

# Die Entstehung des Küssnachter Tobels

Peter Haldimann

## 1. Die Geschichte beginnt im Miozän, als das Klima noch mediterran war

Unser Einstieg ins Küssnachter Tobel und in seine Geschichte beginnt 17 Millionen Jahre vor heute. Wir sind im Miozän und stehen am Ort des späteren Küssnachts. Hier gibt es allerdings noch kein Tobel, sondern es erstreckt sich eine flache Seen- und Sumpflandschaft unter mediterranem Klima, etwa auf Meeresebene. Vor wenigen Jahrtausenden hat sich das Meer nach Südwesten zurückgezogen, und in den Seen und Flüssen zirkuliert Süßwasser. Im Süden erahnen wir die Alpen, wie sie sich aufbauen und erheben. Sie sind nicht mit Schnee gekrönt, und es gibt noch keine Gletscher, dafür ist das Klima warm. Aus den Alpentälern treten Flüsse aus und tragen grosse Mengen an Schutt, vorwiegend Sand und Ton, zeitweise aber auch Kies, aus den werdenden Alpen hinaus ins Vorland, wo sie ruhig mäandrieren und ihre Fracht schichtweise zur Ablagerung bringen. Wir nennen diese Schichten «Obere Süßwassermolasse», im Gegensatz zur darunterliegenden, etwas älteren «Oberen Meeresmolasse».

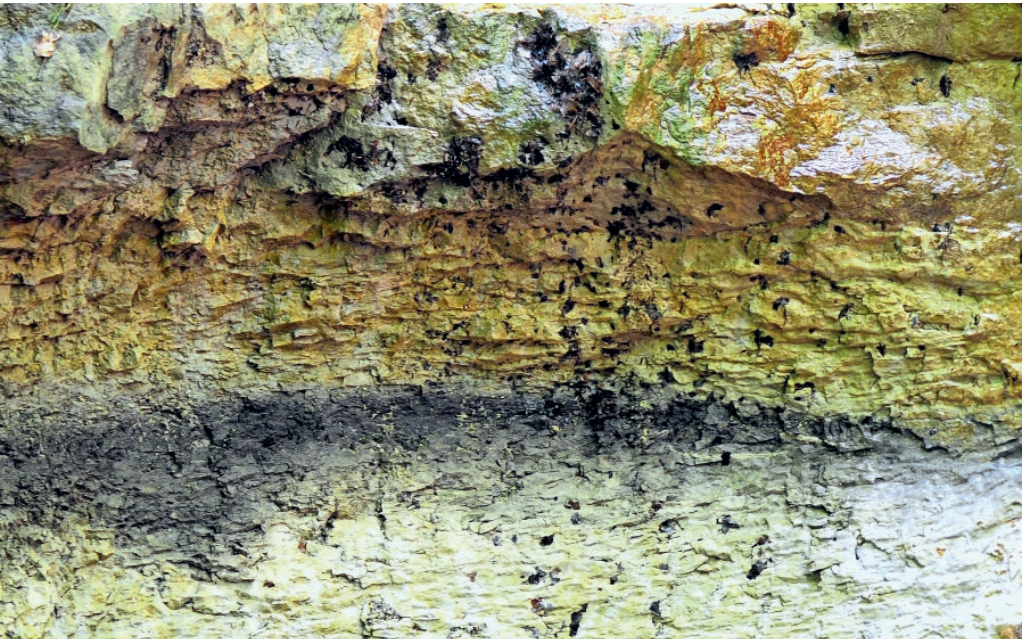


Das Mittelland im Miozän. Bild Ernst Maass, Gletschergarten, Luzern

An den Flanken des Küssnachter Tobels können die Ablagerungen der Molasse im Detail studiert werden. Die wichtigsten Sedimente sind tonige Mergel, horizontal geschichtete Stillwasserablagerungen, die in flachen Seen gebildet wurden. Unterbrochen werden



*Horizontal geschichtete Mergel (rotbraun) und darüber rinnenförmiger Sandstein.*



*Dieser Schwarzhorizont zeigt eine durch Flusssedimente verschüttete Vegetation.*



sie häufig durch härtere Sandsteinschichten, welche von Überschwemmungen durch mäandrierende Flüsse zeugen. Solche Sandsteinschichten besitzen oft konvexe Untergrenzen, an denen die Struktur der einstigen sandführenden Flussrinnen zu erkennen ist.

Zwischen den Süswasserseen erstreckten sich Buschlandschaften und ganze Wälder, die zeitweise überschwemmt wurden, abstarben und unter Sedimenten zugedeckt wurden. Aus dem organischen Material und den Pflanzenresten entstanden innerhalb der Molasse sogenannte Schwarzhorizonte, wie sie im Tobel vereinzelt vorkommen. Wenn besonders viel Pflanzenmaterial im Spiel war, entstanden sogar eigentliche Kohlenhorizonte, die z.B. im Bergwerk Käpfnach, Horgen, abgebaut wurden.

Etwas weiter östlich, im Gebiet des heutigen Hörnli-Berglandes, herrschten etwas wildere Ablagerungsbedingungen. Hier flossen Flüsse mit mehr Reliefenergie. Sie führten aus den Alpen kiesigen Schutt heran und lagerten diesen in Form von Schuttfächern ab. Der Kies wurde später zur Nagelfluh verfestigt, welche das ganze Hörnlimassiv und das Tössstal aufbaut. Gegen das Ende der Molassezeit erreichten Ausläufer dieser Kiesschüttungen auch das Gebiet von Küsnacht. Davon zeugen Nagelfluhschichten in den jüngeren, höher gelegenen Molasseablagerungen auf der Forch und auf dem Pfannenstil. Im Tobel tritt diese Nagelfluh nicht zutage.

