Die Vergletscherung des Küsnachterberges in der letzten Eiszeit

Transfluenz des würmeiszeitlichen Linth-Rheingletschers im Gebiet Forch–Küsnachterberg

1. Einleitung

Die Erkenntnis, dass das Mittelland im Quartär durch Gletschervorstösse aus den Alpen zu wiederholten Malen fast vollständig von Eis bedeckt war, bedeutete einen ganz entscheidenden Schritt zum Verständnis unserer Landschaft. Zahlreiche rätselhafte Beobachtungen über Verbreitung und Transport der erratischen Blöcke im Mittelland und im Jura fanden damit ihre Lösung. Die Erkenntnis einer weiträumigen Vergletscherung des Alpenvorlandes ist noch kaum 200 Jahre alt, sie wurde jedoch rasch zum Allgemeingut. Heute ist die Behandlung der Eiszeit in der Schweiz ein wichtiges und dankbares Thema des Heimatkundeunterrichts und ebenso ein spannendes Gebiet erdwissenschaftlicher Forschung. Ganz besonders aktuell ist die Frage nach den Faktoren, welche solche Klimaänderungen verursacht oder mitbestimmt haben. Vertraute Schemata über Abfolge und Dauer der verschiedenen Eiszeiten müssen im Lichte zahlreicher, neuer Untersuchungsergebnisse hinterfragt werden. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen wird zwar auf eine diesbezügliche Fragestellung nicht eingetreten. Allerdings zeigen die Ergebnisse, dass auch im lokalen, vertrauten Bereich neue, überraschende Zusammenhänge gefunden werden können.

Im folgenden möchte ich über einige geomorphologische Beobachtungen im Gebiet des Küsnachterberges berichten, welche auf eine Transfluenz von Eis aus dem Gebiet des Glatttales ins Zürichseetal hinweisen. Bei den untersuchten Geländeformen handelt es sich sowohl um Erosionsformen im Molassefels, die durch das Eis erzeugt wurden, als auch um glaziale Akkumulationsformen in Form von verschiedenen Arten von Moränen. Die Geländeformen, auf welche sich die folgenden Untersuchungen abstützen, stammen aus der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit). Es handelt sich in erster Linie um Formen, wie sie der sich zurückziehende Gletscher zurückgelassen hat.

Während des Höchststandes des Eises im Würm-Maximum (Killwangen-Stadium) war das Pfannenstiel/Zürichberg-Gebiet vollständig von Eis überdeckt. Anderseits liegen Küsnachterberg und Zollikerberg topographisch höher als der Zug der Zürich-Moränen (s. unten), das heisst die in diesen Gebieten beobachteten Moränen und Erosionsformen sind älter als das Zürich-Stadium der letzten Eiszeit. Sie sind altersmässig der Rückschmelzphase zwischen Würm-Maximum und dem Zürich-Stadium, somit überwiegend dem Zeitabschnitt des Schlieren-Stadiums, zuzuweisen. Nach gängiger Auffassung entspricht diese Rückschmelzphase einem Zeitabschnitt von 20 000–14 500 Jahren vor heute (J.v.h.).

Die Moränen des Schlieren-Stadiums im Gebiet Pfannenstiel–Zürichberg sind bis jetzt wenig untersucht worden. In den Veröffentlichungen von A. Wettstein 1885, A. Heim 1919, Th. Zingg 1934, E. Frei 1946, R. Hantke 1958, 1980, R. Hantke et al. 1967 und H. Jäckli 1989, welche sich unter anderem auch mit der Geologie des Küsnachter-

berges befassen, finden sich lediglich einige generelle Hinweise, die sich aus der Lage zu den Zürich-Moränen ergeben. Eine Transfluenz von Eis zwischen Glatttal und Zürichseetal steht in diesen Arbeiten nicht zur Diskussion. Erste Aufmerksamkeit erlangte das Phänomen der Eistransfluenz im Zusammenhang mit geologischen Kartierungsarbeiten für das Blatt «Zürich» des Geologischen Atlasses der Schweiz 1:25 000 in den 60er Jahren. Auf dem inzwischen publizierten Blatt sind im Gebiet zwischen Allmend Fluntern und Zollikerberg lokale, gegen Westen konvexe Moränenbogen eingezeichnet, welche die nach Westen stirnenden Eislappen aus dem Glatttal markieren (N. Pavoni 1967, N. Pavoni et al. 1992).
Neben den Feldbegehungen bildet die Darstellung der Topographie auf dem «Übersichtsplan der Gemeinde Küsnacht» im Massstab 1:5000 mit Höhenkurven in 10 m und Hilfskurven in 5 m Äquidistanz aus dem Jahre 1981 die Hauptgrundlage für die vorliegenden Untersuchungen. Der Plan vermittelt ein genaues Bild der Landschaft vor rund 30 Jahren. Eine wertvolle Ergänzung dazu bildet der Gemeindeplan von Küsnacht im Massstab 1: 5000 aus dem Jahre 1926. Die Namen der Bäche und die Ortsbezeichnungen wurden dem Ortsplan der Gemeinde Küsnacht, Massstab 1:5000, Ausgabe 1997, entnommen.

Abb. 1 – Das Gebiet des Küsnachterberges. Blick gegen Norden. Luftaufnahme vom 13. Oktober 1993. Im Vordergrund die Häusergruppe von Limberg, im Mittelgrund das Gebiet der Tobelmüli und das Tobel des Dorfbaches, im Hintergrund Zumikon mit Chapf und Luegete. Die Geländemulde des Küsnachterberges bildet das Zungenbecken eines Gletscherlappens, welcher aus dem Glatttal über die Forch in Richtung Zürichseetal vorstiess. Die Waldstreifen markieren den Verlauf der Tobel. Deutlich erkennbar ist der langgestreckte Moränenhügel des Ankenbüels bei Zumikon, welcher vom Waldstreifen des Vogelbachtobels halbkreisförmig begrenzt wird. Copyright: Photoramacolor AG, 1217 Meyrin.

