

TÜBINGER GEOWISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN (TGA)

Reihe D:
Geoökologie und Quartärforschung

Schriftleitung:
E. Bibus, S. Thein

Erhard Bibus, Michael Kösel

**Paläoböden und periglaziale Deckschichten
im Rheingletschergebiet von Oberschwaben
und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Relief-
entwicklung und Standort**

TGA. D3, 1997

Exkursionsführer zur 16. Tagung des
Arbeitskreises für Paläopedologie der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 8.- 10.5.1997 in Biberach a.d. Riss

Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Relief- entwicklung und Standort

Erhard Bibus
Michael Kösel

Exkursionsführer zur 16. Tagung des
Arbeitskreises für Paläopedologie der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 8.- 10.5.1997 in Biberach a.d. Riss

Das Geographische Institut der Universität Tübingen
verlegt die Zeitschrift "Geographische Zeitschrift"
in Zusammenarbeit mit dem Geographischen Institut
der Universität Bonn.

Herausgeber:

Prof. Dr. E. Bibus
Geographisches Institut der
Universität Tübingen
Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen

Schriftleitung der Reihe D:

Prof. Dr. E. Bibus & Dipl.-Geogr. S. Thein

Die Zeitschrift "Geographische Zeitschrift" ist
eine der wichtigsten geographischen Zeitschriften
in Deutschland. Sie wird vom Geographischen
Institut der Universität Tübingen herausgegeben.

ISSN 1430-1032

Inhaltsverzeichnis

Einleitende Vorbemerkung	1
1. Einführung in das Exkursionsgebiet (E. Bibus & M. Kösel)	3
1.1 Klima und Vegetation (M. Kösel)	3
1.2 Geomorphologische Verhältnisse (M. Kösel)	3
1.3 Quartärgeologische Verhältnisse und Probleme im Rheingletschergebiet (E. Bibus)	6
2. Relief, periglaziale Deckschichten, fossile und rezente Böden in der rißzeitlichen Altmoränenlandschaft und auf der Äußeren Jugendmoräne (M. Kösel)	14
2.1 Vorbemerkung (M. Kösel)	14
2.2 Oberflächennaher Untergrund und Böden am Außenrand der Altmoränenlandschaft, Catena Unterer Wald (M. Kösel)	15
2.3 Relief, periglaziale Deckschichten, letztinglaziale Bodenbildung und rezente Böden im Bereich eines Rückens im Zentralteil der Alt- moränenlandschaft, Catena Kappeler Wald (M. Kösel)	19
2.4 Typische Bodenprofile der Altmoränenlandschaft (M. Kösel)	28
2.5 Periglaziale Deckschichten und spätwürmzeitliche Bodenbildungen auf der Äußeren Jugendmoräne (M. Kösel)	37
3. Das Rißtal bei Biberach und die Hochterrasse nördlich des Donaurieds (E. Bibus)	45
3.1 Die Kiesgrube Scholterhaus bei Biberach und ihre Bedeutung für den Vereisungsgang in der Rißeiszeit (E. Bibus)	45
3.2 Die untere Hochterrasse (13m-Terrasse, Äpfinger-Terrasse, Jungriß-Terrasse) und ihre Deckschichten und Böden im Raum Baltringen-Äpfingen (E. Bibus)	48
3.3 Die obere Hochterrasse (Baltringer Terrasse, Mittelriß) bei Baltringen und ihre Paläoböden und Deckschichten (E. Bibus)	55
3.4 Das Altriß (Zungenriß, Älteres Riß) und die Verhältnisse nördlich des Donaurieds (Zgl. Gundelfingen) (E. Bibus & M. Strahl)	61
4. Zur Untergliederung der rißzeitlichen Sedimente im Andelsbachtal (Kiesgrube Bittelschieß) (E. Bibus)	68
5. Kiesgrube Baur bei Neufra und ihre Paläoböden (E. Bibus)	72
6. Zusammenfassender Ausblick (E. Bibus)	79
7. Literaturverzeichnis	83
8. Teilnehmerverzeichnis, 16. Tagung DBG-Arbeitskreis Paläopädologie (Biberach a.d. Riß)	90

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1	Übersichtskarte des Rheingletschervorlandes (nach SCHREINER 1992:198)	5
Abb. 2	Quartärgeologische Kartenskizze für Baden-Württemberg und Nachbargebiete (nach ELLWANGER 1995:257)	9
Abb. 3	Übertiefe und verfüllte Becken im Riß-Andelsbach-Gebiet (nach ELLWANGER 1995:267)	10
Abb. 4	Übersichtskarte mit geplanten Exkursionspunkten	13
Abb. 5	Catena Unterer Wald am Außenrand der Altmoränenlandschaft zwischen Heudorf und Wilfingen mit Bodenprofilen 14A-14D (nach KÖSEL 1996:102)	16
Abb. 6	Profilvorderwand von Bodenprofil 14B (nach KÖSEL 1996:103)	18
Abb. 7	Catena Kappeller Wald über einen gegliederten Altmoränenrücken im Federsee-Gebiet (nach KÖSEL 1996:75)	20
Abb. 8	Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11A-11D (nach KÖSEL 1996:76)	21
Abb. 9	Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11E-11G (nach KÖSEL 1996:78)	23
Abb. 10	Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11H u. 11I (nach KÖSEL 1996:81)	25
Abb. 11	Aufbau und Verbreitungsmuster von periglazialen Deckschichten in einem Ausschnitt der Altmoränenlandschaft (nach KÖSEL 1996:91)	26
Abb. 12	Profil durch eine Toteishohlform auf der Äußeren Jugendmoräne bei Bad Schussenried mit Bodenprofilen 4A-4E (nach KÖSEL 1996:37)	38
Abb. 13	Profil durch eine Toteishohlform auf der Äußeren Jugendmoräne bei Winterstettenstadt mit Bodenprofilen 5A und 5 B (nach KÖSEL 1996:40)	41
Abb. 14	Profil an einem konkav auslaufenden Hang der Äußeren Jugendmoräne bei Hüttenreute mit Bodenprofilen 2G und 2H (nach KÖSEL 1996:31)	43
Abb. 15	Kiesgrube Scholterhaus (nach SCHREINER 1985:28)	46
Abb. 16	Quartärgeologischer Längsschnitt durch das Rißtal bei Warthausen (nach SCHREINER 1992:203)	48
Abb. 17	Vergleich der Entkalkungstiefen von Terrassen des Mittleren und Jüngeren Riß und der Würmeiszeit (nach KÖSEL 1996:98)	50
Abb. 18	Profil 2 (R 356280 H 533604) auf der unteren Hochterrasse bei Äpfingen	51
Abb. 19	Profil 3 (R 356284 H 533600) auf der unteren Hochterrasse bei Äpfingen	52
Abb. 20	Profil 4 (R 356454 H 533384) auf der unteren Hochterrasse nördlich von Baltringen	53
Abb. 21	Deckschichtenprofil auf der oberen Hochterrasse in der Kgr. Baltringen (nach BIBUS & KÖSEL 1996:76)	56
Abb. 22	Lage der Zgl. Gundelfingen am W-Rand des Hochterrassenniveaus (1:25 000)	62
Abb. 23	Deckschichtenaufbau im Bereich der Zgl. Gundelfingen (generalisiert)	64
Abb. 24	Deckschichten und Paläoböden in der Zgl. Offingen und Autenried (nach BIBUS 1995:145, 150)	67
Abb. 25	Das Gesamtprofil der Kgr. Bittelschieß, schwach schematisiert (nach BIBUS & KÖSEL 1996:81)	69
Abb. 26	Sammelprofil der Kgr. Baur bei Neufra (nach BIBUS 1995a:468)	73
Abb. 27	Granatführung in % der durchscheinenden Minerale und Granat-Ätzwerte nach WEYL (1952) in der Kgr. Neufra (in: SCHÄDEL & WERNER 1963:17)	76
Abb. 28	Verlauf der Rißendmoränenstände (nach BIBUS & KÖSEL 1995:66)	79

Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Analytische Kennzeichnung von Bodenprofil Nr. 1, pseudovergleyte Parabraunerde	29
Tab. 2	Analytische Kennzeichnung von Bodenprofil Nr. 2, Parabraunerde-Pseudogley	31
Tab. 3	Analytische Kennzeichnung von Bodenprofil Nr. 3, Parabraunerde	35
Tab. 4	Korngrößenzusammensetzung des letztinterglazialen Bodens und der hangenden Umlagerungszone in Baltringen	59
Tab. 5	Korngrößenzusammensetzung des Neufraer Bodens (nach SCHÄDEL & WERNER 1963: 12)	75
Tab. 6	Gliederungsschema des Rißeiszeiten-Komplexes (nach BIBUS & KÖSEL 1996:85)	81

Einleitende Vorbemerkung

Zur 16. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie wurde von uns aus mehreren Gründen nach Biberach an der Riß eingeladen.

Im Exkursionsraum sind Paläoböden im Vergleich zu anderen Landschaften ein besonders wichtiger Geofaktor, der im Rahmen verschiedener Themenkreise von Bedeutung ist.

Zum einen treten in der Altmoränenlandschaft Paläoböden weit verbreitet oberflächennah auf und wurden in unterschiedlichem Maß in die rezente Bodenbildung einbezogen. Die Kenntnis über ihre Ausbildung und Verbreitung ist daher nicht "nur" von rein wissenschaftlichem Interesse, sondern besitzt auch Relevanz für angewandte Fragestellungen.

Andererseits hat sich gerade in jüngerer Zeit gezeigt, daß in diesem klassischen Gebiet der Quartärforschung und Quartärstratigraphie durch den Nachweis von Paläoböden die Forschung belebt wurde und sich neue, weiterführende Gliederungsansätze ergeben haben.

Da in den letzten Jahren mit neuen geomorphologischen, paläopedologischen und pollenanalytischen Arbeiten im Rahmen des SFB 275 "Klimagekoppelte Prozesse in meso- und känozoischen Geoökosystemen" im Teilprojekt C₁ (E. BIBUS: Klimarekonstruktion des Quartärs in SW- Deutschland anhand verschiedener Geofaktoren) begonnen wurde, sollen erste Ergebnisse, die vor allem die Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes betreffen, vorgestellt werden. Dabei muß auch auf ältere Befunde zurückgegriffen und etwas über den reinen paläopedologischen Rahmen hinausgegangen werden, zumal die Arbeiten auch in enger Zusammenarbeit mit dem Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg erfolgen. Zudem ergab sich die Notwendigkeit, die Untersuchungen bis zur lokalen Erosionsbasis der Donau auszudehnen, welche im gesamten Quartär als Abflußbahn des östlichen Rheingletschers fungierte. Im Exkursionsgebiet treten an günstigen Stellen noch kalkhaltige Löss auf, die allerdings mit zunehmenden Niederschlägen nach S sehr schnell in Lößlehme und Fließerden übergehen. Es sind deshalb nicht so gut gegliederte Profile, wie sie z.B. auf der letzten Tagung des AK Paläopedologie vorgestellt wurden, zu erwarten. Dennoch haben Paläoböden und die im Periglazialraum erarbeitete Lößstratigraphie für die Untergliederung im Glazialraum und die stratigraphische Einstufung von Formen und Sedimenten eine große Bedeutung. Bereits auf der 9. Tagung des AK Paläopedologie sind im östlich anschließenden Gebiet von Günzburg aus erstmals typische Leithorizonte des Würm- und Rißlösses südlich der Donau in

Bayrisch Schwaben vorgestellt und dieser Raum an die mitteleuropäische Lößgliederung angeschlossen worden (vgl. JERZ & DOPPLER 1990, BIBUS 1995).

Auf der Günzburger Tagung wurden jedoch die Oberflächenböden im Altmoränengebiet nicht behandelt. Dieses Thema wird deshalb ein weiterer Schwerpunkt der Biberacher Tagung sein. Es kann dabei auf die Bodenkartierungen von KÖSEL am Geologischen Landesamt von Baden-Württemberg und seine Dissertation (KÖSEL 1996) zurückgegriffen werden. Von den vielen von KÖSEL beschriebenen Profilen können auf unserer Exkursion aus Zeitgründen leider nur wenige Aufgrabungen anhand exemplarischer Catenen vorgeführt werden. Es zeigt sich dabei, daß der letztinterglaziale Boden und seine Umlagerungsprodukte noch weiträumig verbreitet sind und deshalb für die komplexe Ausbildung des Oberflächenbodens und die Standortverhältnisse große Bedeutung besitzen. Erst über die Wechselbeziehung zwischen Relief, Böden, periglazialen Prozessen und Sedimenten kann die postglaziale Landschaftsgenese befriedigend erschlossen werden.

Bei der Vorbereitung im Gelände hat sich sehr bald herausgestellt, daß das ursprünglich geplante Programm aufgrund der erheblichen Entfernung wichtiger Aufschlüsse in 1½ Tagen nicht vollständig durchgeführt werden kann. Wir haben dennoch die wichtigsten Aufschlüsse im rißzeitlichen Altmoränengebiet von Oberschwaben in den vorliegenden Band aufgenommen, diese in eine grundsätzliche Beziehung zueinander gebracht und durch eine allgemeine quartärgeologische Einleitung in einen größeren und verständlichen Rahmen gestellt. Es liegt somit kein reiner Exkursionsführer vor, sondern eine Kurzdarstellung über den gegenwärtigen Kenntnisstand und die Probleme im Altmoränengebiet des Rheingletschers und seiner angrenzenden Hochterrassen.

Abschließend möchten wir dem Universitätsbund der Universität Tübingen sowie den Firmen Liebherr-Holding GmbH und Kaltenbach & Voigt GmbH & Co. aufrichtig dafür danken, daß sie die Ausrichtung der Tagung durch Spenden großzügig unterstützt haben. Außerdem gilt unser Dank allen Mitarbeitern, die bei der Vorbereitung und Durchführung des Arbeitstreffens mitgeholfen haben sowie der Fachhochschule Biberach für die Bereitstellung des Tagungsraumes. Nicht zuletzt wurden die Geländearbeiten dankenswerterweise von der DFG im Rahmen des SFB 275 gefördert.

Tübingen, im März 1997

E. Bibus

M. Kösel

1. Einführung in das Exkursionsgebiet (*E. Bibus & M. Kösel*)

1.1 Klima und Vegetation (*M. Kösel*)

Die Temperaturverhältnisse im Exkursionsraum können mit durchschnittlichen Jahreswerten zwischen 7,0 °C (Pfullendorf) und 7,6 °C (Biberach) als mäßig kühl bezeichnet werden (ELLENBERG 1955). Selbst im von Ulm sich flußabwärts weit öffnenden Donautal steigen die Temperaturen nicht wesentlich an und bewegen sich um 7,5 °C (Niederstotzingen). Die Jahreschwankung der Temperatur ist mit 19,0-19,5 °C (Biberach: Januar -2,1 °C, Juli 16,9 °C) kontinental getönt.

Im nördlichen Oberschwaben betragen die mittleren Jahresniederschläge 750-800 mm (Biberach: 763 mm, ETpot 590 mm). Die Stauwirkung der Alpen, die im südlichen Oberschwaben und v.a. im Allgäu zu einem deutlich feuchteren Klima führt, macht sich hier noch nicht bemerkbar. Abwärts von Ulm werden im Donautal die Klimaverhältnisse merklich trockener und die Niederschläge sinken auf Werte unter 700 mm (Niederstotzingen: 673 mm, ETpot 590 mm). Charakteristisch ist ein hoher Anteil an Sommerniederschlägen, die etwa das 2-fache der Niederschläge im Winterhalbjahr betragen (sämtliche Angaben DEUTSCHER WETTERDIENST: 1931-1960, Ausnahme ETpot-Werte: 1951-1980).

Als natürliche Vegetation war im nördlichen Oberschwaben mit seinen gemäßigten Niederschlagsverhältnissen ein submontaner Buchen-Eichenwald ausgebildet, in den sich nach Süden aufgrund zunehmender Niederschläge geringe Tannenanteile eingeschaltet haben. Die ursprüngliche, standortstypische Vegetation ist heute jedoch weit verbreitet durch Fichtenanpflanzungen verdrängt.

1.2 Geomorphologische Verhältnisse (*M. Kösel*)

Der Rheingletscher besaß während des Pleistozäns den weitaus größten Vereisungsbereich aller, aus den Alpentälern ins nördliche Vorland vorstoßenden Gletscher. Von seiner Austrittsstelle aus dem Alpenrheintal rückte das Eis im Zuge der kräftigen mittelpleistozänen Vereisungen (Rißkomplex) max. ca. 80 km weit vor, überschritt zwischen Sigmaringen und Riedlingen sogar das Donautal und erreichte den Südrand der Schwäbischen Alb.

Während der letzten Eiszeit (Würm) erstreckte sich der Gletscher max. ca. 60 km weit ins Vorland und überprägte dabei in diesem Bereich die Moränenlandschaft der vorhergehenden Vereisungen. An seinem Außenrand hinterließ der würmzeitliche Gletscher den z.T. mehrglied-

rigen Wall der Äußeren Jungendmoräne, der besonders markant in Erscheinung tritt, wenn ausgedehnte Schotterfelder vorgelagert sind, und keine direkte Verbindung zu den Altmoränen besteht. Bei einer Anlagerung der Jungendmoräne unmittelbar an die Altmoränen oder wenn sie zwischen diesen verläuft, ist sie häufig nicht so deutlich erkennbar. Die zwischen dem Außenrand der am weitesten ins Vorland reichenden mittelpleistozänen Vereisung und der Äußeren Jungendmoräne ausgebildete Altmoränenlandschaft ist im Rheingletschergebiet als ein meist 10-30 km breiter Streifen besonders ausgedehnt entwickelt. In den östlich anschließenden Vereisungsgebieten (z.B. Iller-, Ammer-, Salzachgletscher) bilden die Altmoränen häufig nur einen wenige km breiten Saum vor den Jungmoränen.

Die Reliefverhältnisse im Altmoränengebiet sind relativ ausgeglichen und besitzen über weite Strecken einen flachwelligen bis -kuppigen Charakter. Übergeordnete Gliederungselemente im Relief dieser Landschaft sind einmal größere Glazialbecken (Federsee-, Wurzacher Becken) und zum anderen die größeren Täler, die i.d.R. als Hauptentwässerungsbahnen für den würmzeitlichen Gletscher bei dessen Maximalausdehnung zur Donau hin gedient haben (vgl. Abb. 1). Während die Altmoränenlandschaft mindestens in der gesamten letzten Eiszeit Periglazialgebiet war, umfaßte die periglaziale Phase im Jungmoränengebiet nach dem Rückschmelzen des Gletschers nur einen Zeitraum zwischen ca. 5 000 und 10 000 Jahren. Bei Beschreibungen der Landschaftsformen im Alpenvorland wird im allgemeinen auf den Gegensatz zwischen dem unruhig-kuppigen Relief der Jungmoränenlandschaft und dem ausgeglicheneren Erscheinungsbild der Altmoränenlandschaft hingewiesen und zugleich ein Zusammenhang mit der unterschiedlichen Dauer periglazialer Überprägung konstruiert. Das ursprünglich auch im Altmoränengebiet vorhandene unruhige Relief soll durch die lange Einwirkung periglazialer Prozesse (v.a. Solifluktion) stark nivelliert worden sein. Dem steht jedoch die weite Verbreitung von oberflächenparallel lagernden Bodenrelikten des Riß/Würm-Interglazials entgegen (SEMMELE 1972:92), die abgesehen von stärker gerundeten Kuppenbereichen und konvexen, häufig westexponierten Hängen großflächig vorhanden sind (KÖSEL 1996). Die Ursache für den unterschiedlichen morphologischen Charakter von Jung- und Altmoränenlandschaft kann daher nicht in der allgemein postulierten stärkeren periglazialen Abtragung der Altmoränen begründet sein (z.B. AHNERT 1996:350, LOUIS & FISCHER 1979:627), sondern muß auf andere Gründe zurückgeführt werden. Für das Rheingletschergebiet ist anzunehmen, daß die in bislang unvereistes Gebiet vorrückenden mittelpleistozänen Gletscher im nördlichen Oberschwaben ein nur relativ schwach reliefiertes, danubisch geprägtes Gelände vorgefunden haben und sich deshalb ziemlich

gleichmäßig ausbreiten konnten. Erst im Zuge der Vereisungen fand dann eine stärkere Relief-
formung mit Becken- und Talbildung statt. Im Gegensatz dazu gehört das südliche Oberschwa-
ben dem rheinischen Entwässerungssystem mit einer wesentlich höheren Reliefenergie an.
Vermutlich sind deshalb schon die älteren Gletscher in diesem Bereich in ein deutlich stärker
zertaltes Gebiet vorgestoßen. Das interne, alpennah liegende Rheingletschergebiet wurde zudem
durch häufigere und länger anhaltende Vereisungen intensiver glazialmorphologisch überformt,
so daß der würmzeitliche Gletscher, im Vergleich zu den mittelpleistozänen Gletschern im
nördlichen Oberschwa-
ben, auf ein insgesamt bereits primär wesentlich stärker reliefiertes
Gelände vorgerückt sein dürfte.

Zum ausgeglichenen Charakter der Altmoränenlandschaft hat sicher auch beigetragen, daß die
Hohlformen während der Periglazialzeiten häufig durch verlagerten Lößlehm verfüllt wurden
und sich an ostexponierten Hängen verbreitet mächtigere Lößlehm-pakete anlagerten, wodurch
sich die Hänge abflachten.

Im westlichen und mittleren Rheingletschergebiet grenzen die Altmoränen an ein ansteigendes
Vorland. In diesen Bereichen konnten sich deshalb, sieht man vom Hochrheingebiet mit anderen
Verhältnissen ab, keine ausgedehnten Schotterterrassen vor den Altmoränen ausbreiten, wie sie
für die Glazialgebiete im bayerischen Alpenvorland typisch sind.

Nur im östlichen Rheingletschergebiet folgt an die Altmoränen anschließend zum "Urstromtal"
der Donau hin eine weitgespannte Terrassenlandschaft (Iller-Riß-Platte). Die Terrassentreppe
reicht von den hochliegenden, ältestpleistozänen Schottern der Donaukaltzeit bis zu den Nie-
derterrassenschottern im Talbodenniveau (Rißtal).

1.3 Quartärgeologische Verhältnisse und Probleme im Rheingletschergebiet (*E. Bibus*)

Das Exkursionsgebiet besitzt eine lange Tradition intensiver, quartärgeologischer Erforschung
(PENCK 1893, PENCK & BRÜCKNER 1901/1909, WEIDENBACH 1937, GRAUL 1952,
MADER 1983, SCHREINER 1985, 1989, 1992). Gleichwohl kann nicht behauptet werden,
daß heute nach über 100jähriger Forschungsgeschichte ein vollständiges und abgesichertes
Konzept über den Verlauf des Eiszeitalters vorliegt. Gerade in jüngster Zeit sind eine Reihe
neuer Einzelbefunde hinzugekommen (BIBUS et al. 1996, BIBUS & KÖSEL 1996, MIARA
1996), die es u.a. auch notwendig erscheinen lassen, althergebrachte Denkgebäude zu über-
prüfen und zudem die Notwendigkeit weiterer intensiver Forschung aufzuzeigen. Im folgen-

den werden die quartärgeologischen Verhältnisse im Exkursionsgebiet dargelegt und der aktuelle Forschungsstand kritisch beleuchtet.

Während des Hochwürms wurde um ca. 20 000 BP der Wall der Äußeren Jungendmoräne geformt. Dieser repräsentiert jedoch nicht den maximalen Eisvorstoß zu dieser Zeit. Nach GERMAN & MADER (1976:41) und GERMAN (1988) läßt sich noch ein Supermaximalvorstoß mit Oszillationen nachweisen, der lokal noch 3 km weiter in das Vorland gegangen ist und zumeist von den Schmelzwässern des morphologischen Maximalstands (Äußere Jungendmoräne) stark abgetragen oder zusedimentiert wurde.

Nach dem Hochwürm ist der Rheingletscher relativ rasch, unterbrochen von mehreren Stillstandsphasen und einzelnen Wiedervorstößen (z.B. Innere Jungendmoräne), bis an den Alpenrand zurückgeschmolzen (nach JORDI 1986:47 f. um ca. 15 000 BP).

Im vorgelagerten rißeiszeitlichen Altmoränengebiet hat man lange in Becken und Senken nach letztinterglazialen Sedimenten gesucht. Da zunächst gefundene, pollenführende Ablagerungen nicht so zahlreiche thermophile Elemente wie das norddeutsche Eem führten, vermutete FRENZEL (1976:109) ursprünglich, daß das Riß/Würminterglazial nicht dem norddeutschen Eem entspricht, was sich später als eine Fehlparallelisierung mit altwürmzeitlichen Interstadialen erwies. Mit Krumbach (FRENZEL 1991), Füramoos (BLUDAU 1994), Wurzach (GRÜGER & SCHREINER 1993) und den von uns neu gefundenen Lokalitäten Jammertal (MÜLLER), Blinder See (KNIPPING) und Uttenweiler (BLUDAU) wurden inzwischen eine Reihe von Beckensedimenten mit eemzeitlicher Pollenführung z.T. mit hangenden Interstadialen vom St. Germain-Typ und einem kühlen, wohl mittelwürmzeitlichen Interstadial (z.B. Wurzach und Jammertal) erkannt. Auch der letztinterglaziale Boden, welcher von BIBUS & KÖSEL (1996:69) als Rosnaer Boden bezeichnet wurde, ist im Rheingletschergebiet mehrfach als Parabraunerde nachgewiesen worden. In Krumbach konnte REISCH (laufende Arbeit) sogar durch Bohrungen den Übergang von eemzeitlichen Sedimenten am Rande eines ehemaligen Sees in einen rötlichbraunen Bt-Horizont nachweisen, so daß an dieser Stelle die letztinterglaziale Stellung des Bodens zweifelsfrei abgesichert ist. Sehr häufig sind im rißeiszeitlichen Altmoränengebiet noch Reste des letztinterglazialen Bodens oder seine Umlagerungsprodukte vorhanden und vom rezenten Boden überprägt, so daß WERNER (1964) von Parabraunerden großer Entwicklungstiefe im Gegensatz zu den Parabraunerden geringer

Entwicklungstiefe auf den Jungmoränen spricht. Dieses Thema und die damit zusammenhängenden Fragen werden einen Schwerpunkt der Exkursion darstellen.

Ein bislang ungeklärtes Problem ist die Frage, ob es während der Würmeiszeit vor dem hochwürmzeitlichen Vorstoß noch eine ältere Vereisung gegeben hat, die weiter in das Vorland vorgestoßen ist. FRENZEL (1991) meint eine solche, als Saulgauvorstoß bezeichnete Vergletscherung unmittelbar nach dem Eem zu Beginn der Würmeiszeit nachgewiesen zu haben, da nach seiner Ansicht in dem außerhalb der Würmendemoränen liegenden Saulgauer Becken Tillsedimente über den eemzeitlichen Ablagerungen liegen. Auch ELLWANGER (1995:268) hat in Bohrungen des Wattenweiler Beckens Hinweise für einen solchen Vorstoß, den er zwischen Eem und dem ersten St. Germain-Interstadial stellt. SCHREINER & WERNER (1980:33) sehen in den Deckschichten von Krumbach keine Moränensedimente, sondern periglaziale Fließerden aus älteren umgelagerten Moränen von den Beckenrändern und bestreiten deshalb einen würmzeitlichen Saulgauvorstoß zumindest in der von FRENZEL angenommenen Dimension. Unsere Untersuchungen zu dieser kontroversen Diskussion sind z.T. noch nicht abgeschlossen. Aufgrund von Verwitterungstiefen geht REISCH (laufende Arbeit) davon aus, daß es sich bei dem Gebiet zwischen Krumbach und der Äußeren Würmendemoräne um jungrißzeitliche Grundmoräne handelt.

Die Ablagerungen der Rißeiszeit i.S.v. PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) konnte SCHREINER (1989, 1992) im östlichen Rheingletschergebiet, z.T. aufgrund morphostratigraphischer Befunde, in das Jungriß, Mittlere Riß (Doppelwallriß) und das Ältere Riß (Zungenriß) untergliedern (vgl. Abb. 1). Auch in verfüllten Becken und Rinnen sind mehrgliedrige rißzeitliche Sedimentsequenzen nachgewiesen worden (ELLWANGER 1995:257, 268, FIEBIG 1995, BLUDAU 1994a, SZENKLER in Bearbeitung [vgl. Abb. 2]). Während SCHREINER (1992:199 ff.) von Interstadialen zwischen den einzelnen Abschnitten ausging, konnten MIARA (1995), BIBUS & KÖSEL (1995) und BLUDAU (1994a) paläopedologisch bzw. pollenanalytisch Interglaziale zwischen einzelnen Abschnitten nachweisen. Die im 2. Teil des vorliegenden Bandes vorgestellten Aufschlüsse bringen zu diesem Themenschwerpunkt die bisher bekannt gewordenen Details.

