

Zeitschrift: Mitteilungen der Thurgauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber: Thurgauische Naturforschende Gesellschaft
Band: 47 (1986)

Artikel: Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell
Autor: Hipp, Raimund A.
Kapitel: 5: Das Quartär
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-593804>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.12.2025

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

5. Das Quartär

5.1. Lithostratigraphie

Mit Ausnahme der Täler von Glatt, Sitter und Thur weist das gesamte Arbeitsgebiet eine mehr oder weniger mächtige letzteiszeitliche Grundmoränenbedeckung auf (im folgenden GM1 genannt). Diese Schicht ist die einzige, die über längere Distanzen verfolgt werden kann, und muss deshalb als Referenzniveau für die Lithostratigraphie genügen. Entsprechend wurden die Sedimente vor der Bearbeitung grob eingeordnet:

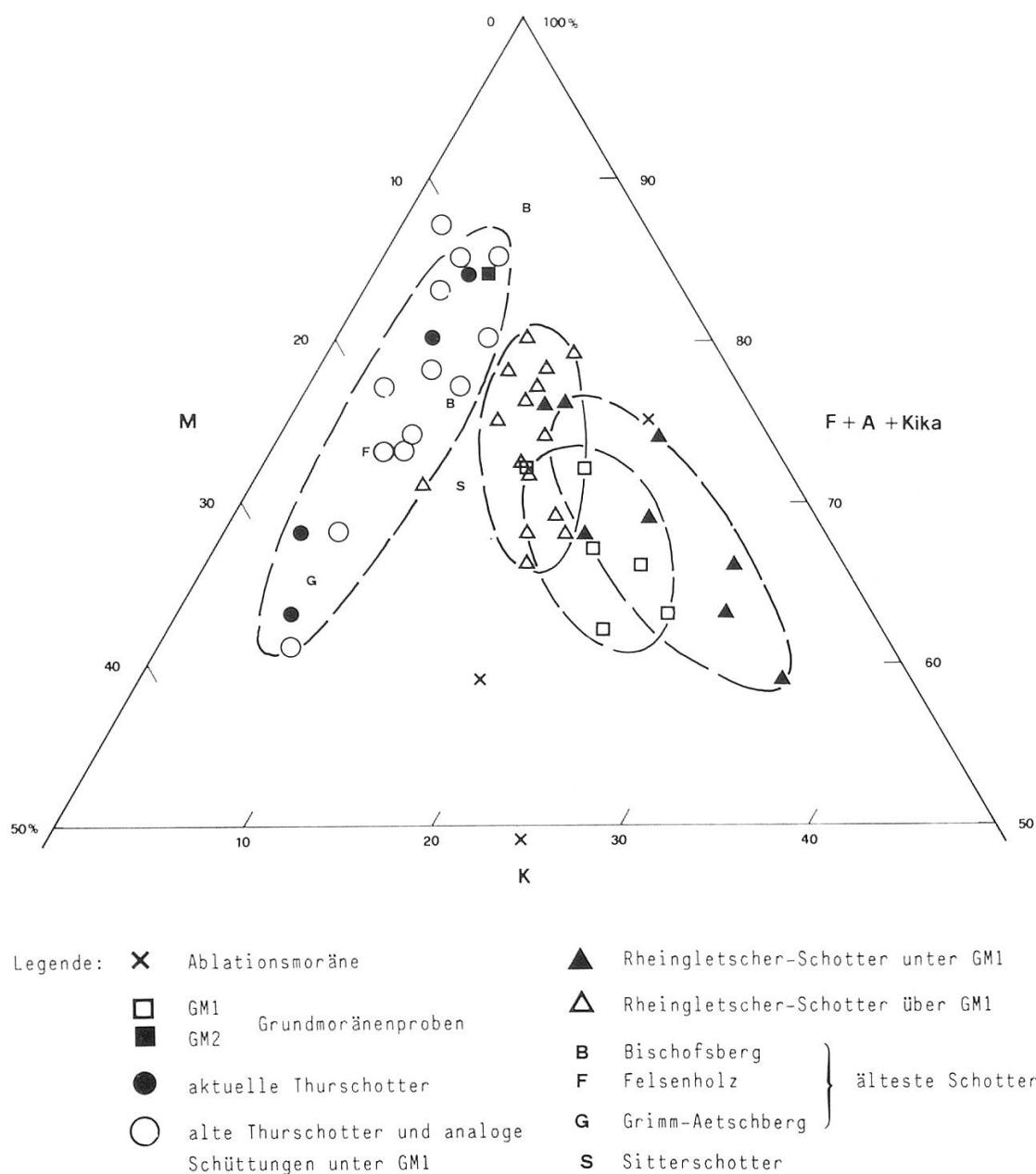
- Ablagerungen über, respektive jünger als GM1
- GM1
- Ablagerungen unter, respektive älter als GM1

Bei den Ablagerungen unter GM1 handelt es sich in den meisten Fällen um relativ isoliert gelegene Schottervorkommen, die sich nur aufgrund von detaillierten Untersuchungen (petrographische Zusammensetzung, Zurundung der Gerölle, z. T. Situmetrie) unterscheiden und gruppieren lassen. Eine mit EDV durchgeführte Clusteranalyse (am Rechenzentrum der UZI installiertes Programm DGRAPH, nach *McCammon* 1968, modifiziert von *Dorigo* 1976) führte bei den Petrographie-Daten (Rohdaten vgl. Tab. 1 im Anhang) zu Resultaten, die im Widerspruch zur Stratigraphie standen und somit nicht brauchbar waren. Die Proben wurden daraufhin von 5 auf 3 Merkmale reduziert (durch Zusammenfassen) und konnten so in einem Dreiecksdiagramm aufgetragen werden (vgl. Abb. 8). Die ausgeschiedenen Faziesbereiche weisen z. T. starke Überlappungen auf. Hierin liegt das Scheitern der Clusteranalyse begründet. Trotzdem lässt sich die Einteilung in Faziesbereiche rechtfertigen: Eine Probe im Überlappungsbereich kann zwar allein aufgrund ihrer geröllpetrographischen Zusammensetzung nicht eindeutig zugeordnet werden, gerade in den Fällen von starker Überlappung der Faziesbereiche ist es aber glücklicherweise möglich, stratigraphisch bedingt, eindeutige Zuordnungen zu machen (z. B. sind die spätglazialen Schotter eindeutig von GM1 unterscheidbar). Umgekehrt ist in Fällen, wo die stratigraphische Lage keine eindeutige Trennung zulässt nun wiederum die petrographische Zusammensetzung verschieden (beispielsweise lassen sich bei den «Mittleren Schottern» Thorschüttungs- und Rheingletscherbereich eindeutig unterscheiden, da keine Überlappung der beiden Faziesbereiche besteht). Auch in bezug auf die Zi-Werte (Zurundungsindex nach *Cailleux* 1952) wurde für eine erste Grobeinteilung eine Clusteranalyse durchgeführt. Die Indexwerte nach Cailleux wurden in 20 Klassen à 50 Werte eingeteilt. Die Klassen 16 bis 20 enthielten nur selten einen Probenwert und wurden deshalb für die Clusteranalyse zu einer Klasse zusammengefasst. Es wurden also 17 Merkmale pro Probe eingegeben. Das Resultat (vgl. Abb. 9) fiel bedeutend befriedigender aus, als in bezug auf die Petrographie. Es ergibt sich eine Aufteilung in zwei Gruppen (vgl. auch Kap. 5.4.):

- A eher fluviale Schotter
- B eher glazial-glaziofluviale Ablagerungen

An wenigen Stellen tritt innerhalb der «Ablagerungen unter GM1» noch ein weiterer Moränenhorizont (GM2) auf, der traditionellerweise als «Rissmorä-

Abb. 8: Petrographische Zusammensetzung der Grobsedimentproben.



ne» bezeichnet wird (vgl. Hofmann 1973, geologische Karte und Hantke 1980). GM2 kann allerdings nur gerade an einer Stelle, südöstlich von Kradolf, mit einiger Wahrscheinlichkeit von GM1 getrennt werden (vgl. Kap. 5.3.).

Aufgrund der Resultate der Detailuntersuchungen wird ein Sammelprofil für die Lithostratigraphie des Raumes Bischofszell vorgeschlagen (vgl. Abb. 10). Anhand der Abfolge der Ablagerungen in diesem Profil werden die quartären Sedimente im folgenden detailliert beschrieben (beginnend bei den ältesten Schottern) und ihre stratigraphische Stellung diskutiert.

GRUPPIERUNG VON PETROGRAPHISCHEN DATEN AUS KIESGRUBEN

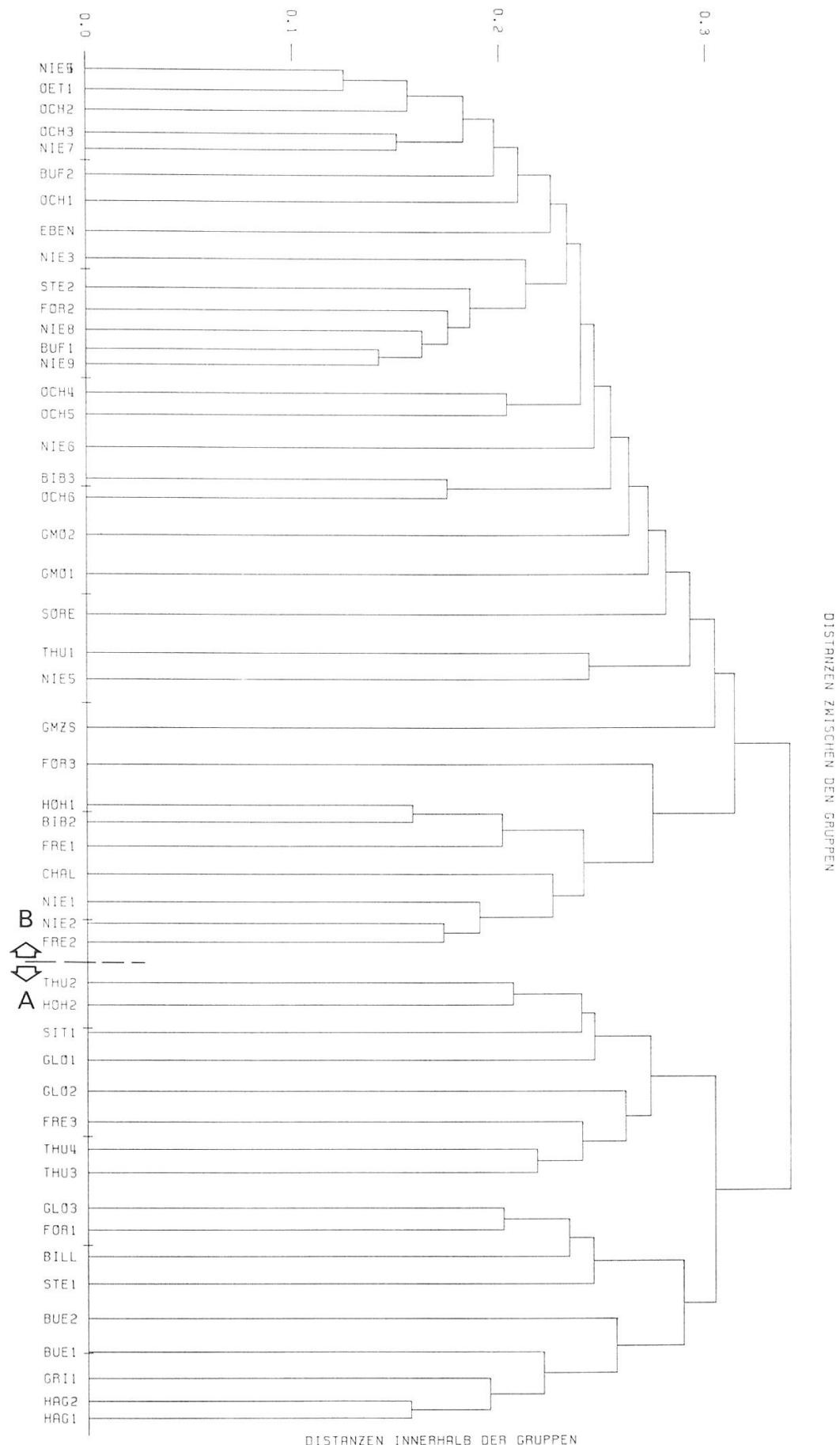
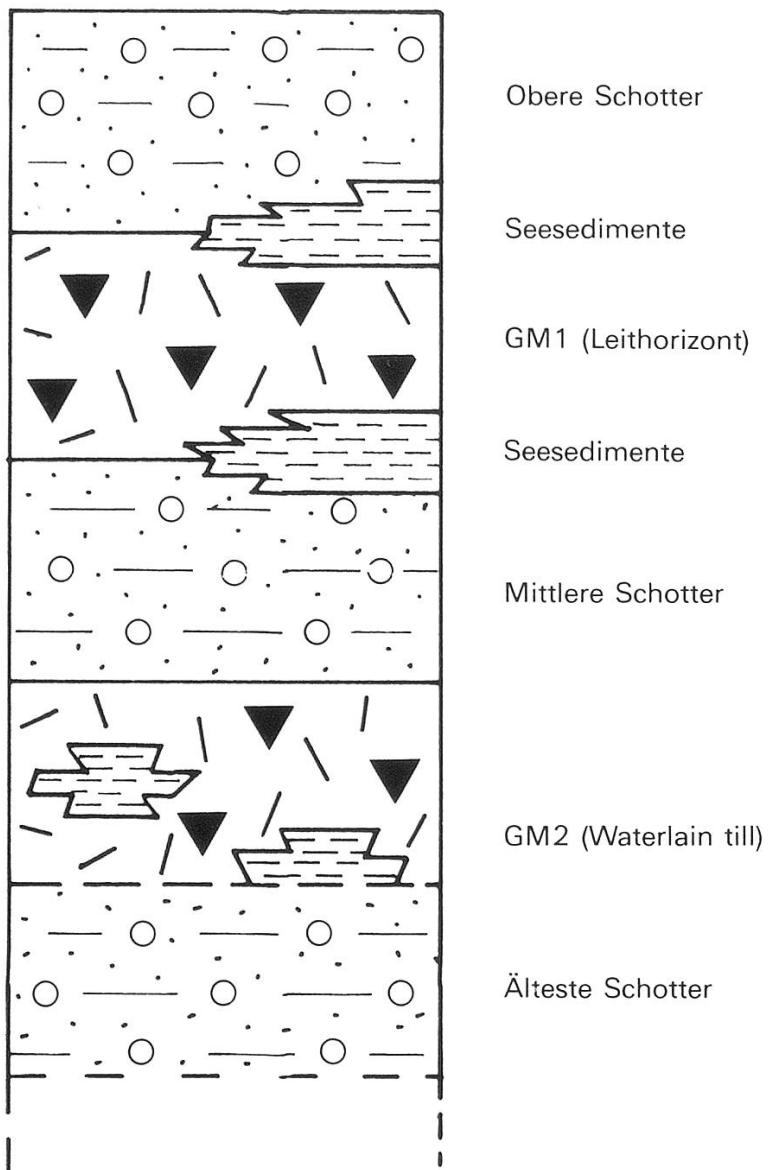


Abb. 9: Dendrogramm: Ähnlichkeit der Grobsedimentproben in bezug auf den Rundungsgrad. Clusteranalyse nach McCammon 1968.

Abb. 10: Sammelprofil.

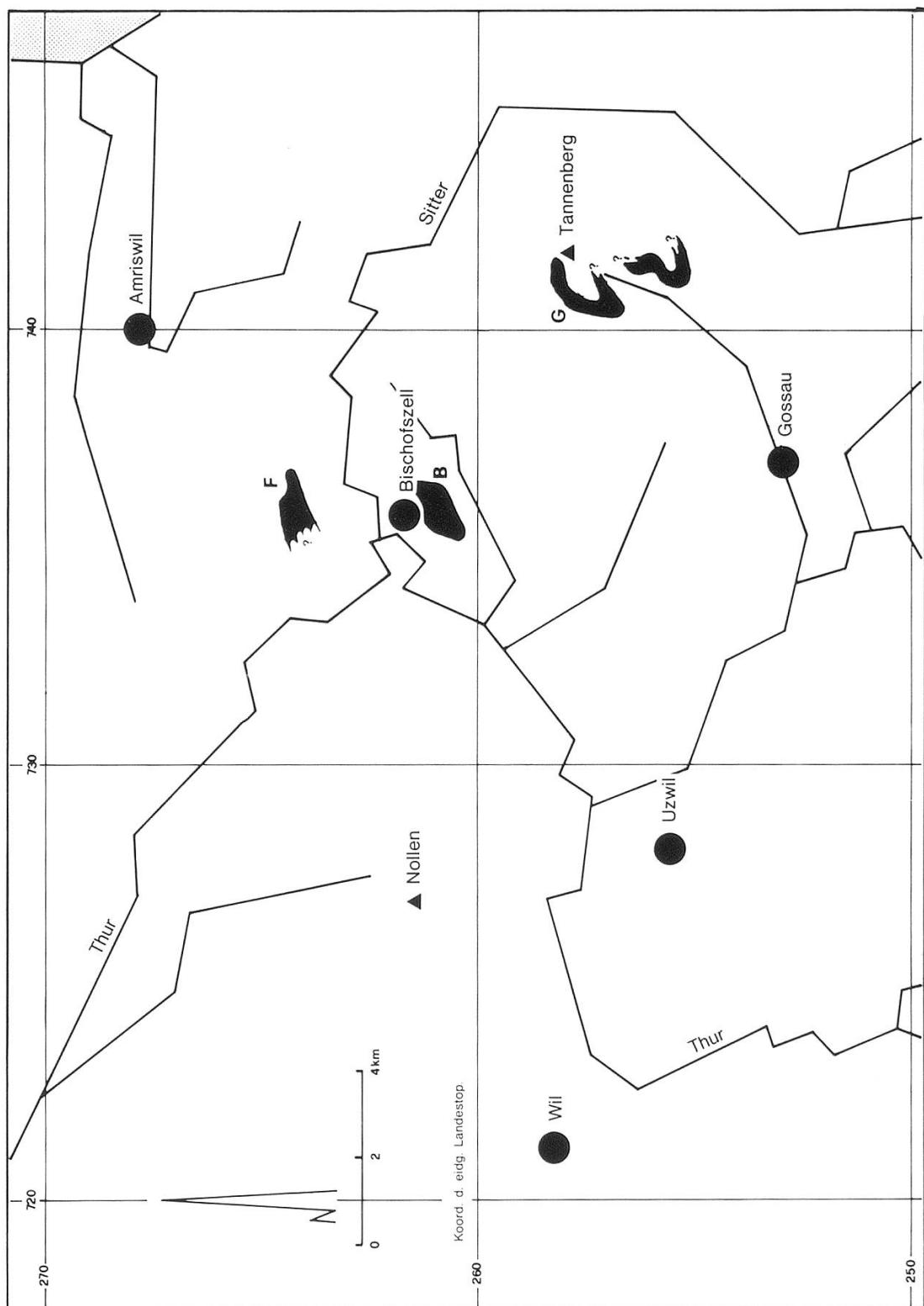


5.2. Älteste quartäre Ablagerungen

Die unten beschriebenen Schottervorkommen von Felsenholz, Bischofsberg und Grimm-Aetschberg (vgl. Abb. 11) wurden von alters her für Deckenschotter gehalten (vgl. z. B. *Gutzweiler* 1900). Aufgrund ihrer Höhenlage wurden im allgemeinen die Schotter von Grimm-Aetschberg als Ältere Deckenschotter (Günz-Eiszeit), die beiden Vorkommen um Bischofszell als Jüngere Deckenschotter (Mindel-Eiszeit) bezeichnet.

In neueren Arbeiten (z. B. *Hantke* 1962, 1970 und 1980, *Hofmann* 1973, *Müller* 1982) wird allerdings auch die Ansicht vertreten, dass es sich bei den fraglichen Schottern zumindest teilweise um Vorstosseschotter der Würm-Eiszeit handeln könnte. Dem widersprechen jedoch ältere Schotteranalysen von *Geiger* 1948 und Einregelungsmessungen von *O. Keller* 1981 sowie neuere eigene Auswertungen, die im folgenden diskutiert werden sollen.

Abb. 11: Verbreitung «Älteste quartäre Ablagerungen».



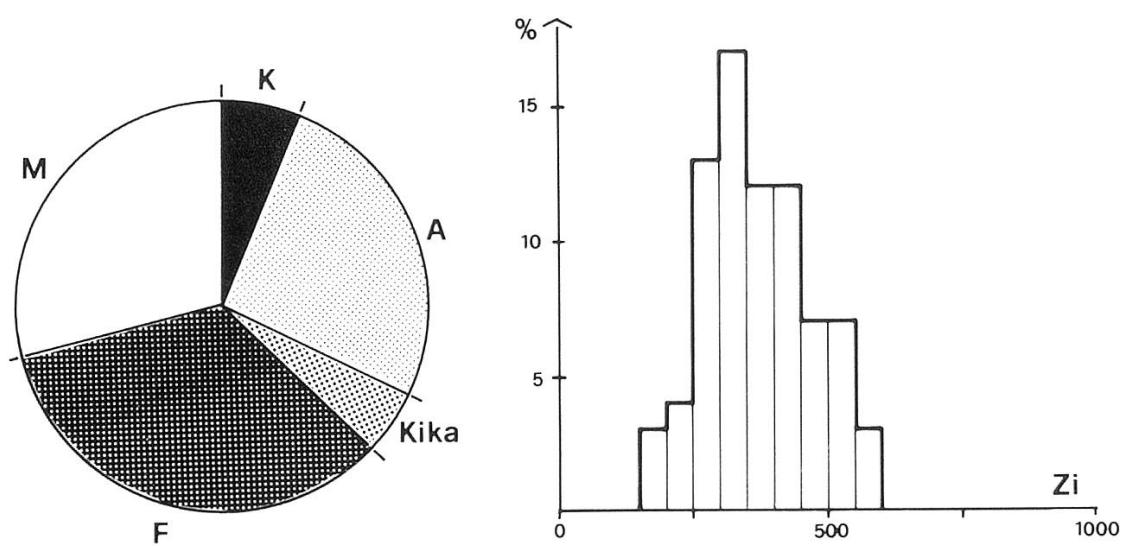
Die Schotter von Grimm-Aetschberg

An der Westflanke des Tannenberges (Koord. 740.600 / 257.500) zwischen 830 und 845 m ü. M. befindet sich die Kiesgrube Grimm. Der Aufschluss zeigt einen in bezug auf die Korngrösse recht homogenen Schotter. Während die ursprüngliche Schotteroberfläche stark verkittet ist und den Habitus einer typischen «Löcherigen Nagelfluh» aufweist, nimmt der Verkittungsgrad gegen das Grubeninnere ab (vgl. Abb. 12). Es bereitete somit keine grosse

Abb. 12: Aufschluss Grimm (Koord. 740.600/257.500).



Abb. 13: Probe Grimm, Geröllpetrographie und Histogramm der Zi-Werte.



Mühe, an Probenmaterial für Grobsedimentanalysen zu gelangen. Die Probe wurde bergwärts an der Grubensohle (zirka 830 m ü. M.) genommen.

Die petrographische Zusammensetzung der Probe mit relativ geringem Anteil an kristallinen Gerölle (vgl. Abb. 13) unterscheidet sich recht deutlich von typischen Würmschottern (vgl. Abb. 8 und Tab. 1 im Anhang). Auch innerhalb der Kristallingruppe weicht die Zusammensetzung von Würmablagerungen ab: Im Kristallin der Probe von Grimm findet sich ein hoher Anteil an rötlichen Komponenten (roter Granit, Radiolarit, Quarzporphyr). Dies im Gegensatz zu den stratigraphisch eindeutigen Würmablagerungen des Arbeitsgebietes, die immer einen hohen Anteil an Amphibolitgneisen enthalten und eher wenig rote Komponenten aufweisen.

Die petrographische Zusammensetzung widerspricht somit der These von *Hantke* 1962, 1979 und 1980, den Schotter von Grimm-Aetschberg als hochgelegenen Würmschotter einzuordnen. Besonders wichtig in diesem Zusammenhang sind auch die Zi-Werte: Stellt man den Schotter ins Würm, dann wäre die Entstehung der Ablagerung nur als Kame, als Stauschotter zwischen Bergflanke und Eisrand erklärbar. Dies würde bedeuten, dass das Material direkt mit den Schmelzwässern aus dem Eis gewaschen wurde und nach kurzem Transport zur Ablagerung gelangte. Entsprechend würde man grobes, z. T. nur kantengerundetes, also moränenartiges Material erwarten. Demgegenüber zeigt aber bereits ein erster Augenschein in der Grube, dass es sich um gutgerundetes, recht homogenes Material handelt. Die Zi-Werte der Probe (vgl. Abb. 13) zeigen in guter Näherung eine Normalverteilung mit dem Medianwert in Gruppe 8. Dieses Material ist im Vergleich zu den aktuellen Thorschottern ebenso gut, ja z. T. besser gerundet! Man beachte auch, dass die Klassen 1–3 kein einziges Geröll enthalten. Das Ausmessen einer Kontrollprobe durch Studenten ergab sogar einen Medianwert in Gruppe 9. Eine Zuordnung des Schotters zur Würmeiszeit ist deshalb – im Einklang mit *O. Keller* 1981 – abzulehnen. Vielmehr stellt sich sogar generell die Frage, ob wir es überhaupt mit einem eiszeitlichen Sediment zu tun haben. Die Medianwerte der Zi-Proben bewegen sich in Größenordnungen, die auch nach *Schlüchter* 1976 und *van der Meer* 1982 als fluvial gelten (vgl. auch Abb. 27). Die Ähnlichkeiten der Geröllspektren (Petrographie und Zi-Werte) mit Proben aus der Thur sind nicht von der Hand zu weisen und liessen sich wohl am zwanglosesten mit fluvialen Ablagerungen eines Thur-ähnlichen Flusssystems – z. B. einer Ur-Sitter – erklären. Diese Feststellung ist bei der altersmässigen Beurteilung der Ablagerungen von grundlegender Wichtigkeit: Ein Flusssystem in der Höhenlage des Schotters von Grimm-Aetschberg (820–870 m ü. M.) war zuletzt vor der Mindel-, sehr wahrscheinlich sogar eher noch vor der Günz-Eiszeit gegeben (vgl. *Liniger* 1966, *Schreiner* 1979 und *O. Keller* 1981). Das Bodenseebecken bestand zu dieser Zeit noch nicht, und die Flüsse des Appenzellerlandes entwässerten zur Donau. In ein solches – noch überwiegend tertiär geprägtes – Flusssystem lassen sich die Schotter von Grimm mit einiger Wahrscheinlichkeit einordnen. Sie würden damit die nächst niedrigere Talterrasse der, nach *Hofmann* 1957, pliozänen Kiese und Sande auf dem Gipfel des Tannenberges darstellen:

«*Die Flysch-Schotter und Sande unter Pt. 903 auf dem Tannenberg konnten in ihrer sehr exklusiven Zusammensetzung nur vor der Entstehung von Bodensee und Rheintal und vor der Auffaltung der subalpinen Molasse zugeführt worden sein.*» (Zitat *Hofmann* 1973, S. 14)

Die Schotter von Grimm-Aetschberg zeigen hingegen das gesamte Geröllspektrum des heutigen Appenzellerlandes und dürften somit während und/oder nach der Auffaltung der subalpinen Molasse, aber noch vor der Eintiefung des Bodenseebeckens (vgl. oben) geschüttet worden sein. Damit wären sie zeitlich an der Grenze Tertiär/Quartär einzuordnen.

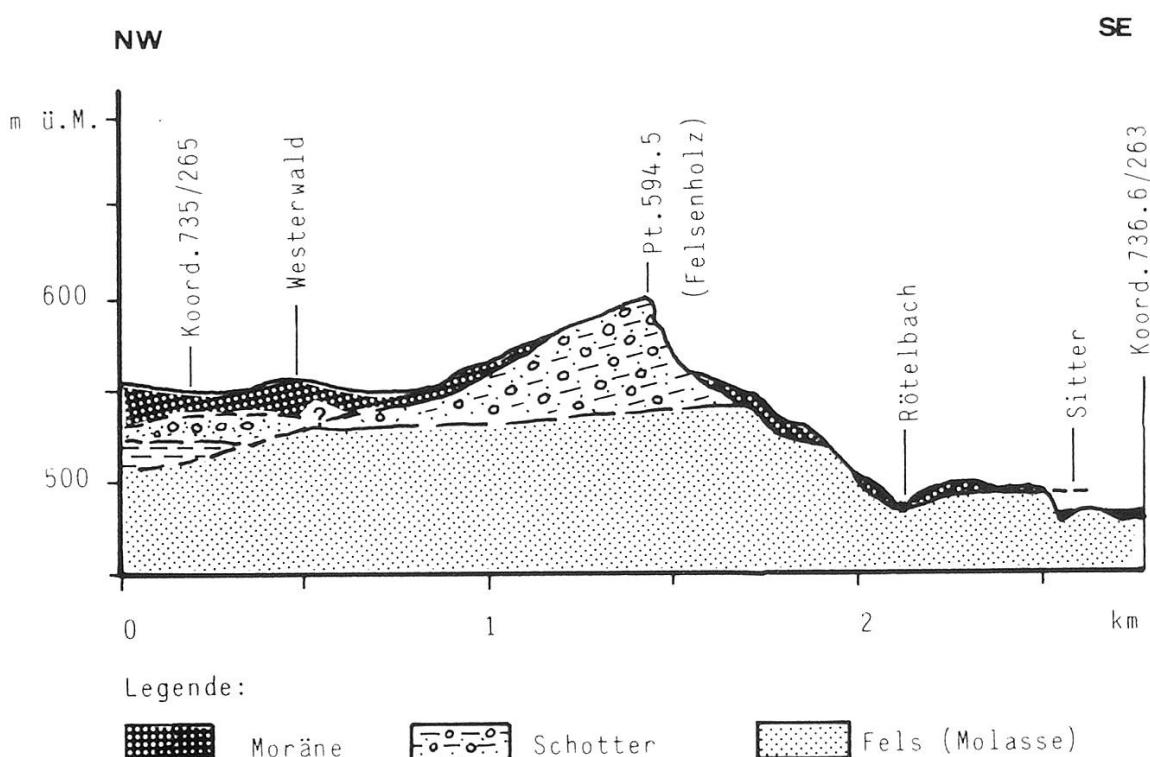
Interessant ist, dass *Schlüchter* 1985 in bezug auf die Löchrige Nagelfluh auf dem Stadlerberg (NNW von Zürich) zu sehr ähnlichen Überlegungen gelangt. Diese Ablagerungen gelten bislang als Höhere Deckenschotter im klassischen Sinne (d. h. als Ablagerungen der Günzeiszeit, vgl. z. B. *Hantke* 1978). Da *Schlüchter* bei Zurundungsmessungen an den Geröllen Medianwerte von 450 und 480 erhält (also Klassen 9 und 10), schliesst er daraus, dass es sich beim «Deckenschotter» auf dem Stadlerberg um eine rein fluviatile Ablagerung handeln muss. Er schliesst diesen Abschnitt seiner Arbeit mit dem Satz:

«..., dass seit der Ablagerung der Deckenschotter bedeutende morphogene-tische Veränderungen stattgefunden haben. Das heisst aber auch, dass diese Sedimente vor die Zeit der Penk-Brücknerschen Eiszeiten zu stellen sind.» (Zitat *Schlüchter* 1985, S. 50)

O. Keller 1981 deutet die Ablagerungen von Grimm als Mindel- oder Riss-eiszeitlich:

«... ist an eine Schüttung zu denken, die nahe eines Eisrandes erfolgte, wobei der Gletscher das Bodenseebecken und das thurgauische Thurtal erfüllte, während die Region südlich des Tannenberges als Liefergebiet eisfrei war. Diese Bedingungen waren für die Akkumulation der Tannenbergschotter während eines späten Stadials der Mindel- oder der Riss-Eiszeit erfüllt.» (Zitat aus *O. Keller* 1981, S. 43)

Abb. 14: Die Lage des Felsenholzschotters, Profil N-S.



Keller erwägt zwar ebenfalls eine prämindelzeitliche Stellung der Schotter, verwirft diesen Gedanken aber mit dem Hinweis auf die relativ hohe Lage (um 850 m ü. M.) des Vorkommens. In diesem Zusammenhang sollte aber nicht vergessen werden, dass die Region um den Tannenberg ein tektonisch recht lebhaftes Gebiet darstellt. Neben einigen Verwerfungen konnte *Hofmann* 1973 auch Verbiegungen nachweisen. Die heutige Höhenlage der Schotter von Grimm muss deshalb nicht zwingend mit der Höhenlage während des Ablagerungsvorganges übereinstimmen.

Der Felsenholzschorter

Dieser Schotter bildet nördlich von Sitterdorf eine pultförmige Erhebung, die gegen Nordwesten sanft geneigt ist, gegen Südosten aber in Form einer Felswand jäh abbricht. Der höchste Punkt liegt 594,5 m ü. M. (Koord. 735.800/263.950). Die Neigung der Schichten beträgt etwa 15° und scheint gleichsinnig mit der Oberfläche nach Nordwesten gerichtet (einsehbar in der Höhle bei Koord. 736.200/264.000). Die Felswand ist auf einer Länge von zirka 700 m verfolgbar und zeigt einen Schotter, wie er in der näheren Umgebung seinesgleichen sucht:

Geröllbänke mit groben, doch recht gut gerundeten Komponenten ≤ 30 cm Durchmesser wechseln ab mit reinen Sandbänken. Man beachte, dass die Gerölle in der sandigen Matrix teilweise «zu schwimmen» scheinen (sehr oft berühren sie sich gegenseitig nicht, vgl. Abb. 15). Dies deutet auf murgangartige, in einzelnen kurzen Schüben erfolgte Ablagerung hin. Die wechselausgernden Schichten – jede mit einer Mächtigkeit von 20–30 cm – türmen sich im Südosten bis zu einer Höhe von 15 m auf.

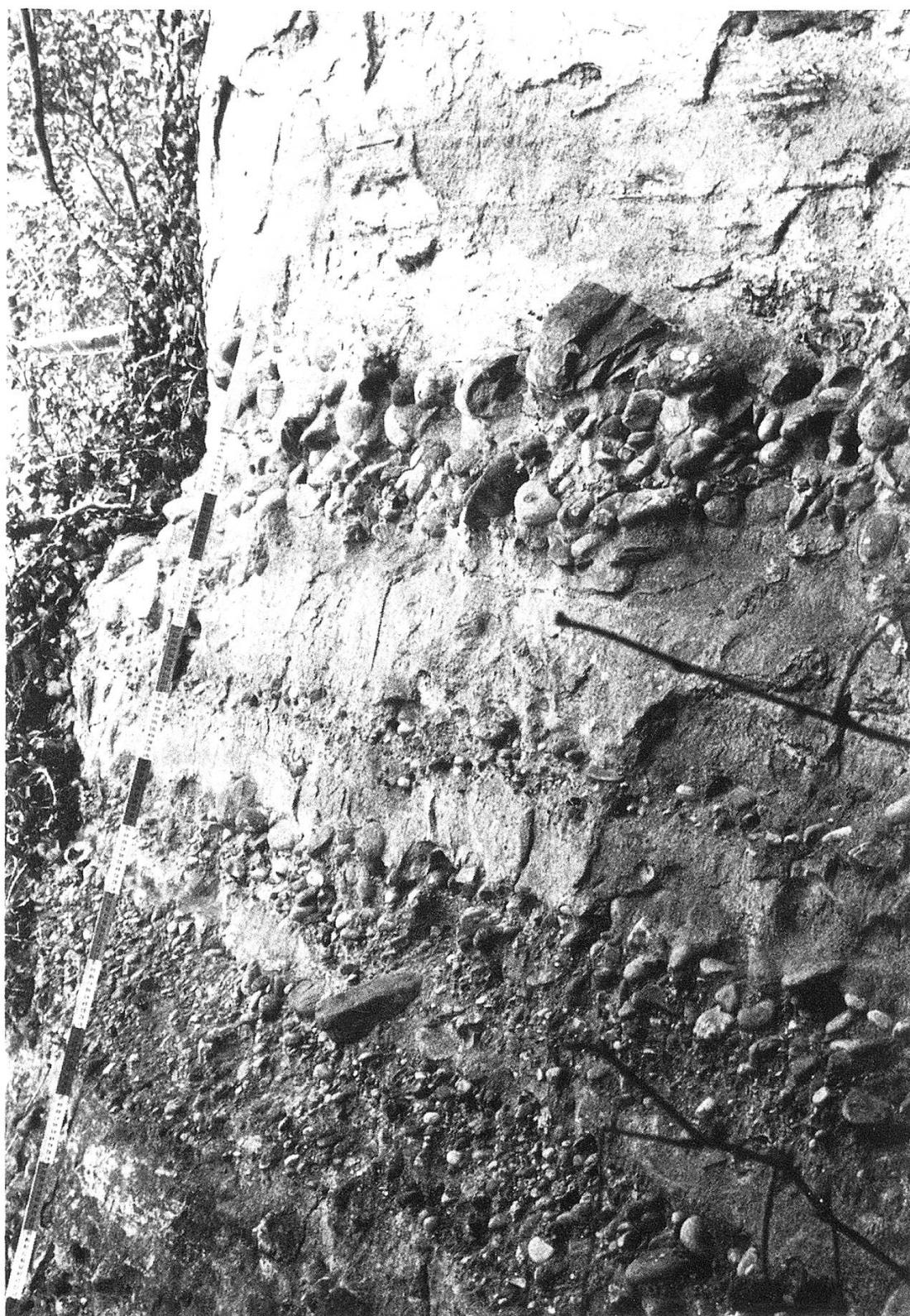
Es fällt auf, dass Korngrößen wie Silt und Ton stark untervertreten sind. So konnte das Grundwasser ursprünglich frei zirkulieren, was zu einer betonharten Kalzitverkittung der Matrix führte. Der Schotter ist derart kompakt, dass er 1863 beim Bau der alten Fabrikationshalle der heutigen Papierfabrik Bischofszell (damals eine Weberei) als Baustein Verwendung fand (vgl. Abb. 16). Es handelt sich hierbei immerhin um ein drei Stockwerke hohes Gebäude, das bis heute seinen Zweck erfüllt.

