

Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebietes (Kanton Thurgau)

Autor(en): **Krayss, Edgar / Keller, Oskar**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **52 (1994)**

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-593774>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebiets (Kanton Thurgau)

EDGAR KRAYSS und OSKAR KELLER

Mitt. thurg. naturf. Ges.	52	33 Seiten	1 Tab./17 Abb.	Frauenfeld 1994
---------------------------	-----------	-----------	----------------	-----------------

1. Einführung und Überblick

Ihrer Wasserführung nach steht die Murg unter den Flüssen des Thurgaus nach dem Rhein und der Thur im dritten Rang. Eines jedoch hat die Murg den beiden andern Gewässern voraus: Nur sie gehört voll und ganz zum Thurgau. Als Grenzfluss streift der Rhein den Kanton im Norden. Von der Thur erhielt das Land seinen Namen, es kann sich aber vom stattlichen Voralpenfluss nur dessen Mittellauf zurechnen. Ursprung und Mündung der Thur liegen in der Fremde. Bei der Murg ist es anders, sie bleibt im Land! Zwar reicht auch sie mit einigen wenigen Quellbächen in die Nachbar Kantone hinüber, doch sind das nur geringfügige hydrographische Übergriffe. Bleiben wir also bei der Aussage: Die Murg ist eine Thurgauerin (fast) durch und durch.

Das 212 km² grosse Einzugsgebiet der Murg oberhalb Frauenfeld hat die Form eines unregelmässigen Vierecks (Abb. 1). Als markante Eckpunkte mögen gelten: Im Osten der flache Übergang des Lauchetals ins Thurtal bei Märwil, im Süden die Kuppe des Schlattbergs bei der Hulftegg, im Westen der Schauenberg und schliesslich im Norden der Schwemmfächer der Murg bei Frauenfeld. Die Wasserscheide zur Thur verläuft von der Hulftegg über die St. Iddaburg und die Dietschwiler Höchi nach Wil, quer durch das Braunauer Hügelland und die östlichen Ausläufer des Imenbergs, sowie über den Rücken des Bietenhards.

Gegen die Töss scheiden sich die Wasser auf dem Hauptgrat des Hörnliberglandes von der Storchenegg über Allenwinden nach Sitzberg. Flache Talwasserscheiden zur Töss und Eulach liegen bei Selmatten, Ettenhausen, Aadorf und Hagenbuch.

Das Einzugsgebiet erreicht seinen höchsten Punkt am Regelsberg östlich des Hörnli auf 1035,4 m ü. M. Auf dem Schwemmfächer der Murg zur Thur vermerkt die Landeskarte tiefste Höhenkoten um 388 m ü. M. Von der gesamten Höhendifferenz von 647 m entfallen rund 420 m auf die ersten 5 km Laufstrecke bis Fischingen, was mit dem kräftigen Relief des Berglandes rund um das Hörnli zusammenhängt. Die restlichen 227 Höhenmeter verteilen sich auf eine (etwas gestreckt gemessene) Lauflänge von rund 23 km, was noch einem mittleren Gefälle von 1 % entspricht.

Zur *landschaftlichen Gliederung* des Murggebietes bietet sich folgende Vierteilung an (Vgl. Abb. 1):

1. Das Hörnlibergland mit den Quelltälern der Murg
2. Die Trockentäler von Aadorf, Bichelsee und Littenheid
3. Das mittelthurgauische Hügelland mit den Tälern der Lauche, des Tuenbachs und der Murg
4. Das Durchbruchstal Matzingen - Frauenfeld mit dem Schwemmfächer im Thurtal

Wenn man gemeinhin ein Flusssystem als aktiven Gestalter der Landschaft betrachtet, kann das für die Murg nur im Bereich ihrer Quellbäche gelten. Dem Aubach, dem Flobach oder dem Habbach im Tannzapfenland glaubt man, dass sie ihr feinverästeltes Talsystem aus eigener Kraft zu schaffen vermochten. Bei der tief eingeschnittenen steilwandigen Durchbruchschlucht der Murg zwischen Mührüti und Fischingen kommen angesichts des bescheidenen Gewässers schon einige Zweifel auf. Vollends in Frage gestellt wird indessen die Erosionskraft der Wasserläufe etwa in den Tälern von Itaslen oder Littenheid, die sich unterhalb Fischingen an das Murgtal anschliessen. Die Rinnsale nehmen sich im Landschaftsbild so kümmerlich aus, dass die Geographen die Bachgräben einfach übersehen und derartige Täler als "Trockentäler" zu bezeichnen pflegen.

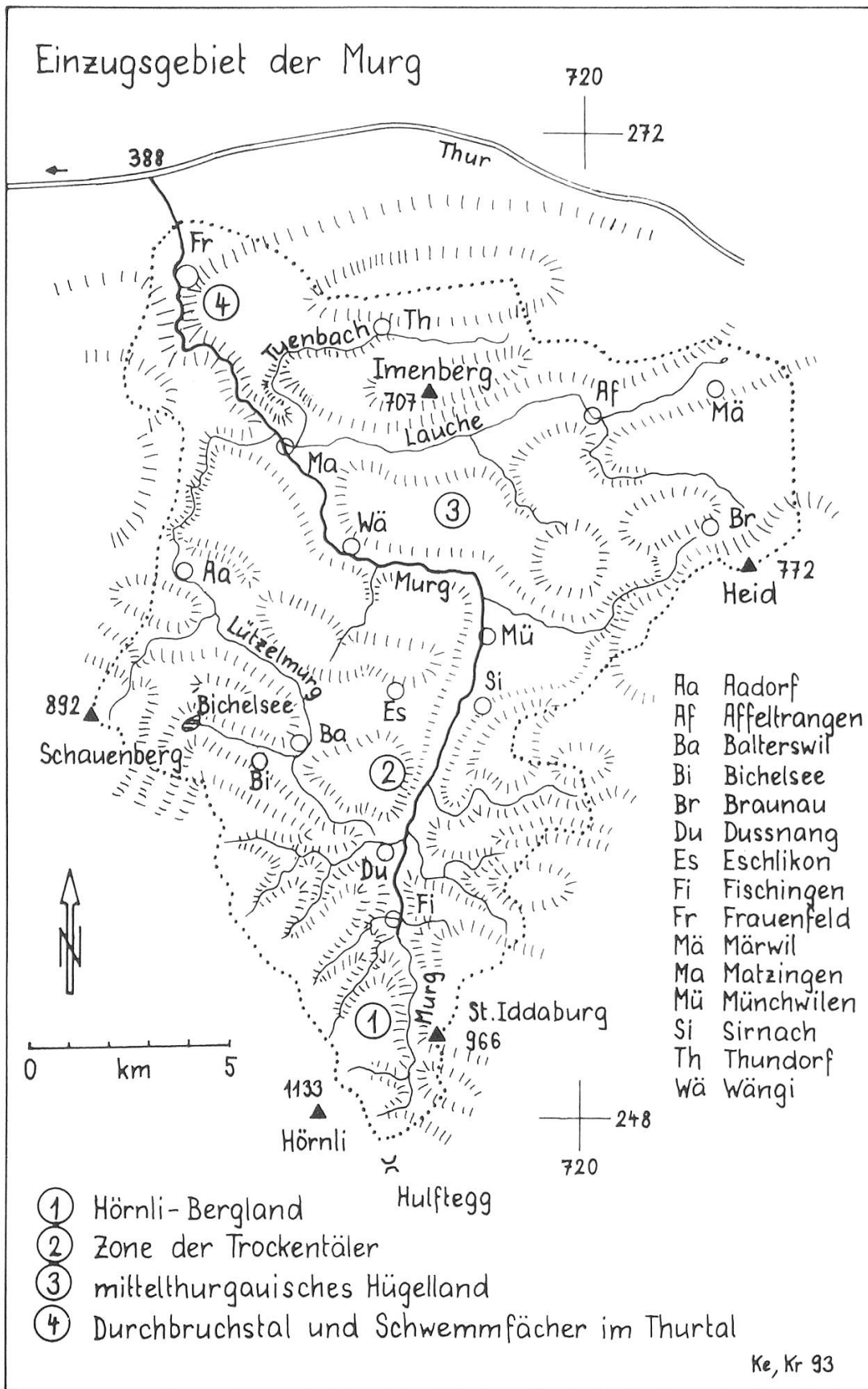


Abb. 1: Einzugsgebiet der Murg mit landschaftlicher Gliederung.

Auch das Lauchetal wäre seiner breiten Ausgestaltung nach einem kräftigen Flusslauf angemessen. Aber woher sollte dieser kommen? Nach 10 km streicht der flache Talboden bachaufwärts bei Märwil ins Leere aus. Die Lützelurg endlich schleicht sich mit ihren Quellbächen fast über ihre ganze Laufstrecke durch überbreite Talböden, bis sie schliesslich unterhalb Aadorf unter Aufbietung aller Kräfte noch ein bescheidenes Tobel zuwege bringt. Um es zusammenzufassen: Abgesehen von den Quelltälern im Hörnlibergland sind für die Gewässer des Murgsystems die Täler meist einige Nummern zu gross. Dazu kommt, dass sich die "Seitentäler" der Murg zwischen Dussnang und Matzingen überhaupt nicht an die generelle Laufrichtung nach Norden halten, sondern das Murggebiet regelwidrig von Ost nach West durchlaufen.

Wie wir sehen werden, verdanken sowohl die grossen Trockentäler als auch das mittelthurgauische Hügelland ihre Gestaltung überwiegend der *Wirkung eiszeitlicher Gletscher* und ihrer Schmelzwässer. Weite Teile des Mittelthurgaus unterlagen der Schürfkraft des Eises, das als mächtige Zunge des Bodensee-Rheingletschers durch das Lauchetal zur Murg vorstiess. Die Trockentäler dienten dem Abfluss kräftiger Schmelzwasserströme, die dem Eisrand aus dem Toggenburg und dem Raum St. Gallen bis nach Winterthur folgten. Das Hörnlibergland wurde von der Bodensee-Vorlandvergletscherung zwar nicht mehr direkt betroffen, dafür machte sich zwischen Mührüti und Fischingen der Thurgletscher mit Eiszungen und Schmelzwässern bemerkbar.

Im 3. Kapitel wird unter dem Titel "Landschaftsgeschichte" auf die eiszeitliche Ausgestaltung des Murggebiets näher eingegangen. Vorgängig behandelt das 2. Kapitel "Geologie" kurz das Gesteinsmaterial und die Entstehung des sogenannten Hörnli-Schuttfächers während der Molassezeit. Der Hörnli-Schuttfächer bildete gewissermassen die Rohform, aus der die Murgtallandschaft schliesslich hervorging.

Zur Sedimentation der Molassegesteine stützt sich unsere Betrachtung auf die Arbeit von BÜRGISSER (1981) über Fazies und Paläohydrologie im Hörnli-Schuttfächer. Als Beitrag zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes hat ANDRESEN (1964) umfassende Untersuchungen angestellt, auf denen Teile dieser Studie aufbauen konnten. Den Eisrand des letzteiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers von St. Gallen bis Aadorf kartierte zum erstenmal FALKNER (1910). Weitere kartographische Darstellungen der letzteiszeitlichen Vergletscherung des Kantons Thurgau verdanken wir MÜLLER (1979). Eine Übersicht der gesamten Bodensee-Vorlandvereisung mit Karten zum Würm-Maximum und zum Stadial Stein am Rhein geben KRAYSS & KELLER (1983), neuere Zusammenfassungen KELLER & KRAYSS (1987 und 1993).

Das Einzugsgebiet der Murg ist durch den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 vollständig erfasst. Als letzterschienene Karte deckt das Blatt 1073 Wil von HOFMANN (1988) den Hauptteil des Murggebietes ab. Die Randzonen im Norden und Süden sind in den Blättern 1053 Frauenfeld und 1093 Hörnli geologisch kartiert. Über die Grundwasserverhältnisse im Murggebiet orientiert die Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100'000, Blatt Bodensee; insbesondere geben die Erläuterungen von JÄCKLI & KEMPF (1980) wertvolle Informationen zur Lockermaterialfüllung der Talrinnen. Mit der Hydrogeologie des Murgtals befasst sich auch BALDERER (1981).

Zum Studium des Kapitels "Landschaftsgeschichte" sei der Leser noch speziell darauf hingewiesen, dass sämtliche Ortsangaben des Murggebietes in den Blättern Frauenfeld, Wil und Hörnli der Landeskarte 1:25'000 zu finden sind.

2. Geologie

2.1. Festgesteine

Die Festgesteine, also die Gesteine des Felsuntergrundes, die im Einzugsgebiet der Murg anzutreffen sind, gehören ausschliesslich zur Formation der *Oberen Süsswassermolasse*. Sie wurden während dem mittleren Miozän vor rund 17-12 Millionen Jahren im Vorland des damaligen alpinen Überschiebungsbereichs abgelagert. Aus der Gegend von Sargans ergoss sich ein Urrhein auf einen mächtigen Schutt- und Schwemmfächer, dessen Zentrum im Hörnligebiet lag (Abb. 2). Auf diesem Schwemmfächer kam es zur Ablagerung der drei typischen Molassegesteine: Konglomerate (hieszulande Nagelfluh genannt), Sandsteine und Mergel. *Konglomerate* bestehen zur Hauptsache aus Geröllen und sind verfestigte Schotter. *Sandsteine* enthalten feinere Gesteinskörner und erklären sich als verfestigte Sandschichten. Die *Mergel* schliesslich haben einen hohen Anteil an siltigen und tonigen Partikeln und sind nichts anderes als verfestigter, meist etwas kalkhaltiger Schlamm. Auf dem Schwemmfächer wurden die Konglomerate hauptsächlich im Bereich weit verzweigter Stromrinnen abgelagert. Sande setzten sich in Strombereichen mit geringen Fließgeschwindigkeiten des Wassers sowie in flachen Seen ab. Für die Mergel typisch ist Ablagerung in Stillwasserbecken. Dazu gehören sowohl Seen als auch die Überschwemmungsebenen ausserhalb der Stromrinnen.

Wie die Beobachtung an Felswänden im Hörnlibergland zeigt, treten die 3 Gesteinstypen der Molasse zumeist in rasch wechselnder Schichtfolge auf. Innerhalb eines bestimmten Profils sind alle möglichen Sedimenttypen vertreten: Rinnen-, Überschwemmungs- und Seesedimente. BÜRGISSER (1981) hat innerhalb des Hörnlichswemmfächers generell 3 *Sedimentationszonen* unterschieden (Abb. 3):

- 1 eine alpenrandnahe Konglomerat-Zone mit einem Nagelfluhanteil grösser als 80 %,
- 2 eine Konglomerat/Mergel-Zone im Mittelbereich und
- 3 eine Sandstein/Mergel-Zone mit weniger als 1 % Konglomeraten am Fusse des Schwemmfächers, wo die Wasserläufe des Urrheins in ein beckenaxiales Stromsystem übergingen.

Der südlichste Zipfel des Murggebiets reicht in die Konglomerat-Zone 1. In diesem Ablagerungsgebiet verzweigten sich untiefe Rinnen auf einem kiesigen Schwemmfächer. In der Zone 2 waren die Flussrinnen weniger zahlreich, dafür breiter und tiefer. Weite Teile des Schwemmfächers, auf dem der Fluss hin und her pendelte, wurden bei Hochwasser überflutet. Dort lagerte sich der Schlamm ab, der sich später zu Mergel verfestigte. Der Hauptteil des Murggebiets gehört zur Konglomerat/Mergel-Zone 2. Die Grenze zur Konglomerat-Zone 1 dürfte im Raum Dussnang liegen, der Übergang zur Sandstein/Mergel-Zone 3 in der Gegend von Frauenfeld. In der Zone 3 zeichnet sich bereits das Stromsystem der Glimmersandrinne (Abb. 2) ab, das die Wasser aus dem süddeutschen Alpenvorland einem Meer in der Gegend von Lyon zuführte.