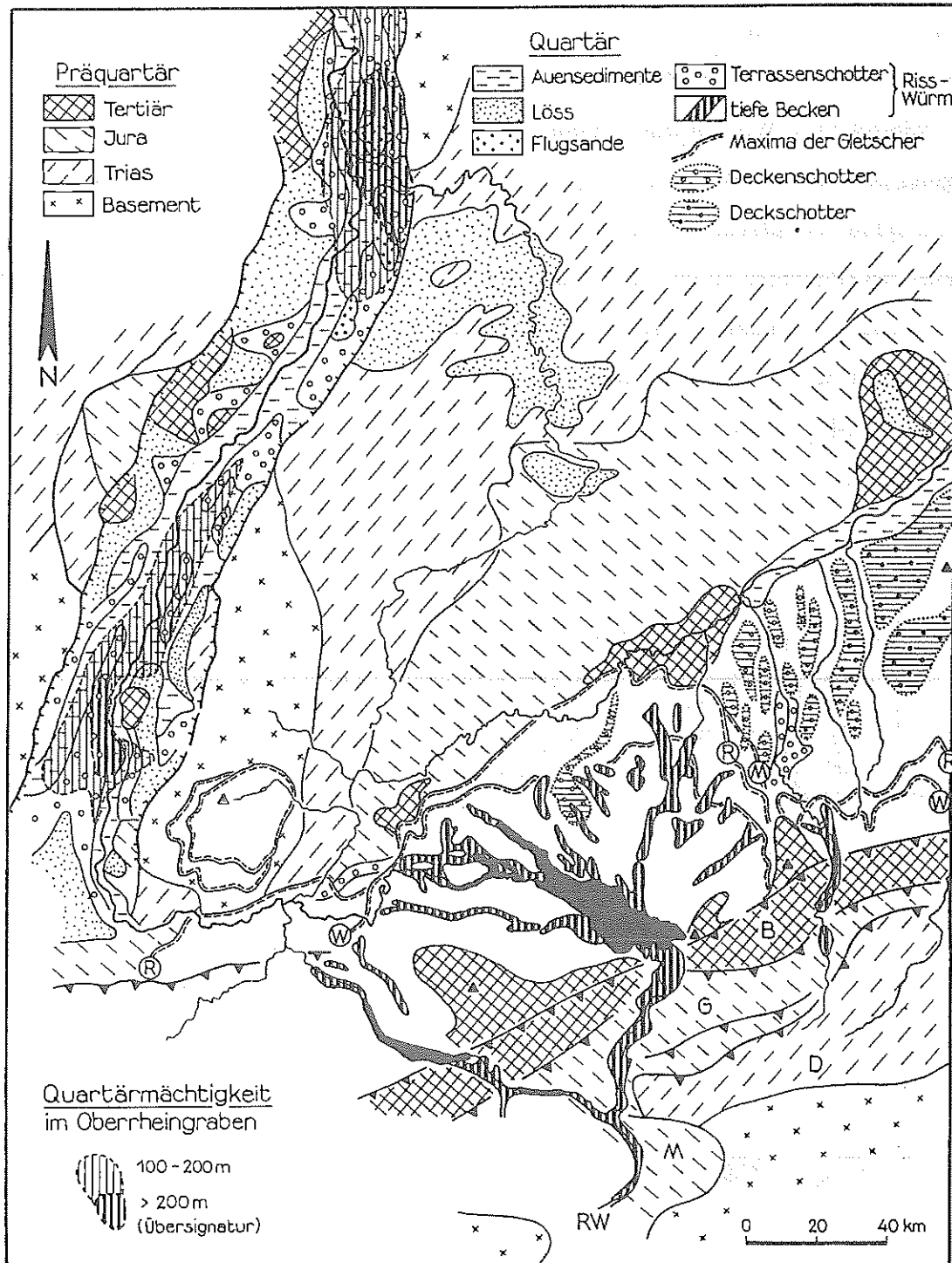


Abb. 2: Quartärgeologische Kartenskizze für Baden-Württemberg und Nachbargebiete (nach ELLWANGER 1995:257)
 Inneralpine Einzugsgebiete der donauwärtigen Schüttungen bzw. maximale Eislagen im Vorland:
 B = Biberzeit, D = Donauzeit, G = Günzzeit, M = Mindelzeit, R = Rißzeit, W = Würmzeit

Unmittelbar vor Ablagerungsbeginn der ältesten rißzeitlichen Sedimente erfolgte im Rheingletschergebiet, ähnlich wie im Schweizer Mittelland, ein als "morphologische Wende" bezeichneter Umbruch in der Reliefentwicklung (vgl. ELLWANGER 1995:271, SCHLÜCHTER 1988/89:151). War im Bereich der Deckenschotter nur eine geringe, treppenartige Tieferlegung der Landschaft erfolgt, so sind nunmehr z.T. über 200 m tiefe Becken ausgeräumt worden, die in den folgenden Eiszeiten wieder weitgehend verfüllt wurden (vgl. Abb. 2, 3). Im Singener Becken liegen Hinweise vor, daß die Beckeneintiefung bereits im oberen Cromerabschnitt erfolgt war (SZENKLER & BLUDAU, in Bearbeitung). Über die Ursachen der außergewöhnlichen Beckeneintiefung kann nur spekuliert werden. So können besonders mächtiges Eis (MVG = Most Voluminous Glaciations i.S.v. ELLWANGER 1996:11 u. FIEBIG 1995), lokale Erosion durch unter hohem hydrostatischem Druck stehende Schmelzwässer sowie

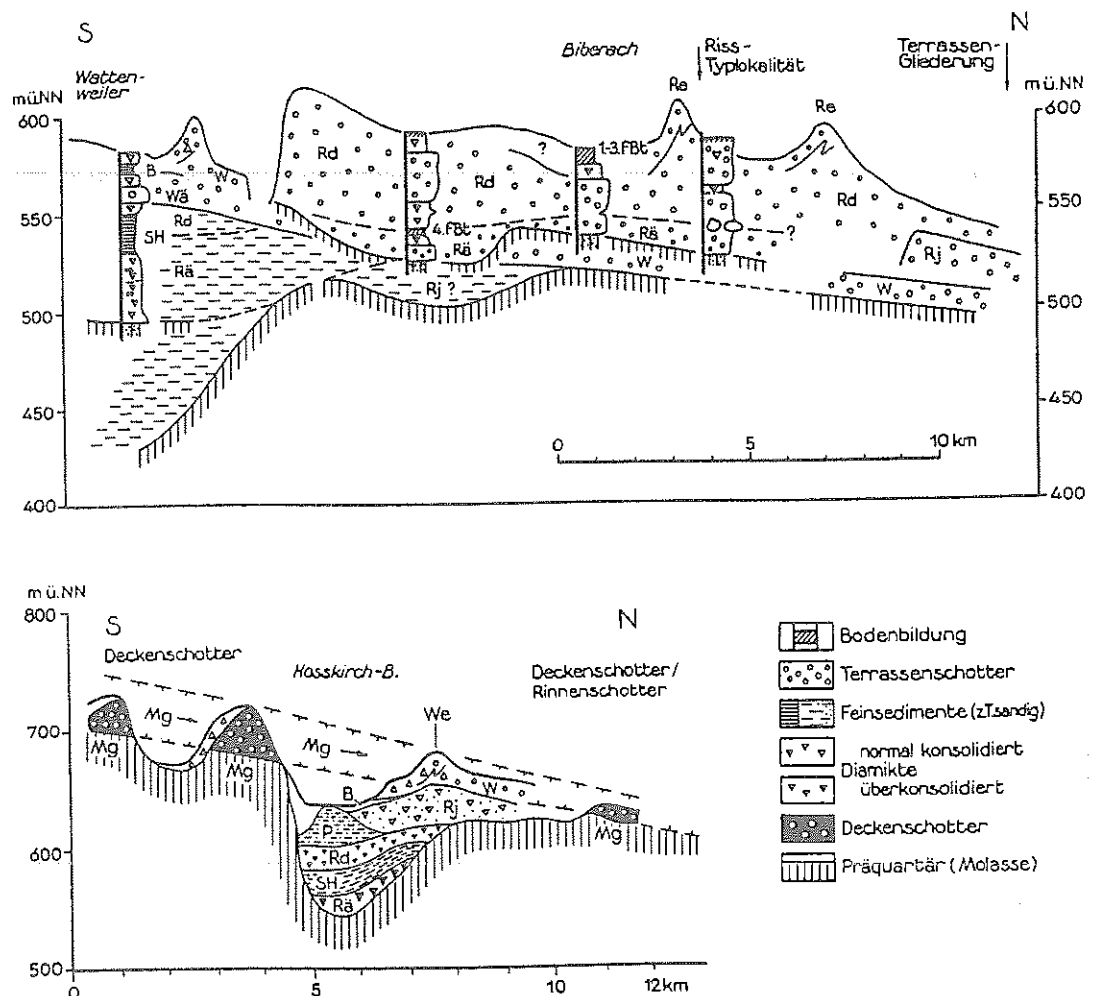


Abb. 3: Übertiefe und verfüllte Becken im Riß-Andelsbach-Gebiet (nach ELLWANGER 1995:267)
oben: Rißgebiet und Wattenweiler Becken
unten: Hoßkircher Becken und angrenzende Deckenschotter

Mg = mindelzeitliche Deckenschotter, Rā = älteres Riß, Rd = Doppelwall-Riß, Rj = Jungriß,
Wā = älteres Würm, W = Würm, Re, We = "Endmoränen"-Wälle, fBt = fossile Bodenbildung(en).
Palynologische Warmzeiten-Typen: SH = "Samerberg-II"-Holstein, P = Pfefferbichl,
B = "Buchenwarmzeit" (Typ St. Germain?).

geringer oder fehlender Dauerfrostboden eine Rolle gespielt haben. Im übrigen muß künftig abgeklärt werden, ob die tiefgreifende Beckenbildung überhaupt ein einheitlicher und zeitgleicher Vorgang im Alpenvorland gewesen ist.

Das Interglazial zwischen Mindel und Riß ist im Rheingletschergebiet durch den sehr intensiven und mächtigen Neufraer Boden überliefert (SCHÄDEL & WERNER 1962). Leider wurden bislang noch keine pollenführenden Schichten aus diesem Interglazial nachgewiesen.

Im östlichen Rheingletschergebiet haben SCHREINER & EBEL (1981) zwischen Günz und Mindel die Haslacheiszeit ausgegliedert. Das pollenführende Interglazial von Unterpfauzenwald, welches wahrscheinlich einem mittleren bis älteren Cromerinterglazial entspricht (BLUDAU, schriftl. Mitt.), liegt nach SCHREINER (1992:210 ff.) zwischen der Haslach- und Mindeleiszeit. ELLWANGER (1996:3) sieht die Warmzeit dagegen neuerdings jünger als die Deckenschotter an und stellt sie deshalb zwischen diese und den Riß-Würm-Komplex. Die Mindeleiszeit soll nach manchen Autoren (ELLWANGER 1996:11) ebenfalls einen Komplex darstellen; sichere Kriterien für eine Mehrgliedrigkeit sind jedoch m.W. noch nicht bekannt geworden. Das Interglazial zwischen Haslach und Günz wurde bislang nur durch Bodenbildungen, wie z.B. in der Bohrung Unterpfauzenwald überliefert (vgl. SCHREINER 1992:210). Zwischen älterem Deckenschotter (Günz) und jüngerem Deckenschotter (Mindel) erfolgte im Rheingletschergebiet nach SCHÄDEL (1952) ein schotterpetrographischer Wechsel von kristallinarmen zu kristallinreichen Schottern, so daß in diesem Zeitabschnitt der Schotterpetrographie stratigraphische Bedeutung zukommt.

Ablagerungen der Günzeiszeit sind im Rheingletschergebiet nur bei Schloß Zeil (Zeiler Schotter), am Höchsten (Moränen) sowie auf der Heiligenberger Hochfläche (Heiligenberger Schotter) erhalten geblieben. Sicherlich ist dabei ein wichtiges Ergebnis der letzten Jahre, daß die ältesten, als günzzeitlich anzusehenden Ablagerungen am Höchsten und bei Heiligenberg aufgrund paläopedologischer Kriterien und paläomagnetischer Messungen in die Matuyama-Epoche zu stellen sind (vgl. BIBUS et al. 1996, BIBUS & KÖSEL 1994, FROMM 1994). Wann die Umkehr erfolgte, wird z.Zt. noch konträr diskutiert. In diesem Zusammenhang ist die ehem. Zgl. Allschwil bei Basel von Bedeutung, in der ein als mindelzeitlicher jüngerer Deckenschotter angesprochener Schotterkörper aufgrund der Deckschichten und Paläoböden sowie paläomagnetischer Messungen im Bereich der Matuyama/Brunhes-Grenze einzustufen ist (BIBUS 1990, ZOLLINGER 1991). BIBUS wollte anhand dieser Situation darauf hinwei-

sen, daß die Einstufung des Schotterkörpers von Allschwil an der tektonischen Nahtstelle zum Oberrheingraben nach klassischen Gesichtspunkten problematisch ist und die als mindelzeitlich angesehenen Schotter wahrscheinlich älter sind. VERDERBER (1992) und ELLWANGER (1995:264) stufen dagegen den Schotterkörper von Allschwil weiterhin in die Mindel-eiszeit an und stellen deshalb die letzte Magnetumkehr in diese Kaltzeit. Bei einer solchen Einstufung würde sich jedoch zwischen Mindel und dem Rißkomplex eine Lücke von 3-4 Kalt- und Warmzeiten ergeben, die zwar möglich ist, für die aber bislang keinerlei Hinweise vorliegen. Wir sehen deshalb weiterhin die letzte Magnetumkehr älter als die Mindel-eiszeit an (wahrscheinlich Günzkomplex). Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang auch, daß in der Schotterrinne von Heiligenberg kristallinarmer Schotter ohne erkennbare Diskordanz nach oben in kristallinreiche Schotter übergehen, wobei auch die feinkörnigen Einschaltungen in den kristallinreichen Schottern revers magnetisiert sind (BIBUS et al. 1996). Der petrographische Wechsel zwischen kristallinarmen und -reichen Schottern liegt deshalb wahrscheinlich nicht zwischen der Günz- und Mindel-eiszeit, sondern innerhalb des Günzkomplexes.

Auf der Exkursion werden vorwiegend Aufschlüsse vorgestellt, die den Rißeiszeiten-Komplex, den Eemboden und das Spätwürm betreffen. In der Abb. 4 sind die geplanten Exkursionsstandorte durch Punkte vermerkt.

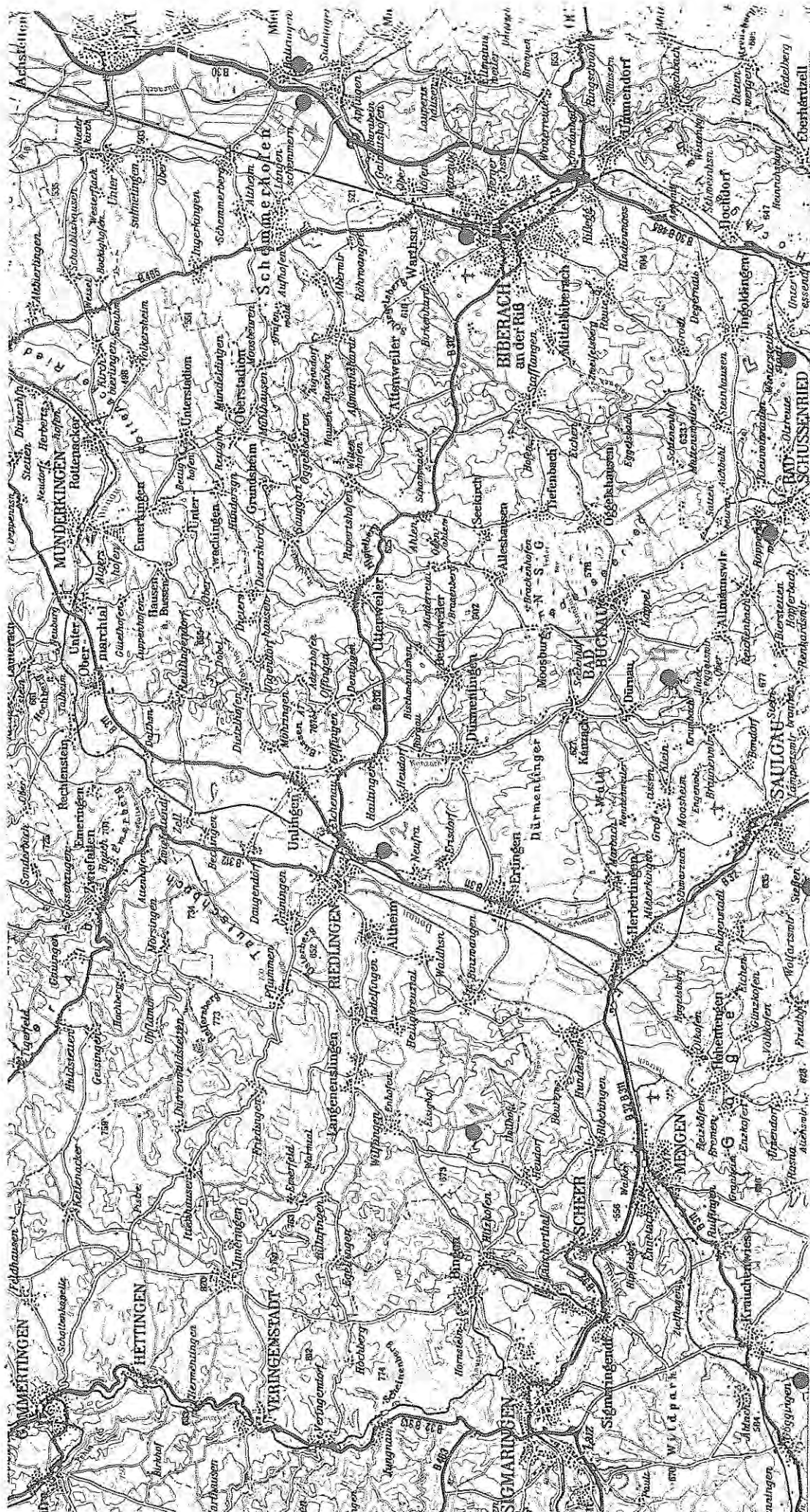


Abb. 4: Übersichtskarte mit geplanten Exkursionspunkten

2. Relief, periglaziale Deckschichten, fossile und rezente Böden in der rißzeitlichen Altmoränenlandschaft und auf der Äußeren Jungendmoräne (M. Kösel)

2.1 Vorbemerkung (M. Kösel)

Bei den Exkursionspunkten wird der Aufbau des oberflächennahen Untergrunds und seine pedogenetische Überprägung in typischen Landschaftselementen am Außenrand und im Zentralteil des Altmoränengebiets sowie auf der Äußeren Jungendmoräne im nördlichen Oberschwaben gezeigt.

In den Abbildungen finden sich **rechts** der Profilsäulen die Horizontbezeichnungen sowie durch Komma getrennt die Kurzzeichen für die Bodenarten des Feinbodens (AG BODENKUNDE 1982). **Links** von den Profilsäulen sind Körnungsparameter aufgelistet, die das Substrat im Fein- und Grobboden charakterisieren, wobei unter F der Feinbodenquotient $mU+gU/mS+gS$ aufgeführt ist (vgl. ALAILY 1984) und unter G der Grobbodengehalt ($> 2 \text{ mm}$) in Gew.-%.

Die periglazialen Deckschichten werden mit Arbeitsbegriffen benannt (KÖSEL 1996). Die Deckzone bzw. die jüngere Deckzone entspricht dabei dem jungtundrenzeitlichen Deckschutt i.S.v. SEMMEL sowie der Hauptlage (AG BODENKUNDE 1994). Mit dem Arbeitsbegriff "Deckzone" wurde nicht angestrebt, eine Verwandtschaft zur "Deckzone" i.S.v. KOPP (1965) herzustellen, wenngleich durchaus Parallelen vorhanden sind. Die ältere Deckzone als eigenständiges Deckschichtenglied findet in den bisher angewandten Gliederungen keine (wirkliche) Entsprechung. Die örtlich im Liegenden folgenden, meist lößlehmreichen und dichter gelagerten Solifluktsions- und Solimixtionsdecken werden mit dem Mittelschutt i.S.v. SEMMEL, bzw. der Mittellage (AG BODENKUNDE 1994) parallelisiert. Grober Solifluktionsschutt ohne erkennbare äolische Beimengung entspricht dem Basisschutt i.S.v. SEMMEL, bzw. der Basislage (AG BODENKUNDE 1994).

2.2 Oberflächennaher Untergrund und Böden am Außenrand der Altmoränenlandschaft, Catena Unterer Wald (M. Kösel)

Der Exkursionspunkt (R 352585 H 532960) befindet sich am Außenrand der rißzeitlichen Altmoränenlandschaft zwischen Sigmaringen und Riedlingen. Der Gletscher ist in diesem Raum bis auf den Südrand der Schwäbischen Alb vorgerückt. Im Gegensatz zum Gebiet südlich der Donau kann hier zumeist nicht von einer glazialen Aufschüttungslandschaft gesprochen werden. Häufig verzahnen sich engräumig glaziale Sedimente und die Kalksteine des Oberjuras, was eine z.T. rasch wechselnde Ausbildung des oberflächennahen Untergrunds mit sich bringt. Gerade dadurch ergeben sich aber interessante Konstellationen, die weiterführende Rückschlüsse auf die Substrat- und Pedogenese erlauben. Solche Verhältnisse werden in einer Catena am Hang eines Rückens im Waldbezirk Unterer Wald vorgeführt.

Im Scheitelpunkt des Rückens (Profil 14D) liegt den Kalken Geschiebemergel (III) auf, der von einer 1,4 m mächtigen Lößlehm-Deckschicht überlagert wird. Die auf den ersten Blick einheitlich erscheinende Deckschicht erweist sich bei näherer Untersuchung als geschichtet. Im Feinboden ergeben sich zunächst keine sehr markanten Substratunterschiede, die auf Schichtung hindeuten könnten. Dagegen zeigen die Kiesgehalte einen zwar geringen, aber auch an der Profilwand deutlich erkennbaren Unterschied zwischen einem sehr kiesarmen obersten Abschnitt (Deckzone), in dem der A1-Horizont entwickelt ist, und dem liegenden, etwas kiesreicheren Lößlehmpaket (II) mit schwach pseudovergleyten Bt- und Btv-Horizonten. Für den Nachweis der Schichtung ist wichtig, daß die größeren Kiese im liegenden Deckschichtenabschnitt (II) steilgestellt sind und die Steilstellung genau bis an die Obergrenze des Bt-Horizontes auftritt, während über dem Bt-Horizont die Kiese flach lagern.

Offensichtlich sind diese steilgestellten Kiese durch Auffrieren aus dem mit 18 % deutlich kiesreicheren, unterlagernden glazigenen Material (III) in die Deckschicht eingewandert. Im Spätglazial hat dann Solifluktion oberflächennah zu einer teilweisen Aufarbeitung der lößlehmreichen Solimixtionsdecke (II) geführt und dabei die Steilstellung der Kiese beseitigt. Ein stärkerer äolischer Eintrag hat zusätzlich den Kiesanteil in der Solifluktionsdecke verdünnt und wahrscheinlich auch ein geringfügiges Aufwachsen der Deckschicht bewirkt. Aufgrund der Entkalkungstiefe des Profils 14D von 3,3 m ist davon auszugehen, daß der im Geschiebemergel ent-

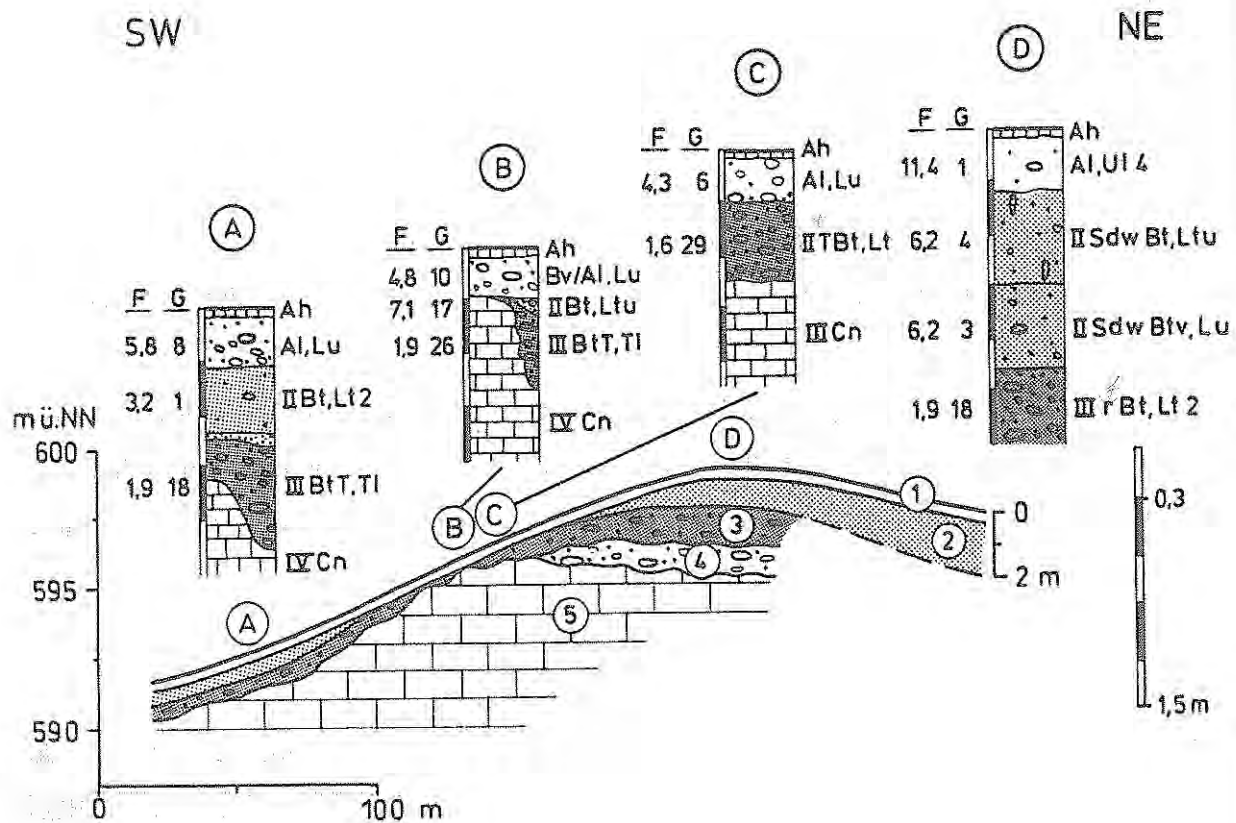


Abb. 5: Catena Unterer Wald am Außenrand der Altmoränenlandschaft zwischen Heudorf und Wilfingen mit Bodenprofilen 14A-14D (nach KÖSEL 1996:102)

wickelte Bt-Horizont ein Relikt des riß/würm-interglazialen Bodens darstellt, wobei außerhalb der Jungmoränen grundsätzlich auch Relikte älterer Böden nicht auszuschließen sind. Da hier die rötlich-braune Farbe (7,5YR), die typisch ist für den obersten Teil des riß/würm-interglazialen Bodens (KÖSEL 1996:67 f.), nicht auftritt, muß davon ausgegangen werden, daß oberflächennahe Abschnitte des fossilen Bodens vor Bildung der überlagernden Solimixtionsdecke (II) abgetragen wurden. Zum konvexen Oberhang hin wird die lößlehmreiche Solimixtionsdecke im Liegenden der Deckzone zunehmend geringmächtiger und keilt schließlich völlig aus, während die Deckzone mit nahezu gleichbleibender Mächtigkeit vom Scheitelpunkt hangabwärts zieht.

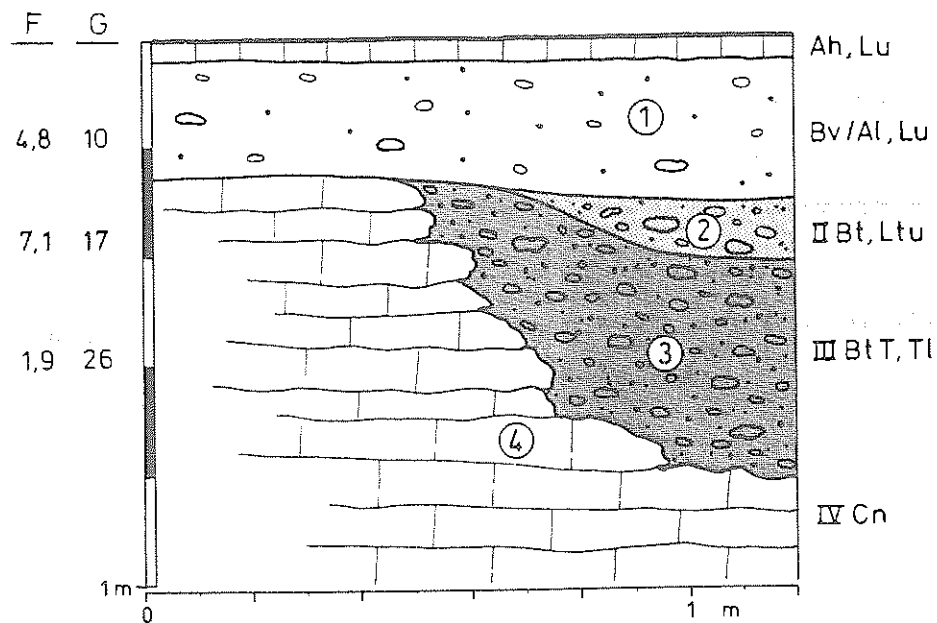
Bei Profil 14C überlagert die verbrauchte, 30 cm mächtige Deckzone als schwach kiesiger schluffiger Lehm einen rötlichbraunen tonigen Lehm (II) mit mittlerem Kiesgehalt, der in 70-80 cm

Tiefe direkt dem anstehenden Weißjura Zeta-Kalkstein aufsitzt. In dem tonigen Lehm (II) sind deutlich sichtbare Toncutane entwickelt, weshalb dieser als Bt-Horizont angesprochen wird. Gleichwohl kann m.E. das Profil nicht als Parabraunerde im strengen Sinn bezeichnet werden, da die Tongehaltsdifferenz (23 %) zwischen dem schluffigen Oberboden in der Deckzone und dem mit 43,3 % sehr tonigen Unterboden im glazigen Material größtenteils nicht auf Lessivierung beruht, sondern primär durch geologische Schichtung bedingt ist. Wie die rötlichbraune (7,5YR 5/8), an Kalkverwitterungslehm erinnernde Farbe des Unterbodens anzeigt, war das Ausgangsmaterial ein Gemisch von Rheingletschermaterial und aufgearbeiteten, liegenden Kalken. Der hohe Tongehalt des Unterbodens (II) wurde im Verlauf der Bodenbildung durch Entkalkung, Verlehmung und Residualtonanreicherung gebildet. Dabei ist nicht auszuschließen, daß diese Bodenbildung bereits präholozän erfolgt ist.

Die spätere Überwanderung des Materials durch die stark äolisch geprägte schluffige Deckzone hat somit zu einer Bodenartenschichtung geführt, die wiederum eine Parabraunerdegenese vortäuscht. Die Tonmenge, welche aus der braunen Deckzone in den terra fusca-ähnlichen Unterboden eingewandert ist, muß als gering eingeschätzt werden. An dieser Interpretation könnten u.U. Zweifel bestehen, da sie nicht durch eine laboranalytisch-quantitative Bilanzierung hergeleitet wurde, sondern auf feldbodenkundlich-geomorphologischen Überlegungen fußt. Mit Hilfe des nur wenige Meter hangabwärts folgenden Profils 14B lassen sich jedoch eventuell bestehende Zweifel ausräumen.

Bei Profil 14B (s. Abb. 5 u. 6) überlagert die kiesarme, schluffig-lehmige Deckzone an der 1,2 m breiten Profilstirnwand vollkommen unterschiedliches Liegendmaterial. In der linken Hälfte sitzt die Deckzone direkt dem Weißjura Zeta-Kalkstein auf. Auf der rechten Seite folgt unter der Deckzone zunächst ein 10 cm mächtiger Rest einer älteren lößlehmreichen Fließerde (II, Mittelschutt), die verbraunt ist und einen schwächeren Bt-Horizont trägt. Darunter schließt sich rötlichbraunes (7,5YR 5/8), terra fusca-ähnliches, toniges Substrat (III) an. Eine ausgeprägte Kieskomponente aus alpinen Bestandteilen zeigt glazigenes Ausgangsmaterial an. Bei der Überfahung des Rückens durch den Rheingletscher hat sich alpines Fernmaterial mit lokal an der Basis des Gletschers aufgearbeitetem Weißjurakalk gemischt. Durch den hohen Weißjuraanteil in der Moräne erklärt sich der Terra fusca-Charakter des aus ihr hervorgegangenen Bodenhorizontes. Es ist anzunehmen, daß die Moräne hier nicht in situ lagert, sondern während älterer

Solifluktuationsphasen vom höheren Hang her verlagert wurde. Dabei kann der Weißjuraanteil zusätzlich erhöht worden sein.



- 1 = Deckzone (De)
- 2 = lößlehmreiche Fließerde (Mi)
- 3 = verwitterte Moräne
- 4 = Weißjura-Zeta Kalkstein

Abb. 6: Profilvorderwand von Bodenprofil 14B (nach KÖSEL 1996:103)

In einem schmalen Abschnitt in der Mitte der Profilwand lagert das terra fusca-ähnliche Material (III) direkt unter der schluffigen Deckzone (s. Abb. 6). An dieser Stelle entspricht die Horizontfolge Profil 14C. Das terra fusca-ähnliche Material weist auch in Profil 14B deutliche Toncutane auf. Gleichwohl läßt sich aufgrund der Lagerungsverhältnisse in diesem Profil beweisen, daß der leichtere, schluffige Oberboden (Deckzone) in keinem wesentlichen pedogenetischen Zusammenhang zum tonigen Unterboden (III BtT) steht. Der leichtere Oberboden ist nicht durch Ton- auswaschung in den Unterboden entstanden. Da er auf der linken Profilseite direkt dem Kalk- stein aufsitzt und somit keinen tonangereicherten Unterboden besitzt, kann die Bodenarten- schichtung nicht das Ergebnis einer Parabraunerdegenese sein.

Am konkaven Unterhang (Profil 14A) überlagert die 30 cm mächtige Deckzone nicht direkt die Lokalmoräne (III). Hier ist eine ältere, deutlich lößlehmhaltige Fließerde (II), wie das $mU+gU/mS+gS$ -Verhältnis belegt, als ein typischer Mittelschutt zwischengeschaltet. Eine Sandlage über der Lokalmoräne (III) zeigt, daß Abschwemmungsvorgänge den Hang vor Bildung des überlagernden Mittelschuttes (II) überprägt haben. Die geologische Mehrgliedrig-

keit des Abschnitts über der Sandlage kann aus der Profilabfolge am Hang abgeleitet werden. Sie läßt sich aber auch direkt am Profil, insbesondere durch deutlich unterschiedliche Kiesgehalte, nachweisen. Der lößlehmreiche Mittelschutt (II) hat einen nur sehr geringen Kiesanteil aus einzelnen Fein- und Mittelkiesen. Die überlagernde Deckzone weist hingegen einen merklich höheren Kiesgehalt auf, in dem neben Fein- und Mittelkies auch einzelne Grobkiese und Gerölle auftreten. Offensichtlich hat die Deckzone am Oberhang verstärkt Material der liegenden kiesreicheren Lokalmoräne aufgearbeitet und hangabwärts über die dort zwischengeschaltete lößlehmhaltige Fließerde (II) bewegt.

Die pedogenetische Differenzierung des Profils hat sich auch hier vollständig an der vorgegebenen geologischen Schichtung orientiert. Die Deckzone bildet den tonärmeren Oberbodenhorizont des deutliche Toncutane aufweisenden Unterbodenhorizontes der unterlagernden Fließerde (II). Obwohl anzunehmen ist, daß bereits primär eine erhebliche Tonmenge durch Aufarbeitung von tonigem Liegendmaterial in der Fließerde enthalten war, kann hier nicht völlig ausgeschlossen werden, daß tatsächlich ein größerer Teil der Tongehaltsdifferenz auf Lessivierung zurückzuführen ist. Interessanterweise sind auch im liegenden Terra fusca-Horizont (IIIBtT) noch deutliche Toncutane vorhanden, was nur schwer durch holozäne Lessivierung erklärt werden kann.

2.3 Relief, periglaziale Deckschichten, letztinterglaziale Bodenbildung und rezente Böden im Bereich eines Rückens im Zentralteil der Altmoränenlandschaft, Catena Kappeler Wald (M. Kösel)

Die Exkursionscatena (R 354250 H 532335 - R 354362 H 532381) befindet sich im Zentralteil des rißzeitlichen Altmoränengebiets in der Umrahmung des Federseebeckens. Anhand der Profilserie über einen reliefierten Altmoränenrücken wird der aufgrund periglazialer Vorgänge reliefabhängig wechselnde Aufbau des oberflächennahen Untergrunds vorgeführt und die Auswirkung auf die rezente Bodenbildung herausgestellt. An der westexponierten Flanke des Rückens setzt der Hang zunächst mit einer Hangversteilung (9 % Gefälle) ein (A), an die sich ein gestreckter Flachhang (4 % Gefälle) anschließt (B), der in einen schmalen Scheitelpbereich (C) übergeht. Die Hangversteilung wird durch konglomerierte rißzeitliche Vorstoßschotter aufgebaut. Mit Profil 11A tritt hier eine Bodenform auf, wie sie typisch ist für Hangabschnitte mit

ausstreichenden Kiesen. Die mäßig tief entwickelte Parabraunerde weist eine deutliche geologische Schichtung auf. So ist der tonarme A1-Horizont vollständig in der Deckzone entwickelt, die sich außer ihrer äolisch-schluffigen Komponente durch deutlich hangparallel eingeregelter längliche Kiese auszeichnet. Der rötlichbraune IIBt-Horizont ist im Gegensatz zum A1-Horizont ausschließlich aus den anstehenden glazifluviatilen Kiesen hervorgegangen und daher sehr schluffarm und mit mehr als 60 % Grobbodengehalt äußerst kiesreich. An der Basis der Deckzone tritt eine Kiesenreicherung auf, die in ähnlicher Form auch in verschiedenen anderen Profilen beobachtet wurde.