Der hohe Verkittungsgrad und die vielerorts anzutreffenden hohlen Gerölle sind wohl in erster Linie dafür verantwortlich, dass der «Holenstein», wie der Felsenholzschorter auch genannt wird, in allen früheren Quartärstudien als Deckenschotter bezeichnet wird, obwohl er von der Höhenlage her nicht einfach einzuordnen ist (zu geringe Höhe über Meer). In Arbeiten von *Hantke* 1962, 1970 und 1980, *Hofmann* 1973 und *Müller* 1982 wird der Schotter dann aber ins Würm gestellt und dabei angenommen, dass eine Verbindung zu den Schottern um Hohentannen (vgl. auch Kap. 5.4.) bestehe. Nach meiner Ansicht ist dies eher unwahrscheinlich. Schon der völlige Unterschied im Habitus widerspricht einer derartigen Gleichsetzung. Mittlerweile vorgenommene Grobsedimentanalysen bestätigen den ersten visuellen Eindruck. Zurundungsanalysen und Einregelungsmessungen scheitern an der starken Verkittung, da es nicht möglich ist, einzelne Gerölle sauber aus der Wand zu lösen.

Im Feld vorgenommene Gesteinsbestimmungen ergaben für den Felsenholzschorter folgenden Geröllbestand:

M	F	A	Kika	K
22	40	31	2	5%

Abb. 15: Felsenholzschorter.



In der Kristallingruppe sind keine Grüngesteine enthalten. Ähnlich wie beim Schotter von Grimm sind rote Komponenten vorherrschend.

Von den nahegelegenen Schottern um Hohentannen wurden aus vier verschiedenen Lokalitäten acht Proben entnommen (vgl. Anhang Tab. 1 und Kap. 5.4.). Chi²-Tests zeigen, dass sich alle diese Proben mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $P < 0,001$ vom Felsenholzschorter unterscheiden.

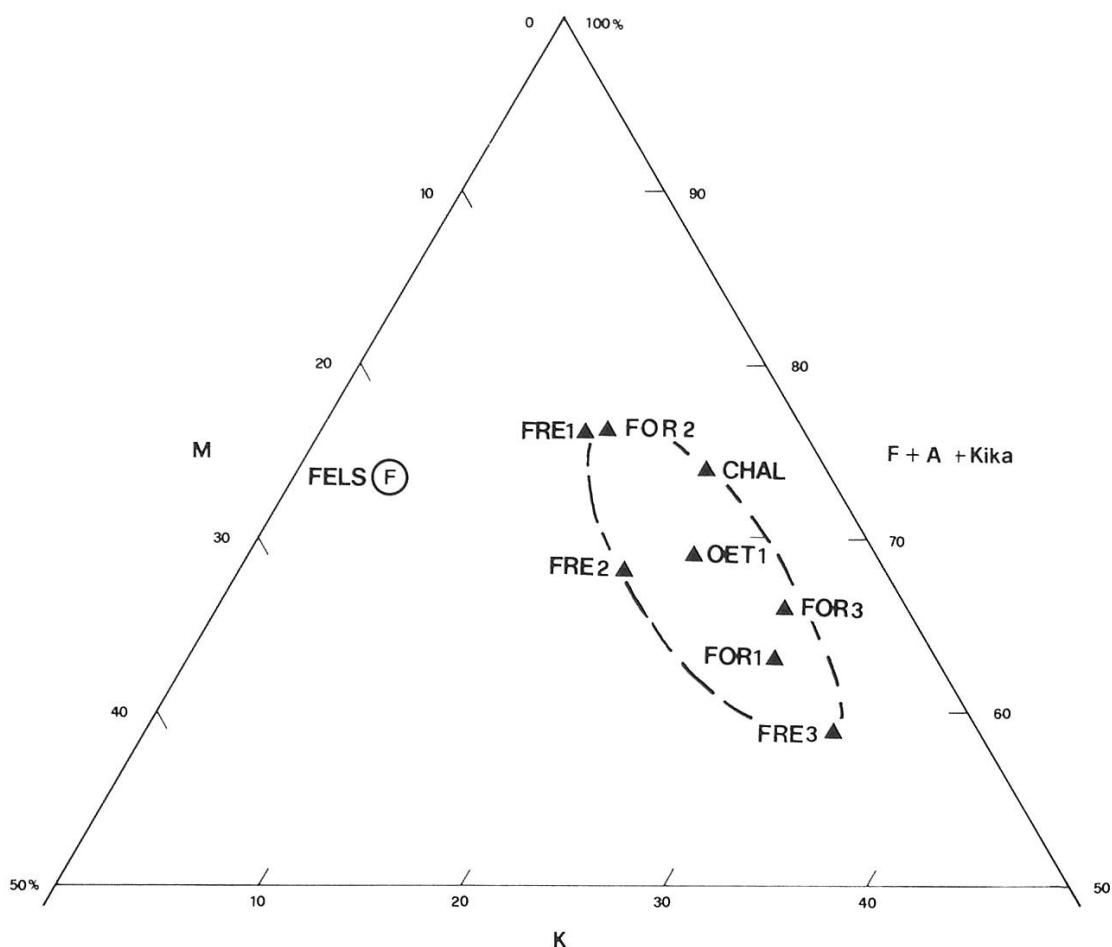
Abb. 16: Gebäude (Ausschnitt aus Westwand) der Papierfabrik Bischofszell: Als Baustein wurde der Felsenholzschorter verwendet.



Auch die vereinfachte Darstellung im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 17) sowie die erste grobe Zuordnung im Cluster-Verfahren bestätigen den Unterschied. Damit ist aber lediglich belegt, dass es sich beim Felsenholz mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht um einen Würmschotter handelt. Die chronostratigraphische Stellung ist aber nach wie vor ungeklärt. Zwei Möglichkeiten der Entstehung seien im folgenden aufgezeigt:

- Wie schon erwähnt gibt es Hinweise auf einen murgangartigen Sedimentationsverlauf. Dies würde bedeuten, dass es sich zumindest nicht um einen gewöhnlichen fluvioglazialen Schotter handelt – also auch nicht um einen Deckenschotter im klassischen Sinn. Sofern das Einfallen der Schichten nicht auf eine spätere glazial(?) -tektonische Verstellung zurückzuführen ist, könnte eine Schüttungsrichtung aus Südosten, d. h. aus der Richtung des Appenzellerlandes (Sitter–Urnäschgebiet), angenommen

Abb. 17: Petrographische Zusammensetzung des Felsenholzschatzers und der Schotter um Hohentannen.



werden. Murgänge setzen eine hohe Reliefenergie voraus. Das könnte in Zusammenhang mit frühquartären tektonischen Bewegungen für eine Übergangsphase der Fall gewesen sein (Einbruch des Bodenseebeckens?) oder in einer Zeit starker Erosion, wie das in *Hofmann 1977* für den Zeitraum nach der Ablagerung der Jüngeren Deckenschotter angenommen wird.

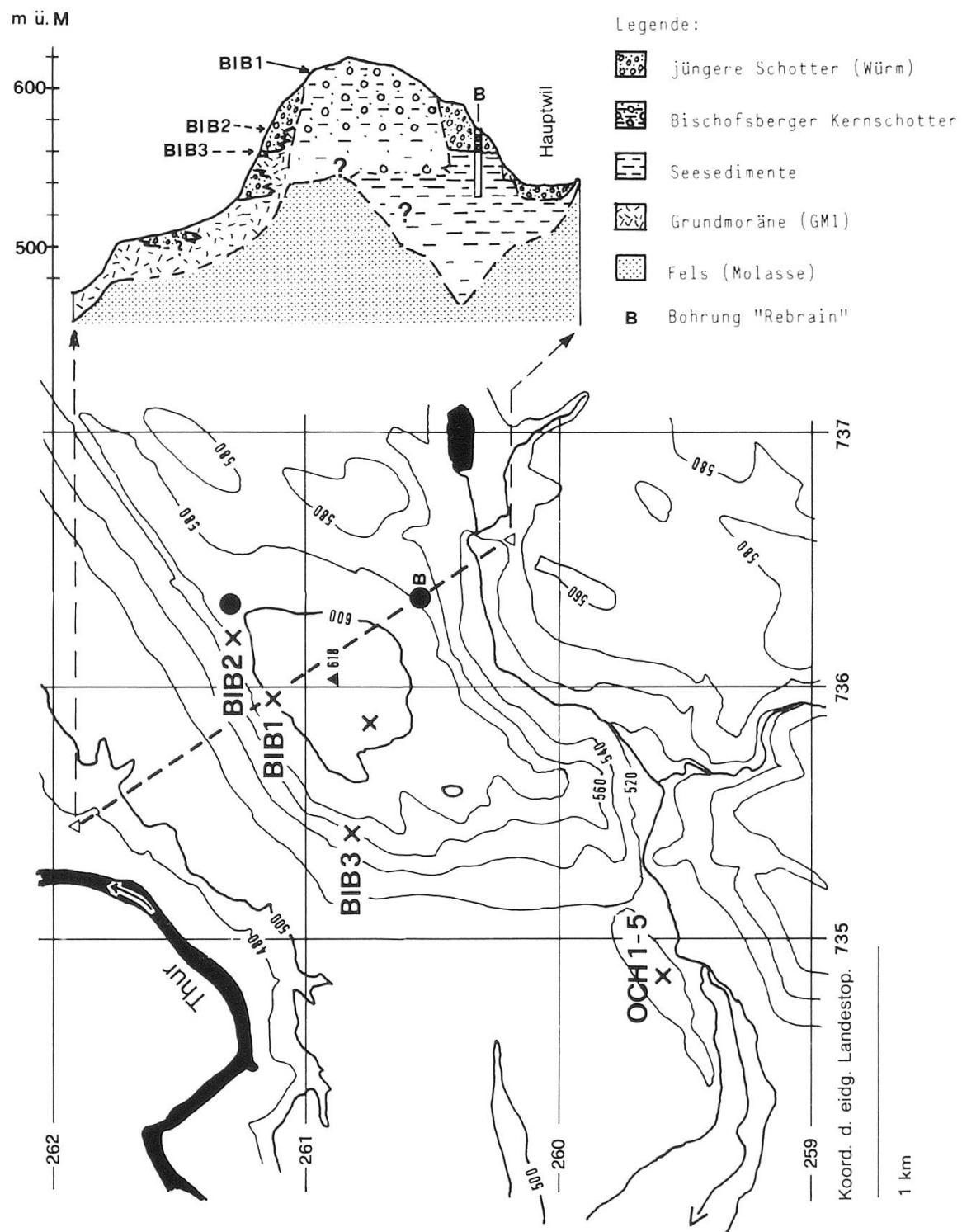
— Eine weitere Möglichkeit wäre die Schüttung einer randglazialen Ablagerung, eventuell durch periodische Schmelzwasserausbrüche während der Rückzugsphase einer frühquartären Vereisung — also zumindest zeitlich ein Deckenschotteräquivalent.

Aufgrund der isolierten topographischen Lage sowie der relativ unklaren stratigraphischen Stellung (vgl. Kap. 5.8.) können zur Entstehung des Felsenholzschatzers somit nur Möglichkeiten aufgezeigt werden. Für genauere Aussagen wäre eine Abklärung der Stratigraphie mittels Kernbohrungen unerlässlich, allerdings nicht unbedingt hinreichend.

Die Schotter des Bischofsberges

Im Gegensatz zum Felsenholz handelt es sich beim Bischofsberg um einen Schotter, der nicht über längere Distanz genauer eingesehen werden kann. Vielmehr sind einzelne kleinere Aufschlüsse in zum Teil recht unterschiedlichem Erhaltungszustand über die Anhöhe verteilt. Ich habe bereits in einer früheren Arbeit (*Hipp 1982*) auf den uneinheitlichen Bau des Bischofsberges

Abb. 18: Die Aufschlussverhältnisse am Bischofsberg, Probencode vergleiche Tab. 1 und 2.



hingewiesen. Diese Resultate konnten nun durch etwas detailliertere Grob-sedimentanalysen grösstenteils bestätigt werden. In der vorliegenden Arbeit geht es deshalb in erster Linie um die stratigraphische Stellung des älteren Bischofsberger Schotterkernes (vgl. Abb. 18). In Tabelle 2 zeigt sich noch einmal die Abtrennung des älteren Kerns von den Proben BIB2/3 und OCH (stellvertretend wurde OCH3 gewählt). Der Unterschied tritt dabei nicht nur im Kristallinanteil, sondern auch im erhöhten Molasseanteil von BIB2/3 zu-

tage. Dies scheint logisch, da eine Eisrandentwässerung, wie sie in meinem Artikel 1982 postuliert wurde, auch Sitterwasser und somit einen guten Anteil an Molassegerölle führen musste.

Auch der Unterschied zum Felsenholzschorter und zu den Schottern um Hohentannen zeigt sich deutlich. Dies, obwohl mit FRE1 die Probe ausgewählt wurde, die BIB1 noch am ähnlichsten ist (gilt auch in bezug auf OCH3).

Die Unterschiede beschränken sich aber nicht nur auf die Petrographie. Der Habitus der kleinen Aufschlüsse im Schotterkern ist ebenfalls anders als bei den umliegenden – mit Ausnahme des Felsenholzes – eher lockeren Sedimenten (vgl. auch Abb. 19 und 20). BIB1 zeigt einen kompakten, stellenweise sehr harten verkitteten Schotter, im Unterschied zum Felsenholzschorter aber ohne sichtbare Horizonte und ohne «Sandsteinbänke».

Geht man von der Geröllpetrographie aus, so scheint BIB1 noch am ehesten zu den Thorschüttungen zu passen (GLO, HOH, THU3), doch bestehen auch hier, wie in allen anderen Fällen, Schwierigkeiten mit der Höhenlage. Der Bischofsberg ragt mit 618 m ü. M. aus allen übrigen Schottervorkommen heraus. Als ähnliche Erhebung in bezug auf Höhenlage und Geomorphologie erweist sich in der näheren Umgebung nur Vogelherd (Pt. 620.7, Koord. 738.300 / 261.000) jenseits der Hauptwiler Rinne. Es besteht demnach die Möglichkeit, dass der Untergrund dort ebenfalls von Schottern gebildet wird. Die stratigraphischen Verhältnisse im Kern des Bischofsberges sind trotz Bohrungen und seismischen Messungen noch immer unklar (vgl. Profil, Abb. 18). Es ist nicht bekannt, ob BIB1 ganz oder teilweise der Molasse aufliegt oder ob die in der Bohrung Rebrain angetroffenen Seesedimente seitlich unter den alten Schotterkern ziehen. Die Seismikwerte zeigen bloss, dass kein Grabenbruch im Sinne von *Hofmann 1973* existiert (frdl. Mitt. von



Abb. 19: Schotterbrocken aus einem Aufschluss des Bischofsberger Schotterkernes (BIB1).

Abb. 20: Aufschluss bei Koord. 735.350/260/800 (BIB3).



Herrn Finger, geologisches Büro Frey, Zug). Es besteht lediglich eine V-förmige Erosionskerbe, die bis in eine Tiefe von zirka 470 m ü.M. reichen dürfte. Sie bietet die einzige Möglichkeit einer direkten Verbindung zwischen den Becken von Gottshaus und Niederbüren (vgl. auch Kap. 3). Die Wahrscheinlichkeit ist wohl eher gering, dass es sich bei dieser doch eher bescheidenen Form um das Tal einer «Ur-Thur» handelt, wie dies von Müller 1982 unter den damaligen Voraussetzungen noch angenommen werden durfte. Der tobelartige Einschnitt könnte hingegen auf ein wildbachartiges Überfliessen vom einen ins andere Becken hinweisen. Diese Phase kann aber nur von kurzer bis mittelfristiger Dauer gewesen sein, sonst würden wir eine reifere Talform vorfinden. Da die seismischen Untersuchungen der SEAG über die Quartärbedeckung nur sehr wenig Aufschluss geben, ist nicht bekannt, welche Art von Sediment den Molasseeinschnitt auffüllt.

Beim momentanen Wissensstand ist es also weder über die Stratigraphie noch durch neue Grobsedimentanalysen möglich, den Bischofsberger Schotterkern zeitlich klar einzuordnen. Relativ sicher ist lediglich, dass es sich nicht um einen Würmschotter (Petrographie) und wohl auch nicht um eine alte Thurablagerung handelt (Höhenlage). Ebensowenig gibt es Anhaltspunkte dafür, dass der Schotter in irgendeinem Zusammenhang mit den Schottern nördlich des Bischofszeller Beckens (Hohentannen, Felsenholz) stehen könnte.

Nach Geiger 1948 und 1961 weist die Geröllpetrographie auf einen älteren quartären Schotter hin. Alle neueren Daten wie Bohrungen, Seismik und neue Grobsedimentanalysen haben dem zumindest nicht widersprechen können ...

Tab. 2: Petrographische Zusammensetzung der Schotter am und um den Bischofsberg.

Probe	Höhe ü.M.	M	F	A	Kika	K	Amphibolit- gneisanteil*	χ^2 -Wert*
BIB1	600 m	06	37	51	00	06	a	
BIB2	575 m	16	33	40	03	08	-	0,1
BIB3	557 m	14	34	38	03	11	aa	0,1
OCH3	534 m	-	12	34	40	04	10	aa
FELS	560 m	22	40	31	02	05	-	0,1
FRE1	565 m	11	41	32	03	13	aa	0,1
BUE2	546 m	16	30	46	02	06	-	1
GL01	548 m	11	35	48	02	04	a	nsv
HOH2	575 m	09	36	45	04	06	-	nsv
THU3	485 m	11	38	43	03	05	a	nsv

* - = nicht vorhanden a = vorhanden aa = beträchtlich

* Für den χ^2 -Test wurde BIB1 als erwarteter Wert eingesetzt. Da die Kika-Werte zu klein ausfallen, wurden sie für den Test zu den Alpenkalken geschlagen. Bei signifikanter Verschiedenheit ist jeweils die Irrtumswahrscheinlichkeit P in % angegeben, sonst nsv = nicht signifikant verschieden (bei $P \geq 10\%$).

5.3. «Untere Moräne», GM2

Unter dem Titel «Moränen der Riss-Vergletscherung» weist Hofmann 1973 auf Vorkommen von «grauen Grundmoränen» südöstlich von Kradolf und bei Oberegg an der Sitter hin (vgl. Abb. 21). Als Begründung für die zeitliche Zuweisung wird die stratigraphische Lage unter Vorstoss-Schottern der Würmeiszeit oder jüngerer Obermoräne genannt. Die graue Farbe der Matrix scheint bei dieser Einordnung ebenfalls eine Rolle gespielt zu haben. In dieser Beziehung ist jedoch Vorsicht geboten, da die beige-braune Matrix, wie

sie sonst bei Würmgrundmoränen für gewöhnlich anzutreffen ist, oft das Verwitterungsprodukt einer ursprünglich grauen Matrix darstellt (vgl. Kap. 5.5.).

Aufschluss Chalchofen Koord. 733.750 / 264.430 (SE Kradolf)

Im steilen Abhang zum Thurtal hat sich ein Bach eingetieft. Der Tobeleinschnitt zeigt von oben nach unten das folgende Bild:

Abb. 21: Verbreitung «Untere Moräne».

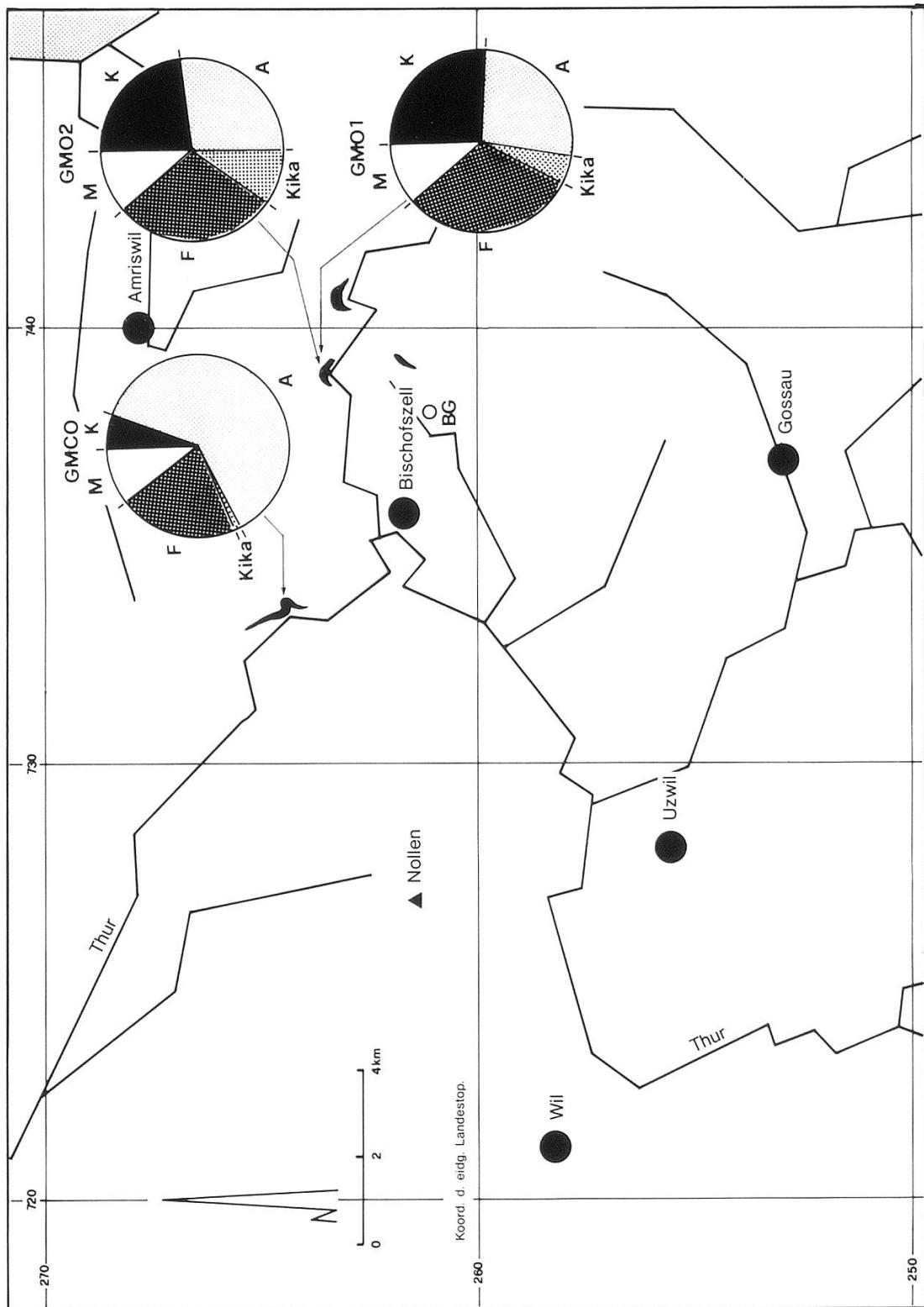
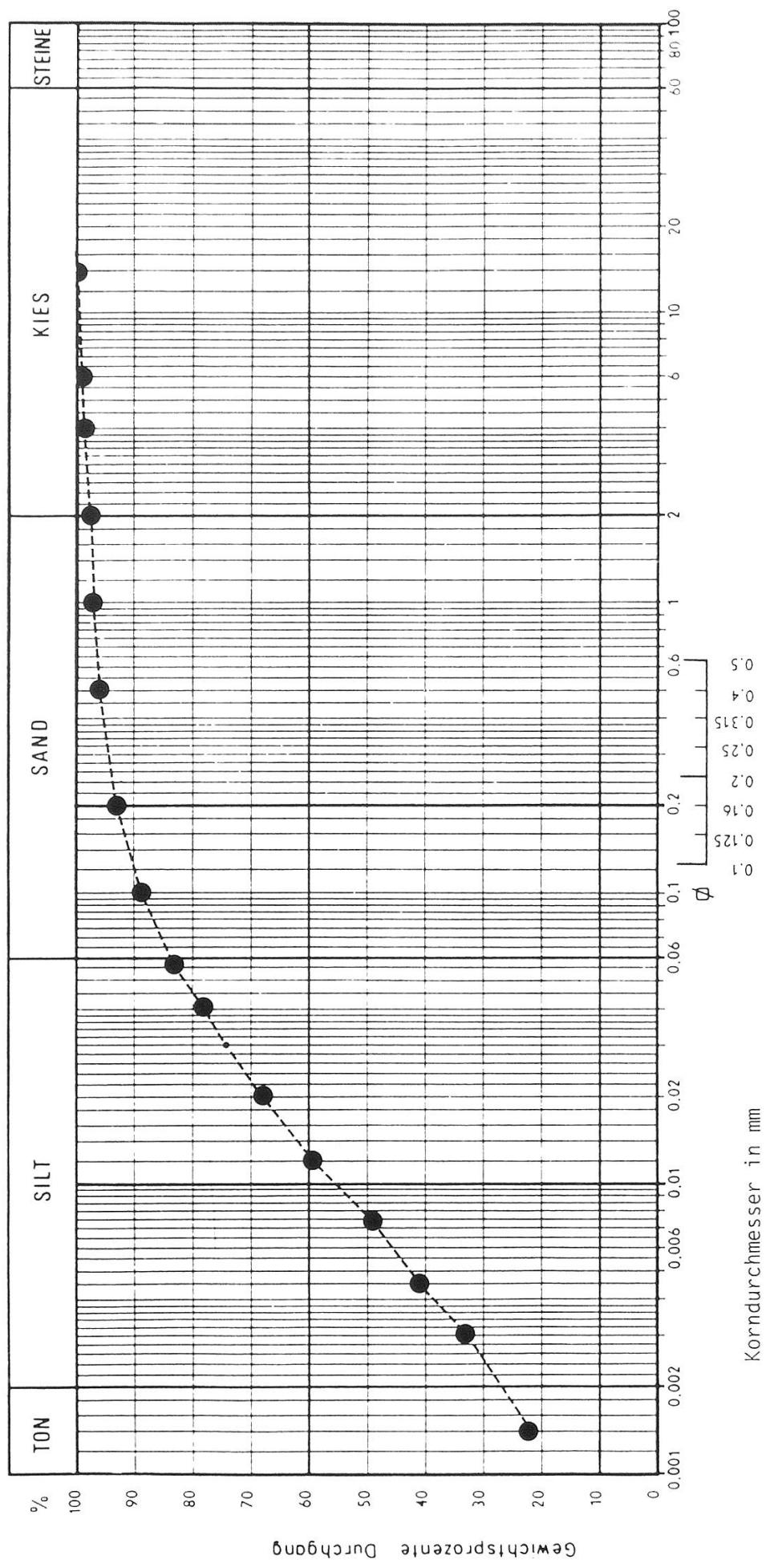


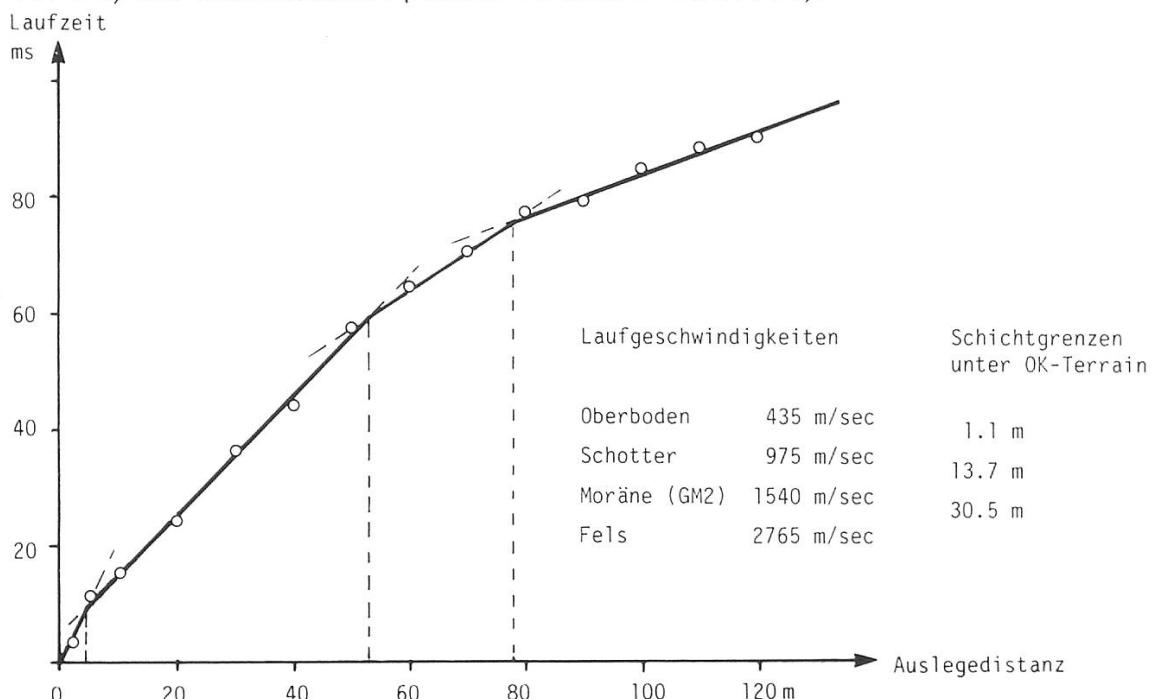
Abb. 22: Korngrößenverteilung der Probe GMCO (Waterlain till).



1. Zirka 5 m *Grundmoräne*, grösstenteils überwachsen, relativ blockreich (viele Findlinge im Bachbett).
2. 5–10 m *Schotter* (teilweise von Schutthalde verdeckt) in 530–540 m ü.M., also etwa entsprechend der Schotter um Hohentannen (vgl. Kap. 5.4.).
3. Zirka 480–530 m ü.M. graue *Schlammoräne* (Waterlain till, vgl. *Dreimanis* 1979), sehr kompakt, bricht in trockenem Zustand entlang Pressstrukturen. Hoher Ton/Silt-Anteil (vgl. Abb. 22), enthält sehr wenige und relativ kleine Steine (die Petrographieprobe (GMCO) musste mangels grösserer Gerölle mit Steinen bis zu einem minimalen Durchmesser von 0,5 cm ergänzt werden).

Die Schichtfolge setzt sich im Hang fort und konnte bei der Kiesgrube Oettlishausen (Koord. 734.300/263.800) mit der Hammerschlagseismik bestätigt werden (vgl. Abb. 23). Schicht 3 sollte der von Hofmann erwähnten grauen Grundmoräne entsprechen. Die Petrographie der Probe (GMCO) weist eine von den übrigen Moränenproben abweichende Zusammensetzung auf (vgl. Kap. 5.5., Abb. 43). Dies ist noch kein Beweis für eine Alterszuordnung im Sinne Hofmanns. Der geringe Kristallinanteil (6%) und die stratigraphische Lage zeigen aber, dass die Schlammoräne mit einiger Wahrscheinlichkeit älter als Würm sein dürfte.

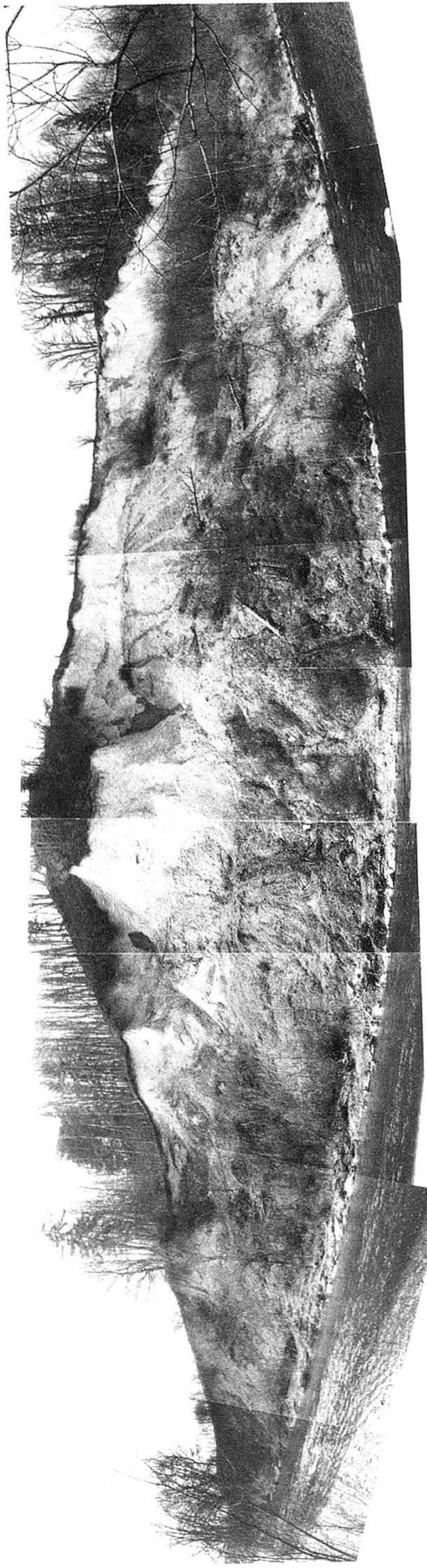
Abb. 23: Resultate der Sondierungen (Refraktionsseismik, Typ Bison 1570C) bei Oettlishausen (Koord. 734.200/263.800).



Sitter-Prallhang Oberegg, Koord. 738.800/263.300

In seinem wesentlichsten Teil zeigt der Aufschluss zuunterst Molassemergel. Von hier aus taucht die Molasseoberfläche gegen Osten und Norden in eine tiefe Senke ab (vgl. Kap. 3, Abb. 6). Seismische Messungen der SEAG und die Tiefbohrung Gottshaus (vgl. Abb. 46 und 47) lassen erkennen, dass die Senke mit Schlammoräne, wechsellagernd mit reinen Seesedimenten, gefüllt ist. Die Wechsellagerungen sind auch bereits im Aufschluss (vgl. Abb. 24) angedeutet: Bis zirka 10 m über dem Sitterniveau stehen Seesedimente an (sehr hart gelagert mit Pressstrukturen).

Abb. 24: Aufschluss Oberegg (Sitterprallhang)



- 1 Grundmoräne
- 2 Schlammoräne
- 3 Seesedimente
- 4 Rutschmasse
- 5 Molassesandstein
- Q Quelle

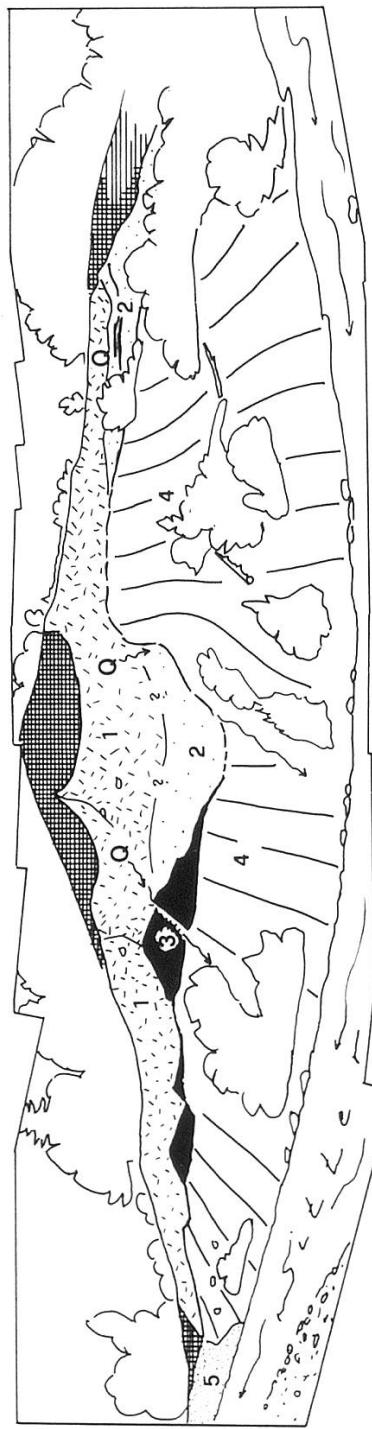
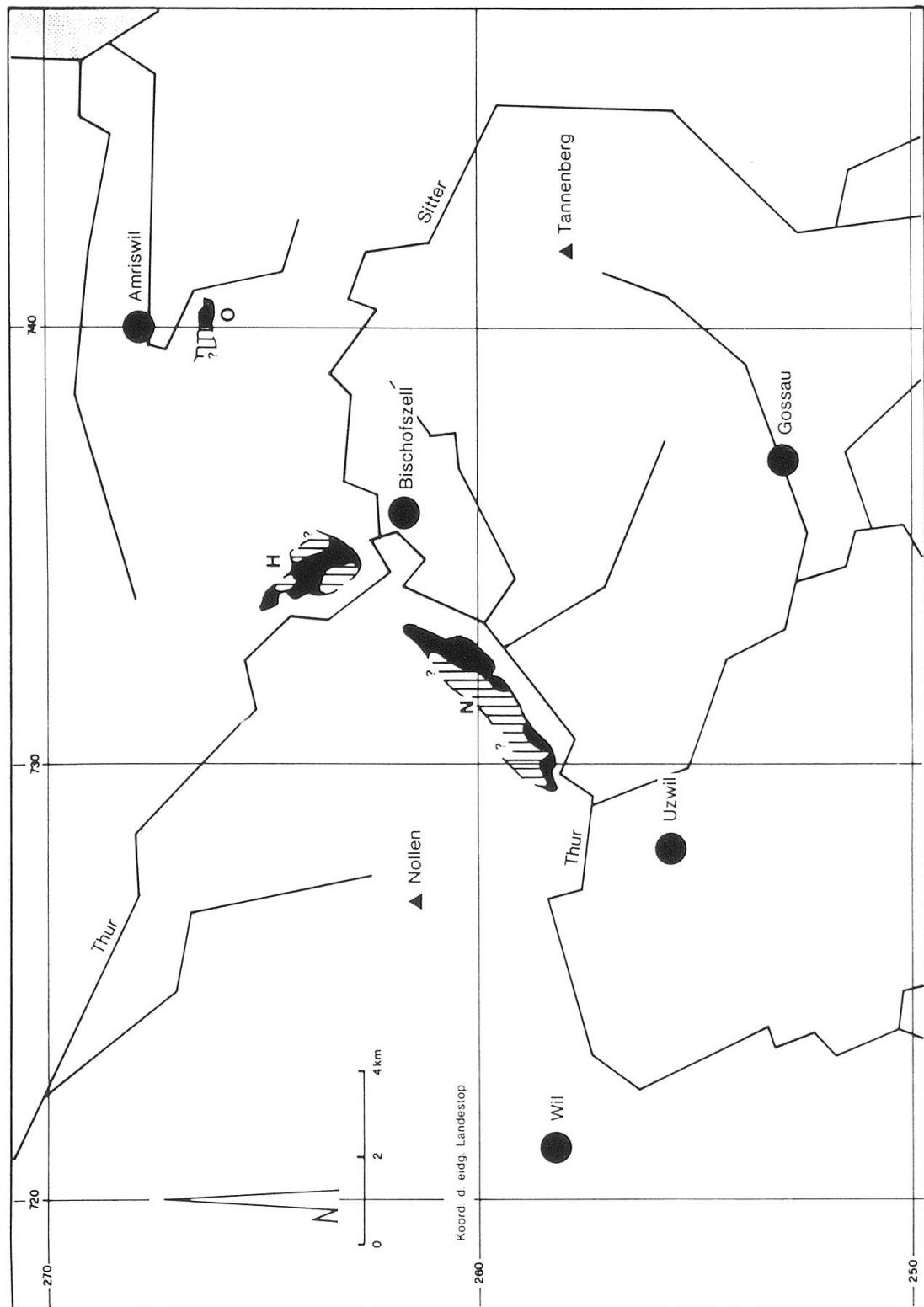


Abb. 25: Verbreitung «Mittlere Schotter».