Ein besonderes Ereignis zu jener Zeit waren vulkanische Eruptionen, teils im benachbarten Hegau, teils im weiter entlegenen Ungarn. Dabei wurden vulkanische Aschen in die Atmosphäre geschleudert, durch Winde bis in die Schweiz verfrachtet und schichtweise in der Molasse abgelagert. Solche Aschenhorizonte werden Bentonit genannt. Sie enthalten das Schichtmineral Montmorillonit, ein quellfähiges Mineral mit günstigen mineralischen Eigenschaften. Bentonit wird zum Beispiel in der Bautechnik für Abdichtungen oder in der Tiefbohrtechnik als Stütz- und Dichtmittel verwendet. Bentonitschichten erlauben auch eine genaue Datierung der Sedimentabfolge. Im Raum Küsnacht ist eine solche Bentonitschicht, der sogenannte «Küsnachter Bentonit», im mittleren Tobel am Hofstetterbach und etwas weiter bachaufwärts in der rechten Talflanke aufgeschlossen. Sein Alter wurde auf 14,9 Millionen Jahre datiert.

Unter derartigen, meist ruhigen Verhältnissen wurden im sogenannten Molassebecken im Alpenvorland, also im heutigen Mittelland, während mehr als 6 Millionen Jahren Schicht um Schicht mehr als 500 Meter Sedimente der Oberen Süswassermolasse angehäuft. Gleichzeitig mit der Sedimentation senkte sich das Land um einen gleich grossen Betrag ab, sodass das Gelände immer knapp über Meeresniveau lag.

Diese Ruhe endete abrupt im oberen Miozän vor etwa 11 Millionen Jahren. Damals ging die Absenkung des Alpenvorlandes in Hebung über, und es begann die Auffaltung der Juraketten. Die Molassesedimentation wurde gestoppt, und die Flüsse, die bis dahin im Molasseland ihre Sedimentfracht abgelagert hatten, begannen, Flusstäler einzukerben. Die bisherige Akkumulation ging in Erosion über. Die Hebung des Molassebeckens im Alpenvorland dauerte während der letzten 11 Millionen Jahre an und ist heute noch im Gange, mit etwa 12 mm in 100 Jahren.

Dieser Hebung haben wir zu verdanken, dass die jüngsten Molasseschichten, die ursprünglich wenig über Meeresniveau gelegen hatten, heute auf etwa 900 bis 1000 m ü.M. liegen. Während dieser viele Millionen Jahre dauernden Hebung entstanden durch Kom-

pression und Umformungsprozesse (Diagenese) aus den ursprünglich lockeren Sedimenten Sedimentgesteine: Aus kalkig-tonigen Seeablagerungen wurden Mergel, aus sandigen Flussablagerungen wurden Sandsteine, und aus kiesigen Bachablagerungen wurde Nagelfluh. Das schweizerische Mittelland wurde von einem Ablagerungsbecken zum Hochplateau, in das sich die aus den Alpen stammenden Flüsse sukzessive einschnitten. So entstand im späten Miozän und im Pliozän, in der langen Zeit vor 11 Millionen bis 2,6 Millionen Jahren, eine durch Flusstäler geprägte Landschaft. Das Zürichseetal wurde in jenen Jahr-  
millionen durch eine Ur-Limmat als ausgeprägtes Flusstal aus dem Molassehochland herausmodelliert. Das Küssnachter Tobel existierte noch nicht.

## 2. Es wird kälter – das Eiszeitalter

Vor rund 2,6 Millionen Jahren begann das Eiszeitalter, der Geologe spricht vom Pleistozän. Die Polkappen begannen zu vereisen, und auf den sich immer noch hebenden Alpen begannen Gletscher zu wachsen. Sie bewegten sich talwärts ins Mittelland hinaus und folgten dabei den vorgeprägten Flusstälern. Durch das Flusstal, welches später zum Zürichseetal wurde, stiess der Zürichsee-Arm des Rhein-Linth-Gletschers vor, durch das benachbarte Glatttal dessen Glatttal-Arm. Während der nächsten 2 Millionen Jahre wechselten sich in einem etwa 40 000-jährigen Zyklus Kaltzeiten und Warmzeiten ab. Während der Kaltzeiten stiessen die Gletscher ins Mittelland vor, während der Warmzeiten zogen sie sich zurück, insgesamt wohl bis zu 50-mal. Auf diese Weise wurden im schweizerischen Mittelland die heutigen Täler angelegt und sukzessive verbreitert und vertieft, so auch das Zürichseetal. Es ist gut vorstellbar, dass sich jeweils in den Warmzeiten in den Tälern



*Der Rhein-Linth-Gletscher im Zürichseebecken. Bild Oswald Heer 1865*

Seen, analog den heutigen, ausdehnten, welche in der nächsten Kaltzeit wieder unter dem Gletscher verschwanden.

Vor etwa 650 000 Jahren trat eine Wende in diesem Geschehen ein, wir nennen sie die mittelpleistozäne Wende: Der bisher 40 000-jährige Zyklus zwischen Kalt- und Warmzeiten wurde zu einem etwa 100 000-jährigen. Das heisst, es gab von da an weniger Kaltzeiten, dafür wurden diese akzentuierter, sprich kälter. Die mittel- und jungpleistozänen Eisvorstösse ab etwa 650 000 Jahren waren kräftiger und entwickelten eine grössere Erosionskraft als die altpleistozänen. Auf diese Weise wurden seither die Mittellandtäler über tieft, und im Zürichseetal entstand im Molasse-Untergrund ein bis etwa 100 m ü.M. eingekerbtes Trogtal.