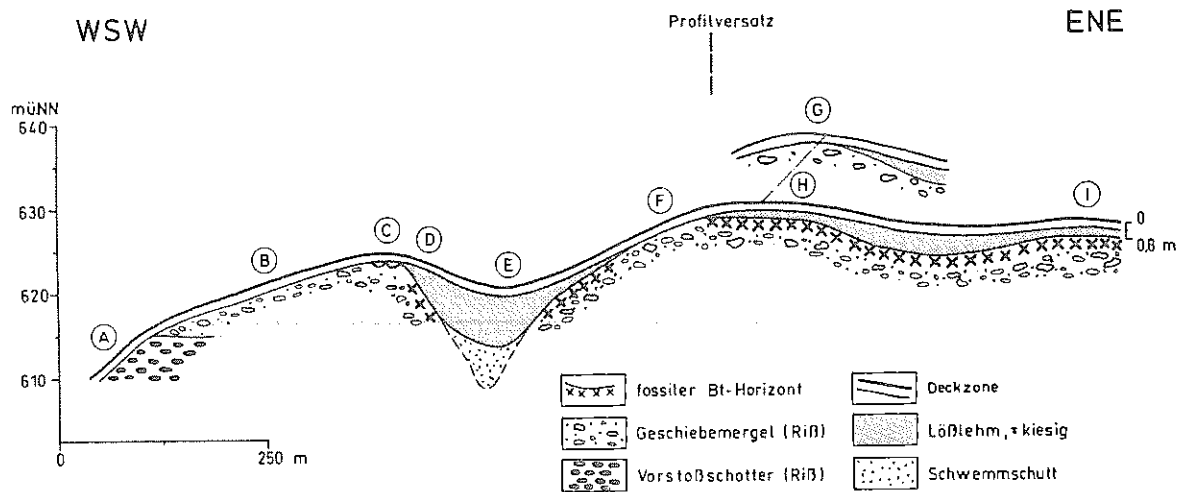


Abb. 7: Catena Kappeler Wald über einen gegliederten Altmoränenrücken im Federsee-Gebiet (nach KÖSEL 1996:75)

Weiter hangaufwärts bildet am gestreckten Flachhang ein lehmig-sandiger Geschiebemergel den Untergrund. Er wird an der Oberfläche von der Deckzone überlagert. Wie in Profil 11A wird auch in Profil 11B die Deckzone an ihrer Basis durch einen kiesreicheren Abschnitt (IIA) begrenzt, der hier 10-15 cm mächtig ist. Da er nicht nur über glazigenem Material lagert sondern in der rechten Profilhälfte über eine feinkörnige, schluffige Rinnenfüllung hinwegzieht muß an dieser Stelle ziemlich sicher von einer geologischen Eigenständigkeit ausgegangen werden. Allerdings ist nicht völlig auszuschließen, daß Grobmaterial verstärkt an der Basis des Auftaubodens hangabwärts verschleppt wurde und so über die feinkörnige Rinnenfüllung gelangte. An diesem Profil kann allein aufgrund der Lagerungsverhältnisse sicher nachgewiesen werden, daß die obersten 40-50 cm eine jüngere, periglaziale Deckschicht bilden, die den älteren Untergrund überwandert hat. Bodenkundlich gliedert sich das Profil in einen A1-Horizont, der in der Deckzone entwickelt ist und einen Bt-Horizont in den liegenden Sedimenten mit im oberen Abschnitt deutlichen und nach unten stark zurücktretenden Bt-Merkmalen. Auffällig ist dabei

daß der Bt-Horizont in der schluffigen Rinnenfüllung einen geringeren Tongehalt als im glazigen Substrat besitzt.

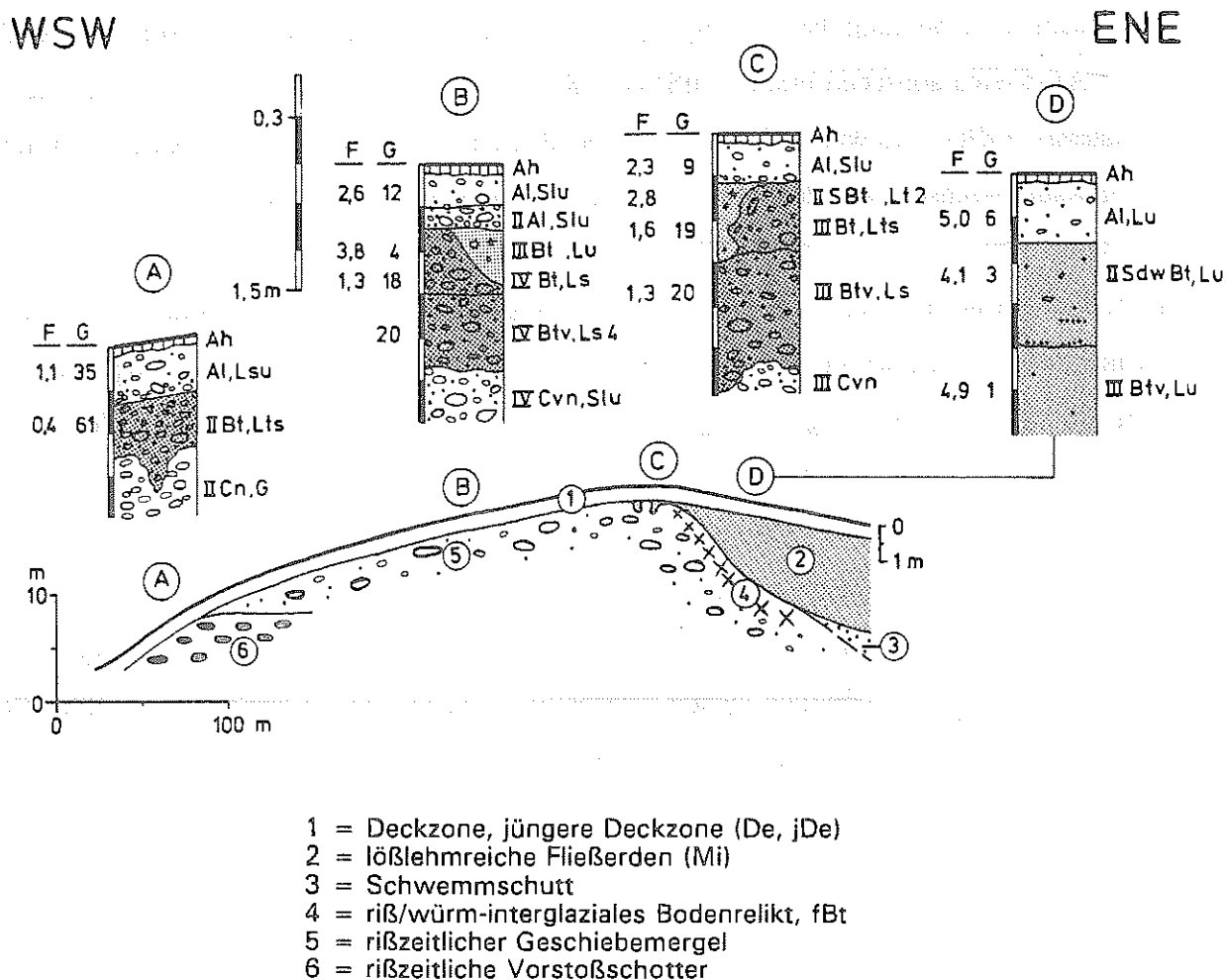


Abb. 8: Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11A-11D (nach KÖSEL 1996:76)

Während bei Profil 11B von einer rein holozänen Bodenbildung auszugehen ist, bei der frischer, rißzeitlicher Geschiebemergel 1,4 m tief entkalkt wurde, muß bei Profil 11C angenommen werden, daß die Bodenbildung überwiegend nicht auf frischem Geschiebemergel abgelaufen ist, da die Entkalkungstiefe von 2,5 m mindestens 1m über den Werten liegt, die in der Jungmoränenlandschaft in entsprechenden Reliefpositionen angetroffen werden. Allerdings fehlt hier der rötlichbraune Bodenhorizont (7,5YR), der als typisch für den oberen Abschnitt interglazialer Bodenreste erkannt wurde (KÖSEL 1996). Vermutlich war er auch hier ursprünglich vorhanden, wurde aber auf dem exponierteren, schmalen Scheitelpunkt abgetragen. Es ist anzunehmen, daß die schwächer verwitterte Basis des interglazialen Bodens in Resten erhalten blieb, in die Bodenbildung einbezogen wurde und damit für eine größere Entkalkungstiefe gegenüber rein holozänen Bodenbildungen aus völlig frischem Geschiebemergel gesorgt hat.

Nach der teilweisen Abtragung des interglazialen Bodens entstanden in stärker äolisch geprägten Phasen lößlehmreiche Decken, die das Relief wohl wesentlich weiträumiger überzogen haben, als ihre heutige Verbreitung dies widerspiegelt. Im ebenen Scheitelbereich des Profils 11C sind Reste dieser älteren äolischen Decken (IISBt) in Kryoturbationstaschen erhalten, die in glazigenes Material (IIIBt) eingewürgt sind. Abschließend hat im Spätglazial die Deckzone den auf engstem Raum wechselnden Untergrund mit einer Mächtigkeit von 35 cm überzogen.

Am nach Osten an den Scheitelbereich anschließenden Flachhang steht rißzeitliches Material nicht mehr oberflächennah an. Der glazigene Untergrund wird hier von einer mächtigen, mehrgliedrigen, stark lößlehmhaltigen Periglazialfolge überlagert. In Profil 11D kommt der hohe äolische Gehalt durch die schluffigen Bodenarten und die hohen $mU+gU/mS+gS$ -Quotienten gut zum Ausdruck. Klare Schichtungshinweise ergeben sich aus unterschiedlichen Kiesanteilen und Lagerungsdichten in verschiedenen Abschnitten des Profils. Mit Hilfe dieser Indikatoren läßt sich das Profil geologisch in einen lockeren, etwas kiesreicheren Hangendabschnitt (Deckzone) und in einen kiesärmeren, deutlich dichter gelagerten, zweigeteilten Liegendabschnitt (IISdwBt u. IIIBtv) gliedern. Während in der Deckzone der Kiesanteil homogen verteilt ist, treten in der dichtgelagerten Fließerde im Liegenden einzelne Kiesbänder auf, die zeigen, daß neben Solifluktion und äolischer Einwehung phasenweise auch Abschwemmungsvorgänge wirkten. Ein fast durchgängiges Kiesband markiert die Schichtgrenze zu einer älteren, stark lößlehmhaltigen Fließerde (IIIBtv), in der Kiese nur noch vereinzelt auftreten. Besonders auffällig war eine weitere sprunghafte Zunahme der Lagerungsdichte an der Schichtgrenze. Bodenkundlich ist das Profil außer durch Verbraunung und Verlehmung vor allem durch Tonverlagerung gekennzeichnet, wie gut ausgebildete Toncutane im IISdwBt-Horizont zeigen. Eine auf die Dichtlagerung zurückzuführende, eingeschränkte Luftkapazität ruft zeitweilig kurzfristigen Luftmangel im Unterboden hervor und bewirkt Fe- und Mn-Umlagerung.

An den Flachhang anschließend quert die Catena eine Tiefenlinie mit einem Gefälle von 2-3 %. Die Aufgrabung (Profil 11E) ergab ein Profil, welches weitgehend Profil 11D gleicht. Die lockere, kiesreichere Deckzone überlagert in 40 cm Tiefe kiesärmeren und dichten, solifluidal verlagerten Lößlehm (Mittelschutt i.S.v. SEMMEL).

Nach Osten folgt auf die Tiefenlinie zunächst ein konkaver Unterhang, an dem sich im Untergrund der Deckschichtenaufbau der Tiefenlinie fortsetzt. Zum Übergang zwischen konkavem

Unterhang und konvexem Oberhang hin wird die mächtige, stark lößlehmhaltige Fließerde im Liegenden der Deckzone zunehmend geringmächtiger und keilt schließlich aus.

Am Oberhang wird der glazigene Untergrund nur noch von der Deckzone überlagert, wie in Profil 11F nachgewiesen wird. Da sie hier über glazigenem Untergrund lagert, den sie bei der solifluidalen Bewegung teilweise aufgearbeitet hat, ist sie gröber ausgebildet. Zudem war vermutlich der Eintrag äolischen Materials in der luvseitigen Position des Hanges deutlich niedriger als in geschützten oder leeseitigen Reliefbereichen. Dennoch kommt der eigenständige Charakter der Deckzone durch den relativ hohen $mU+gU/mS+gS$ -Quotienten im Vergleich zum glazigenen Liegendsubstrat sehr gut zum Ausdruck. Die solifluidale Genese war hier zusätzlich an der hangparallelen Einregelung länglicher Kiese erkennbar.

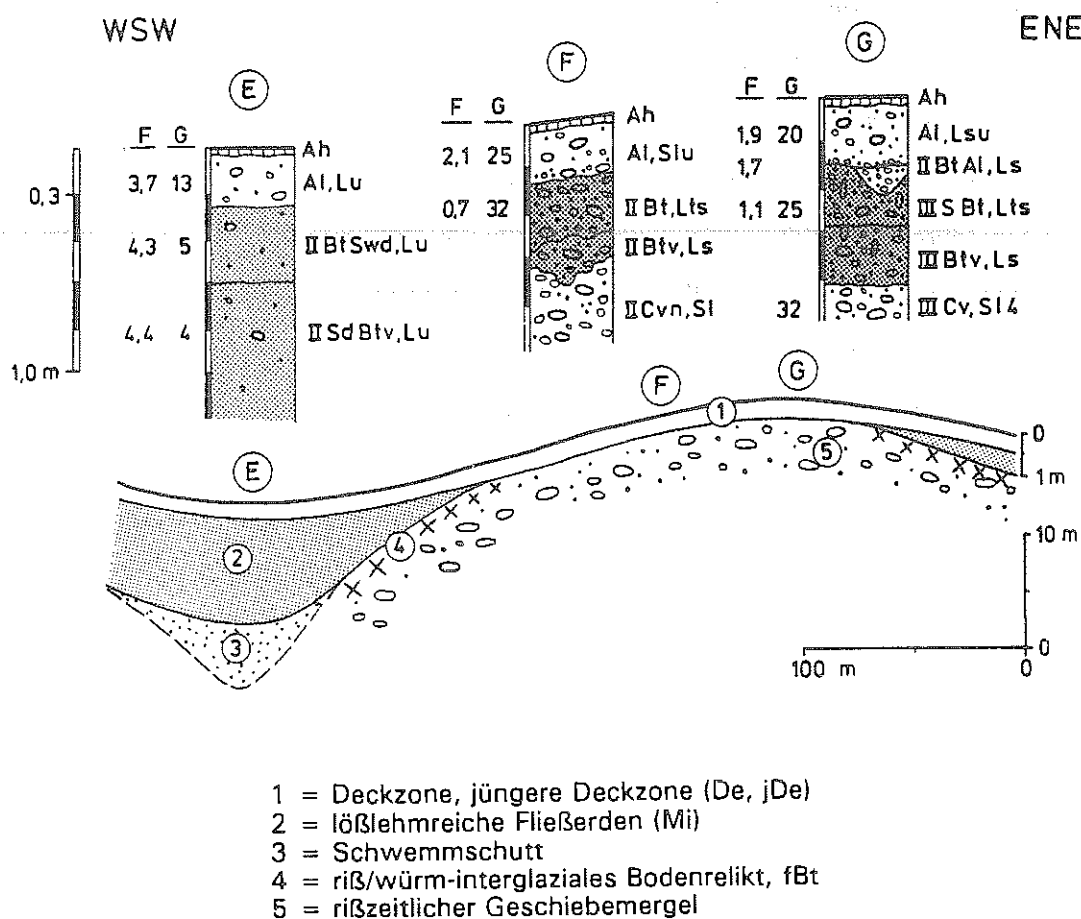


Abb. 9: Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11E-11G (nach KÖSEL 1996:78)

Interessanterweise tritt an der Basis der Deckzone ein ca. 5 cm starker, kiesreicherer Abschnitt auf, bei dem es sich entweder um den Rest einer älteren Fließerde oder um eine Substratdifferenzierung an der Basis des Auftaubodens handelt. Im glazigenen Liegendmaterial (IIBt) konnten keine sicheren Anzeichen für Verlagerung erkannt werden. Da hier jedoch längliche Grob-

komponenten, die solifluidale Verlagerung sichtbar machen könnten, weitgehend fehlen, kann daraus nicht unbedingt auf in situ lagerndes Material geschlossen werden. Die Entkalkungstiefe des Profils 11F entspricht mit ca. 1 m den Werten, wie sie im Jungmoränengebiet in vergleichbaren Reliefpositionen vorkommen. Da auch eine normale Intensität der Bodenbildung gegen die Beteiligung älteren Bodenmaterials spricht, ist der Boden, wenn man von einer eventuellen spätglazialen Vorverwitterung absieht, als rein holozän anzusehen. Die Bodenform ist entsprechend den erkennbaren pedogenetischen Merkmalen als mäßig tief (< 1 m) bis tief entwickelte (> 1 m) Parabraunerde aus einer Deckzone über rißzeitlichem Geschiebemergel anzusprechen.

Profil 11G liegt auf dem schmalen, weitgehend ebenen und leicht hängigen Scheitelbereich eines Riedels, der an eine rückwärtige Verebnung angebunden ist. Das Ausgangsmaterial für die rund 1,3 m tief entwickelte Bodenbildung ist in dieser relativ exponierten Reliefposition eine 40 cm mächtige Deckzone über rißzeitlichem, lehmig-sandigem Geschiebemergel (III). In der rechten Profilhälfte ist unter der Deckzone eine mit gröberem Material verfüllte Rinne (IIBtAl) in das glazigene Liegendsubstrat eingeschnitten. Bis in eine Tiefe von ca. 1 m waren im verwitterten Geschiebemergel Anzeichen von Solimixtion in Form einzelner steilgestellter Kiese zu erkennen. An der Basis der Deckzone tritt, wie in Profil 11F, eine einige Zentimeter starke kiesreichere Zone auf. Nicht sicher zu erkennen war, ob sie in die Rinnenfüllung übergeht oder eine jüngere Bildung darstellt.

Die pedogenetische Überprägung hat auch hier wieder zu einer auffälligen Übereinstimmung zwischen den einzelnen geologischen Gliedern und bestimmten Bodenhorizonten geführt. Der für das Profil kennzeichnende Horizont ist der ausschließlich im glazigenen Material entwickelte Bt-Horizont mit gut ausgebildeten Toncutanen. Aufgrund der Tongehaltsdifferenz wird der braune Oberbodenhorizont in der überlagernden Deckzone als tonverarmter Al-Horizont interpretiert. Probleme ergeben sich in Profil 11G, wo zwischen Al-Horizont und IIIBt-Horizont ein kaum tonangereicherter Horizont (IIBtAl) mit nur vereinzelten, schwachen Tonanflügen zwischengeschaltet ist. Auf dieses Phänomen wurde bereits mehrfach hingewiesen (KÖSEL 1996).

Letztlich erscheint auch hier wieder fraglich, ob der Tongehaltsunterschied zwischen Ober- und Unterboden nur das Ergebnis der Lessivierung ist. Nach den Geländebefunden muß viel eher angenommen werden, daß eine unterschiedlich starke Verlehmung der einzelnen geologischen Schichten einen beträchtlichen Tongehaltsunterschied vorgegeben hat.

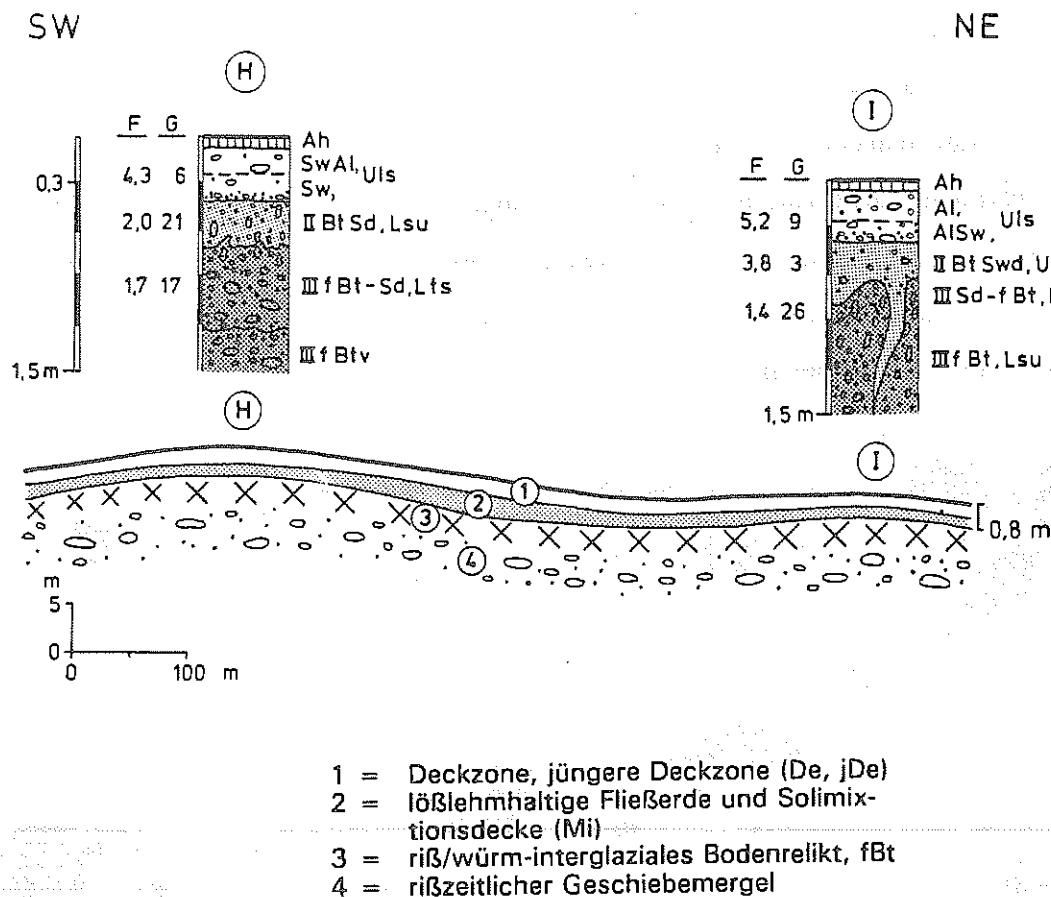


Abb. 10: Detailausschnitt aus Abb. 7 mit Bodenprofilen 11H u. 11I (nach KÖSEL 1996:81)

Der schmale Scheitelpunkt des Riedels, auf dem Profil 11G liegt, geht rückwärtig in einen ca. 100-120 m breiten Verebnungsbereich über. Die Verebnung ist Teil eines nur schwach gegliederten Reliefbereiches im zentralen, höchsten Abschnitt des Altmoränenrückens. In dieser wenig exponierten und daher wenig abtragungsanfälligen Reliefeinheit haben sich weitflächig Reste des riß/würm-interglazialen Bodens erhalten, der in seinem obersten Abschnitt wieder die typische, leicht rotstichige Bodenfarbe (7,5YR) aufweist. Überlagert wird das riß/würm-interglaziale Bodenrelikt von einer stark lößlehmhaltigen, zweigliedrigen, periglazialen Deckschichtenfolge, die sich aus der lockeren Deckzone über einer älteren, dichtgelagerten Solimixtionsdecke zusammensetzt (Profile 11H u. 11I).

Bei den Profilen 11H und 11I wird die Deckzone durch eine 3-5 cm starke Kieslage gegenüber der liegenden Decke (IIBtSd bzw. BtSwd) abgegrenzt. Die geologische Eigenständigkeit wird zusätzlich durch deutlich unterschiedliche Kiesgehalte belegt. Auffällig war bei Profil 11H der Gegensatz zwischen horizontal lagernden Kiesen in der Deckzone und zahlreichen steilgestellten Kiesen in der unterlagernden Solimixtionsdecke (IIBtSd). Die steilgestellten Kiese, die auch für den obersten Abschnitt des riß/würm-interglazialen Bodenrelikts typisch

sind, zeigen die intensive Einwirkung kryogener Prozesse an. Dabei sind größere Kiese durch Auffrieren aus dem fossilen Boden in den überlagernden, lößlehmhaltigen Abschnitt eingewandert. Vielleicht sind manche Kiessohlen auf das Auffrieren der Grobkomponenten bis an die ehemalige Oberfläche zurückzuführen, die sich dort angereichert haben und von einem jüngeren Auftauboden nur zum Teil aufgearbeitet wurden. Die starke solimixtive Aufarbeitung des fossilen Bodens durch die Periglazialdecke über ihm (IIBtSd) erklärt den vergleichsweise geringen Substratunterschied und den relativ hohen Kiesgehalt in ihr.

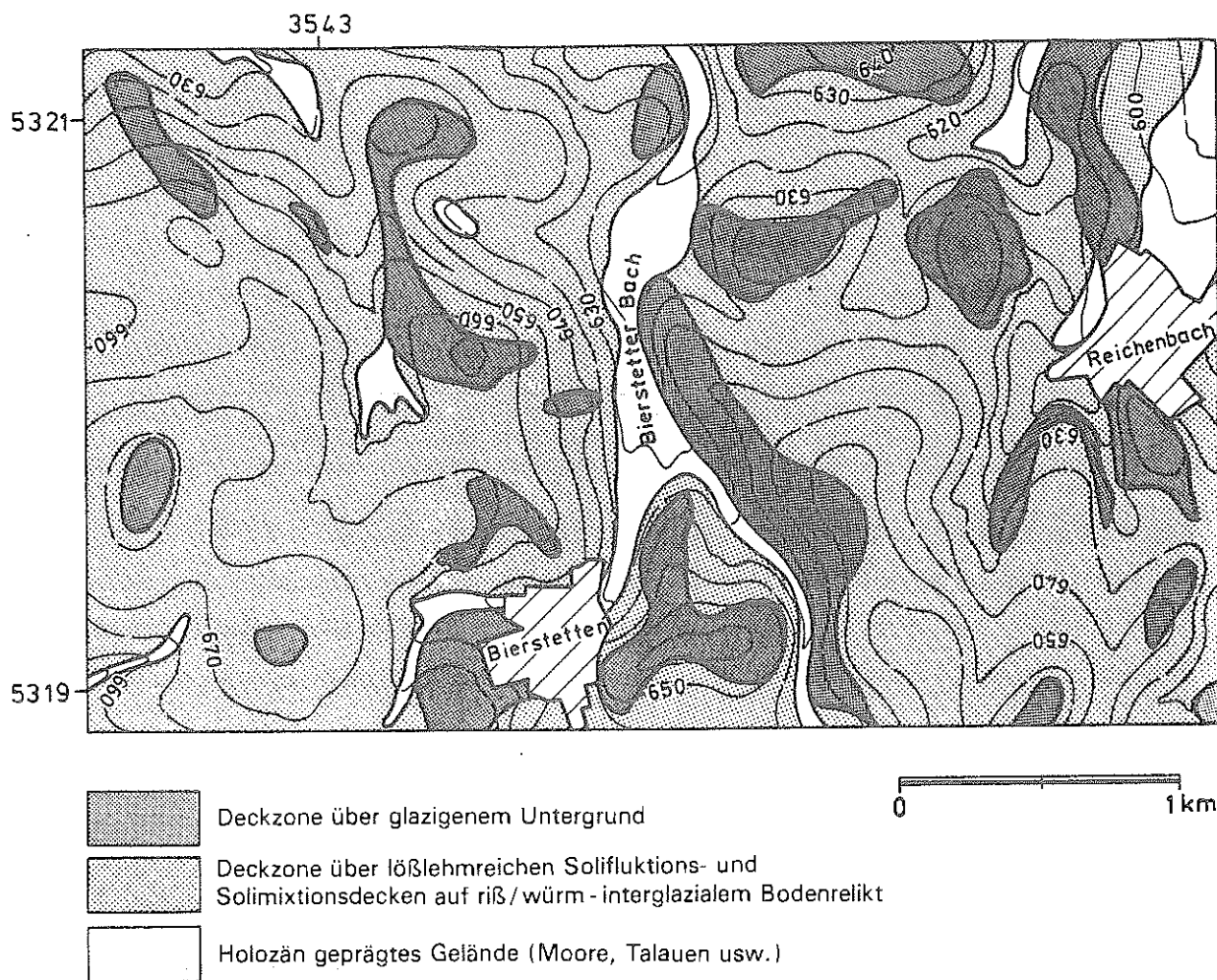


Abb. 11: Aufbau und Verbreitungsmuster von periglazialen Deckschichten in einem Ausschnitt der Altmoränenlandschaft (nach KÖSEL 1996:91)

In Profil 11I war hingegen die Durchmischung weit weniger stark. Die sehr kiesarme, dichtgelagerte Solimixtionsdecke (IIBtSwd) hebt sich mit ihrem hohen $mU+gU/mS+gS$ -Quotienten sehr deutlich vom interglazialen Bodenrelikt im Liegenden ab. Als Indiz für eine starke Frosteinwirkung muß ein kleiner Eiskeil angesehen werden, der in den fossilen Boden eingreift und mit schluffigem, fast kiesfreiem Material verfüllt ist.

Die Bodenprofile werden in beiden Fällen (11H u. 11I) stark durch das relativ hoch anstehende riß/würm-interglaziale Bodenrelikt (III) geprägt. Der dichtgelagerte, fossile Boden wirkt mit seiner niedrigen Wasserleitfähigkeit als Stauhorizont. In der überlagernden Solimixtionsdecke (IIBtSd bzw. BtSwd) haben sich deshalb neben schwachen Tonüberzügen intensive Pseudogleymerkmale ausgebildet. Die dichtgelagerte Solimixtionsdecke bewirkt ihrerseits bei stärkerem Wasserüberschuß einen Aufstau, der die untere Hälfte der Deckzone prägt (Sw- bzw. AlSw-Horizont). Bodentypologisch sind beide Profile (11H u. 11I) als Parabraunerde-Pseudogley einzustufen. Die Entkalkungstiefe ist an beiden Standorten sehr groß. Kalkhaltiger Geschiebemergel wurde erst in 3,8 m (Profil 11H), bzw. in 4,1 m (Profil 11I) Tiefe erbohrt.