Sie werden im Hangenden von Schlammmoräne abgelöst. Die Seesedimente bilden die Fortsetzung des Materials, das in der «Altenterrasse» am gegenüberliegenden Sitterufer aufgeschlossen ist. Die Terrasse von Alten kann deshalb nicht als Beleg für einen spätglazialen Sitter-/Thur-Stausee herangezogen werden, wie dies Hantke 1979 und 1980 getan hat (vgl. auch Kap. 5.6.). Der Übergang von der Schlammmoräne zur hangenden Grundmoräne ist fliessend, scheint aber durch einen vage angedeuteten Blockhorizont

mit Wasseraustritten gegeben. Die Proben GMO 1 / 2 wurden dem Schichtaufbau entsprechend in verschiedenen Höhen entnommen (vgl. Abb. 24). Die Ergebnisse zeigen aber keinen signifikanten Unterschied (vgl. Abb. 21 und Kap. 5.5.). Die Einteilung im Sinne von *Hofmann* 1973 – braun-beige Grundmoräne = Würm, graue Schlammoräne = Riss – ist demzufolge nicht haltbar. Beide Proben sind vielmehr eindeutig (vgl. auch Kristallinanteil in Abb. 21 und Tab. 1 Anhang) als letzteiszeitlich zu klassifizieren. Das zeigt aber auch der Vergleich mit anderen würmzeitlichen Moränenproben (vgl. Kap. 5.5., Abb. 43).

5.4 «Mittlere Schotter»

Die in diesem Kapitel behandelten Schottervorkommen sind in der geologischen Karte (*Hofmann* 1973) und in *Hantke* 1980, soweit sie bereits bekannt waren, alle als Vorstossschotter der Würmeiszeit angesprochen und zwar aufgrund ihres Habitus' und ihrer stratigraphischen Lage, d.h.

- alle Vorkommen sind von Grundmoräne bedeckt.
- alle Schotter sehen recht frisch aus und sind nur partiell verkittet (beginnende Kalzitverkittung wahrscheinlich entlang früherer Grundwasserhorizonte).

Die Grobsedimentanalysen zeigen hingegen, dass sich, in bezug auf Geröllpetrographie und Zurundungswerte, zwei Gruppen bilden lassen. Die Vorkommen um Hohentannen unterscheiden sich petrographisch eindeutig von den übrigen Lokalitäten (vgl. Abb. 26):

- Ihr Kristallinanteil ist höher (die unterste Probe aus der Kiesgrube weist mit 34% den höchsten Wert aller bearbeiteten Proben auf).
- Sie enthalten Goldflitter (vgl. *Hofmann* 1981).

Neben dem zum Teil extrem hohen Kristallingehalt scheint besonders das Goldvorkommen ein deutlicher Hinweis auf «Rheingletschertransport» zu sein (vgl. *Hofmann* 1981). Einen weiteren Hinweis in diese Richtung liefert der dominante Amphibolitgneisgehalt, der bei manchen Proben mehr als die Hälfte des Kristallins umfasst.

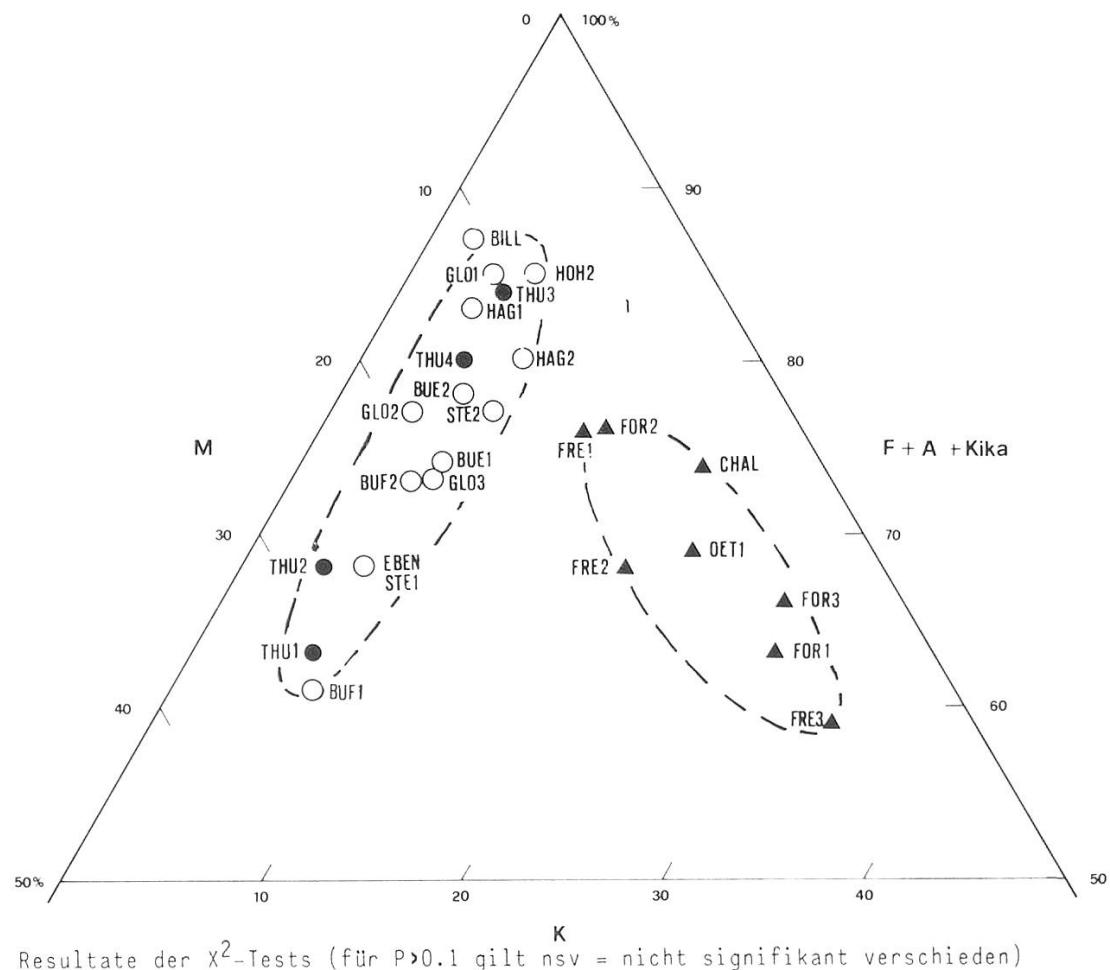
Die übrigen Schotterproben zeigen eine andere Zusammensetzung. Sie sind den aktuellen Thurproben sehr ähnlich – nicht nur in bezug auf die Geröllpetrographie, sondern auch in bezug auf die Zurundungswerte (vgl. Abb. 9 und 27). In Abbildung 28 ist ausserdem zu erkennen, dass diese Schottervorkommen gleichsinnig und annähernd parallel zur heutigen Thur in Richtung Nordosten einfallen.

Die Schotter um Hohentannen

Auf der Hochfläche nördlich von Bischofszell liegt das Dorf Hohentannen (Koord. 734.500 / 263.500). Rund um die Ortschaft befinden sich drei grosse Aufschlüsse:

- Im Südosten die *Kiesgrube Freudenberg*. Ein mächtiger, zeitweilig über 30 m tiefer Aufschluss, im Hang zum Sittertal gelegen. Unter mehreren Metern Grundmoräne ist ein etwa 25 m mächtiger Schotter erschlossen, der, abgesehen von einer wenig ausgeprägten Groblage auf halber Höhe

Abb. 26: Petrographische Zusammensetzung der «Mittleren Schotter».



der Wand, recht homogen aufgebaut ist (vgl. Abb. 29). Unterhalb der Groblage ist der Schotter leicht dunkler gefärbt als im oberen Teil. Im östlichen Bereich der Grubensohle waren die Molassemergel im Liegenden zeitweise aufgeschlossen.

Für die Grobsedimentanalysen wurden drei Proben genommen:

EFE 1: knapp unter der Moräne auf 565 m ü.M.

EFE 2: oberhalb Groblage in der westlichen Grubenhälfte auf 555 m ü.M.

EFE 3: Grubensohle ein Meter ob Fels auf 545 m ü.M.

Abb. 27: Medianwerte der Zi-Proben, Probencode vgl. Tab. 1.

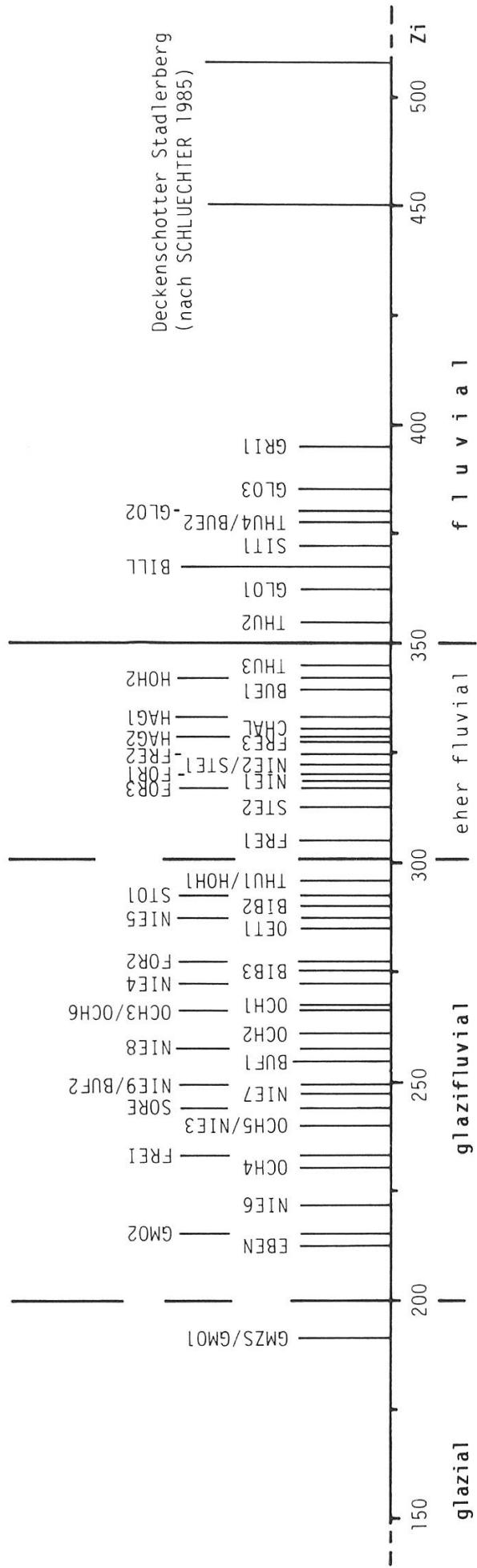


Abb. 28: Profil Wil–Hagenwil, Profilschnitt der Thur folgend (zweifach geknickt).

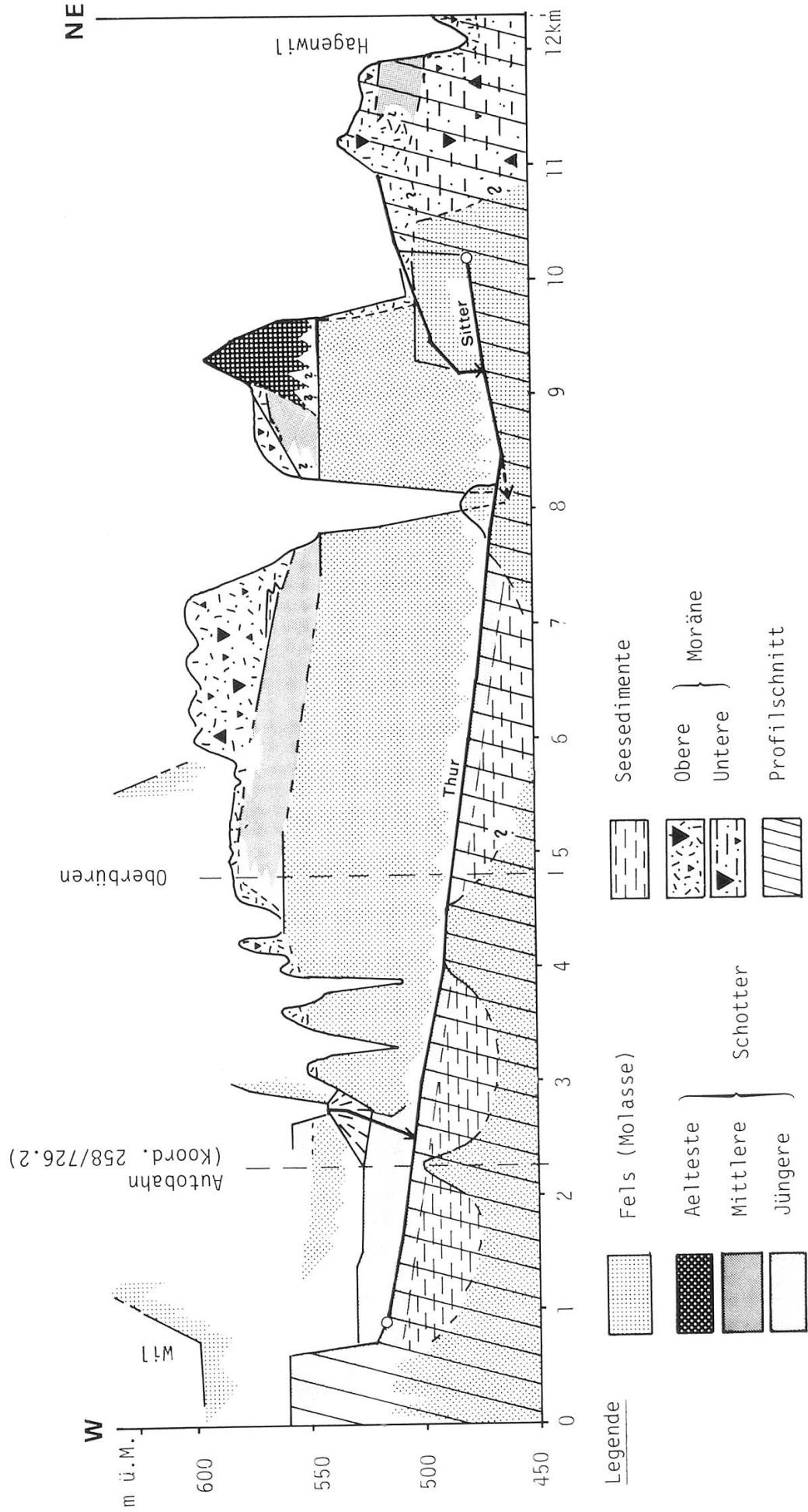
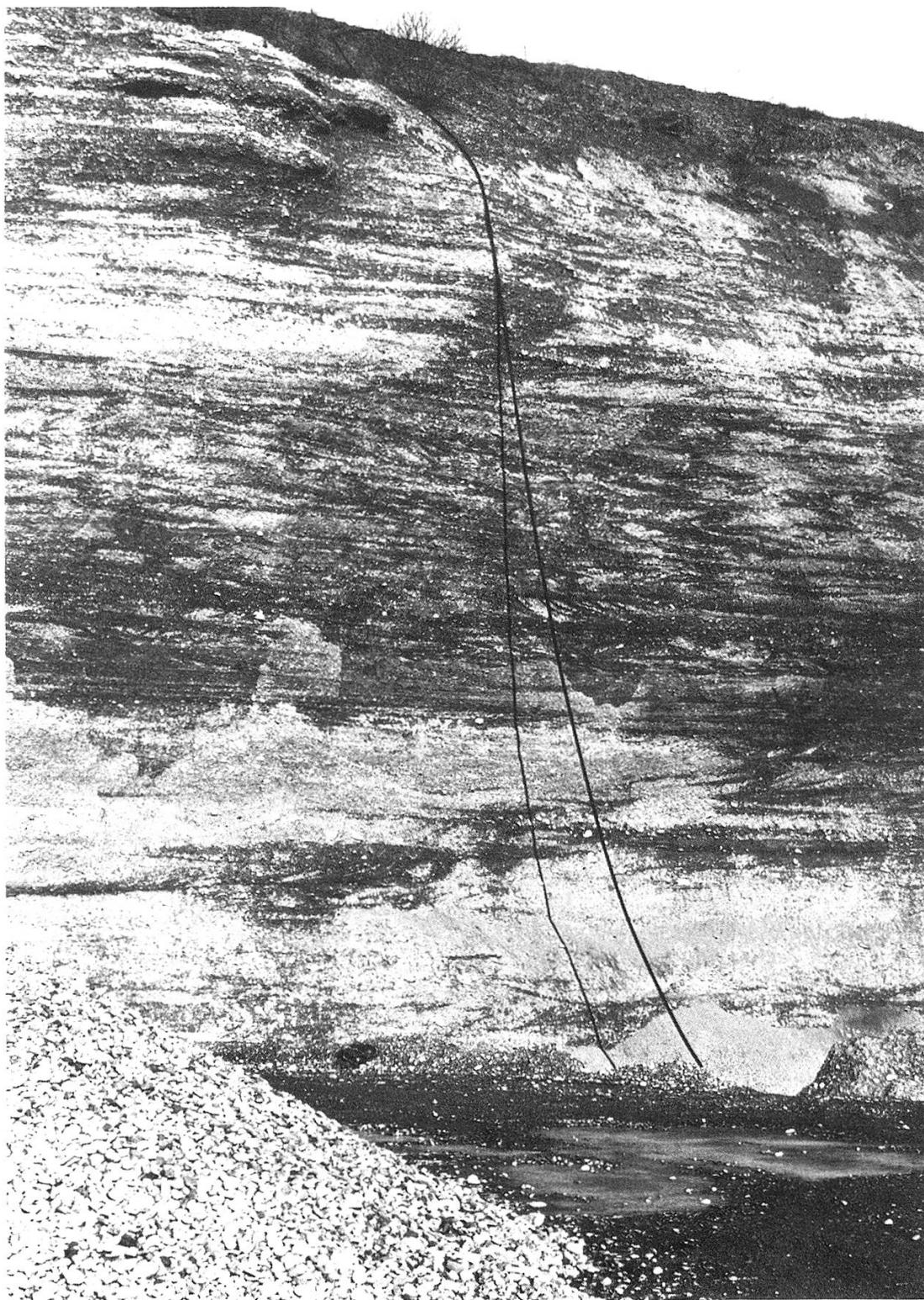


Abb. 29: Kiesgrube Freudenberg, NW-Wand.



– Im Norden die *Kiesgruben Foren und Oettlishausen*, beidseits der Strasse nach Sulgen. Aufbau ähnlich dem Aufschluss Freudenberg (vgl. Abb. 30). Die Groblage im Schotter befindet sich vier Meter über der Grubensohle. In der Grube Oettlishausen sind die oberen Kiesschichten, wie schon in der Kiesgrube Freudenberg, durch Kalzitausfällung zum Teil recht stark verkittet.

Für die Grobsedimentanalysen wurden vier Proben entnommen:

Abb. 30: Kiesgrube Foren, SE-Wand



Auszug aus Schotterprobe:



5,6
Umgelagerte
Schottergerölle
(aus Felsenholz)

1-4
zerquetschte
Gerölle
(Eisdruck?)

- FOR 1: an der Ostwand, knapp unter der Grundmoräne auf 555 m ü.M.
 FOR 2: in der Mitte der Grubenwand, zirka drei Meter über der Groblage auf 555 m ü.M.
 FOR 3: an der Sohle in Grubenmitte auf 543 m ü.M.
 OETL: direkte aus der Groblage auf 547 m ü.M.

Bohrungen und Grobsedimentanalysen zeigen, dass sich alle drei Gruben in ein und demselben Schotterkörper befinden (vgl. Abb. 31).

In Bohrung Nr. H3 wurde in 542 m ü.M. ein zirka 20 cm mächtiger, verbraunter Horizont festgestellt (Höhenlage etwa entsprechend der Groblage in der Kiesgrube Freudenberg). Der fragliche Abschnitt des Bohrkernes wurde von *P. Fitze*, Geographisches Institut UZI, auf den Gehalt an organ. C untersucht. Eine Bodenbildung konnte jedoch nicht nachgewiesen werden.

Dass zwischen den Schottern von Hohentannen und dem Felsenholzschorter keine direkte Verbindung besteht, wurde bereits in Kapitel 5.2. dargelegt. Schotterkomponenten (Gerölle inklusive Matrix), die mit grosser Wahrscheinlichkeit vom Felsenholz stammen, sind in allen drei Gruben sowie im Schotter von Chalchofen (vgl. Kap 5.3.) anzutreffen. Sie belegen, dass der Felsenholzschorter älter ist und zur Zeit der Ablagerung der Schotter um Hohentannen bereits verkittet war. In Probe FRE 2 wurde mit 15 Geröllen (zirka 3%) der höchste Anteil an umgelagerten Schottergeröllen erreicht.

Die Schotter um Hohentannen sind in sich selbst nicht völlig homogen aufgebaut. Sie werden, wie schon oben erwähnt, knapp unterhalb der Aufschlussmitte durch eine Groblage geteilt. Der Kies oberhalb der Groblage enthält weniger kristalline Komponenten als derjenige darunter. Der Rundungsgrad ändert von unten nach oben (vgl. Abb. 32). In der Kiesgrube Foren ist in der obersten Probe wieder eine Zunahme des Kristallingehaltes festzustellen.

Abb. 31: Profil Hohentannen.

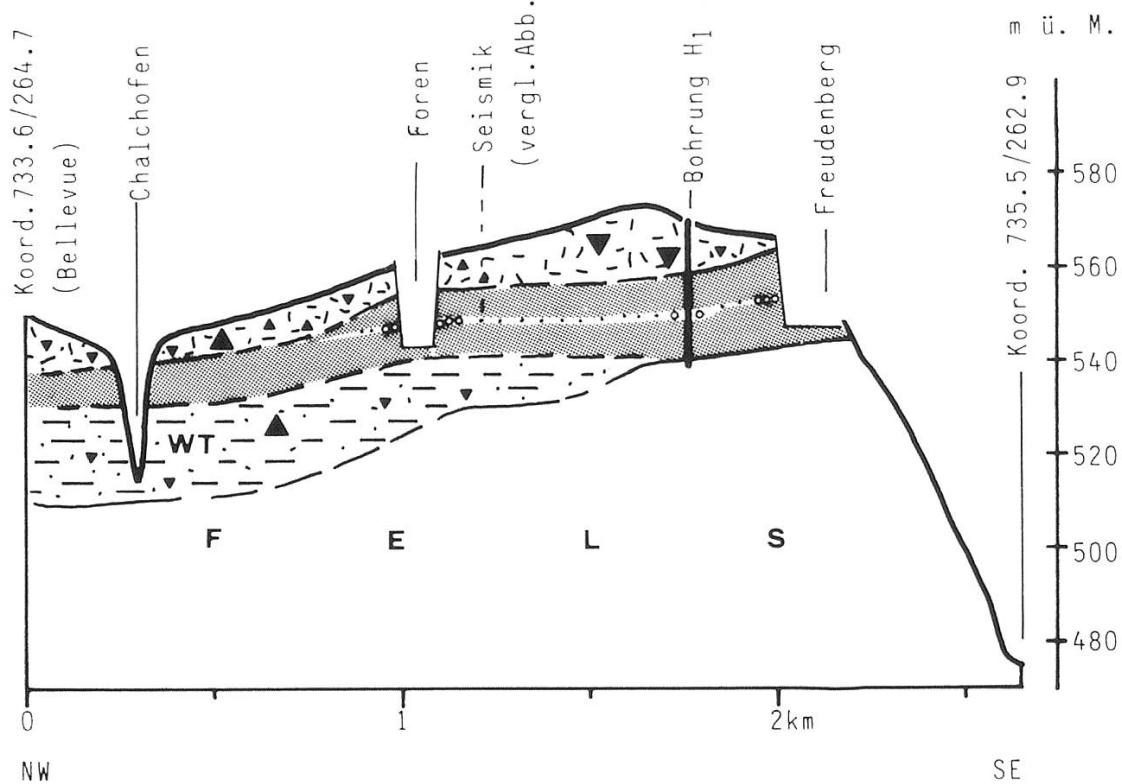


Abb. 32: Kiesgruben Freudenberg, Foren und Oettishausen, Probencode vgl. Tab. 1.

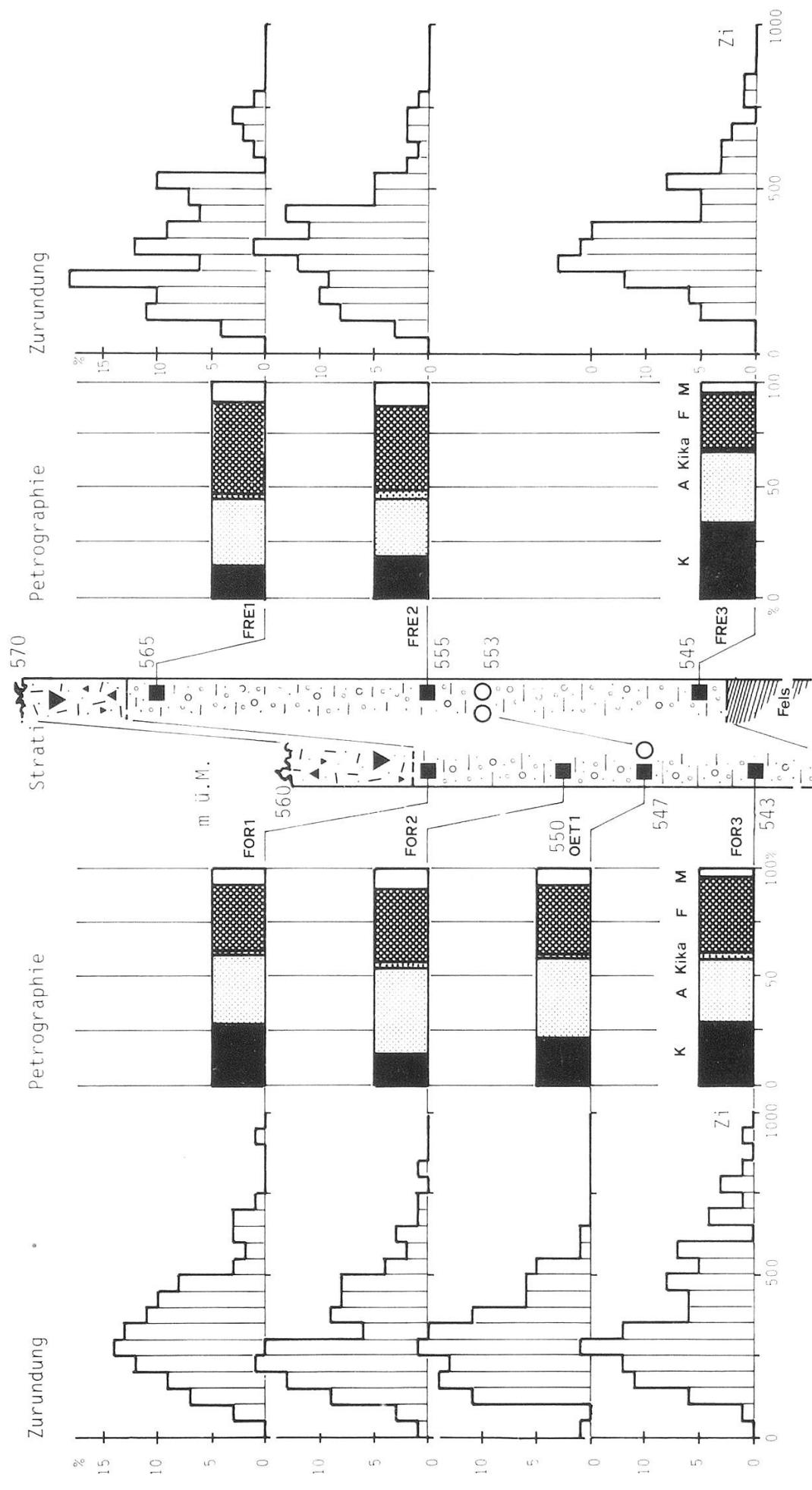
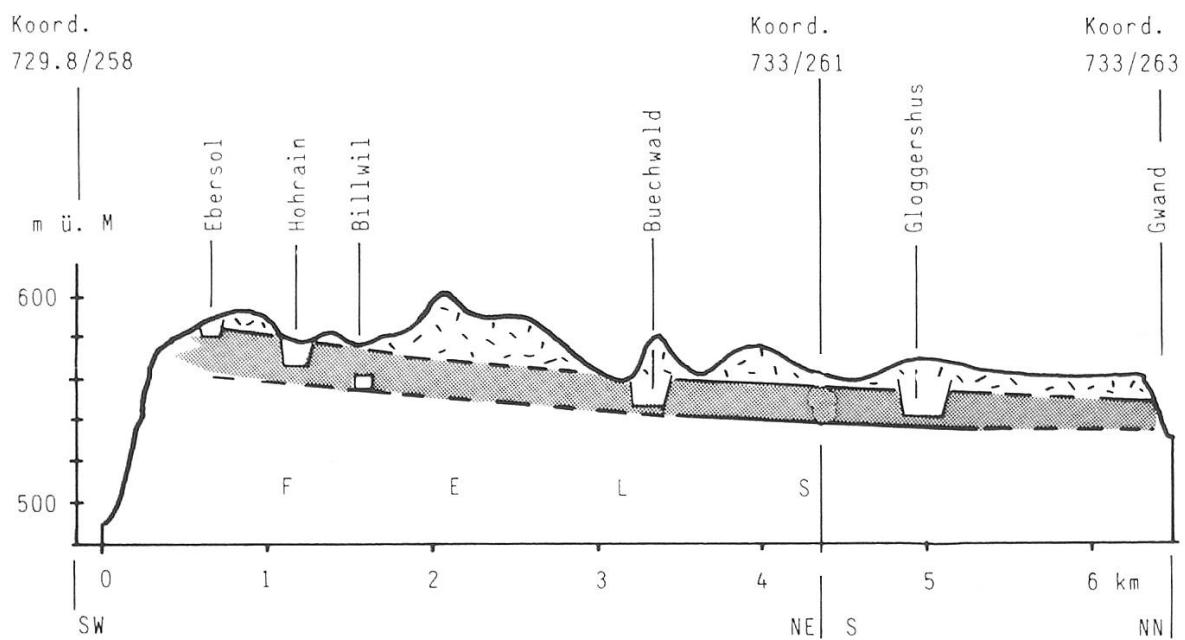


Abb. 33: Profil Niederhelfenschwil.



Die petrographische Zusammensetzung der Proben in Abbildung 32 legt eine Aufteilung des Schotterkörpers in zwei lithostratigraphische Einheiten nahe:

- A: Kiese ob der Groblage: FOR2, FRE1 und 2,
- B: Groblage und Kiese darunter: OETL, FOR3, FRE3, Schotter Chalchofen (vgl. Kap. 5.3.).

FOR 1 dürfte bereits den Übergang zur Moräne im Hangenden bilden.

Die Schotter um Niederhelfenschwil

Anlässlich einer Feldbegehung stiess ich 1978 bei Ebersol (Koord. 730.050/258.250) auf einen kleinen Aufschluss, der sauber gewaschenen Kies enthielt. Es handelte sich um einen Aushub für eine Scheune. Dies ist die westlichste Stelle, (vgl. Profil in Abb. 33) an der der grosse Schotterkörper von Niederhelfenschwil nachgewiesen ist. Weitere Aufschlüsse (von West nach Ost) sind:

- *Kiesgrube Hohrain* (Koord. 730.800/258.700): Nach Aussage eines Traxfahrers setzen sich die Kiese noch bis in eine Tiefe von etwa 8 m fort. Sie reichen somit von zirka 565 m bis 580 m ü.M.
- Etwas weiter östlich, auf zirka 555 m ü.M. befindet sich im Wald an der *Billwiler Hülde* (Koord. 731.050/258.800) eine kleine Schürfung, die ebenfalls Kies enthält. Die petrographische Zusammensetzung ist recht ähnlich derjenigen der Probe HOH2. Sie weist aber sehr wenig Kristallin auf (mit nur 2% der geringste Gehalt aller Schotterproben). Zudem ergibt sich ein auffallendes sekundäres Maximum in der Gruppe 5 der Zi-Werte (vgl. Abb. 35), was auf umgelagertes Material hindeutet. Da die Probe ausserdem höhenmässig am Übergang zur Molasse liegen muss, kann sie durchaus im Sinne von Hofmann 1973 (geologische Karte), als Gehängeschutt gedeutet werden.

Abb. 34: Kiesgrube Hohrain, Probencode vgl. Tab. 1.

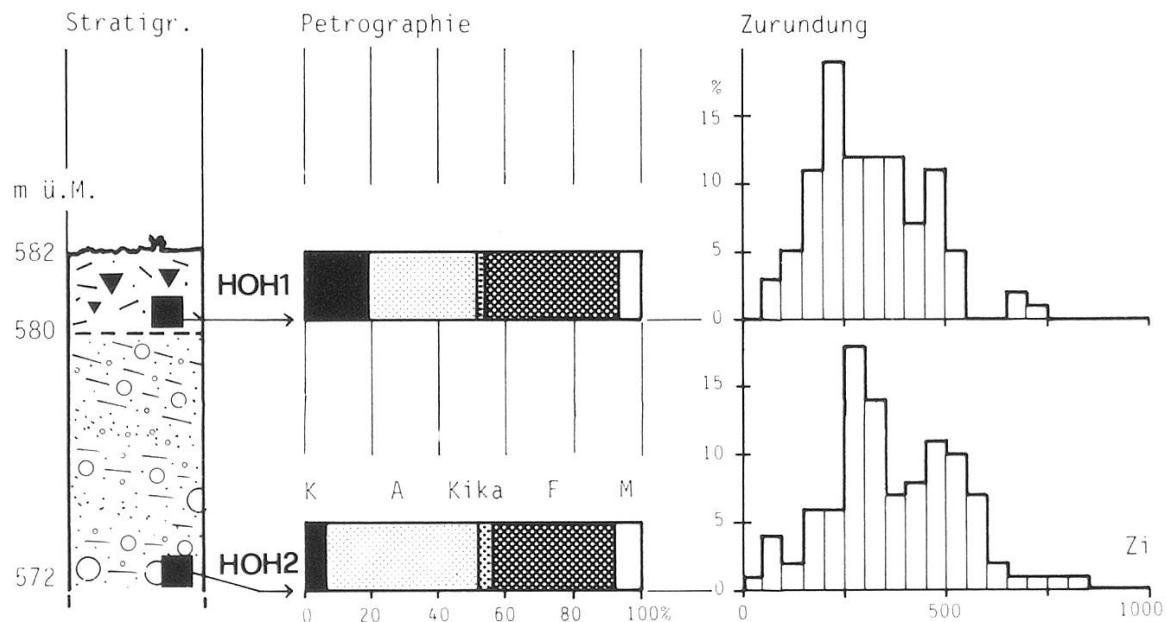
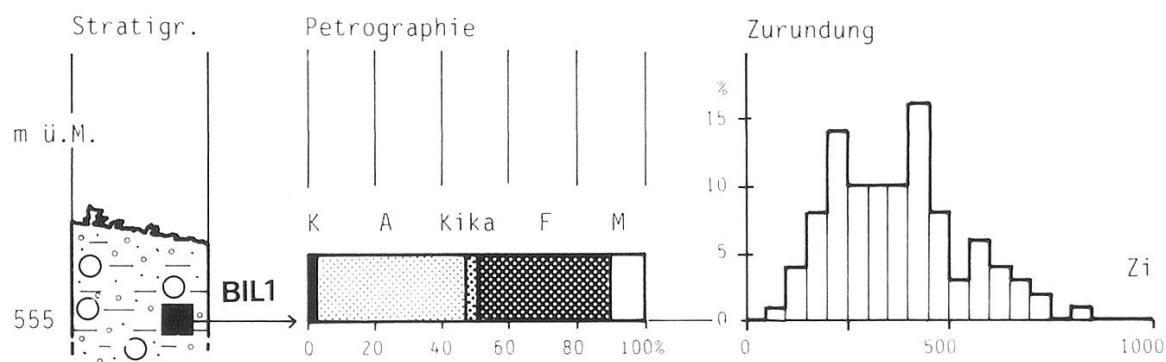


Abb. 35: Aufschluss Billwiler Halden, Probencode vgl. Tab. 1.



- Die beiden Aufschlüsse *Buechwald* (Koord. 732.100/259.850) und *Gloggershus* (Koord. 733.200/261.400) werden zusammen beschrieben, weil durch mehrere Bohrungen erwiesen ist, dass sie in einem zusammenhängenden Schotterkörper liegen. Die Bohrresultate wurden mir in verdankenswerter Weise vom geologischen Büro Büchi und Müller, Frauenfeld, zur Verfügung gestellt. Die Auswertung ist in Form eines Kärtchens in Abbildung 36 dargestellt. Die Aufschlüsse und Probenresultate sind in den Abbildungen 37 und 38 zu finden. Als Besonderheit weist der Aufschluss Gloggershus zwischen der Moräne im Hangenden und dem Schotter im Liegenden noch eine bis zu 2,5 m mächtige Schicht von warvigen Seesedimenten auf (vgl. Abb. 38). Diese werden in Kap. 5.5. ausführlich beschrieben.
- Der nördlichste Aufschluss befindet sich in einem Bachtobel nördlich «Gwand» (Koord. 732.650/262.450). Dort steht auf zirka 545–550 m ü.M. ein siltreiches Schotterband an, das bei einem Kristallinanteil von 5% auch in bezug auf die interne Zusammensetzung der Kristallingruppe (z.B. wenig Amphibolitgneis) mit den Proben von Gloggershus durchaus verglichen werden kann. Außerdem liegt auch hier zwischen Schotter und hangender Grundmoräne ein Band von 2 m mächtigen Seesedimenten.

Abb. 36: Relief der Schotteroberfläche zwischen den Kiesgruben Buechwald (B) und Gloggershus (G). Bohrungen = ●.