2. Das Untersuchungsgebiet, geologische Übersicht

Das Gebiet des Küsnachterberges (Abb.1) ist ein Teil des Höhenzuges, welcher sich vom Zürichberg im Norden bis zum Pfannenstiel im Süden erstreckt. Im Osten des Höhenzuges liegt das Glatttal, im Westen das Zürichseetal.
Der Felsuntergrund des Gebietes wird durch die Molasse gebildet. Die Schichten der Molasse sind in den zahlreichen Tobeln und auch in vielen, heute meist verlassenen Kiesgruben vom Loorenkopf bis zum Pfannenstiel aufgeschlossen. Es handelt sich um eine gleichförmige Abfolge von vorwiegend grauen bis gelblichen Mergel-, Sandstein- und Nagelfluhschichten des Tertiärs. Die Molasseablagerungen sind im Gebiet des Küsnachterberges 2600 m mächtig, wie durch die 1960 bei Limberg abgeteufte Tiefbohrung «Küsnacht I» nachgewiesen werden konnte (vgl. Küsnachter Jahrheft 1961).
Die Molassebildungen sind Ablagerungen von Abtragungsschutt, den die Flüsse aus dem tertiären Alpengebirge mitbrachten und im nördlichen Vorland auf einer weit ausgedehnten Schwemmlandebene oder im Flachmeer ablagerten, vergleichbar etwa den heutigen Verhältnissen im Gebiet der Poebene und der Adria. Die Front des werdenden Alpengebirges hat sich im Laufe der Zeit sukzessive nach Norden und Westen verlagert. Durch die Last des vorrückenden Deckenstapels wurde die Kruste des Vorlandes in die Tiefe gedrückt und die Schwemmlandebene langsam abgesenkt. Die Absenkungen wurden durch Auffüllung mit fluviatilem Abtragungsschutt kontinuierlich wettgemacht. Dies ermöglichte vom Oligozän bis Ende Miozän, d.h. während eines Zeitraumes von rund 25 Millionen Jahren, eine gleichförmige Sedimentation der Molasse im Vorland in Mächtigkeiten von bis zu mehreren tausend Metern.
Eine späte, kompressive Phase der alpinen Gebirgsbildung, in welcher u.a. auch der Faltenjura gefaltet wurde, bedeutete das Ende der langdauernden Absenkungsphase. Das Vorland und die Molasse erfuhren eine Hebung, bei Zürich eine solche von zirka 1000 m. Das Vorland wurde zum Erosionsgebiet. Ohne Zweifel hingen die Molasseschichten zwischen Pfannenstiel und Albiskette einst zusammen. Gewaltige Gesteinsmengen sind im Pliozän erodiert worden, bevor im Quartär die Gletscher aus den Alpen ins Mittelland vorstiessen.
Die glaziale Überformung der Landschaft des Kantons Zürich erfolgte im wesentlichen durch die Eismassen des Linth-Rheingletschers. Die besterhaltenen und am besten bekannten glazialen Erosions- und Akkumulationsformen stammen aus der letzten Eiszeit (Würm-Eiszeit). Im Gebiet des Obersees und des oberen Zürichsees teilte sich der Gletscher in zwei Arme: Ein Gletscherarm durchfloss das Zürichsee/Limmattal und erreichte in der letzten Eiszeit seinen Maximalstand bei Killwangen–Spreitenbach. Der andere Arm floss über die Geländeschwelle von Hombrechtikon–Bubikon ins Glatttal und erreichte bei Sünikon–Stadel–Höri–Hochfelden seinen Maximalstand, im Osten bei Brütten–Winterberg. Im Gebiet von Zürich/Seebach zweigte ein Seitenarm ins Furttal ab mit Maximalstand bei Hüttikon–Würenlos. Verschiedene Rückzugsstadien lassen sich erkennen. Im Zürichseegebiet und im Glatttal sind es vor allem die Moränen des Zürich-Stadiums, welche die Landschaft prägen. Der markante Zug der Zürich-Moränen erstreckt sich aus dem Gebiet von Schindellegi (800 m ü.M.) über Hütten–Hirzel– Horgenberg–Gattikon–Kilchberg–Wollishofen in die Altstadt von Zürich (Lindenhof), überquert die Limmat, steigt als breites Band über Riesbach–Zollikon–Küsnacht Allmend–Wetzwil–Toggwil zum Vorderen Pfannenstiel

(720 m) und sinkt von da dem Osthang des Pfannenstiels entlang wieder ab über Haslen–Neuhus–Ebmatingen–Wil–Gfenn nördlich des Greifensees.
Für weitere Informationen zur lokalen und regionalen Geologie des Kantons Zürich und für weiterführende Literatur sei auf die Arbeiten von H. Suter und R. Hantke (1962), H. Jäckli (1989) und Th. Bolliger (1999) hingewiesen.

3. Die Gestaltung der Landschaft durch fliessendes Wasser und Eis

Die Hebung und Faltung des Vorlandes während der späten, kompressiven Phase der alpinen Gebirgsbildung, die vor etwa 10 Millionen Jahren begann und bis heute noch nicht abgeschlossen ist, waren die Ursache dafür, dass das Molasseland zum Erosionsgebiet wurde. Die Vergletscherung unseres Landes bildet einen ganz besonderen Teil dieser Erosionsgeschichte. Bevor wir im Zusammenhang mit der Eistransfluenz im Gebiet des Küsnachterberges auf die spezielle Beschreibung und Analyse der Landschaftsformen eintreten, seien zum besseren Verständnis der Untersuchungen ein paar allgemeine Bemerkungen über fluviatile und glaziale Erosion, über die verschiedenen Arten von Moränen sowie über die Ausbildung des lokalen Gewässernetzes beim Rückzug des Eises erlaubt.

Fluviatile und glaziale Erosion
Im durchtalten Gelände fliesst das Wasser von den Hängen direkt zu den Bächen und Flüssen, d.h. zu den lokal tiefstgelegenen Stellen im Gelände. Die Erosionskraft eines Flusses ist proportional zur geführten Wassermenge (Hochwasser!), zum Gefälle seines Laufes sowie zu seiner Geschiebeführung. Die fluviatile Erosion bewirkt eine Tieferlegung des Flussbettes. Die Tieferlegung des Laufes führt zur Instabilität des angrenzenden Gehänges. Es kommt zu Rutschungen. Das abgerutschte Material wird durch das fliessende Wasser kontinuierlich wegtransportiert. Durch die fluviatile Erosion entsteht auf diese Weise ein Tal mit V-förmigem Querschnitt. Zugleich erhält so jeder Flusslauf mit der Zeit ein gleichmässiges Gefälle. Stellt sich ein Hindernis, zum Beispiel eine grössere Rutschmasse, in den Lauf des Flusses, so staut sich das Wasser zum See. Wegen der stark reduzierten Fliessgeschwindigkeit kommt die Erosion im See zum Erliegen, temporär kommt es sogar zu Akkumulation von Sedimenten im See. Beim Überlauf setzt die fluviatile Erosion von neuem an. Schliesslich wird der Riegel durchschnitten, der See entleert sich.
Ganz anders ist die Erosionswirkung des Eises. Auch das Eis fliesst! Allerdings fliesst es sehr langsam im Vergleich zum strömenden Wasser. Dafür ist eine sehr grosse Masse in Bewegung. Die Eismasse ist oft so gross, dass sie das ganze Tal füllt, ja sogar überfüllt. Überall, wo das Eis mit dem Untergrund in Kontakt ist, kommt es zu glazialer Erosion, weil ja die ganze Eismasse mit den darin enthaltenen, feinen und grossen Gesteinsfragmenten in Bewegung ist, sei es bedingt durch die Gefällsverhältnisse im Felsuntergrund oder sei es durch interne Deformation unter dem Eigengewicht der Eismasse.
Ein Gletscher kann durchaus ein lokales Felshindernis aktiv umfliessen oder überfliessen und langsam aus dem Weg schaffen. Die Gletschererosion wirkt ausgesprochen flächenhaft. Die milchige Trübung des abfliessenden Gletscherwassers zeigt, dass die Gletschererosion sehr bedeutend ist. Das fliessende Eis hinterlässt im an-

stehenden Fels glattgeschliffene Felswände, Gletscherschliffe, Rundhöcker, Felsriegel und flache Felswannen. Die Untersuchungen in ehemals vergletscherten Gebieten zeigen, dass der Gletscher die Tendenz hat, sich möglichst gleichmässige, basale und seitliche Gleitflächen zu schaffen (Pavoni 1953, 1957). Bei einem Versuch, frühere Gletscherlappen und Gletscherstände zu rekonstruieren, gilt es unter anderem, solche gleichmässige, glaziale Gleitflächen im Gelände zu erkennen und sie mit lokalen Moränenzügen in Beziehung zu bringen.

Die Moränen
Von grosser Bedeutung für die Rekonstruktion früherer Gletscherstände sind die Moränen, d.h. die glazialen Ablagerungen. Dazu gehören die im Gelände eher schwierig zu erkennenden, unter dem Eis gebildeten, durch den Gletscher vielfach überfahrenen, intensiv durchbewegten, lehmigen Grundmoränen. Dazu gehören die Wallmoränen, Seitenmoränen und Endmoränen, die oft als deutlich erkennbare Wälle im Gelände verfolgt werden können. Dazu gehören die flachen, breiten Moränenrücken, von denen nicht mit Sicherheit zu sagen ist, ob sie unter dem Eis entstanden sind oder vom Eis überfahren wurden.
Für die Rekonstruktion der Gletscherstände ist es wichtig, die Moränenrücken und Moränenwälle möglichst zusammenhängend zu verfolgen. Ein zusammenhängender Zug von Moränenwällen und Moränenrücken dürfte jeweils einem temporären Stillstand des Gletschers beim Rückzug oder beim Vorstoss des Eises entsprechen. Vielfach ist es allerdings ausserordentlich schwierig oder unmöglich, ohne direkte Aufschlüsse zu beurteilen, wie die Formen genau entstanden sind und wie sie zusammenhängen. Gewisse flache Moränenrücken sind vermutlich subglazial beim Zusammenfluss zweier Eismassen entstanden. Mit der Fragestellung kann aus diesen Gründen nicht allzusehr ins Detail gegangen werden. Trotz diesen Vorbehalten sind die Untersuchungen über die gegenseitige Anordnung der Formen im Gelände sinnvoll und wertvoll, da sie uns Auskunft über die lokale räumliche Anordnung und die relative zeitliche Abfolge der Gletscherstände zu geben vermögen.