2.4. Typische Bodenprofile der Altmoränenlandschaft (M. Kösel)

Bodenprofil 1: pseudovergleyte Parabraunerde auf riß/würm-interglazialer Bodenbildung

Standortsbeschreibung

Lage:	ca. 2 km östlich von Saulgau, Top. Karte 8022 Ostrach (R 3535425, H 5316025), Höhe: 655 m ü.NN
Klima:	Mittl. Jahresniederschlag: 807 mm (Station Saulgau) Wärmestufe nach ELLENBERG (1955): mäßig kühl, 7,0-7,5 °C
Relief:	Verebnungsbereich (0 %)
Nutzung:	Fichtenwald, ca. 80jährig

Profilbeschreibung

L		Nadelstreu
Of	4 - 2 cm	weiche Fichtennadeln und Nadelbruchstücke, einzelne Blattfragmente, teilweise verklebt, wenig Feinhumus
Oh	2 - 0 cm	schwarzer Feinhumus, stark durchwurzelt
Ah	0 - 6 cm	schluffiger Lehm, schwach kiesig, dunkelbraungrau (10YR 2/3), stark humos, Subpolyedergefüge, stark durchwurzelt
Al	- 40 cm	schluffiger Lehm, schwach kiesig, hellbraun (10YR 5/4), schwach humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt
IIISdw-Bt1	- 78 cm	schluffiger Lehm, schwach kiesig, braun (10YR 5/6), einzelne Rost- und Bleichflecken, Polyedergefüge, Tonhäutchen schwach durchwurzelt
Sdw-Bt2	- 107 cm	schluffiger Lehm, sehr schwach kiesig, braun (10YR 5/6), Rost- und Bleichflecken, schwach marmoriert, einzelne Fe/Mn-Konkretionen, Kohärent- bis Polyedergefüge, Tonhäutchen, sehr schwach durchwurzelt
Sdw-Btv +fBt	- 135 cm	schluffiger Lehm, schwach kiesig, zungenförmige Aufpressungen von fBt- Material aus dem Liegendhorizont, Rost- und Bleichflecken, einzelne Fe/Mn-Konkretionen und -Tapeten, Kohärentgefüge
IIISd-fBt	> 170 cm	sandig-toniger Lehm, mittel kiesig, rötlichdunkelbraun (7.5Y 5/6), Rost- und Bleichflecken, Kohärentgefüge, dicht
Bodentyp:		pseudovergleyte Parabraunerde
Humusform:		feinhumusarmer Moder
Ausgangsmaterial:		Hauptlage über Mittellage (beide mit hohem Lößlehmgehalt) auf riß/würm-interglazialen Bodenrelikt aus rißzeitlichem Geschiebemergel

Tab. 1: Analytische Kennzeichnung von Bodenprofil Nr. 1, pseudovergleyte Parabraunerde

Nr.	Horizont	Tiefe	Skelett	Textur (% der humusfreien Feinerde)								
		cm	%	gS	mS	fS	gU	mU	fU	ΣS	ΣU	Ton
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Ah	0-6	4	6,9	6,3	11,8	23,2	23,7	8,4	25,0	55,3	19,7
2	Al	-40	8	6,8	6,4	13,5	23,5	24,1	8,1	26,7	55,7	17,6
3	IISdw-Bt1	-78	2	3,2	4,0	12,1	29,5	21,7	6,7	19,3	57,9	22,8
4	Sd-Bt2	-107	3	2,8	5,2	14,9	28,9	19,6	5,0	22,9	53,5	23,6
5	Sd-Btv	-135	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
6	IIISd-fBt	>170	28	7,1	10,4	17,0	10,3	10,6	6,7	34,5	27,6	37,9

Nr.	Horizont	Dichte	Fe _d	Fe _o	Fe _o /Fe _d	Mn _o	pH	Carbonat	Corg.	N _t
		g/cm ³	mg/g	mg/g		mg/g	(CaCl ₂)	%	%	mg/g
	1	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	Ah	1,03	7,2	4,1	0,56	0,2	3,2	0	9,3	5,4
2	Al	1,33	8,6	4,4	0,51	1,2	3,9	0	0,7	0,5
3	IISdw-Bt1	1,60	14,2	2,8	0,20	0,7	4,0	0	0,2	0,3
4	Sdw-Bt2	1,62	14,4	3,0	0,18	0,8	4,1	0	0,2	0,3
5	Sd-Btv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0	n.b.	n.b.
6	IIISd-fBt	1,71	25,3	5,4	0,20	0,7	4,2	0	0,2	0,5

N	Horizont	KAK _{eff}	Austauschbare Kationen in mmol _c /kg						BS
		mmol _c /kg	H	Al	Ca	Mg	K	Na	%
	1	22	23	24	25	26	27	28	29
1	Ah	129	35,6	72,3	5,8	<0,1	<0,1	<0,1	5
2	Al	67	1,8	63,0	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	1
3	IISdw-Bt1	65	3,0	26,6	24,4	8,0	0,4	<0,1	51
4	Sdw-Bt2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
5	Sd-Btv	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
6	IIISd-fBt	103	4,3	26,3	57,0	11,6	0,6	<0,1	67

Bodenprofil 2: Parabraunerde-Pseudogley auf riß/würm-interglazialer Bodenbildung

Standortsbeschreibung

Lage:	ca. 2,4 km südöstlich von Dürnau, Top. Karte 7923 Saulgau-Ost (R 3543313 H 5323450), Höhe: 633 m ü.NN
Klima:	Mittl. Jahresniederschlag: 807 mm (Station Saulgau) Wärmestufe nach ELLENBERG (1955): mäßig kühl, 7,0 -7,5 °C
Relief:	Verebnungsbereich (0 ‰)
Nutzung:	Fichtenwald, 60-80jährig

Profilbeschreibung

L		Nadelstreu
Of	5,5 - 3 cm	weiche Fichtennadeln und Nadelbruchstücke, teilweise verklebt, wenig Feinhumus
Oh	3 - 0 cm	schwarzer Feinhumus, stark durchwurzelt
Aeh	0 - 7 cm	sandig-lehmiger Schluff, schwach kiesig, violettstichig-dunkelgraubraun (7.5YR 2/3), stark humos, Subpolyedergefüge, stark durchwurzelt
Sw-Al	- 25 cm	sandig-lehmiger Schluff, schwach kiesig, fahlbraun (10YR 6/4), schwach gebleicht, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt
Sw	- 45 cm	sandig-lehmiger Schluff, schwach kiesig, grau (2.5Y 7/3), stark gebleicht, einzelne Rostflecken und Konkretionen, Kohärent- bis Subpolyedergefüge, schwach durchwurzelt
IIBt-Swd	- 73 cm	schwach sandiger Lehm, mittel kiesig, Kohärentgefüge, einzelne Tonhäutchen dicht, schwach durchwurzelt
IIIcBt-Sd	> 115 cm	sandig-toniger Lehm, mittel kiesig, stark marmoriert (5Y 8/3 u. 7.5Y 5/8), Kohärentgefüge, dicht
Bodentyp:		podsoliger Parabraunerde-Pseudogley
Humusform:		feinhumusreicher Moder
Ausgangsmaterial:		lößlehmreiche Hauptlage über Mittellage mit hohem Lößlehmgehalt auf riß/würm-interglazialen Bodenrelikt aus rißzeitlichem Geschiebemergel

Tab. 2: Analytische Kennzeichnung von Bodenprofil Nr. 2, Parabraunerde-Pseudogley

Nr.	Horizont	Tiefe	Skelett	Textur (% der humusfreien Feinerde)								
		cm	%	gS	mS	fS	gU	mU	fU	ΣS	ΣU	Ton
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Aeh	0-7	n.b.	4,2	7,7	13,8	30,0	21,7	10,8	25,7	62,5	11,8
2	Sw-Al	-25	6	4,5	7,1	14,1	29,7	20,0	10,6	25,7	60,3	13,9
3	Sw	-45	6	4,5	6,7	14,2	30,6	20,8	10,1	25,4	61,5	13,1
4	IIBt-Swd	-73	21	6,1	11,1	19,6	18,7	15,7	10,3	36,8	44,7	18,5
5	IIIfBt-Sd	>115	18	6,2	10,0	18,5	15,2	12,2	6,7	34,7	34,1	31,2

Nr.	Horizont	Dichte	Fe _d	Fe _o	Fe _o /Fe _d	Mn _o	pH	Carbonat	Corg.	N _t
		g/cm ³	mg/g	mg/g		mg/g	(CaCl ₂)	%	%	mg/g
	1	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	Aeh	0,89	7,2	3,6	0,50	0,3	2,9	0	9,1	5,0
2	Sw-Al	1,28	9,1	6,3	0,69	0,8	4,0	0	0,8	0,7
3	Sw	1,36	7,6	6,2	0,82	1,0	3,9	0	0,4	0,4
4	IIBt-Swd	1,72	13,6	3,4	0,25	0,2	3,9	0	0,2	0,3
5	IIIfBt-Sd	1,76	16,4	3,3	0,20	0,1	4,3	0	0,2	0,3

Nr.	Horizont	KAK _{eff}	Austauschbare Kationen in mmol _c /kg						BS
		mmol _c /kg	H	Al	Ca	Mg	K	Na	%
	1	22	23	24	25	26	27	28	29
1	Aeh	131	31,0	83,2	3,3	0,7	<0,1	<0,1	3
2	Sw-Al	31	1,4	28,9	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	1
3	Sw	31	1,5	29,4	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1
4	IIBt-Swd	45	3,6	22,8	13,6	3,1	<0,1	<0,1	37
5	IIIfBt-Sd	95	2,7	10,0	57,3	23,9	0,6	<0,1	86

Verbreitung und Vergesellschaftung

In der Altmoränenlandschaft des Exkursionsraums treten weitverbreitet pseudovergleyte Parabraunerden und Pseudogley-Parabraunerden auf. Im Bereich von abflußträgen, weitgespannten Verebnungen kann, wenn die Ausbildung des oberflächennahen Untergrundes dies begünstigt (s. Bodenprofil 2), der Staunäseeinfluß stärker werden und zu Parabraunerde-Pseudogleyen sowie weniger häufig zu Pseudogleyen führen. Letztere sind jedoch die typischen Böden in muldenförmigen Hohlformen außerhalb des Grundwassers.

Im landwirtschaftlich genutzten Gelände sind meist nur mäßig erodierte Pseudogley-Parabraunerden verbreitet. Die Kolluvisole in den Tiefenbereichen sind nur untergeordnet tiefgründig ausgebildet und als Pseudogley-Kolluvisol und Gley-Kolluvisol i.d.R. deutlich hydromorph überprägt.

Substrat- und Bodengenese

Der oberflächennahe Untergrund weist in der Altmoränenlandschaft großflächig einen geologisch einheitlichen Aufbau auf (s. Bodenprofil 1 u. 2). An der Basis von periglazialen Deckschichten treten Relikte des letztinterglazialen Bodens (Eem) aus rißzeitlichem Geschiebemergel auf. Wenn noch, wie häufig, der obere Bodenabschnitt erhalten ist, so zeichnet sich dieser durch einen relativ hohen Tongehalt (Bodenart: meist sandig-toniger Lehm) sowie verbreitet durch eine rotstichige Bodenfarbe (7.5YR) aus. Der i.d.R. hohe Tongehalt ist auf eine stärkere Verwitterung und auf Tonverlagerung zurückzuführen (fBt).

Die rotstichige Bodenfarbe weist auf einen geringen Hämatitgehalt und damit auf ein warm-trockene getöntes pedogenes Klima hin (SCHWERTMANN et al. 1981), das offensichtlich deutlich vom Klima der holozänen Pedogenese abwich. So besitzen die holozänen Parabraunerden aus vergleichbarem Geschiebemergel im unmittelbar benachbarten Jungmoränengebiet stets eine rein braune Bodenfarbe (10YR).

Im tieferen Bereich geht auch der fossile Boden in einen braunen (10YR), meist sandigen Lehm über (fBtv, fBv). Die Mächtigkeit des erhaltenen Paläobodens beträgt bei den Exkursionsprofilen 2,9 m (Profil 1) bzw. 3,1 m (Profil 2), darunter folgt in beiden Profilen ein schluffig-lehmig-sandiger Geschiebemergel mit ca. 20 % Karbonatgehalt im Feinboden.

Die riß/würm-interglaziale Bodenbildung wird bei beiden Profilen von gegliederten periglazialen Deckschichten überlagert, die während der würmzeitlichen Periglazialphase in der Altmoränenlandschaft aufgelagert wurden. Die untere Deckschicht ist i.d.R. relativ dicht ausgebildet. Enthaltene steilgestellte Kiese, wie auch die deutliche kryoturbate Überprägung des liegenden fossilen Bodens, weisen auf die intensive Einwirkung frostdynamischer Prozesse hin.

Die hangende, zur Oberfläche hin abschließende Deckschicht ist deutlich lockerer gelagert und weist nie steilgestellte Kiese auf. Sie besitzt in der Altmoränenlandschaft meist eine Mächtigkeit von ca. 40 cm. An ihrer Basis ist häufig, wie auch bei Profil 1 u. 2, eine dünne kiesreichere Zone bzw. Lage ausgebildet, die sie gegen das Liegende abgrenzt. Diese junge Deckschicht folgt dem Relief oberflächenparallel mit ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit und zieht über verschieden ausgebildetem Untergrund hinweg (s.a. Profil 3). Nach ihrer Bildung können unter natürlichen Bedingungen keine nennenswerten Abtragungsvorgänge mehr stattgefunden haben. Sie wird deshalb als Solifluktsdecke aus der Jüngerer Tundrenzeit angesehen, als letztmalig vor der rasch einsetzenden intensiven, holozänen Bewaldung ein Dauerfrostboden mit sommerlicher Auftauzone vorhanden war. Die Fließerde entspricht somit dem Deckschutt i.S.v. SEMMEL (bzw. Hauptlage nach AG BODENKUNDE 1994).

Die löblehmreichen Deckschichten wurden im Holozän durch eine Parabraunerde überprägt. Entscheidend für die weitere Ausbildung des Bodenprofils kann die Tieflage des dichten, fossilen Bodens im Untergrund sein (vgl. Profil 1 u. 2). Die geringe Wasserdurchlässigkeit des Paläobodens führt v.a. in ebener Lage dazu, daß sich zeitweilig über ihm ein Wasserstau aufbaut. Sicher begünstigt durch eine nur mäßige Luftkapazität im relativ dicht gelagerten Löblehm, bedingt dies i.d.R. einen mehrere dm mächtigen, deutlich pseudovergleyten Abschnitt über dem fBt-Horizont. Je nach Mächtigkeit der überlagernden Deckschichten bleibt die Staunässe im tieferen Unterboden oder reicht bis in den Hauptwurzelraum und den Oberboden.

Bodenprofil 3: Parabraunerde auf rißeiszeitlichem Geschiebemergel

Standortsbeschreibung

Lage:	ca. 2,3 km südöstlich von Dürnau, Top. Karte 7923 Saulgau-Ost (R 3543025 H 5323613), Höhe: 630 m ü.NN
Klima:	Mittl. Jahresniederschlag: 807 mm (Station Saulgau) Wärmestufe nach ELLENBERG (1955): mäßig kühl, 7,0-7,5 °C
Relief:	schwach konvexer Hang (7 % WSW)
Nutzung:	Buchen-Mischwald

Profilbeschreibung

L		Laub- und Nadelstreu
Of	2,5 - 0,3 cm	Blattfragmente, weiche Fichtennadeln und Nadelbruchstücke, teilweise verklebt, wenig Feinhumus
Oh	0,3 - 0 cm	dunkelgrau-schwarzer Feinhumus
Ah	0 - 5 cm	schluffig-lehmiger Sand, kiesarm, dunkelbraungrau (10YR 2/3), stark humos, Subpolyedergefüge, stark durchwurzelt
Al	- 42 cm	schluffig-lehmiger Sand, mittel kiesig, hellbraun (10YR 5/6), schwach humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt
II Bt	- 82 cm	sandig-toniger Lehm, mittel kiesig, dunkelbraun (10YR 4/6), Polyedergefüge, Tonüberzüge, schwach durchwurzelt
Btv	- 105 cm	sandig-toniger Lehm, mittel kiesig, braun (10YR 5/6), Kohärentgefüge
ICn	> 140 cm	lehmiger Sand, stark kiesig, ockergrau (2,5Y 7/4), karbonatreich, Kohärentgefüge

Bodentyp:	Parabraunerde
Humusform:	mullartiger Moder
Ausgangsmaterial:	Hauptlage über rißeiszeitlichem Geschiebemergel

Verbreitung und Vergesellschaftung

Bodenprofil 3 ist eine verbreitete Bodenform auf stärker gerundeten Kuppenbereichen und an konvexen, häufig westexponierten Hangabschnitten - also überwiegend in Reliefpositionen, wo der letztinterglaziale Boden meist vollständig erodiert wurde und sich während der Würmkaltzeit keine mächtigeren, gegliederten Deckschichten angelagert bzw. erhalten haben.

Substrat- und Pedogenese

Ausgangsmaterial für die Bodenbildung ist ein kalkreicher, lehmig-sandiger Geschiebemergel, der oberflächennah von der ca. 40 cm mächtigen, äolisch beeinflussten Solifluktsdecke aus der Jüngeren Tundrenzeit (Deckschutt bzw. Hauptlage) überlagert wird. Das Profil wurde im Laufe der holozänen Pedogenese entkalkt, verlehmt und schließlich lessiviert. Die vorliegende Parabraunerde mit einer Entwicklungstiefe um 1 m unterscheidet sich in keinerlei Hinsicht von den Parabraunerden im benachbarten Jungmoränengebiet. Offensichtlich wurde auf dem leicht konvexen, mit 7 % geneigten Hang die letztinterglaziale Bodenbildung während der Würmkaltzeit komplett abgetragen, so daß hier, wie im Jungmoränenbereich, die Pedogenese im Holozän auf völlig frischem Material eingesetzt hat.

2.5 Periglaziale Deckschichten und spätwürmzeitliche Bodenbildungen auf der Äußeren Jungendmoräne (M. Kösel)

Die Äußere Jungendmoräne entstand als äußerste, morphologisch faßbare Eisrandlage des würmzeitlichen Gletschers um ca. 20 000 BP. Sie ist über weite Strecken als ein markanter Wall ausgebildet. Unmittelbar vorgelagert sind z.T. ausgedehnte Schotterfelder, die aus den Gletschertoren geschüttet wurden.

Die Äußere Jungendmoräne ist i.d.R. stark reliefiert. Besonders im Scheitelbereich des Walls weist sie häufig ein ausgeprägtes, enggekammertes Toteisrelief mit zahlreichen Hohlformen und Kuppen auf.

Bei Kartierungen (KÖSEL 1996) hat sich gezeigt, daß in den Toteishohlformen, aber auch an konkav auslaufenden Hängen, verbreitet mehrgliedrige Periglazialfolgen auftreten, in denen örtlich eine humose, spätwürmzeitliche Bodenbildung enthalten ist, die entweder aus dem Bölling- oder aus dem Allerödinterstadial stammen muß. Bisher wurde kein Profil gefunden, in dem zwei humose, durch humusfreie Material getrennte, Horizonte übereinanderliegen. In anderen Gebieten des Alpenvorlands scheint es dagegen solche Stellen zu geben (BRUNNACKER 1959:101 ff.).

Nachfolgend werden anhand verschiedener Beispiele die allgemeinen Lagerungsverhältnisse beschrieben und die Ausbildung der fossilen Böden sowie der periglazialen Sedimente erörtert.

Die in Abb. 12 dargestellte Profilserie (R 354785 H 531935 - R 354790 H 531945), mit der die Boden- und Sedimentausprägung in einem Toteisloch und seiner Umrahmung erfaßt wurde, befindet sich auf der Äußeren Jungendmoräne bei Bad Schussenried. Es ist gut zu erkennen, wie die Deckzone (1) durch ihre Körnung und im zentralen Bereich der Hohlform durch eine markante Geröllsohle deutlich gegen das Liegende abgegrenzt ist. Sie überzieht mit konstanter Mächtigkeit sämtliche Reliefpositionen. Bemerkenswert ist, daß die Deckzone selbst im tiefsten Bereich der Toteishohlform nicht mächtiger als 30 cm wird. Dieser Befund überrascht zunächst, da im zentralen Bereich einer nicht sehr ausgedehnten Hohlform, in die von allen Seiten her Material solifluidal zuflöß und gleichzeitig noch äolisches Material eingetragen wurde, eine stärkere Akkumulation stattfinden müßte. Es wäre deshalb zu erwarten, daß die Deckzone hier eine größere Mächtigkeit aufweist. Dieser scheinbare Widerspruch kann durch

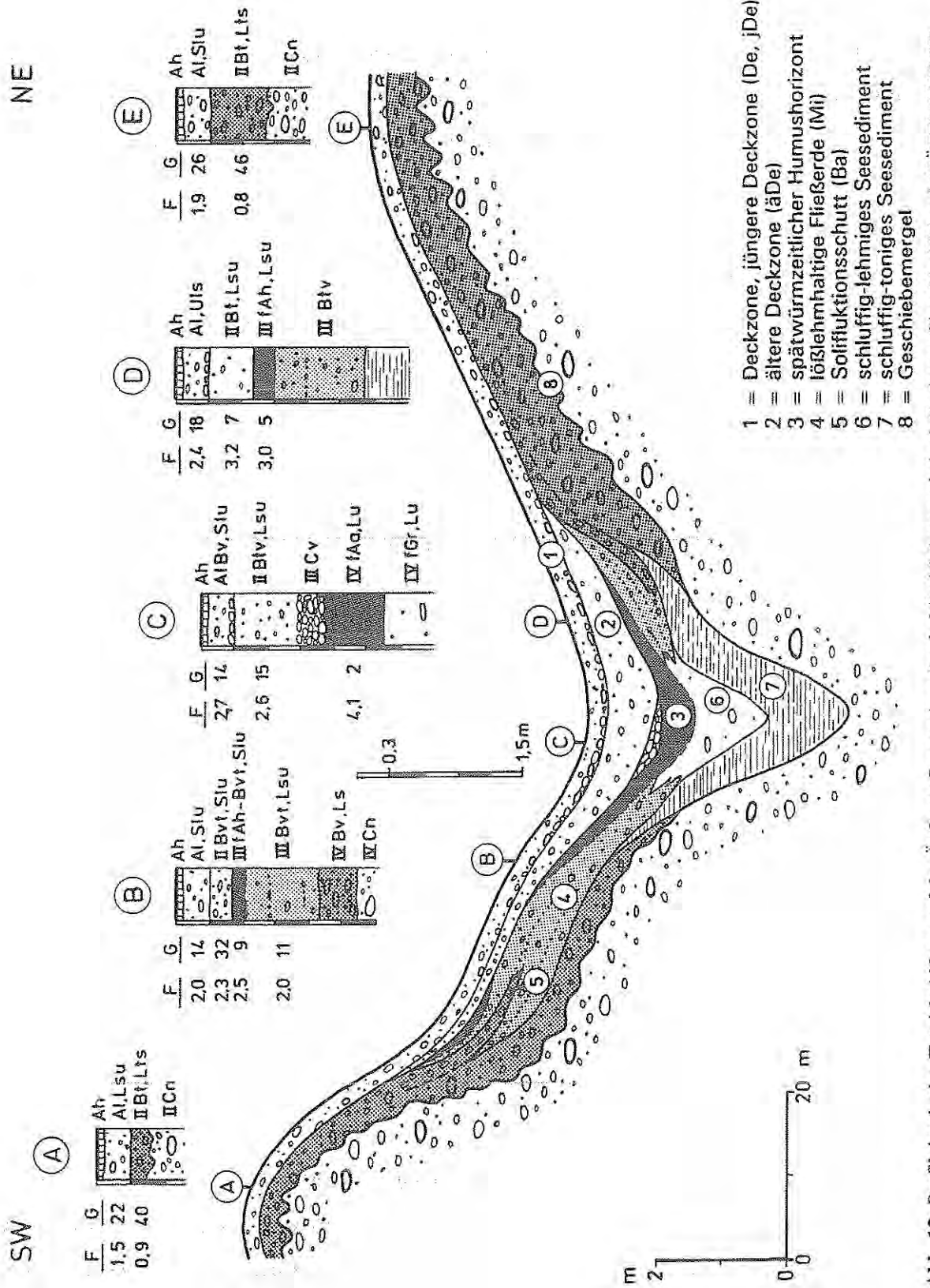


Abb. 12: Profil durch eine Toteishohlförmung auf der Äußeren Jungendmoräne bei Bad Schussenried mit Bodenprofilen 4A-4E (nach KÖSEL 1996:37)

die Annahme aufgelöst werden, daß die Bildung der Deckzone in einem sehr kurzen Zeitraum erfolgt ist, in dem keine größeren Materialmengen akkumuliert werden konnten.

In den Kuppenpositionen (Profile 4A u. 4E) lagert die schluffige, kiesärmere Deckzone einem kiesreichen Geschiebemergel auf. Die Deckzone und der oberste Bereich des Geschiebemergels wurden durch eine Parabraunerde-Bildung überprägt. Unter dem in der Deckzone entwickelten Al-Horizont liegt der im Geschiebemergel ausgebildete IIBt-Horizont, der auf der stark gewölbten Kuppe in Profil 4A nur 15-20 cm tief in den Geschiebemergel eingreift.

Im Bereich der Hohlform und am Unterhang der westlichen Umrahmung lagert unter der Deckzone eine mehrgliedrige Periglazialfolge. Unmittelbar unter der Deckzone folgt eine Umlagerungszone (2), deren Sedimentausprägung sich häufig in einem der Deckzone ähnlichen Substrat bewegt und deshalb wiederum der älteren Deckzone zugeordnet wird. Ebenso wie die jüngere Deckzone muß die ältere Deckzone aufgrund ihres prägnanten Schluffgehaltes und ihres meist deutlich höheren Kiesanteils als ein Gemisch aus glazigenem und äolischem Material aufgefaßt werden.

Die Variationsbreite in der Körnung der beiden Deckzonen wird anhand der Profilsérie deutlich. Bei Profil 4B besitzt die ältere Deckzone einen hohen Kiesgehalt, der sie einerseits gut gegenüber der jüngeren Deckzone und andererseits klar von den feinkörnigeren, liegenden Bildungen abgrenzt. Zu Profil 4C hin nimmt der Kiesgehalt rasch ab. Hier besitzen die ältere und die jüngere Deckzone fast identische Feinbodenkörnungen und Grobbodengehalte. Wäre nicht die markante Geröllsohle an der Basis der jüngeren Deckzone, so könnten die beiden nicht unterschieden werden. Bei Profil 4D schließlich besitzt die auch hier noch etwas mächtigere ältere Deckzone geringere Kiesgehalte als die überlagernde jüngere Deckzone, da sie wohl vorwiegend die feinkörnigen Liegendsedimente aufgearbeitet hat. Ein prinzipieller Unterschied im Vergleich zur jüngeren Deckzone ist die Tatsache, daß die ältere Deckzone in ausgesprochenen Akkumulationspositionen, wie im zentralen Bereich von geschlossenen Hohlformen, zu etwas größerer Mächtigkeit anwachsen kann. Während die jüngere Deckzone nie Toncutane aufweist, sind in der älteren Deckzone häufig schwache Bt-Merkmale ausgebildet. Nur selten aber werden diese so kräftig, daß wie bei Profil 4D von einem voll ausgebildeten Bt-Horizont gesprochen werden kann.

An den flachen, unmittelbar an die zentrale Hohlform anschließenden Hängen folgen unter der älteren Deckzone dichter gelagerte, schluffige, meist kiesärmere Fließerden (4), die durch mehrere Kieslagen gegliedert werden (s. Profile 4B u. 4D). Trotz der nur schwachen Bt-Merk-

male zeigen die feinkörnigen Ablagerungen einen teilweise relativ hohen Verlehmungsgrad, was möglicherweise mit häufigerer Regelation in diesen älteren Fließerden und einer dadurch stärkeren Verwitterung zusammenhängt. Die eingelagerten Kiesbänder zeigen eine mehrphasige Entstehung an, bei der Zeiten verstärkter äolischer Aktivität mit feuchteren Phasen, in denen Abschwemmung stattfand, wechselten.

Von den Umrahmungen randlich hereinziehend ist außerdem solifluidal verlagelter Geschiebemergel (5) als äolisch unbeeinflusster Basisschutt in die feinkörnigen, äolisch geprägten Fließerden (4) eingeschaltet. Diese Geschiebemergel-Schuttdecken sind hier besonders gut zu erkennen, da sie in einem Sediment lagern, das eine völlig abweichende Körnung besitzt. Es ist anzunehmen, daß auch weiter hangaufwärts unter der Deckzone der oberste Abschnitt des Geschiebemergels solifluidal überprägt wird. Jedoch wird dieser Solifluktionsschutt vermutlich meist nicht erkannt, da er hier nicht über andersartiges Gestein hinwegzieht und innerhalb der begrenzten Profilgruben keine deutlichen Einregelungserscheinungen der Kiese zeigt. Im zentralen Bereich der Hohlform verzahnen sich die lößlehmhaltigen Fließerden im Liegenden der älteren Deckzone mit schluffig-lehmigen Seesedimenten (6), die von älteren, schluffig-tonigen Seeabsätzen unterlagert werden (7). Der Geschiebemergel steht in 3,7 m Tiefe an.

Im Zentrum der Hohlform und am Unterhang der westlichen Umrahmung hat sich ein fossiler Humushorizont (3) erhalten, der eine maximale Mächtigkeit von 60 cm besitzt und bis zu 2,5 % organischen Kohlenstoff aufweist. Er läßt sich ins Spätwürm datieren, da er in spätglazialen Periglazialsedimenten auf der hochwürmzeitlichen Jungendmoräne lagert. Eine ^{14}C -Analyse (Analytik: Labor Geyh, Hannover) an dem oberflächennahen und rezent sehr schwach durchwurzelter Material ergab ein Alter von 6285 Jahren vor 1950 (Hv 17045). Mit Sicherheit ist das Alter aufgrund der Lagerung in eindeutigen periglazialen Sedimenten zu jung und auf Verunreinigungen zurückzuführen. Eine Pollenanalyse erbrachte kein Ergebnis. In dem pollenfreien Material konnten jedoch pflanzliche Makroreste gefunden werden, welche die Einstufung ins Spätglazial stützen. *Betula-nana*-Nüßchen, Samen- und Schuppenreste von *Hippophae* bzw. *Juniperus* weisen nach BLUDAU (schriftl. Mitt. 1992) auf ein spätwürmzeitliches Alter hin. Bei Profil 4C tritt zwischen älterer Deckzone und fossilem Humushorizont eine Groblage auf, die aus Geröllen und Blöcken ohne Feinmaterial besteht. Die Genese ist weitgehend unklar. Ihr punktuell Vorkommen läßt jedoch vermuten, daß diese selektive Anreicherung äußerst groben

Materials an Prozesse gebunden war, die ursächlich an die Reliefposition am Rand des kleinen Sees gekoppelt waren.

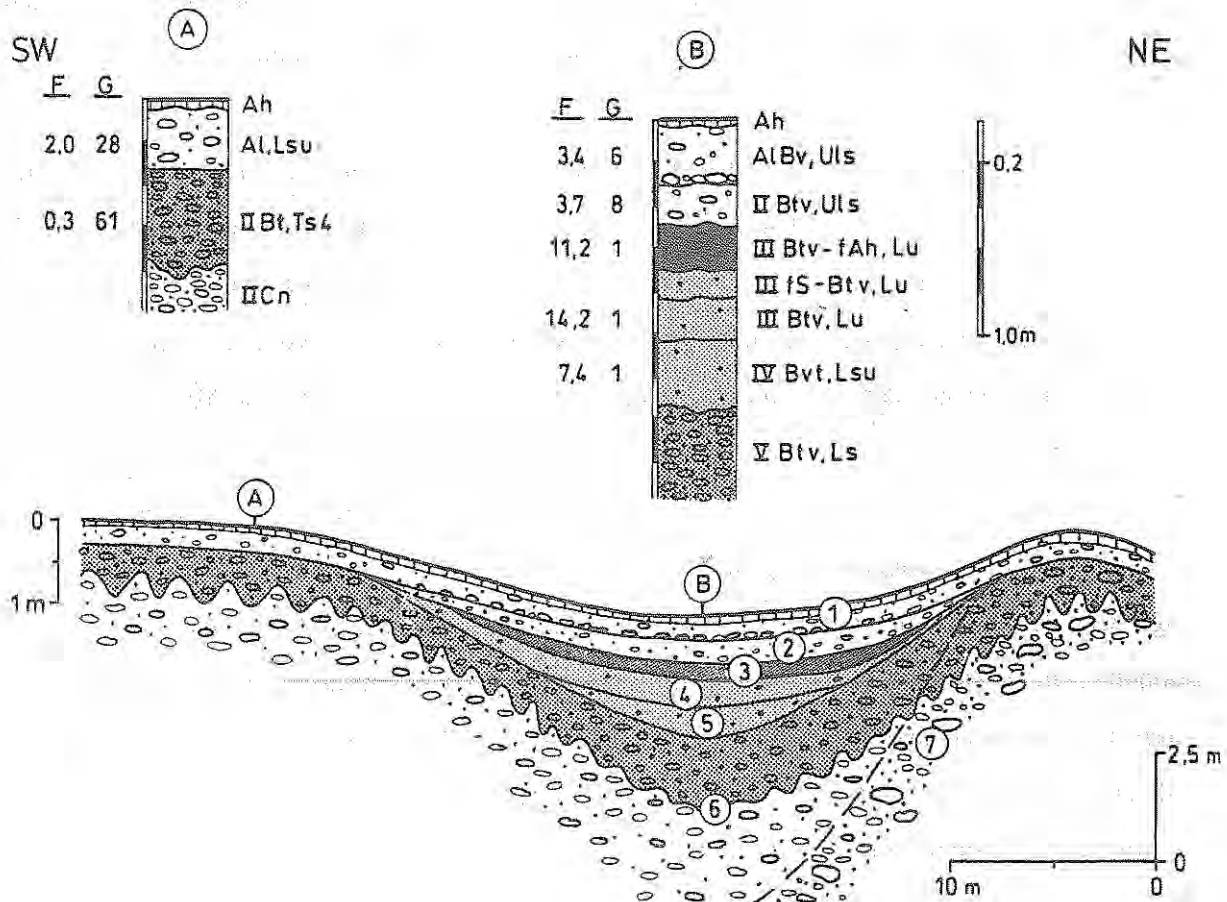


Abb. 13: Profil durch eine Toteishohlform auf der Äußerer Jungendmoräne bei Winterstettenstadt mit Bodenprofilen 5A u. 5B (nach KÖSEL 1996:40)

Abb. 13 zeigt die Sediment- und Bodenausprägung in einer geschlossenen Hohlform, die sich am Rand eines kleinen Schotterfeldes auf der Jungendmoräne befindet (R 355397 H 531912). Außerhalb der Hohlform sind zweischichtige, mäßig tief entwickelte (60-100 cm) Parabraunerden aus der jüngeren Deckzone über glazigenen Ablagerungen ausgebildet (Profil 5A). In der Hohlform selbst ist eine durch nur schwache vertikale Tonverlagerung gekennzeichnete Parabraunerde-Braunerde entwickelt (Profil 5B). Das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung ist hier eine mehrgliedrige periglaziale Deckschichtenfolge. Die auch in der Hohlform nur 30 cm mächtige jüngere Deckzone wird an ihrer Basis, wie häufig an konkaven Unterhängen und in Hohl-

formen, durch eine vorwiegend aus Geröllen bestehende Sohle begrenzt. Darunter folgt bis 50 cm Tiefe die ältere Deckzone (2). Beide können aufgrund ihres deutlich höheren Grobbodenanteils, des vergleichsweise niedrigen $mU+gU/mS+gS$ -Quotienten sowie durch eine geringere Lagerungsdichte klar von den Sedimenten im Liegenden abgegrenzt werden.

Zwischen den Deckzonen und dem anstehenden Kies liegen zweigeteilte, sehr kiesarme, schluffreiche Ablagerungen (4 u. 5). Da keine Anzeichen für Abschwemmungsvorgänge, wie z.B. eingelagerte Kiesbänder, vorhanden sind, muß eine vorwiegend äolische Entstehung angenommen werden. Die geringen Kiesgehalte zeigen eine solifluidale/solimixtive Umlagerung dieser lößlehmreichen periglazialen Sedimente an, die in ihrer Ausbildung typischen Mittelschutt i.S.v. SEMMEL darstellen.