Kehren wir nun zurück ins Gebiet des Küssnachter Tobels und versetzen uns in die vorletzte Warmzeit. Diese herrschte vor etwa 128 000 bis 115 000 Jahren, und das Klima war vermutlich wärmer als heute. Das Zürichseebecken hatte nun schon eine ähnliche Form und Tiefe wie das heutige; in ihm erstreckte sich zweifellos ein See analog dem heutigen, und dieser war gesäumt von sanft gerundeten, vielleicht terrassenförmig gestuften und wahrscheinlich bewaldeten Hängen wie heute. Das vom Pfannenstil und von der Forch abfliessende Wasser strebte dem See zu, und es stellt sich die Frage, ob das Küssnachter Tobel schon damals existierte.

Um diese Frage zu ergründen, wenden wir uns dem im mittleren Teil des Tobels bei der Drachenhöhle aufgeschlossenen Wulp-Schotter zu. Es ist dies ein sehr kalkreicher, schwach zu Nagelfluh verkitteter, in fliessendem Wasser abgelagerter Schotter mit gut gerundeten Komponenten. Der Schotter zeigt alle Eigenschaften einer in Gletschernähe durch Schmelzwässer gebildeten und unter Einfluss von Gletschermilch zementierten eiszeitlichen Ablagerung. Die detaillierte Untersuchung des Wulp-Schotters von Dominik Letsch<sup>1)</sup> lässt zwar verschiedene Deutungsmöglichkeiten offen, doch ist der Befund am einfachsten wie folgt zu erklären:



*Wulp-Schotter als eiszeitliche Füllung eines alten Tobels, locker mit Kalk zementiert.*

1) Letsch, Dominik (2012): Deutungsversuch einer komplexen eisrandnahen Talfüllung: Die Wulp-Schotter und ihr glaziales Umfeld. Swiss. Bull. angew. Geol. 17/1.

In der letzten Warmzeit floss ein Vorgänger des Küssnacher Dorfbaches durch ein Tobel, welches vom Pfannenstil gegen Nordwesten durch das Gebiet Limberg–Egg–Wulpwiis–Johannisburg verlief. Es querte den Lauf des heutigen Tobels zwischen dem Ruedlitobel und dem Rebrain, also etwa bei der Drachenhöhle, und war etwa gleich tief eingeschnitten wie das heutige Tobel. Anschliessend zog es gegen Nordwesten unter Itschnach und dem Schübelweier hindurch zum See. Vom heutigen Tobel war noch keine Spur vorhanden.

In der ganzen Zeit von 115 000 bis 30 000 Jahren ist im Raum Zürich trotz grösserer Klimarückschläge keine Gletscherpräsenz bekannt, d.h., das alte Tobel muss sehr lange Zeit existiert haben. Als dann aber gegen das Maximum der letzten Eiszeit, vor etwa 27 000 Jahren, der würmeiszeitliche Rhein-Linth-Gletscher wieder durch das Zürichseetal vorsties, traf er am rechten Talhang auf dieses alte Tobel. Er staute dessen Abfluss zu einem lokalen See und füllte diesen, gleichzeitig mit seinem Vorrücken, deltaförmig von unten nach oben mit gewaschenem Kies, bevor er denselben schliesslich überfuhr. Durch die Füllung der Poren mit gletschermilchartigen Schmelzwässern, unmittelbar neben und z.T. unter dem Gletschereis, entstand der locker zementierte Wulp-Schotter in seiner heutigen Erscheinungsform.

Während des Maximums des würmeiszeitlichen Gletschervorstosses im Zürichseetal vor etwa 24 000 bis 23 000 Jahren, als die Gletscherstirne etwa im Limmattal bei Killwangen stand, lag Küssnacht, wie auch das Gebiet des späteren Tobels, der See, die Forch und der ganze Pfannenstil unter einer mächtigen Eisdecke. Die Oberfläche des Eises dürfte etwa auf Kote 860 bis 870 m ü.M., also knapp über der Kuppe des Pfannenstils gelegen haben.

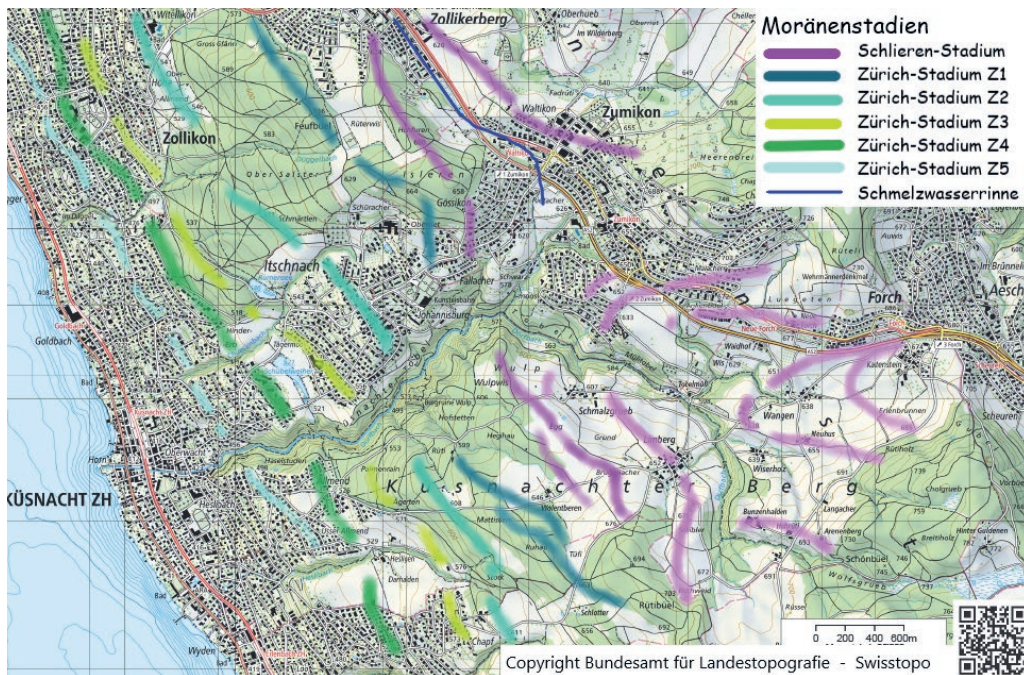
### **3. Es taut, die Gletscher weichen zurück**