Das Netzwerk der Bäche und Flüsse im ehemals vergletscherten Gebiet
Die genaue Kenntnis und Rekonstruktion des ursprünglichen Gewässernetzes ist von grosser Hilfe für die geomorphologische Analyse. Gleichzeitig mit dem Rückzug des Eises im Gebiet des Küsnachterberges begann sich das Gewässernetz auszubilden. Durch fluviatiles Einschneiden blieb der ursprüngliche Lauf der Bäche in seiner Anlage erhalten. Das heutige Gewässernetz ist im Idealfall sozusagen ein «fixiertes» Abbild der geomorphologischen Situation gleich nach dem Rückzug des Gletschers.

4. Moränen und Gewässer im Gebiet Wangen–Forch. Der Eislappen von Wangen

Das Gebiet Wangen–Neuhus–Chaltenstein (Abb. 2) ist für geomorphologische Untersuchungen recht gut geeignet. Die glaziale Landschaft, wie sie der sich zurückziehende Gletscher zurückliess, ist durch spätere fluviatile Erosion relativ wenig verändert worden. Es handelt sich zur Hauptsache um landwirtschaftlich genutztes Land. Wie einleitend erwähnt, dient als Grundlage der Untersuchungen die topographische Darstellung auf dem «Übersichtsplan der Gemeinde Küsnacht» im Massstab 1:5000

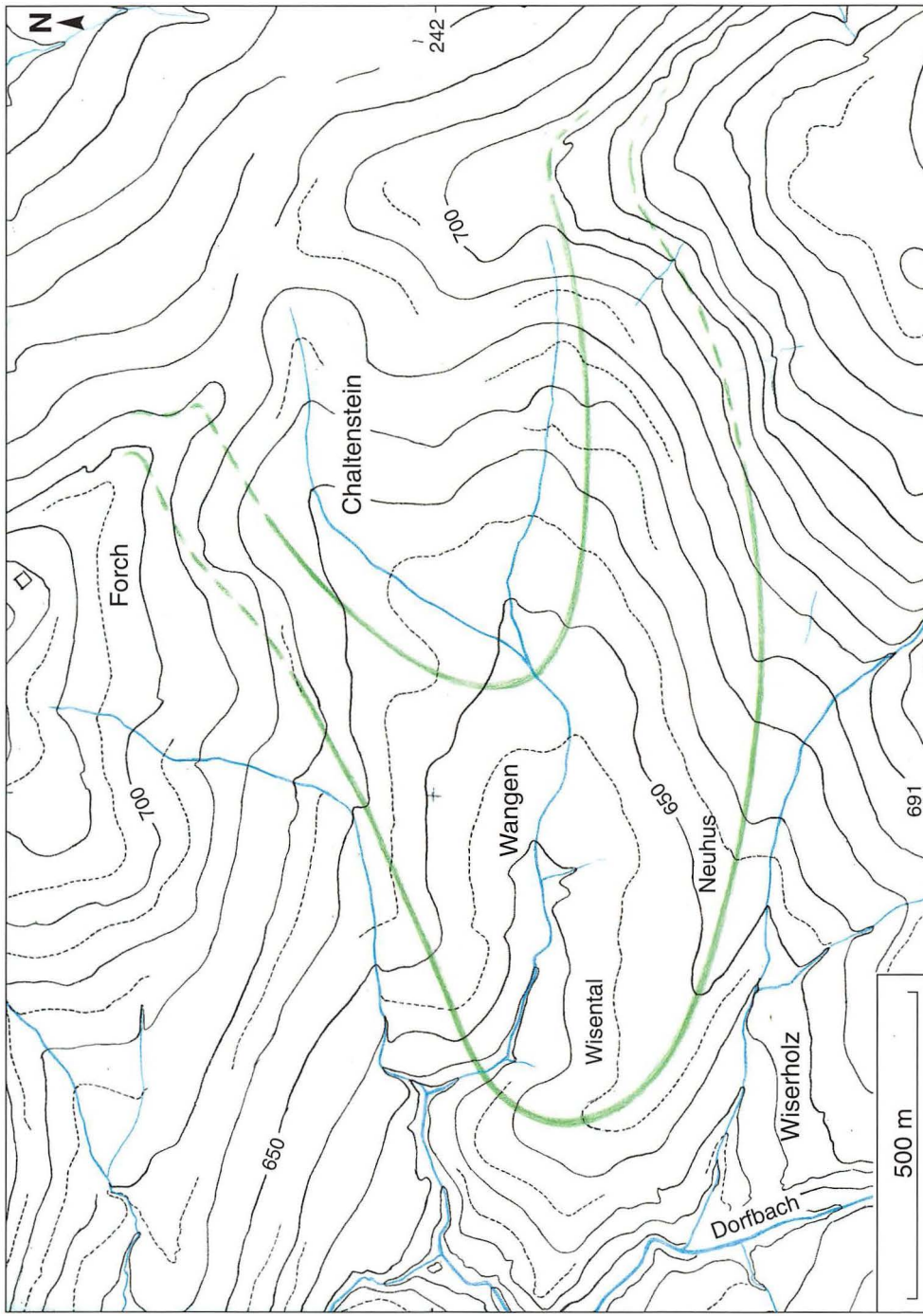

Abb. 2 – Geländeformen und Gewässernetz im Gebiet Wangen – Chaltenstein – Forch. Höhenkurven: schwarz, Äquidistanz 10 m bzw. 5 m (gestrichelt). Gewässer: blau. Die Bäche sind in vielen Abschnitten eingedeckt worden. In der Karte wurde ihr ursprünglicher Lauf ergänzt. Der flache Wall des Moränenzuges von Wangen kommt in der systematischen Aufeinanderfolge von Ausbuchtungen der Höhenkurven deutlich zum Ausdruck. Der Moränenzug ist als kräftige grüne Linie schematisch dargestellt. Dort, wo die Eisrandlage lediglich vermutet ist, erscheint er als unterbrochene Linie. Ein weiterer Stand des sich zurückziehenden Eislappens ist im Gebiet von Chaltenstein angedeutet.

aus dem Jahre 1981. Jüngste, intensive Veränderungen der Landschaft durch den Menschen durch Überbauungen und Deponien sind darin noch nicht enthalten.
Beginnen wir unsere Betrachtungen bei der Siedlung Neuhus südlich von Wangen (Abbn. 3, 4, 5). Die Häuser liegen auf 650 m Höhe über Meer (Pkt. 651 m). Gegen Norden blicken wir von hier aus über die flache Mulde, in welcher Wangen liegt, hinüber zur neuen Forch und zum Chapf (749 m). Von Neuhus gegen Westen zieht eine kleine Landstrasse leicht abfallend zur Schulhaus- und Sportanlage (Pkt. 645,3) beim Wisental. Die Strasse verläuft auf einem deutlich erkennbaren Geländerücken, auf dem auch die Schulhausanlage liegt. Im Süden wird der Geländerücken durch das Tobel des Wiserholzbaches begrenzt, dessen Oberlauf im Gebiet Wangnerwis eingedeckt ist. Von Neuhus gegen Osten zieht die kleine Landstrasse auf demselben Geländerücken weiter, überquert den Bach aus dem Wangnertobel auf Kote 670 m und steigt von hier in östlicher Richtung zur verkehrsreichen Hohrüti-Strasse (690 m).