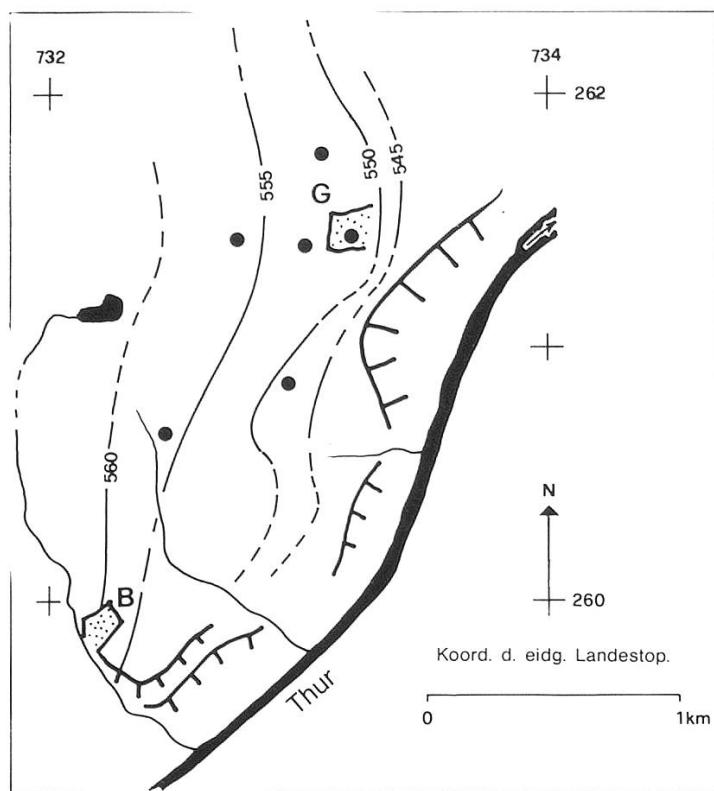
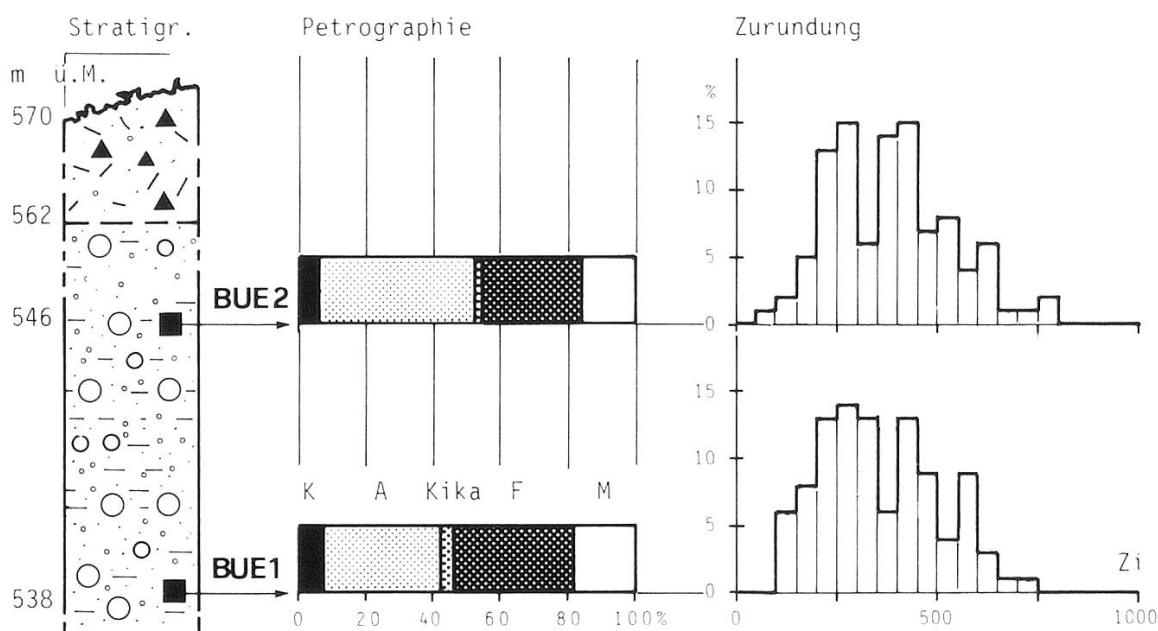


Abb. 37: Kiesgrube Buechwald, Probencode vgl. Tab. 1.



Die Schotter von Oberau bei Hagenwil, (Koord. 740.400/266.500)

Der Aufschluss zeigt eine eindeutige Deltaschichtung, die im Hangenden durch die bis zu 4 m mächtige Grundmoräne des Hochwürms gekappt wird. Innerhalb der Schrägschichten treten Setzungen auf. Ganze Schichtpakete sind — vermutlich durch den Überlagerungsdruck der nachfolgenden Deltaschüttungen — abgesichert und bis zu 3 m tiefer gelegt worden. Eine solche Scherfläche konnte freigelegt und die Kleinstrukturen im Silt/ Sand der dar-

Abb. 38: Kiesgrube Gloggershus, Probencode vgl. Tab. 1.

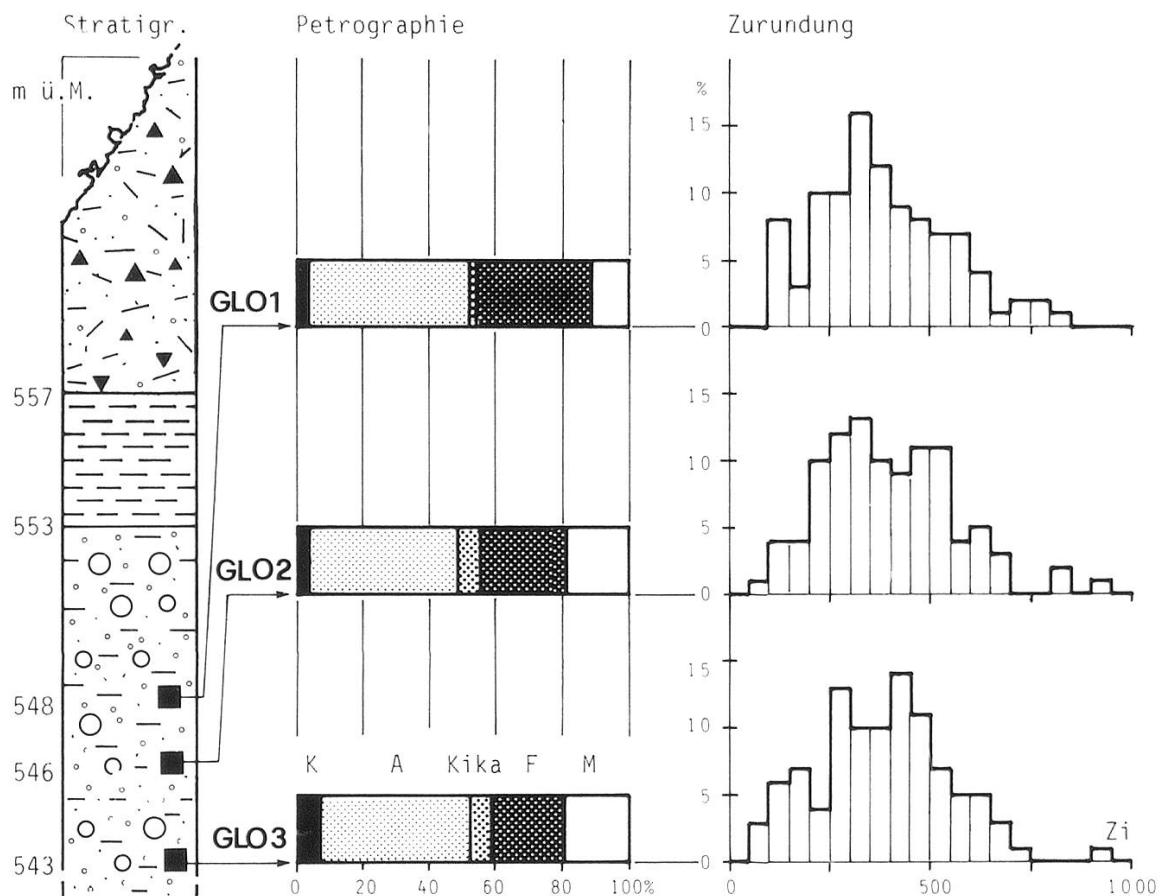
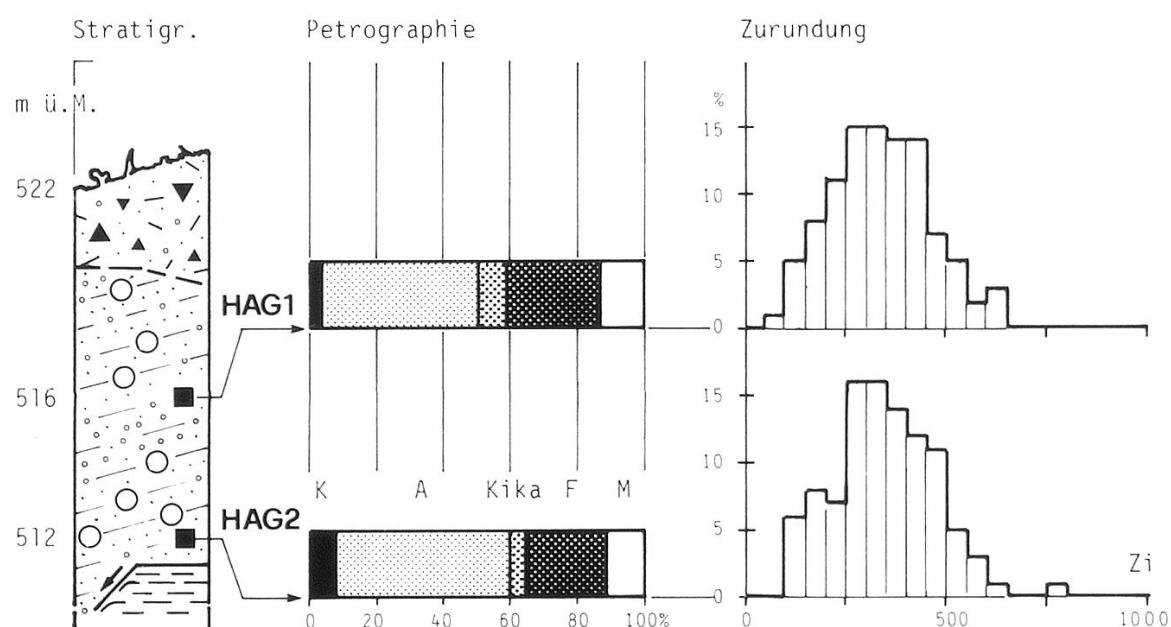


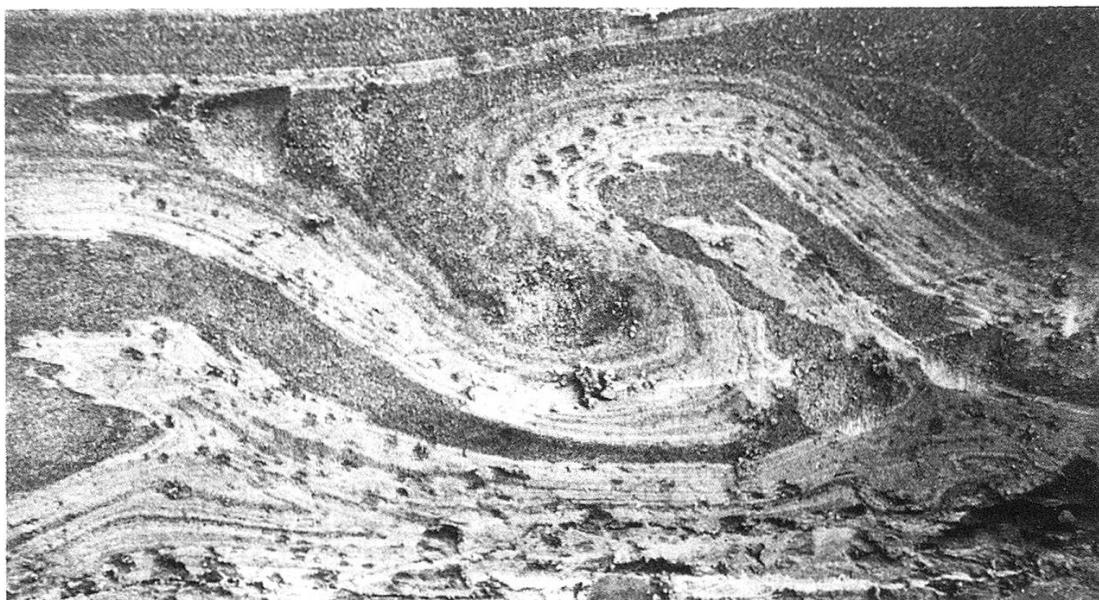
Abb. 39: Kiesgrube Oberau bei Hagenwil, Probencode vgl. Tab. 1.



unterliegenden Seesedimente beobachtet werden. Der leicht seitlich gerichtete Druck führte zu eigentlichen «Minideckenüberschiebungen» der Siltbänder (vgl. Abb. 40).

Die saubere Deltaschichtung, die gute Rundung der Gerölle und die Geomorphologie der Umgebung lassen eine Deutung der Ablagerung als Os im Sinne von Müller 1982 nicht zu.

Abb. 40: Verfärbungen in siltig-sandigen Schichten in der Südwand der Kiesgrube, zirka 8 m unter Terrain, Massstab 1:1.



Der geringe Kristalliningehalt veranlasste *Geiger* 1968 (geol. Karte Weinfelden), den Schotter als Rissablagerung zu deuten. Da die Schüttung, wie auch *Müller* 1982 erwähnt, aus SW erfolgte, muss es sich bei den Deltaablagerungen um Schüttungen eines Thur/Sitter-Systems in einen vermutlich eisgestauten See handeln. So erklärt sich auch der geringe Anteil an Kristallingeröllen. Petrographisch ist diese Zuordnung durchaus möglich (vgl. Abb. 39 und 26). Da auch die aktuellen Thurproben ähnliche Geröllspektren aufweisen, ist eine zeitliche Einordnung im Sinne von *Geiger* 1968 abzulehnen. Vielmehr kann gezeigt werden (vgl. unten und Kap. 5.8.), dass sich die Deltaablagerungen von Oberau zwangslos in das würmzeitliche Geschehen einordnen lassen.

Interpretation

Wie bereits eingangs erwähnt, müssen die oben beschriebenen Schottervorkommen geröllpetrographisch verschiedenen Faziesbereichen zugeordnet werden. (vgl. Abb. 26):

- Die Schotter um *Hohentannen* sind, zumindest im tieferen Bereich, als Sander eines Bodensee-Rhein-Gletschers zu betrachten. Geröllpetrographie und Goldgehalt sind eindeutige Belege.
- Die Schotter um *Niederhelfenschwil* und *Hagenwil* unterscheiden sich deutlich von den unteren Schottern, etwas weniger klar von den oberen Schottern von Hohentannen. Kein signifikanter Unterschied besteht zu den aktuellen Thurproben THU3 und 4 (vgl. Abb. 26).

Allen Schottern gemeinsam ist die stratigraphische Lage im Liegenden der Grundmoräne des Hochwürms und das relativ frische Aussehen. Überall können partielle Verkittungen vorkommen.

Die gemeinsamen Merkmale weisen m.E. darauf hin, dass kein grosser zeitlicher Unterschied in der Ablagerung der «Mittleren Schotter» besteht. Die geröllpetrographische Verschiedenheit lässt sich am leichtesten durch geographisch – nicht zeitlich – verschiedene Einzugsgebiete der Schüttungen erklären.

Auch während der Kaltzeiten waren die Einzugsgebiete von Sitter und Thur für den Raum Bischofszell von Bedeutung. Gerade bei rasch ablaufenden Abkühlungen dürften die regionalen Gletscher des Appenzellerlandes zusammen mit ihren Schmelzwässern in den Anfangsphasen das Geschehen in der Nordostschweiz grundlegend mitgeprägt haben, da sie bedeutend schneller in die Regionen zwischen St. Gallen und Wil vorstossen konnten, als dies für den Bodensee-Rhein-Gletscher der Fall war. Diese Behauptung kann mit drei grundsätzlichen Überlegungen untermauert werden:

1. Messungen an den aktuellen Gletschern der Schweiz zeigen, dass grosse Gletscher langsamer auf Klimaschwankungen reagieren als kleine.
2. Während die Alpstein-Gletscher sich nur talabwärts bewegen mussten, war der Rheingletscher gezwungen, zuerst das Bodenseebecken aufzufüllen, bevor er die umliegenden Regionen überfluten konnte.
3. Die Alpenrandlage in Kombination mit der vorwiegenden Nordwestexposition der Hänge führt im Gebiet des Alpsteins zu grösseren Niederschlagsmengen als im inneralpinen Bereich. Diese Ungleichheiten in der Verteilung des Niederschlages dürften auch während der Kaltzeiten Bestand gehabt haben. Neuere Arbeiten von *Kerschner* und *Gross* et al. 1978 zeigen z.B. für das Egesenstadium Unterschiede in der Schneegrenzdepression von über 100 m beim Vergleich von inneralpinen Gebieten mit den Regionen der Alpennordflanke.

Aus diesen speziellen regionalen Gegebenheiten heraus ist es naheliegend, dass ein zu einseitiges Interpretieren der Geröllpetrographie zu Fehlschlüssen in der Stratigraphie führen muss! Ein geringerer Anteil an kristallinen Komponenten darf in meinem Arbeitsgebiet nicht zwangsläufig zu einer Zuordnung der betreffenden Ablagerung zur prä-Würm- oder gar Deckenschotter-Fazies führen. Vielmehr ist in jedem einzelnen Fall zu prüfen, ob nicht eine regionale, aus dem Thur- oder Sittergebiet stammende Schüttung eine Herabsetzung des Kristallinanteils verursachte.

Vor diesem Hintergrund betrachtet, können die Ablagerungen der «Mittleren Schotter» folgendermassen interpretiert werden (Landschaftsgenese (vgl. Kap. 5.8.):

1. Wie die petrographische Zusammensetzung zeigt, gehören die Ablagerungen zwei voneinander verschiedenen Schüttungen an: einer Bodensee-Rheingletscherschüttung (Hohentannen) einerseits und einer Thorschüttung (Niederhelfenschwil, Hagenwil) andererseits (vgl. Abb. 71 und 72, Kap. 5.8.).
2. Die Lage der «Mittleren Schotter» hoch über dem heutigen Thurtal ist nur epigenetisch erklärbar: Das Becken von Niederbüren muss durch frühere Ereignisse (Ablagerung des Bischofsberger Schotters? Vgl. Kap. 5.8.) vollständig verfüllt worden sein.
3. Die topographische Lage zeigt, dass beide Schüttungen mehr oder weniger gleichzeitig abgelagert wurden. Im Raum nordwestlich von Bischofszell (unweit der Kiesgrube Gloggershus) dürften beide Schüttungen ineinander gemündet sein und sich zum Teil vermischt haben. Als Beleg dienen Proben aus der Kiesgrube von Gloggershus, die im Unterschied zu den Proben von Buechwald und Hohrain einige Amphibolitgerölle enthalten.
4. Die lithostratigraphische Lage im Liegenden von GM1 und der Umstand, dass am Übergang von den «Mittleren Schottern» zu GM1 an keiner der Lo-

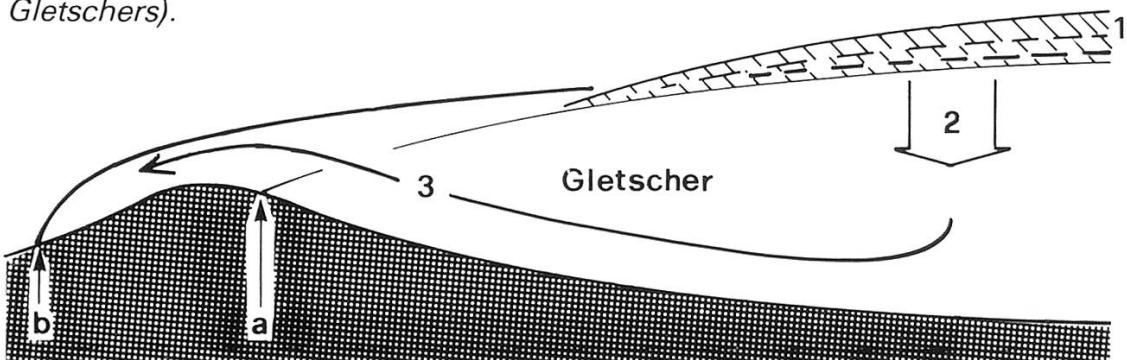
kalitäten und in keiner der Bohrungen ein Hinweis auf eine Bodenbildung gefunden werden konnte, sprechen dafür, dass die «Mittleren Schotter» zeitlich sehr eng mit dem letzten grossen Eisvorstoss in Zusammenhang stehen. Sie sind somit im weitesten Sinne als Vorstossschotter der Hochwürmvereisung anzusprechen.

5. Eine Groblage auf halber Höhe des Schotterkörpers von Hohentannen zeigt, dass zumindest dieser Teil der «Mittleren Schotter» nicht kontinuierlich abgelagert wurde. Ähnlich wie im Sander des Rafzer Feldes (vgl. W. A. Keller 1977) kann die Groblage als Erosionsphase in Zusammenhang mit einem kurzfristigen Abschmelzen des Bodensee-Rhein-Gletschers gesehen werden. Dies belegt, dass der hochwürmzeitliche Eisaufbau in Phasen erfolgte.

6. Die Klimaverschlechterung, die den eigentlichen Hochwürmvorstoss auslöste, muss sehr markant gewesen sein. Sie führte zu einem raschen Anwachsen der regionalen Gletscher des Alpsteingebietes und damit im Bereich von Hohentannen zu einem leichten Überwiegen von Thur- und Sittermaterial (obere Schotter von Hohentannen). Bei anhaltender Klima-Ungunst (Schneegrenze zeitweise unter 1000 m ü.M.) kämen Teile des Bodensee-Rhein-Gletschers bereits ins Akkumulationsgebiet zu liegen. Dies hätte eine starke Auflast im zentralen Beckenteil der Bodenseevorlandvereisung bewirkt. Beim Überschreiten einer gewissen Druckgrenze wird eine ruckartige Ausgleichsbewegung des Eiskörpers ausgelöst, was in den Randzonen des Vereisungsgebietes katastrophenartige Gletscherausbrüche – sogenannte Surges – zur Folge haben kann (vgl. Abb. 41).

Ein Surge wäre eine mögliche Erklärung für den direkten Übergang von den relativ stark mit Thur/ Sitter-Material beeinflussten Schottern (obere Schotter von Hohentannen) zur Grundmoräne des Bodensee-Rheingletschers. Das heisst der Gletscher stiess so schnell vor, dass sich ein randliches Entwässerungssystem gar nicht mehr bilden konnte. Solche Gletscherausbrüche sind bei grösseren Vorlandvereisungen durchaus nichts Aussergewöhnliches. Lagerlund 1980 erklärt z.B. auf ähnliche Weise den letzten grossen Eisvorstoss in Dänemark/ Südschweden, das sogenannte Südosteis.

Abb. 41: Möglicher Ablauf eines Surges (Profil längs Fliessrichtung des Gletschers).



1 Rasche Akkumulation im zentralen Teil der Vorlandvereisung.

2 Druck durch zusätzliche Auflast infolge von 1.

3 Ruckartige Entlastungsbewegung führt eisrandlich zu einem katastrophenartigen Gletscherausbruch (= Surge). Dadurch wird das durch 1 übersteilte Gefälle der Gletscheroberfläche wieder abgeflacht.

a Eisrandlage vor Surge (z.B. «Bodenseestadial»).

b Eisrandlage nach Surge.

5.5. Kaltzeitliche Seesedimente und «Obere Moräne», GM1

Die Seesedimente von Gloggershus (vgl. Kap. 5.4.) sind eindeutig kaltzeitlich. Sie stellen somit den direkten Übergang zur Grundmoräne im Hangenden dar. Dies konnte durch palynologische Untersuchungen (U. Groner, Geographisches Institut UZI) eindeutig nachgewiesen werden. Die Pollenspektren unterscheiden sich nicht wesentlich von denen der Sedimente des Eisstausees, der beim Eisabbau im Thurtal entstand (vgl. Kap. 5.6.). Hier wie dort ist der Blütenstaub vermutlich in erster Linie aus anderen Sedimenten umgelagert worden. In beiden Fällen scheint die nähere Umgebung der Seen zur Sedimentationszeit praktisch vegetationslos gewesen zu sein.

U. Groner: «Es sind nur wenige, in der Regel schlecht erhaltene Palynomorphe gefunden worden. Die Präparate enthalten zudem relativ viel mittel- bis feinkörnigen schwarzen Detritus. Obschon die Proben aus Profilen mit unterschiedlicher Höhenlage, Stratigraphie usw. stammen, sind doch ziemlich ähnliche Mikroflore darin festzustellen. Neben Spätglazial-Vertretern (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Betula*, *Pinus*) und eher Thermophilen (*Picea*, *Alnus*, *Tilia*) sind verschiedene Präquartär-Typen vorhanden.

Profil Oberbüren: *Plicatella*-Typ, *Cicatricosisporites*, *Classopollis*, 1 *Juglandaceen*-Typ.

Profil Gloggershus: *Leiotriletes*, *Baculatisporites*, *Plicatella*, *Cicatricosisporites*, *Densosporites*; *Normapolles* indet.; triporate Juglandaceen; Dinoflagellaten-Zysten (*Chatangiella*, *Cometodinium?* *Cyclonephelium*, *Deflandrea?*, *Spiniferites cingulatus*, *Spiniferites* sp.).

Die hier und auch im Profil Bergwiesen vorhandenen Präquartär-Formen (insbesondere die Tertiär-Typen!) müssen vom Gletscher aus der in der Region anstehenden Molasse (OSM) bzw. aus älteren Glazialsedimenten aufgearbeitet worden sein. Dieser Befund passt gut zu den Ergebnissen der röntgenspektrographischen Untersuchungen (vgl. Kap. 2.) und zu den von *Gasser* und *Nabholz* 1969 und *Peters* 1969 gemachten Feststellungen, dass Sand- und Tonfraktion von pleistozänen Sedimenten im Mittelland zum grössten Teil aus dem Molasseuntergrund stammen. Da schon in den Molassesedimenten selbst umgelagerte Palynomorphe, v.a. aus der Oberkreide, häufig vorkommen (*Hochuli* 1978 und 1983), liegt es auf der Hand, dass nicht nur die Tertiär-Vertreter, sondern auch die älteren Formen aus diesen Ablagerungen stammen. Die vorliegenden Mischspektren lassen eine weitere Auswertung nicht zu.»

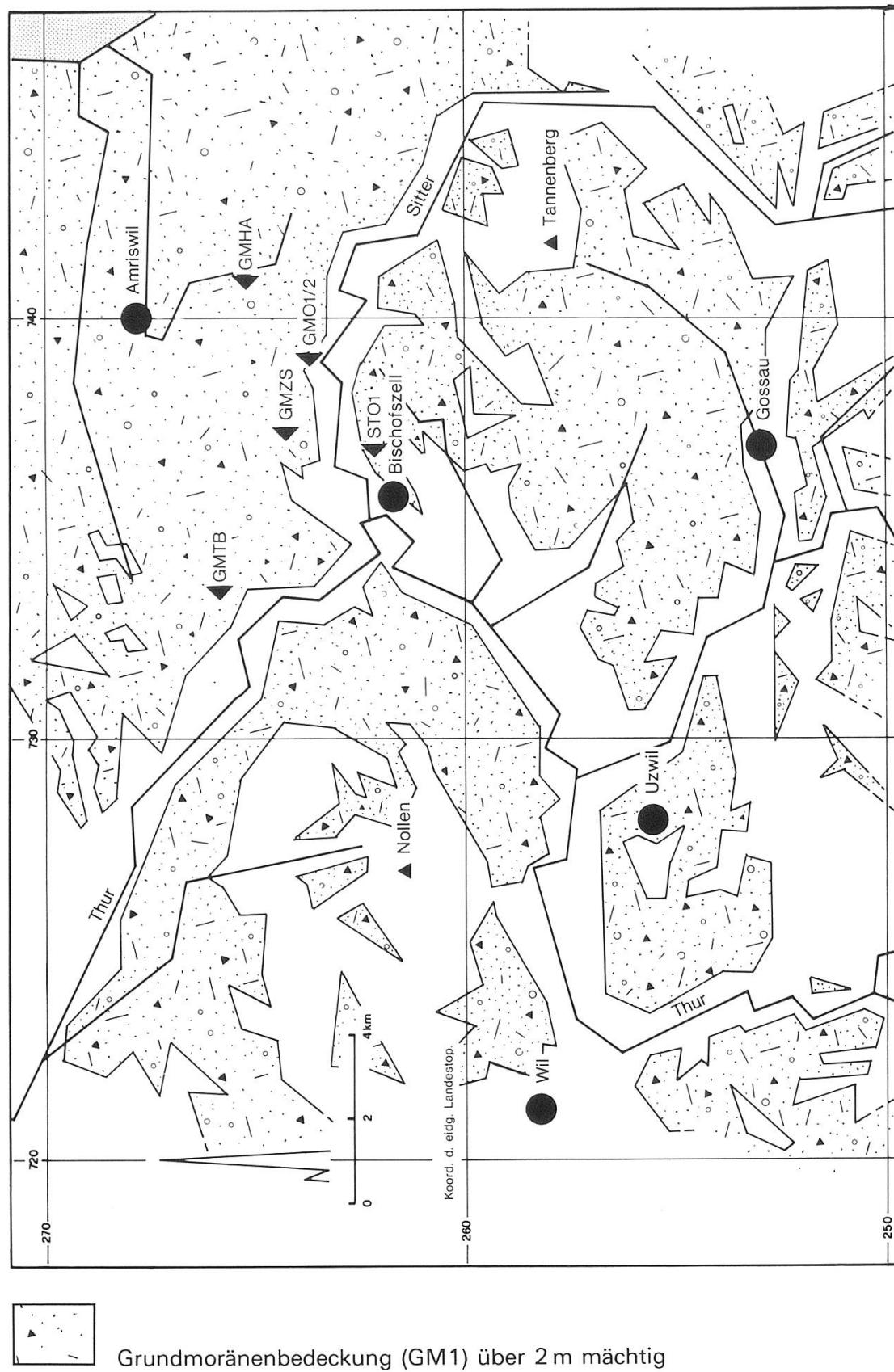
Die Seeablagerungen sind an beiden Lokalitäten gebändert. Im Falle des Oberbürer Sees wurden die Warven ausgemessen und die Ergebnisse in Abbildung 53 aufgezeichnet.

Die Grundmoräne des letzten grossen Eisvorstosses, wie sie im Hangenden der Seesedimente von Gloggershus auftritt, ist – in unterschiedlicher Mächtigkeit – praktisch über das ganze Arbeitsgebiet verbreitet (vgl. Abb. 42). Auch die höchste Erhebung der Region, der Tannenberg (903 m ü.M.) wurde noch vom Eis bedeckt.

In Ergänzung zu den Schotterproben wurden an verschiedenen Lokalitäten auch Moränenproben für Grobsedimentanalysen entnommen (vgl. Abb. 42 und 43):

GMTB: Koord. 733.200 / 265.600, 490 m ü.M., aus Prallhang des Tülenbaches, typisches Grundmoränenmaterial, Matrixfarbe: beigebraun.

Abb. 42: Verbreitung von GM1



GMZS: Koord. 736.800/263.700, 486 m ü.M., aus Prallhang des Rötelbaches: Grundmoränenmaterial, relativ siltreich, Farbe der Matrix: graublau.

GMHA: Koord. 740.600/265.800, 500 m ü.M., Aushub für Scheunenbau in Hagenwil. Grundmoränenmaterial relativ siltreich, graublau, entlang Klüften und Wurzelkanälen verbraunt! Darüber 1,5 m Ablationsschutt mit Findlingen (vgl. Abb. 44), die teilweise in die Grundmoräne eingesunken sind:

- 1 Seewerkalk zirka $4 \times 1 \times 1,5$ m
- 1 Seewerkalk zirka $1 \times 1 \times 0,8$ m
- 1 Flyschsandstein zirka $1 \times 1 \times 0,8$ m

GM01: Koord. 738.850/263.250, 525 m ü.M., Sitterprallhang, relativ geröllreiche Schlammoräne (ähnlich GMHA), Matrix graublau (wo frisch freigelegt) bis beigebraun. Enthält sehr schöne, gekritzte Geschiebe (vgl. Abb. 45).

GMO2: Selbe Lokalität, 500 m ü.M., eindeutige Schlammoräne (WT).

FREI: Koord. 740.850/260.800, 584 m ü.M., kleiner Aufschluss in Drumlin, siltig-sandig mit grobem Kies (randglazial?).

Der Aufschluss GMHA zeigt, dass die Moränenmatrix ursprünglich eine graublaue Farbe aufwies und erst nachträglich durch die Einwirkung der Bodenbildung verbraunt. Auch am Prallhang bei Oberegg (GMO) zeigt sich, dass nur die frisch freigelegten Stellen graublau gefärbt sind. Schon nach kurzer Zeit (einige Wochen bis Monate) tritt aber eine Verbraunung ein. Es dürfte

Abb. 43: Petrographische Zusammensetzung der Grundmoränenproben.

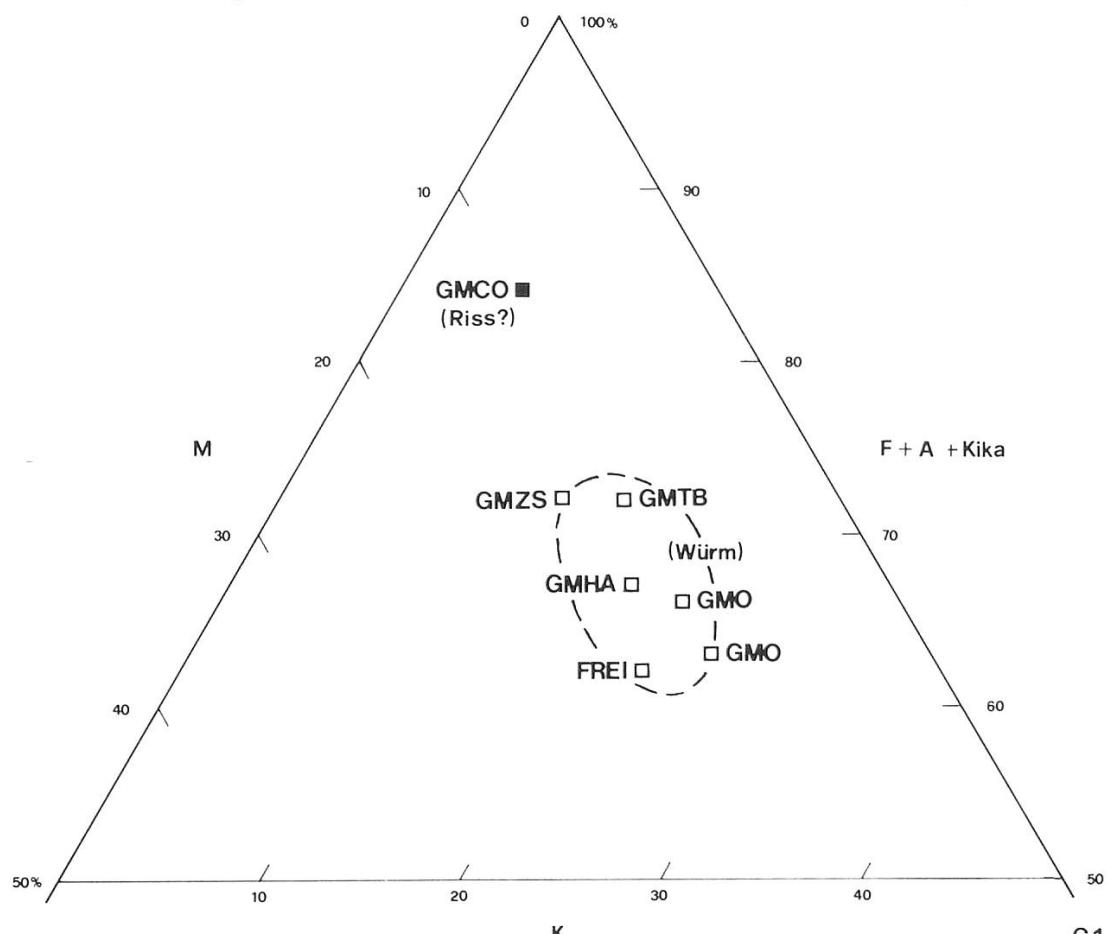
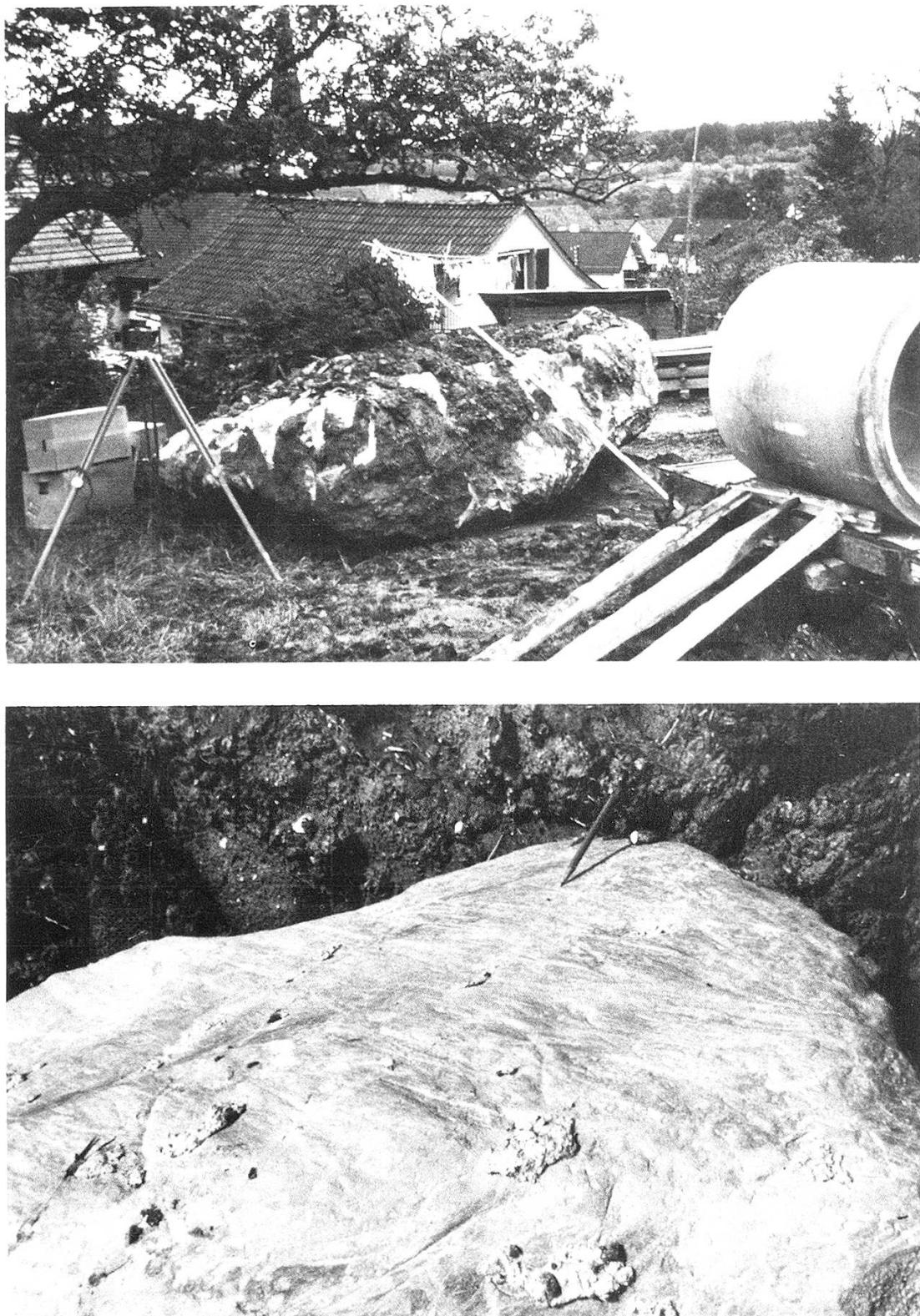


Abb. 44: Findlinge aus einem Grundmoränenauftschluss (Probe GMHA) bei Hagenwil.



sich dabei um einen Oxidationsprozess an vor allem eisenhaltigen Mineralien handeln. Wie schon in Kapitel 5.3. dargelegt wurde, ist deshalb eine stratigraphische Einordnung aufgrund der Matrixfarbe abzulehnen.