Zur *Tektonik* ist aus dem Murggebiet wenig zu vermelden. Die Molasseschichten liegen praktisch durchwegs horizontal. Der im späten Miozän einsetzende Schub der Alpenfront vermochte im Areal südlich der Linie Fischenthal - Bütschwil bis zum Rickenpass die Schichtpakete der Oberen Süsswassermolasse zwar noch hochzupressen und aufzubiegen, aber nicht mehr zu zerbrechen. Das Murggebiet blieb indessen von Deformationen ganz verschont. Seit rund 10 Millionen Jahren hat sich die Mittelländische Molasse en bloc um 600-700 m gehoben. Infolge der Hebung

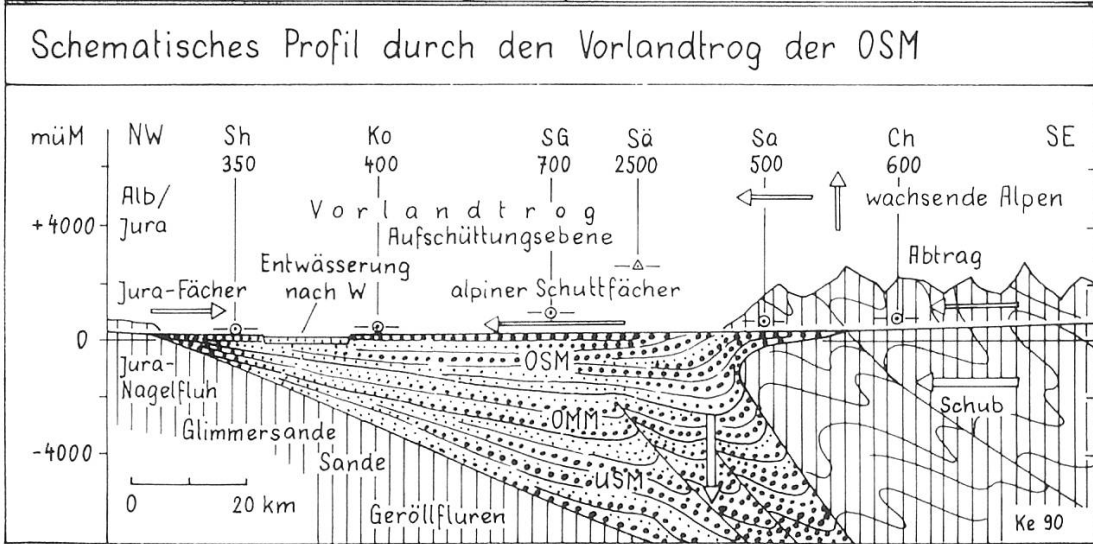
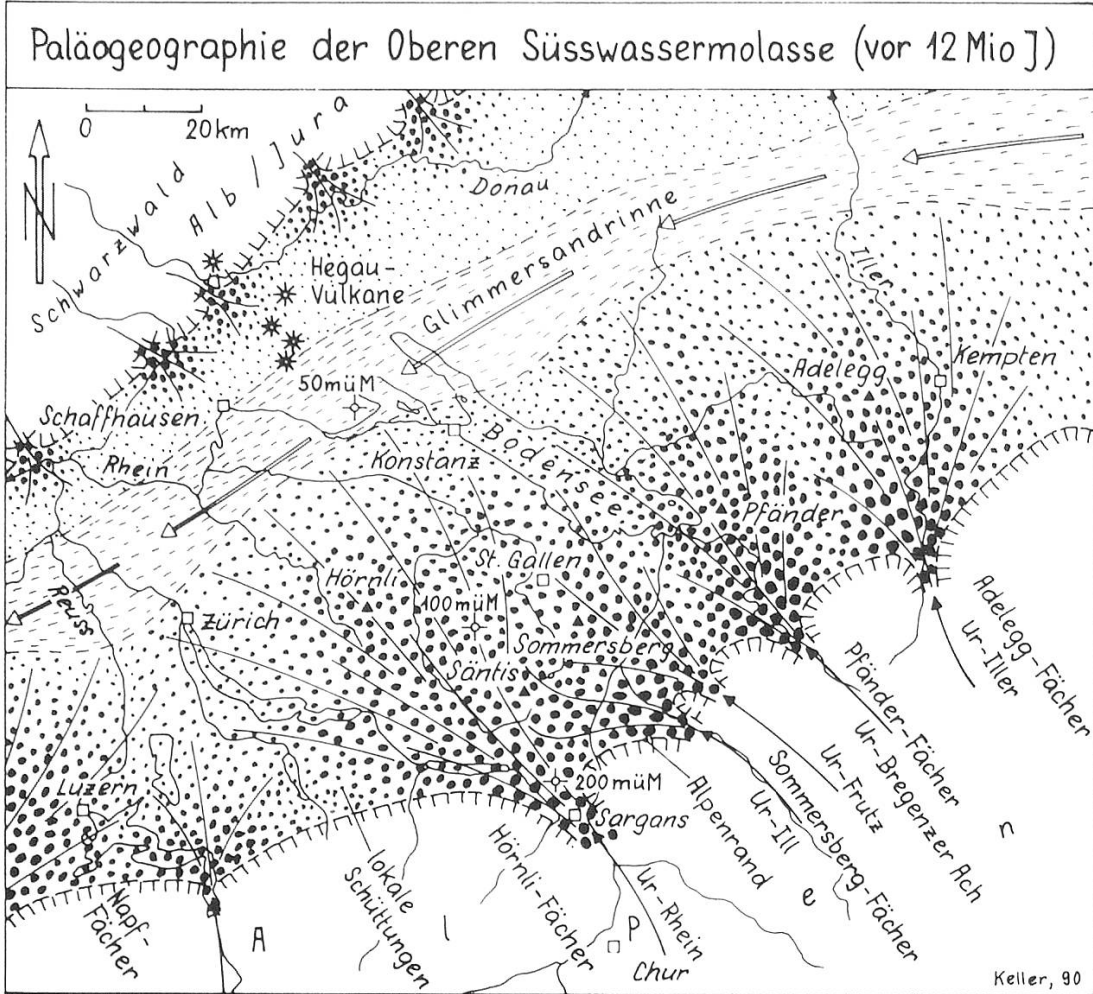


Abb. 2: Alpenvorland während der Oberen Süßwassermolasse vor 12 Millionen Jahren. Der Urrhein schüttet den Hörnlichschwemmfächer gegen das Stromsystem der Glimmersandrinne (Aus KELLER & KRAYSS, 1991a).

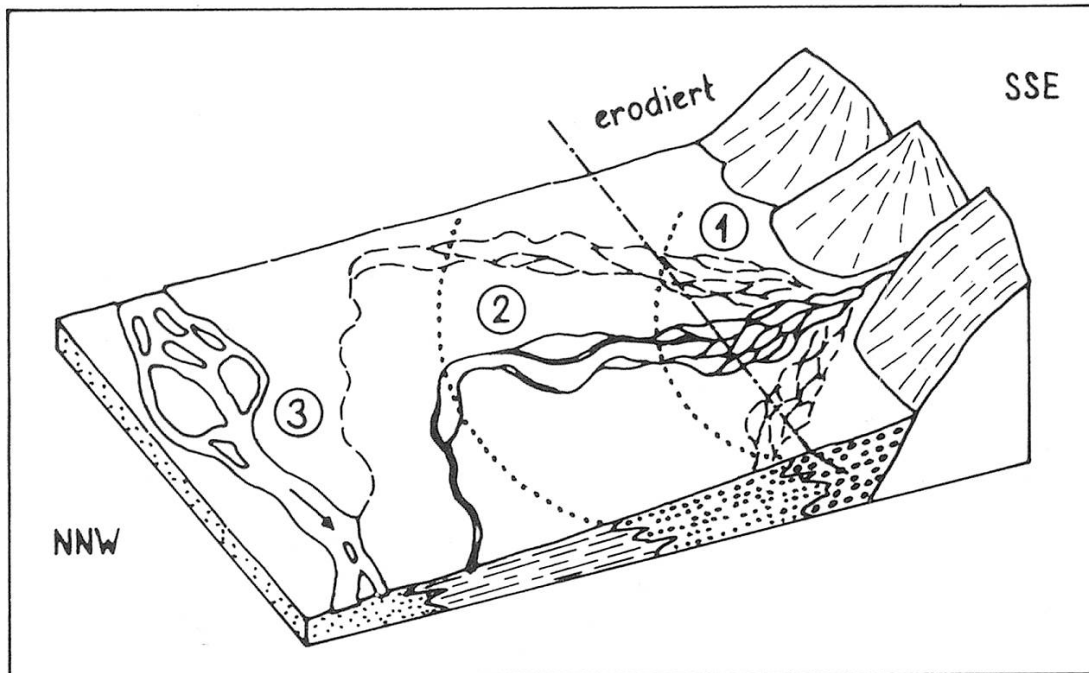


Abb. 3: Schematisches Blockbild des Hörnlischwemmfächers vor rund 12 Millionen Jahren. Vor dem Ausgang eines Alpental verzweigen sich kiesreiche Flüsse auf einem Schuttfächer (1). Im flacheren Schwemmfächer-Bereich (2) liegen zwischen den Flussrinnen Überschwemmungsflächen. Die Gewässer sammeln sich in der Ebene der Glimmersand-Rinne (3). (Vereinfacht nach BÜRGISSER, 1981, Fig. 4).

setzte die Abtragung der höheren Schichten und die Eintiefung der Täler ein, zuerst ausschliesslich durch Flussarbeit und seit 1-2 Millionen Jahren auch durch die Schürfkraft der Gletscher.

Als *nutzbares Gestein* wurden im Murggebiet die Nagelfluhbänke der Molasse schon seit dem letzten Jahrhundert in kleinen Gruben zur Kiesgewinnung abgebaut. Nagelfluhfels wird aber auch heute wieder in verstärkter Masse gebrochen und dient als Alternativmaterial zu den nur noch beschränkt abbaubaren hochwertigen Kiesen der eiszeitlichen Schotterfelder.

2.2 Lockergesteine

Besonders im zentralen und nördlichen Teil des Murggebiets sind weite Flächen mit Lockergesteinen bedeckt. Lockergesteine sind Kiese, Sande und tonig-siltige Materialien, die im Gegensatz zu den tertiären Molassegesteinen erst seit dem Quartär abgelagert wurden. Dem Quartär wird heute ein Alter von 2,5 Millionen Jahren zugemessen, doch wurde der überwiegende Teil der Lockergesteine im Einzugsgebiet der Murg erst während der letzten Eiszeit zwischen 25'000 und 10'000 Jahren vor heute deponiert. Von älteren Schottern und Moränen verzeichnet die geologische Karte nur vereinzelte Vorkommen südlich und westlich Bichelsee. In die Spät- und Nacheiszeit fällt die Bildung der Schotterfluren längs der Murg, der Bachschuttkegel und vor allem der grossflächigen lehmigen Ablagerungen an den Hängen und in der Sohle der heutigen Trockentäler. *Grundmoränen* der letzten Eiszeit bedecken weite Teile des Murggebiets. In ihrer Mächtigkeit variieren sie von geringer Bedeckung des Molassefelsens bis über 10 m. Bohrungen zeigen häufig Wechsellagerung von Grundmoräne, sandigem Kies und tonig-siltigen Stillwassersedimenten. Als eher steinig und blockreich erweisen sich die *Wallmoränen*, also Ablagerungen

gerungen am Rande der eiszeitlichen Gletscher. Landschaftsbildend treten Wallmoränen hauptsächlich in einer Zone auf, die den Eisrand des sogenannten Stein am Rhein-Stadiums der Bodenseevorlandvereisung markiert: Bronschhofen - Eschlikon - Aadorf - Hagenbuch, aber auch bei Beckingen östlich Bettwiesen und bei Obertuttwil (Abb. 14). Moränenwälle höherer Eisrandlagen finden sich etwa auf Loo und Steig beidseits Bichelsee, im Langenauwald östlich Littenheid und schliesslich auf Chalcharen südwestlich Gähwil. Aus Moränenmaterial aufgebaut sind zumeist auch die stromlinienförmigen Hügel, die in der Fachsprache als Drumlins bezeichnet werden. Sie häufen sich beidseits des Murgtals zwischen Matzingen und Münchwilen.

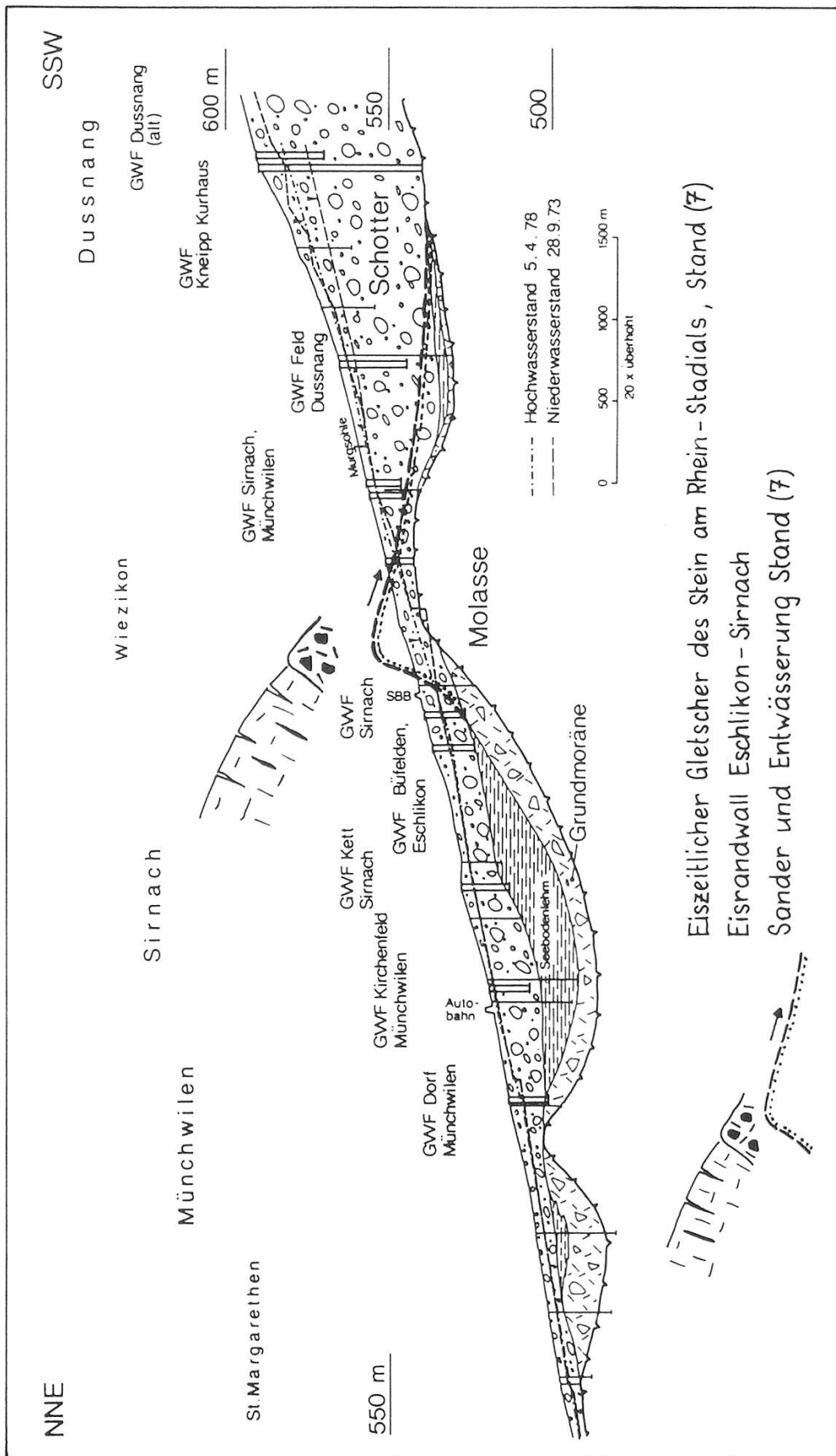
Ausgedehnte Vorkommen *eiszeitlicher Schotter* finden sich, den Moränen vorgelagert, vor allem zwischen Aadorf und Hagenbuch. Diese Schotter wurden von Schmelzwasserbächen abgelagert, die sich aus einer Reihe von Gletschertoren über Schwemmfächer auf den grossen Sander des Aadorfer Feldes entwässerten. In geringerem Masse begegnen wir solchen Schotterfluren auch auf dem Wiler Feld zwischen Bronschhofen und Rickenbach. Ein weiterer Komplex mächtiger Eiszeitschotter liegt am Rande des Murggebiets im Geländestreifen Gründ - Dietschwil - Wolfikon. Ihre Sedimentation erfolgte in Eisrandseen, die zwischen dem Thurgletscher und der Vorlandvereisung aufgestaut wurden. Im Murgtal finden sich kleinere Schotterkörper zusammenhanglos an den Talhängen, so etwa bei Fischingen, Büfelden, westlich Münchwilen bei Dreibrunnen sowie im Raum Matzingen bei Ristenbüel und Steinfeld.