Nach der Ablagerung der lößlehmreichen Deckschichten und vor Bildung der älteren Deckzone hat eine spätglaziale Bodenbildung das Sediment an der ehemaligen Oberfläche deutlich überprägt, wie der dunkelgraue fAh-Horizont im Liegenden der älteren Deckzone zeigt. Fossile Bodenmerkmale sind auch Naßbleichungen, die im fossilen Humushorizont auftreten, nach unten hin zunehmen und 20 cm weit in den liegenden, humusfreien Abschnitt eingreifen. Im Holozän hat dann eine schwache Tonilluviation aus der jüngeren Deckzone die ältere Deckzone und die fossilen Bodenhorizonte überprägt.

Interessanterweise zeigt der Bodenhorizont in der unteren, lößlehmreichen Umlagerungsdecke (5) die kräftigsten Bt-Merkmale des gesamten Profils. Diese Erscheinung ist nur schwer durch holozäne Lessivierung zu erklären und deshalb u.U. mit der spätglazialen Bodenbildung, die durch den Humushorizont dokumentiert ist, in Verbindung zu bringen.

Abb. 14 stellt die Gliederung des oberflächennahen Untergrunds an einem konkav auslaufenden Hang der Äußeren Jungendmoräne bei Hüttenreute dar (R 353395 H 531270).

Am konvexen Oberhang ist eine mäßig tiefentwickelte Parabraunerde aus der 30 cm mächtigen Deckzone und darunter liegendem Geschiebemergel ausgebildet (Profil 2G). Die Deckzone zieht hangabwärts mit konstanter Mächtigkeit und fast gleichbleibender Körnung. Bereits am Mittelhang, aber noch deutlicher am Unterhang treten an der Basis der Deckzone grobe Kiese und Gerölle auf. In diesen Hangabschnitten folgt unter der Deckzone eine vielgliedrige Periglazialfolge (Profil 2H). Die ältere Deckzone gleicht in ihrem Habitus stark der jüngeren Deckzone und kann von ihr fast nur durch eine Geröllsohle abgetrennt werden. Die ältere Deckzone weist

ihrerseits an der Basis eine gut ausgebildete Geröllsohle auf. Darunter folgt bis 105 cm ein kiesarmer, schluffig-feinsandiger Lehm (IIIBvt). In seinem oberen Abschnitt ist dieser von einer

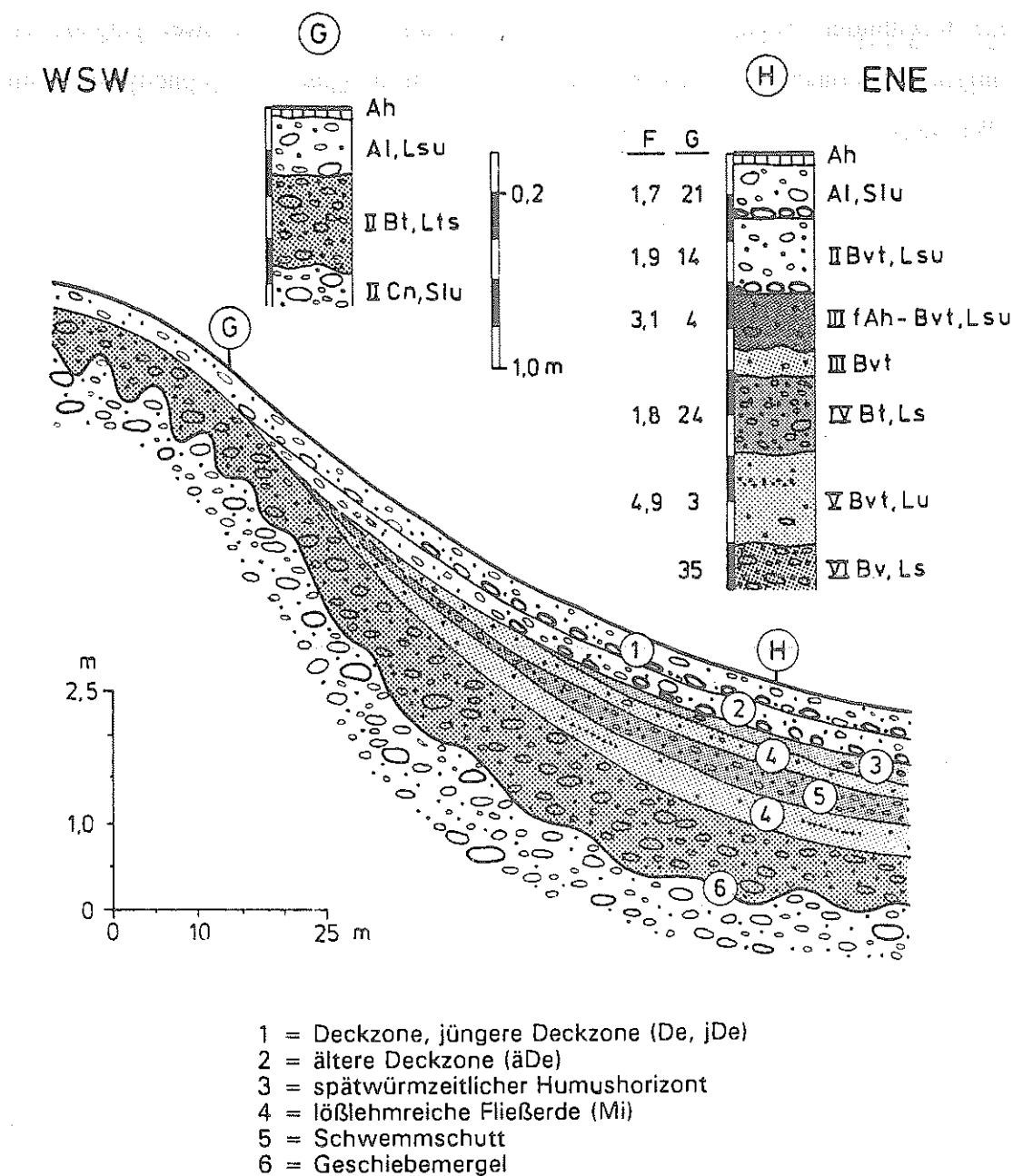
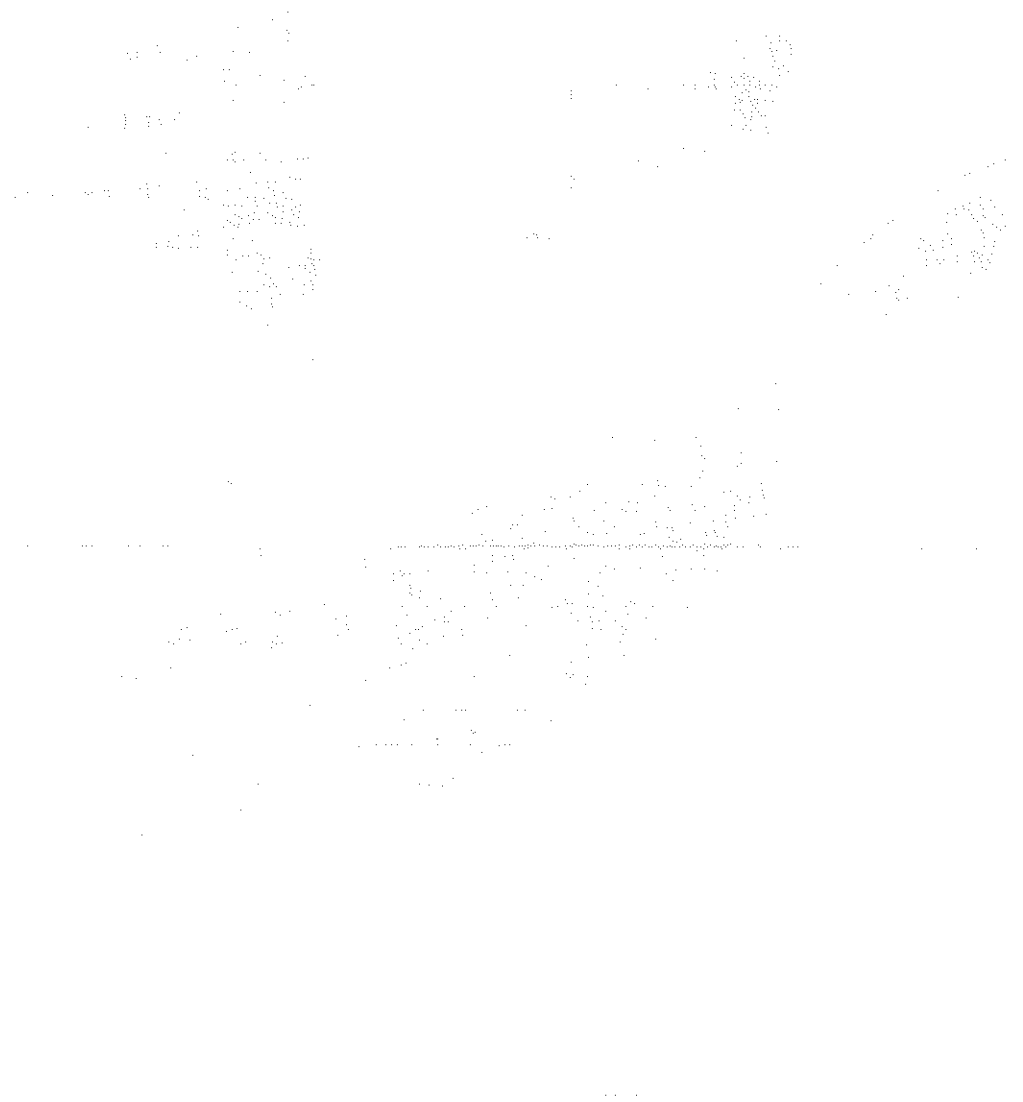


Abb. 14: Profil an einem konkav auslaufendem Hang der Äußeren Jungendmoräne bei Hüttenreute mit Bodenprofilen 2G u. 2H (nach KÖSEL 1996:31)

humosen, spätglazialen Bodenbildung (III fAh) überprägt. Die stark äolisch beeinflusste, schluffige Fließerde mit dem fAh-Horizont im oberen Abschnitt wird nach unten durch einen Schwemmschutt (IV) abgelöst, der vermutlich ausschließlich aus abgeschwemmtem Geschiebemergel besteht. Darunter folgt direkt über dem verwitterten, anstehenden Geschiebemergel, noch einmal eine lößlehmreiche, kiesarme Fließerde (V). Die Entkalkungs- und Entwicklungstiefe der Parabraunerde beträgt in dieser Unterhangposition 230 cm. Durch die bisher aus

dem Rheingletschergebiet unbekannte humose Zone wird auch für diesen hoch und alpennah gelegenen Raum ein kräftigeres Aufkommen der Vegetation in spätglazialen Interstadialen und einsetzende Bodenbildung belegt. Als wichtige Zeitmarke im Liegenden von zwei spätglazialen Umlagerungsdecken erlaubt sie ferner Rückschlüsse auf die periglaziale Morphodynamik am Ende der Würmeiszeit.



Die geologische Karte zeigt die stratigraphische Gliederung des Gebietes. Die Schichten sind von oben nach unten wie folgt beschriftet: A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S, T, U, V, W, X, Y, Z. Die Schichten A bis J sind als 'Würmeiszeit' bezeichnet, die Schichten K bis Z als 'Holozän'. Die Schichten A bis J sind in der Regel durch eine deutliche Schichtung gekennzeichnet, während die Schichten K bis Z eine eher homogene Struktur aufweisen. Die Schichten A bis J sind in der Regel durch eine deutliche Schichtung gekennzeichnet, während die Schichten K bis Z eine eher homogene Struktur aufweisen.

3. Das Rißtal bei Biberach und die Hochterrassen nördlich des Donaurieds (*E. Bibus*)

3.1 Die Kiesgrube Scholterhaus bei Biberach und ihre Bedeutung für den Vereisungsgang in der Rißzeit (*E. Bibus*)

(TK 25 Bl. Biberach a.d. Riß - Nord, R 359888 H 533056)

Die Typlokalität für den Nachweis der Rißzeit ist das Rißtal bei Biberach. Eine Schlüsselstellung kommt dabei der Kgr. Scholterhaus 1 km nördlich von Biberach zu, in der seit PENCK & BRÜCKNER (1909) der Vereisungsgang in der Rißzeit erfaßt und untergliedert werden kann. Neuere Beschreibungen und Deutungen des Aufschlusses stammen von MADER (1983) und SCHREINER (1985, 1989, 1992).

An der Basis der z.T. über 65 m mächtigen und bis in die Talsohle des Rißtales reichenden Aufschüttung treten in 527 m ü. NN nach SCHREINER (1985:28 f.) Sande und Kiese über Molasse auf (vgl. Abb. 15). Der Schotterkörper ist 18 m mächtig und durch rostbraune und schwarze Streifen von Fe- und Mn-Oxiden verfärbt. Über den Schottern folgt eine Blocklage (Längskanten einzelner Blöcke bis 1 m), die von MADER (1983) und SCHREINER (1985) als eine ausgespülte Moräne gedeutet wird. In einem neuen Aufschluß waren in der Blocklage noch Reste von Geschiebemergel enthalten, so daß zweifelsfrei ein erster Gletschervorstoß in der Rißzeit im Rißtal bei Biberach belegt ist. Dieser wird von SCHREINER (1985) als Älteres Riß oder Zungenriß bezeichnet. Bemerkenswerterweise sind die Dolomite im oberen Bereich dieses Vorstoßschotters verascht, was auf eine Überprägung durch Verwitterung hinweist. Da keine Entkalkung und Verbraunung vorhanden ist, werden die Verwitterungserscheinungen von SCHREINER als schwache, höchstens interstadiale Bildungen angesehen; doch kann es sich auch um die tiefsten Wurzelzonen eines einstmals mächtigeren Bodens handeln. Lokal aufgeschlossene Einschwemmung eines rotstichigen Lehm im Bereich der Blocklage könnten auf einen solchen umgelagerten Boden hinweisen (SCHREINER 1985:41). Nach BIBUS & KÖSEL (1996) ist am Ende des Altriß (Zungenriß, Älteres Riß) mit zwei Interglazialen zu rechnen. Eine kräftigere Bodenbildung könnte deshalb ursprünglich vorhanden gewesen sein. Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang weiterhin, daß MADER (1983:62) in den basalen Kiesen eine zweite Grobblocklage beschreibt, die er als einen weite-

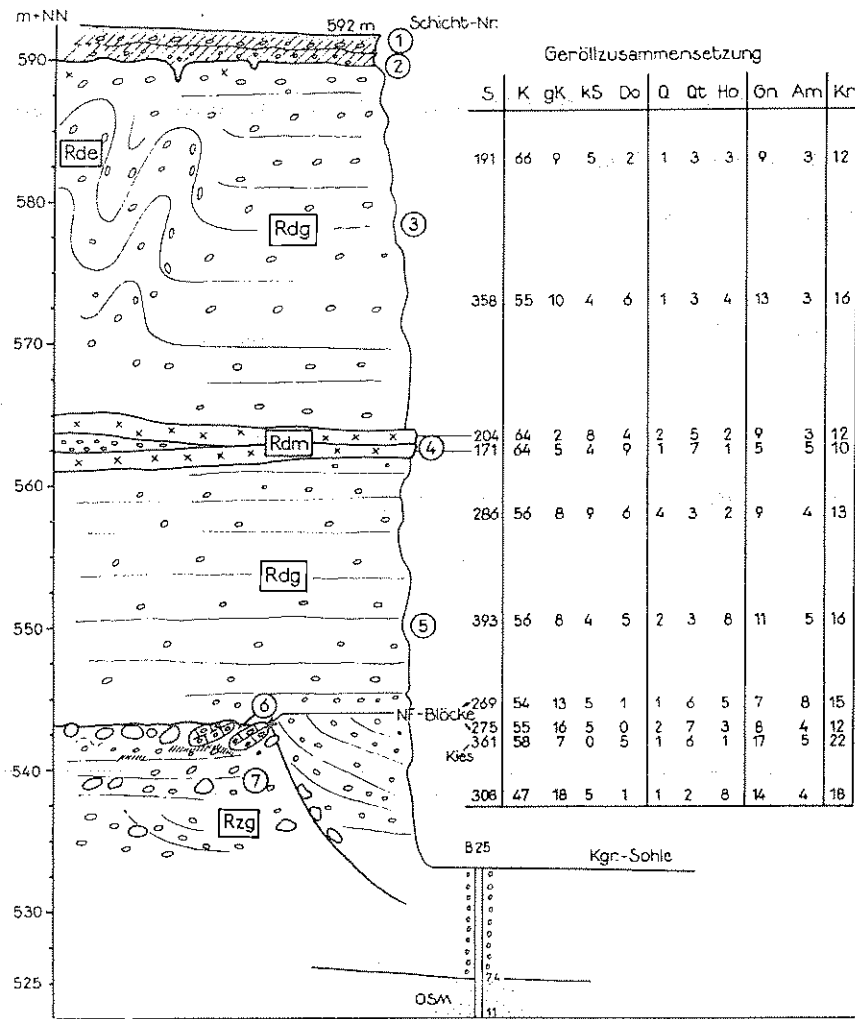


Abb. 15: Kiesgrube Scholterhaus (R 58880 H 30500) (nach SCHREINER 1985:28)

- 1) 1,6 m Lehm, braun, kalkfrei, oben fast steinfrei (Lößlehm), unten mit Steinen, häufig Geröllbruchstücke
- 2) 0,7 m Lehm, rotbraun, stark kiesig, kalkfrei (Kiesverw.-Lehm)
- 3) 24 m Kies, grau, kalkig, horizontal geschichtet, in den oberen 4 m Gerölle bis 20 cm und einzelne gekritzte Geschiebe (verschwemmte Moräne), Dolomitgrenze 5 m, (Rdg). In der alten Kiesgrube 200 m südlich steil stehende Falten, Stauchungsstrukturen der Endmoräne von Lindele (Rde)
- 4) 2,5 m bis 5 m Geschiebemergel in 2 Lagen, oben hellgrau, unten hellgrau-leicht bräunlich mit bräunlichen Lagen an der Obergrenze; in beiden Lagen reichlich gekritzte Geschiebe, Geschiebeeinreglung in der unteren Lage nach NE (Grundmoräne Rdm)
Im S-Teil der Kiesgrube bis 2,5 m kiesig-sandige Lagen zwischen den Geschiebemergellagen
- 5) 28 m Kies, blaugrau, kalkig, geschichtet, unten z.T. Schrägschichtung, gut gerollt, viel frische Dolomite; im mittleren Teil der Kiesgrube greift der Kies dieser Schicht rinnenförmig bis zur Sohle der Kiesgrube (Vorstoßschotter Rdg)
- 6) 1 m bis 3 m Blocklage mit Kies, gerundete alpine Blöcke bis 1 m, Nagelfluhblöcke bis 2 m (besonders häufig in N). Vereinzelt gekritzte Geschiebe. Kies z.T. schluffig (ausgespülte Moräne Rzm)
- 7) 7 m Kies, z.T. grau, z.T. gelb mit roten Bändern (Fe-Oxyde), lagenweise mit eingeschlammtem Silt, z.T. rot u. lehmig, Dolomite häufig zersetzt. Einzelne gerollte Blöcke bis 1 m; unten feiner und gut sortiert (Vorstoßschotter Rzg). In der Bohrung 25 reicht Kies der Schicht 5 oder 7 noch 7,4 m unter die Sohle der Kiesgrube.

ren, ältesten, rißzeitlichen Vorstoß ansieht. Es liegen deshalb am Scholterhaus, wie auch an anderen Stellen des Rheingletschergebietes Hinweise vor, daß das Altriß (Zungenriß, Älteres Riß) wahrscheinlich mehrgliedert war.

Über den Ablagerungen des Zungenriß folgen am Scholterhaus mächtige Schotter, in die ein Geschiebemergelband eingeschaltet ist. Im einzelnen kann folgender Vereisungsgang rekonstruiert werden. Dabei ist wichtig, daß der Aufschluß zwischen den Doppelwällen unmittelbar am Außenrand des inneren Doppelwalles (Lindele-Endmoräne) liegt. Das Mittlere Riß beginnt mit blaugrauen, kalkigen, geschichteten Vorstoßschottern, die mit dem 2 km nördlich liegenden äußeren Doppelwall parallelisiert werden. Danach ist der Gletscher mindestens bis in die heutige Altstadt von Biberach abgeschmolzen, so daß es zur Ablagerung des Geschiebemergelbandes kam, welches auch an anderen Stellen des Rheingletschergebietes in gleicher stratigraphischer Position gefunden wurde (SCHÄDEL 1955, ELLWANGER 1990). Früher ist diese Rückschmelzphase mit einer interstadialen Klimaverbesserung in Verbindung gebracht worden, die als "Paulter Interstadial" bezeichnet wurde. Da bislang weder pedologische noch paläontologische Hinweise auf eine interstadiale Klimaverbesserung aus diesem Zeitabschnitt vorliegen, geht man heute davon aus, daß das Geschiebemergelband nur eine klimatisch unbedeutende Rückschmelzphase im Mittleren Riß darstellt. Die über dem Geschiebemergelband liegenden abschließenden Kiese zeigen den erneuten Vorstoß zum inneren Doppelwall, der direkt südlich der Grube am Lindele liegt. Bei diesem Vorstoß sind die Schotter unmittelbar vor der Moräne gestaucht worden. Eingelagerte gekritzte Gerölle im oberen Bereich des Schotterkörpers zeigen den Eiskontakt zum inneren Doppelwallvorstoß an. Die Dolomitgrenze liegt nach SCHREINER (1985:28) bei ca. 5 m unter der Geländeoberkante.

Glaziale Ablagerungen des Jungriß sind am Scholterhaus nicht vertreten, da die Endmoränen des Jungriß ca. 10 km südlich bei Rißegg liegen und fluviatile Sedimente dieses Vorstoßes bei Biberach nicht erhalten geblieben sind (vgl. Abb. 16).

Unterschiedliche Terrassenreste treten nördlich von Biberach im Rißtal auf. Es handelt sich hierbei um die obere und untere Hochterrasse (Baltringer Hochterrasse und Äpfinger Hochterrasse = 13 m-Terrasse) und einen Niederterrassenrest bei Barabein. Nach den gegenwärtig gängigen Vorstellungen sollen die Schmelzwassersedimente des Zungenriß auf das Niveau

der Baltringer (oberen) Hochterrasse einspielen. Die Schotter der oberen Hochterrasse werden mit den Doppelwallständen des Mittleren Riß parallelisiert. Nach PENCK & BRÜCKNER (1901/1909:396, Karte) sollen die Moränen von Biberach-Warthaussen mit der unteren Hochterrasse in Verbindung stehen. Eine solche Möglichkeit wird von GRAUL (1952:138, 1962:262) aufgrund der Gefällsverhältnisse ausgeschlossen. GRAUL und SCHREINER bringen deshalb die untere Hochterrasse mit den weiter südlich gelegenen Moränenwällen des Jungriß in Verbindung. Neuerdings vertritt jedoch FIEBIG (1995) wieder teilweise die Ansicht von PENCK & BRÜCKNER, indem er eine Verbindung von innerem Doppelwall und unterer Hochterrasse diskutiert. Da eine Durchgängigkeit der Schotterzüge im Rißtal nicht vorhanden ist, fällt die Entscheidung schwer, welche Parallelisierungen letztlich zutreffend sind. Im folgenden wird das Gliederungskonzept von SCHREINER zugrunde gelegt.

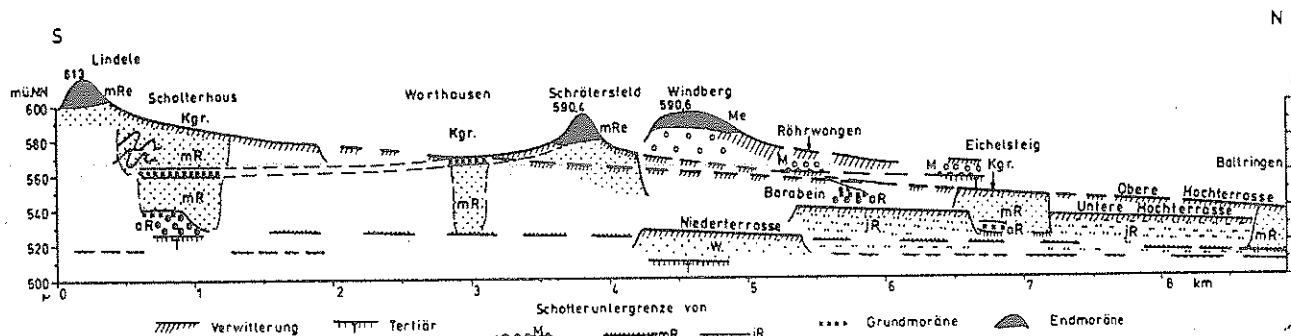


Abb. 16: Quartärgeologischer Längsschnitt durch das Rißtal bei Warthaussen (nach SCHREINER 1992:203).

W - Schotter des Würm (Niederterrasse), jR - Schotter des Jüngeren Riß (unt. Hochterrasse), mR - Schotter des Mittleren Riß (ob. Hochterrasse), mRe - Endmoräne des Mittleren Riß (Doppelwall), aR - Schotter und Moräne des Älteren Riß, M - Schotter des Mindel (Jüngerer Deckenschotter), Me - Endmoräne des Mindel.

3.2 Die untere Hochterrasse (13m-Terrasse, Äpfinger Terrasse, Jungriß-Terrasse) und ihre Deckschichten und Böden im Raum Baltringen-Äpfingen (E. Bibus)

Die untere Hochterrasse liegt ca. 13-15 m über der Talaue des Rißtales und kann mit der jungrißzeitlichen 13 m-Terrasse des Donautales parallelisiert werden. Sie besitzt im Raum Äpfingen-Baltringen eine Schottermächtigkeit von ca. 25 m und reicht deshalb mit ihrer Basis bis ca. 10 m unter die heutige Talaue. Weiter nach N nimmt ihre Mächtigkeit stark ab. Nach MIARA (1995:81) soll bei Wiblingen an der Donau nur noch eine Mächtigkeit von 6-7 m vorhanden sein. Zwischen Äpfingen und Donaustetten ist sie über eine Entfernung von ca. 28 km am östlichen Rand des Rißtales in einer maximalen Breite von 2 km durchgängig erhalten geblieben. Schotterpetrographisch weicht sie nach MIARA (1995:87 f.) geringfügig

von den Würmschottern und vor allem von der oberen Hochterrasse ab, so daß sie bereits aufgrund dieses Gesichtspunktes als Schmelzwasserablagerung einer eigenständigen Vereisung angesehen werden könnte. Von PENCK (1893:216) wurde die Terrasse mit dem inneren Doppelwall parallelisiert, den er seinerzeit fälschlich als den Maximalstand der Reißvereisung angesehen hat. GRAUL (1952:138) hat dagegen eine solche Verbindung aufgrund der Gefällsverhältnisse ausgeschlossen und SCHREINER (1989:194) hat die Äpfinger Terrasse mit Moränenwällen weiter südlich bei Reißegg, dem sogenannten Jungreißstand, korreliert (s. Kap. 3.1).

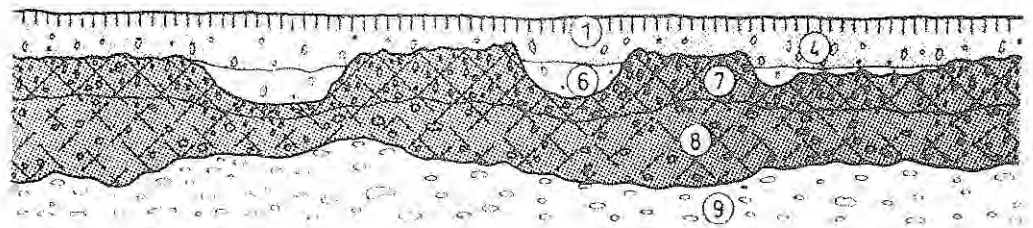
Die intensiv agrarisch genutzte Terrasse trägt Deckschichten, die zwischen wenigen Dezimetern und über 4 m schwanken können. Nördlich von Baltringen treten im Jungwürm-Abschnitt noch kalkhaltige sandige Löss auf, während solche 3 km südlich bei Äpfingen nicht mehr bekannt geworden sind. Es ist deshalb davon auszugehen, daß in diesem Raum die Grenze zwischen kalkhaltigem Löß und Lößlehm und deren Fließerden liegt. Nachfolgend sollen unterschiedliche Profile beschrieben werden:

Profil 1 (TK 25, Bl. 7825 Schwendi, R 356244 H 533563):

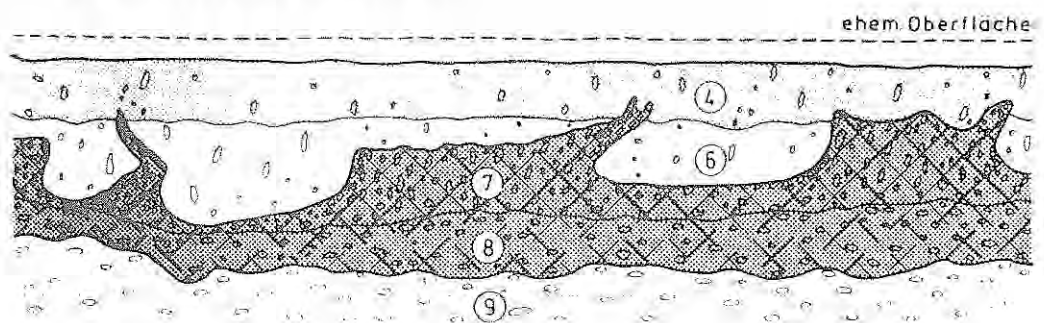
Bei sehr geringen Deckschichten ist der Schotterkörper von einem maximal 3-3,5 m mächtigen, rötlichbraunen, vereinzelt in Zapfen in den kalkhaltigen Kies hinabgreifenden Bt-Horizont überprägt, der im oberen Bereich sehr stark kryoturbat gestaucht wurde. Es sind dadurch Kryoturbationstaschen von maximal 3 m Breite und 2 m Tiefe entstanden.

Die Füllung der Taschen besteht aus einem gelblichen kiesigen Lößlehm, der von der Oberfläche her von dem relativ schwachen Bt-Horizont der rezenten Bodenbildung überprägt worden ist. Bei tieferen Taschen greift der Boden nicht bis zur Basis der Tasche hinab. Am Rande der Taschen wurde nach KÖSEL (1996:98) jedoch der gesamte Lößlehm vom rezenten Bt-Horizont überprägt, so daß der rezente Boden auf den Schotterlehm der Hochterrasse übergreift (vgl. Abb. 17, Profil c). SEMMEL (1973:119 ff., Abb. 3) beschrieb auch westlich von Baltringen Profile, in denen lokal außerhalb der Kryoturbationstaschen nur der aus einer hellbraunen, schluffigen, schwach steinigen Fließerde bestehende Al-Horizont über dem verlehnten Bt-Horizont im Kies lag. Aufgrund der großen Mächtigkeit des im Kies ausgebildeten Bt-Horizontes sowie seiner rötlichbraunen Färbung besteht im Vergleich mit dem rezenten Boden auf Schmelzwasserkiesen der Würmeiszeit (maximal 1 m) kein Zweifel daran,

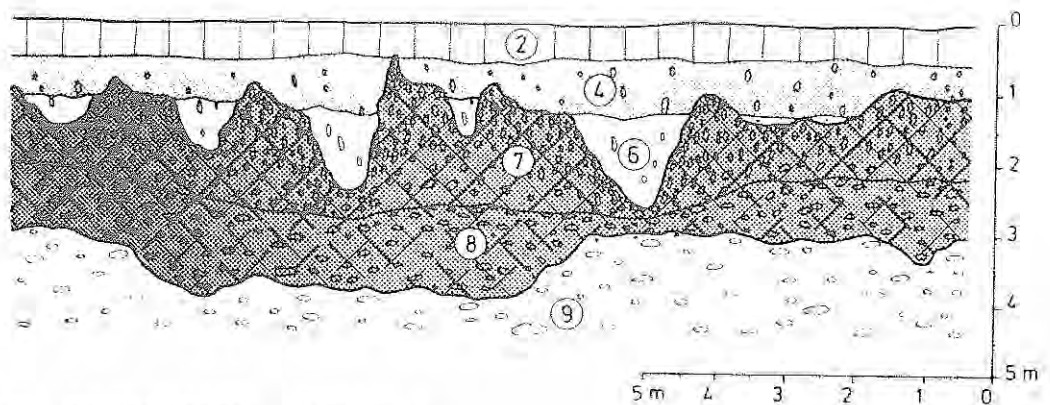
a) Obere
Hochterrasse (Aßmannshardt)



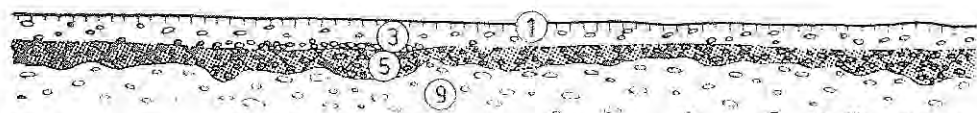
b) Obere
Hochterrasse (Schemmerhoben)



c) Untere Hochterrasse (Aptingen)



d) Niederterrasse (Bolstern)



- | | | |
|-----------------------------|--|--------------------------------|
| 1 = Ap-Horizont | 4 = Rezenter Sd B _t -Horizont aus Lößlehm | 7 = fB _t -Horizont |
| 2 = Aushub | 5 = Rezenter B _t -Horizont aus Kies | 8 = fB _{tv} -Horizont |
| 3 = Al-Horizont in Deckzone | 6 = Lößlehm | 9 = Kies |

Abb. 17: Vergleich der Entkalkungstiefen von Terrassen des Mittleren und Jüngeren Riß und der Würmeiszeit (nach KÖSEL 1996:98)

daß es sich um einen fossilen Boden des Riß/Würm-Interglazials (Rosnaer Boden) handelt, der lokal außerhalb der Kryoturbationstaschen vom rezenten Boden überprägt sein kann (vgl. Abb. 17).