Nach *Hofmann 1973* und *Hantke* sollte die Probe GMO2 im Material einer Rissmoräne liegen. Lithostratigraphie und Geröllpetrographie widersprechen aber einer solchen Einordnung (vgl. Kap. 5.3.).

Abb. 45: Gekritzte Geschiebe aus der Probe GMO1.



Die Bohrung bei Gottshaus (vgl. Abb. 46) und ein seismisches Profil der SEAG (vgl. Abb. 47 im Anhang) zeigen, dass es sich beim WT um sehr mächtige Ablagerungen handelt. Eigene seismische Messungen zwischen Alten und Tobelmühle (Koord. 739.150 / 262.600 bis 739.500 / 262.300) erreichten den Fels in zirka 70 m Tiefe immer noch nicht. Das Material variiert in Dichte und Korngrössenverteilung recht stark (vgl. Abb. 46): Von typischer Grundmoräne bis zu reinen Seesedimenten sind alle Übergänge vorhanden. Es ist bei derart grossen Mächtigkeiten durchaus möglich, dass in den tiefer gelegenen Schichten auch ältere Ablagerungen enthalten sind.

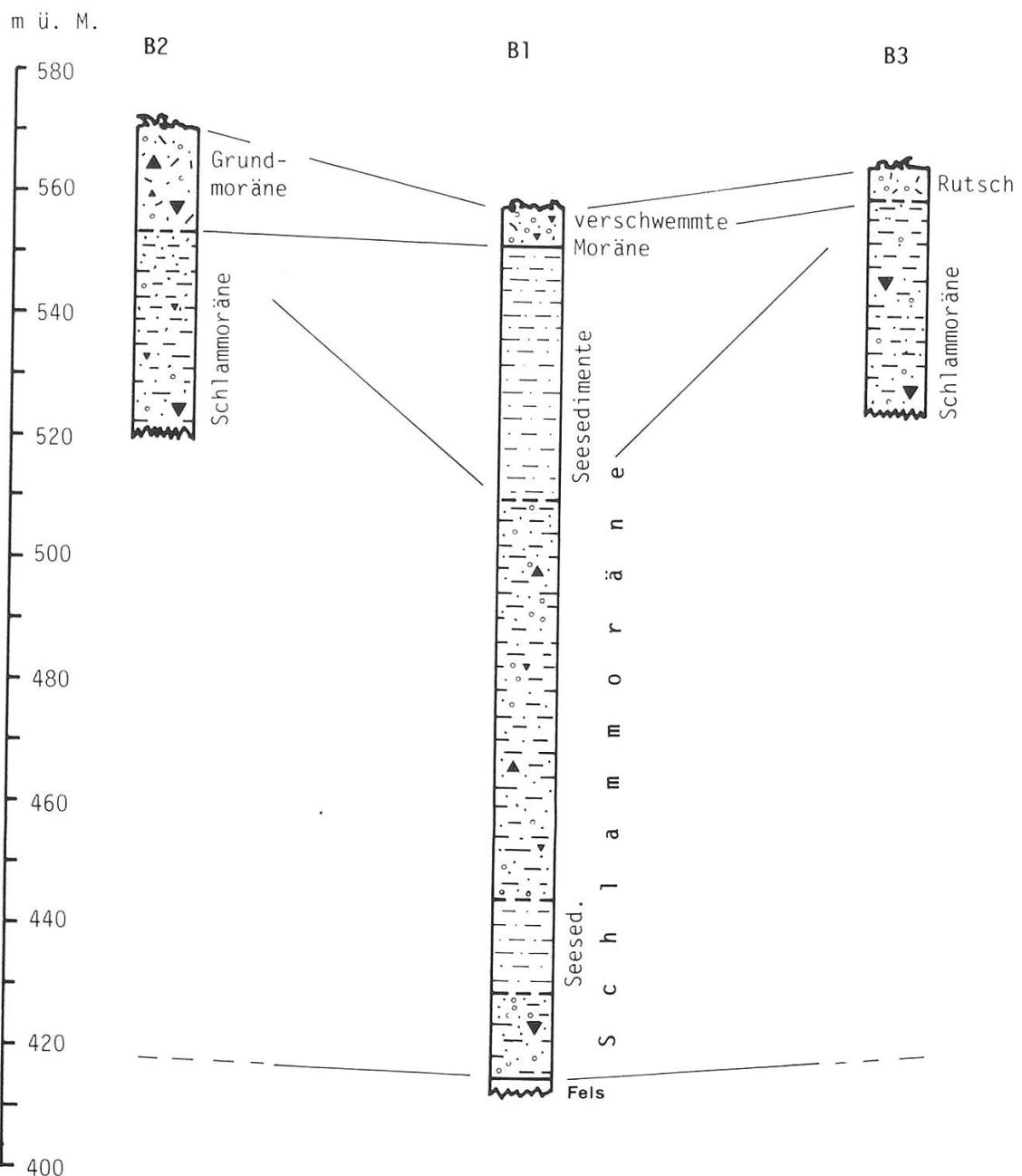
Interessant in diesem Zusammenhang ist ein Blockhorizont, der von der Sitter freigelegt wurde und nun im Flusslauf bei Lemisau (Koord. 740.900 / 262.700) eine Stromschnelle bildet (vgl. Abb. 49). Es könnte sich dabei durchaus um die Eisrandlage einer würmzeitlichen Vorstossphase (vgl. Kap. 5.8.) handeln. Der Moränenkranz wurde anschliessend durch die vom Gletscher selbst verursachten Stausedimente eingedeckt und erst zu einem späteren Zeitpunkt wieder überfahren. Da unter dem Blockhorizont noch zirka 80 m WT folgen, darf angenommen werden, dass diese Ablagerungen in mehreren Phasen – vielleicht zum Teil auch in vergleichbarem Alter zur Lokalität Chalchofen (vgl. Kap. 5.3.) – abgelagert wurden. Die bis heute durch die Sitter freigelegten Schichten lassen aber keine andere zeitliche Einordnung als Würm zu. Trotz Andersartigkeit in bezug auf die Ablagerungsprozesse zeigt die Geröllpetrographie, dass das WT-Material aus Probe GMO2 durchaus vom selben Gletscher stammt wie die Grundmoräne (GM1) im übrigen Arbeitsgebiet.

Die Darstellung der Geröllpetrographie im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 43) zeigt, dass der Faziesbereich der Würmmoränen einen Übergang bildet von den «Mittleren Schottern» bei Hohentannen (vgl. Kap. 5.4.) zu den spät-

Abb. 46: Profile der Rotationskernbohrungen Gottshaus.

Lage der Bohrungen:

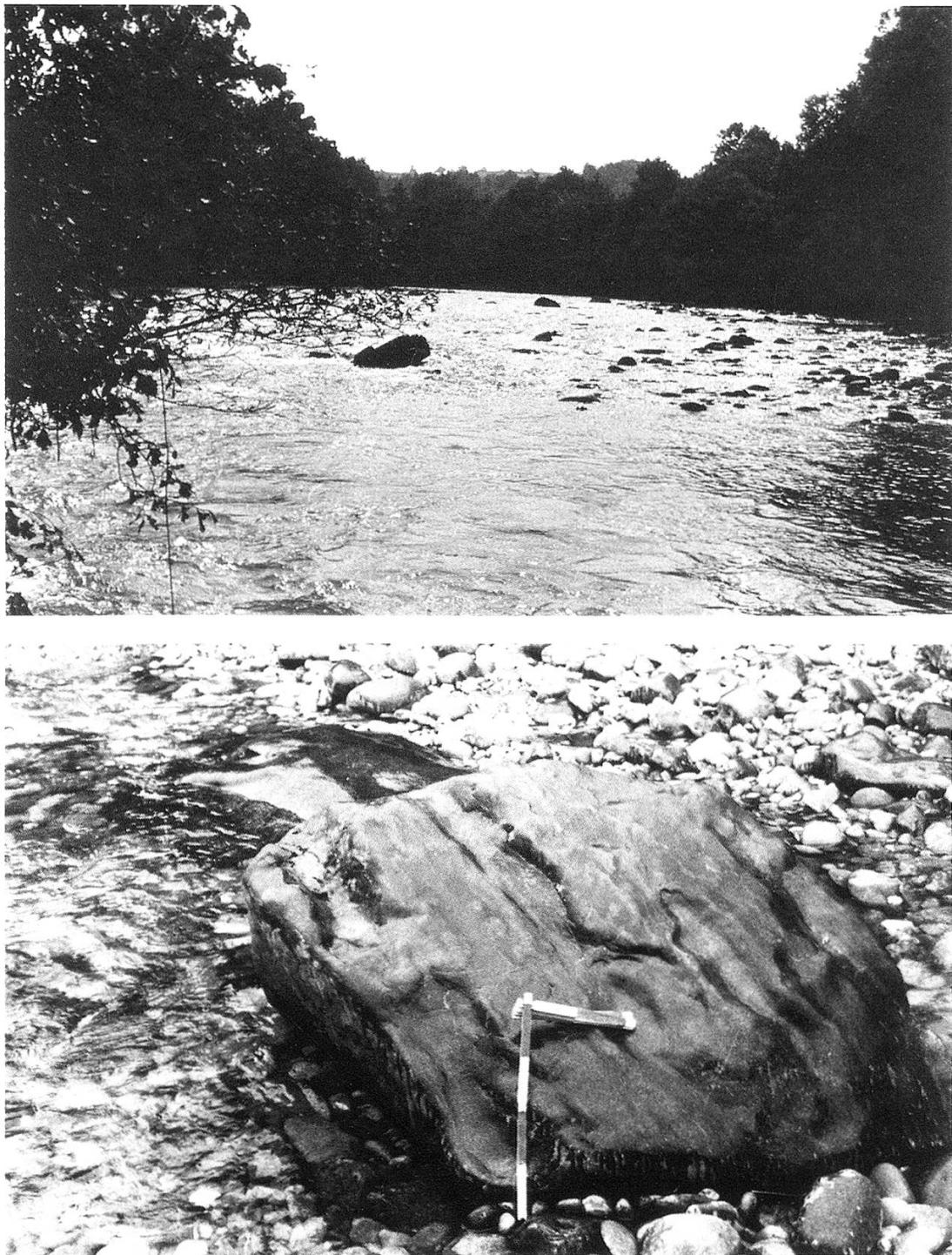
	Koordinaten	Höhe über Meer
B1	738.405 / 261.660	558
B2	738.280 / 261.955	570.5
B3	738.635 / 261.415	565



hochglazialen Schottern um Niederbüren (vgl. Kap. 5.6.), während die «Thurschotterfazies» eindeutig von den übrigen Bereichen abgesetzt ist. Dies bestätigt noch einmal den eindeutig würmglazialen Charakter der Schotter von Hohentannen.

Im Süden des Arbeitsgebietes liegt die Kiesgrube Burgau (Koord. 734.000 / 252.400) bei Flawil. Der Aufschluss zeigt zwei Schotterkomplexe, die durch eine blockreiche Grundmoräne voneinander getrennt sind (vgl. Abb. 50). Die Lage des mächtigen unteren Schotterkomplexes beweist, dass sich an

Abb. 48: Lemisau: Eine Blocklage aus Findlingen verursacht eine Stromschnelle in der Sitter.



dieser Stelle während längerer Zeit in analoger Lage zum Stein-am-Rhein-Stadium ein Eisrand befand. Erst danach erfolgte der Vorstoss zum ausserhalb des Arbeitsgebietes gelegenen Maximalstand der Würmvereisung (vgl. auch *O. Keller* 1973).

Beide in Abbildung 50 dargestellten Schotterproben sind sich recht ähnlich und zeigen eine starke Beeinflussung durch die Einzugsgebiete von Sitter, Urnäsch und Glatt, was aufgrund der geographischen Lage auch verständlich ist. Die Proben sind in ihrer petrographischen Zusammensetzung deshalb den Thurproben vergleichbar (vgl. Abb. 26 und Tab. 1, Anhang).

Die oben und in Kapitel 5.4. beschriebenen Stagnationsphasen im Eisaufbau des Hochwürms fügen sich, bei einigen Abweichungen im Detail, relativ gut in die von Keller und Krayss 1983 beschriebenen stadialen Komplexe Obersee und Stein am Rhein ein (vgl. auch Kap. 5.8.).

Die Hochwürmvergletscherung hatte zur Folge, dass die zwischenzeitlich verfüllten Becken zwischen Wil und Bischofszell wieder ausgeräumt wurden. Das Becken von Bischofszell wurde sehr wahrscheinlich neu ausgekolkkt, da nun der Gletscher zum erstenmal zwischen Bischofsberg und Felsenholz hindurch vorstossen konnte (vgl. Kap. 5.4. und 5.8.). Dieser Engpass beschleu-

Abb. 49: Blockstreu (B) in der Sitter: Vom Fluss freigelegte Findlinge einer Eisrandlage des Oberseestadials? Gletscherrand leicht intern der in Abb. 72 dargestellten Situation. ↗ Aufnahmestandort von Abb. 48.

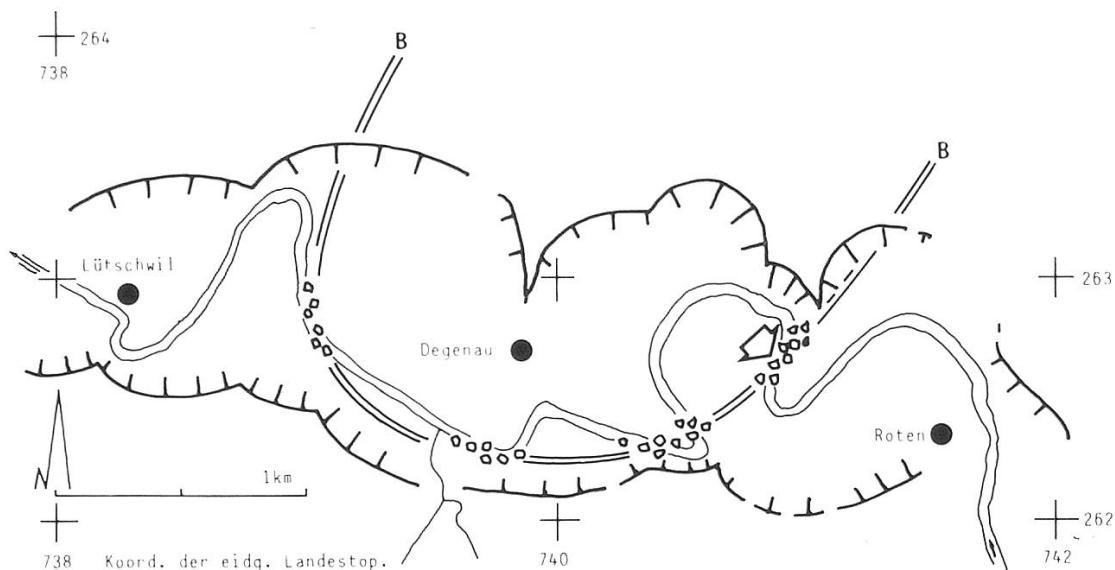
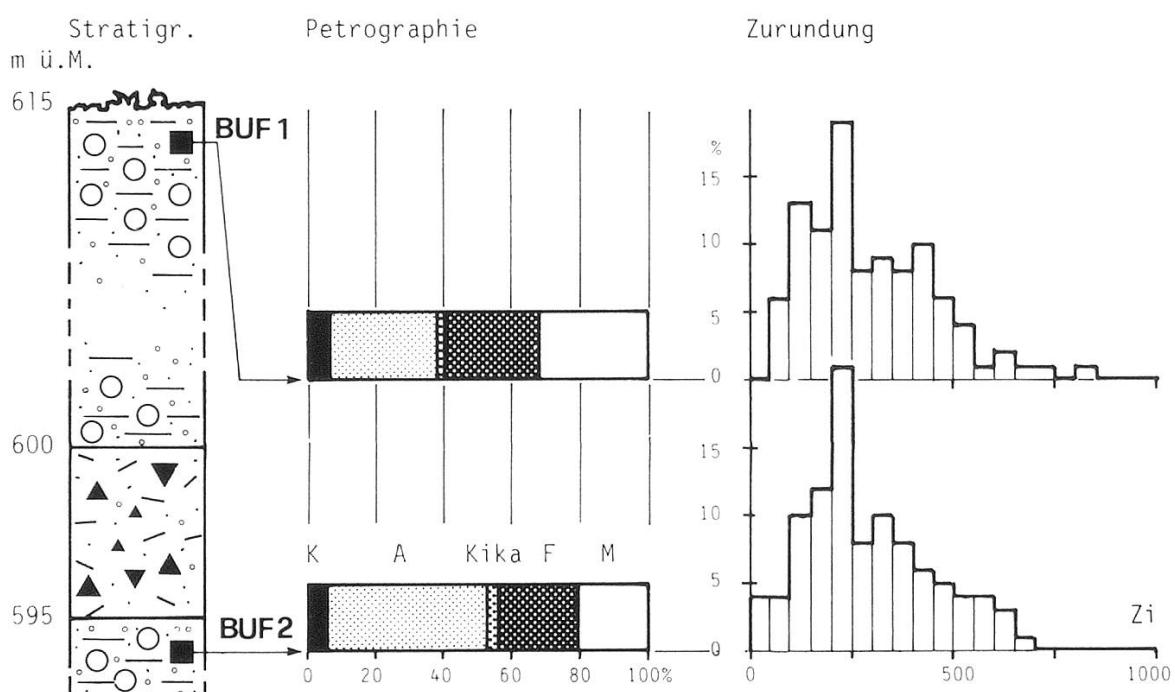


Abb. 50: Kiesgrube Burgau, Flawil, Probencode vgl. Tab. 1.



nigte den Eisfluss und förderte so die Tiefenerosion: Die frisch abgelagerten Schotter von Hohentannen wurden teilweise wieder abgetragen. Nur die Vorkommen im Lee des Felsenholzes blieben erhalten und die Molasseoberfläche wurde von ursprünglich 540 m ü.M. auf zirka 500 m ü.M. eingetieft.

5.6. Jüngere Talfüllungen und Landschaftsformen des späten hochwürmzeitlichen Eisabbaus («Obere Schotter» und Seesedimente)

In diesem Kapitel werden die Relikte des hochwürmzeitlichen Eisabbaus (Stein am Rhein-Stadium bis Konstanz-Stadium) beschrieben und diskutiert. Die Ergebnisse dieser Arbeit stimmen gut mit denen von Müller 1979 zum Eisabbau im Kanton Thurgau überein. Regional gesehen ergänzen sich die beiden Arbeiten, da das obere Thurtal von Müller 1979 nicht bearbeitet wurde.

Gossauer–Flawiler Feld

Dieses Schotterfeld bildet zusammen mit den Wallmoränen des Stein am Rhein-Stadiums eine glaziale Serie (vgl. Penk 1909). Das Stadium ist mit seinen markanten Wallmoränen und Schmelzwassersystemen geomorphologisch besonders eindrucksvoll. Deshalb wurde es auch in älteren Arbeiten schon häufig beschrieben (vgl. z. B. Falkner 1910). Das Stadium von Stein am Rhein wurde aus diesem Grund von Keller und Krayss 1981 als Leithorizont für die Abbauphasen der Würmeiszeit vorgeschlagen. Die Schmelzwasserablagerungen des Stein am Rhein-Stadiums sind in der Kiesgrube Burgau als oberes Schotterpaket aufgeschlossen (vgl. Abb. 50). Der Verlauf des Eisrandes ist in der geomorphologischen Karte ersichtlich (vgl. Anhang). Auf eine ausführliche Diskussion wird hier verzichtet, da dieses Thema schon in anderen Arbeiten sehr eingehend behandelt wurde (Keller 1973, Hipp 1979, Keller, Krayss 1981 ...).

Das Thurtal zwischen Wil/SG und Bischofszell

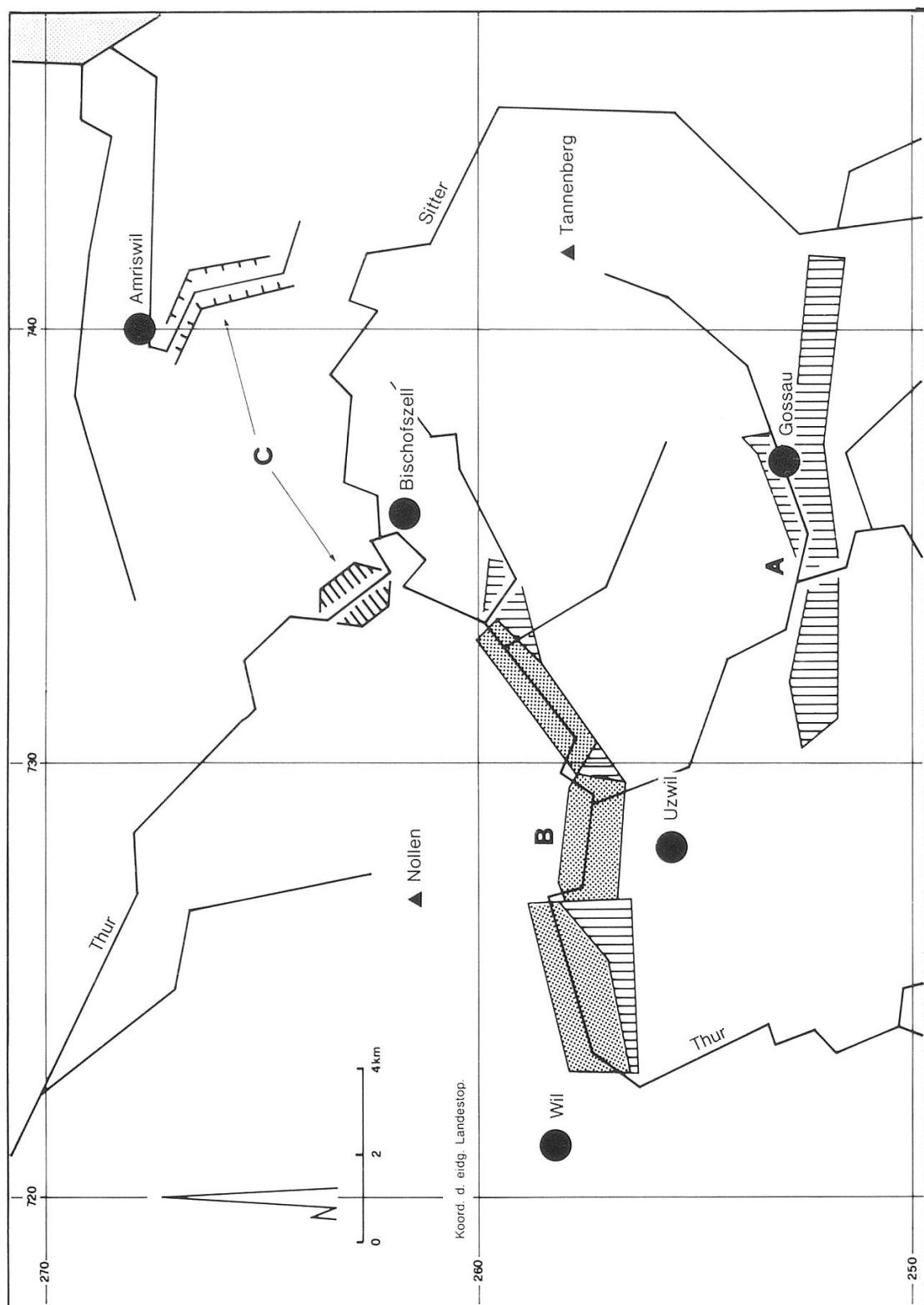
Das Thurtal zwischen Wil und Bischofszell weist unterschiedlich tiefe Becken auf (Henau: Fels bei – 18 m, Oberbüren: Fels bei – 40 m noch nicht erreicht), die in erster Linie mit Seesedimenten gefüllt sind (vgl. Abb. 52). Nur bei Henau (Koord. 726.500/257.500), Oberbüren (Koord. 730.000/257.000) und Niederbüren (Koord. 734.000/259.000) sind darüber noch nennenswerte Vorkommen von Schottern anzutreffen.

Die Becken im Fels wurden sehr wahrscheinlich schon durch frühere Vereisungen ausgehoben (vgl. Kap. 5.8.) und durch den Hochwürmglatscher lediglich wieder neu ausgeräumt. Einzig das Becken von Bischofszell dürfte durch den Hochwürmglatscher neu geschaffen worden sein (vgl. Kap. 5.8.).

a) Seesedimente

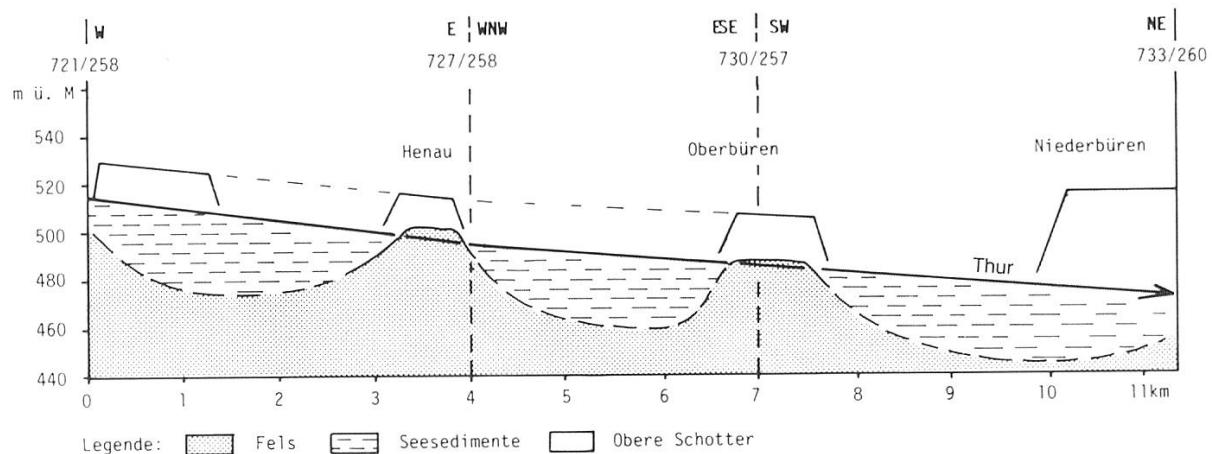
Die Seeablagerungen im Liegenden des Thurtales (vgl. Abb. 52) sind durch Bohrungen im Zusammenhang mit dem Nationalstrassenbau recht gut belegt (vgl. von Moos et al. 1966 und Hofmann 1973). Ausserdem waren sie ursprünglich in einem Prallhang der Thur unterhalb der Brücke von Billwil (Koord. 730.200/257.900) aufgeschlossen. Diese Stelle ist mittlerweile verbaut und somit nicht mehr zugänglich. Um trotzdem an Probenmaterial zu gelangen, wurde bei Oberbüren eine Baggerung ausgeführt (in verdankens-

Abb. 51: Lage und Verbreitung der jüngeren Talfüllungen und Erosionsformen.



- Schotterfelder
- Seesedimente
- A** Gossauer–Flawiler Feld
- B** Thurtal zwischen Wil / SG und Bischofszell
- C** Thurdurchbruch und Rinne von Hagenwil

Abb. 52: Profil Thurtal



werter Weise finanziert durch die Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich). Unter zwei Metern Schotter konnten etwa zwei Meter gebänderte Tone und Silte aufgeschlossen werden, ohne dabei die Untergrenze der Seesedimente zu erreichen. Die Warven wurden ausgemessen und aufgezeichnet (vgl. Abb. 53). Ausserdem wurden drei Proben palyнологisch untersucht (Befunde vgl. Kap. 5.5.). Die Pollenspektren zeigen, dass die Umgebung des Sees praktisch vegetationsfrei gewesen sein muss. Nicht einmal eine spärliche Tundrenvegetation lässt sich mit Sicherheit nachweisen. Daraus kann geschlossen werden, dass es sich bei den Bändertonen um klassische kaltzeitliche Warven im Sinne von *de Geer* 1912 handeln dürfte. Eine solche jahreszeitliche Schichtung gäbe uns die Möglichkeit, die Geschwindigkeit des Eisabbaus zwischen Wil und Bischofszell sehr genau zu bestimmen, sofern ein vollständiger Bohrkern der Seesedimente zur Verfügung stünde ...

b) «Obere Schotter»

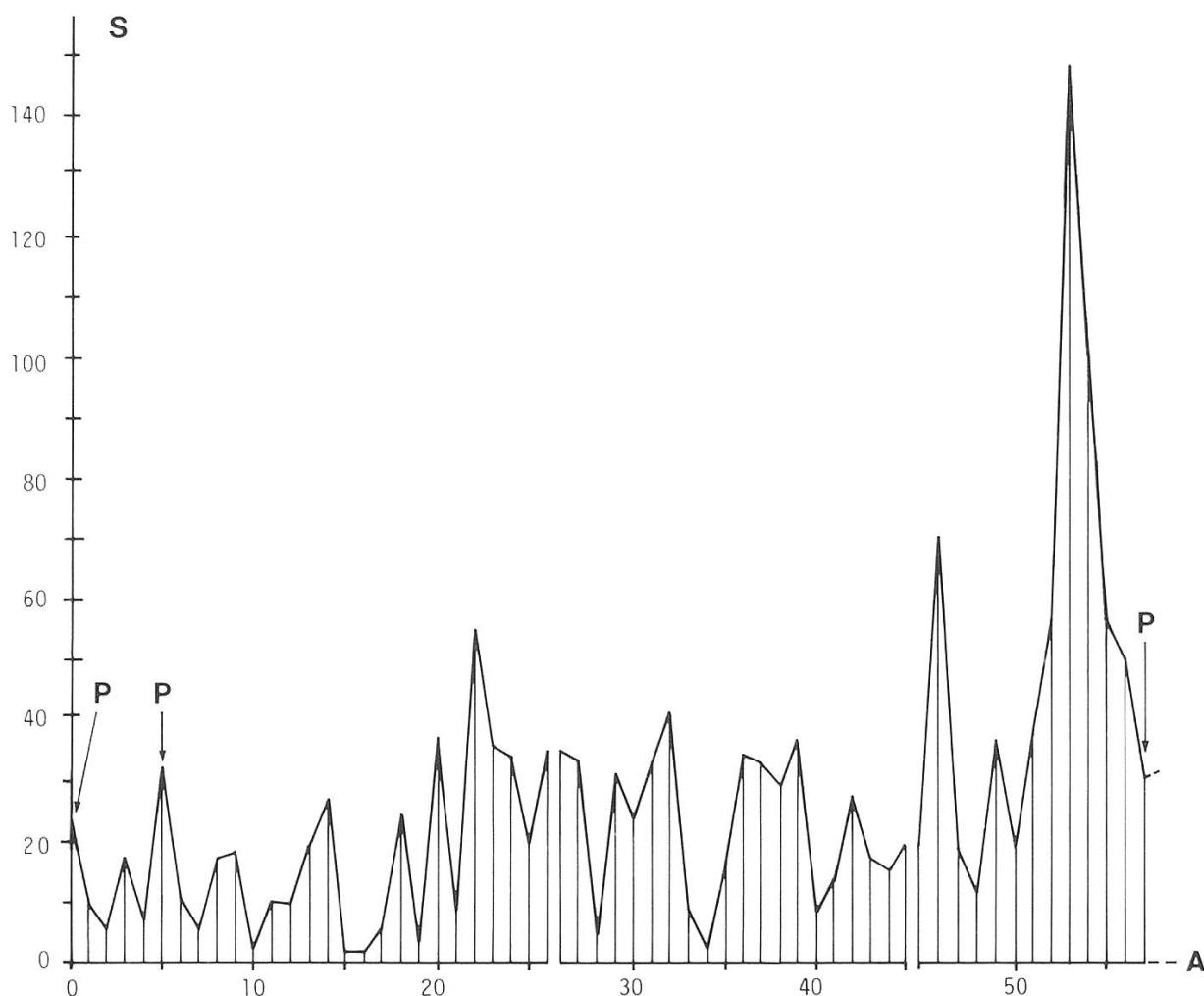
Die Schotterpakete im Hangenden der Seesedimente können, einmal abgesehen von den postglazialen Ablagerungen der Thurauen, nicht durchgehend als Thurschotter gedeutet werden, da die Akkumulationsflächen nicht immer parallel zum heutigen Talboden verlaufen (vgl. Abb. 52). Östlich von Wil (Grube Thurauen bei Niederstetten) sind die Schotter durch Glazialtektonik (?) beansprucht. Eventuell handelt es sich hierbei um die Folge von Oszillationen des Stein am Rhein-Stadions (vgl. *Bolz* 1984). Weiter talabwärts sind keine ähnlich gearteten Strukturen mehr zu erkennen. Die Schotter von Henau und Oberbüren bilden die Fortsetzung der Thurschüttung, die, von Wil her kommend, sukzessive die Seesedimente überdeckte.

Anders verhält es sich bei den Schottern von Niederbüren. Sie stammen aus einer Schmelzwasserrinne des Bodensee-Rhein-Gletschers (Hauptwiler Rinne, vgl. *Hipp* 1979 und 1982), was mit den folgenden Aufschlussverhältnissen belegt werden kann:

- *Kiesgrube Ochsenrain* (Koord. 734.850/259.600, 520–540 m ü. M.): Saubere Sande und Kiese einer Deltaablagerung an einen Eisrand (Stand Bischofszell, vgl. *Hipp* 1979 und 1982). Schüttungsrichtung aus Sektor Ost.

Abb. 53: Warvenzählung an Seesedimenten bei Oberbüren (Koord. 729.800/256.550). Leider konnten nur die obersten 165 cm der Seeablagerungen analysiert werden.

S = Schichtmächtigkeit in mm, A = Anzahl Warven (Jahre). P = Probenentnahme für Pollenanalyse (vgl. Kap. 5.5.).



— Kiesgrube Niederbüren (Koord. 734.000/259.000, 500–520 m ü. M.): Kiese und Sande locker gelagert, wie im Ochsenrain. Viel Kreuzschichtungen (vgl. Abb. 55 und 56 im Anhang), Schüttungsrichtung aus Ost. Nach Hofmann 1981 enthalten die Schotter kleine Mengen an Goldflittern (weniger als die Schotter von Hohentannen). Aus neun verschiedenen Schichten wurden Proben für die Grobsedimentanalysen entnommen (vgl. Abb. 56).

Beiden Kiesgruben gemeinsam sind:

- Petrographische Zusammensetzung: Die Proben innerhalb der beiden Gruben sind nicht signifikant verschieden voneinander, unterscheiden sich aber mit einem Signifikanzniveau von 5% vom Schotterkern des Bischofsberges (vgl. auch Kap. 5.2. und Hipp 1982). Der Kristallingehalt schwankt von 10–18% und enthält immer einen ansehnlichen Anteil an Amphibolitgneisen (allerdings nicht so dominant wie bei Hohentannen).
- Die Zurundungswerte streuen zwar ordentlich, sind aber ohne Ausnahme noch in der glazifluvialen Gruppe eingeordnet (vgl. Abb. 9).
- Die Abbildungen 57 und 26 zeigen, dass ein langsamer Übergang von der

Abb. 54: Kiesgrube Ochsenrain, NE-Wand.



petrographischen Zusammensetzung der «Mittleren Schotter» um Hohen- tannen via die Proben aus der Hochwürmgrundmoräne zu den Schottern um Niederbüren stattfindet.

Der Norden: Thurdurchbruch und Rinne von Hagenwil

Sedimente des Eisabbaues sind in diesem Bereich – abgesehen von den schwach ausgebildeten Wallmoränen des Konstanzstadiums – kaum anzu- treffen. Wichtig sind hier die Erosionsformen:

a) Der Thurdurchbruch bei Halden, Koord. 733.500/263.000

Auf einer Länge von zwei Kilometern durchfliesst die Thur ein enges, grösst- tenteils in Molassemergeln eingetiefes Tal. Beide Talhänge sind aktive Rutschgebiete. Bohrungen im Zusammenhang mit der Staatsstrasse Sul- gen–Bischofszell zeigen, dass zum Teil mehrere Meter mächtige Schicht- pakete vom Hang abgeglitten sind (vgl. Längsprofil in Abb. 58).

b) Die Rinne von Hagenwil

Von Winkensteig (Koord. 742.000/264.000) über Hagenwil bis Amriswil erstreckt sich ein bis zu fünfzig Meter tiefes Tal. Es wird heute vom Hegibach durchflossen, einem Gerinne von eher bescheidenem Ausmass.

Die Erosionskraft des Hegibaches dürfte kaum genügt haben, um im Verlauf des Postglazials ein Tal dieser Größenordnung zu schaffen. Da das Tal aus- serdem auf seiner gesamten Länge von Wallmoränen gesäumt wird, kann es als Schmelzwasserrinne gedeutet werden (vgl. auch Abb. 7 im Anhang).

