

Quartär und Landschaftsgeschichte

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

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **55 (1999)**

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-594090>

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.

4 QUARTÄR UND LANDSCHAFTSGESCHICHTE

Oskar Keller und Edgar Krays

Der Kanton Thurgau umfasst den Hauptteil des südwestlichen Bodenseebbeckens zwischen Bodensee-Südufer und den Molassebergen ums Hörnli. Er hat Anteil am inneren Becken des Bodensee-Obersees und im Tannzapfenland an der alpennahen Molasse des Hörnli-Berglandes. Zur Hauptsache aber liegt der Thurgau in der mittleren Beckenzone, wo langgezogene, tiefe Taltröge das Molasse-Hochplateau in einzelne Horstberge zerlegen (Abb. 4.1).

Gleichsam wie ein vielfältig strukturierter Teppich legt sich über die Grossformen eine Decke aus kleineren Landschaftselementen, die in zahlreichen Ausprägungen meist regionsweise gehäuft auftreten, so z. B. markante Erosionsrinnen, Aufschüttungsebenen und Schuttkegel, Drumlinsfelder mit Mooren und kleinen Seen, Terrassen oder Moränenwälle in Serien. Wie im ganzen Bodenseeraum steht auch im Thurgau die Mehrzahl dieser Mittel- und Kleinformen in enger Beziehung zu den Eiszeiten, deren Gletscher und Schmelzwasserströme die Landschaft nachhaltig geformt haben.

In den folgenden Unterkapiteln wird zuerst eine zeitliche Ordnung für das Eiszeitalter vorgestellt. Dabei wird deutlich, dass auch heute noch keine einheitliche Auffassung unter den Forschern besteht. Dann werden die typischen, im Thurgau vorkommenden Sedimente und Einzelformen dieses Zeitraums mit Ortshinweisen besprochen. Schliesslich wird in kurzen Zügen die geologische Geschichte des Quartärs im Thurgau aufgerollt.

4.1 GLIEDERUNG DES EISZEITALTERS

Die alpinen Vereisungen im Quartär nahmen in der Eiszeitenforschung stets eine zentrale Stellung ein. So ist es verständlich, dass gerade für die Alpen und ihr Vorland immer wieder versucht wurde, Einzelerkenntnisse in einer Eiszeiten-Chronologie zu einer Synthese zusammenzufügen. Im nördlichen Alpenvorland bildete die Gliederung des Eiszeitalters nach PENCK & BRÜCKNER (1909) für Jahrzehnte das feste Gebäude der Quartärstratigraphie. Die Abfolge der klassischen Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm wurde durch die Voranstellung der Donau-Kaltzeit (EBERL 1930) und der Biber-Kaltzeit (SCHAEFER 1957) ganz wesentlich nach hinten erweitert. Forschungsergebnisse von SCHREINER & EBEL (1981) führten schliesslich dazu, zwischen Günz und Mindel eine weitere Eiszeit, die Haslach-Eiszeit, einzuschieben. Mit diesen Ergänzungen ergibt sich eine stratigraphische Gliederung, wie sie von den bayrischen Geologen DOPPLER & JERZ (1995) vertreten wird (Abb. 4.2, Spalte 4).

Eine etwas anders aufgebaute Eiszeitstratigraphie entwickelte Schlüchter seit den 80er Jahren aufgrund von Untersuchungen vor allem im Gebiet des Aare- und Reussgletschers. Unter strikter Vermeidung der traditionellen Terminologie gliedert die neueste Fassung (MÜLLER, B. & SCHLÜCHTER 1997) das Pleistozän in eine Abfolge von sechs Vergletscherungen jünger als 800 000 Jahre vor heute (J.v.h.), getrennt durch ein «Morphogenetisch-

morphotektonisches Ereignis» (ein die Formentwicklung stark beeinflussendes aber nicht genau fassbares Ereignis) von einem älteren Komplex mit acht Schweizerischen Deckenschotter-Vergletscherungen (Abb. 4.2, Spalte 2). Dem Morphogenetischen-morphotektonischen Ereignis wird die grosse Ausräumung und Eintiefung des Schweizerischen Mittellandes zugeschrieben. Entsprechende Beobachtungen verbanden bereits PENCK & BRÜCKNER (1909) mit einem «Grossen Interglazial» zwischen Mindel und Riss.

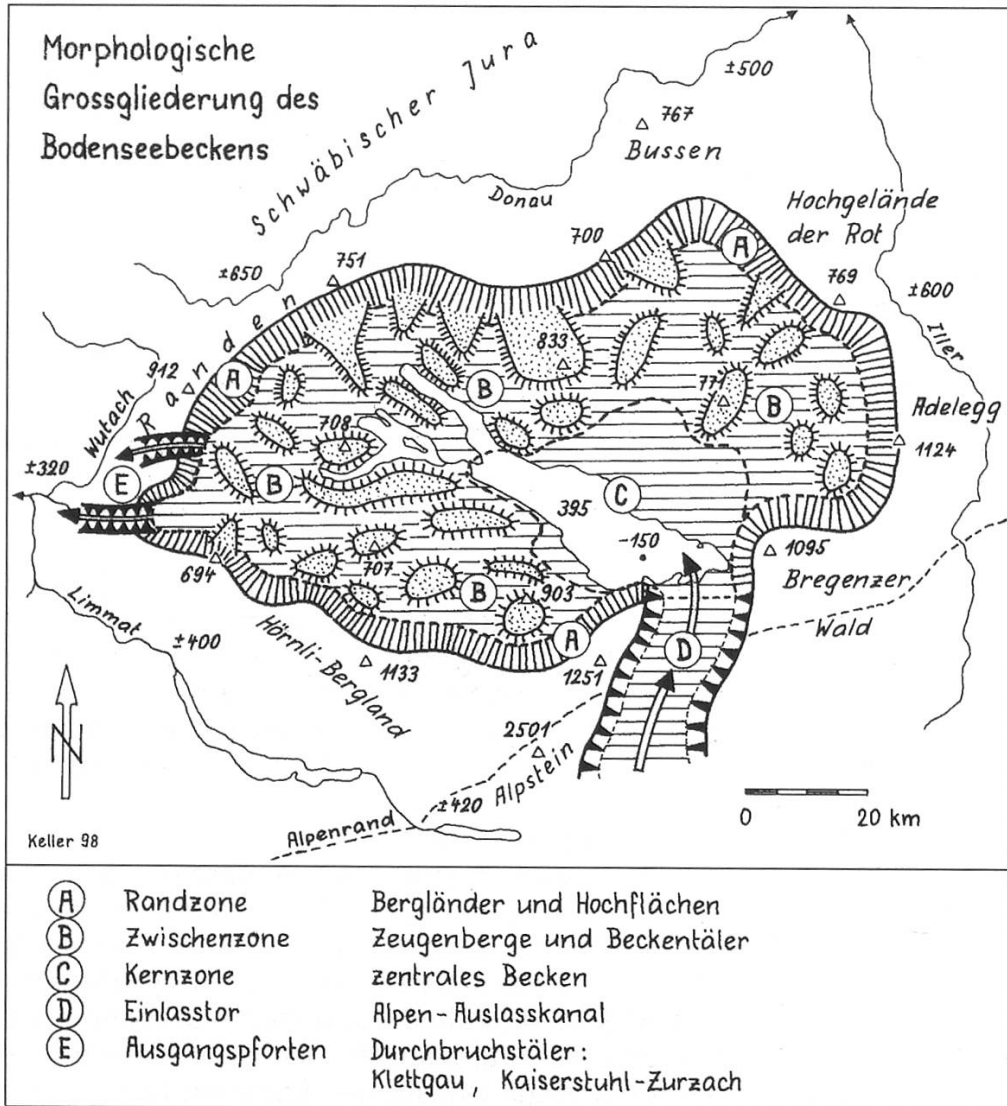


Abb. 4.1: Morphologische Grossgliederung des Bodenseebeckens. Als geologisch junge Grossform breitet sich das Bodenseebecken zwischen den Voralpen und dem Schwäbischen Jura aus. Es wurde im Pleistozän in die flachliegende Molasse eingetieft. Der Beckenrand (A) entspricht ungefähr der maximalen Ausdehnung der letzten Vorlandvergletscherung. Umschlossen von der Zwischenzone (B) mit Zeugenbergen und Beckentälern nimmt die Kernzone (C) des Obersees nur einen geringen Teil des Beckenraumes ein. Der Alpenrhein erreicht den Bodensee über das glazial tief und breit ausgeräumte St. Galler Rheintal (D). Den Ausgang aus dem Becken schuf sich der Hochrhein im Westen durch enge Durchbruchstäler im Molasse- und Juragestein (E).

Abb. 4.2: Falttafel am Schluss des Buches

Das stratigraphische Element einer «Morphologisch-tektonischen Wende» hielt in der Quartärgliederung von Baden-Württemberg (ELLWANGER 1995) Einzug, nachdem auch im oberschwäbischen Rheingletschergebiet eine Reihe tiefer Becken und Rinnen entdeckt worden war. SCHREINER (1996) unterteilt den Risskomplex in drei Vergletscherungen, von denen zumindest die letzten beiden durch ein Interglazial zu trennen sind. (Abb. 4.2, Spalte 3).

Für eine Eiszeitstratigraphie der Nordostschweiz stellt sich die Frage nach der Korrelation mit ihren Nachbarn im Norden, Westen und Osten. Die Erkenntnis, dass die Landschaftsstruktur nach der Deckenschotterperiode durch Ausräumung tiefgreifend verändert wurde, legt auch hier die Annahme einer «Morphologischen Wende» durchaus nahe. Ebenso erweist es sich aufgrund vieler Befunde aus Bohrprofilen als notwendig, die glazialen Prozesse seit der Deckenschotterzeit in mehr als die beiden Vergletscherungen Riss und Würm zu unterteilen. Dementsprechend wird in Abb. 4.2, Spalte 1 eine Quartärgliederung vorgelegt, welche diesen Erwägungen Rechnung trägt.

Analog zur Stratigraphie der Spalten 2 und 3 sind die pleistozänen Vergletscherungen in Grosskomplexe zusammengefasst, nämlich in Deckenschotter-Eiszeiten und Becken-Eiszeiten (KELLER 1994). Sie werden getrennt durch eine «Grosse Ausräumungsphase» zwischen Alt- und Mittelpleistozän. Wie die Grenzen dieser Ausräumungsphase genauer zu datieren seien, muss noch offen bleiben. Ein Korrelationsversuch ergibt sich mit Hilfe von Paläomagnetik (Polaritätswechsel des Erdmagnetismus) und in Anlehnung an die Sauerstoff-Isotopenkurven von Tiefseebohrkernen als Klimazeiger (Abb. 4.2, vordere Spalten). Für die ausge dehnteste Becken-Eiszeit in der Nordostschweiz wird die Bezeichnung «Grösste Helvetische Vergletscherung» (GHV) eingeführt. Abgesehen vom Oberen Würm fehlen in der Nordostschweiz zurzeit noch die Grundlagen zu einer genaueren Chronologie der Becken-Eiszeiten. Das durchgehend anerkannte und einheitlich datierte Eem-Interglazial erlaubt eine generelle Unterteilung in ältere und jüngere Becken-Eiszeiten.

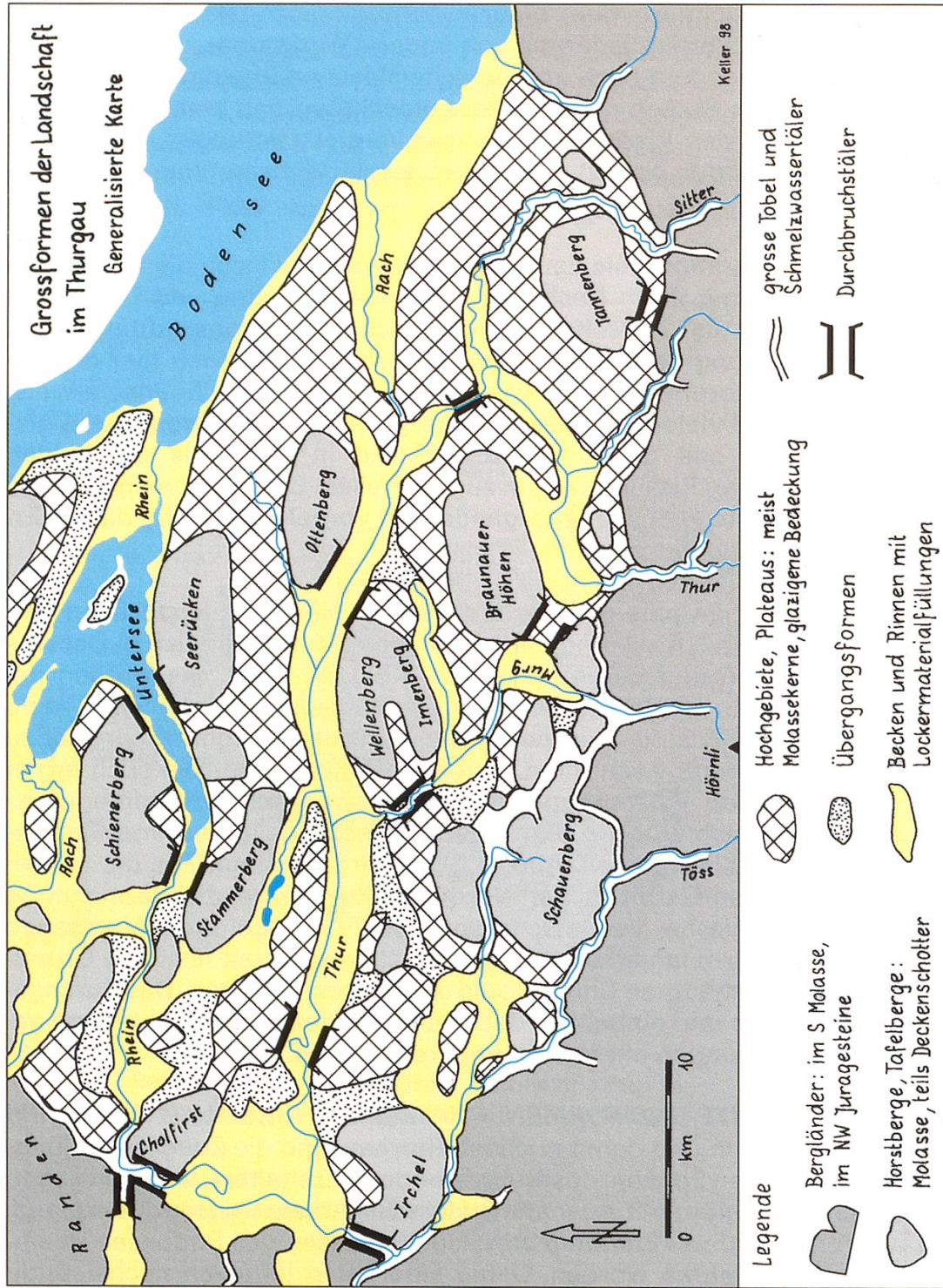
4.2 SEDIMENTE UND FORMENSCHATZ DES THURGAUER QUARTÄRS

Im Bodenseeraum und damit auch im Thurgau sind die Zeugen der jüngsten geologischen Epoche, des Quartärs oder Eiszeitalters, weit verbreitet. Die gesamte Region, mit Ausnahme kleinster Areale im Hörnli-Bergland, ist während mehrerer Eiszeiten von den Eismassen des Bodensee-Rheingletschers überfahren worden. Daher sind nebst jüngsten nacheiszeitlichen Bildungen flächenhaft ausgedehnte glazigene und glazifluviale Ablagerungen zahlreich vorhanden. In den Landschaftsformen lässt sich allenthalben die Ausgestaltung durch eiszeitliche Prozesse erkennen.