Eine Zuordnung der 13 m-Terrasse in das Jungriß ist damit abgesichert, zumal SCHREINER (1985:40 ff.) früher die 13 m-Terrasse zeitweilig als Altwurm angesehen hat.

Profil 2 (TK 25, Bl. 7825 Schwendi, R 356280 H 533604):

Bei geringfügig mächtigeren Deckschichten können in günstigen Positionen auch differenzierte Profile erhalten sein. Ein solches liegt an der N-Wand der Kgr. Röh m bei Äpfingen vor. Auch hier ist der letztinterglaziale Boden mit einer Mächtigkeit von z.T. über 2,5 m auf den

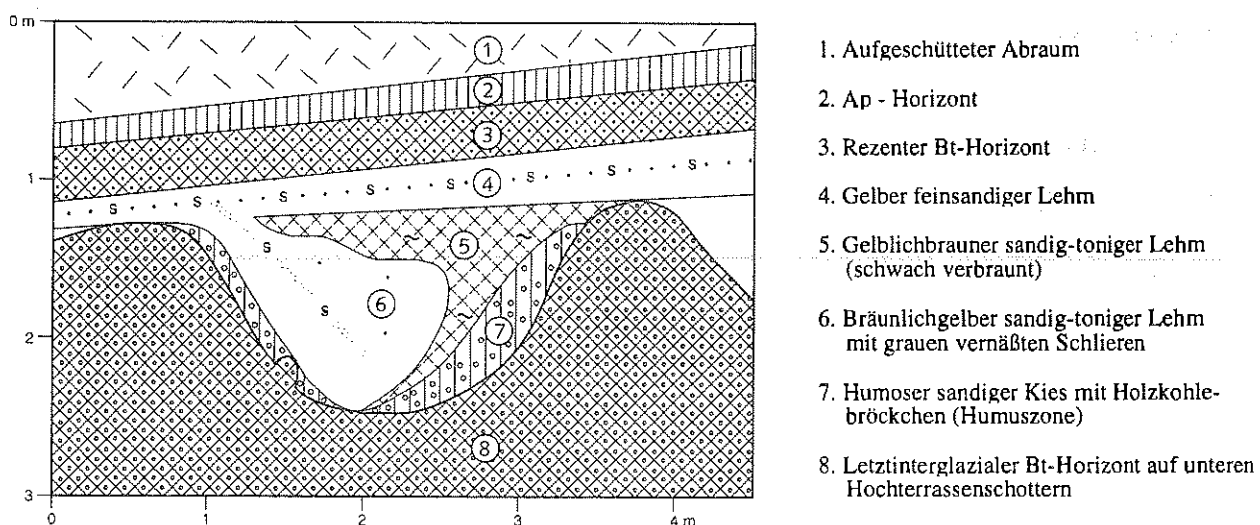


Abb. 18: Profil 2 (R 356280 H 533604) auf der unteren Hochterrasse bei Äpfingen

Terrassenkiesen entwickelt und im oberen Bereich taschenförmig kryoturbat gestaucht (vgl. Abb. 18). An den Flanken einer Tasche tritt ein humoser sandiger Kies auf, in dem häufig Holzkohlebröckchen anzutreffen sind. Im Vergleich mit gut gegliederten Lößprofilen muß es sich um den Rest einer Mosbacher Humuszone handeln, wie sie auch von KÖSEL (1996:99 ff.) von der oberen Hochterrasse beschrieben wurde. Bereits SEMMEL (1972:119) hatte auf dieser Terrasse einen schwachen humosen Horizont bei Aßmannshardt gefunden, der jedoch in Lößlehm eingeschaltet war. SEMMEL hielt seinerzeit eine Einstufung des Paläobodens in das Altwurm für wahrscheinlich, schließt jedoch nicht aus, daß es sich aufgrund der schwachen Ausbildung um den E₄ Naßboden gehandelt hat (mündl. Mitt. v. 14.3.1997). Auf jeden Fall waren, wie die beiden andern Profile zeigen, im Exkursionsgebiet Altwurm-Humuszone ursprünglich vorhanden; sie sind jedoch bis auf Gunstsituationen wieder abgetragen worden. Über dem Humuszone nrest liegt am E-Rand der Tasche ein gelblichbrauner, sandiger bis

schwach toniger Lehm mit sehr vielen Rostknötchen. Von W zieht hingegen eine aus grauen Schlieren bestehende Vernässungszone in die Tasche hinein. Das gesamte Profil wird von einem schwach vernähten, gelben feinsandigen Lehm abgeschlossen, der sich über die Kryoturbationstasche zieht. Die verbrauchten Bereiche in der Tasche werden als umgelagerter Boden des Mittelwürms, die abdeckende Schicht mit dem rezenten Boden als Jungwürmlößlehm angesehen.

Profil 3 (TK 25, Bl. 7825 Schwendi, R 356284 H 533600):

In der NE-Ecke der Kgr. Röhmi werden auf der Terrassenfläche die Deckschichten mächtiger und sind dort auch nicht mehr so stark kryoturbat gestaucht. Unter dem Ap-Horizont folgt der Rest des rezenten Bodens in einer Mächtigkeit von 50 cm. An der Basis des braunen sandigen Lehms treten vereinzelt Kiese, die z.T. auch senkrecht stehen, auf, so daß es sich wohl beim Ausgangsmaterial des rezenten Bt-Horizontes um eine eigene Fließerde handelt. Die Tondurchschlammung ist deutlich, aber nicht sehr stark entwickelt. Unter dem rezenten Bo-

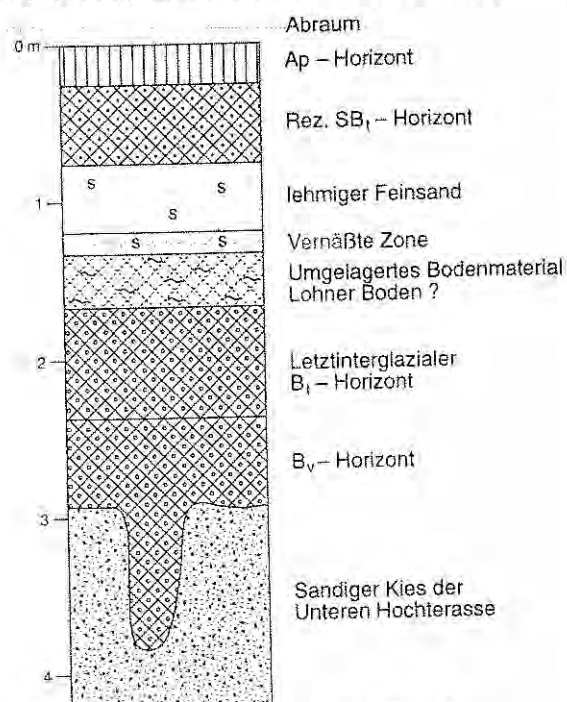


Abb. 19: Profil 3 (R 356284 H 533600) auf der unteren Hochterasse bei Äpfingen

den tritt ein bräunlichgelber Feinsand mit dichter Lagerung, einzelnen Kiesen und Vernässungserscheinungen in Form von Rost- und Mn-Nadelstichen und -Flecken auf (vgl. Abb 19). Es ist die gleiche Schicht, die am Rande der Terrasse über die Kryoturbationstaschen hinwegzieht. Sie wird als Äquivalent des Jungwürmlösses gedeutet. Der gelbliche Lößlehm wird von einer 20 cm mächtigen Vernässungszone unterlagert, an deren Untergrenze zwei verfloßene

Bleichbahnen entwickelt sind. Zudem treten sehr viele rotbraune Nadelstichkonkretionen auf. Die Vernässungszone liegt über einem hellbraunen, feinsandigen Lehm mit polyedrischem Gefüge und einzelnen Kiesen. Auch diese Schicht weist sehr viele rostbraune, z.T. auch roströtliche Nadelstichkonkretionen auf. Da die typische Struktur des Lohner Bodens fehlt, wird die Schicht als umgelagerter Mittelwürmlöß, möglicherweise als umgelagerter Lohner Boden gedeutet.

Auf dem unterlagernden Kies hat sich der letztinterglaziale Boden in einer Mächtigkeit von 1,20 m entwickelt. Die obersten 70 cm sind dabei als rötlichbrauner Bt, die unteren 50 cm als schmutzigbrauner Bv-Horizont ausgebildet. Nur vereinzelt greifen Bv-Zapfen noch 1 m tiefer in den kalkhaltigen Kies ein. An diesem Profil läßt sich gut zeigen, daß bei fehlendem Durchgriff der rezenten Bodenbildung sich die Mächtigkeit des letztinterglazialen Bodens in Grenzen hält.

Profil 4 (TK 25, Bl. 7825 Schwendi, R 356454 H 533384):

1 km nördlich von Baltringen liegt das Profil 4, welches von KÖSEL gefunden wurde. Die gesamten Deckschichten sind unter dem rezenten Bt-Horizont im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Profilen kalkhaltig entwickelt, wobei im tieferen Bereich eine sekundäre Aufkalkung durch Pseudomycelien erfolgte. Der Löß ist im oberen Bereich als grauer Sandlöß mit einzelnen eingelagerten Sandbändern in einer Mächtigkeit von 1 m entwickelt. Es handelt sich hierbei um Jungwürmlöß, der aus der unmittelbar westlich angrenzenden würmzeitlichen

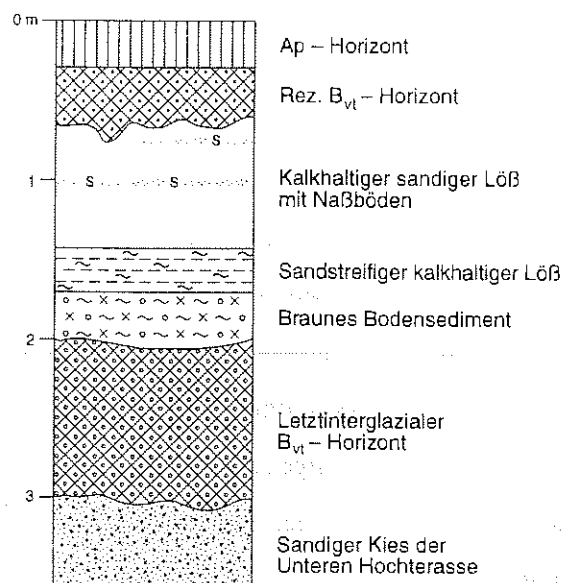


Abb. 20: Profil 4 (R 356454 H 533384) auf der unteren Hochterrasse nördlich Baltringen

Talaue ausgeweht wurde. In dem Sandlöß sind zwei schwache Naßböden entwickelt, wobei der obere unmittelbar unter dem rezenten Bt-Horizont liegt (vgl. Abb. 20). Vermutlich handelt es sich um Äquivalente der Erbenheimer Böden i.S.v. SEMMEL (1968). Zur Basis wird der Jungwürmlöß zunehmend sandstreifiger. Zwischen der Kiesverwitterung und dem Jungwürmlöß schaltet sich ein brauner sandig-toniger Lehm mit nur einzelnen Kiesen ein. Aufgrund des geringen Kiesanteils kann es sich nicht um den umgelagerten letztinterglazialen Boden handeln. Andererseits besteht kein Zweifel, daß in der Fließerde intensiv verbrauchtes, feinkörniges Bodenmaterial aufgearbeitet wurde. Für die Entstehung der Fließerde gibt es drei Möglichkeiten:

1. Es handelt sich um Bodenmaterial, welches vom Talhang als Fließerde antransportiert wurde.
2. Es war auf der unteren Hauptterrasse noch ein zweiter kräftiger Boden über der Kiesverwitterung entwickelt.
3. Auf der Terrasse traten lokal Hochflutlehme auf, die in die letztinterglaziale Bodenbildung einbegriffen und später umgelagert wurden.

Wir halten die letzte Entstehungsmöglichkeit für wahrscheinlich, zumal das Profil auch in einer sehr flachen, in den Kies eingeschnittenen Mulde liegt und in einer unmittelbar nördlich anschließenden Grube geringmächtige, von einem Pseudogley überprägte Hochflutlehme über dem Terrassenkies aufgeschlossen sind.

Von MIARA (1995:82 ff.) wird nördlich von Baltringen in einer Muldenlage mit Gunstposition für die Sedimenthaltung ebenfalls ein geringmächtiger Hochflutlehm über dem letztinterglazialen Boden erwähnt. Im Hangenden folgten Fließerden und ein von MIARA als GoBv-Gr bezeichneter Horizont, der als Bodenbildung des Altwürms angesehen wird. Aufgrund der beschriebenen Merkmale sowie der stratigraphischen Position dürfte es sich jedoch eher um mittelwürmzeitliche Straten handeln. Im Hangenden beschreibt MIARA einen ockerfarbenen Bvt-Horizont, der als Lohner Boden mit abschließender Umlagerungszone gedeutet wird. Wie im Profil 4 tritt als jüngste Schicht ein kalkhaltiger Löß auf. Die Gesamtmächtigkeit der Deckschichten werden von MIARA mit 4,3 m angegeben.

Welche der beschriebenen Aufschlußprofile auf der Exkursion besucht werden, hängt von der jeweiligen Aufschlußsituation ab.

3.3 Die obere Hochterrasse (Baltringer Terrasse, Mittelriß) bei Baltringen und ihre Paläoböden und Deckschichten (*E.Bibus*)

(Kgr. Röhm, TK 25, Bl. 7825 Schwendi, R 356494 H 533674)

Die Schotter des Mittleren Riß (Doppelwall-Riß) sind westlich des Rißtales weiträumig verbreitet und schließen dort mit der Aßmannshardter Terrasse in Übergangskegeln am äußeren Doppelwall an. Am Ostrand des Rißtales wurde sie durch die Schmelzwässer des Jungriß wieder weitgehend ausgeräumt. Nur bei Baltringen ist ein schmaler Schotterstreifen von 3 km Länge erhalten geblieben, der durch die Kgr. Röhm erschlossen wird. Die Kiese liegen mit der Oberkante ca. 10 m höher als die untere Hochterrasse und erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 30 m. Zum hangwärtigen Terrassenrand, der durch den Kiesabbau bis nahe an die Terrassenstufe aufgeschlossen ist, werden die Deckschichten bis 9 m mächtig und gleichzeitig stärker untergliedert. Ein solches komplexes Profil ist zuerst von MIARA (1995; vgl. auch MIARA et al. 1996) und später von BIBUS & KÖSEL (1996) bearbeitet und interpretiert worden. Es ergeben sich dabei grundsätzliche Übereinstimmungen bei der stratigraphischen Zuordnung der kräftigen Böden, während bei der Deutung der schwächer ausgebildeten Horizonte gewisse Abweichungen auftreten. Als wichtigstes Ergebnis kann festgehalten werden, daß die mittelrißzeitliche obere Hochterrasse von zwei äolisch beeinflussten Deckschichten überlagert wird, die durch einen kräftigen interglazialen SBT-Horizont voneinander getrennt werden. Außerdem ist auf den Terrassenschottern eine zweite tiefgründige Parabraunerde entwickelt.

Im oberen Bereich liegen in Baltringen Jungwürmlöse vor. Es handelt sich um schluffige bis sandige Lehme und lehmige Feinsande, in die einzelne Kiese eingelagert sind. Die Sandkomponente kann auf Flugsandbeimengungen zurückgeführt werden. Nicht auszuschließen ist auch eine teilweise Umlagerung von feinsandigen Molassesedimenten aus dem Oberhangbereich. Eine solche Deutung muß vor allem für die aufgearbeiteten Kiese angenommen werden, da hangaufwärts ein älterer Terrassenschotter aus der Günzezeit ansteht. Der gesamte Jungwürmlöß zeigt durch diffuse Fe- und Mn-Flecken schwache Vernässungsmerkmale. Bei 2,5 m unter Flur nimmt die Vernässung in einer sandstreifigen Lehmlage zu, was unter Umständen auf eine Naßbodenbildung zurückzuführen ist. Bei ca. 3 m unter Flur setzt ein grau- bis grünstichiger, plattiger, schluffiger Lehm mit Rostknötchen und intensiven Rostüberzügen und Mn-Anflügen auf den Aggregatflächen ein. Es handelt sich hierbei aufgrund der Ausbildung

zweifelsfrei um den Lohner Boden in einer vernähten Variante (vgl. Abb. 21). Nach einer Fließerde aus braunem, schwach tonigem Lehm mit sehr vielen eingelagerten Kiesen folgt ein

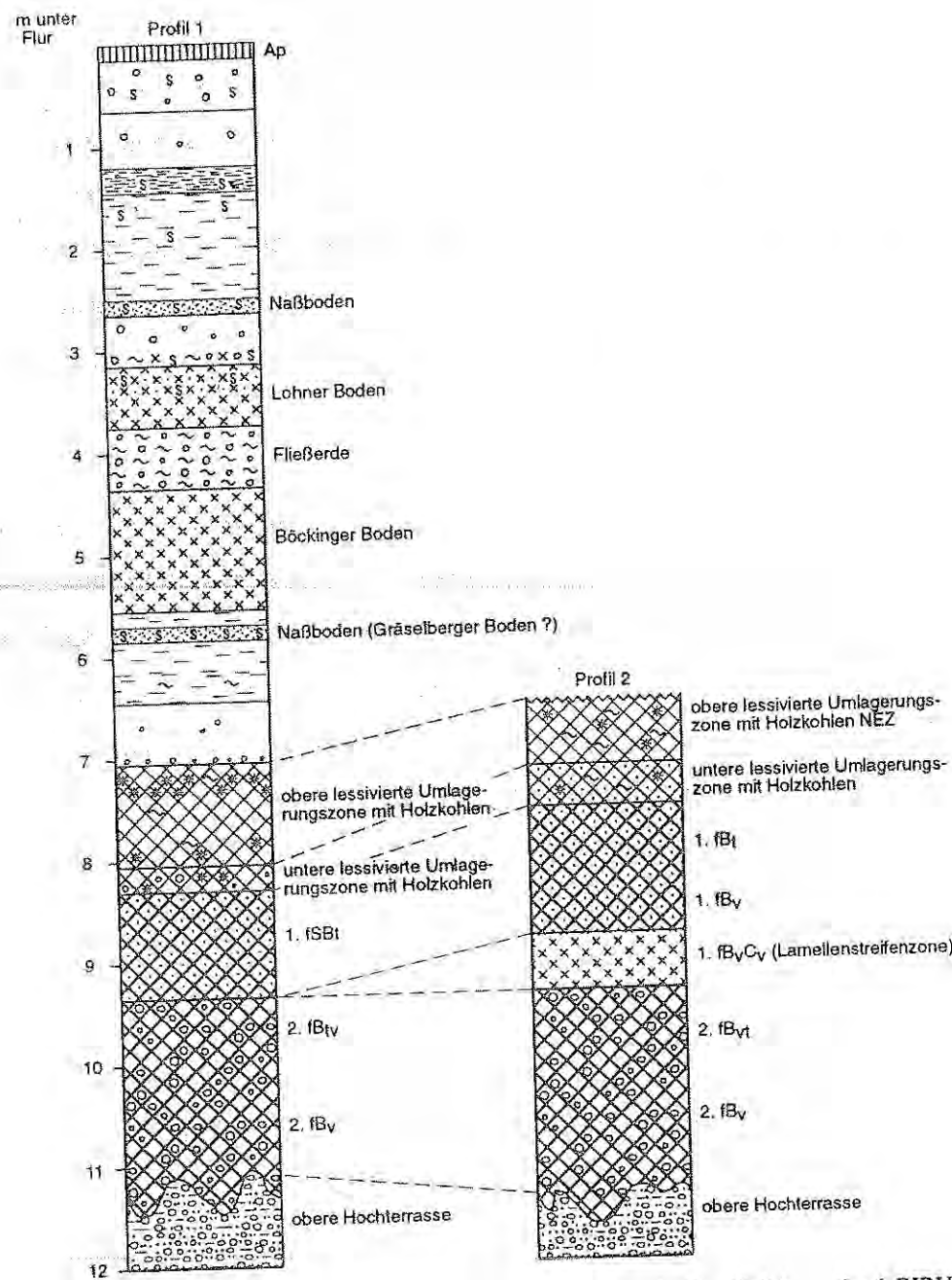


Abb. 21: Deckschichtenprofil auf der oberen Hochterrasse in der Kgr. Baltringen (nach BIBUS & KÖSEL 1996:76)

weiterer Horizont, der ähnliche Merkmale wie der Lohner Boden besitzt. Die Farbe ist jedoch in diesem Horizont braun und die Struktur blättrig. Der Boden entspricht dem unteren Lohner Boden oder Böckinger Boden (BIBUS 1989), so wie er auch weiter im Osten in den Lössen der Iller-Lech-Platte mehrfach aufgeschlossen ist (BIBUS 1995). Die beiden Mittelwürmböden werden von einer feingeschichteten Zone aus grauen Sand- und gelben Lehmstäben

unterlagert, die als ablaues Unterhangsediment oder Sandlöß anzusehen ist. Im oberen Bereich der geschichteten Sedimente läßt sich ein schwacher Naßboden nachweisen, der in flacher Muldenposition in eine sehr intensive, graue Bleichzone mit randlichen Rostbändern übergehen kann. Da in gut gegliederten Lößprofilen in diesem Abschnitt der Gräselberger Boden und weitere Naßböden auftreten können (vgl. SEMMEL 1968:5 ff., BIBUS 1996:10), ist es naheliegend, eine Parallelisierung mit diesen Straten durchzuführen. Nach unten abgeschlossen wird der Mittelwürmlöß durch bräunlichgelbe, vernäßte, lehmige Feinsande mit einzelnen aufgearbeiteten Kiesen. Darunter folgt eine durchgehende Kieslage, die eine Diskordanz anzeigt.

Bei den liegenden Schichten handelt es sich um grau-braun-weiß gefleckte feinsandige Lehme mit plattiger bis lokal auch schwach polyedrischer Struktur. Viele Mn-Konkretionen und Fe-Nadelstiche zeigen eine Vernässung des Substrates an. Auf den Bodenaggregaten sind braune Überzüge entwickelt, die makroskopisch als schwache Tonüberzüge anzusprechen sind. In Dünnschliffen läßt sich jedoch keine Tonsubstanz nachweisen, so daß es sich möglicherweise nur um Fe-Anflüge handelt. Die Cutanen sind außerdem an ihrer Oberfläche von einem hellgrauen Feinsand überzogen, der dem Horizont die graue Färbung gibt. Es handelt sich hierbei um eingespülten Feinsand zwischen den einzelnen Bodenplatten. Auffallend sind außerdem sehr grobe Poren in den einzelnen Aggregaten. Das Innere der Aggregate besteht aus humosbraunem Substrat, welches aus einer älteren Verwitterung stammt. Im tieferen Bereich wird das Material braun bis rötlichbraun gefärbt und stärker pseudovergleyt. In dem gesamten Horizont treten vereinzelt Holzkohlebröckchen auf, die auch von MIARA et al. (1996) erwähnt wurden. Von SCHOCH durchgeführte Bestimmungen der Holzkohlen haben ergeben, daß es sich vorwiegend um Kiefern und Fichten, im oberen Bereich auch um Lärchen handelt. Im unteren Abschnitt konnten jedoch in einer Probe auch wenige Holzkohlebröckchen von Eichen nachgewiesen werden, so daß Hinweise für einen umgelagerten Horizont mit thermophilen Elementen vorliegen. Nach den beschriebenen Eigenschaften liegen makroskopische Hinweise vor, daß der zweigeteilte Horizont eine geringe Lessivierung erfahren hat. Allerdings ist der Tongehalt im oberen Abschnitt mit ca. 10 % Ton für einen voll entwickelten Bt-Horizont zu gering (vgl. Tab. 4). Außerdem treten Holzkohlebröckchen nach unseren Erfahrungen nicht in autochthonen Bt-Horizonten auf, während sie in Fließerden über interglazialen fossilen Böden häufiger gefunden werden können. Auch die eingespülten Feinsandbeläge auf den Toncutanen sind für autochthone Bt-Horizonte ungewöhnlich, während entsprechende Erscheinungen in Umlagerungszonen über Bt-Horizonten lokal schon beob-

achtet worden sind. Die beschriebenen Bt-Merkmale sind nur im südlichen Bereich der östlichen Abbauwand vorhanden. Nach Norden geht der gering lessivierte Horizont in eine schwach humose, holzkohleführende Fließerde ohne Bt-Struktur über und muß dort von der gesamten Ausbildung her als Niedereschbacher Zone angesprochen werden. Nach SEMMEL (1969) handelt es sich hierbei um das Umlagerungsprodukt des letztinterglazialen Bodens, lokal auch mit aufgearbeiteten Altwürmabschnitten, das zu Beginn des Mittelwürms entstanden ist. Die geringe Humusbeimengung im oberen Bereich der Umlagerungszone kann in Baltringen auf aufgearbeitetes Material von Altwurm-Humuszonon zurückgeführt werden. Eine solche Deutung ist vor allem deswegen möglich, da in der 6 km entfernt liegenden Kiesgrube Schemmerhofen (KÖSEL 1996:99 f.) und bei Äpfingen (s. Kap. 3.2) noch Reste einer Altwurm-Humuszone nachgewiesen werden konnten, die anzeigen, daß die Altwurm-Humuszonon in diesem Raum ausgebildet waren. In diesem Zusammenhang muß darauf hingewiesen werden, daß SEMMEL (1974:25) eine autochthone Überprägung der Niedereschbacher Zone nach der Umlagerung für möglich hält und ALTEMÜLLER (in SEMMEL 1974:124) biogene Spuren in dieser Zone mikromorphologisch nachweisen konnte. Eine geringe Tondurchschlammung, wie sie im Profil Baltringen vorliegt, wurde jedoch noch nicht beschrieben. Dennoch tendieren wir dazu, den beschriebenen Horizont als in besonderer Unterhangposition schwach tondurchschlammte Umlagerungszone zu deuten, wobei die frostplattige Struktur möglicherweise die Toneinschwemmung begünstigt hat.

Die holzkohleführende, zweigeteilte Umlagerungszone geht nach unten in einen rötlichbraunen, pseudovergleyten, fossilen Bt-Horizont mit plattig-polyedrischer Struktur und sehr kräftigen Toncutanen über. Nach unten läßt die Verwitterungsintensität des Bt-Horizontes nach, und er löst sich zudem in eine Lamellenstreifenzone auf. Das Ausgangssubstrat des C-Horizontes ist ein feingeschichteter, sandiger Lehm bis lehmiger Sand mit eingeschalteten kiesigen Lagen. Ob es sich hierbei um einen durch Umlagerungsvorgänge gekennzeichneten Sandlöß oder ein abluales Schwemmsediment handelt, ist schwer zu entscheiden. Da jedoch der Bt-Horizont auf Feinmaterial entwickelt ist, kann davon ausgegangen werden, daß es sich insgesamt um eine äolisch beeinflusste Deckschicht handelt. Wie die durchgeführten Korngrößenanalysen zeigen, nimmt der Tongehalt im Bt-Horizont von ca. 22 % auf 15 % in der Lamellenstreifenzone ab. Die Bodenart verändert sich mit zunehmender Profiltiefe von einem schluffigen Lehm über einen sandigen Lehm zu einem sandig-lehmigen Schluff (vgl. Tab. 4). Aufgrund der Färbung in den Bodenaggregaten und in der Lamellenstreifenzone kann davon

ausgegangen werden, daß das Ausgangssubstrat der Parabraunerde kein Bodenkolluvium sondern unverwittertes Sediment war. Allerdings ist das hellgrau gefärbte Ausgangssubstrat der Bodenbildung an der Basis der Deckschichten heute kalkfrei.

Tab. 4: Korngrößenzusammensetzung des letztinterglazialen Bodens und der hangenden Umlagerungszone in Baltringen (nach BIBUS & KÖSEL 1996:77)

Korngröße Fraktionen in %											Bodenart
	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Schluff gesamt	Feinsand	Mittelsand	Grobsand	Sand gesamt	Bodenart	
Probe											
Profil 1											
Löß, Mittelwürm	13,5	9,3	16,6	25,5	51,4	29,0	5,9	0,2	35,1	Uls	sandig lehmiger Schluff
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	9,7	9,7	16,4	29,1	55,2	27,5	6,7	0,9	35,1	Uls	sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	15,5	9,5	15,1	28,2	52,8	25,1	6,0	0,6	31,7	Uls	sandig lehmiger Schluff
1.fSB _t oben	19,2	10,0	15,7	26,2	51,9	23,3	5,1	0,5	28,9	Lu	schluffiger Lehm
1.fSB _t mitte	30,0	5,9	9,4	23,1	38,4	30,6	9,6	0,4	40,6	Ls3	mittelsandiger Lehm
1.fC _v B _b	15,5	8,7	21,4	30,7	60,8	17,9	5,6	0,2	23,7	Uls	sandig lehmiger Schluff
Profil 2											
obere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	10,6	8,3	14,2	28,5	51,0	29,5	7,9	1,0	38,4	Uls	sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	11,6	9,6	16,1	30,6	56,3	24,5	6,3	1,3	32,1	Uls	sandig lehmiger Schluff
untere lessivierte Umlagerungszone mit Holzkohlen	13,8	9,5	15,7	31,6	56,8	21,8	6,5	1,1	29,4	Uls	sandig lehmiger Schluff
1.fSB _t oben	18,8	9,3	13,6	26,6	49,5	23,6	7,5	0,6	31,7	Ls2	schwach sandiger Lehm
1.fSB _t mitte	22,6	5,0	14,2	27,7	46,9	24,0	6,0	0,5	30,5	Ls2	schwach sandiger Lehm
1.fB _t unten	17,3	5,3	12,4	25,9	43,6	31,7	7,0	0,4	39,1	Ls2	schwach sandiger Lehm

Aus den beschriebenen Verhältnissen kann der Schluß gezogen werden, daß nach Ablagerung der Terrasse vor der Würmkaltzeit eine eigenständige Deckschicht aufgelagert und anschließend intensiv verwittert wurde. Diese Deckschicht stellt somit einen eigenen Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus dar. Der fossile Bt-Horizont ist allerdings nur an den Stellen vorhanden, an denen

der Abbau am tiefsten in den Terrassenhang vorangetrieben wurde. Zum inneren Terrassenrand wird er von der Fließerde der Niedereschbacher Zone gekappt. Es stellen sich dann verkürzte und stark kryoturbat gestauchte Profile ein, wie sie in Kapitel 3.2 beschrieben wurden. Man kann daraus abschätzen, wie leicht man selbst bei großräumigen Aufschlüssen zu Fehleinstufungen kommen kann, da in der Regel der Kiesabbau von der inneren Terrassenkante ausgeht und damit sehr selten die Deckschichten in der Hangverkleidung zur oberen Terrassenstufe aufgeschlossen sind.

Unter dem beschriebenen Deckschichtenprofil folgt in Baltringen der fast über 30 m mächtige Schotterkörper der oberen Hochterrasse aus dem Mittelriß. Die Kiese sind von der Oberfläche her zu einem 2-3 m mächtigen, schmutzig-braunen Bvt-Horizont verwittert, dessen Untergrenze einen bogenförmigen Verlauf besitzt. Die Kiese sind sehr stark zersetzt, der Bt-Horizont ist nur noch lokal in einer Mächtigkeit von 10 cm erhalten. Im Vergleich mit anderen Bodenbildungen muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei der Kiesverwitterung um den unteren Bereich einer interglazialen Bodenbildung handelt. Da an der Basis der Deckschicht noch weitgehend unverwitterte Partien vorhanden sind, kann es sich nicht um einen Durchgriff von der nächstjüngeren Bodenbildung handeln, wogegen auch die Mächtigkeit und Intensität der Kiesverwitterung spricht.

Im Profil Baltringen sind somit mindestens zwei fossile Parabraunerdereste vorhanden, die wir als interglaziale Bildungen einstufen. Es ergibt sich damit für die Terrassenschotter des Mittleren Riß (Doppelwall-Riß i.S.v. SCHREINER) mindestens eine Einstufung in die drittletzte Eiszeit (vgl. auch MIARA 1995).

Zwischen Jungriß und Mittelriß (Mittleren Riß) hat damit zweifelsfrei eine Warmzeit gelegen. Der im Periglazialraum auftretende drittkaltzeitliche Löß sowie zeitgleiche Sedimente entsprechen deshalb stratigraphisch nicht der Mindeleiszeit im Alpenvorland, sondern dem Mittelriß und der vorletzte, bislang als Riß angesprochene Löß dem Jungriß.

Möglicherweise stellt der Baltringer Boden ein Äquivalent des von FRENZEL (1978, 1983) und BLUDAU (1991) postulierten, präeemzeitlichen Pfefferbichl-Interglazials dar, welches allerdings von GRÜGER (1995) als eine regionale Variante des Eems angesehen wird.