Vor 23 000 Jahren wurde das Klima wärmer, die Gletscher begannen zu schmelzen und zogen sich langsam in die Alpen zurück. Beim Rhein-Linth-Gletscher vollzog sich dieser Rückzug in Etappen mit einzelnen Zwischenhalten<sup>2)</sup>. Bei jedem Zwischenhalt formte der Gletscher eine Moräne, wir sprechen von Rückzugsstadien. Ein erstes Rückzugsstadium war das Schlieren-Stadium vor etwa 21 500 Jahren. Den Namen gab der markante Moränenwall, der beim Weininger Kreuz zwischen Schlieren und Unterengstringen das Limmattal quert. Beim Rückzug zum nächstjüngeren, dem Zürich-Stadium, unterscheiden wir heute vier Sub-Stadien Z1 bis Z4. Bei jedem Sub-Stadium entstanden an den Talrändern Staffeln von mehr oder weniger deutlichen Seitenmoränen. Und gleichzeitig mit dem Eisabbau wurde der Bereich des Tobels im Zeitraum vor 21 500 bis 19 500 Jahren von oben nach unten eisfrei.

Das eigentliche Zürich-Stadium mit dem eindrücklichen Moränenkranz von Wollishofen über die Enge, die Katz, den Lindenhof und die hohe Promenade bis nach Zollikon und Küssnacht wurde vom Gletscher vor etwa 19 500 Jahren erreicht. Es entspricht dem Stadium Z4.

2) Keller, Oskar & Krayss, Edgar (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. Vjhrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 150/1–2 und 150/3–4.





Die Rückzugsmoränen auf dem Künsnacher Berg haben den Verlauf des Baches geprägt.

Die Moränen der einzelnen Substadien zwischen dem Schlieren-Stadium S und dem Zürich-Stadium Z5 im Raum Künsnacht werden in dieser Abbildung gezeigt.

Eine Besonderheit im Zeitraum des Schlieren-Stadiums ist ein Eislappen des Glatttal-Arms des Rhein-Linth-Gletschers, der vom Glatttal über die Forch gegen Zumikon und den Künsnacher Berg reichte. Der Gletscher im Glatttal war also etwas kräftiger als derjenige im Zürichsee-Tal desselben Gletschers. Denn als letzterer bereits bis ins Gebiet Zollikerberg und Limberg zurückgeschmolzen war, also vor etwa 21 500 Jahren, war die Forch noch von Gletschereis aus dem Glatttal bedeckt. Dieser Eislappen schmolz dann allmählich dahin und hinterliess im Gebiet Forch–Kaltenstein–Wangen und Ankenbüel–Limberg eine Serie von hufeisenförmigen Rückzugsmoränen (hellviolett), wie dies Nazario Pavoni<sup>3)</sup> anschaulich beschrieben hat.

Die Schmelzwässer dieses Eislappens im Gebiet Forch–Zumikon–Künsnacherberg hatten allerdings während des Eisabbaus ein Problem: sie konnten nicht zum See abfließen, denn hier lag noch Gletschereis, begleitet von Seitenmoränen. Die Haupt-Abflussrinne allen Schmelzwassers vom Künsnacher Berg war zu jener Zeit wohl die langgezogene Mulde parallel der Kantonsstrasse Zollikerberg–Zumikon. Sie zog von Waltikon gegen Unterhueb und weiter gegen Trichtenhausen zum Werenbach, wo aber noch kein Tobel existierte, und weiter nach Witikon gegen den Elefantenbach.

3) Pavoni, Nazario (2002): Die Vergletscherung des Künsnacherberges in der letzten Eiszeit. Künsnacher Jahrbuch 2002.

Die seitlichen Moränen des Schlieren-Stadiums des Zürichsee-Gletschers (dunkelviolett) ziehen einerseits vom Rosengarten (Zollikerberg) gegen Waltikon (Zumikon), und andererseits vom Zollikerberg über Hohfuren und Isleren gegen Gössikon. Auf dem Limberg entspricht dem Schlieren-Stadium die Moräne Wulp–Egg–Limberg.

Auf etwas tieferem Niveau verlaufen die Moränenwälle des Rückzugsstadiums Z1 (blaugrün), erkennbar am Feuibüel, am Südwesthang von Isleren und gegen die Tennisplätze Itschnach. Auf der linken Tobelseite entspricht diesem Stand die Moräne, welche von Rüti südöstlich der Ruine Wulp über Matistlen und Wolentberen gegen den Dachsberg (Rütibüel) zieht. Der Gletscherstand Z2 (türkis) hat die Moräne der Zolliker Allmend gebildet. Sie zieht durch den Salsterwald gegen Itschnach und begrenzt die Terrasse von Itschnach im Südwesten. Ennet dem Tobel zieht diese Moräne von Rüti über Matistlen und Ruhau gegen den Dachsberg.