4.2.1 Grossformen der Landschaft (Abb. 4.1 und 4.3)

Der Bodensee erfüllt den zentralen Teil eines ausgeprägten Vorlandbeckens zwischen Alpen und Jura (Abb. 4.1). Nebst der auffällig regelmässigen, elliptischen Form ist auch die Ausgestaltung des Becken-Innenraums charakteristisch. Rundum zieht sich das Band der Randzone hin, das zwischen tief liegendem Beckeninneren und hochliegender Umrahmung vermittelt. Beckeneinwärts schliesst der breite, konzentrisch angeordnete Geländestreifen der Zeugenberge und Beckentäler an. Der innerste Bereich wird vom Bodensee-Obersee und seiner nächsten Umgebung eingenommen.

Abb. 4.3: Grossformen der Landschaft im Thurgau. Das Relief des Thurgaus wurde seit dem ausgehenden Tertiär aus dem Schichtenstapel der Oberen Süsswassermolasse (Hörnli-Schwemmflächen) herausgeformt. Ihrer Anlage nach entsprechen die breiten Einmündungen zwischen den Zeugenbergen vermutlich dem Gewässernetz im Jungpliozän gemäss Abb. 4.10. Durch die Talzüge parallel zum Beckenrand sowie über die Aach-/Thurtal-Rinne und das Bodensee-Unterseeal entwässerten sich während den Beckeneiszeiten die Bodensee-Vorlandgletscher nach Westen. Dabei entstanden bei entsprechenden Eisrandlagen die in der Karte kräftig markierten Durchbruchstäler.



Die Beckenrandzone

Das Hörnli-Bergland markiert zwischen Toggenburg und Winterthur durch seine Geschlossenheit und seine bedeutenden Höhen bis mehr als 1000 m ü. M. die südwestliche Begrenzung des Bodenseebeckens besonders klar. Der steile Abfall von den Bergkämmen hinunter in die Beckentäler hat zur starken Zerschneidung dieser Randzone durch Flusseintiefungen geführt. Die zentrumsferne Lage und die beachtlichen Höhen liessen zudem nur beschränkt eine glaziale Ausgestaltung zu.

Die Zwischenzone

Den flächenmässig grössten Anteil des Bodenseebeckens nimmt die ringförmige Zone der Zeugenberge und Beckentäler ein, die sich im Thurgau vom Fuss des Hörnli-Berglandes und vom Cholfirst bis zum Obersee im Raum Romanshorn erstreckt. Die ganze Region ist in einzelne Bergzüge, Horste, hügelige Hochflächen, tief liegende Talebenen und enge Rinnentäler zerlegt. Der scheinbar unmotivierte Wirrwarr lässt sich höhenmässig-vertikal, aber auch räumlich-horizontal gliedern und ordnen. Das räumliche Muster ist zeitlich bedingt und wird im nächsten Kapitel diskutiert.

Die Kernzone

Das Areal des Bodensee-Obersees ist zusammen mit einigen Randbereichen frei von Zeugenbergen. Diese innerste Zone des zentralen Beckens ist völlig ausgeräumt, ja sogar gewaltig übertieft, liegt doch die Felssohle zwischen Arbon und Langenargen mehr als 100 m unter dem Meeresspiegel.

4.2.2 Sedimente der letzten Eiszeit und Nacheiszeit

Der weitaus überwiegende Teil des von der geologischen Karte erfassten Quartärs ist ein Produkt der letzten Vorlandvergletscherung. Es ist daher angebracht, beim einführenden Überblick zur Kartenlegende vom Prinzip der chronologischen Ordnung abzuweichen und zum besseren Verständnis mit der Darstellung der letzteiszeitlichen Gebilde zu beginnen.

Moränendecke

Grundmoränen sind ein unmittelbares Ablagerungsprodukt des Gletschers. Sie entstehen durch Ausschmelzprozesse an der Basis des Eiskörpers. Entsprechend den im Gletschereis eingeschlossenen Gesteinsanteilen besteht eine Grundmoräne aus einer Grundmasse (Matrix) von Sand, Silt und Ton, in welcher Geschiebe, Steine und Blöcke gewissermassen schwimmen. Infolge der hohen Belastung durch überlagerndes Gletschereis wurde das feinkörnige Material weitgehend entwässert und verdichtet. Typisch für eiszeitliche Grundmoränen sind Kritzer und Polierungen auf Geröllen, eine breite Streuung im Rundungsgrad und das Vorkommen von erratischen Blöcken bis Kubikmetergrösse.

Die Mächtigkeit der Moränendecke schwankt zwischen wenigen Dezimetern und über zehn Metern. Natürlich aufgeschlossen erscheinen Moränen in Bachtobeln und an Steilhängen von Flusstälern. Interessante Einblicke ergeben sich vor allem in Kiesgruben, so etwa bei Diessenhofen (696.600/281.100 «Hüerbüel»), Aawangen (709.800/264.000), Warth-Weiningen (708.000/272.000) und Hohentannen (734.500/263.500).

Von verschwemmter Moräne ist dort die Rede, wo Moränenmaterial in unverfestigter Form auftritt. Es handelt sich dabei häufig um Ausschmelz-

produkte, die am rückschmelzenden Eisrand als murgangähnliche Schlammströme abgelagert wurden. Zu beobachten ist verschwemmte Moräne in Baugruben und Kiesgruben, so beispielsweise im Abbaugbiet Hohentannen.

Als spektakuläre Elemente der Moränendecke treten in Aufschlüssen jeglicher Art Erratiker oder Findlingsblöcke in Erscheinung. Erratische Blöcke bezeugen durch ihre Gesteinsart die Herkunft aus weit entfernten Regionen, als Kalkblöcke beispielsweise aus dem Säntis- oder Alviergebiet, als Granite und Gneise aus den Tälern des Vorder- und Hinterrheins in Graubünden. Erratiker finden sich weit verstreut im ganzen Thurgau, in der geologischen Karte sind sie jedoch nicht speziell eingetragen. Eine Sammlung schöner Exemplare, aufgedeckt durch den Trasseebau der Autobahn A7, ist im Findlingsgarten Schwaderloh bei Neuwil (727.600/ 276.400) zu studieren (HANTKE & WIESMANN 1994). Als wohl grösste thurgauische Erratiker sind ein Staader Muschelsandstein bei Roggwil (748.500/264.550) sowie der «Graue Stein», ein Seelaffe-Findling bei Ermatingen (723.000/ 280.300), bekannt. Im Depot des Thurgauer Naturmuseums wird die Erratikersammlung des Hüttwiler Sekundarlehrers und Geologen Dr.h.c. Ernst Geiger aufbewahrt (vergl. auch GEIGER 1966).

Stirnmoränenwälle, Seitenmoränenwälle

Als grün unterlagerter roter Strich tritt innerhalb der kartierten Moränendecke eine Signatur auf, die sich auf Geländeformen glazialer Entstehung bezieht: auf Stirn- oder Seitenmoränenwälle. Wie man von Beobachtungen an heutigen Gletschern weiss, markieren solche Anhäufungen glazialer Ausschmelzprodukte ehemalige Randlagen der eiszeitlichen Vorlandvergletscherung. Moränenwälle zeigen in der Regel eine der Grundmoräne ähnliche Materialzusammensetzung. Dabei sind sie häufig von Kieschichten durchzogen und mit Blöcken angereichert. Vielfach lassen sich auch Deformationen der Sedimente beobachten.

Im Stirnbereich einer Gletscherzunge findet sich regelmässig eine Sequenz von Sedimenten, die vom Altmeister der Glazialforschung Albrecht Penck als glaziale Serie definiert wurde (Abb. 4.4). Den unmittelbaren Kontakt mit seinen Ablagerungen hatte der Gletscher am Stirnmoränenwall. Hier wurde der ausgeschmolzene Schutt angehäuft und oft durch oszillierende Bewegungen der Eisfront zusammengestaucht. Die Schmelzwässer schwemmen ihre Geschiebefracht über ein nach aussen geneigtes Schotterfeld, den sogenannten Sander. Dort wurde sie sukzessive abgelagert: in der Nähe des Eisrandes die gröberen Gerölle, weiter auswärts Mittelkies und Sand. In unregelmässiger Abfolge unterbrachen Gletschertore den Moränenzug. Es sind dies Stellen, an denen subglaziale Wasserläufe aus dem Beckeninneren aufstiessen und auf den Sander austraten. Ein innerer Moränenwall konnte sich bilden, wenn die Eisfront von ihrer maximalen Randlage zurückschmolz. Dabei tieften sich die Schmelzwässer aus dem zurückgesetzten Gletschertor häufig in einem sogenannten Trompetental im vorgelagerten Sander ein. Voraussetzung für eine solche Eisrandsituation war die Möglichkeit für einen freien Abfluss der Schmelzwässer. Innerhalb der Eisrandwälle gestaltete der Gletscher direkt die mit Grundmoräne überdeckte wellige Muldenform des Zungenbeckens.

Im Thurgau blieben die Formen der glazialen Serie in der Eiszeitlandschaft der Nussbaumer Seen (704.000/275.000) vollständig und in musterhafter

Glaziale Serie

- Merkmale: - offenes Vorland mit freiem Abfluss
- zentrifugale Entwässerung
- glazifluviale Akkumulation

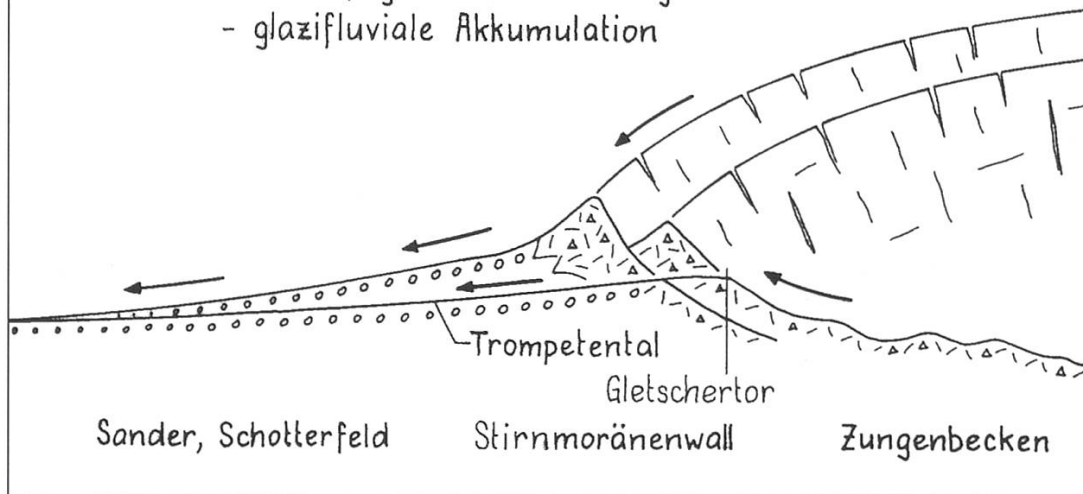


Abb. 4.4: Glaziale Serie. Erklärung im Text.

Ausbildung erhalten. Auch im Stirnbereich der Lauchetalzunge lässt sich die glaziale Serie an zwei Lokalitäten klar erkennen: zwischen Aadorf und Aawangen (710.500/263.000) sowie in Form eines Doppelwalls bei Eschlikon (715.750/257.750). Demgegenüber wurden die zeitlich entsprechenden Endmoränenlandschaften bei Andelfingen im Thurtal und bei Rheinklingen am Rhein (704.000/280.500) durch Flusserosion beträchtlich umgestaltet.

Als Seitenmoränen (oder Ufermoränen) werden Eisrandwälle bezeichnet, welche in Hangzonen und auf Plateaus die Zungenbecken der letzten Vergletscherung säumen. Die Wälle steigen im allgemeinen mit mässigem Gefälle gegen den Stirnbereich der ehemaligen Gletscherzunge ab und gehen dort in die Stirnmoränenwälle der glazialen Serie über. Ihnen fehlen vorgelagerte Sander und die Entwässerung erfolgte meist durch eisrandparallele Bäche, die auf das Schotterfeld an der Gletscherstirne mündeten. Seitenmoränen treten häufig gestaffelt auf und markieren damit unterschiedliche Höhenlagen der abschmelzenden Eisoberfläche.

In exemplarischer Ausbildung fällt am Nordhang der Glaziallandschaft von Nussbaumen (704.000/275.000) ein Seitenmoränenzug von Chalcheren über Schloss Steinegg zur Stirnmoräne ein. Wesentlich grössere Ausmasse weist der Wallmoränenzug Iselisberg – Neunforn (702.000/272.600) auf, der die Randlage der Thurtal-Gletscherzunge im Stein am Rhein-Stadium bezeugt. Als besterhaltener Eisrandwall des Konstanz-Stadiums zieht sich eine Seitenmoräne des Bodenseegletschers von Langrickenbach über Zuben bis nach Kreuzlingen und Konstanz hin (735.000/275.000).

Drumlins, Rundhöcker

Mit roten Ovalformen bezieht sich eine weitere Signatur auf Geländeformen, die als Drumlins angesprochen werden. Es sind stromlinienförmige Hügel mit steiler Luv- und flacher Leeseite. Meist sind sie aus Grundmoräne, selten auch aus Schotter aufgebaut. Zur Entstehung der Drumlins

wird angenommen, dass sie unter bewegtem oder zwischen abschmelzendem Gletschereis geformt wurden. Das komplizierte Zusammenspiel von Abtragung (Erosion) und Ablagerung (Akkumulation) ist indessen immer noch Gegenstand widersprüchlicher Theorien.