In all diesen Schottern wurden grössere und kleinere Abbaustellen zur *Kiesgewinnung* angelegt. Für die regionale Kiesversorgung sind vor allem die Vorkommen im Aadorfer Feld und in der Gemeinde Kirchberg von Bedeutung. Dem Abbau der Kiesrohstoffe stehen allerdings vielerorts Nutzungsansprüche der Trinkwasserversorgung entgegen.

Spät- und nacheiszeitlichen Ursprungs ist die *Schotterfüllung der Murgtalrinne* von Dussnang bis St. Margrethen (Abb. 4). Zwischen Dussnang und Wiezikon beträgt die Schottermächtigkeit bis zur Felssohle 20-50 m. Im Becken von Münchwilen hingegen liegen die Schotter nur mit einer Mächtigkeit von 10-15 m über Seebodenlehmen und Grundmoränen. Für die Nutzung des Grundwasserstroms der Murg bestehen zwischen Dussnang und Münchwilen günstige Verhältnisse. Eingeschränkter ist die Grundwassernutzung weiter flussabwärts, denn die Felssohle des Murgtals ist dort nur noch geringmächtig von Schottern überdeckt.

Feinkörnige *Seeablagerungen* der Spät- und Nacheiszeit verzeichnet die geologische Karte im Lauchetal zwischen Stettfurt und Affeltrangen sowie im Becken von Soor zwischen Balterswil und Eschlikon. Bohrungen stiessen aber auch im Raum Matzingen ausserhalb der Talsohle auf Silte und Tone, die späteiszeitliche Stauseen anzeigen. Die Talsohlen der Trockentäler von Littenheid und Bichelsee wurden vielerorts durch die Schuttkegel von Seitenbächen in einzelne Becken zerlegt. Dort bildeten sich kleine, flache Seen, so bei Selmatten, Bichelsee, Itaslen und Littenheid. Mit der zunehmenden Auflandung der Talsohlen durch die Schuttkegel hob sich auch der Wasserspiegel der Becken, so dass die meisten dieser Seen, Sümpfe und Moore bis zur Ära der Meliorationen erhalten blieben.

Lehmigkiesige *Hang- und Bachschutttablagerungen* konzentrieren sich vor allem auf die Trockentäler; hier findet noch bis in die Gegenwart hinein ein aktiver Ausgleich des eiszeitlich verteilten Reliefs statt. Zur Bacherosion und Hangabspülung gesellen sich gelegentlich auch Massenbewegungen in Form von Rutschungen und Sackungen. Eine langgezogene Abfolge



Eiszeitlicher Gletscher des Stein am Rhein - Stadials, Stand (7)
 Eisrandwall Eschlikon - Sirmach
 Sander und Entwässerung Stand (7)

Abb. 4: Hydrogeologisches Längsprofil von Dussnang bis St. Margarethen. Bei Wiezikon sind Gletschertor und Sander der Vorlandvereisung im Stand (7) eingetragen. Der Gletscher entwässerte sich zur Randstromrinne auf rund 540m bei Dussnang. (Aus JÄCKLI & KEMPF, 1980, ergänzt).

von Hangschuttfächern hat sich am Südfuss des Imenbergs von Stettfurt an bis über Weingarten hinaus entwickelt.

3. Landschaftsgeschichte

3.1 Von der Molassezeit bis zum Beginn der Würmzeit

Als im Oberen Miozän die Sedimentation auf dem Hörnlischuttfächer zu Ende ging, war das Rohmaterial für den Landschaftsbau bereitgestellt. Die tektonischen Vorgänge der darauffolgenden Epoche führten zur Bildung einer Grossstruktur, aus der dann schliesslich das Relief und die Feinformen der heutigen Landschaft gestaltet wurden. Durch den anhaltenden Schub von Südosten her wurde das Land zwischen der Alpenfront und dem Schwarzwald nicht nur gehoben, sondern auch leicht nach Nordwesten geneigt. Die stärkere Hebung im westlichen Schweizer Mittelland bewirkte, dass die am Ende der Molassezeit noch westwärts gerichtete Entwässerung des Vorlandbeckens jetzt wieder ostwärts verlief.

Vor rund 8 Millionen Jahren entstand ein Flusssystem, das sich als *Aare-Donau* aus dem Aargau über Blumberg in das heutige Donautal östlich Donaueschingen erstreckte (Abb. 5). Der Alpenrhein floss aus dem Bündnerland in der Achse des St. Galler Rheintals direkt nach Norden, wo er sich bei Ehingen mit der Aare-Donau vereinigte (VILLINGER, 1986). Die Wasserscheide zwischen dem Aaregebiet und dem Alpenrhein verlief vermutlich von den Glarner Alpen her über das Hörnlibergland zum Randen. Im Oberen Pliozän vor rund 4 Millionen Jahren veränderte sich das Gewässernetz insofern, als die Aare aus dem Raum Waldshut westwärts in den Sundgau durchbrach und später in den Oberrhein-Graben abgelenkt wurde (Abb. 6). Der Donau verblieben im Oberlauf nur noch Teile des Schwarzwalds und das Einzugsgebiet des Alpenrheins. Die Schwelle vom Hörnli zum Schwarzwald wurde zur kontinentalen Wasserscheide zwischen der Nordsee und dem Schwarzen Meer.

Die neue hydrographische Konstellation bestand bis weit ins Quartär, also bis ins Eiszeitalter hinein. Die Abb. 6 zeigt im Sinne eines Modells, wie das Entwässerungssystem im östlichen Mittelland ausgesehen haben könnte. Als Sammelstrom figurierte der Alpenrhein, dem eine Reihe kleinerer Flüsse aus dem Gebiet des Hörnlischwemmfächers und von der Adelegg her zufluss. Der Bodensee war damals noch nicht vorhanden. Im Thurgau geben ostwärts gerichtete Talstrukturen Hinweise auf mögliche Flussläufe jener Zeit. Eine Ur-Murg wäre ungefähr in der Achse des Lauchetals in einer Höhenlage um 700 m (KELLER & KRAYSS, 1991a) dem Alpenrhein und der Donau zugeflossen. Die Landschaft, ein sanft durchtaltes Hügel-land, mag viel Ähnlichkeit mit den heutigen Landformen der Schwäbisch-Bayerischen Hochebene aufgewiesen haben.

Eine wesentliche *Umgestaltung des Grossreliefs* setzte ein, als während des Älteren Eiszeitalters (Pleistozän) vor vielleicht 1,5 Millionen Jahren die Alpengletscher bis ins Vorland vorzustossen begannen. Die Mechanismen der Eisströme und ihre morphodynamischen Auswirkungen dürften die gleichen gewesen sein, wie wir sie von den jüngeren Vereisungen her kennen. Das Auslasstal des Alpenrheins wurde verbreitert und vertieft. Im Vorland schürfte das Eis ein flaches Becken aus. Der in die Höhe und nach aussen wachsende Eiskuchen der Vorlandvergletscherung drang in die Seitentäler ein, staute dort Seen auf und bewirkte schliesslich deren Überlaufen in benachbarte Depressionen. In den neu angelegten Abflussrinnen lagerten die Schmelzwässer Kiese und Sande ab, die reliktsch erhalten blieben. Als Höhere Deckenschotter finden wir sie verbreitet am Nordrand des heutigen Bodenseebeckens (Abb. 7). Westwärts Konstanz

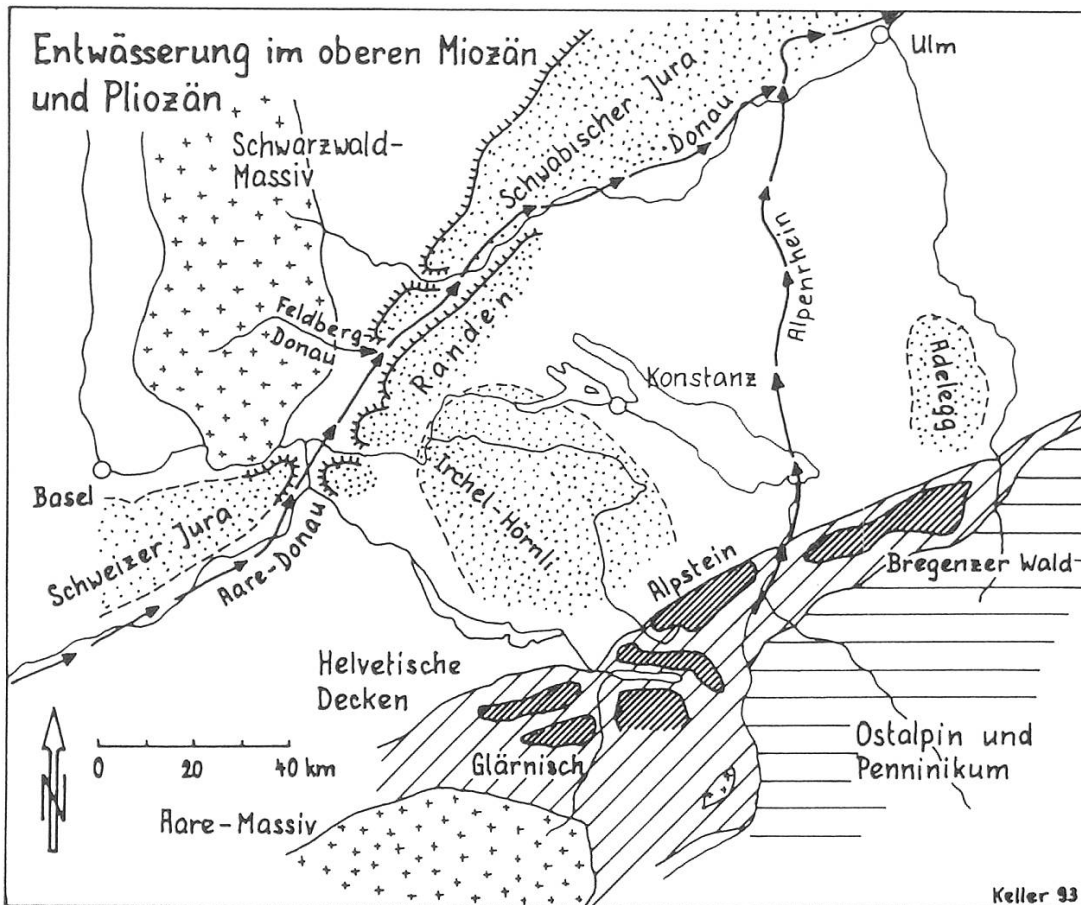


Abb. 5: Alpenvorland im Oberen Miozän vor rund 8 Millionen Jahren. Die Hauptentwässerung folgt dem Fuss der Hebungszone Jura – Schwarzwald nordwestwärts zur Donau.

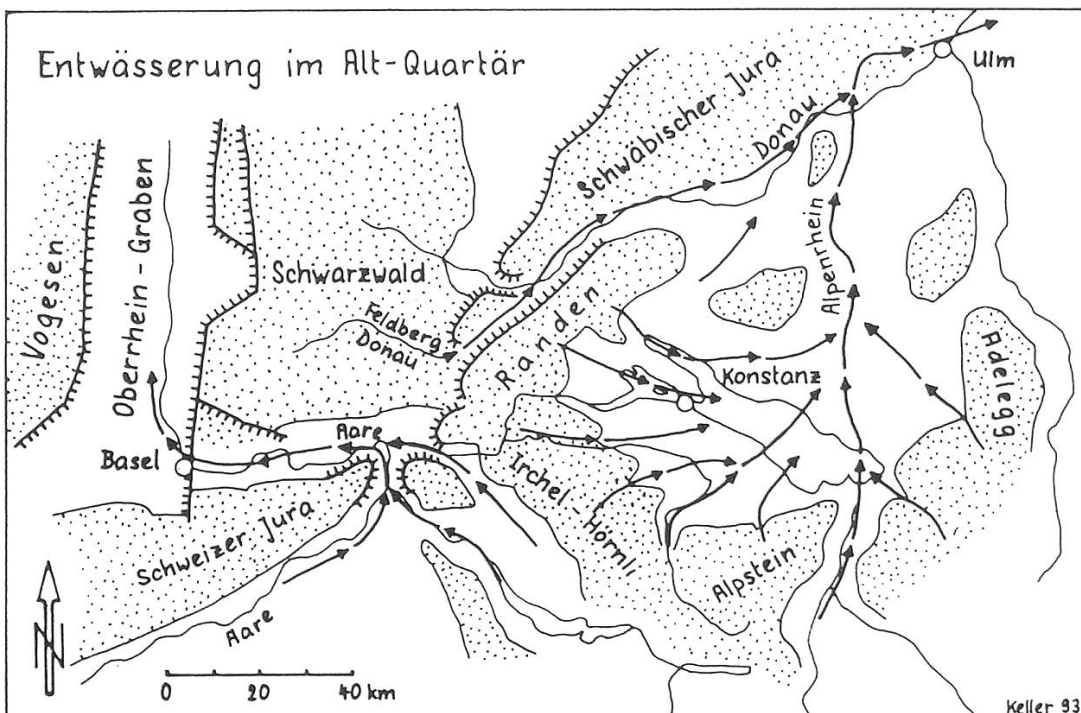


Abb. 6: Alpenvorland im Alt-Quartär vor rund 2 Millionen Jahren. Der Alpenheine fliesst nordwärts zur Donau und sammelt die Zuflüsse aus dem heutigen Bodenseeraum.

treten sie nur sporadisch am Schienerberg und bei Neuhausen auf. Sie belegen jedoch, dass während der *Günzeiszeit*, die wir mit der Ablagerung der Höheren Deckenschotter verknüpfen, ein Schmelzwasserabfluss westwärts zur Aare erfolgt sein muss. Die hohen sommerlichen Wassermengen und das starke Gefälle zur tiefer liegenden Aare begünstigten eine rasche Eintiefung der Überlaufrinne. Es ist somit anzunehmen, dass der neue, nach Westen gerichtete Abflussweg für einen nach dem Rückzug der Günz-Vergletscherung entstandenen Bodensee erhalten blieb und der alte Lauf des Alpenrheins zur Donau trocken fiel. Als Hauptargument für diese Annahme mag gelten, dass die im westlichen Bodenseeraum stark verbreiteten Tieferen Deckenschotter der folgenden Mindeleiszeit (Abb. 8) in einem breit ausgebildeten Talsystem mit durchgehendem Gefälle zur Aare abgelagert wurden. Zudem liegt die Basis der Mindelschotter zwischen Schienerberg und Schaffhausen rund 100 m tiefer als die Sohle der Günzschotter, was auf kräftige Erosion während einer Warmzeit schliessen lässt (SCHREINER, 1974, Abb. 14).