Die Moräne Z3 (hellgrün) ist nicht sehr auffällig. Sie verläuft von Zollikon über das ehemalige Restaurant Rumensee zum Hügel des Wisschilchli westlich des Rumensees und weiter gegen das Alterszentrum Tägerhalde, bei dessen Bau einige schöne Findlinge geborgen wurden. Südöstlich des Dorfbaches lässt sich diese Moräne am ehesten im Gebiet Aegerten weiterverfolgen und findet sich im Chapf, Erlenbach, wieder.

Namensgebend für das Zürich-Stadium des Gletscherrückzugs ist die Wallmoräne Z4 (dunkelgrün) im tieferen Bereich des Hanges. Diese formt in der Stadt Zürich den bereits beschriebenen imposanten Endmoränen-Kranz. In unserem Gebiet zieht die Moräne Z4 vom alten Dorfkern Zollikon gegen die Furt in Küsnacht und über Hinter Erb zum Schübelweiher, wo sie das Plateau seeseitig begrenzt. Auf der Allmend bildet diese Moräne die seeseitige Begrenzung des Hüttengrabens.

Und schliesslich ist da noch ein jüngster Moränenstand Z5 (hellblau), gebildet, als die Gletscherzunge bereits im Seebecken im Tiefenbrunnen lag. Dieser Moränenwall verläuft von Zollikon herkommend über das Gebiet Goldhalden und den Büel gegen Bogleren und erscheint wieder auf der Sunewiis auf der Allmend.

#### 4. Morphologie des Bachverlaufes



*Quelle des Küsnachter Dorfbaches bei Hinter Guldenen.*

Der Küsnachter Dorfbach entspringt heute in der Geländemulde von Hinter Guldenen aus einem lokalen Feuchtgebiet. Der Oberlauf des Baches, von der Quelle bis zum rechtwinkligen Knick zwischen Schibler und Buzzenhalde, verläuft etwa in der Falllinie in der Nordwestabdachung des Pfannenstils. Dieser Verlauf zeigt keine Besonderheiten.





Küssnachter Dorfbach und seine Nebenbäche (Karte nach Alfred Egli 1987<sup>4)</sup>.)

Vom besagten Knick bis etwa zur Tobelmüli fliesst der Bach entlang dem Moränenzug des Schlieren-Stadiums Schibler–Limberg–Solitüde, welcher sowohl als Seitenmoräne des Gletscherarms im Zürichseebecken als auch als Stirnmoräne des Eislappens aus dem Glatttal gedeutet werden kann. Der Bach wurde durch diese Moränen und durch das damals noch im Seebecken liegende, bis über die Kote 650 reichende Gletschereis des Schlieren-Stadiums am direkten Abfluss zum See gehindert.

In der Tobelmüli vereint sich der Dorfbach mit den verschiedenen kleinen Bächen, namentlich dem Vogelbach und dem Wangnerbach aus dem Gebiet Forch und Zumikon, alles Schmelzwässer des Eislappens aus dem Glatttal. Von hier bis zur Mündung des Chlöiwäidlibaches fliesst der Dorfbach gegen Nordwesten. Diese Richtung entspricht etwa der Axe des besagten Eislappens, der bis vor etwa 21 000 Jahren hier gelegen hatte. Der Schluss liegt nahe, dass diese Fliessrichtung durch Schmelzwässer jenes Eislappens bestimmt wurde. Nota bene lag das Terrain, also das Niveau, auf welchem die Schmelzwässer aus dem Eis austraten, zu jener Zeit nicht tiefer als etwa 630 bis 640 m ü.M. Die Bachläufe wurden erst später auf ihr heutiges Niveau eingetieft. Die vereinten Schmelzwasserbäche flossen dann, weil das Gletschereis im Zürichseetal und die Moräne des Schlieren-Stadiums von Isleren–Gössikon–Wulp–Egg einen Abfluss gegen den See verhierten, in nordwestlicher Richtung gegen die Schmelzwasserinne von Waltikon–Zollikerberg.

Das Eis im Limmattal und im Zürichseebecken schmolz aber nun, mit zunehmender Klimaerwärmung, im Zeitraum von 21 500 bis 19 500 Jahren, relativ rasch zu den Zürich-Stadien Z1 bis Z4 zurück. Die Eisobergrenze sank im selben Zeitraum von etwa 650 auf 520 m ü.M. Es ist gut vorstellbar, dass der Dorfbach zu jener Zeit im Bereich des Chlö-

4) Egli, Alfred (1987): Küssnachter Orts- und Flurnamen. Buchdruckerei Stäfa.



Mündung des Dorfbaches in den See mit vom VVK gestifteten Stühlen.

wädlibaches unter dem Gletschereis verschwand und durch subglaziale Erosion, also unter dem Eis, auf geradem Weg sein Tobel bis zum See einzukerben begann.

Vor etwa 18 500 Jahren zog sich der Gletscher im Zürichseebecken rasch und endgültig bis hinter Hurden zurück. Jetzt erstreckte sich im Seebecken der Zürichsee, und der Weg zum See war frei, sodass der Dorf-

bach im Tobel seine volle Erosionskraft entwickeln konnte. Im See begann er, mit dem im Einzugsgebiet abgetragenen Schutt, sein gewaltiges Delta aufzubauen.

Die Geburtsstunde des Küssnacher Tobels in seiner heutigen Form schlug also etwa vor 18 500 Jahren am Ende der letzten Eiszeit. Mit der Erosion des Baches im Tobel ging auch die Schüttung des Deltas im See einher, und so ist dies auch die Geburtsstunde des Küssnacher Horns.