Drumlins kommen häufig in Schwärmen vor. Im westlichen Thurgau bedecken sie das Plateau zwischen Schlattingen und Mett-Oberschlatt (700.500/279.500), im Lauchetal Areale bei Lommis (718.500/264.000). Weitere Serien durchziehen die Glaziallandschaft Hauptwil – Gottshaus (737.500/261.000) sowie die Hang- und Hochzone südlich des Zungenbeckens von Erlen (733.000/267.000).

Von Drumlins aus Lockermaterial oft schwierig zu unterscheiden sind die sogenannten Rundhöcker aus anstehendem Fels (rot gestrichelte Ovale). Hier ist der hohe Anteil der subglazialen Erosion offensichtlich. Rundhöcker treten in Molassegebieten mit geringer Moränenbedeckung auf, so beispielsweise auf der Erhebung zwischen Lauchetal und Murg.

Jüngere Glazialschotter und Flussschotter

Schotter sind ein Gemisch aus Kies, Sand und Silt. Zum Kies zählt man Gerölle mit Durchmesser zwischen 2 und 60 mm; was darüber ist, fällt unter die Kategorie Steine. Als Sand werden Gesteinskörner zwischen 0,06 und 2 mm angesprochen. Partikel mit noch geringeren Abmessungen gelten als Silt (Schluff), solche unterhalb 0,002 mm als Ton.

Die Ablagerung aus dem fließenden Wasser ist eine Folge nachlassender Geschwindigkeit der Strömung: Zuerst werden Kies und Sand ausgeschieden, Silt und Ton hingegen erst, wenn das Wasser praktisch zur Ruhe gekommen ist. Schotter, die aus eiszeitlichen Schmelzwässern sedimentiert wurden, fallen unter die Bezeichnung glazifluvial oder fluvioglazial. Wie an Kiesgrubenwänden beobachtet werden kann, zeigen Schotterablagerungen im allgemeinen eine deutliche Schichtung. Mehr oder weniger horizontale Lagerung weist auf Sedimentation in einem untiefen Flussbett hin, während eine deutliche Neigung als sogenannte Deltaschichtung Ablagerung in stehendem Gewässer bezeugt. Kreuzschichtung, eine Schrägschichtung in Paketen bis Metergrösse und mit wechselweiser Änderung der Schichtneigung, lässt sich als Verfüllung von Rinnen innerhalb des Flussbettes verstehen.

Schotter der letzten Vorlandvereisung gelangten zum Teil bereits am Rande der vorrückenden Gletscher zur Ablagerung. Sie wurden anschliessend vom Eis überfahren und entweder erodiert oder mit Grundmoräne überdeckt. Als Folge der Eisüberlagerung weisen diese Schotter eine hohe Verdichtung auf, auch sind die oberen Schichten gelegentlich mit aus Porenwasser ausgeschiedenem Kalk verkittet. Vorkommen dieser Art werden daher oft als «Vorstossschotter» angesprochen. Dabei ist nicht ohne weiteres zu unterscheiden, ob der Schotterkörper unter Moränenbedeckung zur letzten oder zu einer älteren Vergletscherung gehört. Aus diesem Grunde wurde in der vorliegenden geologischen Karte die Grenze zwischen jüngeren und älteren Schottervorkommen im Würm-Maximum gezogen: Glazialschotter ohne Moränenbedeckung werden als «Jüngere Schotter» dem Zeitabschnitt Würm-Maximum bis Spätglazial zugeordnet, glazial vorbelastete Schotter unter Moräne sind «Ältere Schotter». Die letzteren werden zusammen mit den Deckenschottern im Kapitel 4.2.3 besprochen.

Im Thurgau finden sich jüngere Glazialschotter vor allem dort, wo sich während den Rückzugsphasen der letzten Vorlandvergletscherung glaziale Serien bildeten. Dies war der Fall im Gebiet von Aadorf, auf dem Wiler Feld sowie im Untersee-Rheintal zwischen Etzwilen und Schlattingen. Die Schotter südlich oberhalb Eschenz weisen die Besonderheit auf, dass sie als sogenannte Eisrandschotter (Kames) zwischen dem stauenden Gletschereis und dem ansteigenden Hang sedimentiert wurden. Ähnliches gilt für das Vorkommen von Willisdorf (697.400/282.200). Die grosse Kiesfläche im Schaaren (695.000/282.500) ist die Fortsetzung der Schotterebene (Sander) zwischen Stein am Rhein und Rheinklingen.

Im Unterschied zu diesen glazifluvialen Bildungen wurden die flächenmässig weit ausgedehnten Schotter des Thurtals zwischen Kradolf und Gütighausen ZH erst im Spätglazial und in der Nacheiszeit als normale Flussschotter deponiert. Das gleiche trifft für den Hauptteil des Schotterkörpers im Murgtal zwischen Fischingen und Münchwilen zu.

Seebodenablagerungen, Schwemmlehm

Als Feinmaterial gelangen Feinsand, Silt und Ton in ruhenden Gewässern zur Sedimentation. Da es während der letzten Vorlandvergletscherung verbreitet zur Seenbildung kam – und zwar sowohl beim Eisaufbau als auch während den Rückschmelzphasen – sind auch die Vorkommen von Seebodenablagerungen (Beckentone) entsprechend häufig. Glaziale (glazilimnische) Seesedimente weisen oftmals eine Feinschichtung oder Bänderung auf (Warvenbildung). Sie werden in diesem Fall auch als Bändertone angesprochen. Die Bänderung rührt daher, dass in Zeiten erhöhten Abschmelzens, also im Sommer, mehr Sediment zugeführt und daher dickere, hellere und grobkörnigere Schichten, im Winter unter Eis in beruhigtem Wasser dagegen dünne, dunklere Schichten abgesetzt wurden. Die Feinschichtung entspricht demnach oft einer Jahresschichtung.

Im Thurgau liegen glaziale Seebodenablagerungen selten direkt an der Oberfläche. Im Rheintal westlich Diessenhofen werden sie von glazifluvialen Schottern überdeckt, im Thurtal zwischen Niederneunforn und Amlikon liegen sie unter zunehmend mächtigeren postglazialen Flussschottern verborgen. Offen finden sich Seebodenablagerungen hauptsächlich in kleineren Becken, so etwa bei Basadingen (698.700/281.200), bei Eschlikon (719.400/258.100) und verbreitet im Trockental zwischen Dussnang und Bichelsee (715.000/255.000). Grössere Seetonflächen blieben im Gebiet des ehemaligen Lauchetalsees erhalten. Ein ausgedehntes Vorkommen glazialer Beckentone zwischen Konstanz und Ermatingen wird von warmzeitlichen Seekreiden und «Schnegglisanden» überlagert.

Schwemmlehm (Auelehm) ist ein feinkörniges Überschwemmungssediment, das sowohl unter kalt- als auch unter warmzeitlichen Bedingungen auf flachen Arealen abgesetzt wurde. Grössere Vorkommen liegen bei Unterschlatt, Schlattingen, im Raum Kreuzlingen sowie im Thurtal.

Gehängeschutt, Gehängelehm

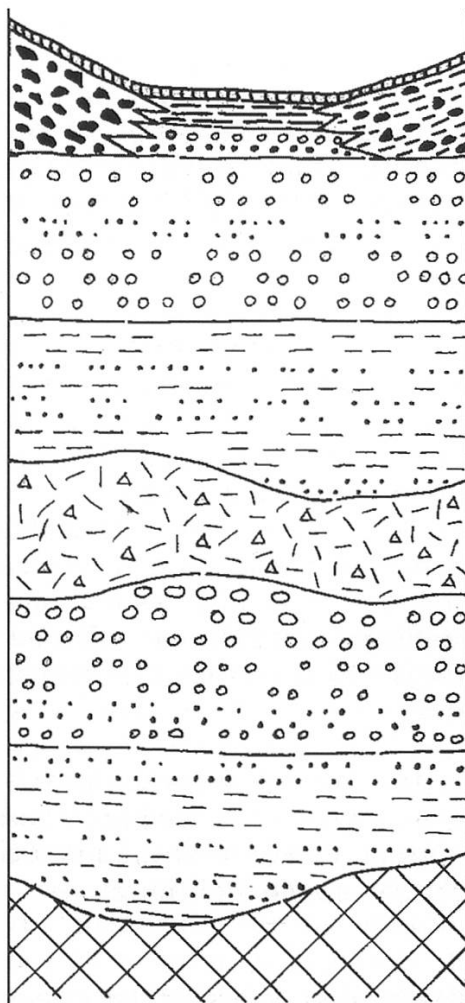
Die Verwitterung im Molassebergland setzte bereits während der ersten Rückschmelzphasen, unmittelbar nach dem Eisfreiwerden, ein. Noch unter kaltzeitlichen Bedingungen bewegte sich das Verwitterungsmaterial in Hangzonen durch Kriechprozesse und Abspülung talwärts. So entstanden die mächtigen Halden, wie sie vor allem in den Trockentälern des

Hinterthurgaus und am Südhang des Imenberges anzutreffen sind. Die Materialzusammensetzung entspricht dem anstehenden Molassefels. Wo Nagelfluh überwiegt, entsteht geröllreicher, lehmiger Gehängeschutt. Demgegenüber wird das Verwitterungsprodukt von Mergel- und Sandsteinfels als Gehängelehm angesprochen. Die Hangsedimente gehen häufig ohne klare Grenzen in lehm- oder kiesreiche Bachschuttkegel über.

Viele dieser Prozesse spielten sich vom Spätglazial bis zur Gegenwart ohne Unterbrechung ab. In den Trockentälern von Littenheid und Bichelsee (715.000/255.000) war die seitliche Zuschüttung während der letzten 15 000 Jahre so beträchtlich, dass die Talsohle um 50–100 m angehoben wurde.

Glazialer Zyklus

Dem zeitlichen Geschehen nach lassen sich die hier beschriebenen Sedimente in einem Schema zusammenfassen. Die Schichtabfolge der Abb. 4.5 spiegelt die Sedimentationsprozesse während eines glazialen Zyklus vom Eisaufbau (2–4) über das Rückschmelzen (5–6) bis in die folgende Warmzeit (7) hinein. Vollständige Sequenzen sind im Gelände eher selten zu beobachten, sodass Abb. 4.5 als Idealprofil zu betrachten ist.



- ⑦ Schicht 7: Spät- bis postglaziale Überlagerung mit Gehängeschutt, Schwemmlehm, Torf, Rutschung, Bodenbildung.
- ⑥ Schicht 6: Überschotterung durch Gletscherfluss oder postglaziales Fließgewässer.
- ⑤ Schicht 5: Feinkörnige bis kiesige Seeablagerung in vom Eis freigegebene Becken.
- ④ Schicht 4: Grundmoräne, Wallmoräne oder Drumlin; Ablagerung direkt aus schmelzendem Gletschereis.
- ③ Schicht 3: Vorstossschotter, Sedimentation in Gletscherfluss oder auf Sander.
- ② Schicht 2: Feinkörnige bis kiesige Seeablagerung, Stau durch abdämmende Eisfront des vordringenden Gletschers.
- ① Schicht 1: Felsiger Untergrund, Sediment einer älteren Vergletscherung oder Warmzeit.

Abb. 4.5: Idealprofil eines glazialen Zyklus.

4.2.3 Sedimente älterer Eiszeiten

Deckenschotter

Auf dem Seerücken im Gebiet von Salen-Reuteneu, besonders aber auf dem Stammerberg zwischen Stammheim und Herdern (FRÜH 1910) sowie auf dem Hochplateau des Cholfirsts finden sich flächig verbreitet Schotter unter Moränenbedeckung (Abb. 4.6). Ihre Auflagerungsfläche wird durch die tertiäre Molasse gebildet (Abb. 4.7). Da diese Schotter Hochflächen wie «Reste einer Decke» überziehen, sind sie schon im letzten Jahrhundert als Deckenschotter bezeichnet worden.

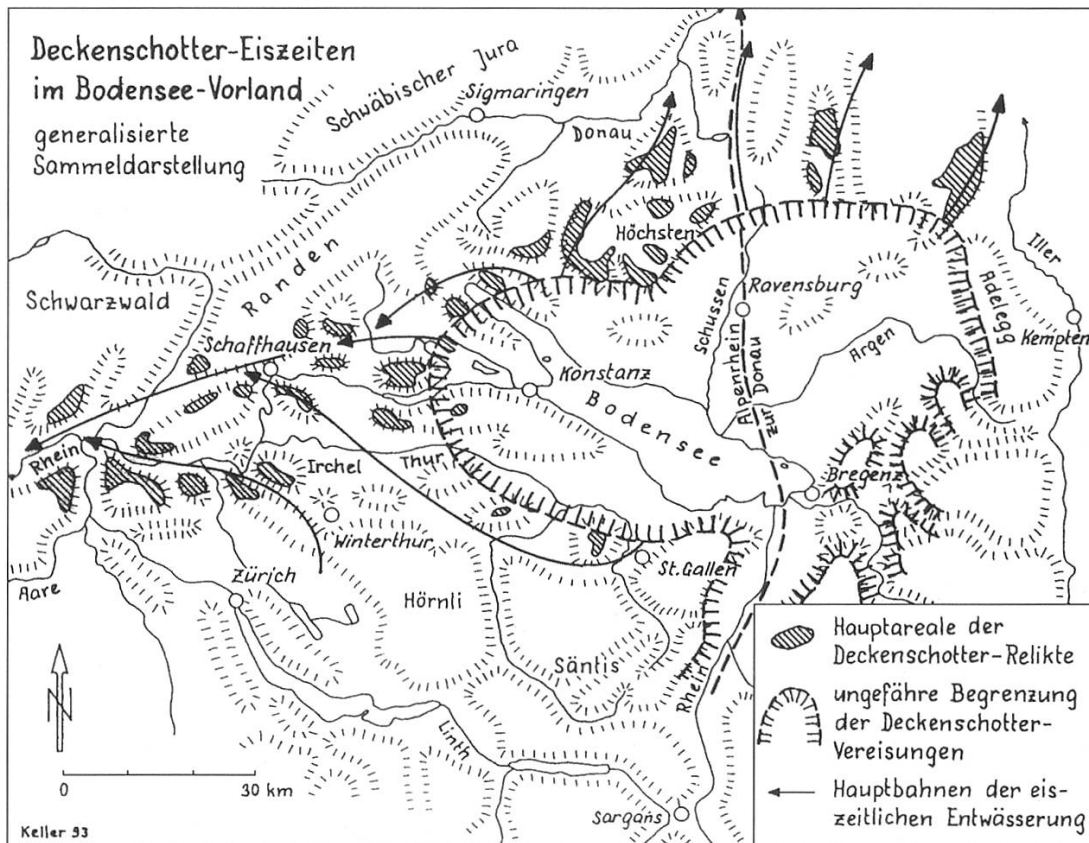


Abb. 4.6: Deckenschotter-Eiszeiten im Bodensee-Vorland (aus KRAYSS und KELLER 1996).