Abb. 3 – Bei Neuhus, südlich Wangen. Blick gegen Osten. Die kleine Feldstrasse verläuft leicht ansteigend auf dem flachen Rücken des Moränenzuges von Wangen zur Horüti-Strasse. Im Hintergrund das Waldgebiet des Wangnerholzes. Die Baumreihe, welche im Mittelgrund Hügel und Weg quert, markiert den künstlich angelegten Bachlauf zur Ableitung des Wassers aus dem Wangnertobel direkt in das Gebiet von Wangen.

Der Geländerücken, auf welchem die kleine Landstrasse verläuft, ist ein Moränenrücken. Der Rücken hat eine Länge von einem Kilometer. Er zieht aus dem Rütiholz (ca. 700 m ü.M.) in leichtem Bogen über Neuhus zur Schulhausanlage beim Wisental und fällt dabei um 60 Höhenmeter ab. Lässt sich der Moränenwall weiter verfolgen? Das Kartenbild zeigt deutlich, dass der Wall beim Schulhaushügel nach Norden umbiegt. Er setzt sich, unterbrochen durch das Tobel des Wangnerbaches, im Gebiet Halden–Lehenwis, über Erbsächer–Grossächer in östlicher Richtung zur Forch aufsteigend fort.
Wenn wir den beschriebenen Moränenzug als Umgrenzung einer früheren Eismasse betrachten, so ergibt sich daraus das eindrückliche Bild eines 1200 m langen,

Weitere Informationen auf www.ortsgeschichte-kuesnacht.ch

Abb. 4 – Am Weg zwischen Neuhus und Horüti-Strasse. Blick gegen Westen zur Siedlung Neuhus. Im Mittelgrund ist hinter der Scheune von Neuhus das alte Schulhaus der Schul- und Sportanlage beim Wisental zu erkennen. Das Strässchen verläuft leicht abfallend auf dem flachen Rücken des Moränenzuges bis zum Schulhaus Limberg, wo die Moräne gegen Norden umbiegt. Im Hintergrund die Albis-Üetlibergkette. Das Gehölz im Vordergrund säumt den künstlichen Bachlauf, der das Wasser vom Wangnertobel her direkt in das Gebiet von Wangen ableitet.

Abb. 5 – Häusergruppe bei Wiserholz, Blick gegen Norden. Auf der gegenüberliegenden Seite des kleinen Tales ist der Moränenzug von Wangen als grüner, mit Getreidefeldern bestandener Rücken deutlich erkennbar. Er erstreckt sich in gerader Linie von den Schulhäusern im Westen zum rechten Bildrand im Osten. Dahinter liegt, markiert durch den Waldstreifen, das Tobel des Wangnerbaches. Im Hintergrund links Zumikon und Chapf, rechts der grüne Hügel der Luegeten und am rechten Bildrand die weisse Front der Überbauung «Im Weitblick».

500– 800 m breiten Eislappens, der von der Forch her in westlicher Richtung bis in das Gebiet von Wangen gereicht hat (Abb. 2). Nicht nur die Ausdehnung der Eiszunge, sondern auch die Isohypsen (Linien gleicher Höhe) der Eisoberfläche und die Mächtigkeit des Eises lassen sich in etwa rekonstruieren, wenn wir die gleichen Höhen des Moränenzuges nördlich und südlich von Wangen miteinander verbinden. Die Tatsache, dass sich aus dem beschriebenen Verlauf des Moränenzuges ein gleichmässiges Bild der Isohypsen der Eisoberfläche rekonstruieren lässt, bestätigt die Richtigkeit der aufgrund der Geomorphologie postulierten Zusammenhänge.
Wangen liegt im Zungenbecken des Eislappens. Der Wangnerbach, welcher das Zungenbecken entwässert, durchbricht den Moränenwall in der Nähe der Stirnumbiegung beim Müliacher. Nur wenige Meter nach dem Durchbruch vereinigt er sich mit dem Bach (Lehenwisbach), der nördlich, ausserhalb unseres Moränenzuges, von der Neuen Forch her floss, heute aber weitgehend eingedeckt ist. Von seinem ursprünglichen Lauf sind nur noch der kurze Tobelabschnitt westlich Lehenwis sowie ein Bachstück im Gebiet Weid östlich der Neuen Forch erhalten. Bei der Tobelmüli vereinigt sich der Wangnerbach mit dem Oberlauf des Küsnachter Dorfbaches.
Das Gewässernetz des Küsnachterberges erfuhr durch den Menschen mancherlei Veränderungen, vor allem durch Überdeckung und Eindolung der obersten Bachläufe zur Gewinnung von Acker- und Wiesland. So tritt der Wangnerbach heute erst bei Wangen zutage, obwohl er das ganze Gebiet Wangen–Erlenbrunnen–Chaltenstein entwässert. Der Verlauf der obersten Bachläufe und Sumpfgebiete kann oft nur noch anhand der detaillierten Topographie oder alter Pläne vermutet werden. Besonders bemerkenswert und eigenartig ist der Verlauf des Baches, der heute das Wasser aus dem Wangnertobel direkt in das Gebiet von Wangen ableitet und dort eingedolt wird. Er ist schon auf der Wild-Karte des Kantons Zürich aus dem Jahr 1851 eingezeichnet. Dieser Bachlauf ist durch den Menschen angelegt worden! Die geomorphologischen Untersuchungen über den Moränenzug von Neuhus/Wangen bestätigen diese Aussage: Die Bäche des Wangnertobels liegen ausserhalb, das heisst südlich des Moränenzuges von Neuhus. Das Wasser aus dem Wangnertobel floss ursprünglich durch das Gebiet von Wangnerwis, südöstlich von Neuhus, und von da weiter gegen Westen. Heute ist bei Wangnerwis kein Bach mehr vorhanden. Der Bach wurde in diesem Abschnitt überdeckt und das Wasser direkt nach Norden abgeleitet. Erst südlich von Neuhus fliesst das Wasser im ursprünglichen Bett über Setzrüti/Wiserholz zum Oberlauf des Küsnachter Dorfbaches.
Aus dem Gebiet von Wangen hat sich das Eis später über Chaltenstein in Richtung Glatttal zurückgezogen. Im Bild der Höhenkurven des Gemeindeplanes von Küsnacht aus dem Jahr 1981 ist im Gebiet Rohrächer–Riet–Erlenbrunnen ein weiterer Moränenstand schwach, sozusagen im Meterbereich, angedeutet (Abb. 2). Infolge von ausgedehnten Deponien sind diese Formen heute nicht mehr erkennbar.

5. Die Transfluenz im Gebiet des Küsnachterberges

Im Gebiet des Küsnachterberges finden sich klare morphologische Hinweise dafür, dass das Eis von der Forch her über Wangen hinaus weiter gegen Westen gereicht hat. Sehr eindrücklich ist der Geländerücken, welcher von Limberg (Pkt. 665,4) über die Egg zum Wulphügel (615 m) zieht. Von Limberg aus verläuft der Rücken zunächst

in westlicher Richtung, dreht in seinem weiteren Verlauf über Nordwest, bei Egg, bis Nord beim Wulphügel. Der Rücken bildet einen weiten, etwa 1500 m langen, gegen das Gebiet des Küsnachterberges konkaven Bogen. Es handelt sich um einen Moränenrücken. Die quartären Ablagerungen sind hier 40–50 m mächtig (Tiefbohrung «Küsnacht I»). Dieser Moränenbogen bildet im Südwesten die Begrenzung der breiten Mulde des Küsnachterberges (Abb. 6).
Im Gebiet der Wulp ist der Moränenrücken ziemlich genau Süd-Nord orientiert. Er wird durch das Tobel des Küsnachter Dorfbaches abgeschnitten. Besteht eine Fortsetzung des Moränenzuges nördlich des Küsnachtertobels? Die Frage ist nicht einfach zu beantworten. Am ehesten ist die Fortsetzung in der Geländeschulter Rebrain–Lätten–Sunnehof–Gössikon zu vermuten. In diesem Gebiet finden sich ebenfalls mächtige Moränenablagerungen.
Die besondere Bedeutung des Moränenrückens der Egg kommt im Verlauf des Küsnachtertobels zum Ausdruck. Genau nördlich des Wulprückens erfährt der Lauf des Küsnachter Dorfbaches eine deutliche Richtungsänderung. Im Gebiet des Küsnachterberges, etwa von der Tobelmüli weg, verläuft der Bach in West-Nordwest-Richtung. Bei der Sandgrueb biegt der Bachlauf in eine klare Südwest-Richtung ab bis zum Zürichsee. In diesem Abschnitt liegt auch der tiefste Einschnitt des Tobels. Die Richtungsänderung bei der Sandgrueb ist so bedeutsam, dass man die Lokalität zur natürlichen Unterteilung des Tobels in zwei Abschnitte, in einen oberen Teil im Gebiet des Küsnachterberges und in einen unteren Teil, das eigentliche, tief eingeschnittene Küsnachter Tobel, vornehmen kann. Diese Zweiteilung ist kein Zufall. In Weiter-