Der Vorlandgletscher der *Mindeleiszeit*, der mit der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter korreliert wird, überschritt seinen günzzeitlichen Vorgänger ausdehnungsmässig nur um ein Geringes (Abb. 8). Er könnte jedoch mit Eiszungen im Thur- und Lauchetal bis ins Murggebiet gereicht haben. Wiederum muss Schmelzwasser dem Eisrand entlang von St. Gallen her bis nach Schaffhausen geflossen sein. Als Hinterlassenschaft des Mindelgletschers bildete sich erneut ein Bodensee. Hinweise auf eine maximale Spiegelhöhe um 600 m geben neben den Deckenschotter-Fluren am Untersee die Deltaschotter vom Felsenholz bei Bischofszell (HIPPEL, 1986). Irgendwo im untern Thurtal muss noch eine Schwelle höher als 600 m gereicht haben, sonst hätte sich ein Seeablauf über die Thurtalachse durchgesetzt. Mit dem Bodensee als Sammelbecken blieb auch nach der Mindeleiszeit die Entwässerung sowohl im mittleren Thurtal als auch im Murggebiet weiterhin ostwärts gerichtet.

Die Öffnung des Thurtals nach Westen ins Zungenbecken des Linthgletschers muss das Werk einer jüngeren Eiszeit gewesen sein. Über die Anzahl der Vorlandvergletscherungen nach der letzten Deckenschotter-Eiszeit ist man sich noch weitgehend im Unklaren. Im System von Penck und Brückner folgen auf die Mindeleiszeit lediglich *Riss* und *Würm*. Aufgrund neuerer Befunde aus dem Schweizer Mittelland postuliert indessen SCHLÜCHTER (1989) für den Zeitraum nach den Deckenschotter-Eiszeiten *fünf Vereisungen*, von denen zumindest drei auch das thurgauische Murggebiet erreicht haben müssten. So begann die grosse Umgestaltung des Murggebiets zur Hauptsache im jüngeren Pleistozän vor vielleicht 500'000 Jahren. Wie im Bodensee- und Hochrheingebiet kam es auch hier zu kräftiger Tiefenerosion und Ausräumung breiter Talmulden. In welchem Masse Flussarbeit einerseits, glaziale Ausschüfung andererseits das Relief gestalteten, lässt sich schwer entscheiden. Ohne Zweifel sind die grossen Trockentäler von Bichelsee und Eschlikon - Aadorf bereits präwürmzeitlich als glaziale Schmelzwasserrinnen angelegt worden, wie das schon ANDRESEN (1964) erkannte. SCHINDLER et al. (1978) postulierten im Raum Aadorf zwei Riss-Würm-interglaziale Talrinnen aus dem Aadorfer Feld sowie aus dem Becken von Ettenhausen ins Murgtal. Mindestens eine der präwürmzeitlichen Vergletscherungen dürfte die Kammlinie des Hörnliberglands von der Hulftegg bis nach Sitzberg überflutet haben. Relikte, auf die sich eine detaillierte Landschaftsgeschichte der Präwürmzeit abstützen könnte, sind jedoch so gut wie keine erhalten geblieben. Erst für die letzten 25'000 Jahre vor heute haben wir im Murggebiet verlässliche Zeugen, die wir befragen können.

3.2 Eisaufbau und Maximalstände der Würmeiszeit

Der Beginn der letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, wird heute aufgrund weltweiter Daten allgemein auf rund 110'000 J. v. h. angesetzt. Über die Gliederung des Würmglazials nach kälteren und wärmeren Phasen mit entsprechenden Eisbedeckungen sind hingegen verschiedene Versionen im Umlauf. Einig ist man sich darüber, dass sich die letzte grosse Vorlandvergletscherung rings um die Alpen im Zeitraum zwischen 25'000 J. v. h. und 10'000 J. v. h. abspielte. Als wichtige Zeitmarken für den letzten wärmeren Zeitabschnitt vor dem Eisvorstoss ins Alpenvorland gelten die Datierungen von 27'000 J. v. h. an organischem Material in den Bändertonen von Baumkirchen bei Innsbruck (FLIRI et al., 1972) und 28'000 J. v. h. an den Schieferkohlen von Gossau im Zürcher Oberland (SCHLÜCHTER et al., 1987).

Am Bodensee-Rheingletscher gliederte MÜLLER (1979) die Zeitepoche zwischen dem Riss-Würm-Interglazial und dem Maximalstand der letzten Eiszeit im Sinne einer Arbeitshypothese in 4 Kaltphasen und 3 trennende Warmphasen. Von den Eisvorstössen der Kaltphasen hätte der Vorlandgletscher demnach in der Phase III im Lauchetal erstmals das Murggebiet erreicht. Da eindeutige sedimentologische Belege zum Verlauf der frühen und mittleren Würmeiszeit im Bodenseeraum immer noch ausstehend sind, lässt sich wenig zu diesen Hypothesen sagen.

Die neueren glazialgeologischen Untersuchungen von KELLER & KRAYSS (1991b, 1993) beschränkten sich auf den Zeitraum des *Oberen Würms* von 25'000 J. v. h. bis 10'000 J. v. h. Der Aufbau und Verfall des Rhein/Linth-Gletschersystems wird in 4 *Hauptphasen* gegliedert:

1. Vorstoss in die Vorlandbecken
2. Aufbau der Vorlandvergletscherung
3. Eishochstände Maximum - Stein am Rhein
4. Abschmelzen in den Vorlandbecken und Auslasstälern.

Diesem Modell gemäss erreichte der aus den alpinen Hochzonen Graubündens und Vorarlbergs vorstossende Eisstrom den Bodenseeraum vor rund 23'000 Jahren. Im Becken des Obersees begann sich ein Vorlandgletscher auszubreiten. Auf die Mechanismen des Eisaufbaus geht vor allem die Arbeit KRAYSS & KELLER (1983) detailliert ein. Nach einer vermutlich interstadialen Oszillation der Eisränder bei Ravensburg und im Raum Hohentannen/Bischofszell, der sogenannten Ravensburg-Schwankung, kam es von 22'000 J. v. h. an zum weiteren Aufbau der Vorlandvergletscherung auf den würmzeitlichen Maximalstand. Dieser dürfte zwischen 20'000 und 19'000 J. v. h. erreicht worden sein.

Wie in den meisten Gebieten der alpinen Vorlandvergletscherung zeichnet sich die *Hauptphase der Eishochstände* auch im Rheingletschergebiet durch eine Abfolge von 3 *Eisrandkomplexen* aus, nämlich durch die Randlagen des Würm-Maximums und die beiden interneren Eisrandkomplexe Feuerthalen und Stein am Rhein. Im Raum Schaffhausen - Singen wurde es üblich, die Abfolge der Eisrandlagen nach den entsprechenden Schotterterrassen von aussen nach innen durchzunummerieren, woraus wir die Unterteilung Stand 1 bis Stand 8 erhalten. Damit ergibt sich die folgende Übersicht der Eisrandkomplexe im Rheingletschergebiet und der zugehörigen Eisrandlagen im Murggebiet (Tab. 1 und Abb. 9).

Eisrandkomplexe im Rheingletschergebiet		Unter- teilung	Eisrandlagen im Murggebiet
Würm-Maximum (Schaffhausen)	W/Max	Stand (1) (2/3)	Chalchtafen Gründ/Steig
Feuerthalen	W/F	(4) (5)	Chranzenberg Langenauwald
Stein am Rhein	W/S	(6) (7) (8)	Balterswil Eschlikon/ Büfelden Münchwilen

Tab. 1

Die zeitliche Einordnung der 3 Eisrandkomplexe ist mangels datierbarem Material immer noch problematisch. Wir halten folgende Zeitmarken für vertretbar:

Würm-Maximum	W/Max	20'000-18'000 J. v. h.
Feuerthalen	W/F	17'000 J. v. h.
Stein am Rhein	W/S	16'000 J. v. h.

Im *Höchststand* der würmeiszeitlichen Vorlandvergletscherung verfüllte ein mächtiger Eiskörper den gesamten Bodenseeraum vom Randen bis zur Adelegg (Abb. 10). Gletschertore des Rheins lagen bei Schaffhausen, Jestetten und im Rafzerfeld. In Oberschwaben entwässerten sich die Eisränder in breiten Schmelzwasserflüssen zur Donau.

Im appenzellischen und toggenburgischen Voralpengebiet waren die Eismassen des Sitter- und Thurgletscher-Systems auch in die Seitentäler eingedrungen. Vom Alpstein her hatte sich als schiefe Ebene ein mächtiges Eisfeld aufgebaut, das auf der Linie St. Gallen - Wil in das Halb-Ellipsoid des Bodensee-Vorlandgletschers übergang. Im Hörnlibergland lag die Schneegrenze auf einer Höhe um 900 m ü. M. Darüber schmolz der Schnee auch während den Sommermonaten nicht gänzlich ab, wodurch die Voraussetzung zur Bildung von lokalen Gletschern gegeben war. Solche Kargletscher dürften in den Mulden nordöstlich der Wasserscheide Hulftegg - Chaltenbrunnen gelegen haben, so bei Bechtenwald N Hulftegg und in den Quellnischen der Murg beidseits Ergeten.

Wie bereits ANDRESEN (1964, p. 61) plausibel machte, bildet der Moränenwall P. 878.4 von Chalchtafen SW Gähwil eine vorzügliche Belegstelle für den letzteiszeitlichen Höchststand des Thurgletschers. Wir verknüpfen in der Rekonstruktion der Abb. 10 den Hamberg S Gähwil mit der 900 m-Isohypse der Gletscheroberfläche des Maximalstandes (1).

Auf dem Plateau Buomberg - Ötwil belegen Grundmoränenrelikte und erratische Blöcke an diversen Stellen, dass dieses Areal vom Thurgletscher bedeckt gewesen sein muss. Eisbedeckung ist auch für das Murgtal im Raum Fischingen anzunehmen. Etwas schwierig gestaltet sich die Festlegung des maximalen Eisrandes in den Seitentälern der Murg im Tannzapfenland. Offensichtlich sind die Talverbauungen von Neuschür im Aubachtal und von Büel im Flobachtal (ANDRESEN, 1964, p. 63) glazialen Ursprungs. An beiden Lokalitäten wurde beim Eisaufbau ein ehemaliger Bachlauf durch Ablagerungen verstopft. Gletschereis muss die Lockermaterialschwellen überdeckt haben, denn nur so ist es erklärbar, dass auf höherem Niveau im anstehenden Fels der nordwestlichen Talhänge neue Abflusswege eingetieft wurden. Nachdem der neue Bachlauf einmal ange-

Bodensee - Vorlandvergletscherung
 Eisrandkomplexe und Stände im Murggebiet
 N-S-Projektion, 50fach überhöht

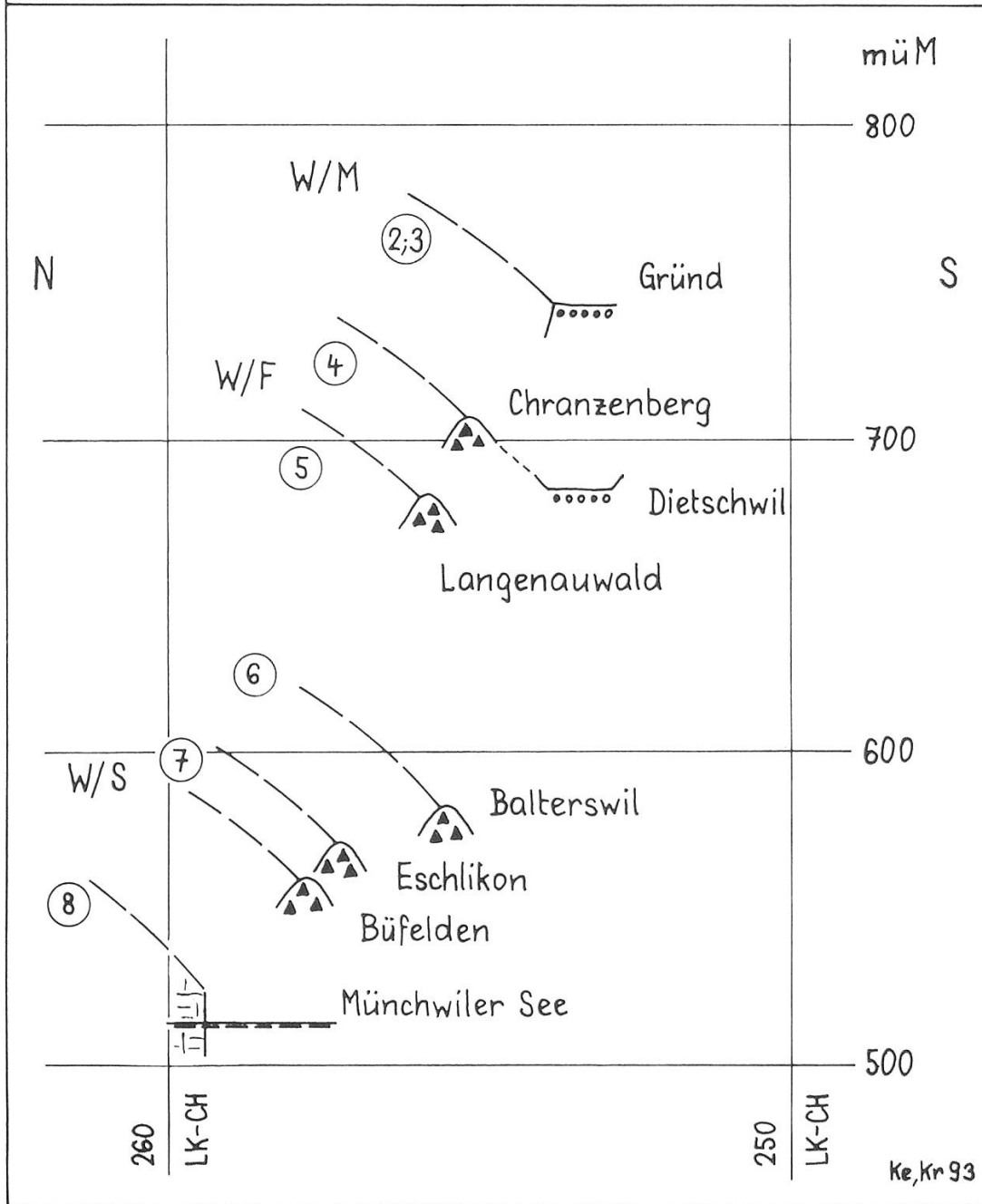


Abb. 9: Schematische Darstellung der Eisrandlagen im Murggebiet gemäss Tab. 1. Die drei Eisrandkomplexe der Hauptphase 3 staffeln sich über einen Höhenbereich um 250 Meter.