Sie bestehen überwiegend aus groben Geröllserien. Die Zwischenräume zwischen den Komponenten sind dabei meist nur lückenhaft mit Sand und Silt gefüllt, was auch zur Bezeichnung «Löcherige Nagelfluh» geführt hat (GUTZWILLER 1880). Im Gegensatz zu den jungen, in den Tälern liegenden Kiesen und Sanden sind die Deckenschotter mehr oder weniger stark mit Krusten verkittet. Es handelt sich um Kalzitüberzüge, die als Ausscheidungen aus kalkreichem, zirkulierendem Wasser zu erklären sind. In typischer Weise treten hohle Gerölle auf, bei denen das Innere durch Verwitterung aufgelöst worden ist und nur noch eine kalkige Rinde erhalten blieb. Selten treten sandige Linsen auf, gelegentlich auch tonige Silte. Das Vorherrschen von grobkörnigen Schottern, ihre massige Lagerung oder horizontale Schichtung und der geringe Anteil an Feinmaterial weisen auf Transport und Sedimentation in Schmelzwasserströmen auf Gletscher-Vorfeldern hin. Am Stammerberg und auf dem Seerücken sind moränenartige Einlagerungen mit siltig-tonigem Feinmaterial und mit eingestreu-

ten gekritzten Geschieben festgestellt worden. Die Ablagerung der Deckenschotter muss somit während Eiszeitperioden erfolgt sein.

Während früher zahlreiche kleinere Kiesgruben Einblick in diese verkitteten Hochflächenschotter gewährten, sind heute nur noch wenige Aufschlüsse vorhanden: Nordwestende des Stammerberges (702.800/278.800), östlich Steinegg (707.470/275.175) oder auf dem Seerücken bei Salen-Reutenen (719.140/278.850).

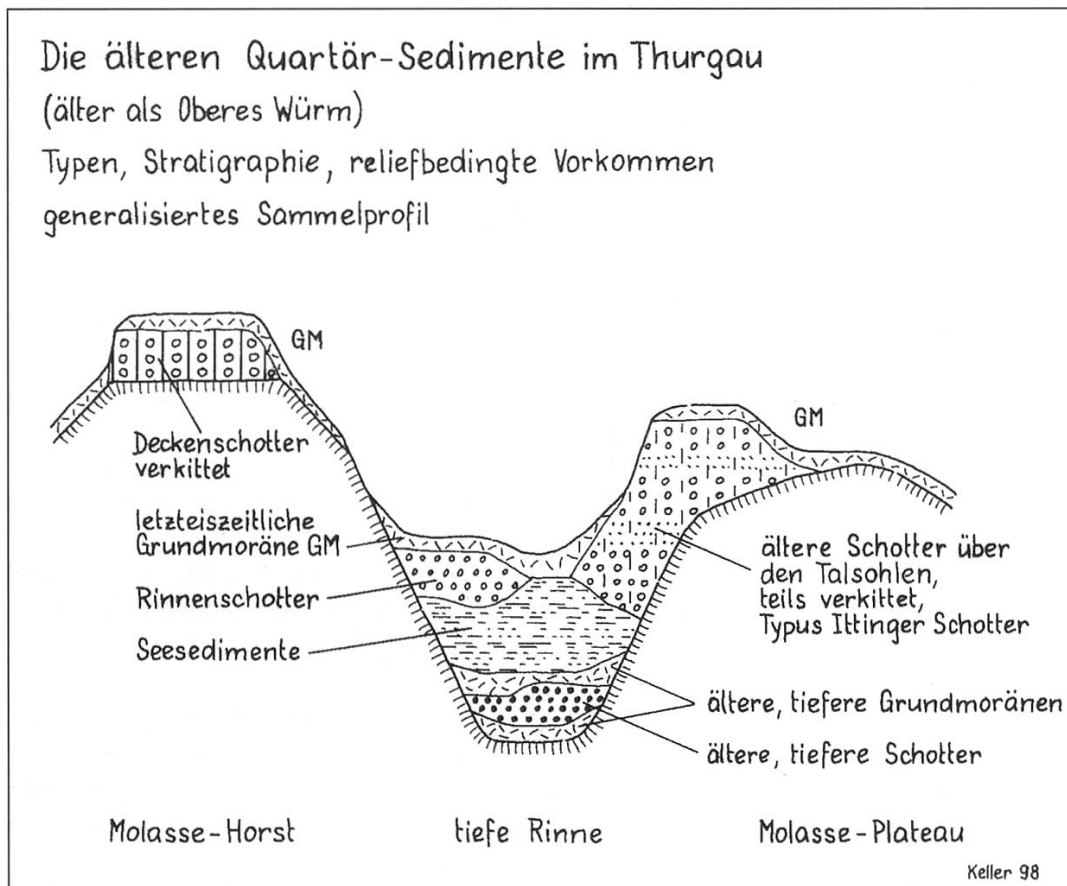


Abb. 4.7: Die älteren Quartärsedimente im Thurgau. Das generalisierte Sammelprofil zeigt die stratigraphischen Positionen älterer Quartärsedimente gemäss Kap. 4.2.3. Haupttypen: Deckenschotter – ältere Schotter über den Talsohlen – Rinnensedimente.

Der Felsenholzschotter

Nördlich Sitterdorf erhebt sich der Bergrücken des Felsenholzes auf knapp 600 m ü. M. Er ist aus hart verkitteten Geröllen und Sanden aufgebaut, deren Schichten gleichmässig mit rund 15° Neigung gegen NNW einfallen (HIPP 1986). Der südliche Abhang wird durch eine Felswand gebildet, an der das Schotterpaket über eine lange Strecke aufgeschlossen ist (736.000/264.000).

Eigenartig ist die Schichtneigung, die für einen fluvial abgelagerten Schotter viel zu gross ist. Auffällig ist auch der Schichtaufbau, indem ein Wechsel von Geröll- und Sandbänken vorliegt, wobei auch in den Grobserien viel sandige Grundsubstanz auftritt, sodass oftmals einzelne Gerölle in den Sanden «schwimmen». Beachtlich ist ferner die äusserst starke Verkittung, die den Schotter zu einem betonartigen Gestein werden liess, das sogar als Baustein Verwendung fand (ehemalige Papierfabrik Bischofszell

735.350/261.820). Aufgrund dieser Merkmale wurde der Felsenholzsotter früher den Deckenschottern zugewiesen. Die geringe Höhe ü. M. und die deutliche Schräglage passen allerdings nicht zu dieser Zuordnung. Eine sichere Einstufung ist bis heute nicht möglich.

Ältere Schotter, Schotter über den Talsohlen

Am Buechberg bei Basadingen, in den Anhöhen nördlich Ittingen, in den Kuppen von Frittschen am Übergang Thurtal-Lauchetal, auf dem Plateau von Niederhelfenschwil – Schweizersholz, rund um Hohentannen und im Kern des Bischofsbergs südlich Bischofszell treten Schotter auf, die in älteren Talzügen oder Becken eingelagert sind, sich aber als Hochzonen bis mehr als 100 m über die heutigen Talböden erheben (Abb. 4.7). Sie unterscheiden sich damit in ihrer morphologischen Position klar von den Deckenschottern, die Hochzonen aufsitzen, und sind demzufolge auch wesentlich jünger. Nach der Akkumulation der Deckenschotter müssen tiefreichende Talsysteme einerodiert worden sein, in denen dann später diese Schotter abgesetzt werden konnten. Da sie ganz oder teilweise von letzteiszeitlichen Grundmoränen bedeckt sind, erfolgte ihre Schüttung vor der maximalen Vereisung der Würmeiszeit.

Mehrfach untersucht und in letzter Zeit durch Bohrungen genauer erfasst sind die *Ittinger Schotter*. Sie haben sich als isolierter Kieskomplex, vermutlich infolge ihrer Verkittung in den höheren Partien, zwischen Thur- und Stammheimertal erhalten. Ihre Basis bildet eine Grobschüttung, die im Hangenden von Sanden und Mittelkiesen abgelöst wird. Sie liegen mächtigen und sich weit ausdehnenden Seesedimenten auf (MÜLLER, E. 1996).

Ittinger Schotter werden zur Zeit an verschiedenen Stellen gewonnen. Einen guten Einblick in die Zusammensetzung und in den Aufbau dieser Sedimente bieten die grosse Kiesgrube nordwestlich Weiningen (708.000/272.000) (ANDRESEN 1979) und ein «natürlicher» Aufschluss hinter der Kartause.

Der *Buechberg-Schotter* erhielt seine Bezeichnung aufgrund der Abbaustellen am Buechberg südwestlich Diessenhofen (697.400/282.200). Der bedeutende, permanente Grundwasseraufstoss der Chundelfinger Quelle am Nordfuss des Buechbergs (695.350/281.400) ist ein Hinweis auf eine weite Verbreitung der Kiese. Da sie generell von Grundmoräne überdeckt sind, wurde eine Sondierkampagne im Hinblick auf die Nutzung des Grundwassers lanciert. Dabei wurde ein tiefes Rinnensystem erkannt (Abb. 4.8), das westwärts des Stammheimertals gegen Diessenhofen verläuft und mit Moränen, vor allem aber mit Seesedimenten verfüllt ist. Die Buechberg-Schotter liegen den Seesedimenten oder, seitlich der Rinnen, direkt der Molasse auf. Ihr Areal erstreckt sich vom Chundelfingerhof südwärts bis Waltalingen und in West-Ost-Richtung von Unterschlatt bis über Schlattingen hinaus (MÜLLER, E. 1995). Eine Verbindung zum Ittingerschotter kann noch nicht ganz ausgeschlossen werden.

Der *Bischofsberg* überragt den Nordrand des Plateaus von Waldkirch SG deutlich. Dafür dürften die im Kern des Berges verkitteten Schotter infolge

Abb. 4.8: Falttafel am Schluss des Buches

erhöhter Erosionsresistenz verantwortlich sein. Dem Kernschotter sind randlich auf der Nordwest- und der Südostseite unverfestigte Schotter angelagert. Diese unterscheiden sich nicht nur im Habitus, sondern auch in der Geröllpetrographie vom Kern (HIPP 1985, 1986). Hipp ordnet die randlichen Bildungen der Würmeiszeit zu, während der innere Schotter älter sein soll. Ein kleiner Aufschluss der Kernschotter findet sich auf der Bischofsberg-Hochzone (735.400/260.800), während die randlichen Schotter südlich Bischofszell in einer alten Kiesgrube zu beobachten sind.

Die Schotter von *Hohentannen* (734.500/263.500) nördlich Bischofszell wurden von HIPP (1986) detailliert untersucht. Unter mehreren Metern Grundmoräne oder anderen glazialen Sedimenten ist ein etwa 25 m mächtiges homogenes Kieslager aufgeschlossen. Im Liegenden stehen nach ihm Molassefels und Seeablagerungen an. Er ordnete das Kiesvorkommen dem jüngsten Glazial, genauer dem Hauptvorstoss des Hochwürms zu, spricht aber später (HIPP 1992) von einem «grösseren prä- oder frühwürmzeitlichen Schotterkörper, der in der Umgebung Hohentannens in mehreren Gruben ansteht».

Die Plateauschotter von *Niederhelfenschwil* SG korreliert HIPP (1986) sowohl wegen ihrer Geröllzusammensetzung als auch wegen ihrer topographischen Lage und ihrem Schichtaufbau mit den Schottern von Hohentannen. Wie aus diversen Bohrprofilen im Gebiet Niederhelfenschwil hervorgeht, werden diese Kiese auch hier von Seeablagerungen und Molassefels unterlagert. Lokal fanden sich im Hangenden der See-sedimente Relikte eines Bodens (Krayss, unpubliziert). Ebenso wie die Schotter von Hohentannen können auch diejenigen von Niederhelfenschwil als Vorstossschotter des Hochwürms angesprochen werden.

Grundmoränen unter Überdeckung

In Bohrungen nachgewiesen, teilweise aber auch oberflächennah, treten Grundmoränen verschiedener Ausprägung liegend unter anderen Sedimenten auf. Im Thurdurchbruch südlich Kradolf findet sich beispielsweise im Chalchofen (733.720/264.400) unter Grundmoräne und Schotter eine kompakte Schlammoräne mit viel Feinmaterial und wenigen eingestreuten Steinen (HOFMANN 1973, HIPP 1986). Aufgrund der stratigraphischen Lage im Liegenden und wegen des geringen Kristallingehalts, wird sie als präwürm eingestuft. Östlich Bischofszell hat die Sitter durch ihre Schleifenbildung bei Lüttschwil (738.850/263.300) und bei Degenau (740.800/262.950) mächtige graue Schlammoränen mit überwiegend tonig-siltigem Feinmaterial freigelegt, die unter würmeiszeitlicher Grundmoräne liegen. In vergleichbarer Situation sind ältere Grundmoränen unter letzteiszeitlicher Überdeckung durch die Thur in den Mäandern zwischen Niederneunforn und Andelfingen angeschnitten worden.

Rinnensedimente

Zwischen Bodensee und dem Aaretal im Raum Bern treten allenthalben beckenartige, stark übertiefte Rinnen auf, die durch Bohrungen punktuell erkundet sind. Im Thurgau sind solche tiefe Wannen nebst dem Bodenseebecken im Raum Stein am Rhein – Diessenhofen, im Stammheimertal und im Thurtal zwischen Weinfeldern und der Thurmündung erkannt worden (Abb. 4.8). Auf dieser Karte der Felsoberfläche können weitere Rinnen mit etwas geringerer Tiefe festgestellt werden. Erst die in den letzten 20 Jahren zahlreicher abgeteuften Bohrungen haben ihren Tief-

gang, ihre räumliche Verbreitung und ihre Häufigkeit erkennen lassen. Die Entdeckung war für die Geologen nahezu sensationell.