Abb. 6 – Blick von Limberg gegen Westnordwesten. Im Mittelgrund der Moränenzug Limberg – Egg – Wulp. Am rechten Bildrand Häuser der Schmalzgrueb. Der Moränenrücken ist durch die grossen Getreidefelder deutlich nachgezeichnet, dahinter liegt das Waldgebiet Wulp – Vogtshegi. Der Moränenrücken bildet die Abgrenzung des Küsnachterberges gegen das Küsnachter Tobel.

führung der Beobachtungen im Gebiet Wangen–Forch darf der Schluss gezogen werden, dass das gesamte Gebiet des Küsnachterberges das Zungenbecken eines Gletscherlappens darstellt, der vom Glatttal her über die Forch bis zur Wulp vorstiess (Wulp-Stand, Wulp-Stadium).
Die genaue Betrachtung des Moränenrückens Limberg–Wulp lässt erkennen, dass der Bogen komplexer aufgebaut ist als zunächst vermutet. Weitere sekundäre Bögen zweigen vom Hauptbogen beckenwärts ab, so zum Beispiel vom Reservoir auf der Egg in Richtung Zälgli westlich der Schmalzgrueb oder nordwestlich von Limberg der kleinen Strasse entlang über Büel–Boden zur Solitude (vgl. Abb. 7). Diese inneren Bögen entsprechen vermutlich Stillständen des Gletscherlappens während seines Rückzuges in Richtung Forch–Glatttal, ebenso wie der Moränenzug des Wangner Eislappens. Sie könnten auch Grenzen von verschiedenen Eismassen («Mittelmoränen») markieren.
Die Fortsetzung des Moränenrückens Wulp–Limberg über Limberg hinaus gegen Osten bis Horüti ist schwierig zu deuten, da hier vom Rütihof her, also von Süden her, eine Eismasse vorstiess und sich mit dem Eis des Küsnachterberg-Lappens vereinigte (siehe folgendes Kapitel). Östlich von Horüti verlief der Eisrand des Küsnachterberg-Lappens zur Zeit des Wulp-Standes über Langacher (700 m), das Wangnerholz in Richtung Gubel/Oberholz (750 m).
Wenden wir uns zunächst den Moränen auf der Nordseite des Küsnachterberges im Gebiet von Zumikon–Forch zu. Durch postglaziale, fluviatile Erosion, vor allem aber durch die intensive Überbauung und Bewirtschaftung durch den Menschen ist die

Abb. 7 – Moränenhügel beim Büel, am Weg von Limberg zu den Häusern der Solitude. Blick gegen Nordwesten. Der Weg verläuft auf der Seitenmoräne, welche bei Limberg vom Hauptrücken in nordwestlicher Richtung abzweigt. Im Mittelgrund links die Häuser der Schmalzgrueb, rechts die Solitude. Im Hintergrund das Waldgebiet der Isleren und das Siedlungsgebiet von Gössikon.

Weitere Informationen auf www.ortsgeschichte-kuesnacht.ch

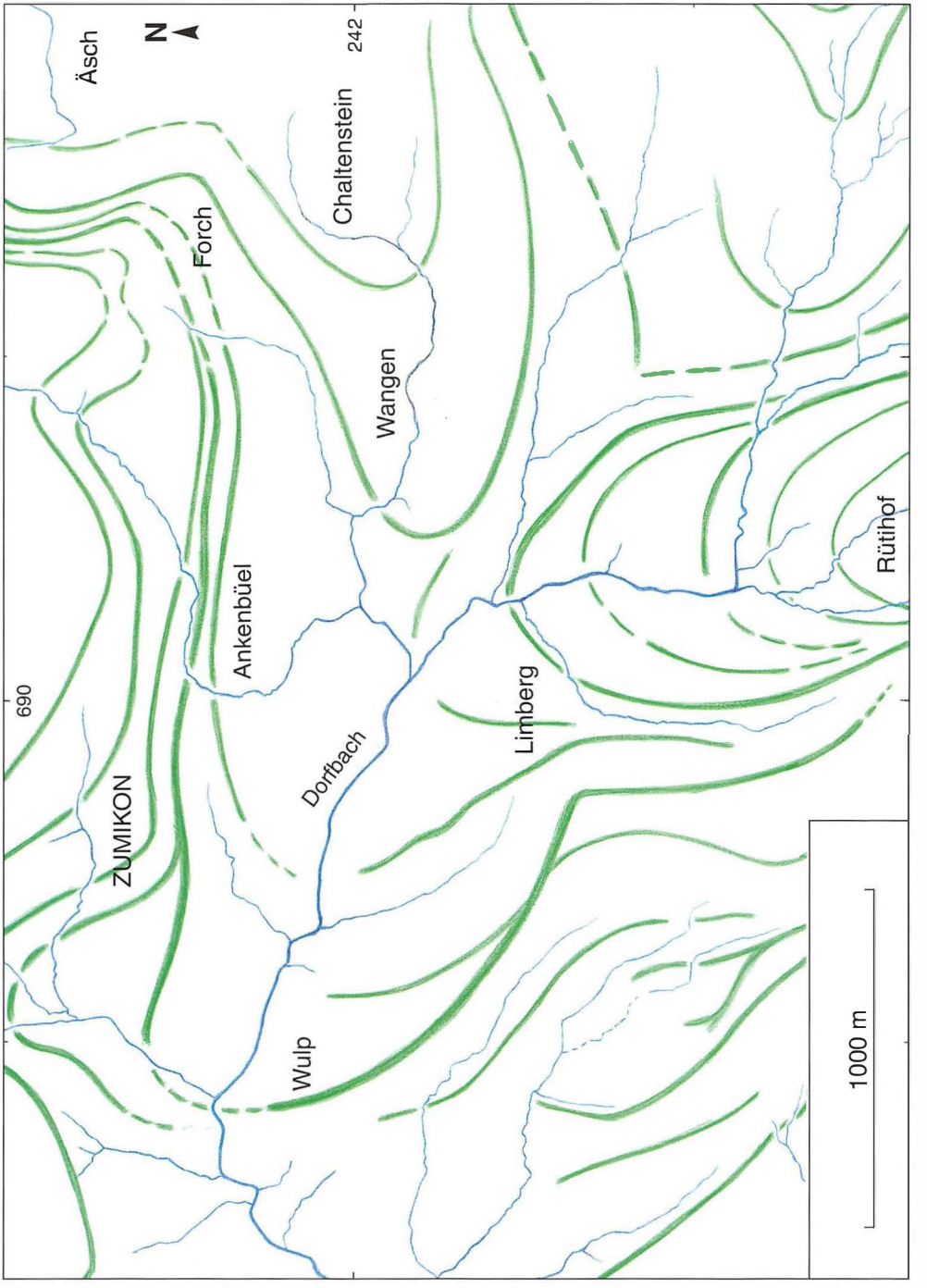

Abb. 8 – Moränen und Gewässernetz im Gebiet des Küsnachterberges. Die Karte vermittelt eine vereinfachte, schematisierte Darstellung der Zusammenhänge. Moränenzüge und zugehörige Eisrandlagen sind als kräftige grüne Linien dargestellt. Sie lassen sich zwei Eismassen zuordnen, einerseits der Eismasse, welche aus dem Glatttal über die Forch gegen Westen in Richtung Zürichseetal vorstiess, andererseits der aus dem Gebiet Rütihof gegen Norden vorstossenden Eismasse. Es wurde versucht, den ursprünglichen Verlauf eingedolter Bäche aufgrund der Geländeformen zu rekonstruieren. Man beachte, in wie enger Beziehung das Gewässernetz des Küsnachterberges zu den glazialen Geländeformen dieses Gebietes steht!

ursprüngliche Landschaft in diesem Gebiet sehr stark verändert worden. Die Erkenntnis der ursprünglichen geomorphologischen Zusammenhänge ist dadurch sehr erschwert oder überhaupt nicht mehr möglich. Hilfreiche Hinweise vermag das Gewässernetz zu liefern, obwohl die Bachläufe an zahlreichen Stellen korrigiert oder zugedeckt worden sind.