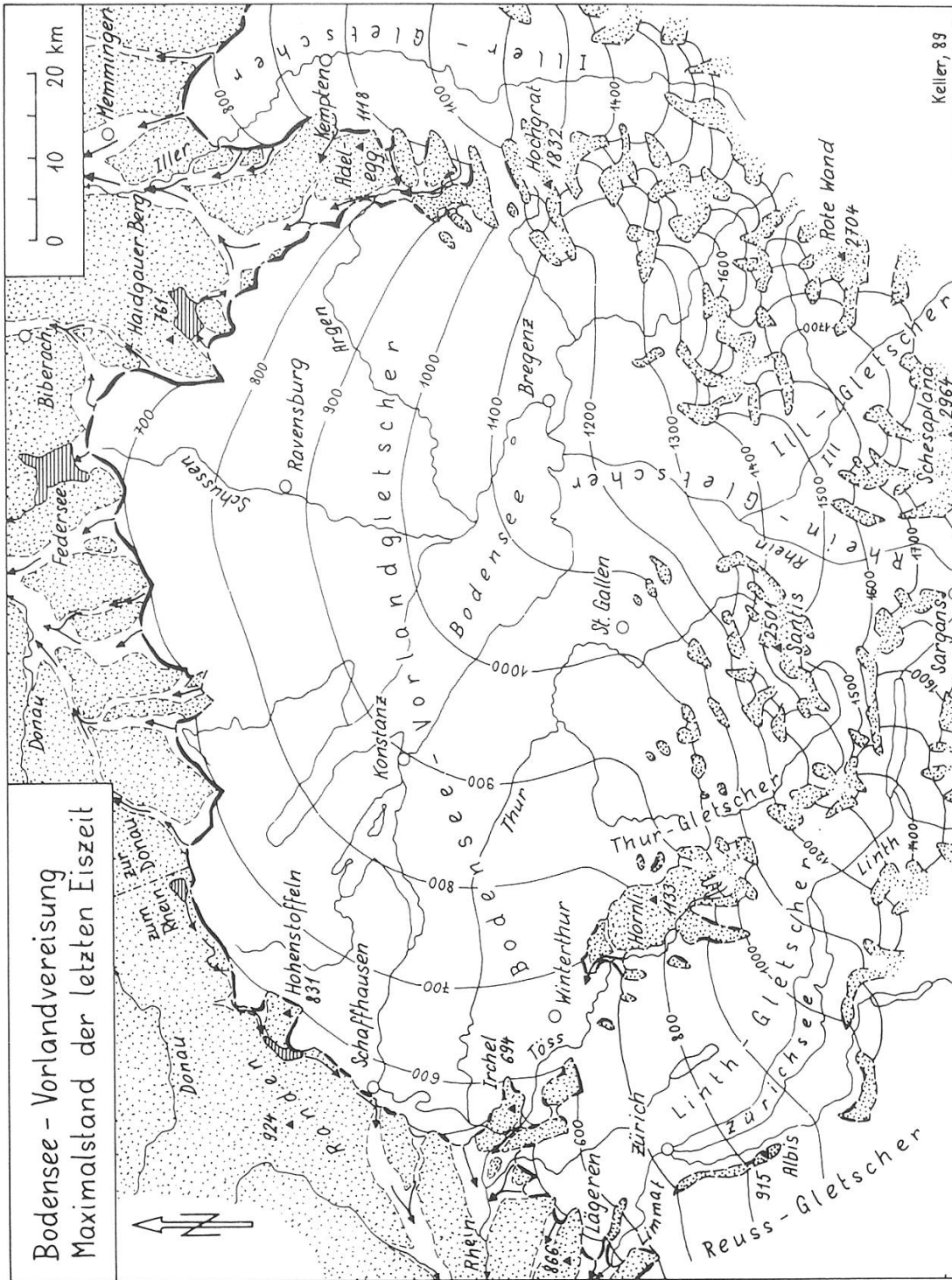


Abb. 10: Im Maximalstand der letzten Eiszeit vor rund 20'000 Jahren lag die Eisoberfläche des Vorlandgletschers über dem Murggebiet auf 800 m ü M. (Aus KELLER & KRAYSS, 1991a).

legt war, blieb das Gewässer dort gefangen und das Lockermaterial der Talverbauung von der Ausräumung verschont.

Äusserst spärlich sind die Hinweise auf den Gletscher-Höchststand zwischen Fischingen und Schurten. Nach der Rekonstruktion der Abb. 10 müsste die Eisoberfläche hier auf rund 800 m gelegen haben. Was aber spielte sich damals in den Tälern des Tannzapfenlandes ab, deren Talböden im Mittelabschnitt durchwegs auf rund 700 m liegen? Hatten sich dort Eisstauseen gebildet, deren (fast) ganzjährige Eisdecken flach in die Vorlandvereisung übergingen? Lagen in den obersten Hangmulden und Talabschlüssen Kargletscher oder Firnfelder? Noch fehlt hier ein plausibles Modell, das sich auf zuverlässige Geländebefunde abstützen könnte.

Auf die Schwierigkeit, präzise Aussagen über den absoluten Höchststand (1) der letzten Vorlandvergletscherung machen zu können, stossen wir im Voralpengebiet sozusagen überall. Wesentlich besser steht es mit der Beweislage, sobald wir uns mit einem *internerer Stand* des Würm-Maximums zu beschäftigen haben. Wir bezeichnen ihn im Gegensatz zum "Äusseren Stand (1)" als "Inneren Stand (2)" und fassen beide Eisrandlagen (1) und (2) als *Eisrandkomplex Würm-Maximum* zusammen (vgl. Tab. 1). Eine Reihe von Beobachtungen im Bodenseeraum und im Voralpengebiet führte zu folgendem Modell über die Genese der Stände (1) und (2): Der Vorstoss auf die Randlage (1) erfolgte unter sehr kalten Klimabedingungen, vermutlich weitgehend über Permafrost. Eine erste Erwärmungsphase nach Stand (1) liess den Gletscher auf eine Position intern von (2) zurückschmelzen. Ein geringer Anstieg der Schneegrenze bewirkte, dass im Voralpengebiet in Höhenbereichen um 1'000 m ü. M. die Kargletscher abschmolzen. An den Eisrändern der Talgletscher und der Vorlandvereisung bildeten sich die höchsten Eisstauseen. Erst beim anschliessenden Wiedervorstoss auf die Eisrandlagen (2) wurden im Bodenseeraum die meisten der Eisrandrelikte des Maximalstandes aufgebaut, so in Oberschwaben der markante Endmoränenwall von Pfullendorf bis Leutkirch samt den vorgelagerten breiten Sandern.

Im Tannzapfenland lassen sich für die Rückschmelzphase (1-2) und den innern Stand (2) des Würm Maximums verschiedene Niveaus eines Eisstausees nachweisen (Abb. 11). Höchste feinkörnige Seeablagerungen liegen bei Unterernstel SE Fischingen auf 720 m. Auf Niveaus um 700 m wurde am Nordrand des Schlyffitobels bei Fischingen mit kiesigem Material ein Delta geschüttet (ANDRESEN, 1964, p. 55). Siltige Ablagerungen finden sich auch um 690 m bei Schurten. Gestaut wurde der See auf ca. 700 m durch den Molassesporn N Tannegg und durch die Eisfront des Rheingletschers vom Walteschberg S Dussnang zur Dietschwiler Höchi. Die nördlichsten Zungen des Thurgletschers lagen im Stand (2) in den Becken von Dietschwil und Schalkhusen. Von den Gletschertoren bei Gründ 740 m und Sackgrütli 775 m aus bauten sich Schuttfächer mit kiesigen Ablagerungen gegen den Fischinger See auf. Der Abfluss des Eisstausees erfolgte über die Rinne Bichelsee - Neubrunn ins Tösstal, wo wir die sandigen Ablagerungen auf dem Plateau von Langenhard NW Zell mit dem Stand (2) verknüpfen. Südlich Bichelsee benützte der Randstrom bei Steig eine Umlaufrinne. Am Rüetschberg belegen die Moränenwälle N Huggenberg einen Eisrand um 700 m; ein Gletschertor entliess daselbst seinen Schmelzwasserbach zum Randstrom im Bichelsee-Tal.

Zwischen Mühlrütli und Gähwil wird der innere Maximalstand (2) mit Eisrandlagen des Thurgletschers bei Bennenmoos, Vordersenis und Seeli in Verbindung gebracht. An allen drei Lokalitäten entwässerten sich die Thurgletscherzungen zur Murg, z. T. unter Zwischenschaltung kleiner Eisstauseen. Der Vergleich des Standes (2) mit dem Höchststand (1) des

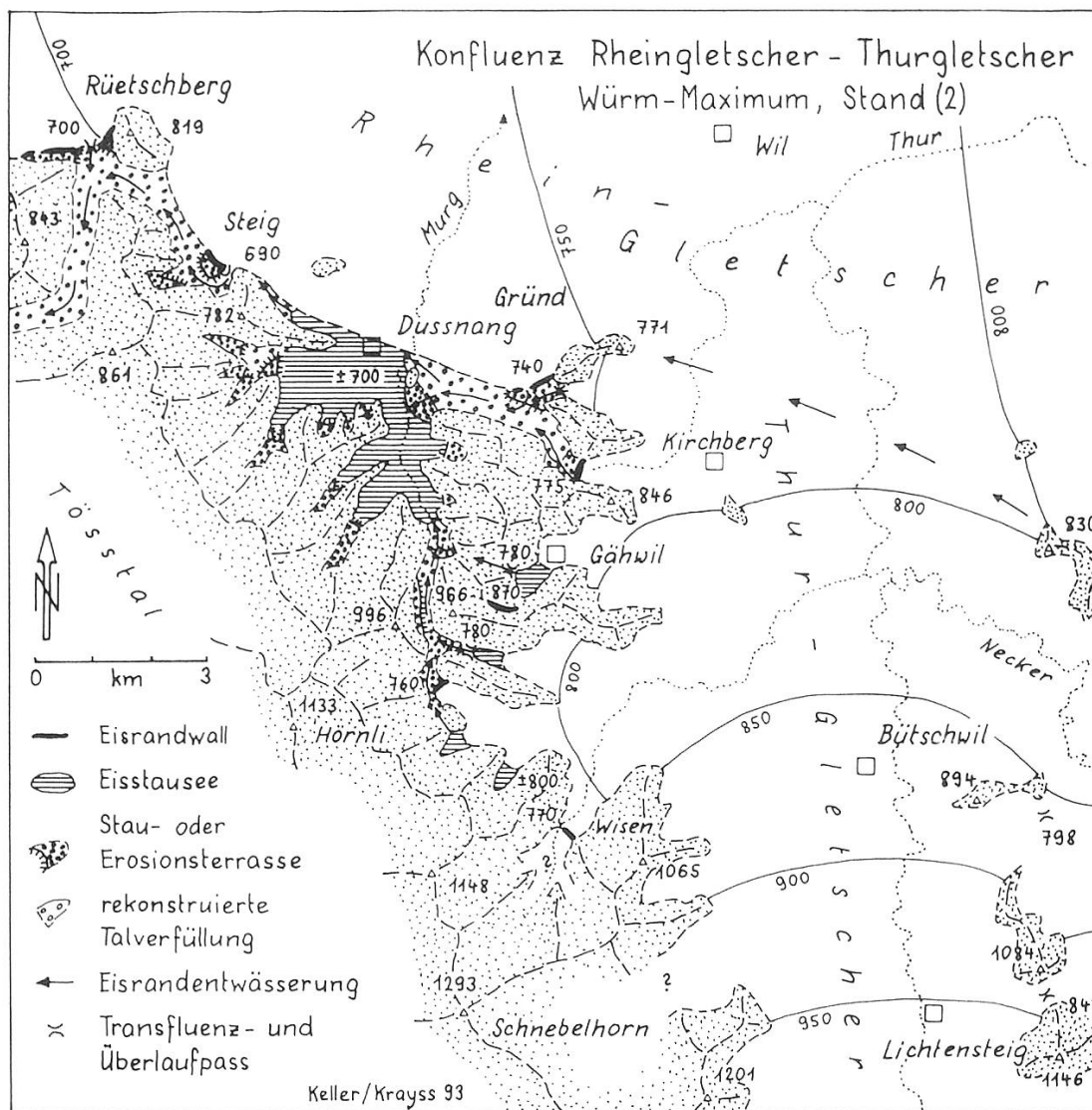


Abb. 11: Oberes Murggebiet während dem inneren Stand (2) des Würm-Maximums W/Max. Zungen des Thurgletschers entwässern sich zu einem Eisstausee in den Tälern südlich Dussnang

Maximums ergibt bei Mühlrüti eine Eishöhendifferenz von rund 100 m. Entsprechende Mengen von Schmelzwässern mussten also während der Abschmelzphase (1-2) Abflusswege ins wenig vereiste, tiefer gelegene Tannzapfenland suchen. Der Erosionskraft dieser Schmelzwässer ist es zuzuschreiben, dass die Wasserscheiden zwischen dem Tannzapfenland und dem Toggenburg beidseits der St. Iddaburg in relativ kurzer Zeit niedergelegt wurden (ANDRESEN, 1964, p. 63). In der Abb. 11 zeigt die glaziale Situation des Standes (2) gewissermassen die Endphase dieser radikalen Umgestaltung des Gewässernetzes. Wir haben damit eine Erklärung für den merkwürdigen Befund, dass die obersten Quelläste der Murg bei Mühlrüti und Gähwil sozusagen im Thurtal liegen.

3.3 Eisrandkomplex Feuerthalen (W/F)

Eine gegenüber den Eisrandlagen des Würmmaximums etwas interner gelegene Abfolge von Glazialrelikten wird im Rheingletschergebiet dem Eisrandkomplex Feuerthalen zugeordnet. Dieser Eisrandkomplex hat seinen Namen vom Dorf Feuerthalen bei Schaffhausen, wo am Rhein ein Gletschertor lag. Im Vergleich mit dem Würmmaximum zeigt der Stand Feuerthalen/Schlieren - der mittlere der drei Eishochstände - ein wesent-

lich verändertes Bild. Im Voralpengebiet des Toggenburgs und des Appenzellerlandes waren während der ersten Erwärmungsphase nach dem Maximalstand (Abschmelzphase zwischen W/Max und W/F) die durchgehenden Eisfelder abgeschmolzen. In den Flusstälern blieben die Talgletscher zwar noch erhalten, die Abschmelzprozesse setzten ihnen aber vor allem in den Zungenbereichen zu. So bildeten sich sowohl in den Seitentälern als auch in den Konfluenzbereichen des Eisstromnetzes Depressionen in der Eisoberfläche aus, die alsbald mit Schmelzwasser verfüllt wurden. Es ist anzunehmen, dass während der Abschmelzphase zwischen W/Max und W/F die Schneegrenze im Voralpengebiet höher als 1200 m zu liegen kam.