## 5. Verwitterung und Erosion, Rutschungen, Murgänge, Felsstürze

Der Dorfbach hat sein Bett in den letzten 18 500 Jahren durch Bacherosion langsam in die Unterlage aus Moränen, Wulp-Schotter und Molasse eingetieft.

Erosion ist nur möglich, wenn neben fliessendem Wasser ein erosionsfähiges Gestein vorhanden ist. Im Falle von *Moräne* ist diese Voraussetzung erfüllt: Moräne ist ein nicht zementiertes Lockergestein aus vorwiegend Ton, Silt und Sand mit Kies, Steinen und Blöcken. Im Abschnitt oberhalb der Tobelmüli fliesst der Dorfbach überwiegend in oder auf Moräne. Unter dem Einfluss von fliessendem Wasser wird Moränenschutt leicht ausgewaschen. Vor allem in diesem oberen Abschnitt sind vielerorts Rutschungen zu beobachten, welche sich, der Schwerkraft folgend, sehr langsam gegen den Bach bewegen. Wird der Fuss einer solchen Rutschung durch den Bach angeschnitten, z. B. bei Hochwasser, wird die Rutschung mobilisiert und kann als grosse Massenbewegung in den Bach abgleiten.

Die *Molasse*, wie sie im mittleren und unteren Tobelabschnitt die Flanken bildet, ist ein Festgestein mit einer deutlich grösseren Erosionsresistenz als die Moräne. Die Flanken sind steiler, das Tobel erscheint enger. Aber auch die Molassegesteine können unter Wassereinfluss verwittern: Mergel sind nichts anderes als versteinertes Lehm, und aus Mergeln wird durch die Verwitterung wieder ein plastischer Lehm. Sandsteine sind versteinertes Sand und verwittern wieder zu losem Sand. Dermassen verwitterte Molasseschichten sind mancherorts in Felsaufschlüssen im Tobel zu beobachten. Unter dem permanenten Einfluss des Wassers von Seitenbächen kann Molassemergel so tiefgründig verwittern

und «verlehenen», dass Rutschungen oder «Schlipfe» entstehen. Solche Phänomene zeigen sich im Tobel oft nach der Schneeschmelze, nach niederschlagsreichen Perioden oder nach Starkregen.

Gleitet eine Rutschmasse oder ein «Schlipf» in einen Bach mit Hochwasser, so wird das Lockergestein verflüssigt und bewegt sich als Murgang talabwärts. Ein Murgang transportiert – meistens



*Molassemergel, aus Ton entstanden, verwittern wieder zu tonigem Lehm.*

als katastrophales Ereignis – alle Korngrößenfraktionen von Ton über Sand bis Steine und Blöcke, aber auch Holz und ganze Baumstämme zu Tale und kann im Unterlauf des Baches, dort wo die Fließgeschwindigkeit abnimmt und das Material zur Ablagerung gelangt, Überflutungen und Verwüstungen anrichten. So geschah es im Dorf Künsnacht in den Jahren 1778 und 1878.

Der *Wulp-Schotter* im mittleren Tobelabschnitt ist an sich ein hartes Gestein. Er ist in dessen spröde und weist Klüfte auf, in die das Wasser eindringen kann. Er ist unter Wassereinfluss leicht verwitterbar. Der Schotter ist nicht allzu stark zementiert und kann durch die Verwitterung in seine Kieskomponenten aufgelöst werden, schön erkennbar in der Drachenhöhle, welche durch fließendes Wasser aus dem Schotter herausgespült worden ist. Dies geschah wahrscheinlich durch den Dorfbach in einem frühen Zeitpunkt, als das Tobel noch weniger tief eingeschnitten war, oder aber durch subglaziale Schmelzwässer unter dem Gletschereis am Ende der letzten Eiszeit.

Wegen seiner Sprödeheit und Zerklüftung birgt der *Wulp-Schotter* aber ein anderes Gefahrenpotenzial: Das Wasser in den Klüften kann durch Gefrieren und Auftauen eine grosse Sprengkraft entwickeln, vor allem im Frühjahr. Das Gestein zerfällt entlang den Klüften in Brocken und Blöcke, die als Felsstürze ins Tobel abstürzen können. So ist der Felssturz im Ruedistobel zu erklären, welcher sich am 13. April 2013 ereignet hat und dem wir den mehrere Kubikmeter grossen Drachenkopf zu verdanken haben.

Die hier geschilderten Prozesse der Verwitterung und Erosion haben das Künsnacher Tobel innert der letzten 18 500 Jahren geschaffen und sukzessive in den Untergrund eingeschnitten. Im oberen Abschnitt, im Bereich Limberg bis Tobelmüli, sind es etwa 30–40 Meter, im mittleren und unteren Bereich etwa 60–70 Meter. Dies ergibt eine mittlere Erosionsrate von etwa 20 cm pro 100 Jahre oberhalb, resp. 35 cm pro 100 Jahre unterhalb der Tobelmüli.



## 6. Überschwemmungen und Murgänge in Küssnacht

Zwei Ereignisse mit katastrophalen Murgängen und Überschwemmungen haben das Dorf Küssnacht heimgesucht und arg in Mitleidenschaft gezogen. Ein älteres am 8. Juli 1778 und ein jüngeres fast 100 Jahre später am 3./4. Juni 1878. Daneben gab es zweifellos auch weitere ältere Ereignisse, welche in keiner Chronik dokumentiert sind.