Die Rinnentäler sind fast durchwegs mit komplizierten Abfolgen von Lockersedimenten verfüllt. Als Beispiel diene die von E. MÜLLER (1995) beschriebene Füllung in der Diessenhofen-Rinne bei St. Katharinental (Abb. 4.9). Das gesamthaft über 250 m tief ausgekolkte Tal weist im basalen Bereich eine Wechselfolge von Kiesen und Moränenserien auf. Die eingeschalteten Moränen belegen ein mehrfaches Überfahren der fluvial deponierten Schotter durch Gletschereis. Im Hangenden folgen mächtige Seesedimente in Form von geschichteten Feinsanden, Silten und Tonen. Überlagert werden die Feinsedimente durch sogenannte Rinnenschotter, die in ähnlicher Höhenlage und stratigraphischer Position auch in anderen Talrinnen gefunden worden sind. Sie sind hier diskordant von Grundmoräne überdeckt. Nach oben wird der Sedimentkörper durch die nicht mehr eisüberfahrenen Schotter des Schaaren zwischen Diessenhofen und Langwiesen abgeschlossen.

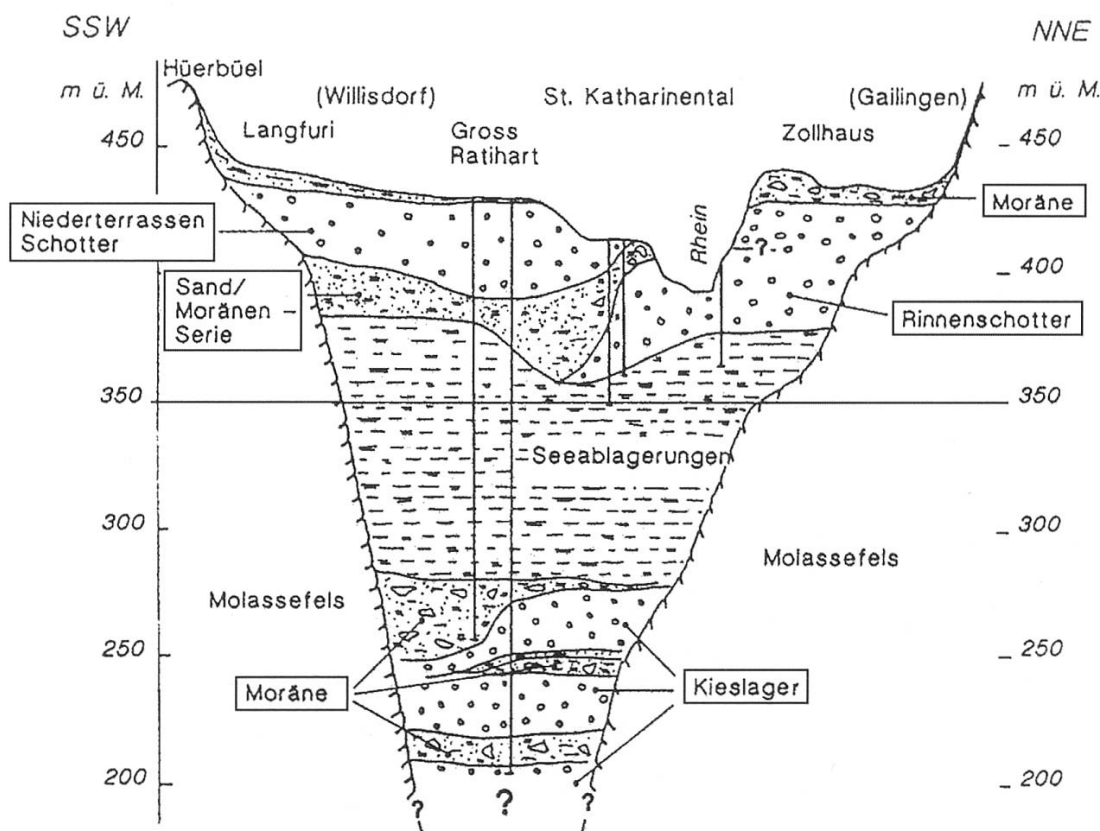


Abb. 4.9: Schematisches Profil der Rheintalrinne bei St. Katharinental/Diessenhofen (aus MÜLLER 1995).

4.3 EISZEITLICHE LANDSCHAFTSBILDUNG

4.3.1 Ältere Landschaftsgeschichte

Vorquartäre Landschaft

Gegen Ende des Tertiärs wurden die alpinen Frontgebirge in ihre heutigen Positionen gerückt: Alpstein, Churfirten und Mattstock (vergl. Kapitel 2.4). Die sich abspielenden tektonischen Prozesse lösten eine völlige Neugestaltung des Entwässerungsnetzes in den Alpenrandgebirgen und im

700–1000 m emporgehobenen Vorland aus. Entlang des Südrandes des Tafeljuras und des Schwäbischen Juras sammelte ein Aare-Donau-System die den Alpen entströmenden Flüsse (LINIGER 1966, HOFMANN 1996). Auch der Alpenrhein (allenfalls vorerst nur eine Ur-III), der infolge der Platznahme von Alpstein und Churfürsten ostwärts abgedrängt worden war, wurde zum Nebenfluss der Donau (KELLER 1994, KRAYSS und KELLER 1994). Er erreichte die Donau im Raum Ehingen westlich von Ulm (VILLINGER 1986, 1998) (Abb. 4.10).

Als im jüngeren Pliozän die sukzessive Absenkung des Oberrheinischen Grabenbruchs zwischen Schwarzwald und Vogesen kräftig vorangeschritten war, setzte im Schwarzwald eine Heraushebung des Gebirgskörpers in der Art einer Aufdomung ein (HOFMANN 1996). Die Aare fand die dabei entstandene Senke zwischen Jura und Schwarzwald, die sie veranlasste, nach Westen in den tiefliegenden Oberrheingraben abzuschwenken. Damit verlor die Donau ihren wichtigsten Quellfluss, ihr Einzugsgebiet beschränkte sich fortan auf die Ostabdachung des Schwarzwaldes (Abb. 4.10). Die gebirgige Schwelle Hörnli – Irchel – Randen wurde zur neuen kontinentalen Wasserscheide zwischen Nordsee und Schwarzem Meer.

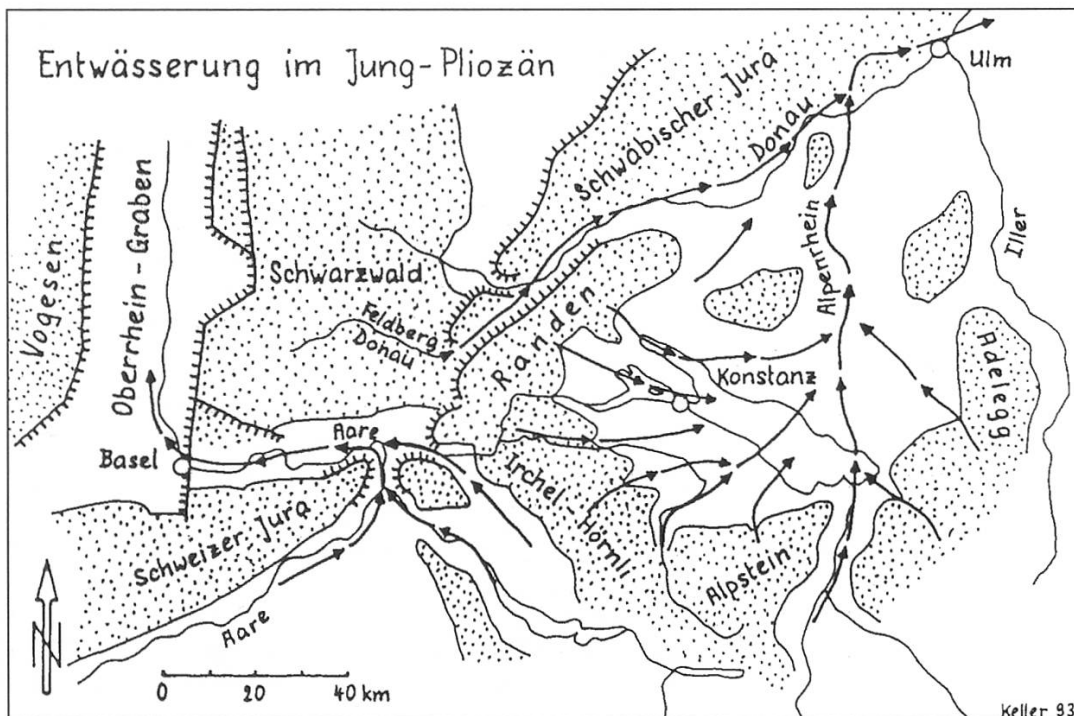


Abb. 4.10: Entwässerung im Jung-Pliozän (aus KELLER 1994).
 Der Alpenrhein fliesst nordwärts zur Donau und sammelt die Zuflüsse aus dem heutigen Bodenseeraum.

Für den Thurgau waren diese Umgestaltungen von grösster Bedeutung. Einerseits entsprangen den Alpenrandgebirgen des Alpsteins und der Churfürsten die weiterhin zum Thurgauer Hochland gerichteten Flüsse wie Thur und Sitter. Andererseits entwässerte auch die Nordostflanke des Hörnli-Irchel-Berglandes in den Thurgau. Der Alpenrhein sammelte als mächtiger inneralpiner Fluss hoch über dem heutigen oberen Bodensee auf 600–650 m ü. M. alle diese Gewässer und führte sie der Donau zu. Das vor dem Eiszeitalter vorhandene Hochland muss man sich als sanft gewell-

tes Hügelland mit gemächlich dahinströmenden Flüssen vorstellen, ähnlich der heutigen Schwäbisch-Bayrischen Hochebene, die immer noch zur Donau entwässert wird. Für dieses Modell des pliozänen präquartären Flussnetzes gibt es nur Indizien. Das Hörnli-Berggebiet mit seiner Verbindung über die Höhen um Winterthur zum Randen ist bis heute eine markante Barriere zwischen Bodenseebecken und dem zentralschweizerischen Mittelland geblieben. Die Entwässerung dieser damals noch nicht zersägten Hochzone muss auf der Nordostseite zum Alpenrhein gerichtet gewesen sein. Die grossen Talachsen zeigen noch heute sternförmig zum inneren Bodenseebecken hinein.

Als Beispiel sei dies am Lauchetal erläutert (Abb. 4.3). Auf einer topographischen Karte sind die Zusammenhänge unschwer zu erkennen. In der Südwest-Verlängerung liegen die zwei Talzüge Matzingen – Elgg und Wängi – Ettenhausen. Sie entspringen beide dem Schauenberggebiet, einer Hochzone, die heute noch bis beinahe 900 m ü. M. aufragt. Die östliche Fortsetzung des Lauchetals weist ohne Knick über Sulgen und das Amriswiler Aachtal zum zentralen Bodensee. Später im Eiszeitalter wurde das ehemalige Flusstal zwar massiv umgestaltet, aber die präquartäre Anlage schimmert noch immer durch. Thurtal und Sittertal als weitere Beispiele biegen beim Verlassen der Voralpen mit einem deutlichen Knick nach Nordosten ab (Abb. 4.3) und weisen damit ihre ursprüngliche Laufrichtung zum einstigen Alpenrhein aus. Im Toggenburg und im Appenzellerland haben sich über den heutigen tiefen Flusstobeln die altquartären Talböden in 700–800 m ü. M. bis in die Gegenwart erhalten.

Landschaftsmodell der Deckenschotterzeit

Vorlandvereisungen des Alpenrheingletschers können im Bodenseegebiet erst für die Deckenschotterzeit im Alt-Pleistozän erfasst werden (Abb. 4.6). Sie führten zu einer bedeutenden Umgestaltung des Bodensee-Hochlandes im Quartär (KELLER 1994, KRAYSS & KELLER 1994, 1996, HOFMANN 1996). Im Zentralbereich der ins Vorland ausfliessenden Eismassen wurde erodiert, im Rand- und Frontbereich vorwiegend akkumuliert. So ist anzunehmen, dass im Alpenrheintal und vor dem Alpentor erste Trog- und Beckenformen ausgehoben worden sind, während die Deckenschotterrelikte teils glaziale, vor allem aber glazifluviale Aufschüttung am Aussensaum der Vorlandgletscher belegen.

Nach neuesten Untersuchungen (GRAF 1993) könnten in den Deckenschottern bis zu zehn Eiszeiten enthalten sein. Die heute noch vorhandenen Deckenschotterrelikte ordnen sich bogenförmig um das Bodenseebecken an und schieben sich im Norden gegen die Donau, im Westen rheinabwärts Richtung Basel vor (Abb. 4.6). Daraus lässt sich die ungefähre Ausdehnung der Vorlandgletscher ableiten. Es zeigen sich aber auch die Hauptbahnen der Schmelzwasserströme. Besonders auffällig ist die westwärts weisende Entwässerung zur Aare, während sie vorher im Pliozän nur nordostwärts zur Donau gerichtet war (Abb. 4.10).

Zur Erklärung dienen folgende Überlegungen: Die Vorlandgletscher der Deckenschotter-Eiszeiten haben jedesmal das Gebiet des Zusammenflusses der Thurgau- und Hegau-Flüsse mit dem Alpenrhein durch ihre Eismassen verfüllt und damit die Randen-, Hörnli- und Alpsteinflüsse hochgestaut, bis sie über die Irchel-Randenschwelle westwärts zur Aare überflossen. Nach dem Abschmelzen des Vorlandgletschers übernahm

dann wieder der Alpenrhein seine angestammte zur Donau gerichtete Entwässerungsfunktion.

Als nach einer der Deckenschotter-Eiszeiten der Abfluss durch den Klettgau zum tiefen Oberrheingraben niedriger lag als das Flussbett zur Donau, fiel der Donau-Alpenrhein trocken und die Entwässerung wurde endgültig und auch interglazial nach Westen umgelenkt. Seither fliesst der Alpenrhein via Bodenseebecken und Oberrheinische Tiefebene zur Nordsee. Die kontinentale Wasserscheide kam nun zwischen Donau und Bodensee zu liegen. Der Zeitpunkt der Neuorientierung ist nicht bekannt, muss aber spätestens ans Ende der jüngeren Deckenschotter-Eiszeiten gesetzt werden (KELLER 1994, KRAYSS & KELLER 1994, HOFMANN 1996, VILLINGER 1998).

Umgestaltung der Landschaft während der grossen Ausräumungsphase

Im Anschluss an die Hochlandvereisungen der Deckenschotter-Eiszeiten setzte im Bodenseeraum und im schweizerischen Mittelland bis zum Neuenburgersee eine tief hinunterreichende Durchtalung ein. Sie schuf bis über 200 m niedriger gelegene Flusstalniveaus, was zur Bezeichnung «Grosse Ausräumungsphase» Anlass gab. Zahlreiche Bohrungen und seismische Untersuchungen haben in jüngster Zeit gezeigt, dass im Rhein-, Linth-, Reuss- und Aaregebiet unter den meisten Aufschüttungstalböden sowie unter den Seeböden tiefe Rinnen verborgen sind, die nochmals 200–300 m tiefere Felsbetten aufweisen und manchmal sogar bis unter den Meeresspiegel hinabreichen. Diese spektakulären Entdeckungen sind in der Abb. 4.8 aus dem Höhenkurvenbild gut ersichtlich.