Interpretation

Das Profil in Abbildung 59 zeigt die Phasen des Eisabbaus vom Stein am Rhein-Stadium (Stand 6 nach *Keller und Krayss 1980*) bis zu den Staffeln

Abb. 55: Kiesgrube Niederbüren.



a) Westwand.

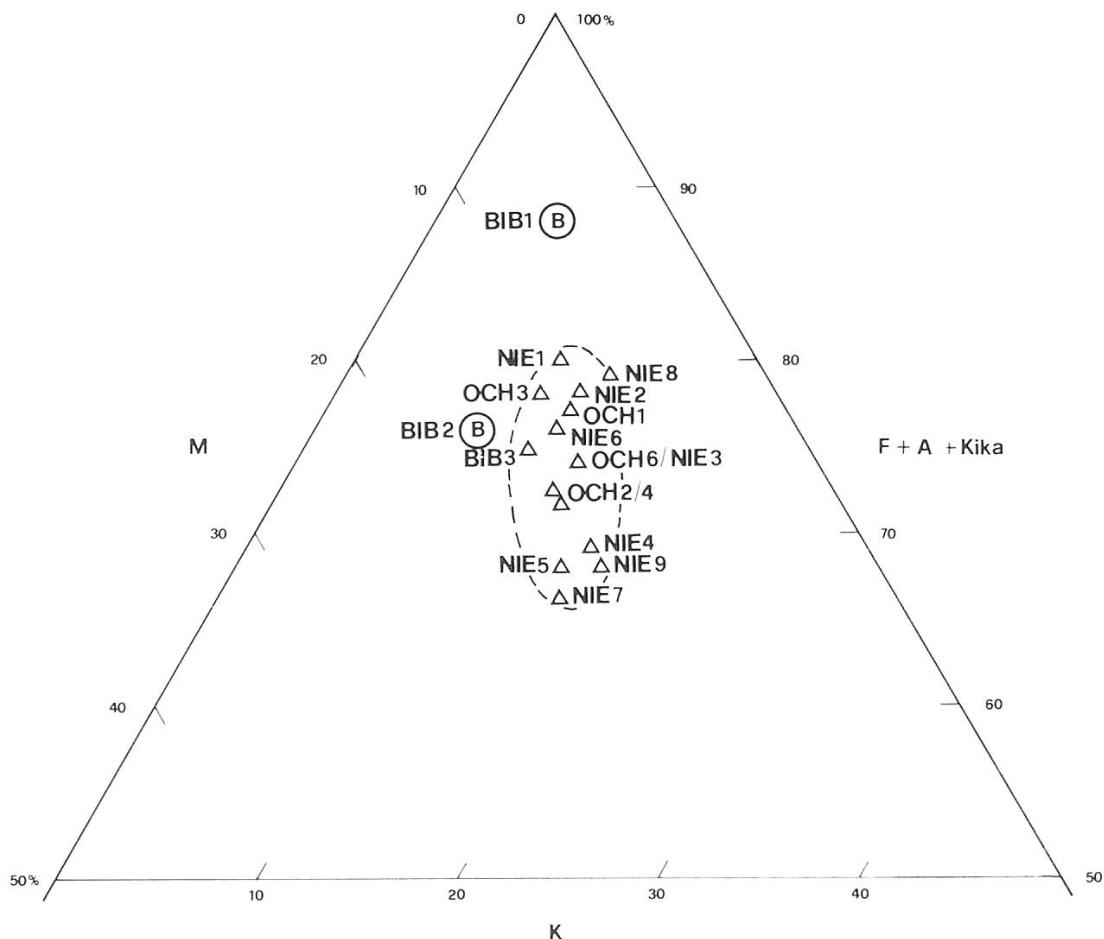


b) Aussicht von der Mitte der SE-Wand in nördlicher Richtung.

des Konstanz-Stadiums. In Kapitel 5.8 sind die verschiedenen Stadien zum Teil auch noch in Kartenform dargestellt.

In Abbildung 59 ist ersichtlich, dass die Seesedimente im Thurtal als Ablagerungen eines Eisstausees zu verstehen sind. Der See vergrössert sich beim Rückzug des Eisrandes von Wil nach Bischofszell entsprechend der Lage der Stagnationsphasen und erreicht seine grösste Ausdehnung zur Zeit des Standes von Bischofszell (vgl. *Hipp* 1979 und 1982).

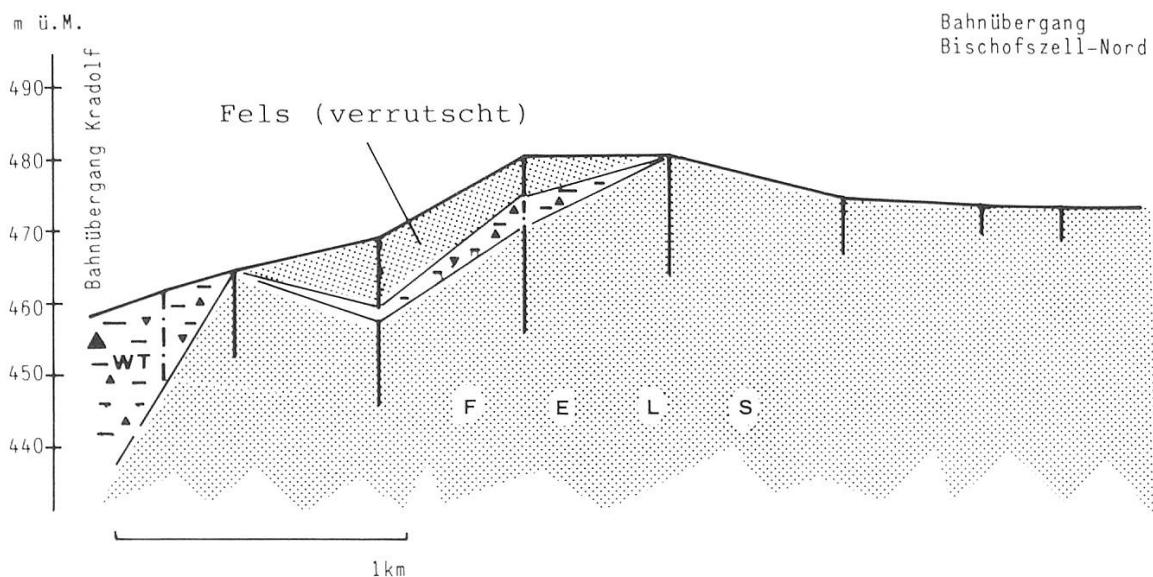
Abb. 57: Petrographische Zusammensetzung der «Oberen Schotter».



Stagnationsphasen im Eisabbau zeichnen sich bei Henau und Oberbüren ab. Deutliche eisrandliche Entwässerungssysteme haben sich aber hier nicht entwickelt, so dass diese Phasen als zeitlich relativ unbedeutend angesehen werden dürfen. Trotzdem können sie auch andernorts – meist sogar deutlicher ausgeprägt – beobachtet werden (vgl. Müller 1979).

Der Stand von Bischofszell stellt mit seinen beiden Staffeln den ersten länger andauernden Halt während des Eisabbaues dar. Dies zeigt sich vor allem darin, dass nun zum erstenmal seit den Staffeln des Stein am Rhein-Stadions wieder ein deutliches eisrandliches Entwässerungssystem gebildet wird, nämlich die Rinnen von Bussnang, südlich Weinfelden (vgl. auch Müller 1979) und Hauptwil, südlich Bischofszell. Die Lockersedimente aus der Hauptwiler Rinne wurden bei Niederbüren in Form von Deltaablagerungen in den Eisstausee geleitet (vgl. Kiesgruben Ochsenrain, Abb. 54 und Niederbüren, Abb. 55 und 56). Beim weiteren Eisandrückzug auf das Konstanzer Stadium lief der «Niederbürer See» etappenweise aus (vgl. Hipp 1982). Nicht vollständig abgesichert ist das Alter des Thurdurchbruchs bei Halden/Schweizersholz: Ist die Bildung dieser Form teilweise oder vielleicht sogar vollumfänglich ins ausgehende Hochwurm zu stellen, oder bestand sie bereits früher und war lediglich durch Eis und/oder Lockersedimente verfüllt? Hantke 1979 und 1980 glaubt bei Schönenberg/Kradolf Endmoränenwälle zu erkennen und ordnet sie einem externen Konstanzer Stadium zu. Dies würde bedeuten, dass der Thurdurchbruch bereits bestanden hätte und von einem kleinen Seitenlappen des Rheingletschers abgeriegelt worden wäre. Entsprechend postuliert Hantke auch einen Eisstausee, der bis ins Becken

Abb. 58: Profil längs der Staatsstrasse Kradolf–Bischofszell (nach Bohrungen des geologischen Büros Büchi & Müller AG, Frauenfeld).



von Bischofszell und sogar weiter Sitter aufwärts gereicht haben soll. Abgestützt wird dies mit dem Hinweis auf Seesedimente in der Terrasse von Alten (Koord. 738.900 / 262.700). Die Hypothese vermag allerdings nicht vollständig zu befriedigen, da:

- Die Wallformen bei Kradolf sich im Gelände nicht weiter verfolgen und zuordnen lassen. Sie können ebenso gut auf Hangrutschungen, die hier weitverbreitet sind (vgl. Abb. 58) zurückgeführt werden.
- Die Terrasse von Alten zwar aus Seesedimenten besteht, Seesedimente aber auch im gegenüberliegenden Prallhang auf gleicher Höhe über Meer in stratigraphisch eindeutig älteren Formationen vorkommen (vgl. Kap. 5.3., Abb. 24 und Kap. 5.5.).

Die Terrasse von Alten sollte eher als Erosionsform in älteren Sedimenten erklärt werden. Ein Thur- / Sitter-Stausee im Sinne Hantkes lässt sich meines Erachtens nur ungenügend belegen. Vieles spricht im Gegenteil dafür, dass der Thurdurchbruch vergleichsweise jung ist:

- Beim Auslaufen des Eisstausees von Niederbüren steht ein grosses Energiepotential für Erosionsvorgänge zur Verfügung.
- Die Thur weist auch heute noch hohe Erosionsleistungen auf: Beim Molasseriegel in Bürglen hat sie sich z. B. von 1879 bis 1941 um 230 cm eingetieft (vgl. Eggler 1976).
- Guter Erhaltungszustand der Formen sowie eindrucksvolle, heute noch aktive Rutschgebiete in diesem Thurtalabschnitt weisen eher auf eine junge Entstehung hin.

Aus den oben genannten Gründen scheint mir die folgende Landschaftsentwicklung am wahrscheinlichsten (vgl. auch Kap. 5.8.):

Zur Zeit der externen Staffel des Standes von Bischofszell entwässerte der Niederbürer See auf zirka 550 m ü. M. über Schweizersholz in Richtung Kradolf. Beim weiteren Zurückweichen des Eisrandes wurde der leichte Sattel bei Schweizersholz sukzessive tiefergelegt und mit ihm der Spiegel des Eisstausees.

Zur Zeit der internen Staffel des Bischofszeller Standes waren die Lockersedimente (Grundmoränen und «Mittlere Schotter» von Halden und Chalchofen, vgl. Kap. 5.4. schon ausgeräumt, und die Schmelzwasser flossen auf zirka 510–520 m ü. M. ab (bei Halden bereits im Fels, vgl. *Hofmann* 1973, geol. Karte). Dass der Seespiegel um 520 m gelegen haben muss, zeigen die Deltaablagerungen von Niederbüren, die aufgrund der Seespiegelabsenkung aus den höher gelegenen Vorkommen von Ochsenrain umgelagert wurden (vgl. *Hipp* 1979 und 1982).

Bis zu dieser Phase waren die Schmelzwasser im Norden des Durchbruchs dem Eisrand folgend über Buhwil/Mettlen durch die Rinne von Bussnang geflossen (vgl. auch *Müller* 1979). Im nachfolgenden Übergang zum Konstanz-Stadium wurde nun der Weg ins heutige Haupttal in Richtung Weinfelden freigegeben. Der zurückweichende Rheingletscher lagerte während des Abschmelzvorganges und während der Staffeln des Konstanz-Stadiums den grössten Teil seiner Schotter zwischen Weinfelden und Bürglen ab (*Eggler* 1976). Bei Bischofszell fiel die Hauptwiler Rinne trocken, und die Sitter fand, zusammen mit den Schmelzwassern des südlichen Rheingletscherrandes, den Weg durch das Bischofszeller Becken. Topographisch bedingt, dürften zu Anfang in den Becken von Bischofszell und Bürglen/Kradolf noch Toteisschollen die Entwicklung beeinflusst haben, was durch Reste von Ablationsmoräne auf dem Grund des Beckens von Bischofszell-Nord dokumentiert wird. Anlässlich von Kanalisationsarbeiten im August 1978 entlang der Ibergstrasse stiess man unter 2 m postglazialen Sitterschottern auf mehrere grössere Findlinge. Auch beim Bau eines Kühlhauses (Koord. 735.550/262.850) wurden 4 Erratiker freigelegt, nämlich je ein Block aus Schrattenkalk und Nagelfluh sowie 2 Blöcke aus Molassesandstein. Alle Findlinge waren eingebettet in einen groben, schlecht sortierten Schotter.

Das externe Konstanz-Stadium dürfte mit seinen Schmelzwassern die Eintiefung und Verbreiterung des unteren Sittertales gefördert haben. Ein erstes Erosionsniveau zeichnet sich um 500 m ü. M. ab. Die deutlichen Moränenwälle von Helmishueb (Koord. 740.600/264.000) und Pt. 530.9 (Koord. 742.150/263.200) sind ausserdem dafür verantwortlich, dass die Sitter ihren Lauf über Bischofszell beibehalten hat.

Mit dem Rückzug auf die nächst internere Staffel des Konstanz-Stadiums nahmen die Schmelzwasser des Bodensee-Rhein-Gletschers ihren Weg durch das Hegibachtal. Ein neues – das letzte hochglaziale – Schmelzwassersystem bildete sich aus. Seither wurde das geomorphologische Geschehen im Raum Bischofszell nicht mehr durch glaziale oder glazifluviale Prozesse beeinflusst.

Nach dem Konstanz-Stadium setzte mit rapidem Eiszerfall das Spätglazial ein. Der Rückzug des Gletscherrandes ins Alpenrheintal ist bisher nur an wenigen Stellen des Bodenseeraumes dokumentiert. Als Beispiel seien die in *Ziegler* 1976 und 1978 beschriebenen Terrassenabfolgen bei Lindau genannt.

Zur Entstehung des Glattcañons

Der Glattcañon zwischen Flawil und Niederuzwil ist ohne Zweifel eine interessante geomorphologische Erscheinung. Seine Geschichte ist eng mit dem bisher in Kapitel 5.6. Besprochenen verknüpft.

Akzeptiert man das oben vorgeschlagene Alter für den Thurdurchbruch bei

Halden, so hat dies auch Konsequenzen für das Glattal. Man muss dann entweder den gesamten Glattcañon als post-Stein am Rhein-Stadial entstanden betrachten oder – will man unbedingt von einer älteren Bildung ausgehen – so wäre es nur möglich, diese zeitlich vor die Bischofsberger Schotter zu stellen, als die Thur auf einem ähnlich tiefen Niveau wie heute in Richtung Bodenseebecken floss (vgl. Kap. 5.8.). In diesem Fall wären Teile des Glattcañons bereits damals (Riss-Würm-Interglazial?) erordert und später durch die würmeiszeitlichen Ereignisse aufgefüllt worden. Dies entspricht in etwa dem Vorschlag von *Oertle* 1954 und setzt voraus, dass die Glatt nach der letzten grossen Vereisung ihr altes Tal exakt wieder gefunden und von sämtlichem Schutt befreit hat. Das ist nicht unmöglich, erscheint mir aber auch nicht sehr wahrscheinlich. Man beachte in diesem Zusammenhang, dass die verschiedenen Erosionsniveaus der Glatt im Fels und meines Wissens nirgends in tiefgründigem, quartärem Lockermaterial verlaufen. Da diese Terrassenflächen sich ausserdem zwangslos mit den oben aufgezeigten Seespiegelschwankungen verknüpfen lassen, liegt es auf der Hand, auch die Entstehung des Glattcañons in die Geschehnisse um den hochwürmzeitlichen Eisabbau einzubeziehen.

Folgen wir den Ereignissen einmal in umgekehrter Reihenfolge (vgl. Abb. 59) und beginnen mit dem letzten ausgedehnten Seespiegel des Niederbürersees (interner Stand von Bischofszell):

Der Talboden des Glattcañons muss zu dieser Zeit auf zirka 520 m ü. M. ins Thurtal gemündet sein. Dies entspricht der mittleren Terrassenfläche bei Nutzenbuech (Koord. 729.600/256.000). Kurz zuvor dürfte die Glatt auf etwa 540–550 m ü. M. in den Thursee geflossen (oberste Terrassenfläche) und noch etwas früher, auf etwa 560 m ü. M., ab Niederglatt (Koord. 730.750/254.800) dem südlichen Eisrand entlang über Uzwil in den noch jungen Eisstausee gemündet sein (Eisabbauphase von Henau).

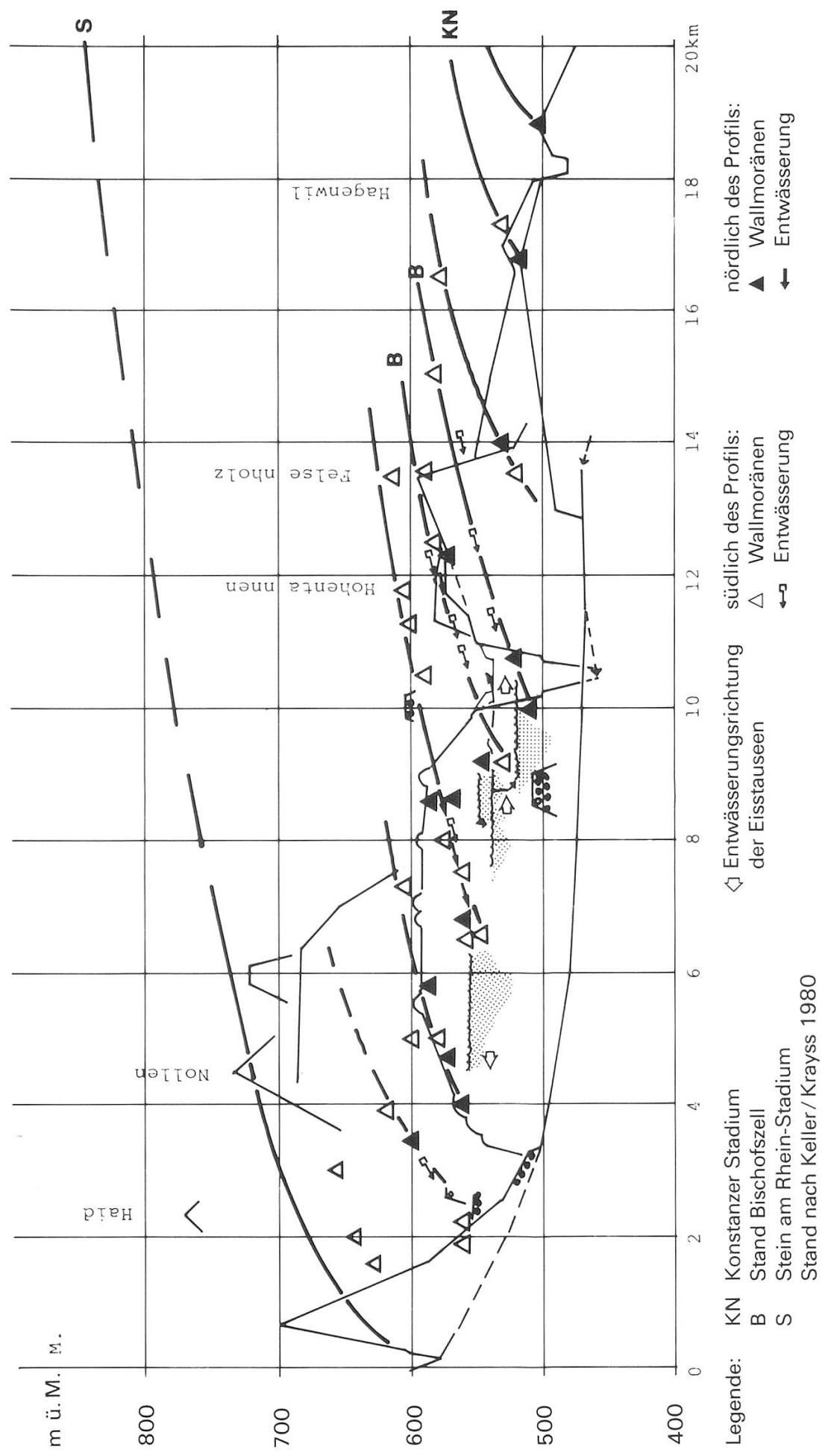
Dass es sich beim Glattcañon um eine subglaziale Schmelzwasserrinne handeln soll (vgl. *Hofmann* 1973 und *Hantke* 1980) halte ich für unwahrscheinlich. Da zu Beginn der Abschmelzphasen der See über Wil entwässerte, muss der inglaziale Wasserspiegel auf mindestens 570 m ü. M (Überflusshöhe bei Wil) angesetzt werden. Der weitaus grösste Teil des Glattcañons liegt aber tiefer als 570 m ü. M. und dürfte somit kaum unter dem Eis bzw. unter dem damaligen Wasserspiegel geschaffen worden sein. Die Eintiefung musste vielmehr Schritt für Schritt mit dem Absenken des hochglazialen Seespiegels erfolgen, wobei mindestens die letzten 20 m nach dem Auslaufen des Sees im Spät- und Postglazial eingetieft wurden.

5.7. Spät- und Postglazial

A) Landschaftsentwicklung, vgl. Kap. 4 und Abb. 7, Anhang

Nicht nur im hier bearbeiteten Gebiet, sondern auch im gesamten schweizerischen Mittelland, war das Gletschereis, zusammen mit seinen Schmelzwässern, ein mächtiger Landschaftsgestalter. Mit dem Verlust seiner flächenhaften und grossräumigen geomorphologischen Wirkung ging auch eine sehr aktive Ära in der Landschaftsgeschichte zu Ende. Seither bestimmen in erster Linie die Fliessgewässer das geomorphologische Geschehen. Deshalb finden auch im Raum Bischofszell grössere Reliefänderungen, ein-

Abb. 59: Eisrückzug, Längsprofil der Gletscherstände.



mal abgesehen von lokal auftretenden Rutschgebieten, nur in den Tälern von Thur, Sitter und Glatt sowie in den Tobeln der Seitenbäche statt. Trotzdem dürfen die Wirkungen der fluvialen Prozesse nicht unterschätzt werden:

- Seit dem Beginn des Spätglazials hat sich die Thur bei Halden (Koord. 733.500/263.000) von rund 480 m ü. M. (vielleicht sogar von 500 m ü. M.) auf heute nurmehr 460 m ü. M. eingetieft. Entsprechend wurden natürlich auch die Talabschnitte von Thur und Sitter oberhalb Halden tiefer gelegt.
- Die Seitenbäche von Thur und Sitter schufen in diesem Zeitraum tiefe Tobel (vgl. *Hipp* 1985).
- Seekreideablagerungen eines abgeschnürten Sitteraltlaufes, die bei Kanalisationsarbeiten im Sommer 1984 bei Stocken (Koord. 736.500/262.500) angeschnitten wurden, weisen ein 14C-Alter von rund 4850 BP aus (vgl. Tab. 3). Die Seekreide ist mit zirka zwei Metern Auenlehm unterschiedlicher Mächtigkeit bedeckt und liegt zehn Meter über dem heutigen Talboden in einer Terrassenfläche.
- Das oberhalb Halden abgetragene Material wurde in den unteren Thur-talabschnitten wieder abgelagert: *Eggler* 1976 beschreibt einen Holzfund in der Kiesgrube Meyer bei Bürglen (vgl. Tab. 4), der, unter sechs Metern Schotter gelegen, ein 14C-Alter von 3815 BP aufwies.

Dass diese geomorphologisch ermittelten Werte der Erosionsleistung unserer Fließgewässer nicht aus der Luft gegriffen sind, belegen Abtragsmessungen, die ich in Zusammenarbeit mit dem Amt für Umweltschutz und Wasserwirtschaft des Kantons Thurgau in den Jahren 1983/84 durchgeführt habe (vgl. *Hipp* 1985). In diesen beiden Jahren betrug der Abtrag des Lauftenbaches (Mündung in die Sitter bei Koord. 739.500/262.400) allein an Grobsedimenten zirka 250 m³. Die Hohlform des Lauftentobels umfasst ein Volumen von rund 2,3 Mio. m³. Da man bei Gerinnen von der Art des Lauftenbaches davon ausgehen kann, dass die Grobsedimente höchstens die Hälfte des Gesamtabtrages ausmachen (Schweb- und Lösungsfracht stellen also den grösseren Teil des Abtragsvolumens), darf man annehmen, dass der Lauftenbach unter den heutigen Verhältnissen durchaus imstande wäre, sein Tobel im Zeitraum des Postglazials zu schaffen. Auch wenn die Jahre 1983/84 sicher nicht für die gesamten 10 000 Jahre des Postglazials repräsentativ sind, so dürfte doch die Grössenordnung in etwa stimmen. Zählt man ausserdem noch gut 5000 Jahre für das Spätglazial hinzu (vgl. z. B. *Maisch* 1982), und stellt dabei in Rechnung, dass damals das Klima noch rauh und die Vegetation spärlicher war als heute, so ist kaum verständlich, dass *Hantke* 1980, S. 64, das Lauftentobel als präriszeitlich (wenn auch mit Fragezeichen) bezeichnet.

Auch aus anderen Regionen ist bekannt, dass im Postglazial zeitweise sehr aktive Erosionsphasen zu verzeichnen waren:

- *Becker* 1976 belegt mit Ansammlungen von Eichenstämmen in Schotterhorizonten im Donautal mindestens zwei aktive Phasen in diesem Zeitraum. Er kann diese dendrochronologisch und mit Hilfe von 14C-Daten auf die Zeiträume von
 - a) 3800–1600 v. Chr. und
 - b) 277–236 v. Chr. festlegen.
- *Käser* 1980 belegt ein postglaziales Alter (nach 4000 BP) der Nefenbacher Schotter, nordwestlich von Winterthur.

Abb. 60: Die Thurauen zwischen Oberbüren und Bischofszell vor der Jahrhundertwende (Ausschnitt aus Dufourkarte ca. 1880, Massstab 1:75 000).



- *van der Meer 1982, S. 116*, belegt lithostratigraphisch, dass der Sarine-Cañon spät- und postglazialen Alters ist: «*As these fluvioglacial deposits overlying the upper till have been deposited at a high level along the Sarine River ... it means that the canyon in its present day form has developed after the deposition of the fluvioglacial deposits.*»

Dass die Erosionsleistung unserer Fliessgewässer keineswegs vernachlässigbar ist, zeigt sich nicht zuletzt auch darin, dass man sich heute noch mit viel Aufwand an Material und Arbeit bemüht, die Thur wie die Sitter zu zähmen. Die rigorosen Flussverbauungen, die dieses Bemühen hervorbrachte, sind heute bereits ein Teil der Landschaftsgeschichte. Nur noch wenige Leute werden sich daran erinnern können, dass die Thur noch zu Anfang unseres Jahrhunderts zwischen Oberbüren und Bischofszell durch eine weite Talaue floss, umsäumt von einem dichten Auenwald (vgl. Abb. 60). 1919–1924 wurde sie begradigt, und 1940 wurden Hochwasserdämme erstellt. In den Jahren 1964–1984 wurden nach und nach Schwellen in den Flusslauf gelegt, um ein weiteres Eintiefen des Flussbettes zu verhindern.

B) *Klimatische Entwicklung nach dem Hochglazial*

Nach dem Rückzug der Gletscher wird uns mit dem Einwandern der ersten Pflanzen ein Instrument in die Hand gegeben, das uns ermöglicht, die klimatischen Veränderungen von damals bis heute relativ genau zu erfassen und Klimaschwankungen zu datieren:

- *Radiokarbondaten* von Basisproben aus Torfmooren geben uns die Möglichkeit, Minimaldaten für das Eisfreiwerden eines Gebietes festzulegen (vgl. Abbildung 61), sagen aber über den Zeitraum nichts aus, der zwischen Eisfreiwerden und Beginn der Torsedimentation verstrich.
- *Makroproben von Pflanzenresten* aus Torfen können in groben Zügen eine klimatische Entwicklung aufzeigen (vgl. unten: Bohrung Unter Birenstil).
- *Pollenanalytische Untersuchungen* von ungestörten Moorprofilen liefern eine praktisch lückenlose Vegetations- und Klimgeschichte der näheren Umgebung der entsprechenden Lokalität. Nach wie vor ist es allerdings äusserst schwierig, geomorphologisch festgestellte Ereignisse (wie z. B. die oben erwähnten Phasen erhöhter postglazialer Erosion oder bestimmte Gletscherstände) mit den in Pollendiagrammen aufgezeigten Klimaschwankungen zu korrelieren.

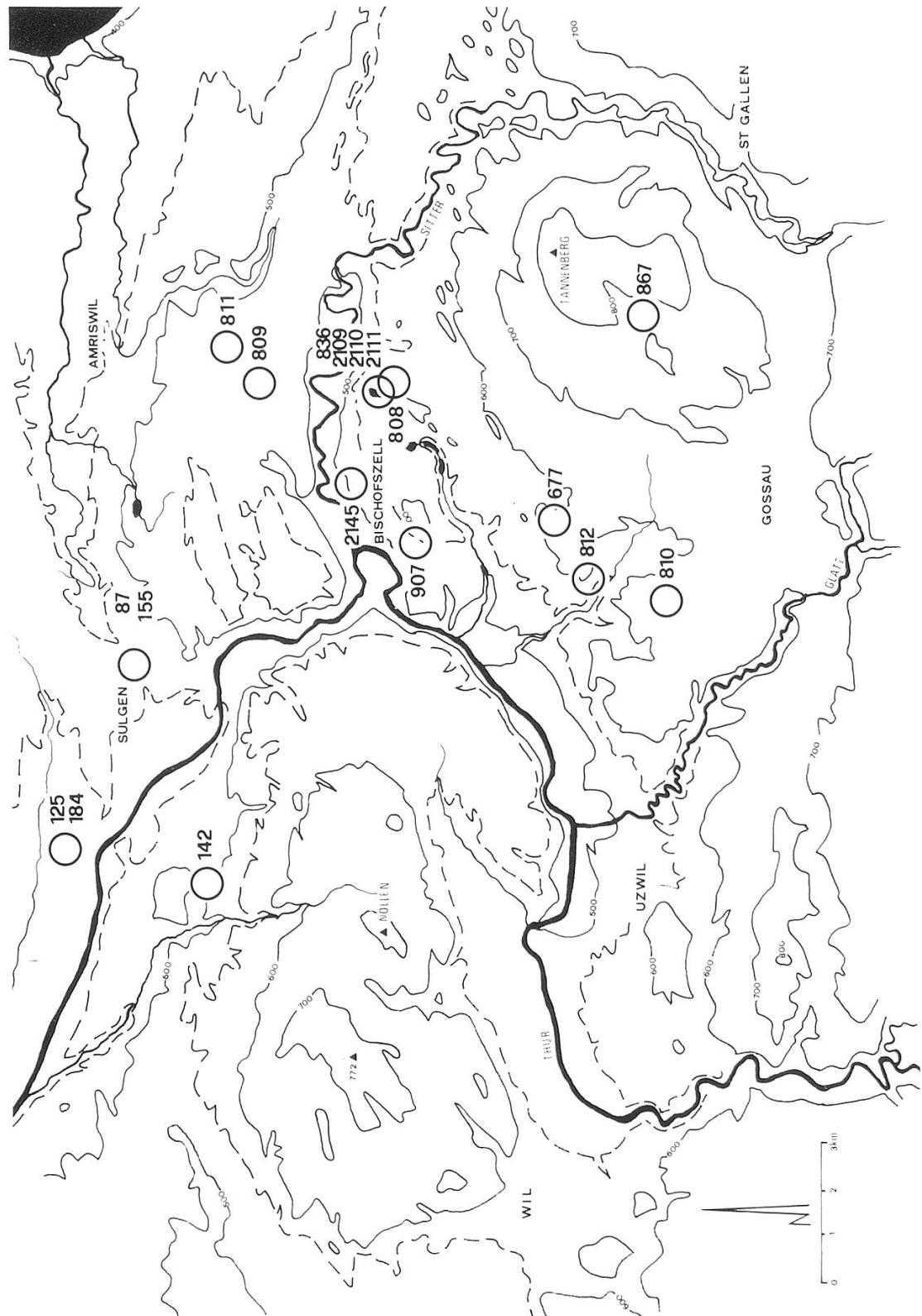
Im folgenden werden zwei Lokalitäten vorgestellt, die in bezug auf die Vegetationsentwicklung genauer untersucht wurden:

a) *Moor Bergwisen, Koord. 736.000/258.000*

Das Moor Bergwisen liegt chronostratigraphisch etwa auf halbem Weg zwischen den hochwürmzeitlichen Moränenstaffeln von Gossau (Stein am Rhein-Stadium) und der Eisrandlage des Standes von Bischofszell (vgl. Abb. 7 im Anhang). Die Lokalität muss deshalb bereits im Hochglazial eisfrei geworden sein. Es handelt sich um eine gut geschützte, zwischen Drumlins eingebettete Mulde (vermutlich ein Söll). Die Oberfläche des Moores liegt genau auf 600 m ü. M. Die umliegenden Drumlins reichen bis 624 m ü. M. Nächstgelegene Spuren stärkerer Erosion sind etwa einen Kilometer nördlich im Abhang zur Hauptwiler Rinne gegen Süden in rund 1,5 Kilometern Entfernung im Mutwilertobel anzutreffen. Eine ungestörte Vegetationsentwick-

lung seit dem Hochglazial sollte somit von der geomorphologischen Lage her gewährleistet sein. Dieser Umstand, zusammen mit der stratigraphisch interessanten Lage, liess eine Pollenanalyse wünschenswert erscheinen. Zusammen mit meinen Kollegen C. A. Burga und W. Wetter führte ich deshalb am 17. Juni 1982 eine Bohrung durch (Dachnowsky-Sonde). Im Zen-

Abb. 61: Herkunft des Probenmaterials für die $14C$ -Datierungen. Im Kärtchen angegeben sind die Bearbeitungsnummern des Labors (UZ-Nr., vgl. auch Tab. 3 und 4).



Tab. 3: 14C-Daten

UZ-Nr.*	Lokalität*, Art der Probenentnahme	Stratigraphische Lage (Tiefenangaben in cm)	Probenmaterial	Alter
677	Bergwisen, Bohrung	320 - 290	Torf	9035±120
808	Unter Birenstil, Bohrung	340	Torf	12600±190
809	Mösli, Bohrung	120	Torf	6395±100
810	Rüeggetschwiler Moos, Bohrung	240	Torf	11165±120
811	Hudeimoos, Bohrung	85 - 75	Torf	12455±135
812	Muttwiler Tobel, Bohrung	190 - 180	Torf	2215±70
836	Unter Birenstil, Rotationsbohrung	310	Holz	10885±150
867	Andwiler Moos, Bohrung	80 - 70	Torf	10455±150
904	Unter Birenstil, Rotationsbohrung	95 - 90	Torf	1925±105
907	Waldhof, Grabung	100	Wurzeln	1315±80
2109	Unter Birenstil, Rotationsbohrung	195	Haselnuss	7900±100
2110	Unter Birenstil, (gl. Probe wie 836)	310	Holz	10800±140
2111	Unter Birenstil, Rotationsbohrung	290 - 300	Torf	9850±190
2145	Stocken, Grabung	200	Seekreide	4850±75

* Bearbeitungs-Nr., 14C-Labor GIUZ, 2000er-Nr. = AMS-Daten

* vergl. auch Abb. 61

Tab. 4: *14C-Daten aus dem Arbeitsgebiet von A. Eggler (bisher unveröffentlicht)*

UZ-Nr.	Lokalität*	Stratigraphische Lage (Tiefenangaben in cm)	Probenmaterial	Alter
86	Ennetach	550 - 410, zwischen Schotter und Feinsand	Torf	1390±70
87	Sulgen, Wimoos	230, in Torfbasis über See- kreide	Holz (Birke)	9790±130
125	Bürglen, Speckacker	250 - 200, zwischen Schotter und Silt	Torf	8310±85
142	Mettlen, Riet	?	Torf	11360±150
146	Märwil, Riet	?	Torf	7535±110
155	Sulgen, Wimoos	?	Torf	9655±90
184	Bürglen	600, in Schotter	Holz	3815±90

* vergl. auch Abb. 61

trum des annähernd kreisrunden Moores wurde ein fast fünf Meter langer Kern entnommen. Er zeigte die folgende Stratigraphie:

0– 60 cm Cyperaceae- und Moostorf
60–150 cm mässig-stark zersetzer Cyperaceae-/ Moostorf, dunkelbraun
150–270 cm Braunmoostorf, schwach zersetzt, hellbraun bis schwarzbraun; einzelne Abschnitte stärker zersetzt
240–250 cm: Menyanthes-Samen
270–300 cm stark zersetzer Torf, schwarzbraun, mit etwas Ton; Algengyptja?
300–320 cm stark zersetzer Torf, schwarzbraun (14C-Datum:
9035±120)
320–385 cm Algengyttja, schwarzbraun bis schwarz
385–390 cm Feindetritus-Gyttja, grau-olive
390–405 cm Algengyttja, schwarzbraun
405–420 cm Silt-Ton, wenig Gyttja, graubeige
420–435 cm Silt-Ton, Übergang zu blaugrauem Ton
435–477 cm blaugrauer Ton; zwischen 450 und 477 cm laminiert (5-mm-Bereich)
477–480 cm Feinsand
480–495 cm blaugrauer Ton mit Sand und kleinen Gesteinstrümmern

Da bei Radiokarbondatierungen von Gyttjen Schwierigkeiten auftreten können (vgl. *Olsson* 1979 und *Heitz* et al. 1982), wurde für die 14C-Datierung die am tiefsten gelegene Torfschicht verwendet.

Aktuelle Vegetation

Im Bereich der Bohrstelle sind folgende Arten notiert worden (Aufnahme C. A. Burga, 17. 6. 82):

Carex flava-Gruppe zirka 75%
C. elata / C. panicea zirka 10%
Phragmites australis zirka 10%

Dazu: Equisetum palustre, Briza media, Orchis latifolia, Filipendula ulmaria, Linum catharticum, Mentha aquatica, Plantago lanceolata, Valeriana dioeca. Kleine Wasserlöcher weisen neben Braunmoosen Nymphaea alba und Lemna sp. auf.