Im Profil Baltringen wurden durch ZÖLLER (s. MIARA et al. 1996) Thermolumineszenz-Datierungen durchgeführt, deren Ergebnisse nicht im Widerspruch zu der paläopedologischen

Interpretation stehen. So haben zwei Datierungen aus der zwischen 1. und 2. fossilen Warmzeitboden liegenden Lamellenstreifenzone ein Alter von 150 ± 22 ka bzw. 106 ± 20 ka ergeben, womit eine Einstufung des Sediments in die vorletzte Eiszeit gestützt werden kann. Bei Berücksichtigung der Datierungsspanne ist jedoch der Zeitraum zwischen 170 ka und 86 ka sehr groß. Die drei Datierungen aus der von uns als Niedereschbacher Zone gedeuteten Umlagerungszone über dem letztinterglazialen Boden fallen mit $56,7 \pm 5,3$ ka, $70,8 \pm 6,3$ ka und $67,81 \pm 8,1$ ka z.T. etwas zu hoch aus, was durch die Umlagerung von älterem Bodenmaterial erklärt werden kann. Im Gegensatz zu uns stellen jedoch MIARA (1995) und MIARA et al. (1996) sowie ZÖLLER (1994) die Schichten dieser Umlagerungszone noch in das Altwürm (Unterpwürm). Die Datierung aus dem Jungwürmlöß mit $17,0 \pm 2,2$ ka entspricht der Altersstellung des Sediments. Allerdings sei auf die Problematik von TL-Datierungen und dabei insbesondere von Einzelproben hingewiesen, wie sie neuerdings auch von Vertretern verschiedener TL-Labors selbstkritisch diskutiert wird (z.B. FRECHEN 1996, LANG 1996).

3.4 Das Altriß (Zungenriß, Altriß) und die Verhältnisse nördlich des Donauriedes (Zgl. Gundelfingen) (E. Bibus & M. Strahl)

Für das Altriß liegen im Rißtal bislang keine sicher nachzuweisenden fluviatilen Sedimente vor. Eine dem Zungenriß zugeordnete Terrasse im Dürnachtal (unterer Maselheimer Schotter) läßt sich bis zur Einmündung in das Rißtal verfolgen und ist dort nach HAAG (1992:38) von den Schmelzwässern des Doppelwalls ausgeräumt worden (vgl. auch SCHREINER 1992: 205 u. Abb. 97). Die Moränen des älteren Riß sollen im östlichen Rheingletschergebiet auf Bl. 7825 Schwendi zungenartig in die Mindelmoränen eingelagert sein und sich nach HAAG (1992:35 ff.) durch geringe Verwitterungstiefen (ca. 2 m) gegenüber den Mindelmoränen (> 4 m, nach SCHREINER 1992:209 sogar 5-10 m) unterscheiden (vgl. auch SCHREINER & HAAG 1982).

Da es nicht nur sinnvoll ist, von den Moränen, sondern auch von der lokalen Erosionsbasis auszugehen, wurden die Untersuchungen von STRAHL (in Bearbeitung) in das Donautal ausgedehnt. Am Nordrand des Donauriedes treten zwei morphologisch abgrenzbare Niveaus auf. Das durchgängige Hauptniveau ist die sogenannte Dillinger Hochterrasse, die mit dem Hauptvorstoß im Mittleren Riß zu parallelisieren ist. Die Schotter waren in Kiesgruben bei

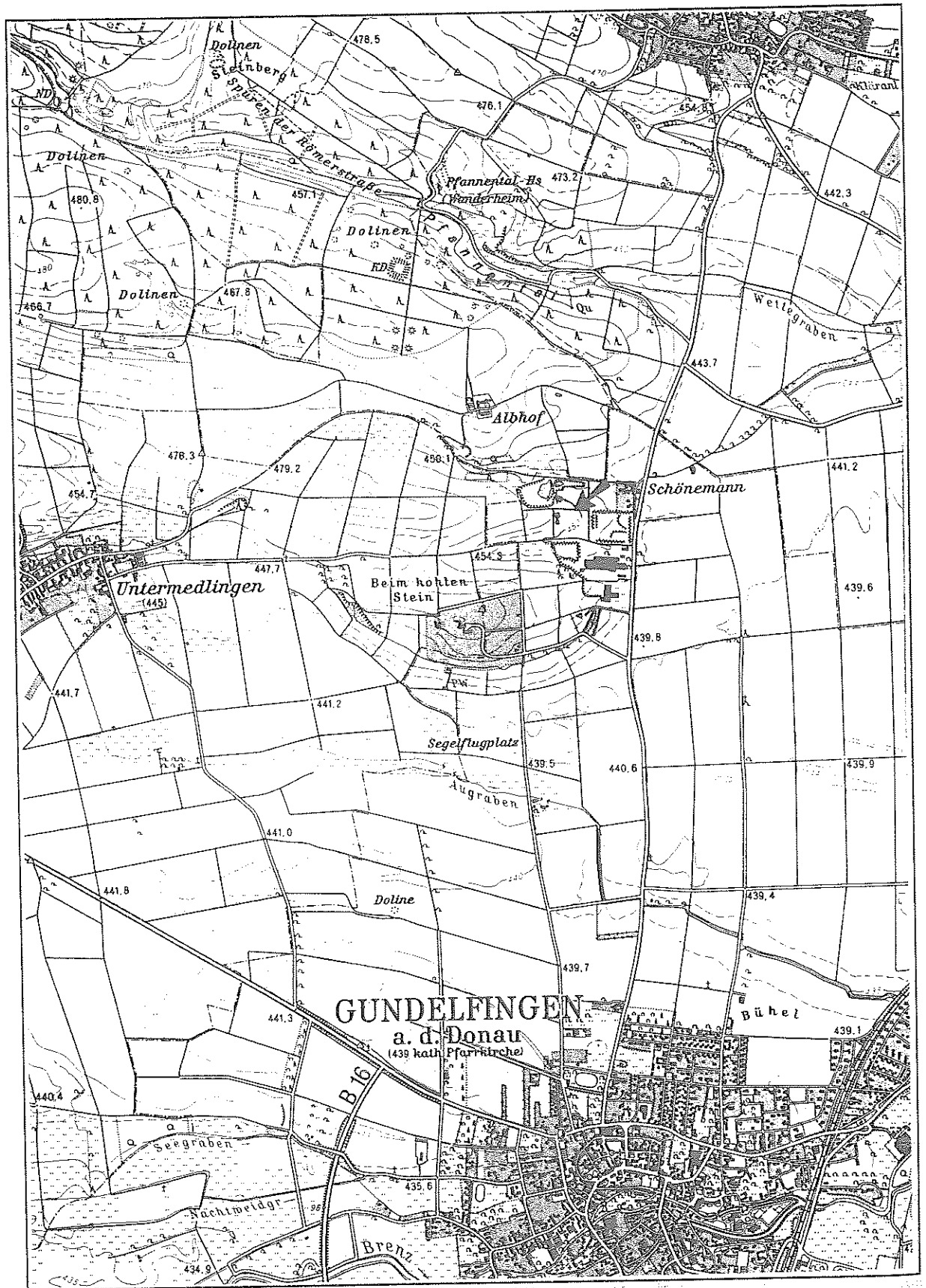


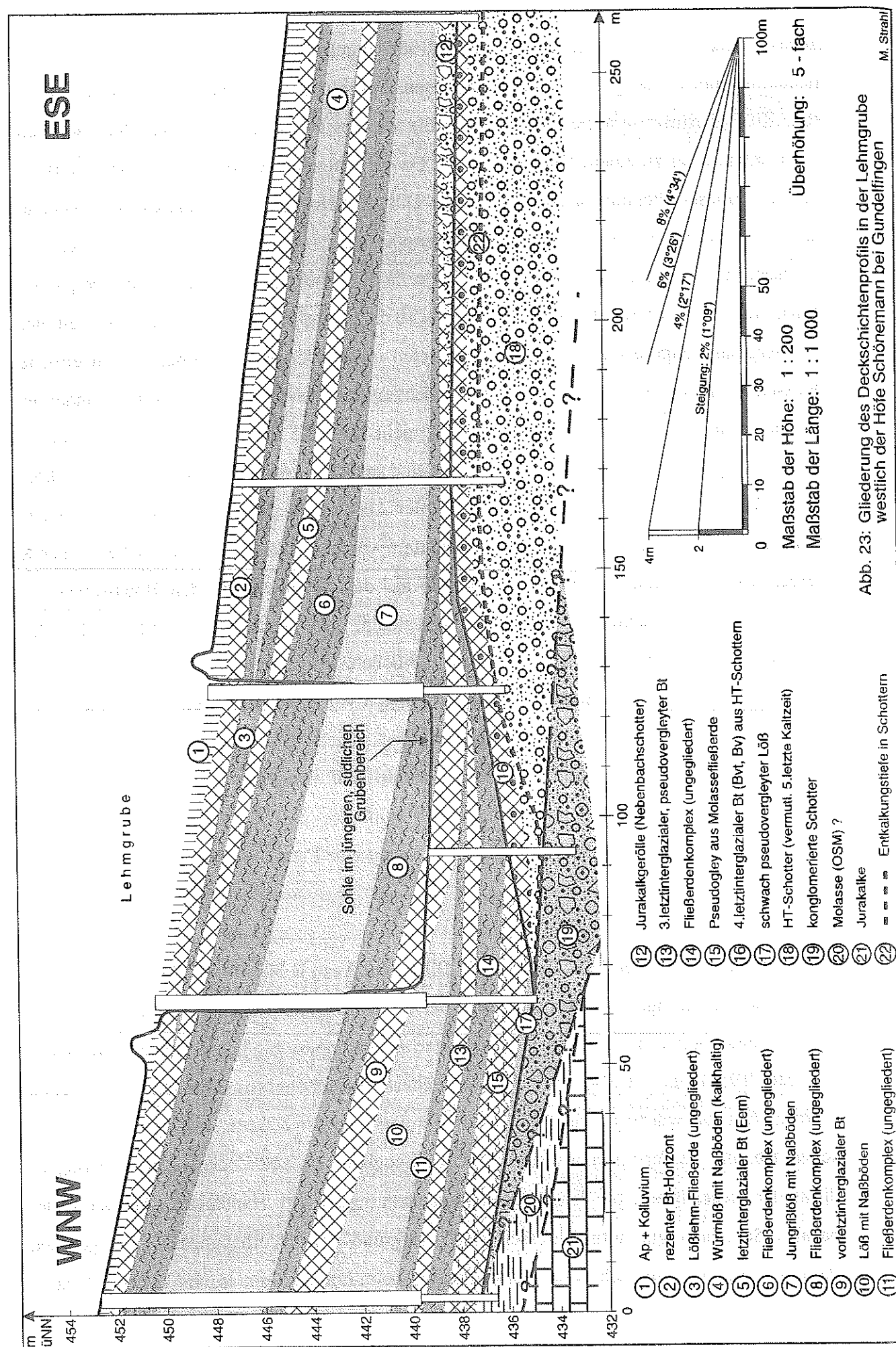
Abb. 22: Lage der Zgl. Gundelfingen am W-Rand des Hochterrassenniveaus (1:25 000)

Hochstätt nach Beobachtungen von LEGER (1988) durch Sandlinsen und aufgrund des Sedimentationsbildes zweigeteilt. Aus Sandlinsen ausgeschlammte Mollusken haben nach PUISSEGUR Hinweise auf ein verhältnismäßig warmes Interstadial oder den Übergang von einem Interglazial zu einem Glazial ergeben. Da der hangende Schotterkörper syngenetische Kryoturbationserscheinungen aufwies, ist die Dillinger Hochterrasse komplex aufgebaut. In diese Terrasse ist bei Blindheim mit Schotterober- und -unterkante eine jüngere Terrasse eingeschnitten worden, deren Schotteroberfläche ca. 6 m über den holozänen Altarmbögen der Donau liegt. Auf den Schottern hat sich ein bis 70 cm mächtiger Btv-Horizont entwickelt, der als interglazial angesehen wird. Außerdem treten im Hangenden gliederbare würmzeitliche Deckschichten auf. Im Gegensatz zu den Ansichten von HOMILIUS et al. (1983) handelt es sich nicht um ein Erosionsniveau und auch nicht um eine eemzeitliche Einschachtelung (LEGER 1988), sondern zweifellos um einen eigenständigen jungrißzeitlichen Terrassenkörper. In Randrinnen liegen, wie auch lokal auf der Äpfinger Terrasse, pseudovergleyte Hochflutlehme über den verwitterten Terrassenschottern vor, die jedoch noch in das Eem gestellt werden können. Sollte es sich bei den Böden auf den Schottern und den Hochflutlehmern jedoch um zwei verschieden alte Bildungen handeln, dann ist auch ein höheres Alter der Blindheimer Terrasse nicht vollkommen auszuschließen.

Die Dillinger Hochterrasse trägt nach den Bohrungen von STRAHL zwei, durch eine intensive Parabraunerde getrennte, kalkhaltige Löß-Deckschichten, die lokal bis 10 m mächtig werden können. Die liegenden Terrassensedimente sind von einer zweiten fossilen Parabraunerde (bis 2 m mächtig) überprägt, so daß zumindest eine Datierung in die drittletzte Eiszeit (Mittleres Riß, Mittelriß, Doppelwall-Riß) und eine Parallelisierung mit der Baltringer Terrasse gesichert ist.

Aufschluß Gundelfingen (TK 25, Bl. 7428 Dillingen West, R 360079 H 538331)

Am Rande der Dillinger Hochterrasse liegen bei Gundelfingen noch ca. 3 m höhere und damit ältere Donauschotter, die eindeutig zum Hochterrassenkomplex gehören und auch bereits von LEGER (1988) und SCHÄFER (1995) als älteste Rißschotter im Donautal beschrieben wurden. Am rückwärtigen, aus Molasse und Jurakalken bestehenden Anstieg zur Schwäbischen Alb sind die Terrassenkiese von mächtigen, gegliederten Löß-Deckschichten überlagert, die in der Ziegeleigrube bei den Höfen Schönemann (ehem. Zgl. Händle) mit Ausnahme der basalen Schichten gut aufgeschlossen sind. Aufgrund der Unterhangposition steigen die Paläoböden und Lössen nach W zur Juraauftragung beim hohlen Stein an und keilen z.T. auch



an der heutigen Oberfläche aus. Der Aufschluß liegt am N-exponierten Hang eines auf die Dillinger Hochterrasse ausmündenden Tales. Im Gegensatz zu den heutigen Reliefverhältnissen lag jedoch vor der Lößverkleidung ein in den Hanganstieg zurückgeschnittener Mäanderbogen der Donau vor. Der Übergang zur mittelrißzeitlichen Hochterrassenfläche ist durch Bohrungen engräumig erfaßt worden, so daß sehr gute Vorstellungen über die Gesamtsituation vorliegen (vgl. Abb. 22).

An der E-Wand der Lehmgrube ist der rezente Boden erodiert worden. Unter dem Ap/M-Horizont folgt ein olivbrauner, toniger Lehm und ein graubrauner schluffiger Lehm (kohärentes Gefüge, Mn-Konkretionen, rostrote Fe-Nadelstiche), der punktuell schwach kalkhaltig ist (vgl. Abb. 23). Hangabwärts werden die Schichten in Bohrungen mächtiger und stärker kalkhaltig. Es handelt sich hierbei um Würmlöß, der auch von LEGER (1988) aus früheren Gruben beschrieben wurde. An der Basis folgen rötlichbraune, stark tonige Lehme mit subpolyedrischem-bröckeligem Gefüge und vereinzelt Krotowinen. Abgerollte Bodenaggregate zeigen an, daß es sich hierbei um umgelagertes Bt-Material handelt. Die als Niedereschbacher Zone anzusehende Fließerde wird von einem lamellenstreifigen Bvt-Horizont mit Tonüberzügen unterlagert, der nach unten in eine mächtige Lamellenstreifenzone übergeht. An der Basis dieser Zone tritt im gesamten Aufschluß ein humoser Horizont auf, in dem offensichtlich älteres Humuszonensubstrat, möglicherweise auch ein geringer Anteil an B-Material, aufgearbeitet wurde. Bei dem laminierten Bv-Horizont handelt es sich nach unserer Ansicht um den Rest des letztinterglazialen Bodens. Er wird von 6,5 m mächtigen, kalkhaltigen und schneckenführenden Löß unterlagert, in dem 5 bis 6 Naßböden entwickelt sind. Der 4. und 5. Naßboden weisen eine deutliche Verbraunung auf. Von der Ausbildung und der Abfolge kann der Naßbodenkomplex mit den jungrißzeitlichen Bruchköbeler Naßböden i.S.v. BIBUS (1974) verglichen werden. Eine ähnliche Abfolge ist auch in der südlich des Donauriedes liegenden Zgl. Offingen im vorletztaltzeitlichen Löß aufgeschlossen (vgl. RÖGNER et al. 1988:66 ff.; BIBUS 1995:149 ff.). Leider ist über die Schnecken eine sichere Zuordnung noch nicht möglich, da malakozoologisch über das Gebiet in der Umrahmung des Donauriedes noch zu wenig bekannt ist (RÄHLE, schriftl. Mitt.).

An der Basis des vorletztaltzeitlichen Lösses tritt ein brauner vernäßter Löß auf, bei dem es sich möglicherweise um einen 6. Naßboden handelt. Es ist auch nicht auszuschließen, daß dieser Bereich bereits zur Basisfließerde gehört, wobei in diesem Abschnitt auch Humuszo-

nenmaterial aufgearbeitet sein kann. Über dem 2. fossilen Bt-Horizont liegt die Ostheimer Zone aus einem rötlichbraunen, schluffigen Lehm mit körnigem Gefüge. Vereinzelt sind abgerollte Polyeder des liegenden Bt-Horizontes zu erkennen. Beim 2. fossilen Warmzeitboden handelt es sich um einen rötlichbraunen, tonigen Lehm mit polyedrischem Gefüge und deutlichen Tonüberzügen. Im oberen Bereich ist das Bodengefüge etwas gestört. Hier treten auch mit hangendem Material verfüllte Wurmrohren und Schnecken auf, die somit nicht zur Bodenbildung gehören.

Unter dem 2. fossilen Warmzeitboden folgt erneut kalkhaltiger schneckenführender Löß mit mehreren Naßböden (2 im Löß, einer möglicherweise auf der Basisfließerde). Dieser 3. Löß wird, wie auch bei den jüngeren Lössen, nach unten von einer Fließerde abgeschlossenen (Allschwiler Zone i.S.v. ZOLLINGER 1991), in der vorwiegend Ah-Material einer Humuszone (Heilbronner Humuszone i.S.v. BIBUS 1989) aufgearbeitet wurde. Der liegende Boden entspricht einem intensiven Parabraunerde-Pseudogley mit sehr hohem Tongehalt und einer Mächtigkeit von 70 cm. Im westlichen Teil der Grube ist das Profil bis zu diesem Abschnitt aufgrund des Anstieges der Löß/Paläobodenfolgen in Aufgrabungen zugänglich, während nach E der unterste Boden nur in Bohrungen auf der Grubensohle aufgeschlossen werden kann. Unter dem 3. fossilen Boden folgt ein Pseudogley auf einer molassehaltigen Fließerde, der in einer Randrinne von geringmächtigem, kalkhaltigem Löß unterlagert wird (Abb. 23, Schicht 17). Der Boden greift nach den durchgeführten Bohrungen mit einem Bt-Horizont auf die Terrassenschotter über. In der Randrinne sind auch örtlich pollenfreie, humose Hochflutlehme erhalten und die liegenden Schotter konglomeriert. Insgesamt liegen deshalb mit großer Wahrscheinlichkeit 4 fossile Böden vor (vgl. Abb. 23). Die unterlagernde Terrasse ist somit auf jeden Fall in die 4.-letzte, wahrscheinlich sogar in die 5.-letzte Kaltzeit einzustufen. Bei einer Unterteilung der Dillinger Hochterrasse durch eine warmzeitlichen schneckenführende Sandschicht, was nach den bei LEGER (1988) dargestellten Befunden zumindest möglich erscheint, wäre eine solche Datierung sogar zu erwarten. In diesem Zusammenhang muß auch erwähnt werden, daß in der auf dem Nachbarblatt Wittislingen gelegenen ehem. Zgl. Oberfinningen (R 360947 H453917) nur geringfügig über dem Niveau der obersten Donau-Hochterrasse eine 4-zyklische Lößlehmserie mit 3 zwischengeschalteten, gut erhaltenen Parabraunerdeböden aufgeschlossen war, deren Einstufung bei klassischen Vorstellungen über das Alter der Hochterrassen natürlich erhebliche Schwierigkeiten bereitete (vgl. GALL 1971:89 ff.). Die kräftigen Parabraunerden als Bildungen wärmzeitlicher Interstadiale anzusehen, ist

4. Zur Untergliederung der rißzeitlichen Sedimente im Andelsbach-Tal (Kiesgrube Bittelschieß) (*E. Bibus*)

Im Andelsbachtal liegen in einer verfüllten Rinne aufgrund der geomorphologischen Position und der petrographischen Zusammensetzung rißzeitliche Ablagerungen vor. Nach ELLWANGER (1990) handelt es sich um mittel- bis altrißzeitliche Sedimente mit einem ähnlichen Aufbau und einer entsprechenden Stratigraphie wie am Scholterhaus bei Biberach. Von BIBUS & KÖSEL (1996) wurde neuerdings eine stärkere Untergliederung der Ablagerungen in der Kiesgrube Bittelschieß durchgeführt. Mittel- bis altrißzeitliche Sedimente sind auch durch Bohrungen aus verschiedenen Becken bekannt geworden (z.B. Hoßkircher Becken, Becken von Wattenweiler). Im Becken von Hoßkirch (vgl. Abb. 3) sind die Beckenfüllungen in den mindelzeitlichen jüngeren Deckenschotter eingeschnitten und damit zweifelsfrei jünger als die Deckenschotterglaziale (vgl. ELLWANGER 1995: Abb. 3, 268).

Jungrißzeitliche glaziale Ablagerungen sind in Bittelschieß nicht vorhanden, da der jungrißzeitliche Maximalstand weiter im Süden verläuft. Auch jungrißzeitliche Schmelzwasserablagerungen sind im Andelsbach-Tal bislang noch nicht bekannt geworden. Sie sind vermutlich durch die würmzeitlichen Schmelzwässer wieder ausgeräumt worden oder ohne Aufschlüsse schlecht zu erkennen. Im östlich anschließenden Ostrachtal wurden allerdings jungrißzeitliche Terrassenschotter mit dem letztinterglazialen Rosnaer Boden und Würm-Deckschichten von KÖSEL (1996:88) beschrieben. Im Andelsbachbereich ist die Füllung der rißzeitlichen Rinne durch den späteren Andelsbach wieder vollkommen zerschnitten worden, so daß die Rinnenfüllungen an den Flanken des heutigen Tales z.T. in ihrer Gesamtheit durch Kiesgruben erschlossen sind. Die Aufschlüsse liegen alle innerhalb des inneren Doppelwalls.

Kiesgrube Bittelschieß (TK 25, 8021 Pfullendorf, R 351725 H 351800)

In der Kiesgrube Bittelschieß beginnen die ältesten Ablagerungen über der Molasse mit einem Schotterkörper des älteren Riß (Altriß), der nach ELLWANGER (1990, 1996:13) aufgrund wechselnder Sedimentstrukturen zwei Phasen fluvialer Aktivität erkennen läßt. An der Basis treten horizontal geschichtete Schmelzwassersedimente auf, die nach oben in einen Schotter mit flachen sandigen und sandig-kiesigen Rinnenfüllungen übergehen, bei nachlassender fluvialer Aktivität (vgl. Abb. 25, Kies A₁). Dieser Schotterkörper wird von einer lückenhaften,

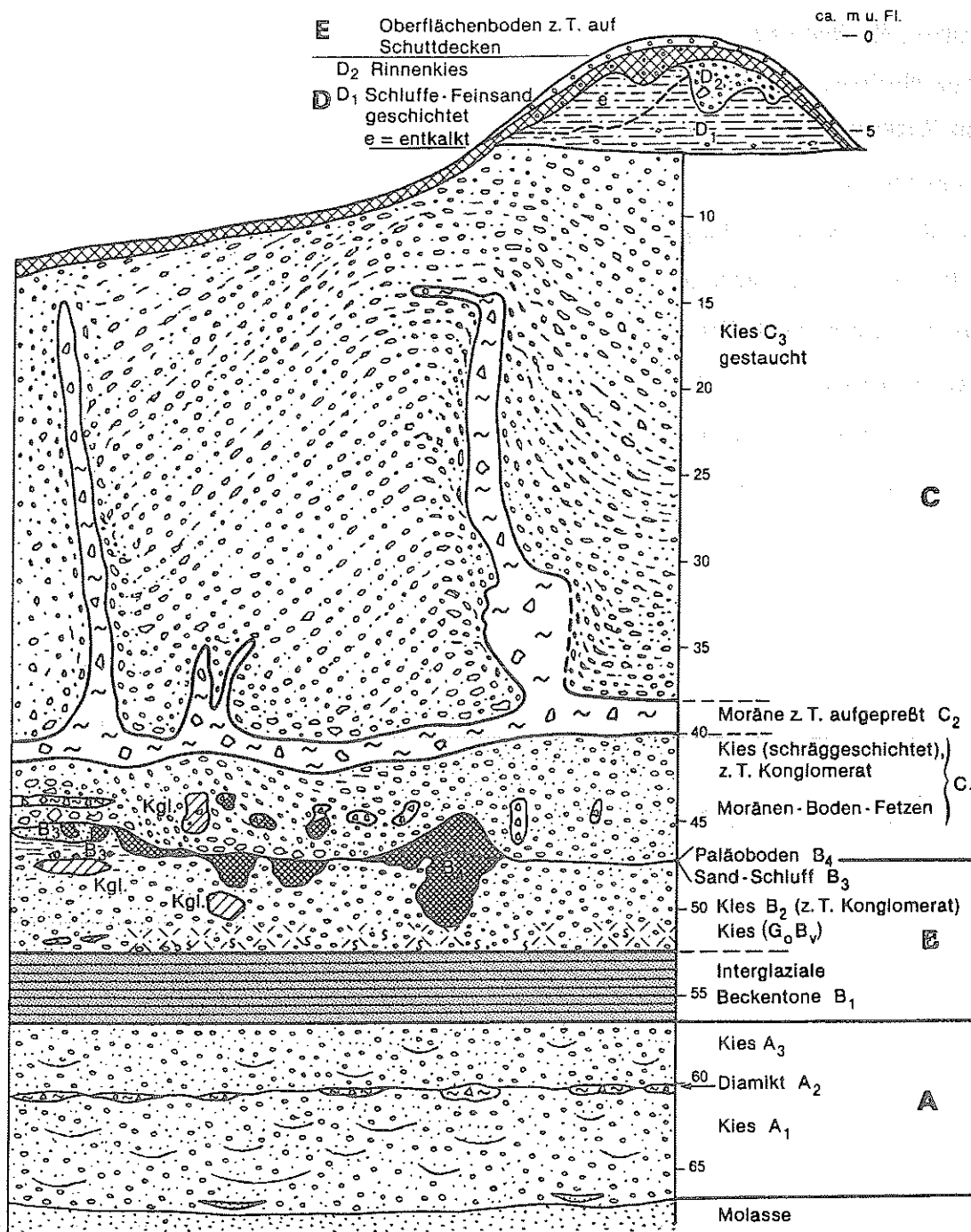


Abb. 25: Das Gesamtprofil der Kgr. Bittelschieß, schwach schematisiert (nach BIBUS & KÖSEL 1996:81)

insgesamt aber durchzuverfolgenden Lage aus gelben bis grünlichen sandigen Lehmen abgeschlossen, die z.T. feingeschichtet sind. Diese Feinsedimente sind oft nur in wenigen Dezimeter mächtigen Linsen vorhanden und lokal gering deformiert (Schicht A₂). In flachen Rinnen können sie aber auch über 1 m mächtig werden und durchgängig vorhanden sein. Möglicherweise handelt es sich bei den Feinsedimenten um glaziale Ablagerungen. Allerdings konnten bislang noch keine gekritzten Geschiebe gefunden werden. Im Niveau dieser Feinsedimente waren im Zuge des voranschreitenden Abbaus auch mehrfach Schollen von

verbrauntem und entkalktem Material aufgeschlossen, die möglicherweise eine weitere Untergliederung anzeigen. Solange jedoch kein autochthoner Boden auftritt, sollen keine stratigraphischen Rückschlüsse gezogen werden. Die Feinmaterialeinschaltungen werden von etwas feinkörnigeren (gegenüber A_1), horizontal geschichteten sandigen Kiesen mit einzelnen flachen, sandigen Rinnenfüllungen überlagert (Schicht A_3). Über diesen altrißzeitlichen Sedimenten treten ca. 4 m mächtige, bräunlichgelbe bis graue, feingeschichtete Bändertone mit rhythmisch wechselnden hellen und dunklen Lagen auf (Schicht B_1). Pollenanalytische Untersuchungen von BLUDAU (schriftl. Mitt.) haben ergeben, daß es sich um ein durchgehendes Interglazial vom Samerberg-Holsteintyp i.S.v. GRÜGER (1983) mit *Pterocarya*, *Buxus* und *Fagus* handelt (bei BIBUS & KÖSEL 1996:82 wurde irrtümlich erwähnt, daß *Fagus* nicht vertreten sei).

Über diesen Beckentonon liegen horizontal geschichtete, sandige Kiese, welche sich von den anderen Schmelzwasserablagerungen im Aufschluß nicht unterscheiden (Schicht B_2). Diese Kiese schließen lokal mit einer gelben feinsandigen Schluffschicht (B_3) ab, die auch in flachen Mulden bis auf die liegenden Kiese ausgeräumt sein kann. Auf den Feinsedimenten sowie in einzelnen Taschen unterhalb der erwähnten Diskordanz im Kies sind Reste eines kräftigen, mehrere Meter mächtigen Bodens entwickelt, der als „Taschenboden von Bittelschieß“ angesprochen und aufgrund seiner Ausbildung als weiterer Warmzeitboden angesehen wird (Horizont B_4). Darüber folgen z.T. schräggeschichtete, grobe Kiese (Schicht C_1) mit gekritzten Geschieben, Diamiktfetzen und einzelnen aufgearbeiteten Bodenschollen aus verbrauntem Material, welche wahrscheinlich vom liegenden Boden stammen. Es handelt sich um unmittelbar am Rande eines Gletschers entstandene Ablagerungen, die möglicherweise in einem Delta sedimentiert wurden. Über diesen mittelrißzeitlichen Vorstoßschottern kam ein 1-2 m mächtiger Till (Schicht C_2) zur Ablagerung, der wie am Scholterhaus die Eisüberdeckung zum äußeren Doppelwall und die anschließende Abschmelzphase anzeigt. Darüber folgen erneut mächtige und nach oben gröber werdende Schotter (Schicht C_3), die in Kuppenposition von hellgrauen feingeschichteten Mittelsanden (Schicht D_1) überlagert werden. Nahe der höchsten Stelle ist in die Sande eine Kiesrinne (Schicht D_2) mit einem ca. 1 m² großen Block eingeschnitten. ELLWANGER (1990) erwähnt auch abschließende Grundmoränenreste, die wir allerdings in den letzten Jahren nicht mehr beobachten konnten. Dennoch besteht nicht zuletzt aufgrund der geomorphologischen Position kein Zweifel, daß es sich bei den beschriebenen Sedimenten um Beckensedimente und Schmelzwasserkiese handelt, die auf bzw. zwischen

Eis abgelagert wurden. Die jüngste Sequenz repräsentiert somit den Eisvorstoß zum inneren Doppelwall. Bei dieser Eisüberfahrung sind die unterlagernden Schotter und die Tilllage gestaucht worden. Das Tillband wurde dabei bis zu 25 m in die hangenden Schotter aufgepreßt, während die Basis des Bandes ungestört blieb.

Nach dem Abschmelzen des Eises entstand ein unruhiges Relief mit einzelnen Hohlformen, die u.U. auch später erosiv vertieft worden sind. Solche Gunstlagen sind später von Lößlehm und lößlehmhaltigen Fließerden aufgefüllt worden. Nach BIBUS & KÖSEL (1996) läßt sich auf den mittelrißzeitlichen Kiesen sowie in den Deckschichten jeweils eine fossile Parabraunerde nachweisen, was mit einer Einstufung des Mittelriß in die drittletzte Kaltzeit gut übereinstimmen würde. Allerdings ist es oft schwer in den kieshaltigen Lehmen der Deckschichten autochthone und allochthone Bildungen sicher zu unterscheiden. Von Bedeutung ist weiterhin die Tatsache, daß der auf den Schottern ausgebildete 2. fossile Bt-Horizont in den durch Wasserzuzug gekennzeichneten Hohlformen eine Entkalkungstiefe bis zu 5 m, in einem Fall sogar von 20 m (!) hatte.