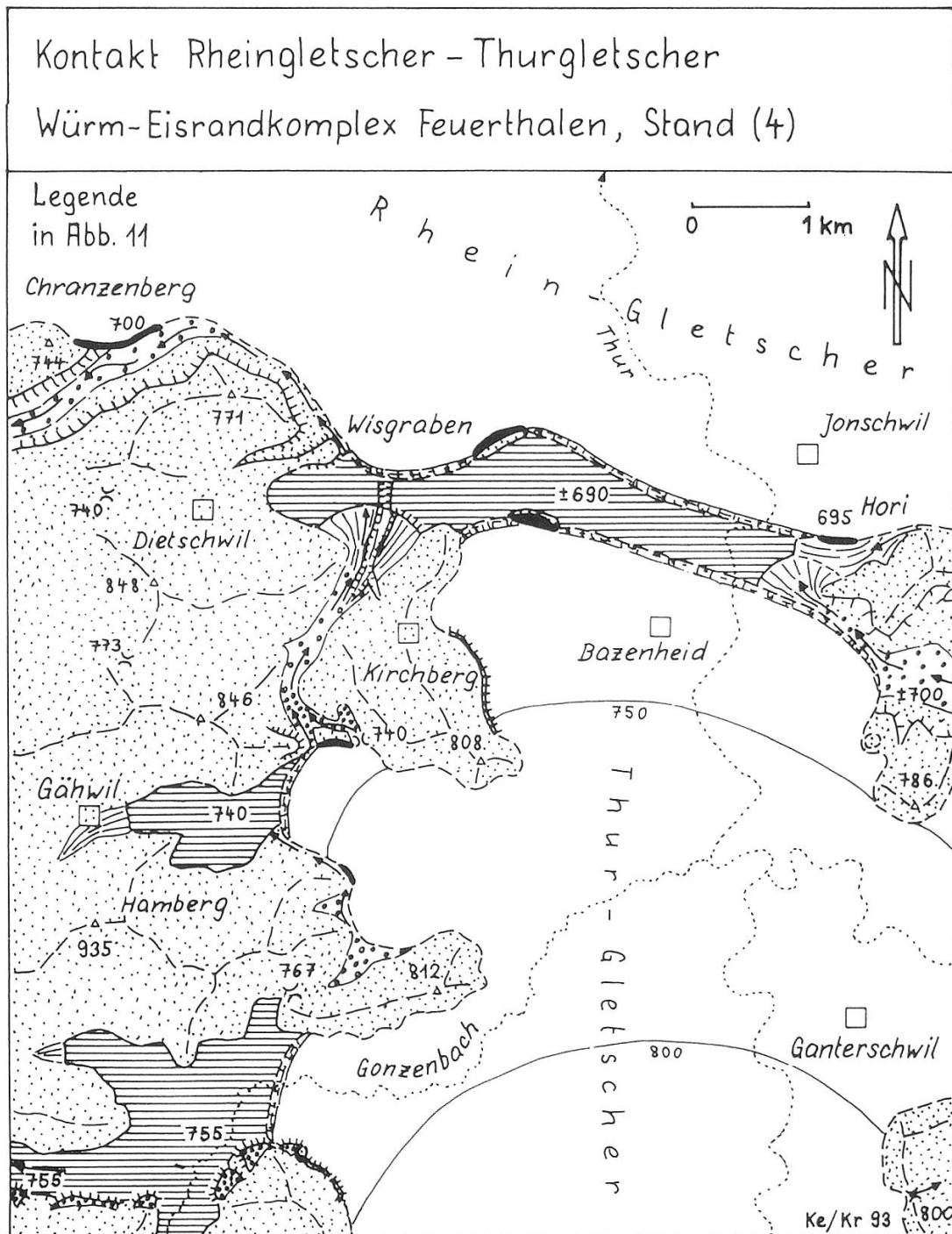


Abb. 12: Rhein- und Thurgletscher im Feuerthalen-Stadial Stand (4). Im Raum Bazenheid bildete sich zwischen den beiden Gletschern ein Wasserkörper, in dem sich mächtige Sedimentmassen ablagerten. (Vgl. Abb. 13).



Abb. 13: Westwand der Kiesgrube Hori/Jonschwil (724'900/253'200) im August 1989. Im unteren Teil der ca. 25 m hohen Wand zeigen schräg einfallende Schichten, dass die Sande und Kiese in einen Eisstausee geschüttet wurden. Darüber liegen horizontale Kiesschichten eines eisrandlichen Schwemmfächers und ganz zuoberst, in Form eines Walls, Blöcke und scharfkantige Schotter. Die ganze Sequenz belegt eine Aufbauphase des Bodenseegletschers und entspricht dem Stand (4) der Abb. 12 (Aus KRAYSS, 1991).

Im Stadial von Feuerthalen floss dem Murggebiet nur noch an einer Stelle Schmelzwasser des Thurgletschers zu (Abb. 12). Im Gonzenbachtal stürzte die Eisfront des Thurgletschers gegen einen Eisstausee, der sich auf einem Niveau um 755 m bei Mühlrüti ins Murgtal entwässerte. Dieses Stauniveau ist sowohl durch Schwemmfächerterrassen E Mühlrüti als auch durch schräg geschichtete Schotter in der Kiesgrube bei Fridlingen NW Mosnang nachzuweisen. Ein weiterer Eisstausee auf rund 740 m im Becken von Gähwil war im Komplex W/F durch die Schwelle von Auen P. 773 vom Murgtal getrennt und entwässerte sich über die Rinne von Tüfrüti westlich an Kirchberg vorbei. Für den Wasserkörper, der sich zwischen der Zunge des Thurgletschers und der stauenden Eisfront des Rheingletschers gebildet hatte, besitzen wir eine Reihe vorzüglicher Belege in den Aufschlüssen der Kiesgruben von Wisgraben E Dietschwil und Hori SE Jonschwil. Die 1989 offene Westwand der Grube von Hori erschloss aufs Schönste die eiszeitlichen Vorgänge, die mit dem Aufbau der Stausituation an Rande des Rheingletschers zusammenhingen (Abb. 13).

Gegen das Murggebiet ist der W/F-Eisrand des Rheingletschers an den Moränenwällen W Brunberg und auf dem Chranzenberg abzulesen. Weiter westwärts finden sich Wälle bei Chienberg auf dem Hochplateau des Haselberges. Die Abflussrinne der Eisrandentwässerung setzt im Langen-

auwald südlich Littenheid ein und lässt sich über Oberschönau - Matt nach Oberwangen weiter verfolgen. Von dort an wurde die Rinne über Bichelsee nach Turbenthal benützt. Von den Abflussniveaus des Randstroms, der den Eisstausee zwischen Thur- und Rheingletscher mit Wasserspiegelnhöhen auf 690 m, später auf 670 m, entwässerte, sind quer durch das Murggebiet hindurch keine zusammenhängende Talbodenreste erhalten geblieben. Bei Turbenthal muss der Randstrom in einer Höhenlage um 600 m geflossen sein, also noch weit über dem heutigen Talboden. Am Ende des Stadials W/F wurde der Abfluss des Eisstausees über Oberschönau zugunsten der tiefer gelegenen Littenheider Rinne aufgegeben. Die Eintiefung und Ausgestaltung des markanten Zugs der Trockentäler von Littenheid zur Töss dürfte vornehmlich ein Werk des Gletscherrandstroms während der auf das Stadial W/F folgenden Abschmelzphase gewesen sein. Es ist nicht auszuschliessen, dass der Abfluss des vom Rheingletscher gestauten Sees N Bazenheid periodisch in Form katastrophaler Seeausbrüche erfolgte. Solche Hochflutereignisse könnten den Hauptanteil an der Tiefenerosion und Ausräumung der heutigen Trockentäler geleistet haben. Ablagerungen dieser Abschmelzphase sind im Murggebiet äusserst spärlich; am Rande des Hörnliberglandes scheint ein überwiegend erosives Regime geherrscht zu haben. Was im Randstrom an Geschiebe anfiel, wurde bis ins Becken von Winterthur durchtransportiert, wo es in einem See zu massiven Ablagerungen kam. Dem gleichen See wurden aus Gletschertoren bei Ettenhausen und Elgg Schmelzwässer über die Rinne des heutigen Eulachtals zugeführt.

3.4 Eisrandkomplex Stein am Rhein (W/S)

Abgelöst wurden die intensiven Abschmelzprozesse durch die Kaltphase des *Stadials Stein am Rhein*, während der sich die Gletscher zunächst stabilisierten und schliesslich zu einem erneuten Vorstoss aufbauten. Der Eisrandkomplex Stein am Rhein W/S entspricht dem innersten der drei Eishochstände, der sogenannten Inneren Jungendmoräne, und wird im Linthgletschergebiet mit dem Zürich-Stadium parallelisiert. Wie an vielen andern Orten lässt sich W/S im Gebiet des Städtchens Stein am Rhein deutlich nach drei Eisrandlagen (6), (7) und (8) gliedern.

Im Bereich des *äussern Standes* (6) klang die Abschmelzphase zwischen W/F und W/S aus. Am Ausgang des Toggenburger Thurtals lag der Wasserspiegel des vom Vorlandgletscher gestauten Sees zunächst auf 605 m, fiel dann aber später auf 570 m ab. Bei Bazenheid stiess der Thurgletscher während der neu einsetzenden Kaltphase des Stadials W/S kräftig vor und baute mit dem Schutt seiner Schmelzwässer einen Schwemmfächer in dieses Gewässer vor. Reste des Schwemmfächers sind noch in der Schotterterrasse Steinacker - Berghof NW Jonschwil erhalten; der Seespiegel auf 570 m wird durch schräg geschichtete Kiese an der Basis der Grube von Steig S Schwarzenbach angezeigt.

Für den Eisrand des Stadials W/S im äussern Stand (6) wurde in KELLER & KRAYSS (1980) - siehe auch KRAYSS & KELLER (1983) - eine Vergletscherungskarte gezeichnet, die den gesamten Bodenseeraum umfasst. Bei Wil hingen die Wiler-Zunge und die Lauche-Zunge des Vorlandgletschers noch zusammen. Gletschertore der Wiler-Zunge lagen bei Wilen und Buswil und entliessen ihre Schmelzwässer in die Rinne von Littenheid. Im Murgtal stand die Eisfront der Lauche-Zunge südlich Horben/Wiezikon; ein weiteres Gletschertor lag bei Balterswil. Im Gebiet von Aadorf verfüllte das Gletschereis das Becken von Tänikon und das Aadorfer Feld. Vermutlich lag bei Ettenhausen ein Eisstausee, der sich über das Blankenmoos nach Elgg entwässerte. Entgegen der Kartendarstellung

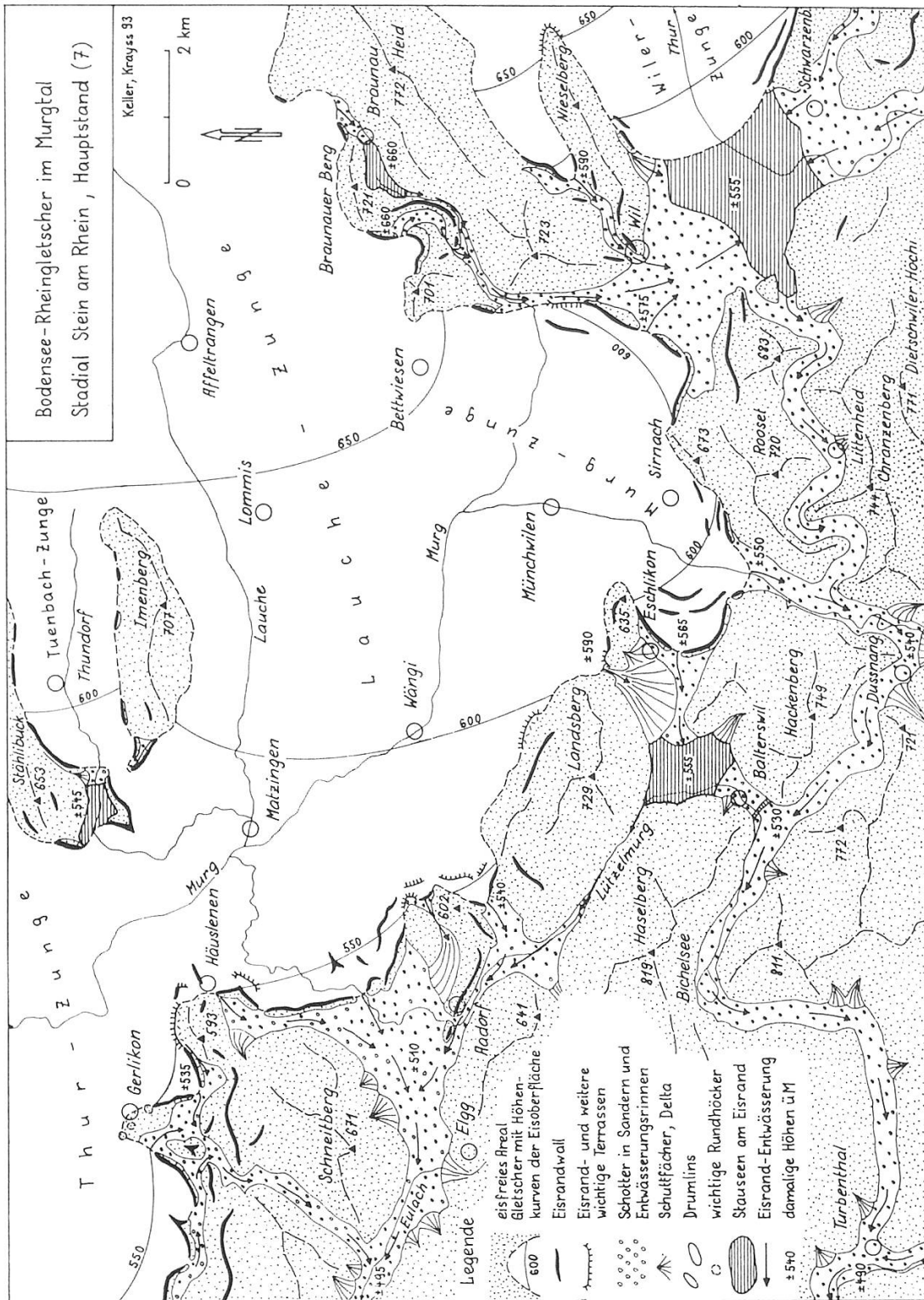


Abb. 14: Murggebiet während des Stadials Stein am Rhein, Hauptstand (7). Am Eisrand der verschiedenen Gletschertoren, Sandern und Moränenwällen aus. Der Eisstausee bei Wil (Wiler See) und die Murgzunge bei Sirmach entwässerten sich über die heute verfüllte Felsrinne Dussnang – Bichelsee zur Töss bei Turbenthal (Vgl. Abb. 15).

(1980) floss der Randstrom aus dem Raum Wil über die Bichelsee-Rinne zur Töss, worauf noch detailliert eingegangen wird.

Nach der Stabilisierungsphase des Standes (6) kam es im Rheingletschergebiet im *Stand (7) des Stadials W/S* zu einem massiven Wiedervorstoss der Eisränder. Im ganzen Bodenseeraum wurden Wälle aufgestaut, Randseen verfüllt und Sander geschüttet. Man kann diese Vorgänge sehr schön im Aadorfer Feld beobachten und nachweisen; in SCHINDLER et al. (1978) finden sich dazu aufschlussreiche Darstellungen und Profile. Offensichtlich bestanden während des Gletschervorstosses des Stadials Stein am Rhein erneut hochglaziale Bedingungen und Permafrost. Der markante Eisrand des Standes (7) wurde von MÜLLER (1979) als "Mittlerer respektive Hauptstand von Andelfingen" kartiert und kann hier für das Murggebiet voll übernommen werden. Abb. 14 gibt eine detaillierte Darstellung des Hauptstandes (7) im Bereich der Lauche-Zunge.

Vom Braunauer Bergland her fiel die Murg-Zunge des Rheingletschers über Bronschhofen - Bild ins Becken von Sirnach ein und stirnte am Moränenwall Horben - Eschlikon. Bei Wil bestand zwischen dem Sander vor der Murgzunge und der stauenden Eisfront der Wiler Zunge im Thurtal ein See, den wir dementsprechend Wiler See nennen wollen. Er wird durch die Terrassen von Schwarzenbach und Rickenbach mit einem Seespiegel um 555 m ausgewiesen und musste sich auf diesem Niveau westwärts durch die Littenheider Rinne entwässern, wenn man einen subglazialen Abfluss ausschliessen will.