Der längliche Hügel des Ankenbüels bei Zumikon (Abbn. 1, 8) gehört zu einem bedeutenden Moränenzug, der in östlicher Richtung, leicht ansteigend, zur Forch zieht. Der Moränenzug ist aus mindestens zwei Teilzügen zusammengesetzt. Der etwas höher gelegene Zug zieht von der Rebhusstrasse über Ifang und die Forch-Strasse zum Ankenbüel. Weiter gegen Osten dürfte der Stand des Eises über Dürrenast zum Fuss des Wehrmänner-Denkmals (720 m) gereicht haben. Der etwas tiefer gelegene Zug zieht aus dem Gebiet Rosswis zum Ankenbüel (Pkt. 663,4) und vereinigt sich hier mit dem höheren Teilzug. Durch den Moränenzug des Ankenbüels wurde der Oberlauf des Vogelbaches nach Westen abgelenkt. Westlich des Ankenbüels durchbricht der Vogelbach den Moränenzug und fliesst in südöstlicher Richtung zurück zum Wangnerbach. Ablenkung und Durchbruch durch den Moränenzug beim Ankenbüel erklären den eigenartigen halbkreisförmigen Bogen im Lauf des Vogelbaches bis zur Mündung in den Wangnerbach (Abb. 8).

Oberhalb der Alten Forch-Strasse, im Gebiet Schärwis, ist der ursprüngliche Lauf des Vogelbaches zugedeckt. Im kleinen bewaldeten Tobel bei Hegiwis tritt der Bachlauf zwischen 680–700 m Höhe wieder zutage und ist als letztes kurzes Stück sichtbar im

Abb. 9 – Seitenmoräne des Rütihof-Eislappens bei Horüti. Blick gegen Westnordwesten. Am linken Bildrand ist der Hof Horüti sichtbar. Die Moräne erstreckt sich vom Horüti-Hof etwa 300 m gegen Norden (rechter Bildrand). Die Moräne ist von einem grossen Rapsfeld bedeckt, welches durch seine gelbe Färbung die Form der Moräne eindrücklich nachzeichnet. Hinter der Moräne sind Dächer der Siedlung Bunzenhalden erkennbar. Im Hintergrund Üetliberg und Albiskette.

Weitere Informationen auf www.ortsgeschichte-kuesnacht.ch

Wald der Rinderweid. Im Sommer 2000 wurde der Vogelbach bei Schärwis «renaturiert», das heisst er verläuft wieder oberirdisch, jedoch nicht seinem ursprünglichen Lauf entlang, sondern in einem völlig künstlichen Bachbett, entlang den bestehenden Strassen. Eindrücklich ist die Gruppe von erratischen Blöcken von rotem Ackerstein, die bei den Grabungsarbeiten beim Vogelbach gefunden wurden.
Der Moränenzug des Ankenbüels entspricht in seiner Lage dem Moränenzug der Egg (s. oben), das heisst, er markiert den Stand des Eises, als der Küsnachterberg-Gletscher bis zum Wulphügel reichte (Wulp-Stand). Zu diesem Zeitpunkt erreichte der Gletscherlappen von der Forch her eine Länge von 3000 m und eine Breite von 1200 m. Im Gebiet von Wangen dürfte das Eis eine Mächtigkeit von 80 m erreicht haben.
Am Chapf und am Wassberg sowie im Gebiet des Zollikerberges/Sennholz sind höhere Moränenlagen zu beobachten, welche ebenfalls auf eine Transfluenz von Eis aus dem Glatttal ins Zürichseetal hinweisen. Sie entsprechen noch etwas älteren Eisständen als der Wulp-Stand. Die Eismassen aus dem Glatttal vereinigten sich direkt mit dem Eis des Zürichseearmes, wobei Sennholz, Wassberg und Pfannenstiel als lokale, eisfreie Inseln aus dem Eis herausragten. Zur Zeit des Maximalstandes der Gletscher der letzten Eiszeit war, wie schon erwähnt, der gesamte Höhenzug vom Pfannenstiel bis zum Zürichberg völlig von Eis überdeckt. Mit dem schrittweisen Abschmelzen und Zurückweichen des Gletschers im Glatttal haben sich Grösse und Form der verschiedenen Eislappen in den Transfluenzgebieten rasch geändert, was die Korrelation der Eisstände in den verschiedenen Transfluenzgebieten schwierig macht.

6. Der Eislappen des Rütihofs

In das oben geschilderte Bild einer aus dem Glatttal über die Forch gegen Westen bis zum Wulphügel vorstossenden Gletscherzunge tritt im Gebiet südlich und östlich von Limberg eine Komplikation, indem hier von Süden her, aus dem Gebiet Rütihof, im Wulp-Stadium eine Eismasse vorstiess und sich mit dem Eis des Küsnachterberg-Lappens vereinigte (Abbn. 8, 9). Die lokale Abtrennung dieser Eismasse vom Zürichseegletscher erfolgte durch den Molassefelsriegel beim Dachsberg–Rütibuck und die Schwelle Neuweid–Rütihof.
Der geomorphologische Einfluss dieses Eislappens, seine Form und seine Ausdehnung kommen im lokalen Gewässernetz zwischen Rütihof im Süden und Tobelmüli im Norden recht deutlich zum Ausdruck. Die flache Geländemulde nördlich Rütihof, zwischen Langmatt im Westen und Rüssel im Osten, wird nach Norden entwässert. Im offenen Land sind die Bäche, welche westlich und östlich des Rütihofes entspringen, der Underwisbach und der Würzbrunnenbach, eingedolt. Im bewaldeten Gebiet treten sie zutage, vereinigen sich beim Würzbrunnen und fliessen daselbst in den Küsnachter Dorfbach. Der Nord-Süd verlaufende Tobelabschnitt zwischen Würzbrunnen (Bach auf Kote 650 m) und der Überführung der Limbergstrasse (Bach auf Kote 605 m) bildet die direkte Fortsetzung des Gewässernetzes der Rütihof-Mulde. Das Süd-Nord orientierte Gewässernetz zwischen Rütihof und Rischbachtobel markiert auf einer Länge von 1,5 km die Längsachse des Rütihof-Eislappens.
Es lassen sich mehrere Moränenbogen erkennen, welche die genannte Achse queren und offenbar verschiedenen lokalen Rückzugstadien des Rütihof-Eislappens ent-

Abb. 10 – Am Bunzenhalden-Weg. Einschnitt der Waldstrasse auf Kote 655 m durch die Wallmoräne im Gebiet Holzweid südwestlich Wiserholz. Blick nach Süden. Der Moränenwall ist dem Rütihof-Lappen zuzuordnen. Er entspricht einem Stillstand des Gletschers beim Rückzug des Eises.