In der Randzone des Flachmoors, z.T. schon im Übergangsbereich zum Wiesland, sind Bestände von Phragmites, Filipendula und Lysimachia vulgaris festgestellt worden. Einzeln oder in Gruppen kommen hier vor: Betula pendula, Salix sp., Viburnum opulus und Prunus cf. mahaleb. Umgebung: Kulturland (Wiesen, Obstgärten), im Südosten Fichtenwald.

Pollenanalytische Untersuchung (Analyse und Diskussion U. Groner)

Die in 5-cm-Abständen den Bohrkernen entnommenen Proben wurden im Labor des Quartärgeologischen Institutes der Universität Uppsala, Schweden, mit den üblichen Methoden aufbereitet. Es wurden nicht alle Präparate mikroskopisch untersucht, weil die detaillierte Rekonstruktion der Vegetationsgeschichte nicht Aufgabe dieser Arbeit ist. Pollen und Sporen sind im allgemeinen gut erhalten. In einigen Proben aus der Algengyttja (360–340 cm) kommen relativ viele Einzelluftsäcke von Pinus vor. In den Profilbereichen mit stärker zersetzenem Torf (zirka 320–240 cm) sind einige verwitterte (oxidierte) Pollen vorhanden; im Braunmoostorf (220–180 cm) weisen manche Pollenkörner mikrobiologische Abbauspuren auf.

Das Pollenprofil ist nach bekanntem Muster mit Haupt- und Nebendiagrammen gezeichnet worden (vgl. Anhang). Für die Darstellung im Hauptdiagramm wurden Präquartäre, Farne (Pteridophyta), Wasserpflanzen (Hydrophyta) und Cyperaceae ausgeschlossen (PS II). Sie sind als Einzelkurven ebenfalls bei den Nebendiagrammen zu finden. Die Anteile der Indeterminata (Unbestimmbare) wurden auf die Gesamtsumme PS I + Indet. bezogen. Das Diagramm ist in Abschnitte (DA 1–9) gegliedert, daneben ist die Zuordnung zu den *Firbas*-Pollenzonen eingetragen.

Diagrammbeschreibung:

DA 1 (490–450 cm): Pionier-Phase mit umgelagerten Palynomorphen. Vegetationsarme Phase mit relativ grossem BP-Anteil, vor allem Pinus und Betula (Fernflugpollen?). NBP: vorwiegend Gramineae, Artemisia, Chenopodiaceae und Cyperaceae.

Der Anteil von aufgearbeiteten (umgelagerten) Palynomorphen ist sehr hoch: Abies, Picea, Tilia, Alnus und Corylus passen nicht mit den Pionieren zusammen; Präquartär-Typen machen bis zu 12% von PS I aus.

DA 2 (450–435 cm): Gräser-Kräuter-Phase

Gramineen und Artemisia dominieren. *Helianthemum*, *Thalictrum* und *Chenopodiaceae* mit grösseren Anteilen. Umgelagerte deutlich weniger häufig. Pollenfrequenzen niedrig.

DA 3 (435–400 cm): Gebüsch-Kräuter-Phase

Die Prozentsätze von Betula, *Juniperus*, Gräsern und Kräutern schwanken stark; etwas höhere Pollenfrequenzen. Grenze 3/4: letztes Auftreten von (sicheren) Umgelagerten. *Pediastrum* besonders im oberen Teil von DA 3 häufig.

DA 4 (400–380 cm): Betula-Juniperus-Phase

Grosse Betula-Anteile; *Juniperus*-Maximum; Gramineen gehen zurück. Weniger Kräuterpollen, rasch steigende Pinus-Anteile. Höhere Pollenfrequenzen.

DA 5 (380–332,5 cm): Pinus-Betula-Phase

Pinus dominiert; Rückschlag bei 360 cm zugunsten der Gramineen und Kräuter. Betula-Anteile noch bei 25%, dann weiter sinkend. Im oberen Teil des Abschnitts erste Funde von Thermophilen (Corylus, *Ulmus*). Hohe Pollenfrequenzen. Ganzer Abschnitt mit *Pediastrum*.

DA 6 (332,5–290 cm): Corylus-Quercetum mixtum (Qm)-Phase mit Pinus Massenaufreten von Corylus und Qm, steigende Anteile. Pinus und Betula auf minimale Werte zurückgehend. Alnus mit niedrigeren, aber regelmässigen Anteilen. Einzelfunde von *Picea*. NBP-Anteile gering, wenige Arten. Pollenfrequenz nimmt ab.

DA 7 (290–175 cm): Corylus-Qm-Phase

Fraxinus erscheint. Corylus-Wert schwankt, gegen Ende des Abschnitts abnehmend. Alnus etwas häufiger. Einzelne *Abies*- und *Picea*-Pollenkörner.

DA 8 (175–150 cm): Qm-Corylus-Phase

Corylus-Prozentsatz weiter abnehmend: Qm dominiert. *Fagus* erscheint. *Abies* und *Picea* bei niedrigen Anteilen etwas regelmässiger.

DA 9 (150–130 cm): Qm-Corylus-Fagus-Phase

Sinkende Anteile von Qm und Corylus; *Fagus* wird häufiger. Massenauftre-

ten von Polypodiaceae (vorwiegend *Thelypteris*) und Zunahme der Cyperaceae. Gleichbleibend niedrige Pollenfrequenzen.

Der oberste Abschnitt des Profils (130–0 cm) wurde nicht bearbeitet.

Umgelagerte präquartäre Formen:

Im vorliegenden Profil wurden vor allem zwischen 490 und 445 cm Tiefe (vereinzelt noch bis 400 cm) präquartäre Pollen, Sporen und Algenreste (Dinoflagellaten-Zysten, Acritarchen) gefunden. Die betreffenden Formen sind nur selten gut erhalten, was die Bestimmung erschwert oder verunmöglicht.

Die folgenden Präquartär-Typen konnten im Profil nachgewiesen werden:

Gleicheniidites sp.	(Farnsporen, zwei verschiedene Formen; Kreide-Tertiär-Vertreter)
Sciadopityspollenites sp.	(Schirmtanne; Tertiär-Vertreter)
Caryapollenites sp.	Juglandaceae; Tertiär-Vertreter)
Engelhardtiodites sp.	
Dinoflagellaten-Zysten	(vorwiegend Bruchstücke)
Baltisphaeridium sp.	(Acritarch)

Die umgelagerten Palynomorphe stammen aufgrund der erwähnten, nur im Tertiär verbreiteten Typen mit Sicherheit aus Molassesedimenten (vgl. auch Kap. 5.5., laminierte Seesedimente).

Vegetationsentwicklung und Einordnung der Diagrammabschnitte:

DA 1 und 2

Die ältesten glazialen Sedimente (Grundmoräne) im Moor Bergwisen wurden nicht erbohrt. Der sandige, mit Gesteinspartikeln durchsetzte Ton an der Profilbasis ist wohl als Übergang Grundmoräne – lakustrisches Sediment anzusehen. Mit dem Abschmelzen des Eises kamen die ersten krautigen Pflanzen auf (v. a. *Artemisia* und *Gramineae*). Die niedrige Pollendichte und die grossen Prozentsätze von umgelagerten Palynomorphen in den Präparaten sind Hinweise auf die nur spärliche Vegetation in diesem Zeitraum.

Bei *Abies*, *Picea*, *Tilia*, *Corylus*, *Alnus* und natürlich den präquartären Formen handelt es sich um aufgearbeitetes Material. *Betula* und *Pinus* waren im Untersuchungsgebiet mit einiger Wahrscheinlichkeit noch nicht vorhanden; die betreffenden Anteile wurden eingeweht oder ebenfalls aufgearbeitet.

Im zweiten Diagrammabschnitt sind – bei abnehmenden Anteilen von Umgelagerten – für die Älteste *Dryas* typische, kräuterreiche Pollengesellschaften zu finden; mit *Artemisia*, *Gramineae*, *Thalictrum*, *Chenopodiaceae* u. a. Die beiden Abschnitte sind in die Zone Ia (Älteste *Dryas*) zu stellen.

DA 3 und 4

Die Spektren in Abschnitt 3 sind charakterisiert durch stark wechselnde Anteile von *Betula*, *Artemisia* und Gräsern. Im Vergleich mit andern Pollendiagrammen und aus der Sedimentabfolge des Profils lassen sich keine Erklärungen für diesen Kurvenverlauf finden. Möglicherweise hatten während der Besiedlung der eisfreien Gebiete bereits relativ früh einzelne Birken die Mülde erreicht, wo sie die nur lokal höheren Anteile von *Betula* verursachten. Die etwas höheren Pollenfrequenzen und das artenreiche Spektrum weisen auf eine bereits ziemlich dichte Pflanzendecke hin. Zu den vermutlich schon vorhandenen einzelnen *Ephedra* und *Salix* gesellten sich *Hippophaë*- und vor allem *Juniperus*-Sträucher. Der *Juniperus*-Gipfel in Abschnitt 3 wird dem

Bölling (Zone Ib) zugeordnet. Die Zonengrenzen können nicht genau angegeben werden.

In Abschnitt 4 ist eine von Birken und Wacholder beherrschte Vegetation dokumentiert. Die kräuterreichen Rasengesellschaften gehen stark zurück. Als Folge der Klimabesserung wird jetzt anstelle der anorganischen Sedimente (Ton) immer mehr organisches Material abgelagert (Algengyttja). Mit dem Aufkommen von *Pinus* und der Verdrängung der Birken endet dieser vielleicht der *Älteren Dryas* (Zone Ic) zuzuordnende Abschnitt.

DA 5

Die erste Phase der *Pinus*-Vorherrschaft in DA 5, während welcher die Birken noch eine Rolle spielten, entspricht der allerödzeitlichen Bildung der Föhren-Wälder Mitteleuropas. Die Anteile der übrigen Arten sind dabei minimal (Zone II). Ein Rückschlag in der Föhrenausbreitung bei gleichzeitig leichter Erhöhung der Gramineae/ NBP-Werte teilt den Diagrammabschnitt etwa in der Mitte.

Der von *Hofmann* 1963 in diesem Moor nachgewiesene *Laacher Bimstuff* (um 11 000 BP) sollte nach den Erfahrungen mit anderen Pollenprofilen im Bereich der zurückgehenden *Pinus*-Kurve liegen. Ein offenbar mit der Tuffablagerung synchroner Birkenvorstoss (vgl. *Rösch* 1983, S. 75) ist zwar im Pollendiagramm sichtbar (in 365 cm Tiefe), doch konnte auch mit diesem Hinweis die Bimstufflage nicht gefunden werden. Eine detaillierte sedimentologische Untersuchung des fraglichen Profilabschnitts steht noch aus.

Im oberen Teil von DA 5 gelangen die Föhren zu maximaler Verbreitung. Der Birkenanteil nimmt bis zum Ende des Abschnitts noch einmal zu. In dieser Phase gehen die mit der vorangegangenen Föhrenregression aufgekommenen Gräser und Kräuter wieder zurück. Eine Klimaverschlechterung, welche der *Jüngeren Dryas* (Zone III) zuzuordnen wäre, lässt sich aus diesem Diagrammabschnitt nicht sicher herauslesen. Die Grenze *Alleröd/Jüngere Dryas* (II / III) fällt im Profil in den Bereich des Wiederanstiegs von *Pinus* und *Artemisia* und des Rückganges von *Betula*. Der Beginn des *Praeboreals* (Zone IV) kann nur ungenau mit der Birkenzunahme und dem Erscheinen von Thermophilen angegeben werden. Der Sedimentzuwachs im Zeitraum Alleröd – Praeboreal war im vorliegenden Fall gering, vergleicht man etwa mit den Profilen von Ballmoos (*Wegmüller* 1976) oder von den Nussbaumer Seen (*Rösch* 1983).

DA 6

Abschnitt 6 beginnt mit der Massenausbreitung von *Corylus* und dem Aufkommen des Eichenmischwaldes (*Boreal*, Zone V). Mit *Hedera* und *Viscum* erscheinen fast gleichzeitig zwei weitere Komponenten des mesophilen Laubwaldes. Die regelmässigen, jedoch nicht häufigen Funde von Erlenpollen setzen ebenfalls an dieser Stelle ein. Die Föhren und auch die Birken werden sehr schnell verdrängt; bereits gegen Ende des *Boreal* sind diese Arten praktisch verschwunden. Die fortschreitende Verlandung der Bohrstelle zeichnet sich im Sedimentwechsel (bzw. Übergang) von der Algengyttja zum Torf ab. Die Datierung der Torfbasis ergab ein $14C$ -Alter von 9035 ± 120 BP, der tiefer – noch in der Algengyttia – dokumentierte *Corylus*-Anstieg ist damit etwas älter und liegt in derselben Größenordnung wie im bereits erwähnten Ballmoos und in den Nussbaumer Profilen (vgl. *Rösch* 1983, S. 46). Die Grenze V / VI wird in Ermangelung weiterer Kriterien mit dem Eintreten der *Fraxinus*-Kurve gezogen.

DA 7

In dieser Entwicklungsphase erfolgte der Torfzuwachs relativ rasch. Das lässt sich (vom Verhältnis *Corylus*-Qm abgesehen) nicht nur am ziemlich gleichmässigen Verlauf der Kurven BP / NBP, sondern auch an den teilweise niedrigen Pollenfrequenzen ablesen. Die Veränderungen im Vegetationsbild dieses als *Älteres Atlantikum* (VI) betrachteten Abschnitts sind wenig auffällig: einzelne *Abies*- und *Picea*-Körner zeigen die Einwanderung der Nadelhölzer in noch entfernten Gebieten an. Esche und Erle werden im oberen Teil des Abschnitts etwas häufiger, wahrscheinlich auf Kosten der Haselsträucher.

DA 8 und 9

In den Abschnitten 8 und 9 dominieren noch immer die Thermophilen (Qm und *Corylus*); diese Arten werden aber mit dem Erscheinen (DA 8) und der Ausbreitung (DA 9) der Buche kontinuierlich zurückgedrängt. Mit dem Einsetzen der *Fagus*-Kurve kann etwa der Beginn des *Jüngeren Atlantikums* (VII) festgestellt werden. Zusammen mit den Buchen und offenbar als Folge der damit veränderten Lichtverhältnisse am Waldboden treten zahlreiche Farne auf. Entsprechend dem Wechsel vom Braunmoostorf zum Cyperaceae- und Moostorf steigen im jüngsten Diagrammabschnitt auch die Cyperaceae-Anteile.

Die pollenanalytischen Resultate aus dem Profil Bergwisen lassen sich in den wesentlichen Punkten problemlos in die aus anderen Profilen bekannte Vegetationsgeschichte der Nordostschweiz einfügen. Die Ergebnisse wurden mit den neueren Arbeiten aus der Region verglichen; mit den Pollenprofilen von *Lang* 1973 (Mindelsee), von *Wegmüller* 1976 und vor allem mit jenen von *Roesch* 1983.

Das vorliegende Profil beginnt praktisch mit dem Eisfreiwerden des Untersuchungsgebietes in der Frühphase der pflanzlichen Wiederbesiedlung und reicht bis ins Jüngere Atlantikum; es umfasst demnach etwa den Zeitraum von 15 000 BP bis 6000 BP. Im Vergleich mit den erwähnten Pollendigrammen aus der Region sind folgende Unterschiede festzustellen:

- Die basalen, spätglazialen Proben enthalten relativ viele, zur Hauptsache aus Molassesedimenten aufgearbeitete Palynomorphe (Zone Ia—Ic).
- Im Diagramm sind ungewöhnliche *Betula*-Maxima vorhanden (Ib—Ic).
- Die *Juniperus*-Gipfel liegen in den gleichen Proben wie die *Betula*-Maxima und nicht wie üblich darunter (Ic).
- Die Zonen II—IV sind komprimiert.
- Der Rückgang von *Pinus* und das Aufkommen der Thermophilen erfolgen schlagartig (sehr steile Kurven).

b) *Unter Birenstil, Koord. 738.800/261.700, ein Flachmoor im höchstgelegenen Abschnitt der Hauptwiler Rinne.*

Die Rinne von Hauptwil wurde durch Schmelzwasser des Rheingletschers zur Zeit des Standes von Bischofszell geschaffen (vgl. Kap. 5.6. und 5.8.). Nach dieser Zeit fiel die Rinne trocken. Besonders im obersten Talabschnitt dürfte das Relief seither kaum Veränderungen erfahren haben.

Die fünf Weiher oberhalb von Hauptwil sind anthropogen bedingt: Sie wurden früher vom Stift St. Pelagiberg zur Fischzucht verwendet. Die Flachmoore zwischen den Weihern sind als Verlandungszonen zu deuten. Einzig das höchstgelegene Moor, zwischen Unter Birenstil und Peierhalde auf 560 m ü. M. (Koord. 738.800/261.700), nahe der flachen Wasserscheide gelegen, schien für eine Datierung etwas vielversprechender zu sein. Dies

bestätigte sich in der Folge auch: Die mittels Dachnowsky-Sonde in 340 cm Tiefe entnommene Basisprobe ergab ein $14C$ -Alter von $12\,600 \pm 190$ BP (vgl. Tab. 3 und Abb. 61). Zwischen Torfbasis und der Moräne (?) im Liegenden findet kein allmählicher Übergang statt, wie dies im Moor Bergwisen der Fall ist (vgl. oben). Vielmehr beginnt mit einer scharfen Grenze direkt ein gut zersetzer, schwarzbrauner Torf. Mit grosser Wahrscheinlichkeit muss also mit einem zeitlichen Hiatus in diesem Bereich gerechnet werden. Eine Pollenanalyse erscheint deshalb weniger sinnvoll.

Bei der Probenentnahme ergaben sich mehrere Male Schwierigkeiten, bis zur Torfbasis vorzudringen, da man im Torf ab zirka 300 cm Tiefe auf grössere Holzreste stösst. Ein genaueres «Ausloten» des Untergrundes mit einer Lwinensonde zeigte, dass der tiefere Teil des Moores vermutlich mit Baumstämmen durchsetzt ist.

Anlässlich der oben beschriebenen Probenentnahme ergab sich im Gespräch mit dem Besitzer des benachbarten Anwesens (Herrn Schmid, Unter Birenstil), dass dieser beim Bau seiner Garagen (Lage vgl. Abb. 62) unter den bis zu zwei Metern mächtigen Schottern auf Torf gestossen ist. Da es sich bei den erwähnten Schottern zumindest ursprünglich um hochglaziale Ablagerungen handeln muss (nach dem Stand von Bischofszell bestand kein nennenswertes Fließgewässer mehr in diesem Raum) und da sowohl entlang dem betreffenden Hang als auch in einem kleinen Aufschluss hinter den Garagen im anstehenden Schotter keine Anzeichen für Rutschungen gefunden werden konnten, bestand die Möglichkeit, dass es sich bei den fossilen Torfen um interstadiale oder sogar ältere Ablagerungen hätte handeln können. Leider war die Fundstelle infolge des Garagenbaues nicht mehr zugänglich. Allein dank der finanziellen Unterstützung durch die Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich war es möglich, mittels Rotationskernbohrungen (vgl. Abb. 62) die Stratigraphie umfassend abzuklären (vgl. Abb. 62) sowie genügend Probenmaterial für detailliertere Untersuchungen zu gewinnen.

Stratigraphie:

Die beiden Bohrungen B1 und 2 zeigen eindeutig, dass die Torfschicht nicht unter dem Hügel hindurchzieht, sondern lediglich in dessen Flanke anzutref-

Abb. 62: Profil Unter Birenstil, Sondierbohrungen vgl. auch Abb. 64 und 65.

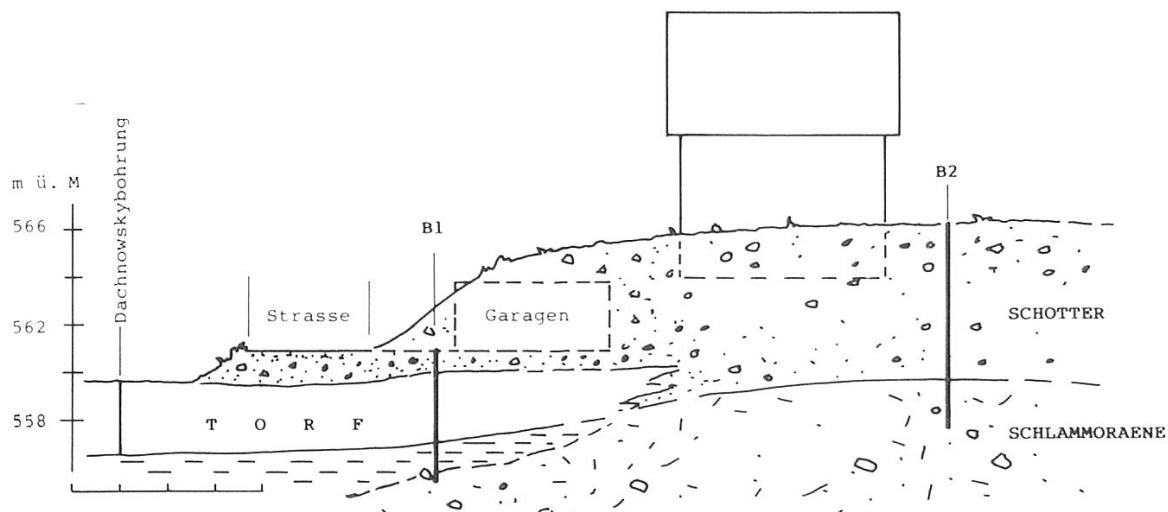
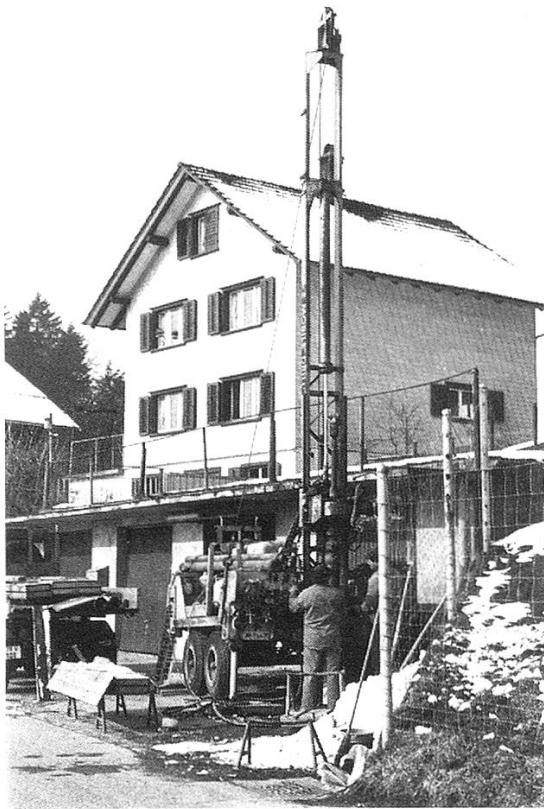


Abb. 63: Rotationskernbohrung B1, Befunde vgl. Abb. 64 und Tab. 5.



fen ist (vgl. Abb. 62). Die Bohrung B2 (vgl. Abb. 65) verläuft bis in eine Tiefe von 6,65 m im Schotter. Eine Durchsicht der Probe in bezug auf die Geröll-petrographie bestätigte in etwa die würmglaziale Stellung des Schotters. Die petrographische Zusammensetzung dürfte ungefähr den Proben von Ochsenrain/Niederbüren entsprechen. Aber auch eine Zuordnung zu den «Mittleren Schottern» von Hohentannen kann nicht ausgeschlossen werden, da der Bohrkern einen deutlichen Anteil an Amphibolitgneisgeröllen aufweist. Statistisch fundierte Aussagen lassen sich keine machen, da die Geröllprobe aus dem Bohrkern zu klein war.

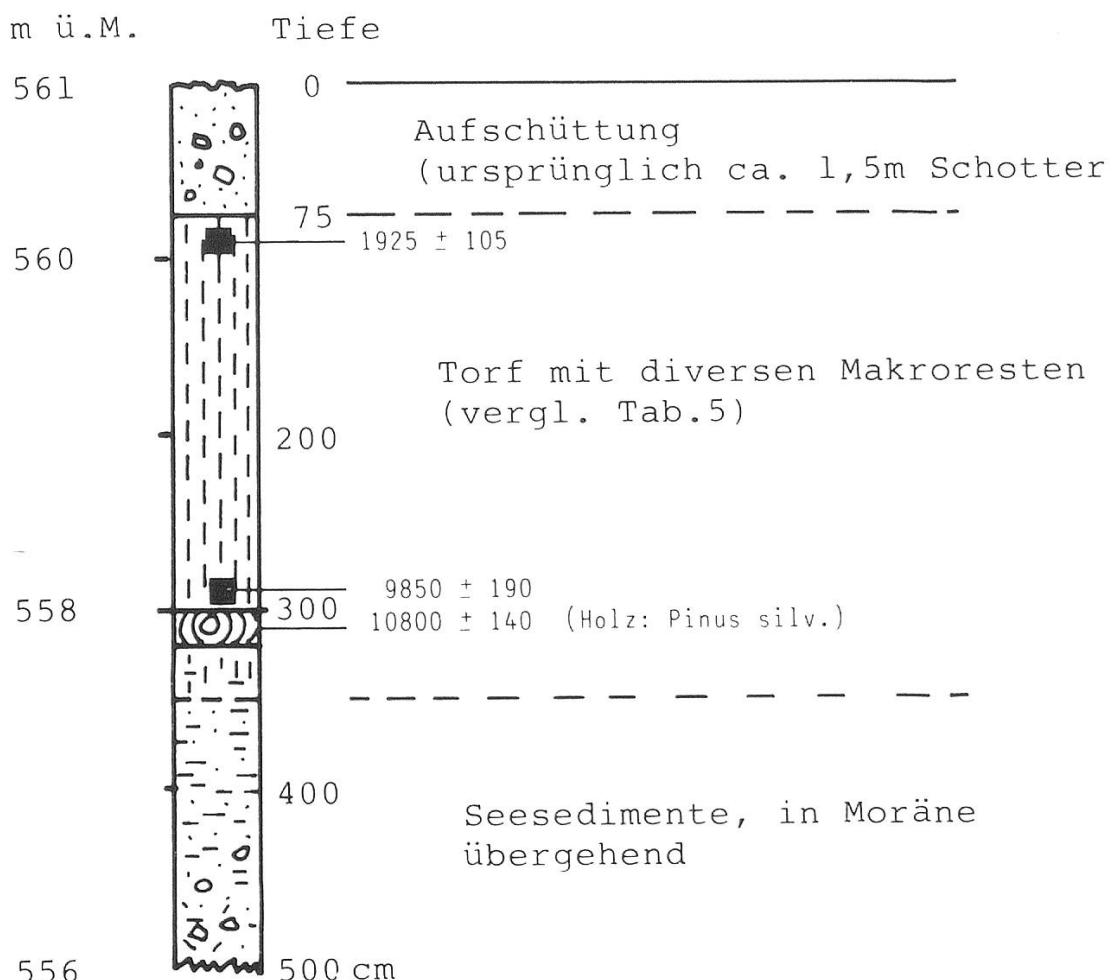
Die im Liegenden erbohrte Schlammoräne (ab 6,65 m) entspricht den in G2/3 (vgl. Kap. 5.5, Abb. 46) angetroffenen und dort als Grundmoräne angesprochenen Horizonten.

In Bohrung B1 (vgl. Abb. 64) wurde der von Herrn Schmid beschriebene Torfhorizont unter 75 cm künstlicher Aufschüttung (Garagenvorplatz) angetroffen. Vor dem Garagenbau muss an dieser Stelle nach Katasterplan und Aussage des Bauherrn zirka 1,5 m Schotter über dem Torf gelegen haben. Der Schotter ist hinter den Garagen im Hang noch einsehbar. Es handelt sich um einen homogenen, stark silthaltigen Kies (recht standfest) ohne erkennbare Schichtung und ohne Hinweise auf Rutschungen.

Die Torfschicht ist, inklusive durchbohrtem Baumstamm 2,45 Meter mächtig, enthält verschiedene Makroreste (vgl. unten) und geht im Liegenden in eine Grundwasser führende Feinsandschicht über (im Unterschied zur Dachnowsky-Bohrung, vgl. Abb. 62). Zirka einen Meter tiefer erfolgt dann ein allmählicher Übergang zur Moräne im Liegenden. Ab fünf Meter Tiefe ist die Moräne kompakt und trocken wie in B2.

Wie in Tabelle 5 deutlich ersichtlich ist, zeigen die Makroreste einen Übergang von Waldföhre (Alleröd?) über Arten des mesophilen Laubwaldes (Ahorn, Esche, Ulme) bis zu wärmeliebenden Nadelhölzern (Weisstanne). Dies widerspiegelt in groben Zügen die Abfolge im Pollendiagramm Bergwisen (vgl. Anhang). Auch die auf dem Beschleuniger datierte Haselnusschale passt gut ins Bild. Im Unterschied zu Bergwisen taucht hier häufig *Prunus* sp. (Schwarzdorn?) auf. Dies weist auf eine Waldrandlage hin. Die Hügel und steilen Abhänge entlang der Hauptwiler Rinne waren bewaldet, während die eigentliche Moorfläche höchstens Buschbestände aufwies. Da das Moor in einer tiefen, aber schmalen Rinne liegt, konnten von beiden Seiten her abgestorbene Äste, Zweige und auch ganze Bäume herabstürzen und versinken.

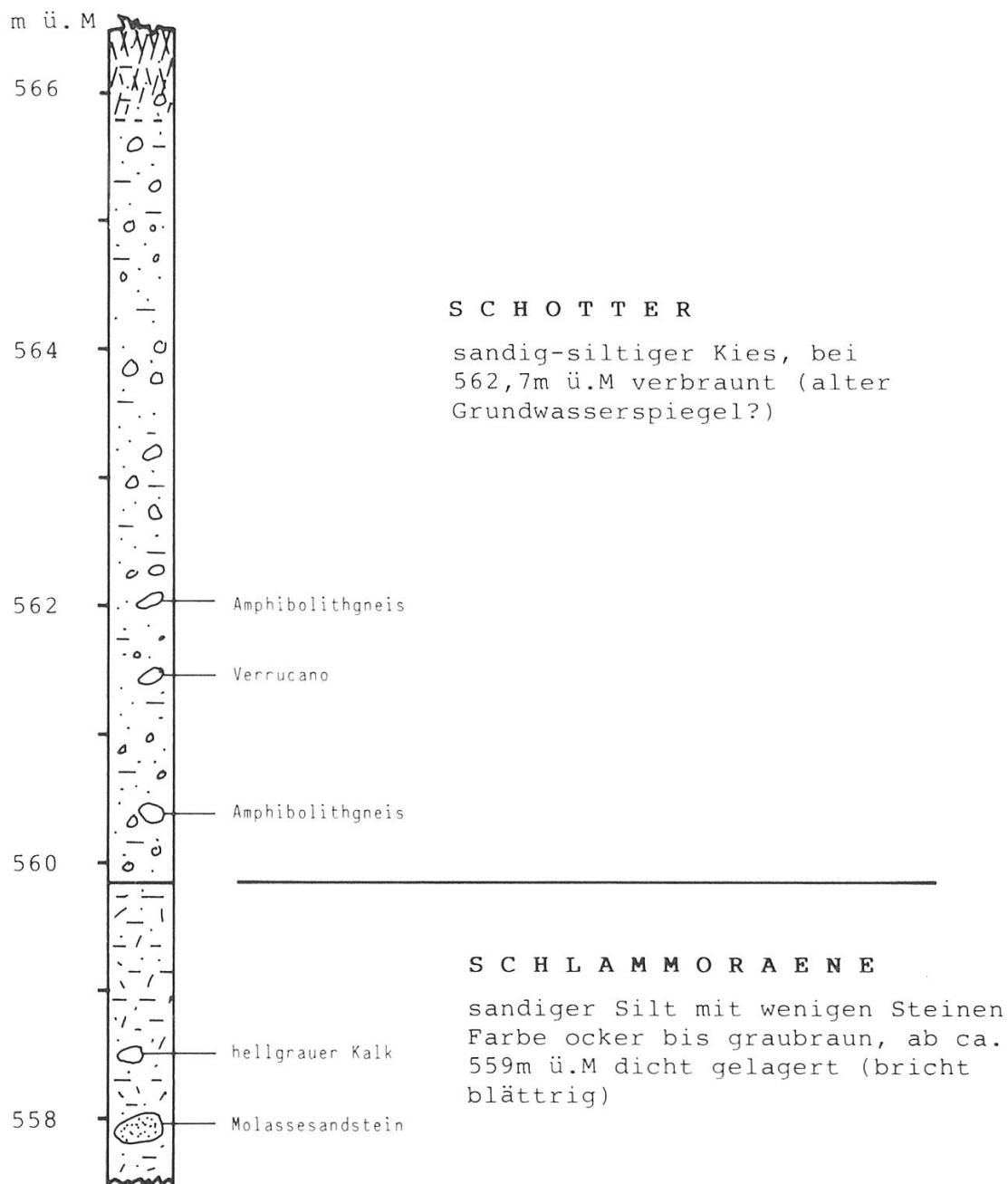
Abb. 64: Sondierbohrung B1, Unter Birenstil, Koord. 738.700/261.700.



Tab. 5: Holzfragmente aus dem Torf der Bohrung B1 (Holzanalyse W. Schoch, Labor für quartäre Hölzer, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf).

Tiefenlage in cm	Holzart	eventuell 14C-Alter
90 - 95	-	1925±105
100	<i>Picea abies</i> (Fichte, Stamm-Ast-Stück)	
110	<i>Abies alba</i> (Weissstanne, Ø 25 mm)	
120 - 130	<i>Abies alba</i> (Weissstanne, Splitter)	
150	<i>Ulmus</i> sp. (Ulme, Ø 20 mm)	
170 - 175	<i>Fraxinus excelsior</i> (Esche, Wurzel, Ø 30 mm) <i>Alnus</i> sp. (Erle, Ø 10 mm)	7900±100
195	<i>Corylus</i> (Hasel, Nussschale, Ø 10 mm)	
210	<i>Fraxinus excelsior</i> (Esche, Ø 10 mm) <i>Fraxinus excelsior</i> (Esche, Ø 5 mm)	
215	<i>Prunus</i> sp. (Schwarzdorn?, Ø 5 mm)	
270	<i>Acer</i> sp. (Ahorn, Ø 15 mm)	
285	<i>Pinus sylvestris</i> (Waldföhre, Ø 5mm)	
290	<i>Prunus</i> sp. (Schwarzdorn?, zwei Stück, Ø 10 mm)	
295	<i>Pinus sylvestris</i> (Waldföhre, Ø 10 mm)	
290 - 300	- (Torf)	9850±190
310	<i>Pinus sylvestris</i> (Waldföhre, Stammstück)	10800±140

Abb. 65: Sondierbohrung B2, Unter Birenstil, Koord. 738.700/261.725.



könnte. Dem widerspricht aber die relativ ausgeglichene Topographie des Talhanges und vor allem auch das späte Eintreten des Ereignisses – der Hang war längst durch eine dichte Vegetationsdecke geschützt und hatte bereits acht Jahrtausende überdauert.

Am wahrscheinlichsten scheint mir deshalb eine durch den Menschen bedingte Auffüllung zu sein. Beispielsweise verlief der Weg nach Ober Birenstil nicht auf der Trasse der heutigen Strasse, sondern weiter hangwärts, vermutlich im Bereich der Bohrstelle B1, so dass unter Umständen in dieser Richtung ein Zusammenhang bestehen könnte. Allerdings darf man in Verbindung mit einem Karrenweg kaum eine 1,5 m mächtige Schotterkofferung erwarten. Auch konnten im Kies (Aufschluss hinter den Garagen) keine Belege für menschliche Einflussnahme, wie z. B. Bruchstücke von Backstein, Tonscherben oder ähnliches gefunden werden.

Da bereits in Zusammenhang mit ersten Sondierungen im Zentrum des Moores Hinweise auf mehrere, an der Moorbasis liegende, Baumstämme gewonnen wurden, nehme ich an, dass es sich bei dem, in B1 durchbohrten Pinusstamm, nicht um einen Sonderfall handelt. Also muss – wie das 14C-Datum zeigt – bereits im ausklingenden Alleröd ein Föhrenwald bestanden haben.

Spätglaziale Wälder sind schon seit einiger Zeit auch aus anderen Gegenden des schweizerischen Mittellandes bekannt. So z. B. am Ostfuss des Uetlibergs bei Zürich (Hantke 1980, Grossmann 1934) und im Dättnauer Tal bei Winterthur (Kaiser 1973 und 1979). An beiden Lokalitäten ist, besonders während des Alleröd, die Föhre der absolut dominierende Baum. Grossmann 1934 bestimmte unter 277 Strünken 276 als Föhren und nur einen als Birke! Der jüngste im Dättnau gefundene Baumstrunk liegt mit einem Alter von rund 10 750 BP an der Grenze zur Jüngeren Dryas und ist somit etwa gleich alt wie der in B1 durchbohrte Pinusstamm.

5.8. Alter und Korrelationen, Landschaftsgenese im Überblick

Für die chronostratigraphische Einordnung der bislang besprochenen lithostratigraphischen Einheiten ist es von grundlegender Bedeutung, ob die Region Bischofszell während der Würmeiszeit nur einmal oder mehrere Male vom Gletscher überfahren wurde. Diese Frage kann im Arbeitsgebiet selbst nicht geklärt werden, da im Bereich unter GM1 im Moment keine absolut datierbaren Materialien irgendwelcher Art (Paläoböden, Torf, Holz) greifbar sind. Es muss deshalb für die Beurteilung dieser Frage auf Arbeiten aus anderen Gebieten zurückgegriffen werden:

— Aufgrund der Erkenntnisse, die aus den Bohrungen von Meikirch, Dürnten und Uster mittels palynologischer Untersuchungen gewonnen werden konnten, beschreibt Welten 1979, 1981 und 1982 eine klimatisch stark aufgegliederte Würmeiszeit. Er unterscheidet insgesamt 6 Kaltphasen (Turicum 1–6), die durch wärmere Abschnitte (Interstadiale) voneinander getrennt werden. Damit kann eine Temperaturkurve ermittelt werden, deren Verlauf in etwa mit dem der nordeuropäischen übereinstimmt. Welten 1981 geht noch einen Schritt weiter: Aufgrund der pollanalytisch abgeschätzten Klimawerte (Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse) zeichnet er eine Kurve der Gletscherstände. Welten glaubt, damit mindestens zwei grosse Würmvereisungen belegen zu können:

- a) Einen Frühwürmvorstoss (T1) um zirka 70 000 BP, der «... sehr stark und weitreichend war.» (Zitat Welten 1981, S.10) und somit z. B. dem Maximalstand der letzten Eiszeit (geomorphologisch weniger deutlich ausgebildet als das Stadium von Stein am Rhein) entsprechen könnte.
- b) Den «klassischen» Hochwürmvorstoss (T6) um 20 000 BP, der in allen Profilen des Zürcher Oberlandes in stratigraphisch eindeutiger Lage (z. B. im Hangenden der Schieferkohlen von Gossau) durch eine Grundmoräne nachgewiesen werden kann.