Als Sammelbecken aller Schmelzwässer des südlichen Rheingletscherandes diente im Stand (7) nach wie vor das Tösstal unterhalb Winterthur. Wenn man die heutige Topographie der möglichen Abflusswege vom *Wiler See* auf Niveau 555 m nach Winterthur-Wülflingen studiert, findet man im Tal des Bichelsees bei Neubrunn eine Schwelle auf 605 m und am Endmoränenwall Horben - Eschlikon sowie bei Balterswil Höhenkoten um 570 m. ANDRESEN (1964, p. 58) postulierte als Abflussweg eine verborgene Felsrinne unter dem Sattel P. 580 südlich Wallenwil in das Becken von Ifwil. Abgesehen davon, dass eine solche Rinne bisher nicht belegt werden konnte, müsste ein Abfluss vom Wiler See bis ins Becken von Ifwil praktisch ohne Gefälle auskommen, hätte aber von dort an bis zum Aadorfer Feld auf 5 km ein Gefälle von 40-50 m. Solch unausgeglichene Gefällsverhältnisse wären für ein eiszeitliches Randstromsystem eher aussergewöhnlich.

Nachdem heute aufgrund neuerer Sondierergebnisse die Felssohle im Tösstal durchgehend erschlossen ist (JÄCKLI & KEMPF, 1980, p. 63) und auch im Talzug zwischen Dussnang und Turbenthal mächtige Verfüllungen mit Lockermaterial bekannt wurden, gewinnt die Annahme einer durchgehenden Felsrinne von Littenheid über Dussnang-Bichelsee-Turbenthal bis Winterthur-Töss und damit eines entsprechenden Eisrandstroms während des ganzen Stadials W/S immer mehr an Wahrscheinlichkeit (Abb. 15). Zwischen Anwil und Dussnang verläuft die Felssohle des Murgtals auf einer Kote um 540 m (Abb. 4), eine Felskote von 542 m ist bei Littenheid nachgewiesen. Bei Turbenthal liegt der Fels 65 m unter dem Talboden auf 490 m und fällt ohne Gegensteigung bis unter das Schotterfeld von Winterthur-Töss. Somit steht nach heutigem Wissen einer Abflusslinie mit 3,5‰ Gefälle zwischen dem Wiler See (555 m) und dem Schotterfeld von Wülflingen (420 m) auf der Route über Bichelsee-Turbenthal keine Felsschwelle im Wege. Für das Tösstal ergibt sich aus der Rekonstruktion eines solchen eiszeitlichen Entwässerungssystems die Erklärung für die durchgehende tiefliegende Felssohle.

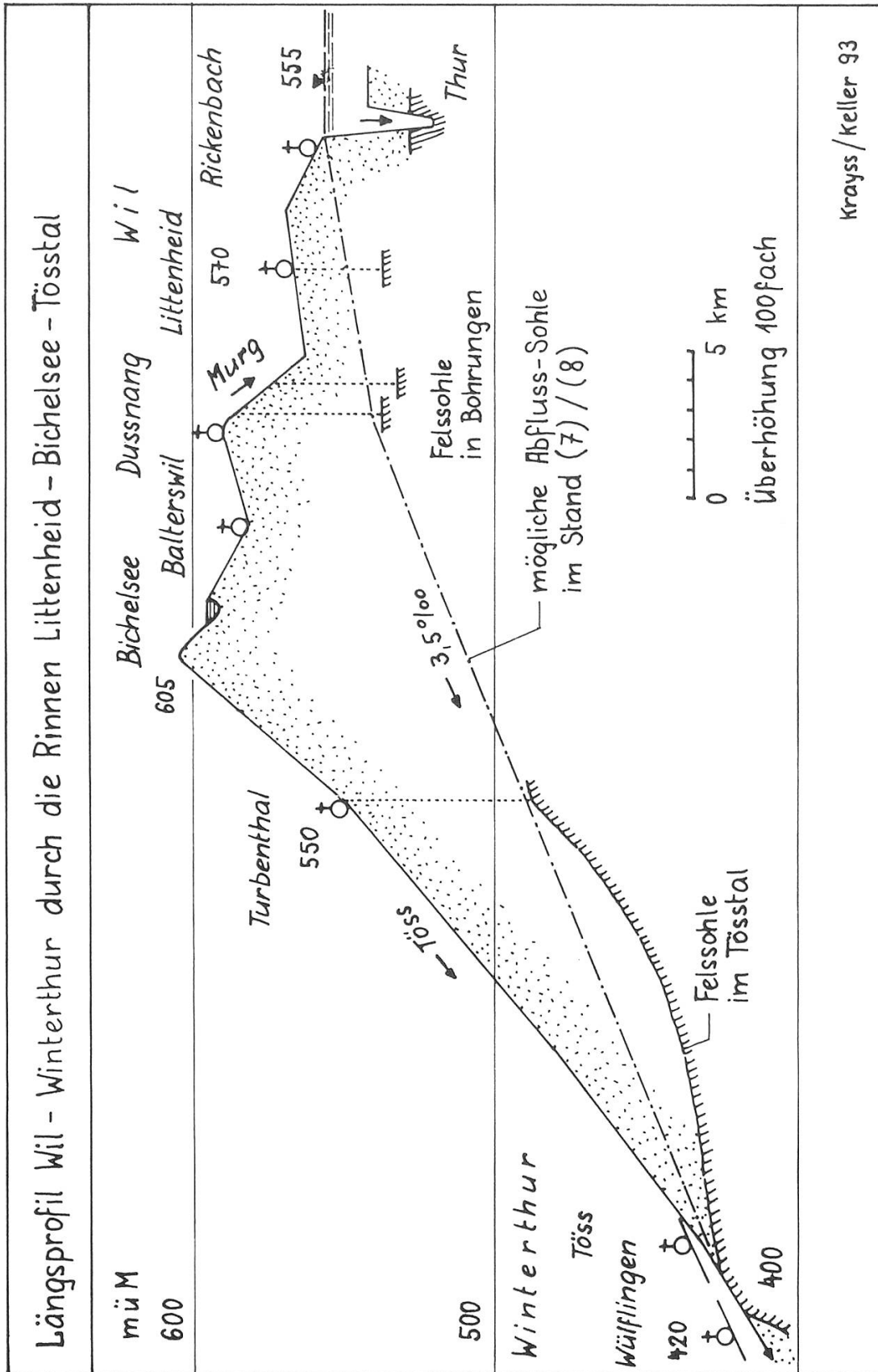


Abb. 15: Im Profil der Talzüge Littenheid - Dussnang - Bichelsee - Tösstal stehen während den Ständen (7) und (8) einem Schmelzwasserstrom vom Wiler See (555 m) bei Rickenbach nach Wülflingen (420 m) keine bekannten Felsschwellen im Wege.

Nach dem Trockenfallen der Bichelseerinne erfolgte die Aufschotterung im Tösstal ausschliesslich mit Material, das die Töss aus dem obern Talabschnitt zuführte. Mit der Ebene von Winterthur-Töss als Basis baute sich im Spät- und Postglazial sukzessive der mächtige Schotterkörper auf, der heute das ganze Tösstal bis nach Steg hinauf verfüllt. Bei Turbenthal drangen die Kiesschüttungen jeweils etwas ins Tal von Neubrunn vor und bewirkten dort den Aufstau von flachen Seen und Mooren, deren Niveau synchron mit der Aufschotterung des Tösstals anstieg.

Der Gletschervorstoss des Standes (7) hinterliess im Einzugsgebiet der Murg eine Reihe markanter Geländeformen, die das heutige Landschaftsbild bereichern (Abb. 14). Im Braunauer Bergland staute der Eisrand bei Braunau einen kleinen See auf, dessen Abfluss bei Hittingen nach Maugwil durchbrach. Nördlich Beckingen zeigt ein schön geformter Moränenbogen die Endlage einer Gletscherzunge im Becken von Zimmerwisen W Hittingen an. Der Wall von Bronschhofen über das Bildfeld nach dem Bergholz ist heute zwar stark überbaut, markiert aber immer noch deutlich den ostwärtigen Abschluss des Münchwiler Beckens.

Gut erhalten sind die Endmoränenbögen südlich Eschlikon. Vor dem Gletschertor zwischen Wiezikon und Horben baute sich auf einem Niveau um 550 m ein Sander auf, der sich in Richtung Anwil zum Randstrom hin entwässerte (Abb. 4). Im Becken westlich Eschlikon lag ein See auf rund 555 m, der am Moränenwall des älteren Standes (6) bei Ifwil P. 579.2 seinen Überlauf ins Tal von Guntershausen hatte. Für einen Abfluss in die Bichelseerinne war die Schwelle von Balterswil zu hoch. Schotter liegen dort auf über 580 m, der Molassefels auf 567,7 m (ANDRESEN, 1964, p. 59; die Molasseoberfläche in 97 m Tiefe gemäss der Angabe in der geologischen Karte lässt sich nicht belegen). Von Eschlikon aus schlang sich der Eisrand um den Hiltenberg herum, baute bei Holzmannshaus P. 617 einen kleinen Wall auf und entliess bei Nübruch N Eschlikon seine Schmelzwässer über einen Schwemmfächer zum Ifwiler See.

Die Mannigfaltigkeit der eisrandlichen Gebilde erschliesst sich aber vor allem im Raum Aadorf - Hagenbuch. Aus Gletschertoren bei Waldegg - Wisental E Aadorf, in den Sätteln P. 551 und P. 529 beidseits des Guggenbüels, sowie bei Häuslenen und Hagenbuch flossen Schmelzwasserbäche, die kiesreiche Schwemmfächer aufbauten. Der mächtigste Schotterkörper liegt zwischen Egghof und Steig, wo der Eisrand direkt auf den vorgelagerten Sander des Aadorfer Feldes stiess. Was die Wasserfluten hier nicht liegen liessen, trugen sie durch das Eulachtal weiter auf die Schotterflur von Winterthur.

Einer inneren Staffel des Standes (7) entspricht im Sirnacher Becken ein Moränenbogen vom Ostende des Hiltenbergs nach Büfelden. Zwischen Wisental und Büfelderhof setzten sich in einem vorgelagerten Staugewässer Seetone ab. Sie wurden früher in einem Ziegeleibetrieb abgebaut und gaben auch Anlass zu einer massiven Rutschung des Eisenbahndamms. Östlich des Aadorfer Feldes zeichnet sich diese innere Staffel in den Moränenkuppen im Halbkreis um Weiern ab.

Wie vielerorts im Bodenseeraum lässt sich auch im Murggebiet eine Eisrandlage nachweisen, die als *innerer Stand* (8) noch dem Eisrandkomplex W/S zugeordnet werden kann. Es handelt sich dabei um eine Oszillationsphase, die das nach dem Stand (7) einsetzende Rückschmelzen kurz unterbrach, bevor die 4. Hauptphase des grossen Abschmelzens in den Vorlandbecken einsetzte.

Im Murgtal wirkte sich das Rückschmelzen vom Stand (7) insofern aus, als für die gesamte Entwässerung der Lauchezunge im Stand (8) nur noch der Abflussweg über das Aadorfer Feld offen stand (Abb. 16). Im Becken von

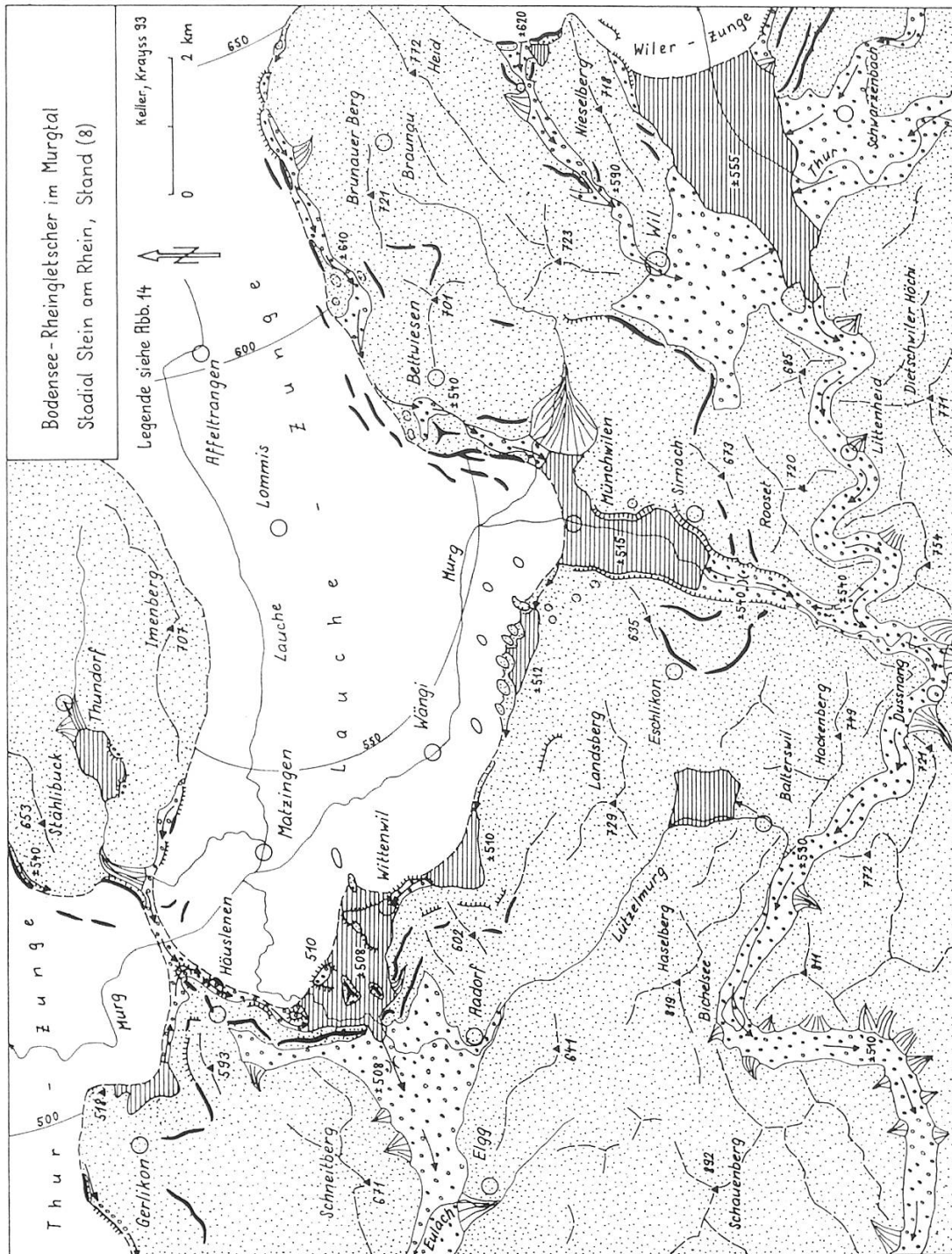


Abb. 16: Murggebiet während des Stadials Stein am Rhein, Stand (8). Eine Seenkette säumte die zurückgeschmolzene Lauchezunge von Münchwilen bis zum Aadorfer Feld. Bei Häuslenen lösten sich Lauche- und Thurgau voneinander ab.

