injected till wedges and upward injected till dikes. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ca 81*, 91-96.
- Dreimanis, A. & Rappol, M. 1997: Late Wisconsinan sub-glacial clastic intrusive sheets along Lake Erie bluffs, at Bradville, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*. 111, 225-248.
- Drewry, D. 1986: *Glacial geologic processes*. Edward Arnold (Publishers), London.
- Furrer, G. & Fitze, P. 1970: Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft*. 115/3, 353-368.
- Haerberli, W. & Schlüchter, Ch. 1987: Geological evidence to constrain modeling of the Late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). In IAHS & (Hrsg.), *The physical basis of ice sheet modelling*. Proceedings of the Vancouver Symposium, IAHS Publication No. 170, 333-346.
- Heiri, O., Koinig, K.A., Spötl, C., Barrett, S., Brauer, A., Drescher-Schneider, R., Gaar, D., Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Luetscher, M., Moran, A., Nicolussi, K., Preusser, F., Schmidt, R., Schoeneich, P., Schwörer, C., Sprafke, T., Terhorst, & B. Tinner, W. 2014: Palaeoclimate records 60-8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. *Quaternary Science Reviews*. 106, 186-205.
- Larsen, E. & Mangerud, J. 1992: Subglacially formed clastic dikes. *Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ca 81*, 163-170.
- Letsch, D. 2012: Deutungsversuch einer komplexen eisrandnahen Talfüllung: die Wulp-Schotter und ihr glaziales Umfeld. *Swiss Bulletin für angewandte Geologie*. 17/1, 61-76.
- van der Meer, J.J.M. 1980: Different types of wedges in deposits of Würm age from the Murten area (Western Swiss Plain). *Eclogae geologicae Helveticae*. 73/3, 839-854.
- van der Meer, J.J.M., Kjaer, K.H., Krüger, J., Rabassa, J. & Killfeather, A.A. 2009: Under pressure: clastic dykes in glacial settings. *Quaternary Science Reviews*. 28, 708-720.
- Menzies, J. 2002: *Modern & Past Glacial Environments*. Butterworth & Heinemann, Oxford.

- Pavoni, N., Jäckli, H. & Schindler, C. 1992: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000: Blatt 1091 Zürich.
- Pavoni, N., Schindler, C., Freimoser, M., Haldimann, P. & Letsch, D. 2015: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000: Blatt 1091 Zürich. Erläuterungen.
- Schindler, C. 2004: Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F. 169. Lieferung.
- Schindler, C., Röthlisberger, H. & Gyger, M. 1978: Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. *Eclogae geologicae Helvetiae*. 71/1, 159-174.
- Schlüchter, Ch. 1989: Eiszeitliche Lockergesteine – Geologie, Genese und Eigenschaften – Ein Beitrag zu den Beziehungen zwischen fundamentaler und angewandter Eiszeitgeologie. Habilitationsschrift, ETH Zürich.
- Schlüchter, Ch. 1997: Sedimente des Gletschers (Teil I). *Bulletin für angewandte Geologie*. 2/2, 99-112.
- Schlüchter, Ch. 1999: Sedimente des Gletschers (Teil II). *Bulletin für angewandte Geologie*. 4/1, 67-75.
- Schlüchter, Ch. & Röthlisberger, C. 1995: 100'000 Jahre Gletschergeschichte. In Schweizerische Gletscherkommission (Hrsg.), *Gletscher im ständigen Wandel* (S. 47-63). Vdf Verlag, Zürich.
- Schlüchter, Ch. & Wohlfarth-Meyer, B. 1987: Till facies varieties of the Swiss Alpine Foreland. In J.J.M. van der Meer (Hrsg.), *Tills and Glaciotectonics* (S. 67-72). Balkema, Rotterdam.
- Trümpy, R. 1983: Die Schweizer Geologie von 1932 bis 1982. *Eclogae geologicae Helvetiae*. 76/1, 65-74.
- Wyssling, G. 2008: Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000: Blatt 1092 Uster. Erläuterungen.



Where does your borehole go?

Gyro-Service

- You lead site investigation in a tunneling project.
- You explore mineral resources using diamond core drilling.
- You use raise boring techniques for shaft excavation.
- You are responsible for horizontal directional drilling.

Do you know where your boreholes go?
We will tell you!

GYRO-SERVICES
S W I T Z E R L A N D
www.gyro-services.com