Nachdem spätestens nach den jüngeren Deckenschotter-Eiszeiten der Abfluss des umgelenkten Alpenrheins auch zwischeneiszeitlich nach Westen erfolgte, setzte fluviale Tiefenerosion ein, die solange andauerte, bis das Gefälle der Flüsse im Bodenseeraum und im alpinen Rheintal wieder ausgeglichen war. Als nach der wohl lang andauernden Ausräumperiode die nächste Eiszeit den Bodensee-Rheingletscher erneut ins Vorland austreten liess, fanden die Eisströme ein bereits tief liegendes fluviales Tal-system vor. Sie schoben sich durch diese Täler vor und schufen durch Exaration (glaziale Erosion) Rinnen, Tröge und Becken (Abb. 4.1 und 4.3).

Prinzipiell gilt für den Bodenseeraum: In den Deckenschottereiszeiten liegen die eiszeitlich entstandenen Sedimente und damit auch die Gletscher «oben». In den nachfolgenden Eiszeiten finden sie sich plötzlich «tief unten» in Rinnen und Becken. Demgemäss werden die jüngeren Eiszeiten unter dem Begriff «Beckeneiszeiten» zusammengefasst (KELLER 1994) und als Eiszeiten-Komplex klar gegen die Deckenschottereiszeiten abgegrenzt (Abb. 4.2).

Ältere Beckeneiszeiten

Wie sich auch aus den Eiszeiten-Chronologien ergibt (Abb. 4.2), ist sowohl eine klare Gliederung als auch die Anzahl der älteren Beckeneiszeiten noch immer nicht schlüssig bekannt. Jedenfalls erreichte eine der frühen Beckeneiszeiten die grösste Ausdehnung aller Vorland-Vereisungen. Wir nennen sie «Grösste Helvetische Vereisung» (GHV) und korrelieren sie mit der als Mindel bezeichneten äussersten Randlage im östlichen Rheingletschergebiet sowie im Westen mit dem Maximalstand der Vergletscherung bei Möhlin am Hochrhein.

Im Thurgau und seiner Umgebung sind die älteren Beckeneiszeiten zwar auch erkennbar, aber nicht sicher in einzelne Eiszeiten auftrennbar. Einerseits findet sich eine Reihe tiefer Rinnen und Becken (Abb. 4.8). Andererseits treten glazigene Ablagerungen auf, wie etwa in den Rinnen bei Diessenhofen und basal unter den Ittinger Schottern (MÜLLER, E. 1995), oder von jüngeren Sedimenten überlagerte Moränen wie im Raum Bischofszell (HIPPEL 1986).

Schliesslich werden die älteren Beckeneiszeiten im Hörnli-Bergland dort punktuell ausgewiesen, wo die letzte, die Würmeiszeit, nicht hingelangen konnte, da ihre Ausdehnung hinter derjenigen der älteren Beckeneiszeiten zurückblieb. Beispiele sind das Schotterrelikt von Wolfsgrub (711.250/255.050) südlich Bichelsee (ANDRESEN 1964), einige Erratiker auf den flachen Abschnitten der Grate zwischen Hörnli und Hultegg (HANTKE 1980; LEHMANN 1997) oder Schliff- und Vereisungshöhengrenzen rund ums Hörnli (LEHMANN 1997).

Seit der Deckenschotterzeit hatte sich die Entwässerung des Bodenseeraumes via Hegau – Schaffhausen – Klettgau installiert. Der Rhein schuf sich dort im Laufe der Zeit ein Rinnental, das am Westende des Untersees mit einem tiefliegenden Niveau um 350 m ü. M. einsetzt (SCHREINER 1974), also 50 m unter dem heutigen Bodenseespiegel (Abb. 4.8). Während einer der Risseiszeiten wurde der Eingang in den Klettgau bei Engi durch glazifluviale Sedimente verbarrikiert, sodass der Rhein bei Schaffhausen nach Süden durchbrach (Abb. 4.3) und als weiteren Abfluss das kräftig einerodierte unterste Thurtal und dessen Fortsetzung im Rafzerfeld benutzte (SCHINDLER 1985, KRAYSS 1988, HOFMANN 1994). Wann das Thurtal-Becken von Andelfingen-Rheinau und die Talrinne unter dem Rafzerfeld (Abb. 4.8) geschaffen worden sind, ist noch offen.

Im Mittellauf floss die Thur ehemals von Wil über Bischofszell und Hagenwil ins zentrale Bodenseebecken, was durch tiefe Rinnen bei Niederbüren, unter dem Bischofsberg und quer über das Sittertal Richtung Hagenwil belegt ist (HIPPEL 1986). Der Thurdurchbruch bei Halden ist erst in der Würmeiszeit entstanden.

4.3.2 Würmeiszeitliche Landschaftsentwicklung

Unter Würmeiszeit wird der Zeitraum zwischen Ende des Eem-Interglazials um 110 000 J.v.h. (Jahre vor heute) und dem Postglazial, das um 10 000 J.v.h. mit Klimaverhältnissen ähnlich der Gegenwart einsetzte, verstanden. Innerhalb des gesamten Würmglazials umfasst die letzte grosse Vorlandvergletscherung lediglich einen Zeitraum von 12 000–15 000 Jahren. Dazu kommen noch einige Jahrtausende des inneralpinen Spätglazials.

Als wichtige Zeitmarken für den letzten wärmeren Zeitabschnitt vor dem Eisvorstoss ins Alpenvorland gelten die Datierungen von 27 000 J.v.h. an den Bändertonen von Baumkirchen bei Innsbruck und von 28 000 J.v.h. an den Schieferkohlen von Gossau im Zürcher Oberland (SCHLÜCHTER et al. 1987). Gemäss dem aus dem Rheingletschergebiet vorliegenden Datenmaterial (KELLER & KRAYSS 1998) reicht dort die eisfreie Periode bis rund 60 000 J.v.h. zurück. Ob im vorangehenden Frühwürm ein Gletschervorstoss bis in den Unterseeraum gelangte, ist nach KELLER & KRAYSS (1998) aufgrund von Indizien möglich, aber nicht beweisbar. Gemäss einem

Modell hätten im Thurgau die Endlagen einer solchen Frühwürm-Vergletscherung bei Frauenfeld, respektive bei Steckborn gelegen.

Hauptphasen und Stände der letzten Vorlandvereisung

Der Aufbau des Vorlandgletschers und das Rückschmelzen bis in die Alpentäler wird in vier Hauptphasen gegliedert (KELLER & KRAYSS 1993, 1997):

- (A) Vorstoss in die Vorlandbecken
25 000-22 000 J.v.h.
- (B) Aufbau der Vorlandvergletscherung
22 000-19 000 J.v.h.
- (C) Eishochstände Maximum bis Stein am Rhein
19 000-15 500 J.v.h.
- (D) Rückschmelzen in den Vorlandbecken und Auslasskanälen
15 500-13 500 J.v.h.

Bei den obigen und allen folgenden Zeitangaben handelt es sich um sogenannte ¹⁴C-Alter, die zum Teil beachtlich von den Kalenderjahren abweichen.

Diesem Modell gemäss erreichte der aus den alpinen Hochzonen Graubündens vorstossende Eisstrom den Bodenseeraum vor rund 22 000 Jahren. Im Becken des Obersees begann sich ein Vorlandgletscher auszubreiten. 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.

Wie in den meisten Gebieten der alpinen Vorlandvergletscherung zeichnet sich die Hauptphase C der Eishochstände auch im Rheingletschergebiet durch eine Abfolge von drei Eisrand-Komplexen aus, nämlich die Randlagen des Würm-Maximums und die beiden interneren Eisrandkomplexe Feuerthalen und Stein am Rhein (Abb. 4.11). Im Raum Schaffhausen – Singen wurde es üblich, die Abfolge der Eisrandlagen nach den entsprechenden Schotterterrassen von aussen nach innen durchzunummerieren, woraus sich für die drei Eisrandkomplexe eine Unterteilung in die Eisrandstände W1 bis W8 ergibt. Als Stände W9 und W10 werden die beiden Eisrandlagen des Konstanz-Stadiums bezeichnet. Dieses wird als vierter Eisrandkomplex mit der Hauptphase D korreliert.

Die vier Eisrandkomplexe markieren die jeweiligen Ausbreitungsgrenzen des Eismeers im Bodenseebecken. Gesteuert wurden die Prozesse des Eisaufbaus und des Abschmelzens durch die Schwankungen des Klimas. Bei einer Temperaturerniedrigung um 10°C gegenüber heute lag die Schneegrenze während dem Würm-Maximum in den Voralpen unter 1000 m ü.M. Eine mässige Temperaturerhöhung führte zum Anstieg der Schneegrenze gegen 1300 m ü.M. und damit zur ersten Rückschmelzphase. An den Relikten des Eisrandkomplexes Stein am Rhein – markante Moränenwälle und Sander – zeichnet sich als Folge eines Temperaturrück-

Abb. 4.11: Falttafel am Schluss des Buches

gangs ein erneuter Eisaufbau mit Schneegrenzen um 1200 m ü. M. ab. Erst die Klimaerwärmung der zweiten Rückschmelzphase mit Schneegrenzen um 1500 m ü. M. vor und nach dem Konstanz-Stadium bewirkte das endgültige Abschmelzen der Vorlandvergletscherung im Bodenseebecken.

In der anschliessenden Zusammenstellung wird versucht, eine zeitliche Einordnung der vier Eisrandkomplexe vorzunehmen. Infolge des wenigen datierbaren Materials ist die Chronologie immer noch problematisch. Dieser Vorbehalt gilt auch für die Zeitmarken zu den Hauptphasen A–D. Aus der Karte (Abb. 4.11) lassen sich die räumliche Lage und die chronologische Abfolge der Hauptstände der Eisrandkomplexe herauslesen.

Eisrandkomplexe		Stände	Ungefähre Zeitmarken
Würm-Maximum	W/M	(1)–(3)	20 000–18 000 J.v.h.
Feuerthalen	W/F	(4)–(5)	17 000 J.v.h.
Stein am Rhein	W/S	(6)–(8)	16 000 J.v.h.
Konstanz	W/K	(9)–(10)	15 000 J.v.h.

Regionale Entwicklung

Einen Gesamtüberblick zur letzteiszeitlichen Vergletscherung im Thurgau gab erstmals MÜLLER (1979). An Untersuchungen aus Teilgebieten liegen Publikationen von ANDRESEN (1964) zum Hörnlibergland, von HIPPE (1986) zur Region Bischofszell sowie von KRAYSS & KELLER (1994) zum Murggebiet vor. Auf die glaziale Hydrographie im Thurgau geht die Arbeit von KRAYSS & KELLER (1996) ein. Zur besseren Übersicht wird im folgenden die Entwicklung der letzten Vorlandvereisung unter regionalen Aspekten dargestellt.

Thurtal/Bodensee

Eisaufbau

Im Raum Amriswil, wo für die Zeit vor der letzten Vorlandvereisung die Mündung der Thur in den Bodensee anzunehmen ist (HIPPE 1986, 1992), sind Stauseebildungen die ersten Anzeichen des eintreffenden Rheingletschers. Im Zuge des weiteren Eisaufbaus wurden die Kieslager von Hohentannen (734.500/263.500) sedimentiert. Die hochgelegenen Thurschotter von Niederhelfenschwil SG dürften ebenfalls während dieser Phase abgelagert worden sein (HIPPE 1986).

Zum weiteren Vorstoss des Bodenseegletschers nach Westen lassen sich keine Zwischenstationen mehr ausmachen. Am Rand des Rafzerfeldes erreichte die Thurtalzunge des Vorlandgletschers den westlichsten und tiefsten Punkt. Sie muss diese Position zu einem Zeitpunkt erreicht haben, als die Unterseezunge noch östlich Schaffhausen lag. Dadurch wurde dem Rhein der Abfluss von Schaffhausen nach Süden verwehrt und zwischen Neuhausen und Herblingen ein See aufgestaut (SCHINDLER 1982). Beim weiteren Eisaufbau nahmen Thurtal- und Unterseezunge diesen See gewissermassen in die Zange; sein Abfluss erfolgte im Maximalstand durch die Engi in den Klettgau.

Maximalstand und erste Rückschmelzphase

Wie die Profildarstellung der Abb. 4.12 zeigt, scharfen sich die Stände W1–3 der Thurtalzunge am Rande des Rafzerfeldes zusammen. Im Stand

W4, dem die Terrassen von Lottstetten und Hüntwangen zugeordnet werden, öffnete sich den Schmelzwässern bei Rüdlingen das Durchbruchstal zur Töss.

Die nächst internen Endmoränenrelikte markieren die drei Thurtal-Endlagen W6–8 des Gletscherstandes Stein am Rhein: Alten, Andelfingen und Dätwil. An die Endmoräne von Andelfingen schloss sich der Eisrandwall an, der sich über Ossingen – Niederneunforn (702.000/272.600) ins heutige Seebachtal hinüberschwang. Dort hinterliess der Stand W7 die eindruckliche Glaziallandschaft der Nussbaumer Seen (704.000/275.000).

Zweite Rückschmelzphase

Nach dem Abschmelzen der Thurtalzunge von der Endlage W8 bei Dätwil bewirkten die Schotter- und Moränenmassen des Stein am Rhein-Stadiums den Aufstau des Frauenfelder Thurtalsees. Sein Wasserspiegel lag bei etwa 390 m ü. M. und reichte bis in die Gegend von Weinfeld. Am Seeboden sedimentierte feinkörniges Material, was schliesslich zur gänzlichen Verfüllung führte. Bei Frauenfeld baute die Murg einen Schwemmfächer auf. Mit dem Stand W9 erreichte die im See zurückschmelzende Eisfront bei Bussnang eine Position, die bereits dem Konstanz-Stadium zugeordnet wird (KELLER & KRAYSS 1994).

Interessant sind die Vorgänge, die sich während dieser Phase im Wiler Thurtal abspielten. Dort hatte sich im Zuge des Rückschmelzens vom Stand W7 der zugehörige See (Abb. 4.11) beträchtlich ostwärts erweitert. Als die stauende Eisfront auf eine Position zwischen Niederbüren und Bischofszell zurückgeschmolzen war, wurde der Abfluss des Sees über Halden – Schönenberg frei, möglicherweise als katastrophaler Seeausbruch. Nach einem Zwischenstand um 540 m ü. M. etablierte sich der See auf einem Niveau um 505 m ü. M. Das rasche Absinken des Seespiegels um rund 40 m bewirkte die Ausbildung der Schmelzwasserrinne vom Sittertal her über Hauptwil zur Deltaterrasse von Ebnet östlich Niederbüren (HIPPEL 1982). Die neu geschaffene Durchbruchsrinne von Halden (733.650/263.000) wurde zum heutigen Abflusstal der Thur.