sprechen (Abb. 8, 10). Ein äusserer Bogen zieht von Horüti (Abb. 9) über Wiserholz, Limberg zum Rütibuck. Er ist im Osten und Nordosten begrenzt durch den Riedacherbach und den Wiserholzbach. Der Riedacherbach hat seinen Ursprung im Gebiet von Horüti, ist aber in seinem Oberlauf weitgehend zugedeckt bis zum kleinen Tobel beim Riet. Im Westen wird derselbe äussere Bogen durch den Langmattbach begrenzt. Man beachte die ausgeprägte Symmetrie in der Anordnung dieser Bachläufe in bezug auf die oben erwähnte Längsachse des Rütihof-Eislappens.
Sehr markant ist der Moränenbogen Bunzenhalden (Pkt. 682.5)–Horüti. Er hat bewirkt, dass die aus den Gebieten von Hinter Guldenen, Vorder Guldenen, Chüelenmorgen, Weidholz, Wolfsgrueb zufliessenden Gewässer, inklusive Rüsselbach, sich bei Horüti zum Dorfbach vereinigen. Von Horüti bis Würzbrunnen fliesst der Dorfbach, abgedämmt durch den Moränenwall, genau gegen Westen und mündet beim Würzbrunnen in das Süd-Nord orientierte Gewässersystem des Rütihof-Eislappens. Nach dem Zusammenfluss durchbrechen die Gewässer den Ost-West orientierten Moränenwall von Bunzenhalden. Weitere Moränenbögen sind im quellenreichen, von Rutschungen durchsetzten Tobelgebiet angedeutet. Ein flacher, innerer Bogen umgrenzt schliesslich die offene Geländemulde des Rütihofs.
Zur Zeit des Wulp-Standes dürfte die Eisoberfläche des Rütihof-Lappens im Gebiet des Rütihofes auf 730 m, am Dachsberg und bei Horüti auf 690 m gelegen haben. Bei Horüti erfolgte die Vereinigung mit dem Eis, welches von der Forch her aus dem Glatttal überfloss.

Weitere Informationen auf www.ortsgeschichte-kuesnacht.ch

7. Das Phänomen der würmeiszeitlichen Eistransfluenzen zwischen Glatttal und Zürichseetal

Forch und Küsnachterberg sind keineswegs die einzigen Gebiete der Pfannenstiel-Zürichberg-Kette, wo in der letzten Eiszeit eine Transfluenz von Eis aus dem Glatttal zum Zürichseetal stattgefunden hat. Klare Hinweise auf Eistransfluenzen finden sich in folgenden Gebieten:

- Südlich der Forch: Im Gebiet von Hinter Guldenen, Vorder Guldenen, Chüelenmorgen, Schönbüel.
- Zwischen Wassberg und Sennholz: Im Gebiet Wassbergholz, Chellen, Zollikerberg.
- Zwischen Sennholz und Öschbrig: Im Gebiet Breitmoos, Brunnenwisen.
- Zwischen Öschbrig und Adlisberg: Im Gebiet Rüti, Stockenwiesen, Breitwies, Witikon.
- Zwischen Adlisberg und Zürichberg: Im Gebiet Adlisberg–Dolder, Allmend Fluntern–Dreiwiesen.
- Zwischen Zürichberg und Chäferberg: Im Milchbuckgebiet.

Anordnung und einheitliche Fliessrichtung der Eistransfluenzen im Gebiet zwischen Zürichberg und Pfannenstiel zeigen, dass wir es mit einem grossräumigen Phänomen zu tun haben. Die Oberfläche des Gletschers im Glatttal lag systematisch höher als diejenige des Zürichseearmes. Dies gilt in gleichem Sinne auch für die Eisoberflächen im Furttal und im Limmattal im Würm-Maximum. Zur Zeit des Würm-Maximums stiess der Gletscher bei Würenlos aus dem Furttal mehr als einen Kilometer weit ins Limmattal vor.
Was könnte die Ursache dieser unterschiedlichen Höhenlagen sein? Ein Hauptgrund liegt wohl in der sehr unterschiedlichen Gestaltung der Felsunterlage der beiden Gletscherarme. Im Fall des Glatttalarmes war das Eis gezwungen, vom flachgründigen oberen Zürichsee her rund 100 m aufzusteigen, um die breite Felsschwelle von Hombrechtikon–Bubikon (500 m) zu überwinden. Anderseits konnte das Eis des Zürichseearmes von Stäfa und Wädenswil weg in einer über 200 m tiefen Rinne direkt bis ins Limmattal abfliessen, was vermutlich eine höhere Fliessgeschwindigkeit des Eises und damit verbunden eine verstärkte Absenkung der Eisoberfläche erlaubte. Möglicherweise waren die Temperaturen an der Basis des Gletschers in der übertieften Rinne des Zürichseearmes nahe dem Schmelzpunkt des Eises, was das Fliessen des Gletschers erleichterte. Sie waren vermutlich höher als die entsprechenden Temperaturen im Gebiet der Glatttalschwelle (Permafrost). Die Fliessrichtungen des Eises im Glatttal (N 30° W) und im mittleren Zürichseetal zwischen Stäfa und Meilen (N 60° W) lassen eine Divergenz von etwa 30° erkennen, wobei der Molasseblock des Pfannenstiels als Teiler der beiden Gletscherströme wirkte. Die Transfluenzrichtung verläuft schief zu den Fliessrichtungen des Eises im Glatttal und im Zürichseetal. Der Stau des Eises vor der Glatttalschwelle und der relativ rasche Abfluss des Eises über das tief kanalisierte Zürichseetal vermögen die beobachteten Höhenunterschiede wohl zu erklären, doch sind weitere Untersuchungen notwendig, um die Ursachen der Transfluenzen mit Sicherheit festzulegen.

8. Schlussfolgerungen

Im Gebiet des Küsnachterberges kann aufgrund der Geomorphologie eine Transfluenz des würmeiszeitlichen Linth-Rheingletschers nachgewiesen werden. In der Zeit des Schlieren-Stadiums, sensu lato, floss im Gebiet der Forch vom Glatttal her Eis gegen Westen bis zur Wulp und bildete einen Eislappen von 3 km Länge, 1,2 km Breite und 80 m Eismächtigkeit. Der Küsnachterberg bildete das Zungenbecken dieses Eislappens zur Zeit des Wulp-Standes. Zwischen Limberg und Horüti stiess aus dem Gebiet des Rütihofs, also von Süden her, eine Eismasse zum Küsnachterberg vor und vereinigte sich mit dem Eis, das von der Forch her floss. Das Gewässernetz des Küsnachterberges steht in engster Beziehung zur Form des Eislappens und seinen Rückzugsstadien und findet damit zugleich die Erklärung seiner Anlage.
Vergleichbare und gleichgerichtete Transfluenzen lassen sich im Gebiet Pfannenstiel–Zürichberg an mehreren Stellen nachweisen, besonders eindrücklich im Gebiet des Zollikerberges sowie im Gebiet Adlisberg–Dolder und Allmend Fluntern–Dreiwiesen. In allen Fällen steht die Anlage des Gewässernetzes in enger Beziehung zu den lokalen glazialen Geländeformen. Eine geringe Höhenänderung der Eisoberfläche im Glatttal bedeutete eine rasche Änderung der Form und der Ausdehnung der Eislappen, was einerseits eine gute zeitliche und räumliche Auflösung der eiszeitlichen Ablagerungen im Transfluenzgebiet bedeutet, anderseits aber die Korrelation der Ablagerungen in benachbarten Gebieten erschwert oder gar verunmöglicht. Für die genaue zeitliche Aufgliederung und Korrelation der eiszeitlichen Ablagerungen in den verschiedenen Transfluenzgebieten sind weitere spezielle Untersuchungen, insbesondere vergleichende geologische Datierungen notwendig.
Das Phänomen der Transfluenzen von Eis aus dem Glatttalgebiet Richtung Zürichsee deutet darauf hin, dass die Eisoberfläche des Gletschers im Glatttal durchgehend etwas höher lag als diejenige des Gletschers im Zürichseetal. Der Molasseblock des Pfannenstiels wirkte als Teiler der beiden Gletscherströme. Das Eis, welches zum Glatttal floss, war gezwungen, vom oberen Zürichsee her rund 100 m aufzusteigen, um die breite Schwelle von Hombrechtikon–Bubikon (500 m) zu überwinden, und erfuhr dabei eine zusätzliche Stauwirkung, während das Eis des Zürichseegletschers von Stäfa–Wädenswil weg in einer durchgehenden Rinne auf viel tieferem Felsniveau als im Glatttal direkt und mit relativ grosser Fliessgeschwindigkeit bis ins Limmattal abfliessen konnte.