Der Chronist schreibt, dass Anfang Juli 1778 schwüle und drückende Hitze herrschte, bis sich am Nachmittag des 8. Juli erste Gewitter entluden. Gegen Abend bauten sich über dem Küssnacher Berg schwere Wolkenmassen auf, die sich zwischen 7 und 8 Uhr unter heftigem Blitzen und gewaltigem Donnerkrachen in sintflutartigen Regengüssen entluden, die sich vor allem auf den Küssnacher Berg konzentrierten. Die Wassermassen liessen den Dorfbach gewaltig anschwellen, zerstörten das Gehöft Schulthess in der Tobelmüli, entwurzelten im Tobel Bäume, lösten Erdschlipfe aus, mobilisierten Schlamm und Geröll, und so traf dieser Murgang mit unverminderter Wucht auf das Dorf Küssnacht. Da die Küssnacher Bevölkerung vom eigentlichen Gewitter nur am Rande betroffen war, wurde sie an diesem Abend vom Unheil völlig überrascht. 63 Opfer waren zu beklagen, und der Bach hinterliess im Dorf eine breite Schneise der Zerstörung<sup>5)</sup>.



*Küssnacht nach der Katastrophe 1778. Bild J.J. Aschmann*

Etwas anders als im Jahr 1778 verlief die Katastrophe von 1878. Grosse Gebiete des Kantons waren Anfang Juni 1878 von Unwettern und starken Regenfällen betroffen. Die stärksten, wolkenbruchartigen Regenmengen, «wie sie hier kaum je erlebt wurden», fielen

5) Egli, Alfred (1978): Küssnacht und sein mörderischer Dorfbach. Die Überschwemmung vom 8. Juli 1778. Küssnacher Jahresblätter 1978.



*Küsnacht nach der Katastrophe 1878. Bild Ortsmuseum Küsnacht*

am 3. und 4. Juni. Der See führte Hochwasser, und viele Zürcher Gemeinden litten gleichermassen unter Hochwasser- und Überschwemmungsschäden. In Küsnacht trat am 3. Juni der Dorfbach über die Ufer, und die Überflutung mit Holz-, Schlamm- und Geröllmassen führten im Dorf und den angrenzenden Rebbergen zu einer grossen «Wasserverheerung». Mitsächlich für die grössten Schäden war, dass der zu kleine Bachdurchlass unter der Seestrasse durch Geschiebe verstopft wurde. Das Wasser wurde gestaut und brach seitwärts aus. Ähnliche Verwüstungen richtete die Hochwasserführung des Kusenbaches und des Heslibaches an<sup>6)</sup>. Insgesamt forderte die Katastrophe von 1878 ein Menschenleben.

## **7. Bachverbauungen**

Denken wir daran: Zum Zeitpunkt der beiden Katastrophen 1778 und 1878 floss der Dorfbach noch ungezähmt in seinem natürlichen Bett, in dem er seit mehr als 15 000 Jahren Erosion geleistet und sich alle 100 Jahre um durchschnittlich 20 bis 35 cm tiefer eingefressen hatte. Ein Weg ins Tobel existierte höchstens ansatzweise; der heutige Wanderweg wurde erst 1895 als «Baustellenzufahrt» zu den Bachverbauungen erstellt.

Nach jeder der beiden Katastrophen wurde der Ruf nach Massnahmen laut. Um einen Bach zu zähmen, stehen zwei Optionen im Vordergrund:

6) Neuschwander, Martin (1978): Hundert Jahre danach. Das schwere Unwetter vom 3./4. Juni 1878. Küsnachter Jahresblätter 1978.

A) Der Bach wird begradigt und in ein mit Mauern befestigtes Gerinne gelegt. Ein Vorteil besteht darin, dass er weniger ausufernd ist, aber ein gewichtiger Nachteil ist, dass seine Fliessgeschwindigkeit erhöht und seine Erosionskraft nicht gebändigt wird. Begradigungen sind nur in besonderen Fällen sinnvoll, z.B. kurz vor der Einmündung des Baches in ein stehendes Gewässer.

B) Das Bachbett wird durch den Bau von Sperren abgetreppt. Das Gefälle auf den geraden Fliessstrecken wird minimiert, und damit wird die Fliessgeschwindigkeit reduziert und die Erosionskraft gebrochen. Im Bereich der Sperren hingegen wird die Dynamik verstärkt: Der Bach verlegt seine ganze Energie auf das sogenannte Tosbecken unterhalb der Sperre. Ziel ist es, hier die Energie des Baches zu «vernichten». Der Bach wirkt dem entgegen, indem er im Tosbecken verstärkt Erosion leistet und auch gewisse Zerstörungen anrichten kann. Er kann im Bachbett tiefreichende «Kolke» herauspülen, welche das Bauwerk selbst und auch die beidseitigen Ufer unterhalb der Schwelle destabilisieren. Dem muss durch bauliche Massnahmen entgegengewirkt werden. Die Uferpartien unterhalb einer Sperre müssen durch sogenannte Leitwerke, z.B. mit Beton- oder Blocksteinmauern, befestigt und stabilisiert werden, die Sohle des Tosbeckens muss konsolidiert werden. Und schliesslich muss das ganze Sperrenbauwerk periodisch gewartet und unterhalten werden.



*Die Wirkung von Bachsperren: Ruhiger Abschnitt, Wasserfall und Tosbecken.*

Die Verbauung des Dorfbaches nach der Katastrophe von 1878 verfolgte vor allem das Ziel gemäss Option A), nämlich das möglichst rasche Ableiten von Hochwässern in den See zur Vermeidung von Überschwemmungen. Diese Massnahme hat sich bewährt und ist heute noch wirksam. Der wilde Urzustand des Tobels wurde damals nicht angetastet.