Im Stand W10 reichte der Bodenseegletscher bis Sulgen, von wo seine Schmelzwässer westwärts zum Thurtalsee flossen. Aus der Gegend von Leimbach stieg der Eisrand nach Waldhof südlich Langrickenbach auf und zog von dort unter Ausbildung eines markanten Seitenmoränenwalls (735.000/275.000) nach Kreuzlingen hinab.

Nach dem Stand von Sulgen schmolz das Eis in das Becken von Amriswil zurück und bildete dort einen Eisstausee. Dieser bekam seitlichen Zufluss aus der Schmelzwasserrinne von Winkensteig und Hagenwil (740.500/267.000). Eine letzte Eiszunge hielt sich schliesslich samt vorgelagertem Staugewässer noch einige Zeit im Becken von Stachen bei Arbon, bevor der Rheingletscher den Thurgau endgültig freigab.

Murggebiet

Maximalstand und erste Rückschmelzphase

Im Thurtalprofil (Abb. 4.12) zeigen sich die Eisrandkomplexe in horizontaler

Abb. 4.12: Falttafel am Schluss des Buches

Abfolge, im Murgtalprofil (Abb. 4.13) hingegen wird ihre vertikale Staffe-
lung deutlich. Unterstützt durch den vom Toggenburg her einmündenden
Thurgletscher erreichte die Vorlandvereisung den höchsten Stand W1 auf
dem Plateau von Buomberg östlich Fischingen. Für den internen Stand
W2 lässt sich in den Tälern des Tannzapfenlandes ein See nachweisen, der
auf einem Niveau um 700 m ü. M. durch eine Eisfront bei Dussnang gestaut
wurde (KRAYSS & KELLER 1994, Abb. 11). Der See wirkte als Vorflut für
Schmelzwasserbäche aus den Zungenbecken des Thurgletschers in den
Tälern von Mühlrüti, Senis und Gähwil. Der Abfluss zwängte sich dem Eis-
rand entlang nach Bichelsee und erreichte im Zuge des heutigen Trocken-
tals, aber noch auf hohem Niveau, das Tösstal bei Turbenthal.

Im Stand W4 bei Bazenheid lösten sich Thurgletscher und Rheingletscher
voneinander ab (KRAYSS & KELLER 1994, Abb. 12). Für das Stau-
gewässer, das sich zwischen den Eisfronten bildete, bestand zunächst ein
Abfluss durch das Tal von Oberschönau ins Murgtal (Abb. 4.11). Nach dem
Stand W5 wurde dieser Weg zugunsten der tiefer gelegenen Rinne von
Littenheid aufgegeben. Vermutlich spielten bei der Erosion dieser Rinnen
sowie des anschliessenden Talzuges Dussnang – Bichelsee – Turbenthal
Hochfluten aus Seeausbrüchen im unteren Toggenburg eine mass-
gebende Rolle.

Den Stand W6 markiert eine Reihe von Gletschertoren bei Wilen, Buswil,
Anwil und Balterswil. Weiter westwärts entwässerte sich der Eisrand über
Ettenhausen und Elgg zur Eulach. Im Hauptstand W7 des Eisstand-
komplexes Stein am Rhein erlaubt die Vielzahl glazialer Relikte eine Re-
konstruktion der Vergletscherung wie sie Abb. 4.14 wiedergibt. Die
Murgzunge entliess ihre Schmelzwässer sowohl über den Sander von Wil
als auch über das Gletschertor von Horben/Wiezikon in die Randstrom-
rinne Littenheid – Dussnang – Bichelsee (715.000/255.000). Trotz des heute
hochreichenden Talbodens lässt sich aufgrund von Sondierergebnissen
für den ganzen Talzug eine tiefliegende Felssohle annehmen, die dem eis-
zeitlichen Abfluss kein Hindernis bot (Abb. 4.15). Im Raum Aadorf entwik-
kelte sich die eindruckliche Endmoränen-Landschaft (710.500/263.000) mit
dem Sander zum Eulachtal (SCHINDLER et al. 1978).

Zweite Rückschmelzphase

Nachdem im Stand W8 die Schwelle von Horben/Wiezikon trocken gefal-
len war, bildete sich am Südrand der Lauchetalzunge ein durchgehendes
Abflusssystem zum Aadorfer Feld aus (Abb. 4.16). Eine Seenkette leitete
die Schmelzwässer aus einem Eisstausee bei Münchwilen zu einem Stau-
gewässer bei Wittenwil. Dieser See mit einer Spiegelhöhe von 508 m ü. M.
erhielt auch Zufluss aus der Ablösungszone zwischen Thurtal- und
Lauchetalzunge sowie aus dem Thundorfer Hochtalbecken.

Mit dem Abschmelzen der Thurtalzunge bei Frauenfeld öffnete sich dem
Murgsystem der Weg ins Thurtal. Auf einem Niveau um 475 m ü.M. – aus-
gewiesen durch Schwemmfächer der Lützelurg und des Tuenbaches –
bestand eine Zeitlang ein See im Becken von Matzingen. Er staute sich
hinter Moränenmassen zwischen Ristenbüel und Aumühle. Infolge Tiefen-
erosion der Murg lief auch dieses Gewässer schliesslich aus. Als Restsee

Abb. 4.13: Falttafel am Schluss des Buches

Abb. 4.14: Eisstand Stein am Rhein W 7 im Murgtal (aus KRAYSS und KELLER 1994).

Die Aktivität des Gletschereises und seiner Schmelzwässer schuf die mannigfaltige Abfolge von Moränenwällen, Sandern und Schmelzwasserrinnen längs der Gletscherränder des Stades W 7. Der Eisstausee bei Wil (Wiler See) und die Murgzunge bei Sinnach entwässerten sich über die heute verfüllte Felsrinne Dussnang – Bichelsee zur Töss bei Turbenthal (vergl. Abb 4.15).

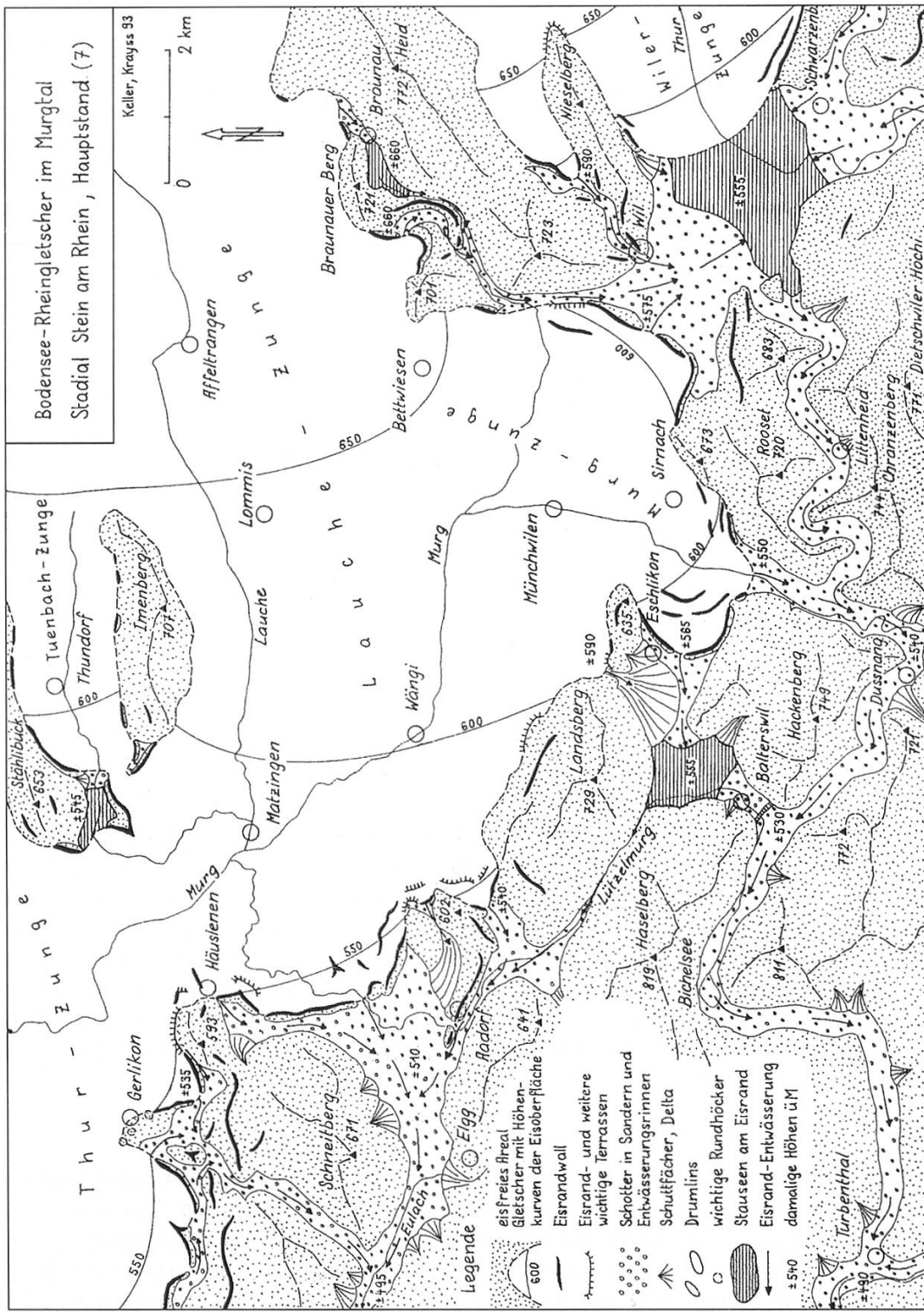


Abb. 4.15: Längsprofil durch die Rinnen Littenheid – Bichelsee – Tösstal – Winterthur durch die Rinnen Littenheid – Bichelsee – Tösstal – Winterthur (aus KRAYSS und KELLER 1994). Nach bisherigen Befunden stehen im Talprofil Littenheid–Dussnang–Bichelsee–Tösstal keine Felschwellen an, die den Abfluss der Schmelzwässer aus dem Wiler See (555 m ü. M.) nach Wülflingen (420 m ü. M.) behindert hätten. Im Spät- und Postglazial wurden die Rinnenabschnitte im Töss- und Murgtal mit Kies verfüllt; in den heutigen Trockentälern kam es gleichzeitig zur Bildung lokaler Stausedimente.

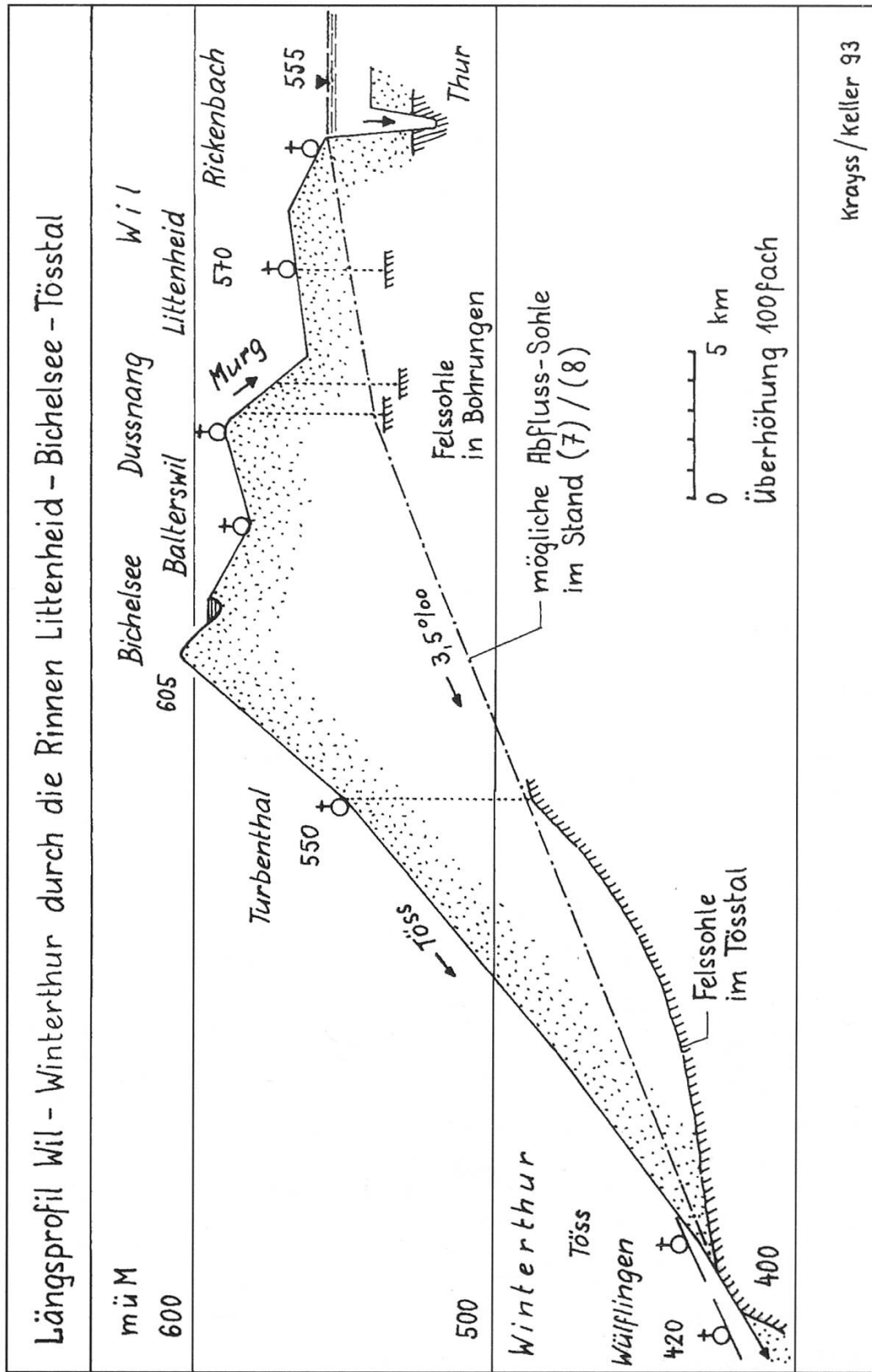
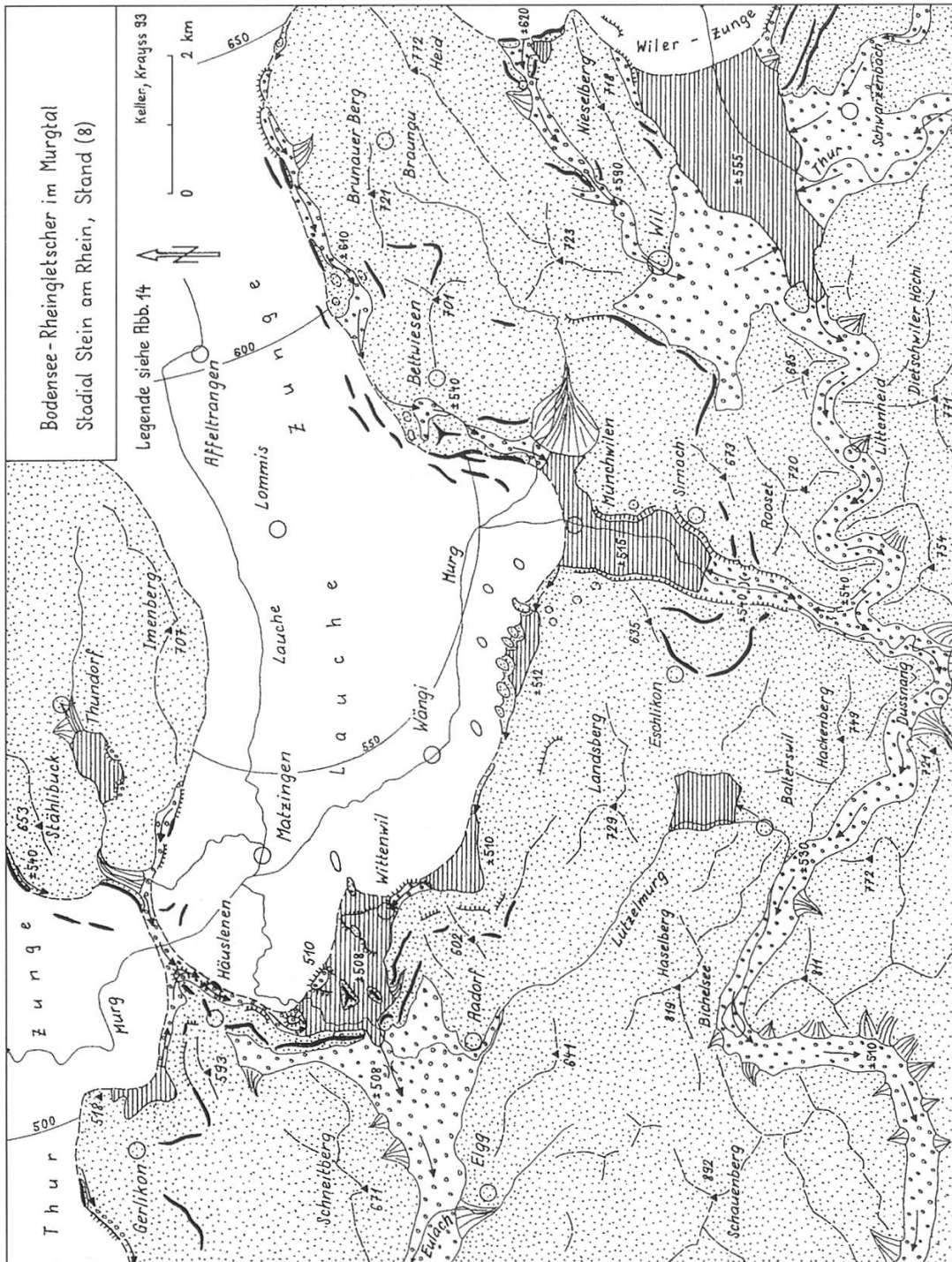