9. Nachwort

Im Bericht an die Schweizerische Geologische Kommission vom 24. Oktober 1967 über die im Jahre 1967 für das Blatt «Zürich» durchgeführten geologischen Kartierungsarbeiten schrieb ich im Zusammenhang mit der Frage der Eistransfluenzen im Gebiet Pfannenstiel–Zürichberg: «... In bezug auf die Vergletscherung der Pfannenstiel-Zürichberg-Kette ergaben sich einige bemerkenswerte, neue Gesichtspunkte. Offenbar hat der Glatttalarm des Linth-Rheingletschers, vermutlich zur Zeit des Schlieren-Stadiums, mehrere Eislappen von 3–4 km Länge über die Einsattelungen der Pfannenstiel-Zürichberg-Kette ins Zürichseetal hinübergesandt: Küsnachterberg-

Weitere Informationen auf www.ortsgeschichte-kuesnacht.ch

Lappen, Zollikerberg-Lappen, Witikon-Lappen, Chlösterli-Lappen. Besonders schön lassen sich der Küsnachterberg-Lappen und der Zollikerberg-Lappen rekonstruieren und je zwei Rückzugsstadien dieser Lappen erkennen. Manche geomorphologischen Eigentümlichkeiten dieser Gebiete sowie die Anlage des Bachnetzes finden damit ihre zwanglose Erklärung. Der Wehrenbach entspringt im Zungenbecken des Zollikerberg-Lappens, der Küsnachter Dorfbach im Zungenbecken des Küsnachterberg-Lappens.»

Es freut mich, dass ich nach mehr als drei Jahrzehnten das Problem der Eistransfluenzen zwischen Glatttal und Zürichseetal in einer ausführlichen Untersuchung nochmals aufgreifen durfte und dabei zu etwa denselben Schlussfolgerungen wie 1967 gelangt bin. Das Problem ist keineswegs abschliessend behandelt. Wie stets bei der Erforschung der Natur reihen sich immer weitere Kreise von Fragen an die schon erlangten Erkenntnisse. Möge die vorliegende Arbeit als Anregung für weitere Untersuchungen dienen!

Gleichzeitig erfüllt mich mehr denn je eine grosse Sorge um die Zukunft unseres Lebensraumes. Die Entstehung unserer Landschaft hat für menschliche Massstäbe sehr lange, unvorstellbar lange Zeiträume beansprucht. Es sind einerseits die natürlichen, exogenen und endogenen Prozesse, welche die Landschaft geformt haben, anderseits sind es die traditionelle Besiedlung und Bebauung des Bodens durch den Menschen, welche über lange Zeiträume hinweg das vertraute Landschaftsbild geprägt haben. Diese menschengerechten Verhältnisse haben in unserer Zeit eine völlige Umwandlung erfahren. Gründe dafür sind die starke Zunahme der Bevölkerung sowie die technische Entwicklung, welche in sämtliche Lebensbereiche eingreift, allem voran der Motor, der eine ins Ungeheuerliche gesteigerte Anwendung der Energie erlaubt. Während, zum Beispiel, früher die Siedlungen und Verkehrswege der bestehenden Landschaft angepasst werden mussten, wird heute in Umkehrung der Verhältnisse die Landschaft durch riesenhafte Erdbewegungen den Bedürfnissen der Verkehrsführung und der Grossüberbauungen angepasst und zerstört.

Die traditionelle Landschaft am Zürichsee war noch vor gut hundert Jahren eine liebliche, wunderschöne Landschaft. Sie ist im Gebiet von Küsnacht und anderen Seegemeinden im Verlaufe von nur zwei Generationen in ihrer Eigenart durch Überbauung weitgehend zerstört worden, in Beton erstarrt. Was einen vor allem erschreckt und lähmt, ist das unheimliche Tempo, mit welchem dieser Umwandlungsprozess abläuft.

Der Küsnachterberg ist auch heute noch eine sehr schöne Landschaft, eine Wohltat für das Gemüt demjenigen, der sie durchwandert. Doch auch hier, hoch über dem See, sind im Zusammenhang mit dem Ausbau der Verkehrswege bei der Forch brutale Veränderungen der überlieferten Landschaft im Gange, auf Küsnachter Gemeindegebiet! Hütet Euch am Küsnachterberg! So möchte man den Küsnachtern zurufen. Setzt Euch ein für die umfassende Erhaltung der Landschaft des Küsnachterberges zu Euerem eigenen Wohl und zum Wohl der künftigen Generationen!

Dank

Herrn Dr. A. Egli, Redaktor der Küsnachter Jahrhefte, den Herren Jud und Müller vom Küsnachter Vermessungsamt, Herrn Schwengeler vom Vermessungsamt des Kantons Zürich sowie Herrn Emil Walthard, Küsnacht, danke ich für ihr Interesse, ihre

wohlwollende Unterstützung und Mithilfe bei der Herausgabe der vorliegenden Arbeit im Küsnachter Jahrheft. Meiner Frau Ruth danke ich von Herzen für ihre verständnisvolle Geduld während der Ausarbeitung der Unterlagen sowie für die vielen glücklichen Stunden, die wir bei den Begehungen im Gebiet des Küsnachterberges gemeinsam erleben durften. Ihr sei diese Arbeit gewidmet!

Nazario Pavoni

Literaturverzeichnis

Bolliger, Th. ed. 1999, Geologie des Kantons Zürich, 163 S., Ott Verlag, Thun.

Frei, E. 1946, Exkursion Nr. 11, Zürich–Forch–Greifensee–Dübendorf–Schwamendingen, und Exkursion Nr. 12, Küsnachtertobel–Forch–Pfannenstiel–Wetzwil–Erlenbach–Küsnacht, in: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich, herausgegeben 1946 von der Geologischen Gesellschaft in Zürich, 72–86, Verlag Leemann, Zürich.

Hantke, R. 1958, Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit, Eclogae geologicae Helvetiae, 51, 119–149.

Hantke, R. 1980, Der Linth/Rhein-Gletscher, Eiszeitalter, Band 2, 127–205. Ott Verlag, Thun.

Hantke, R. und Mitarbeiter 1967, Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 112, 91–122.

Heim, A. 1919, Das Diluvium, Geologie der Schweiz, Band 1, 197–440. Leipzig.

Jäckli, H. 1989, Geologie von Zürich, 216 S., Orell Füssli, Zürich.

Pavoni, N. 1953, Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse, Geographica Helvetica, Band VIII, 1953, Heft 3, 217–226.

Pavoni, N. 1957, Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 102, Abhandlung Nr. 5, 117–315.

Pavoni, N. 1967, Bericht vom 24. Okt. 1967 zuhanden der Schweizerischen Geologischen Kommission über die auf LK Blatt 1091 Zürich im Jahr 1967 durchgeführten Kartierungsarbeiten.

Pavoni, N., Jäckli, H. und Schindler, C. 1992, Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 1091 Zürich (Atlasblatt Nr. 90), Landeshydrologie und -geologie.

Suter, H. und Hantke, R. 1962, Geologie des Kantons Zürich, 172 S., Verlag Leemann Zürich.

Wettstein, A. 1885, Geologie von Zürich und Umgebung, IV + 84 S., mit geologischer Karte 1:40 000. Verlag J. Wurster & Co., Zürich.

Zingg, Th. 1934, Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Atlasblatt Nr. 7, Mönchaltorf–Hinwil–Wädenswil–Rapperswil, mit Erläuterungen, Schweizerische Geologische Kommission.