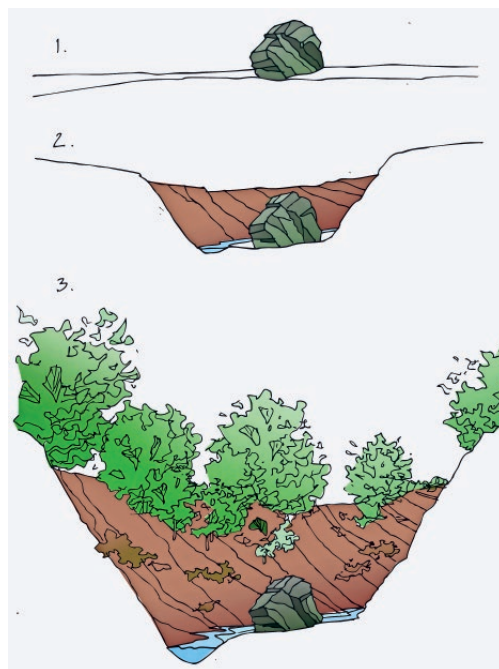
Nach den Murgängen von 1878 wurde klar, dass jetzt gemäss der Option B) die Erosionskraft des Baches gezähmt werden musste. Und so wurden von 1895 bis 1899 entlang dem Lauf des Dorfbaches und seiner vier grössten Zuflüsse insgesamt 103 Sperren errichtet<sup>7)</sup>, die beiden höchsten mit 8 Metern (beim Deco-Gebäude) und 5,8 Metern (unterhalb der Tobelmüli).

## 8. Der Alexanderstein

Der Alexanderstein im unteren Abschnitt des Tobels übt angesichts seiner Grösse eine besondere Anziehungskraft aus. Ursprünglich hiess er – wohl seiner Form wegen – Wöschhülsstei.



Der Alexanderstein (Wöschhülsstei).



Wie der Stein ins Tobel gelangte.

Es war der junge Küssnacher Geologe Alexander Wettstein, Sohn des Seminardirektors Heinrich Wettstein, welcher in seiner Arbeit «Geologie von Zürich und Umgebung» 1885 dem Tobel eine besondere Aufmerksamkeit schenkte<sup>8)</sup>. Er identifizierte den Stein als «Erratiker» (d.h. irrtümlich hier sein) und als Taveyannaz-Sandstein aus dem hinteren Sernftal. Er hatte zahlreiche Erratiker derselben Gesteinsart auf der Moräne des Zürich-Stadiums Z4 von der «Furth» (Quartier Goldbach) bis an den Rand des Tobels gefunden und als verschleppte Ablagerungen eines einst auf den Gletscher gestürzten eiszeitlichen Bergsturzes interpretiert. Der Stein hatte also ursprünglich rund 70 Meter höher auf der Morä-

7) Frey, Hans (1974): Das Küssnacher Tobel und die Verbauungen des Küssnacherbaches nach den Überschwemmungen von 1778 und 1878. Küssnacher Jahresblätter 1974.

8) Egli, Alfred (1987): Alexander Wettstein als Geologe und Paläontologe. Küssnacher Jahresblätter 1987.

ne Z4 zwischen Schübelweiher und Allmend gelegen. Mit der erosiven Eintiefung des Tobels wurde ihm während 18 000 Jahren der Boden unter den Füßen wegerodiert, und er taumelte immer tiefer bis an seine heutige Stelle.

Wettstein, ein Gründungsmitglied der Wulponia, starb 1887 bei einem Bergunfall. Zu seinen Ehren wurde der Erratiker schon damals durch die Wulponia «Alexander-Stein» benannt und mit weisser Farbe entsprechend beschriftet<sup>9)</sup>. Der Verschönerungsverein hat in den 1960er-Jahren am Stein eine etwas gediegenere bronzene Tafel zur Erinnerung an das Wirken von Alexander Wettstein anbringen lassen.

Von Alexander Wettstein stammt nicht zuletzt die meisterhaft bearbeitete geologische Karte von Zürich und Umgebung 1:40 000 aus dem Jahr 1885<sup>10)</sup>. Der Verschönerungsverein hat dieses einmalige Werk als Faksimile-Druck herausgegeben, welcher unter [www.vv-k.ch](http://www.vv-k.ch) bezogen werden kann.

## 9. Ausblick

Das Küsnachter Tobel mit seiner langen Geschichte ist heute ein willkommener Erholungsraum für Jung und Alt, ein Juwel am Rande der Agglomeration Zürich. Es bietet den Besuchenden zu jeder Jahreszeit besondere Stimmungsbilder und Erlebnisse: Im Frühjahr ist es das frisch spriessende, duftende Grün von Bäumen und Sträuchern, im Sommer die erfrischende Kühle, die der sprudelnde Bach vermittelt, im Herbst die Farbenpracht, in der sich der Wald präsentiert und im Winter die Ruhe und Besinnlichkeit, die von den Eiszapfen an den Wasserfällen ausgeht.

Vielleicht hat der geneigte Leser, die aufmerksame Leserin, dank dem hier gewährten Einblick in die Tobelgeschichte ein besseres Verständnis für die geologischen Prozesse im Tobel gewonnen. Viele der beschriebenen Phänomene sind im geologischen Lehrpfad im Tobel an Ort und Stelle mit illustrierten Tafeln erläutert. Und so will dieser Artikel dazu ermuntern, das Tobel bei der nächsten Wanderung aus einem neuen Blickwinkel zu betrachten und mit Respekt und Ehrfurcht ein Kapitel Erdgeschichte mitzuerleben.

9) Gattiker, Hans (1966): Alexander Wettstein und das Küsnachter Tobel. Küsnachter Jahresblätter 1966.

10) Wettstein, Alexander (1885): Geologie von Zürich und Umgebung. Mit geologischer Karte. Wurster & Co., Zürich.