Sirnach staut die Eisfront bei Münchwilen einen See auf, dessen Sedimente im Profil der Abb. 4 als Seebodenlehm bis auf ein Niveau um 525 m nachgewiesen sind. Bei der Eisrandlage des Standes (8) reichte der Wasserspiegel dieses *Münchwiler Sees* nicht mehr so hoch, dass er sich über die Schwelle von Wiezikon zum Dussnanger Randstrom hätte entwässern können.

Der Abfluss des Münchwiler Sees erfolgte dem Eisrand entlang über eine Seenkette zum Aadorfer Feld. Dem See westlich Wittenwil entsprach eine Spiegelhöhe von 508 m; die zugehörige Abflussrinne ist bei P. 508 im Aadorfer Feld noch klar zu erkennen. Von Norden her flossen dem *Wittenwiler See* Schmelzwässer aus der Ablösungszone zwischen Thur- und Lauchezunge zu. In solchen Ablösungsbereichen bildeten sich Wasserkörper, in denen es häufig zur Ablagerung von glazialen Schutt kam. Der Rücken von Häuslenen ist das Relikt eines solchen Sedimentations-Körpers.

Im Stand (8) muss der Wiler See noch bestanden haben, der sich auf einem Niveau von 555 m über die Littenheider Rinne nach Westen entwässerte. Die Littenheider Rinne wurde solange benützt, bis die zurückschmelzende Eisfront des Bodenseegletschers im Raum Bischofszell einen Seeabfluss auf tieferem Niveau durch die Rinne Halden - Schönenberg freigab. Ob aber der Littenheider Strom bis zu diesem Zeitpunkt des Trockenfallens seine Fortsetzung über Dussnang - Bichelsee hatte, oder ob er in einer Schlussphase allenfalls noch ins untere Murgtal durchbrach, ist eine offene Frage. Der Kies-Schwemmfächer über dem Seebodenlehm des Sirnacher Sees (Abb. 4) könnte sowohl durch den umgelenkten Littenheider-Strom als auch später nach dessen Trockenfallen durch die Murg geschüttet worden sein. Wir halten es für wahrscheinlicher, dass die Schwelle von Wiezikon erst durch die Aufschotterung der Murg im Spätglazial überwunden wurde. In der Abb. 16 wird dementsprechend für den Stand (8) ein Abfluss des Wiler Sees nach Turbenthal angenommen.

3.5 Spätglazial und Nacheiszeit

Mit dem Stand (8) des Stadials W/S ging die Hauptphase der Eishochstände zu Ende. Zwischen 16'000 und 15'000 J. v. h. setzte eine Abschmelzphase ein, die relativ rasch zum Zusammenbruch der Vorlandvereisung führte und die Gletscher bis 14'000 J. v. h. schon weit in die Alpentäler hinein abschmelzen liess. Im Thurgau schmolz der Bodensee-Thurtalglatscher über verschiedene Zwischenstände auf die Eisrandlagen des *Konstanzstadiums* zurück, das sich als kürzere Stabilisierungsphase des schwindenden Vorlandgletschers interpretieren lässt (MÜLLER, 1979; KELLER & KRAYSS, 1994). Auf der Karte Abb. 11 führt Müller einen Lauchetalsee mit Spiegelhöhe um 465 m an. Ein genaues Studium der Geländeformen und Sedimente im Gebiet von Matzingen lässt zudem einen der Gletscherzunge im Lauchetal vorgelagerten See mit einer Spiegelhöhe um 475 m erschliessen (Abb. 17).

Der Abfluss des Wittenwiler Sees über das Aadorfer Feld fiel trocken, als das zerfallende Thureis den Ausgang des Murgtals zwischen Huben-Frauenfeld und dem Oberholz NE Gerlikon teilweise freigab. Der Seespiegel sank rasch ab und stabilisierte sich auf einem Niveau um 475 m, gestaut durch Molassefels und Moränemassen im Talabschnitt Ristenbüel - Aumühle. Der 475 m-See - nennen wir ihn *Matzinger See* - reichte bis westlich Stettfurt, wo die abschmelzende Gletscherzunge lag. Bei Matzingen wird der See vor allem durch den markanten Schwemmfächer des Tuenbachs nachgewiesen, der von Waldegg P. 498.2 her einfällt und bei Matzingen auf einem Niveau um 475 m abbricht. Einen etwas kleineren Schwemmfächer baute die Lützelurg südlich Ristenbüel auf. Auch murgtalaufwärts wird das See-Ende bei Heiterschen durch einen Schwemmfächer der Murg bei P. 478 angezeigt. Es ist anzunehmen, dass die Murg damals auf einem rund 10 m höheren Niveau floss und dass die heutige Murgrinne zwischen St. Margarethen und Matzingen erst im Spät- und Postglazial eingetieft wurde.

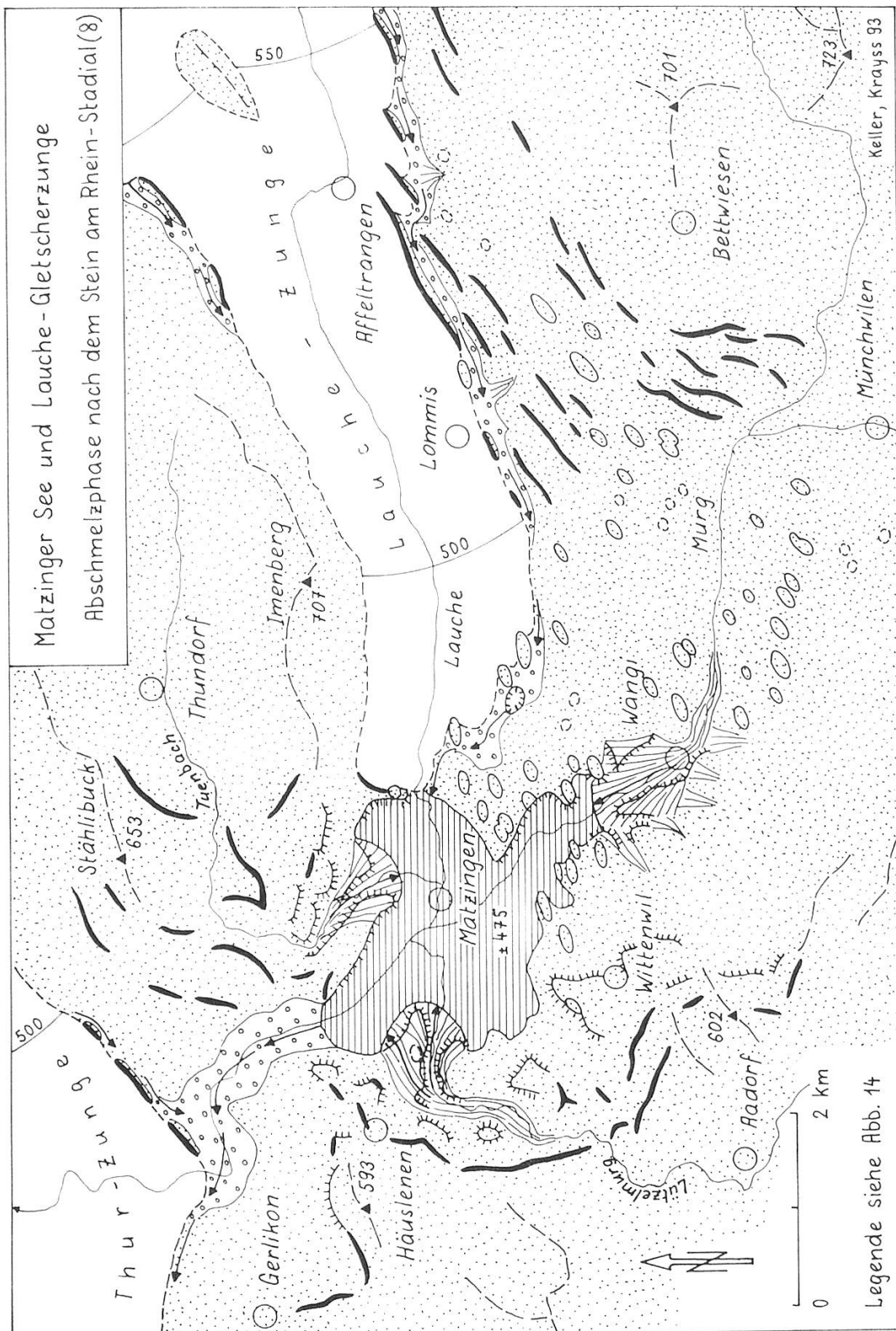


Abb. 17: Im unteren Murggebiet bildete sich hinter der stauenden Schwelle Murkart – Aumühle ein Matzinger See. Die Spiegelhöhe von rund 475 m wird durch Schwemmfächer der Murg, der Lützelmurg und des Tuenbachs ausgewiesen.

Der *Lauchetalsee* mit einem Seespiegel auf 465 m, von MÜLLER (1979) kartiert, ist der jüngste der eiszeitlichen Seen im Murggebiet. Er lässt sich als Restsee des Matzinger Sees verstehen. Als dieser infolge der Tiefen-

erosion im Talabschnitt Murkart - Aumühle auslief, blieb bei Sandbüel SW Stettfurt eine Molasseschwelle erhalten, die den Lauchetalsee bis weit in die Späteiszeit hinein zu hinterstauen vermochte.

Wenn wir annehmen, dass die letzten Eisreste im Einzugsgebiet der Murg vor 15'000 Jahren abschmolzen, bleiben bis zum Ende des Spätglazials um 10'000 J. v. h. noch 5 Jahrtausende. Frühe Spuren der Wiedereinwanderung der Birke, Föhre und Hasel finden sich in Pollenprofilen aus dem Umkreis des Murggebiets; die entsprechenden Torfreste weisen ein Alter von rund 13'000 Jahren auf. Offensichtlich ging die Wiederbewaldung recht zögernd vor sich. So ist es nicht verwunderlich, dass im *Spätglazial* eine intensive Erosion vorherrschte, solange sich keine durchgehende Vegetationsdecke gebildet hatte. Aus den von tiefgründigem Bodenfrost zerrütteten Molasseschichten des Hörnliberglandes fielen grosse Mengen von Kies, Sand und Lehm an. Im Murggebiet entwickelte sich der grosse Schwemmfächer, der bei Dussnang die Randstromrinne 50 m hoch mit Schottern verfüllte und bis Münchwilen reicht (Abb. 4). Steilere Schuttkegel bauten sich aus Hangnischen und Seitenbächen in den Randstromrinnen auf; sie unterteilten die Talböden und hinterstauten Seen und Moore. Was nicht im Oberlauf liegen blieb, transportierte die Murg auf das grosse Delta im *Frauenfelder Thurtalsee* (MÜLLER, 1979, Abb. 11). Der Schwemmfächer, auf dem die westliche Vorstadt von Frauenfeld steht, wurde später, als der See auslief, von der Murg wieder zerschnitten. Auch die Lützelurg bemühte sich, mit der Aktivität ihrer grösseren Schwester Schritt zu halten und gewann durch die 60 m Höhendifferenz vom Aadorfer Feld bis Matzingen die Energie, sich in einer idyllischen Schlucht einzutiefen. Oberhalb Aadorf blieb das bescheidene Gewässer jedoch weitgehend den auffüllenden Prozessen aus den Hängen und den seitlichen Zuflüssen ausgeliefert. Jeder der übrigen Bäche des Murgsystems reagierte auf seine eigene Weise sowohl auf das späteiszeitliche Regime kräftiger Umformungen als auch auf die sanfteren Prozesse der anschliessenden Warmzeit.

Wie anderswo hat auch im Murggebiet der Mensch das Heft in die Hand genommen und will nun in der Landschaft mit seinen Meliorationen, Planierungen und Verbauungen das letzte Wort behalten. Das Schlusskapitel der Landschaftsgeschichte ist indessen noch lange nicht geschrieben. Als Geologe wäre man gerne dabei, wenn im Tal der Murg die Gletscher der nächsten Eiszeit dereinst wieder am Abschmelzen sind... (... und der Redaktor würde sich diesem Augenschein gerne anschliessen!).

Verdankungen

Herrn Ing. Christian Wieland, Frauenfeld, danken wir herzlich für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie Frau Dora Krayss für die Besorgung der Schreibarbeiten.

4. Literaturverzeichnis

- ANDRESEN, H., 1964: Beiträge zur Geomorphologie des südlichen Hörnliberglandes. - Jb. St.Gall. Natw. Ges. 78, 1-113.
- BALDERER, W., 1981: Hydrogeologie des Murgtales (Kt. Thurgau). - Gas Wasser Abwasser 1981/3, 87-97. Schweiz. Verein des Gas- und Wasserfaches, Zürich.
- BÜRGISSER, H. M., 1981: Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). - Eclogae geol. helv. 74/1, 19-28.

- FALKNER, C., 1910: Die südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. - Jb. St.Gall. Natw. Ges. 1908 u. 1909, 190-263.
- FLIRI, F., FELBER, H. & HILSCHER, H., 1972: Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen. - Zeitschrift für Gletscherkunde, 8, Innsbruck.
- MÜLLER, E., 1979: Die Vergletscherung des Kantons Thurgau während der wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit. - Mitt. thurg. naturf. Ges. 43, 47-72.
- HIPP, R., 1986: Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell. Eine glazial-morphologische Arbeit. - Mitt. thurg. naturf. Ges. 47, 120 S.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, TH., 1980: Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000, Blatt Bodensee (Nr. 2).
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1980: Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). - Eclogae geol. helv. 73/3, 823-838.
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1987: Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. - Geogr. Helv. 1987 (2), 169-178.
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1991a: Geologie und Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes. - Das Land Appenzell 21/22, Appenzeller Hefte, Herisau.
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1991b: Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm: Ein Modell. - Paläoklimaforschung, 1,421-433, Akademie der Wissenschaften und Literatur, Mainz.
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1993: The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation. - Quaternary International Vol. 18, 15-27, INQUA/Pergamon Press Ltd.
- KELLER, O. & KRAYSS, E., 1994: Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. - Ber. St. Gall. Natw. Ges. 87
- KRAYSS, E., 1991: Wie die Gemeinde Jonschwil zu ihrem Kies kam. - Jb. 91 der Polit. Gem. Jonschwil, 17-19. Thur-Verlag, Jonschwil.
- KRAYSS, E., & KELLER, O. 1983: Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. - Schrr. Ver. für Geschichte des Bodensees 101, 113-129.
- KRAYSS, E., & KELLER, O. 1989: Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodensee-raum.-Vermessung, Photogrammetrie,Kulturtechnik 89/1, 8-12. Baden-Dättwil.
- SCHINDLER, C., RÖTHLISBERGER, H. & GYGER, M., 1978: Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer-Feldes und ihre Deutung. - Eclogae geol. helv., 71, 159-174.
- SCHLÜCHTER, CH., 1989: A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the northern alpine foreland of Switzerland. - Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie 32-33, 143-157.
- SCHLÜCHTER, CH., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W. A., BURGA, C. A. & WYNISTORF, E., 1987: Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. - Vjschr. Naturf. Ges. in Zürich 132 (3), 135-174.
- SCHREINER, A., 1974: Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung. Freiburg i. Br.
- VILLINGER, E., 1986: Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare - Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karstes in Südwestdeutschland. - Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 28, 297-362..

5. Kartenverzeichnis

Landeskarte der Schweiz 1:25'000; Blätter: 1053 Frauenfeld, 1073 Wil, 1093 Hörnli.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000; No. 16: Frauenfeld (LK 1053), No. 86: Wil (LK 1073), No. 57: Hörnli (LK 1093).

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100'000; No. 2: Bodensee

Adressen der Verfasser:

Edgar Krayss, Myrtenstrasse 9, CH-9010 St. Gallen

Dr. Oskar Keller, Sonderstrasse 22, CH-9034 Eggersriet