Abb. 4.16: Stand Stein am Rhein W 8 im Murgtal (aus KRAYSS und KELLER 1994). Eine Seenkette säumt die zurückgeschmolzene Lauchezunge von Münchwilen bis Aadorfer Feld. Bei Häuslenen lösen sich Lauche- und Thurzunge voneinander ab.



blieb der Lauchetalsee (MÜLLER, E. 1979) hinter einer Molasseschwelle südwestlich Stettfurt bis in die Späteiszeit hinein erhalten.

Rheintal/Untersee

Maximalstand und erste Rückschmelzphase

Im Maximalstand W1 drängte sich die Eisfront des Vorlandgletschers so eng an die Kalkfelsen des Randen, dass sich für Ablagerungen kaum Platz bot. Bei Schaffhausen wird der interne Stand W2 durch die Schotterterrasse der Breiti repräsentiert, W3 durch diejenige des Stokarbergs.

Dem Stand W4 wird als Typuslokalität die Munotterrasse zugeordnet. Der zugehörige Wallmoränenkranz streicht von Feuerthalen über Buchthalen zum Rauhenberg und von dort wieder westwärts nach Thayngen. Beim Rückschmelzen zum Stand W6 wurde das Becken von Diessenhofen etappenweise eisfrei. Am Riegel von Langwiesen staute sich ein See auf, in den die Deltaschotter von Ebnet bei Willisdorf (697.400 / 282.200) geschützt wurden.

Im Stand W6 lag das Gletschertor der Rheintalzung bei Rheinklingen. Südlich des Rodenbergs stürzten die Seitenzunge von Etwilen und die Stammheimer Zunge des Thurtalgletschers gegen einen gemeinsamen Sander (700.500/279.500). Der Hauptstand W7 des Stein am Rhein-Stadiums liess die eindruckliche Endmoränenlandschaft zwischen Etwilen und Hemishofen (704.000/280.500) entstehen. Über Kaltenbach steigen die Randmoränen nach Klingenzell auf; am Gegenhang sind sie hoch über Oehningen zu finden.

Zweite Rückschmelzphase

Nach der inneren Randlage W8 bei der Altstadt von Stein am Rhein setzte auch dort, analog zum Thurtal, die zweite Rückschmelzphase mit der Bildung eines grossen Zungenbecken- oder Moränenstausees, des Untersees, ein. Beim Rückzug der Eisfront kam es erst auf der Höhe der Insel Reichenau wieder zu einem bedeutenden Zwischenhalt (W9). Zu dieser Randlage fallen die Seitenmoränen ab, die sich am Hang von Fruthwilen staffeln.

Der Endmoränenbogen von Konstanz markiert den Hauptstand W10 des Konstanz-Stadiums, von SCHMIDLE (1914) als «Konstanzer Phase des Würmgletschers» eingeführt. Die Eisfront des Bodenseegletschers stürzte hier sowohl gegen den Untersee, als auch bei der Insel Mainau gegen den Überlingersee. Über die Stromrinne von Petershausen im Nordteil von Konstanz standen die beiden Gewässer miteinander in Verbindung (KELLER & KRAYSS 1994, Kartenbeilage).

4.3.3 Spätglazial und Postglazial

Nach dem Modell von KELLER & KRAYSS (1991, 1993) liegt zwischen dem Eisrandkomplex Konstanz und dem Ende des Würm-Glazials um 10 000 J.v.h. ein Zeitraum von 5 000 Jahren, der hier als Spätglazial angesprochen wird. Unter Aspekten der Pollenanalyse unterteilt sich dieser Abschnitt in die drei Kaltphasen der Ältesten, der Älteren und der Jüngeren Dryaszeit. Älteste und Ältere Dryas werden durch die Warmphase des Bölling getrennt, zwischen Ältere und Jüngere ist die Allerödzeit eingeschoben. Gestützt wird diese Klimagliederung unter anderem durch Be-

funde aus grönländischen Eisbohrkernen (OESCHGER et al. 1984). Dabei wird aus dem variablen Anteil der Sauerstoff-Isotope in der im Eiskern eingeschlossenen Luft eine Klimakurve abgeleitet, die nach einem markanten Temperaturanstieg im Bölling (ca. 13 000 J.v.h.) und im Alleröd (ca. 11 500 J.v.h.) wieder in ein Kältetief während der Jüngerer Dryas nach 11 000 J.v.h. führt. Der jähe Temperaturanstieg um 10 000 J.v.h. markiert den Beginn des Holozäns.

Im Thurgau spiegelt sich der Beginn der spätglazialen Klimaerwärmung in den ersten Spuren der Wiedereinwanderung von Birke, Föhre und Hasel. Mit Pollenprofilen korrelierbare Torfreife ergeben früheste Datierungen von rund 12 500 J.v.h. (HIPPEL 1986). Neben verschiedenen jüngeren ¹⁴C-Daten liefern Funde von Bimsstaublagen mit einem Alter von im Mittel 11 000 Jahren eine interessante Zeitmarke für das Spätglazial (HOFMANN 1963, 1967; LANG 1994). Nachweisen liessen sich im Thurgau diese Aschen aus Eruptionen des Laachersee-Vulkans im Verlandungsgebiet der Nussbaumer Seen, im Ägelsee westlich Frauenfeld sowie im kleinen Moor nordöstlich Trüttlikon.

Offensichtlich ging die Wiederbewaldung der Nordostschweiz recht zögernd vor sich. Es ist demnach nicht verwunderlich, dass im Spätglazial intensive Erosion vorherrschte, solange sich keine durchgehende Vegetationsdecke gebildet hatte. Sowohl aus dem von tiefgründigem Bodenfrost zerrütteten Molassefels als auch aus unverdichteten glazialen Sedimenten fielen für die abtragenden Gewässer grosse Mengen an Geschiebe und Feinstoffen an.

Nachdem im Tannzapfenland die grossen Randstromtäler infolge der Tieferlegung des Wiler Thurtalsees trocken gefallen waren, setzte eine rasche Verfüllung mit lokalem Material ein. Im Trockental von Dussnang baute die Murg einen mächtigen Schwemmfächer aus Schottern auf, der ihr schliesslich gestattete, bei Wiezikon die Schwelle ins Sirnacher Becken zu überwinden (KRAYSS & KELLER 1994, Abb. 4). Die Murgschotter riegelten dabei das Littenheider Tal ab, sodass es dort zur Bildung von Staugewässern kam. Schuttkegel aus Hangnischen und Seitenbachtälern unterteilten das geräumige Tal in kleinere Becken, in denen sich in der Folge Flachmoore entwickeln konnten.

Ähnliche Prozesse spielten sich in grösserem Massstab im Talabschnitt Dussnang–Bichelsee–Turbenthal ab. Nachdem dort die Schmelzwässer eine tiefliegende Abflusssohle ausgebildet hatten, bauten nach dem Trockenfallen der Rinne die Tösstalschotter bei Turbenthal eine stauende Barriere auf (Abb. 4.15). Die Verfüllung des Tals erfolgte nach dem gleichen Muster wie bei Littenheid. An der heutigen Talwasserscheide bei Seelmatten weist die Rinnenfüllung eine Mächtigkeit von über 100 m auf. Bei Balterswil erreichte sie ein Niveau, das dem Seebach gestattete, das Bichelseetal gewissermassen durch einen Seitenausgang zu verlassen. Das ehemals vom Toggenburg her durchgehend westwärts entwässernde Talsystem hat somit heute vier Abflüsse: zur Thur, zur Murg, zur Lützelurg und zur Töss.

In welchem Masse das Spätglazial eng begrenzte, lokale Erosions- und Akkumulationssysteme begünstigte, zeigen auch die diversen Schwemmfächer und Hangfuss-Schleppen im Trockental der oberen Lützelurg, am

Südfuss des Imenberges im Lauchetal sowie am Ottenberg bei Weinfeldern.

Reine Erosionsformen entwickelten sich im Spätglazial ausser an Steilhängen mit anstehender Molasse auch in Bachtobeln, wo die Gewässer mächtige Moränenmassen zu durchqueren hatten. Als Beispiele seien genannt: die Lützelurg zwischen Aadorf und Matzingen, der Tuenbach im Halinger Tobel sowie die Schluchten, die vom Seerücken ins Thurtal und zum Untersee abfallen. Letztere zeichnen als Besonderheit durch die oft beinahe hangparallele Ausrichtung ihrer Mittelabschnitte den Verlauf ehemaliger Eisränder des rückschmelzenden Gletscherarms im Unterseebecken nach. Die heutigen Bäche sind damit so etwas wie Erben eisrandlicher Schmelzwasserläufe geworden.

Abschliessend sei noch ein Blick auf die Entwicklung der Seen im Spätglazial geworfen. Am Untersee ist nebst weiteren Seeständen vor allem eine klar belegbare Spiegelhöhe um 410 m ü. M. festzustellen, ein Niveau, das auch am Obersee bis weit ins Spätglazial hinein Bestand hatte. Belege für diesen gegenüber heute 15 m höheren Seespiegel ergeben sich aus Bohrprofilen und Baugruben im Raum Konstanz/Kreuzlingen sowie aus der Verbreitung von Seekreide und «Schnecklisanden» auf verschiedenen heute trocken liegenden Strandplateaus (SCHREINER 1974; KELLER 1994, Abb. 16). Charakteristisch sind auch die auf 410 m ü. M. liegenden einstigen Deltas, die eine Geländestufe über den auf das derzeitige Seeniveau ausgerichteten Schwemmfächern zu finden sind. Besonders deutlich zeigt sich dies in Ermatingen, wo der Dorfkern mit der Kirche auf dem alten Delta erbaut worden ist, die Fischersiedlung Staad aber unten auf dem rezenten Fächer das Seeufer säumt (KELLER 1994).

Noch weitgehend ungeklärt ist die spät- bis postglaziale Entwicklung des Frauenfelder Thurtalsees. Eine Datierung von Holz in torfig-seekreidigen Schichten zwischen Seetonen und Thurschottern westlich der Pfyner Brücke ergab nach MÜLLER (1979) ein Alter von 6750 ± 70 J. v. h. Demnach hätte die Aufschotterung der Talebene von Osten her diese Lokalität zu jenem Zeitpunkt noch nicht erreicht. Zum markanten Schwemmfächer der Murg bei Frauenfeld liegt zwar eine Reihe von Bohrprofilen, aber keine Grundlage für Datierungen vor. Der Thurtalsee könnte das Spätglazial mit einer Ausdehnung bis in den Raum Wigoltingen überstanden haben. Möglicherweise wirkten sich der Oberbüren-See und der Sulgener See, über deren Entwicklung auch nichts bekannt ist, als Sedimentfallen für die Thurgeschiebe aus.

Eine löbliche Erhellung der vielen Wissenslücken zum Spätglazial bilden die Untersuchungen von RÖSCH (1983, 1995) zur Geschichte der Nussbaumer Seen und jene von Haas und Hadorn (in HASENFRATZ et al. 1998) im gleichen Gebiet.