Zu dieser Interpretation muss allerdings bemerkt werden, dass im Frühwürm zwar pollanalytisch eindeutig mehrere Kaltphasen aufgezeigt werden können, dass aber ein eindeutiger lithostratigraphischer Beleg –

also z. B. eine Grundmoräne zwischen Eem und einem Frühwürminterstadium oder zwischen zwei Frühwürminterstadialen – in keinem der von Welten bearbeiteten Profile anzutreffen ist (vgl. auch *Welten* 1982).

– Müller 1982 beschreibt in einem Artikel zum Eisaufbau des Würmgletschers in der Ostschweiz eine Würmeiszeit mit insgesamt vier Kaltphasen mit entsprechenden Gletschervorstößen. Er stützt sich beim Aufbau der Chronostratigraphie im wesentlichen auf Bohrungen im Raum Neuheim (Kt. Zug, Grenzgebiet zwischen Reuss- und Linthgletschersystem): «*Diese älteste würmeiszeitliche Moräne bedeckt hier die bis zu 7 m starken Riss/Würm-Interglazialen Bodenbildungen.*» (Zitat aus Müller 1982)

Die im Zitat erwähnte Bodenbildung wurde leider noch nicht genauer untersucht. Es ist deshalb auch möglich, dass es sich um einen Boden handelt (oder mehrere?), der Prä-Riss/Würm-Interglazialen Alters ist (mündl. Mitt. von E. Müller vom 28.11.1985). Eine interstadiale Stellung des Bodenhorizontes dürfte wegen seiner Mächtigkeit nicht in Frage kommen. Damit ist klar, dass es sich bei der Moräne im Hangenden des Bodens durchaus um eine riss- oder sogar prärisszeitliche Ablagerung handeln kann. Somit besteht auch in diesem Fall kein stratigraphisch zwingender Beleg für einen fröhwrmeiszeitlichen Eisvorstoss, der bis in Mittelland hinaus gereicht hätte. Da auch die weiteren in Müller 1982 besprochenen Kaltphasen nicht durch Böden oder anderweitig als Interstadial interpretierbare Ablagerungen voneinander getrennt werden können, ist es durchaus möglich, dass es sich hierbei um unterschiedliche Phasen im Eisaufbau des Hochwürmgletschers handeln kann. Diese Möglichkeit wird auch von Müller selbst nicht ausgeschlossen.

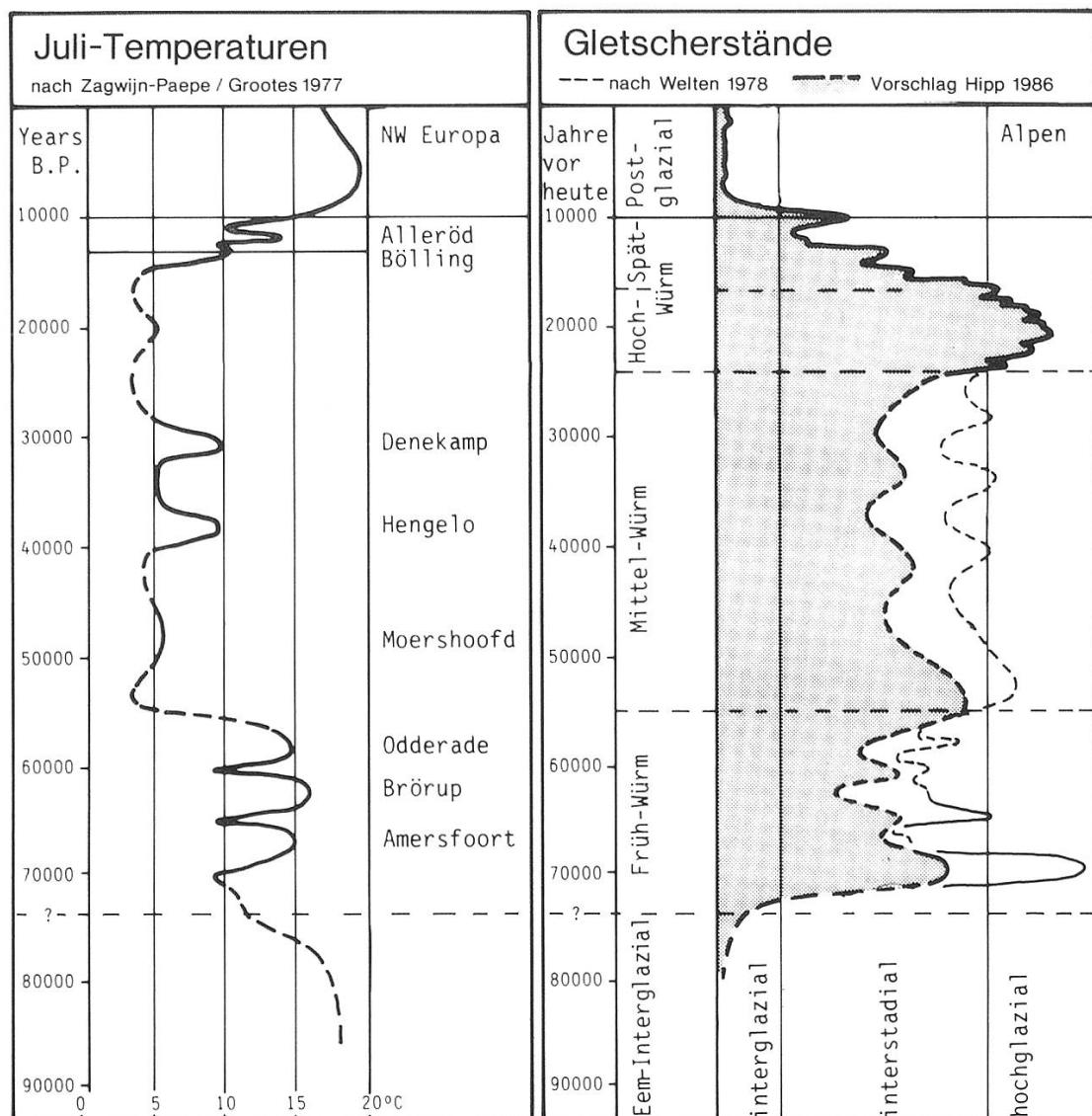
Auch ausserhalb der Schweiz finden sich bisher meines Wissens keine stratigraphisch abgesicherten Belege für einen weiträumigen Gletschervorstoss in den frühen Phasen der letzten Eiszeit.

– In Nordeuropa z. B. gilt als relativ sicher, dass kein grosser Frühweichselvorstoss (Prä-Ammersfoort, Prä-Brörup) existierte. Nach Aussagen von Berglund anlässlich des IGCP-Symposiums 1981 in Stockholm, besteht kein Grund zur Annahme, dass die Gletscher im Frühweichsel je aus den Tälern des Skandinavischen Gebirges hervortraten. Wichtiger ist seiner Meinung nach ein Mittelweichselvorstoss (chronostratigraphisch zwischen Moershoofd und Odderade um zirka 50 000 BP gelegen), der allerdings nur bis nach Mittelschweden, d. h. bis etwa in die Region um Stockholm nachgewiesen werden kann (vgl. auch Lundqvist 1981). In Südschweden kann lediglich der Hauptweichselvorstoss in mehreren Phasen (zirka 20 000 bis 13 000 BP) nachgewiesen werden (vgl. z. B. Lagerlund 1983).

– In Süddeutschland ist die Situation in etwa analog. In den Profilen von Samerberg (Jerz 1982) können zwar für den Bereich des Frühwürms mehrere Kaltphasen pollenanalytisch belegt werden, Grundmoränen kamen aber in diesem Zeitabschnitt nicht zur Ablagerung. Auch hier am Alpenrand kann für die Würmeiszeit nur ein grosser Eisvorstoss sicher belegt werden. Im Bericht des Bayrischen Geologischen Landesamtes steht deshalb auch eindeutig:

«*Die Grenze zwischen dem mittleren Würm und dem jüngeren Würm (Hochglazial und Spätglazial = Upper Würm) ist im Profil Baumkirchen im*

Abb. 66: Änderungsvorschlag zu den Gletscherständen nach Welten 1978.



Inntal zwischen einer mächtigen lakustrischen Serie im Liegenden und Vorstosssschotter im Hangenden festgelegt (zirka 25 000 Jahre vor heute). Im Profil Samerberg fällt diese Grenze mit der Untergrenze der Würmmorena zusammen. Es wird dabei angenommen, dass die Würmeiszeit einem grossen Eisvorstoss entspricht, der vor zirka 20 000 Jahren sein Maximum erreicht hat.» (Zitat aus Bayrisches Geologisches Landesamt, Aufgaben, Leistungen, Ergebnisse, München 1984)

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass zwar an mehreren verschiedenen Lokalitäten für die Zeit der frühen Würm/Weichsel-Eiszeit aufgrund von palynologischen Untersuchungen mehrere Kaltphasen nachgewiesen werden können (Welten 1981 und 1982, Mangerud und Berglund 1978, Zagwijn und Päpe 1968, Grüger 1979 und weitere Autoren), dass diese Kaltphasen aber entweder klimatisch zu wenig extrem oder zeitlich zu kurz ausfielen, als dass sie einen grossen Gletschervorstoss hätten auslösen können (vgl. Abb. 66). Diesem Gedanken folgt auch Schlüchter 1982, wenn er schreibt:

«... die Mittellandprofile Meikirch und Uster lassen über dem Interglazial auf einen einzigen glazigenen Sedimentationszyklus schliessen, wobei in Uster die Aufschotterung ganz fehlt und in Meikirch mächtig, aber zugleich faziell komplex ist. Ob aufgrund dieser Situation der Schluss gezogen werden darf, dass diese Gebiete seit dem palynostratigraphisch definierten Eem (sensu Welten) nur einmal vom Gletscher bedeckt worden sind oder ob es sich nur um unvollständige Profile handelt, ist noch nicht klar. Viele Argumente deuten auf vollständige Profile, also auf einmalige Gletscherbedeckung hin.» (Zitat aus Schlüchter 1982, S. 91)

Vor diesem Hintergrund betrachtet, sollten die lithostratigraphischen Einheiten in meinem Arbeitsgebiet in erster Linie verschiedenen Phasen des Hauptwürmvorstosses zugeordnet werden («Mittlere Schotter», GM1, «Obere Schotter und Seesedimente»). Als einziger Hinweis auf einen Prä-Hochwürmzeitlichen Gletschervorstoss kann GM2 herangezogen werden. Aus den oben dargelegten Gründen und auch weil GM2 in bezug auf die petrographische Zusammensetzung von GM1 abweicht (vgl. Kap. 5.3. und Abb. 43) schlage ich vor, dass GM2, im Sinne von Hofmann 1973, auch weiterhin als – wenn auch fragliche – Rissmoräne zu bezeichnen ist. Aus diesem Grund soll in der folgenden Landschaftsgeschichte der relativen Abfolge der Ereignisse das Hauptgewicht gegeben werden. Die Namengebung des vorletzten Eisvorstosses in diesem Gebiet sollte hingegen mit Vorbehalt betrachtet werden.

Die Landschaftsgenese der Region Bischofszell

1. Ausgangslage: Prä-Riss(?), Abb. 67

Die Schotter von Grimm-Aetschberg und vom Felsenholz waren bereits abgelagert (vgl. Kap. 5.2.), der Bodensee als junges Becken bestand schon (der Seespiegel sollte noch höher gelegen haben als heute), Thur und Sitter flossen auf ± 560 m ü. M. (bei Bischofszell) dem Bodensee zu.

2. Erstes geologisch belegbares Glazial: Riss(?), Abb. 68

Dies ist die erste im Arbeitsgebiet eindeutig nachweisbare Vereisung. Der Bodensee-Rhein-Gletscher stiess bis mindestens in den Raum Wil (vermutlich aber noch weiter) vor und kolkte die tiefen Becken von Henau–Oberbüren und Gottshaus–Oberegg aus. Beim Eiszerfall wurden die Becken mit Seesedimenten und Schlammoräne gefüllt.

Die Schwelle zwischen den beiden Becken wurde nach dem Absenken des Seespiegels beim weiteren Eisrandrückzug von der «Thur» durchbrochen: Der V-förmige Einschnitt im Liegenden des heutigen Bischofsberges entsteht (vgl. Abb. 18). Da sich keine reifere Talform entwickelte, dürfte diese Rückzugsphase von relativ kurzer Dauer gewesen sein.

Nach einiger Zeit stiess der Gletscher wieder vor, und der Seespiegel vor der Eisfront stieg erneut an. Die «Rinne unter dem Bischofsberg» wurde mit Seesedimenten aufgefüllt (vgl. Abb. 18, Bohrung Rebrain). Bei Bischofszell kam der Vorstoss zum Stehen. Ein länger andauernder Stand bildete sich aus, der zur Ablagerung der Schotter des Bischofsberges führte (vgl. Abb. 69) und vielleicht weiter Thurtal abwärts, dem Eisrand folgend, zur Ablagerung der Schotter um Mettlen beitrug (ähnliches petrographisches Spektrum, mündl. Mitt. von S. Bolz).

3. Warmzeit: *Riss-Würm-Interglazial(?)*, Abb. 70

Eiszerfall: Die Schotterablagerungen des Bischofsberges versperrten der Thur ihren alten Weg zum Bodensee. Sie floss nun, epigenetisch bedingt, in einer Höhe von zirka 550 m ü. M. (bei Niederhelfenschwil) auf dem nördlichen Rand des mit Lockermaterial verfüllten Beckens von Henau–Oberbüren. Dem Gefälle des Bischofsberger Sanders folgend, umfloss die Thur das Felsenholz im Westen und ergoss sich dann in das Zungenbecken von Erlen. Sie wird so wieder dem Bodensee zugeführt und trifft in der Region Amriswil erneut mit der Sitter zusammen. Der damalige Seespiegel muss immer noch um einiges höher gelegen haben als heute, da sich die beiden Flüsse sonst tiefer eingeschnitten hätten. Beim damaligen Thurtal ist aufgrund von unveröffentlichten Bohrungen anzunehmen, dass der Talquerschnitt im Raum Niederhelfenschwil etwa einem flachen Muldental entsprach. Zudem gibt es Hinweise auf flachgründige, warmzeitliche Seeablagerungen (evtl. in Altläufen des mäandrierenden Flusses) in diesem Raum (mündl. Mitt. *E. Krayss*). Die Sitter hatte ihren alten Lauf nach Norden wieder eingenommen, da das bereits damals tief eingeschnittene Tal bei der Ruine Ramschwag (Koord. 741.950 / 261.650) nicht gänzlich verfüllt worden war. Ein Seismikprofil weist auf Talfüllungen von Sitter bei Unter Gerschwil und Thur bei Zihlschlacht hin (vgl. Kap. 5.5., Abb. 47 im Anhang). Während der ganzen Dauer des Riss-Würm-Interglazials und des Frühwürms sorgten Kalkumlagerungsprozesse für eine zumindest partielle Verkittung des Bischofsberger Schotters.

4. Jüngstes Glazial: Hochwürm, Abb. 71 und 72

In der einsetzenden ersten Kaltphase des beginnenden Hochwürms blieb das Gewässernetz zunächst erhalten. Der vorrückende Bodensee-Rhein-Gletscher dürfte dann aber im Raum Amriswil einen See gestaut und dessen Spiegel beim Vorstoss sukzessive angehoben haben. In dieser Phase entstand das Delta bei Hagenwil / Oberau (entspricht etwa der Kaltphase I nach *Müller 1982*).

Der Gletscher stiess anschliessend weiter vor und dürfte im Bodenseebecken bereits über Konstanz hinaus gereicht haben. Er staute zunächst im damaligen Sittertal einen See auf, der dann vermutlich katastrophenartig ausbrach. Ein gewaltiger Schmelzwasserstrom, d. h. das gesamte Wasser des südlichen Eisrandes des Bodensee-Gletschers, ergoss sich damit zwischen dem höchsten Punkt des Bischofsberger Schotters und dem Felsenholz hindurch und weiter in Richtung Frauenfeld talabwärts. Die Sedimente des alten Thurtales werden bei Hohentannen gequert und von den Wassermassen weggespült – die Groblage im Liegenden der Kiesgrube Freudenberg entsteht. Auch die tiefgreifende Erosion, die durch eine Groblage zwischen den unteren und oberen Rafzerfeldschottern belegt ist (vgl. *W. A. Keller 1977*), könnte mit einer solchen Flutkatastrophe in Zusammenhang gebracht werden.

In der Folge stellte sich bei Bischofszell eine Stagnationsphase im Eisaufbau ein, und die unteren Schotter von Hohentannen wurden aufgebaut. Die Thur mündete etwa bei Schweizersholz in den Sander. Die Schotter dieser Eisrandlage können auch an anderen Lokalitäten im Bodenseeraum beobachtet werden, was *O. Keller und Krayss 1983* veranlasste, ein «Oberseestadial» zu postulieren. Dieser Eisaufbaustand wurde in einer Kartenskizze dargestellt (S. 115, *O. Keller und Krayss 1983*). Der Verlauf des skizzierten Eisrandes lehnt sich dabei stark an das Konstanz-Stadium des Eisabbaues an. Meines

Erachtens sollte dies zumindest teilweise korrigiert werden, indem

- a) der Eisrand des Aufbaustandes generell eher extern von Konstanz (etwa im Raum der Reichenau) liegen sollte, da sonst im Raum Bischofszell kein genügend hohes Eisrandniveau erreicht wird, um die Schotter von Hohentannen aufzubauen. Ausserdem erklärt ein «Reichenauerstadial» auch gleichzeitig die Entstehung der randglazialen «Vorstossschotter» im Bereich des Mindelsees und bei Allensbach (vgl. *Schreiner 1968*)
- b) der Eisrand, soweit er in mein Arbeitsgebiet zu liegen kommt, sich weniger an der heutigen Topographie orientieren sollte, da gerade in dieser Region grössere landschaftliche Umwälzungen stattgefunden haben müssen (vgl. Abb. 72)

Noch vor dem Hauptvorstoss des Hochwürms muss eine deutliche Klimaverbesserung eingetreten sein. Dies führte zum Abschmelzen von Gletscher Eis und in Eisrandnähe zu Erosion (mittlere Groblage der Schotter von Hohentannen).

Die Klimaverschlechterung, die den eigentlichen Hochwürmvorstoss auslöste, muss sehr markant gewesen sein. Dies führte zu einem raschen Anwachsen der kleineren, regionalen Gletscher (vgl. Kap. 5.4.) und somit zu einem grösseren Anteil von Thur/Sitter-Material in den oberen Schottern von Hohentannen. Bei anhaltender Klima-Ungunst (Schneegrenze längere Zeit unter 1000 m ü. M.) kämen Teile der Bodenseevorlandvereisung bereits ins Akkumulationsgebiet zu liegen. Dies könnte zu Surges geführt haben (vgl. Kap. 5.4.) und wäre eine mögliche Erklärung für den direkten Übergang von relativ stark Thur/Sitter beeinflussten Schottern zur Grundmoräne des Bodenseegletschers (vgl. Kap. 5.4., Kiesgrube Foren). Das heisst, der Gletscher stiess so schnell vor, dass sich ein eigentliches randliches Entwässerungssystem gar nicht mehr einstellen konnte.

Die Region um Niederhelfenschwil war von diesen Vorgängen zunächst nur wenig beeinflusst. Der vergleichsweise regelmässige Abfluss des Thur-systems erzeugte keine Groblagen. Das Anheben der lokalen Erosionsbasis im Bodenseeraum durch den vorrückenden Gletscher hatte lediglich eine kontinuierliche Aufschotterung zur Folge. Erst beim eigentlichen Hochwürmvorstoss wurde das Gebiet vom Eis überflutet. Es bildete sich ein Stausee, dessen Spiegel um 570 m ü. M. gelegen haben dürfte. (Seesedimente von Halden und Gloggershus, vgl. auch Kap 5.5.) Dieser See führte zu tonig/siltigen Einlagerungen in den nun überfluteten Schotterfeldern, was sich z. B. in der Kiesgrube Buchwald sehr schön beobachten lässt.

Beim Vorstoss zur Maximallage der Würmvereisung stellte sich am Südrand des Arbeitsgebietes noch eine weitere Stagnationsphase ein: Die unteren Schotter von Flawil (vgl. Kap. 5.5.) wurden abgelagert. Dieser Vorstossstand wurde bereits in *Krayss 1985* beschrieben und als «Weinland-Eisrandkomplex» bezeichnet. Die Schotter dieses «Eisrandkomplexes» können in weiten Teilen der Bodenseeregion angetroffen werden. Auch im Linth-Gletscher-System sind Schotter in analoger stratigraphischer Lage beobachtet worden. Ein gutes Beispiel in diesem Zusammenhang sind die unteren Aatalschotter bei Uster/ZH (vgl. *Wyssling 1978*, Profil auf S. 259).

Zur Zeit des Maximalstandes räumte der Gletscher die mit Lockermaterial verfüllten Becken zum grösssten Teil wieder aus. Das Becken von Bischofszell wurde vollständig neu ausgekolkkt, da nun zum erstenmal zwischen Felsenholz und Bischofsberger Schotter hindurch ein Eisvorstoss erfolgte. Durch

diesen Vorgang wurden im Bereich des Städtchens Bischofszell die obersten Molasseschichten bis auf die Höhe der Altstadt abgetragen und Felsenholz und Bischofsberg stromlinienförmig überprägt. Am Felsenholz wurden Blöcke in der Grösse eines Einfamilienhauses abgetragen und vom Eis mitgeschleppt. Sie sind heute rund 200 m südlich von Hummelberg bei Koord. 735.250/263.400 als Findlinge in der Grundmoräne eingebettet.

Der Eisabbau nach dem Würmmaximum erfolgte in mehreren Etappen (vgl. Abb. 59 und 73). Eine genauere Beschreibung der Ereignisse dieses Zeitraumes erfolgte bereits in Kap. 5.6. und in früheren Arbeiten (Hipp 1979 und 1982, z. T. auch Müller 1979).

Die letzte geomorphologisch klar definierte Eisrandlage ist im nordöstlichsten Bereich des Arbeitsgebietes durch die Rinne von Hagenwil dokumentiert (vgl. Abb. 73). Thur und Sitter haben zu diesem Zeitpunkt bereits ihren heutigen Lauf eingenommen, allerdings auf einem im Vergleich zu heute etwa 20 m höher gelegenen Talboden.

5. Postglazial

Die Tieferlegung der Täler von Thur und Sitter könnte unter anderem durch den Verlust einer lokalen Erosionsbasis – z. B. durch das Auslaufen des Frauenfelder Thursees (vgl. Müller 1979) – bedingt sein.

Legende zu den Abb. 67–73.

	Gletscher	Orientierungspunkte:
	Schmelzwasser	A = Amriswil B = Bischofszell G = Gossau U = Uzwil W = Wil △ = Felsenholz
	Schotter	
	Erosionskante	
	Durchbruchtal	
		Seen gerastert

In allen Kartenskizzen sind nur die in der jeweiligen Phase aktuellen geomorphologischen Vorgänge festgehalten. Die Höhenlinien geben also in grober Näherung das jeweils aktuelle Relief wieder.



Abb. 67



Abb. 68



Abb. 69

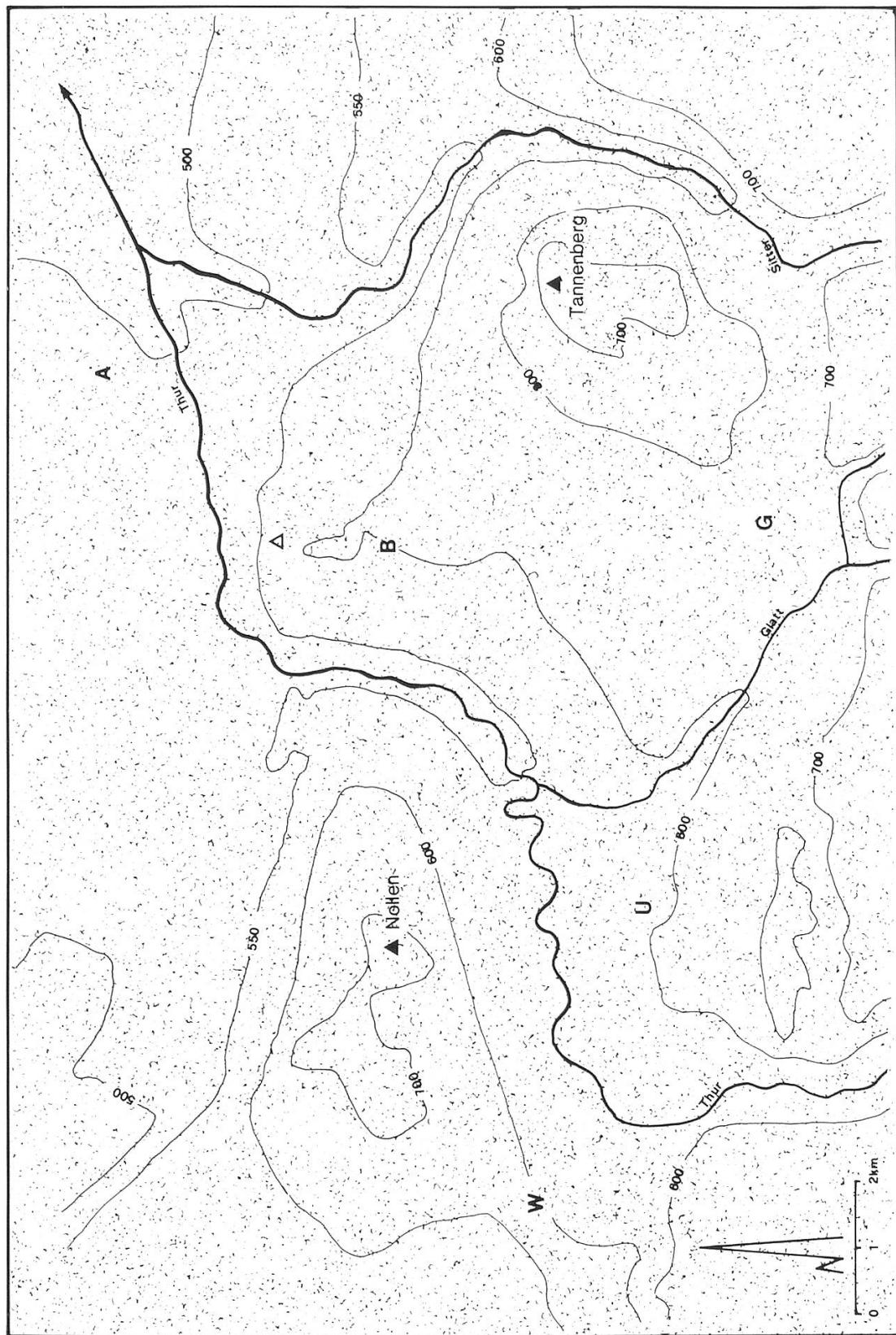


Abb. 70

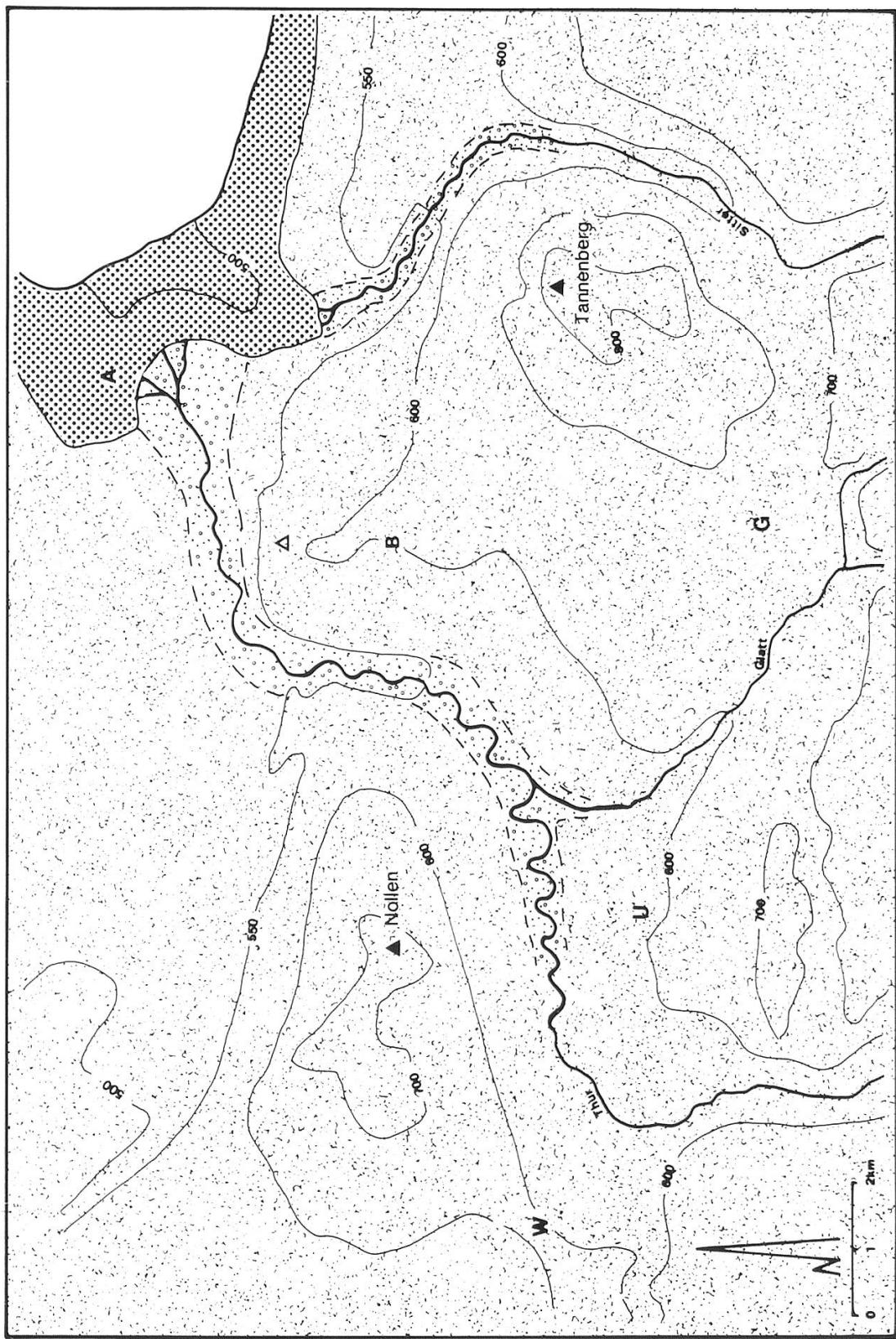


Abb. 71

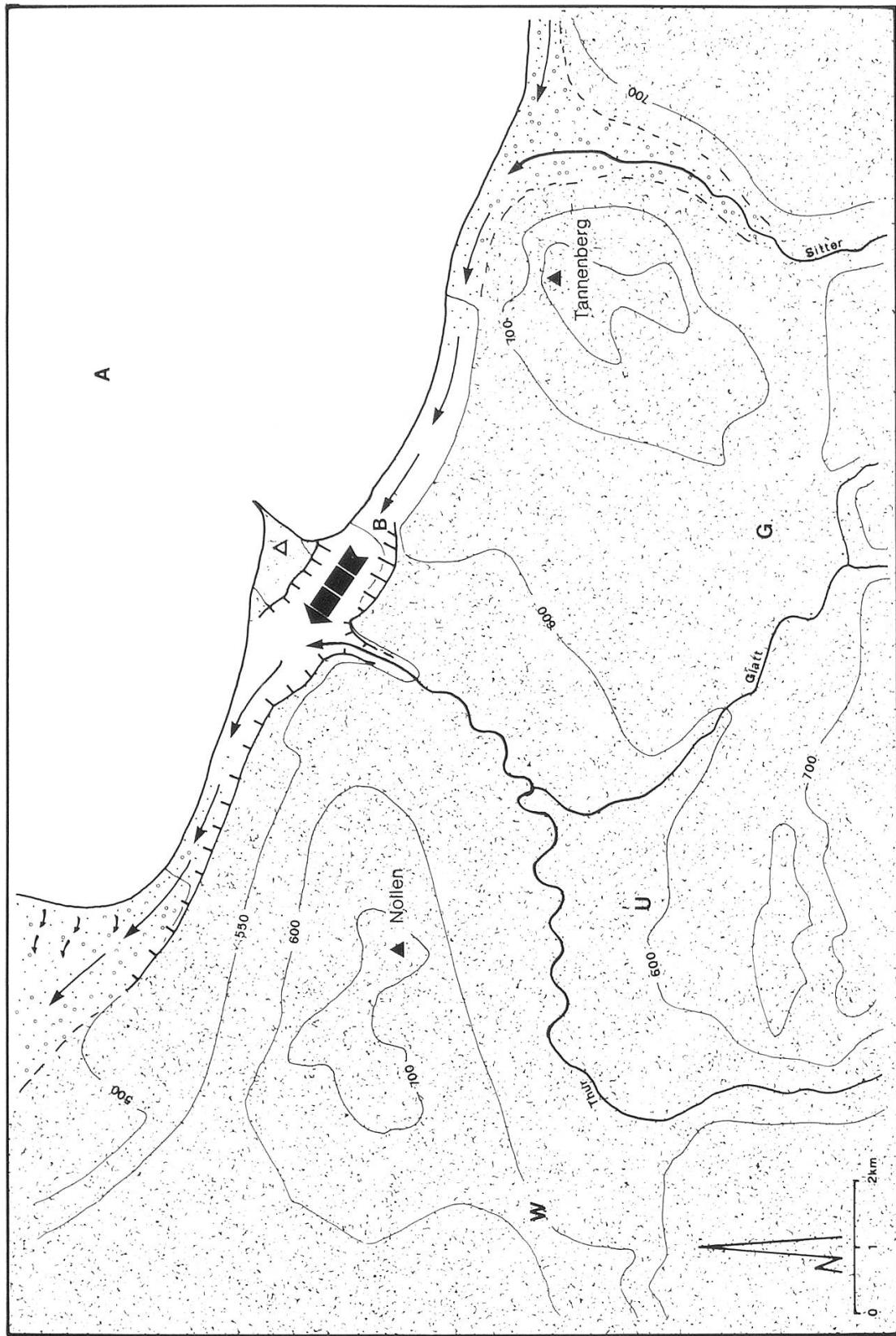


Abb. 72

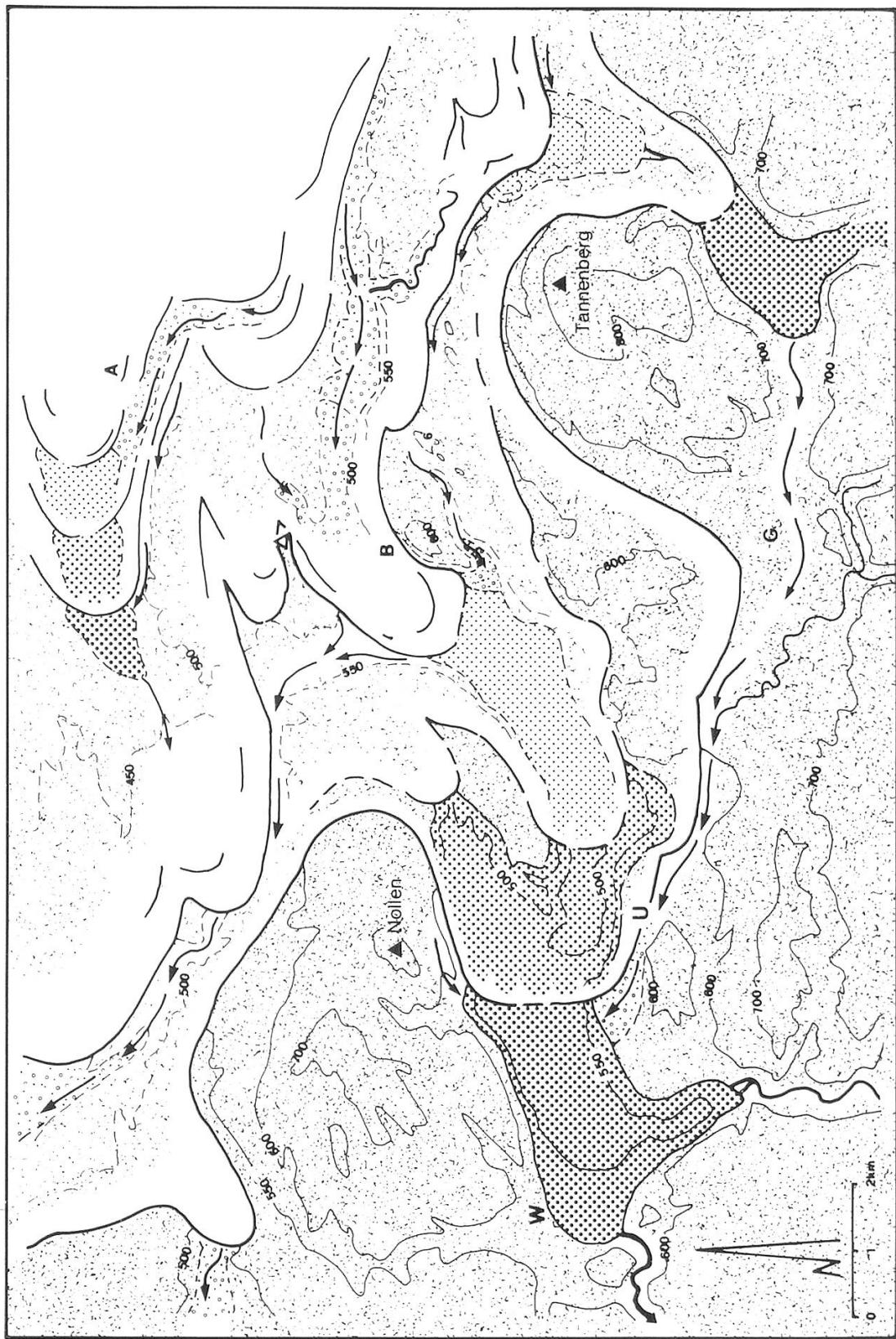


Abb. 73