Faßt man die Befunde von Bittelschieß zusammen, so liegen zwischen dem Mindel/Riß-Interglazial und dem Mittleren Riß (Doppelwall-Riß, Mittelriß) mindestens zwei Warmzeiten (Beckentone vom Samerberg-Holsteintyp und Taschenboden). Wenn es sich bei dem Samerberg-Holsteininterglazial um das norddeutsche Holstein handelt, dann kann der Schluß gezogen werden, daß dieses in Süddeutschland nicht, wie bislang angenommen, unmittelbar nach dem Mindel folgt, sondern innerhalb des Rißkomplexes liegt. Das ältere Riß und die damit verbundene bzw. unmittelbar vorausgegangene Rinnen- und Beckenbildung könnte dann wie in Norddeutschland in die Elstereiszeit gehören. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß man bislang das Mindel/Riß-Interglazial im Rheingletschergebiet noch nicht pollenanalytisch erfaßt hat und deshalb ein Vergleich mit dem norddeutschen Holstein zur Zeit nicht möglich ist. Insgesamt liegen somit vor dem Mittelriß im Altrißabschnitt zwei Interglaziale und wahrscheinlich zwei Kaltzeiten, wobei es sich hierbei möglicherweise nur um eine Mindestuntergliederung handelt.

5. Die Kiesgrube Baur bei Neufra und ihre Paläoböden (E. Bibus)

(TK 25, 8021 Pfullendorf, R 351725, H 531800)

Die Kiesgrube Baur (Neufra) liegt am südlichen Talhang des Donautales 1 km südlich vom Bahnhof Riedlingen. Die Kiesgrube ist auch unter der Bezeichnung "Am Vogelwäldle", "Gewann Gereut" bzw. "Schlatt-Gereut" bekannt. Seit GRAUL (1962) und SCHÄDEL & WERNER (1963) gehört das Profil zu den wichtigsten Aufschlüssen im Rheingletschergebiet, in dem bis heute paläopedologisch die Abgrenzung der Riß- und Mindелеiszeit gezeigt werden kann. Die von Kiesen gebildete Quartärbasis fällt nach SCHREINER (1980:17) innerhalb der Grube von S nach N um 8 m ab und erreicht an der tiefsten Stelle eine Höhe von 550 m ü.NN. Es zeichnet sich somit eine Rinne ab, die in die Untere Süßwassermolasse eingeschnitten ist. Bei den Basiskiesen handelt es sich um periglaziale Donauschotter von grauer bis fahlrötlich-grauer Färbung, in denen vereinzelt Schwarzwaldgröble und ein deutlicher Anteil an jurassischen und alpinen Komponenten auftreten (vgl. Abb. 26). Die sandigen Kiese weisen flache, verfüllte Rinnenstrukturen und Sandlinsen auf, wie sie für ein periglaziales Abflußregime typisch sind. Die Donaukiese werden lokal von einem olivgrauen, rotschlierigen, sandigen Hochflutlehm überlagert, der vor allem im oberen Bereich sehr viele Schnecken führt. Molluskenbestimmungen von RÄHLE haben in Übereinstimmung mit früheren Untersuchungen von K. & M. BRUNNACKER (in GRAUL 1962) eine hochkaltzeitliche Fauna ergeben, so daß der Hochflutlehm nicht zu einer stratigraphischen Abgrenzung herangezogen werden kann. Von APPEL (schriftl. Mitt.) durchgeführte paläomagnetische Messungen haben für die Hochflutsedimente eine normale Magnetisierung erbracht. Da der Hochflutlehm sehr sandig ausgebildet ist, kann eine spätere Ummagnetisierung nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

In den begrenzten Aufschlüssen an der Grubensohle war zu erkennen, daß die Hochflutlehme in einzelnen flachen Rinnen durch hangende Kiese ausgeräumt worden sind. Es handelt sich hierbei zunächst um einen Schotterkörper in Mischfazies aus danubischem und alpinem Material. Auch in diesen sandigen Kiesen treten vereinzelt Schnecken- und Schneckenbruchstücke auf. Lokal konnten synsedimentäre Kryoturbationen beobachtet werden, so daß es sich weiterhin um kaltzeitliche Flußsedimente handelt. Mit zunehmender Profilhöhe sind in die sandigen Kiese durchhaltende, olivgrünliche Sandlagen zwischengeschaltet. In den größeren

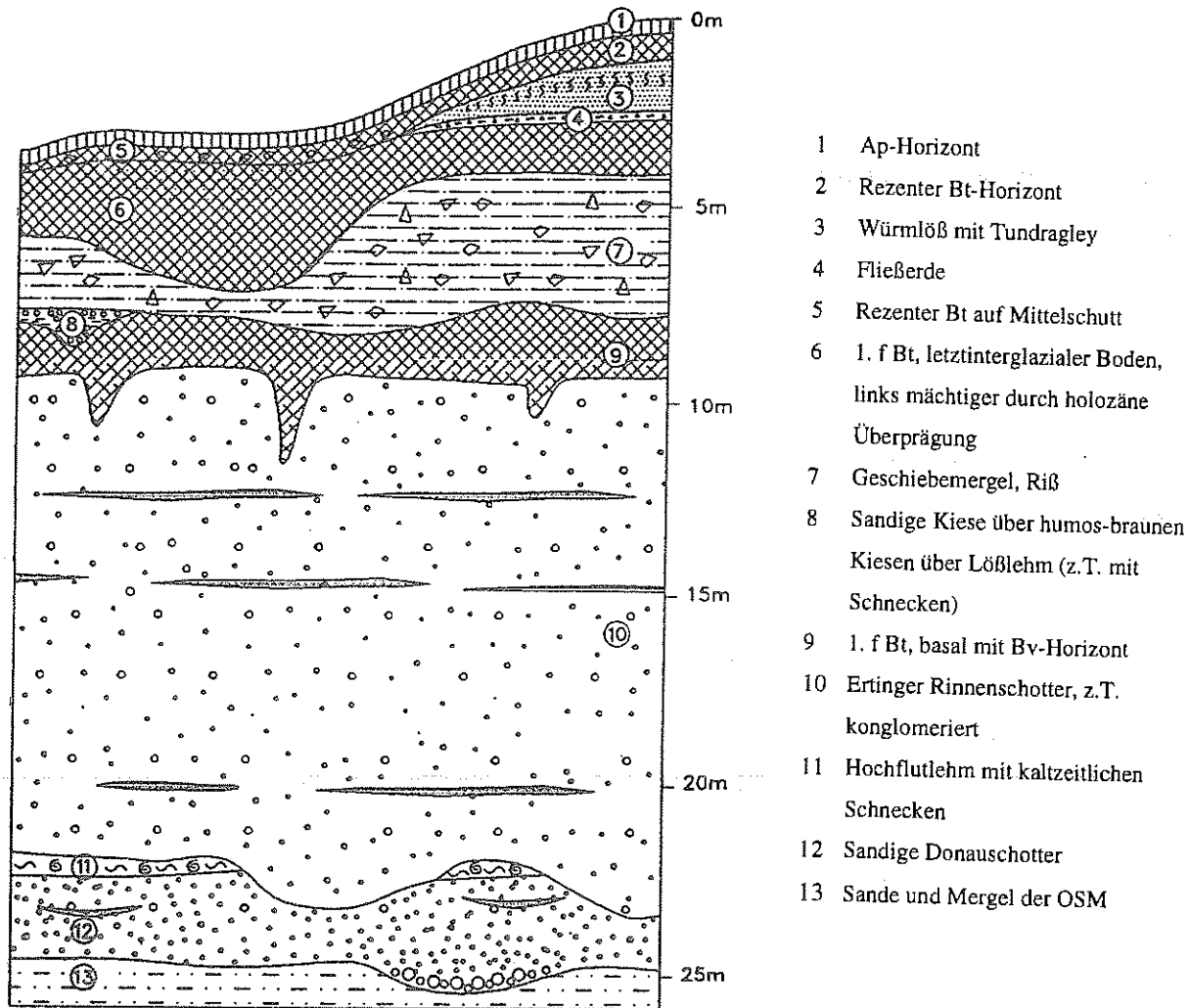


Abb. 26: Sammelprofil der Kgr. Baur bei Neufra (nach BIBUS 1995a:468)

Kieslagen treten Fe- und Mn-Oxid-Ausfällungen auf. Lokal sind die Schotter durch sekundäre Kalkausfällungen zu horizontal lagernden Konglomeratbänken verfestigt. Nach dem Sedimenttyp handelt es sich um Schotter eines Eisvorstoßes, welcher seit SCHÄDEL & WERNER (1963) der Mindeleiszeit zugeordnet wird. Beim Aufschlußstand im Jahre 1993 waren keine auffallenden Veränderungen in der Größe der Gerölle mit zunehmender Profilhöhe festzustellen. Bei frühen Aufschlußverhältnissen (1983/84) war nach HEIZMANN (1987:46) eine deutliche Zunahme in der Größe der Gerölle von unten nach oben zu erkennen, wobei im obersten Bereich auch größere kantengerundete Blöcke auftraten. Es zeichnete sich somit in dem Schotterkörper eine zunehmende Eisnähe ab. Zu diesem Ergebnis paßt sehr gut, daß SCHREINER (1980) aus dem gleichen Schotter bei Ertringen eine eingeschaltete Geschiebemergellinse beschreibt.

Die fluvioglazialen Schotter füllen eine in die Molasse eingeschnittene Talrinne aus, die sich auf der südlichen Donautalseite von Ertingen über Neufra bis Riedlingen verfolgen läßt. Die im heutigen Relief nicht in Erscheinung tretende Rinnenfüllung setzt sich nach S fort und wird dort mit dem mindelzeitlichen jüngeren Deckenschotter vom Königseggwald parallelisiert (SCHÄDEL & WERNER 1963:8).

Für die Stratigraphie von Bedeutung ist die Tatsache, daß die Ertinger Schotter von einer intensiven Bodenbildung abgeschlossen und von einem rißzeitlichen Till überlagert werden. Es handelt sich bei dem Paläoboden (Neufraer Boden) um den B-Horizont einer sehr kräftig entwickelten Parabraunerde, die in einzelnen Verwitterungstaschen und -schlotten bis 4 m, lokal auch bis 6 m in den Ertinger Schotter hinabgreifen kann. Der Boden wird an einer messerscharfen Grenze von dem rißzeitlichen Geschiebemergel überlagert, wobei lokal auch Bodenketten im unteren Bereich des Tills aufgearbeitet wurden. Bei einer anzunehmenden Eismächtigkeit von 130-160 m (HEIZMANN 1987:65) muß davon ausgegangen werden, daß obere Bereiche des Bodens vom Eis abgeschoben wurden. Die weiträumige Erhaltung und die vor allem ungestörte Lagerung ist wahrscheinlich auf Dauerfrostboden und eine absteigende Gletscherbewegung in das Riedlinger Becken zurückzuführen. Der reliktsche Paläoboden besteht bei günstigen Erhaltungsbedingungen aus einem ca. 1,4 m mächtigen, rotbraunen, kiesigen Lehm mit fast braunlehmartigem Charakter. Die zumeist angewitterten und durch die Entkalkung wirr gelagerten Restgerölle werden von Tonsubstanz umhüllt (maxim. 23,5 % Ton). Nahe der Oberfläche ist der Boden verdichtet und von Fe- und Mn-Ausfällungen stark überprägt. Mit zunehmender Profiltiefe läßt die Verwitterungsintensität bei abnehmendem Tongehalt nach (vgl. Tab. 5). Der SBt-Horizont geht in einen ca. 40 cm mächtigen, schmutzigbraunen Bv-Horizont über, der in Schlotten zu der oben erwähnten maximalen Entkalkungstiefe von 6 m führen kann. Die durchschnittliche Mächtigkeit ohne Verwitterungszapfen liegt jedoch nach unseren Beobachtungen bei ca. 1,8 m. SCHÄDEL & WERNER (1963) nehmen eine Mindestmächtigkeit einschließlich eines angenommenen A-Horizontes von 2 m an. In der NE-Ecke der Grube Baur verringerte sich die Mächtigkeit des Neufraer Bodens; gleichzeitig trat in seinem Liegenden eine von Kalk zementierte Konglomeratbank auf. Vermutlich handelt es sich bei den sekundären Kalkausfällungen um den ursprünglichen Cc-Horizont der Parabraunerde. In der Kgr. Ertingen wurde der Boden vor oder während der Gletscherüberfahrung vollkommen erodiert und eine vergleichbare Cc-Konglomeratbank vom

Tab. 5: Korngrößenzusammensetzung des Neufraer Bodens (nach SCHÄDEL & WERNER 1963:12)

Probe Nr.	Horizont	Tiefe unt. Ober-grenze	Korngrößenzusammensetzung der Feinerde <2.0 mm					
			2.0-0.6	0.6-0.2	0.2-0.06	0.06-0.02	0.02-0.002	<0.002
5	B ₁	10 cm	14.8	18.8	13.3	19.3	10.5	23.5
4	B ₁	40 cm	10.1	28.1	17.7	16.1	9.4	18.4
3	B ₁	70 cm	15.1	20.6	25.6	17.5	5.8	15.9
2	B ₂	100 cm	25.6	20.4	19.8	14.0	6.4	13.6
1	B ₂	130 cm	29.3	30.4	16.7	10.5	3.1	10.4

Gletschereis geschrammt und poliert (vgl. SCHÄDEL & WERNER 1963:20). Es ist damit bewiesen, daß Konglomerathorizonte bereits vor der Eisüberfahung vorhanden waren. Eine U/Th-Datierung von Calcit ausfällungen in senkrechten Klüften der Kalkkruste hat allerdings in der Kgr. Ertingen ein mit $8,6 \pm 0,4$ (Hv 1079) holozänes Alter ergeben. Da es sich bei den Calciten um Spaltenfüllungen in der Konglomeratbank handelte, ist natürlich eine spätere Ausfällung bis in die Gegenwart möglich. Da der Neufraer Boden von SCHÄDEL & WERNER (1963) beispielhaft mit verschiedenen bodenkundlichen Methoden untersucht wurde, haben wir von einer erneuten analytischen Bearbeitung Abstand genommen. Aufgrund der Farbintensität, der Mächtigkeit, der Verwitterungsintensität, den Schotter- und Schwermineralveränderungen innerhalb des Profils sowie des neu gebildeten Tonanteils im Dünnschliffbild kommen die Autoren zur Schlußfolgerung, daß es sich um die Bildung einer wesentlich klimagünstigeren Warmzeit als das Holozän handelt. Der Boden wird deshalb aufgrund seiner Intensität sowie auch seiner stratigraphischen Stellung seit den Untersuchungen von SCHÄDEL & WERNER (1963) mit dem Holstein-Interglazial parallelisiert, möglicherweise ist er jedoch älter (vgl. Kap. 4).

Zwischen dem Ertinger Schotter und dem hangenden rißzeitlichen Till treten lokal in flachen Mulden sandige Lehme auf, in die nach SCHREINER (1980:17) auch ein 30 cm mächtiger Humushorizont eingeschaltet war. Im Jahre 1993 konnte in der NE-Ecke der Grube eine zweite verfüllte Hohlform aufgenommen werden. Es handelte sich um einen 50 cm mächtigen gelben sandigen Lehm, der vereinzelte Kiese führte und im oberen Bereich eine Rostfleckung aufwies. Im Gegensatz zu der von SCHREINER beschriebenen Stelle war der Lehm kalkhaltig und führte kaltzeitliche Schnecken, so daß die Sedimente nicht mehr zu dem Neufraer Interglazial gehören. Von Bedeutung ist weiterhin, daß über dem Lehm ein 50 cm mächtiger, dunkelbrauner, lehmiger Kies folgte, in dem zwischen den Kiesen keine Matrix, um die Kiese

jedoch sehr viel humose Tonsubstanz eingeschwemmt war. Nach der Färbung könnte es sich um das Material einer umgelagerten degradierten Humuszone handeln; auch eine kräftigere Bodenbildung ist nicht auszuschließen. Auf jeden Fall muß deshalb zwischen dem Neufraer Boden und der Rißmoräne ein Interstadial (möglicherweise auch ein Interglazial) gelegen haben. Die Diskordanz zwischen dem Neufraer Boden und dem überlagernden Till ist deshalb wahrscheinlich größer als man bisher angenommen hat.

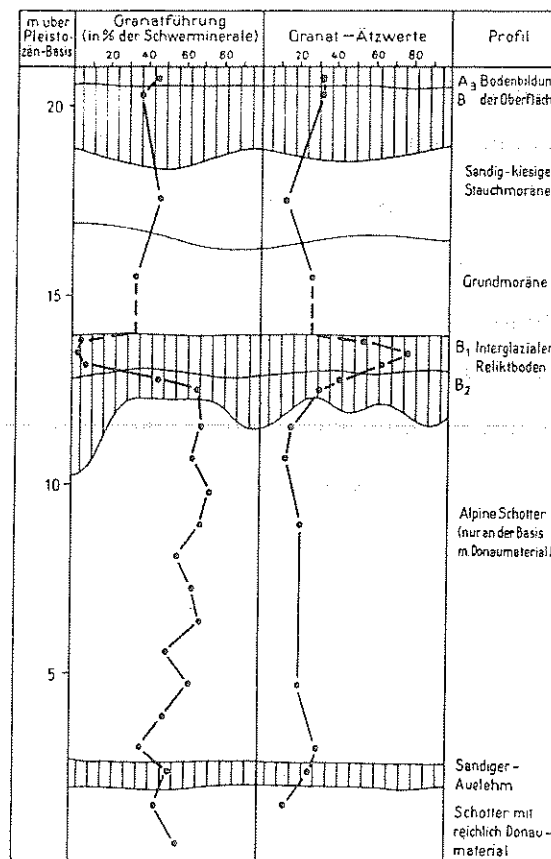


Abb. 27: Granatführung in % der durchscheinenden Minerale und Granat-Ätzwerte nach WEYL (1952) in der Kiesgrube Neufra (in: SCHÄDEL & WERNER 1963:17)

Bei dem rißzeitlichen Till handelt es sich um einen grauen Geschiebemergel mit Blöcken ($\varnothing$ bis 30 cm) und vielen gekritzten Geschieben. An seiner Basis sowie auch vereinzelt in höheren Bereichen können sandig-kiesige Einschaltungen auftreten. Geröllpetrographisch unterscheiden sich die Ertinger Schotter kaum vom rißzeitlichen Till, so daß eine sichere petrographische Abgrenzung zwischen riß- und mindelzeitlichen Sedimenten im Riedlinger Becken nicht möglich ist (HEIZMANN 1987:45, SCHREINER 1980:14). Lokal wird der Till von wärmzeitlichem kalkhaltigem Löß überlagert. An solchen Stellen ist der Geschiebemergel von einem 1,80 m mächtigen, rötlichbraunen, pseudovergleyten Bt-Horizont überprägt. Es handelt

sich hierbei um den Rest des letztinterglazialen Bodens (Rosnaer Bodens). Eine vorausgegangene Verwitterung des Geschiebelehms durch eine innerrißzeitliche Bodenbildung (Baltringer Boden, zwischen Jungriß und Mittelriß) ist nicht auszuschließen. An den Stellen, an denen die Lößüberdeckung fehlt, steigt die Verwitterungstiefe auf dem Geschiebemergel z.T. auf 4,80 m an. Die große Verwitterungstiefe kann durch eine Überprägung durch den holozänen Boden erklärt werden. In dem agrarisch genutzten Gebiet läßt sich im oberen Profilabschnitt eine Differenzierung durchführen. So folgt unter dem Ap-Horizont ein sandiger Lehm mit einzelnen, z.T. senkrecht aufgestellten Kiesen, in dem sich der rezente pseudovergleyte Bt-Horizont entwickelt hat. Das ca. 40 cm mächtige Ausgangssubstrat wird als würmeiszeitliche Fließerde gedeutet, die dem Mittelschutt entspricht. Im angrenzenden Wald liegt darüber noch ein im Deckschutt ausgebildeter Al-Horizont. Erst unter dem Mittelschutt folgt an einer deutlichen Schichtgrenze der letztinterglaziale Boden auf Till. Dieser weist intensive Bleichbahnen und Rostflecken auf, so daß ein SdBt-Horizont entwickelt ist, der erst mit zunehmender Profiltiefe in einen SBt-Horizont übergeht. Ab 80 cm unter der Obergrenze des Tills ist ein Übergang zu einem Btv-bis Bv-Horizont festzustellen, der über 3 m mächtig sein kann.

An den Stellen mit Würmlößüberdeckung folgt über dem letztinterglazialen Boden ein humosgrauer, schluffiger Lehm mit eingelagerten Holzkohleflittern. Der überlagernde sandige Löß ist stark kalkhaltig und schwach vernäßt. Er wird von einem 40 cm mächtigen, rezenten Bt-Horizont mit einer schwachen Lamellenstreifenzone abgeschlossen.

Ursprünglich wurden die gesamten glazialen Ablagerungen im Altmoränenbereich bei Riedlingen als rißeiszeitlich angesehen. Durch den Nachweis des Neufraer Bodens stuften erst SCHÄDEL & WERNER (1963) die Ertinger Schotter als mindeleiszeitlich i.S.v. PENCK & BRÜCKNER (1901/09) ein, während sie GRAUL (1962) in das Altriß datierte. Aufgrund der neuerdings durchgeführten Untergliederung der Rißeiszeit in einen Komplex von mehreren Kalt- und Warmzeiten (vgl. ELLWANGER et al. 1995, BIBUS & KÖSEL 1996) kann erneut über die Altersstellung der Ertinger Rinnenschotter diskutiert werden. Wenn sich die Schotter nach Süden tatsächlich mit morphologisch klar als Deckenschotter ausgewiesenen Ablagerungen verbinden lassen, dann erübrigt sich allerdings eine solche Diskussion. Von Bedeutung ist weiterhin, daß von ZOLLINGER (1991) bei Basel in einem als mindelzeitlichen jüngeren Deckenschotter angesehenen Kiese des Rheins nahe der Obergrenze die Matuyama/Brunhesgrenze angegeben wird. Für die als frühglaziale mindelzeitliche Bildungen einzustufenden Hochflutlehme auf den basalen Donauschottern in der Kgr. Baur jedoch eine

positive Magnetisierung gemessen wurde. Das gleiche Ergebnis haben auch magnetostratigraphische Untersuchungen (APPEL & BIBUS) in den mindelzeitlichen Schmelzwasserterrassen des östlichen Rheingletschergebiets erbracht.

6. Zusammenfassender Ausblick (E. Bibus)

Für den Altmoränenbereich läßt sich durch die Kartierungen zeigen, daß vorwiegend komplexe Böden mit großen Verwitterungstiefen i.S.v. WERNER (1964) vorliegen, wie sie für rißzeitliche Altmoränen typisch sind. Wir ziehen deshalb im Gegensatz zu FRENZEL (1991) den Schluß, daß die vor dem Würmmaximalstand liegenden Moränen nicht einem Altwürmvorstoß entsprechen, sondern zum Jungriß gehören. Für die Rißeiszeit im klassischen Sinne zeichnet sich ab, daß es sich um einen Rißeiszeiten-Komplex handelt, der z.Zt. in 4 Warm- und 4 Kaltzeiten untergliedert werden kann (vgl. Tab. 6 und Abb. 28). Nach dem klassischen Gliederungsprinzip von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) müßten für die einzelnen Eiszeiten neue Namen eingeführt werden. Weil dadurch die Gesamtgliederung nicht übersichtlicher und praktikabler würde, haben wir uns entschlossen, die Rißeiszeit, ähnlich wie bei den älteren Quartärabschnitten, in einen Komplex aufzuteilen. Die von SCHREINER (1985, 1989, 1992) vorgelegte Gliederung kann daher als Grundgliederung zunächst beibehalten wer-

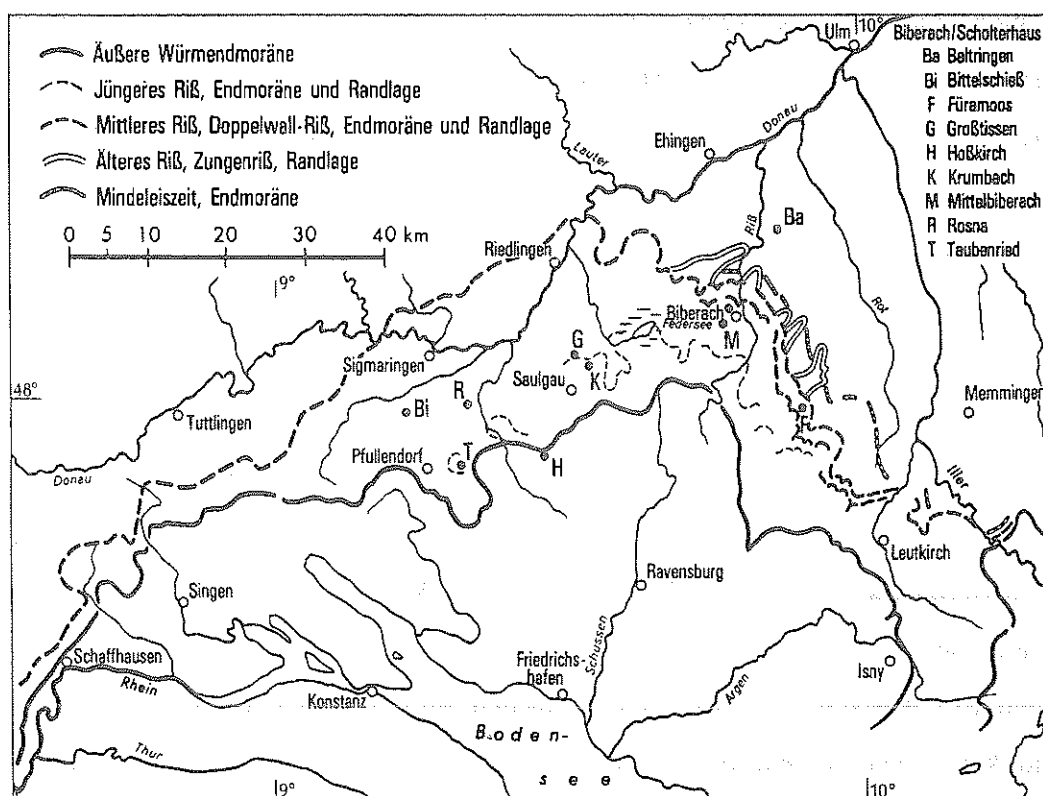


Abb. 28: Verlauf der Rißendmoränenstände (nach BIBUS & KÖSEL 1995:66, Quelle SCHREINER 1992, ELLWANGER 1990)

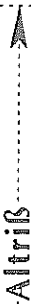
den, wobei sich allerdings bereits jetzt für den Altrißabschnitt eine differenziertere Untergliederung andeutet. Es liegen Hinweise vor, daß in den Abschnitt vor dem Mittelriß das Holsteininterglazial liegt. Bei einer konsequenten Parallelisierung unseres Gliederungskonzeptes mit der Tiefseeisotopenkurve ($\delta^{18}O$) würde das Samerberg-Holsteininterglazial in das Stadium 11 gehören, was in zunehmendem Maße auch für das Holstein in Norddeutschland gefordert wird. Auch die von URBAN (1995) gefundene Mehrgliedrigkeit des Saaleabschnitts zwischen Holstein und dem Hauptdrenthevorstoß im Aufschluß Schöningen würde zu unserer süddeutschen Stratigraphie passen, obwohl man eher dazu tendiert, die Warmzeit zwischen Jung- und Mittelriß in Norddeutschland zwischen Drenthe und Warthe zu suchen. Vor Ablagerung der altrißzeitlichen Sedimente erfolgte im Rheingletschergebiet eine Ausräumung von Rinnen und tiefen Becken. Der Vorgang ist als morphologische Wende bezeichnet worden (ELLWANGER 1995:271, SCHLÜCHTER 1988/89:151). In den Beckenfüllungen hat BLUDAU in situ oder umgelagert mehrfach das Samerberg-Holsteininterglazial und ein jüngerer Interglazial vom Typ Pfefferbichl gefunden, welches auch schon von FRENZEL (1978) postuliert wurde und mit dem Baltringer Boden parallelisiert werden kann. Von GRÜGER (1995) wird allerdings die Existenz des Pfefferbichelinterglazials bestritten. Nach seiner Auffassung handelt es sich um eine Variante des Eems, was künftig durch weitere Pollenanalysen überprüft werden muß.

Zu unseren stratigraphischen Vorstellungen paßt weiterhin sehr gut, daß von SENKLER & BLUDAU (in Vorbereitung) im Singener Becken an der Basis der Beckenfüllung ein für das Alpenvorland neues Interglazial gefunden wurde, welches einem jüngerem Cromerinterglazial entspricht. Das norddeutsche Holstein kann deshalb nicht an der Mindel/Rißgrenze vor diesem Interglazial gewesen sein, sondern muß danach liegen, wie dies in unserem Gliederungsentwurf der Fall ist (vgl. Tab. 6).

Große Schwierigkeiten bereitet noch die tatsächliche Ausdehnung des Jungrißvorstoßes. So zeigen laufende Untersuchungen, daß in flachen Becken außerhalb des von SCHREINER (1992) und ELLWANGER (1990) angenommenen Jungriß-Maximalstandes bisher nur das Eem und keine weitere Warmzeit über den Grundmoränen nachzuweisen ist, wie dies aufgrund der Paläoböden auf den Terrassen des Rißtales zu erwarten wäre. Wir haben also in mittelrißzeitlichen Grundmoränenbereich bis zum Doppelwall bislang noch kein Äquivalent des Baltringer Bodens bzw. des Pfefferbichlinterglazials unter den eemzeitlichen Schichten nachweisen können. Auch die z.Zt. laufenden paläopedologischen Kartierungen (RÖMER, REISCH) zeigen, daß offensichtlich keine grundsätzlichen pedologischen Unterschiede

außerhalb und innerhalb des als Jungrißmaximalstandes angenommenen Moränenbereiches auftreten. Es ist deshalb möglich, daß der Jungrißvorstoß wesentlich weiter bis zum inneren Doppelwall gegangen ist und die heute als Jungrißstand angesehenen Moränenrücken nur eine Rückschmelzphase des Jungriß darstellen.

Tab. 6: Gliederungsschema des Rißeiszeiten-Komplexes (Die interglazialen Bittelschieß-Tone entsprechen dem Samerberg-Holstein) (nach BIBUS & KÖSEL 1996:85)

Holozän (nicht untergliedert)			
Würm - Eiszeit (nicht untergliedert)			
Riß / Würm - Interglazial		Rosnaer Boden, leztinterglazial, Krumbach, Zeifen	
Rißeiszeiten-Komplex	Jungriß	13m-Terrasse (Untere Hochterrasse), Endmoränen	
	Interglazial	Baltringer Boden, Hoßkirch II, Ottmannshofen, (Typ Pfefferbichl)	
	Mittelriß Mittleres Riß Doppelwall-Riß	Obere Hochterrasse, Doppelwall-Endmoränen, Vorstoßschotter	
	Interglazial	Bodenrest von Bittelschieß	
			Schotterkörper
		Interglazial	Bittelschieß -Tone mit Pterocarya, Hoßkirch I (Typ Samerberg II)
		Älteres Riß Zungenriß	Schotter, Moränenzungen
Mindel / Riß - Interglazial		Neufraer Boden	
Mindel - Eiszeit		Schotter (jüngerer Deckenschotter), Moränen	

Die Untergliederung des Rißkomplexes und der Deckenschotterglaziale (z. B. durch die Haslacheiszeit i.S.v. SCHREINER & EBEL 1981) führt zu einer Anzahl von Kalt- und Warmzeiten, die sich problemlos mit der paläomagnetischen Zeitskala und den Tiefseeisotopenkurven parallelisieren lassen. Eine solche Aufspaltung des klassischen Gliederungsschemas von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) hätte man sogar fordern müssen, zumindest nachdem man weiß, daß Abschnitte des Günzkomplexes am Höchsten und bei Heiligenberg revers magnetisiert sind (vgl. BIBUS et al. 1996, BIBUS & KÖSEL 1994).

7. Literaturverzeichnis

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 3. Aufl., 331 S., 19 Abb., 98 Tab., Hannover.
- (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. Aufl., 392 S., 33 Abb., 91 Tab., Hannover.
- AHNERT, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. - 440 S., 224 Abb., 23 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- ALAILY, F. (1984): Heterogene Ausgangsgesteine von Böden: Die Rekonstruktion und Bilanzierung von Böden aus heterogenen Ausgangsgesteinen. - Landschaftsentw. u. Umweltforsch., 25: 236 S., 32 Abb., 45 Tab.; Berlin.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 25: 166-182; Öhringen.
- (1989): Programm und Exkursionsführer (mit Beitr. von W. RÄHLE u. L. ZÖLLER) zur 8. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Dt. bodenkdl. Ges. v. 25.-27.5.1989 in Heilbronn.- 31 S.; Tübingen.
- (1990): Das Mindestalter des "jüngeren Deckenschotters" bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil".- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., 32: 232-234, 3 Abb.; Freiburg i.Br.
- (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte.- Geol. Bavarica, 99: 36 S., 10 Abb.; München.
- (1995a): INQUA-Congress 1995, Exkursionsführer Exkursion C8 (A. Semmel), Weser-Bodensee-Traversal, Bereich Süddeutschland. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe, 1: 459-470; München.
- (1995b): Geomorphologische Position der Fundstelle und Gliederung der Löss am Schwalbenberg bei Remagen - In: Die altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwalbenberg bei Remagen - Berichte zur Archäologie an Mittelrhein und Mosel.- Trier. Z., Bh. 20: 15-20, 2 Abb.; Trier.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On pre-würm glacial and interglacial deposits of the Rhineglacier (South German Alpine Foreland), Upper Swabian, Baden-Württemberg). - In: TURNER: The Early Middle Pleistocene in Europe. - 329 p.; Rotterdam-Brookfield (Balkema).

- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1994): Rezente und fossile Böden als Gliederungsmöglichkeit der Rheingletscherablagerungen am Höchsten (Oberschwaben). - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., 20 S. (im Druck).
- (1996): Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im östlichen Rheingletschergebiet (Oberschwaben). - Eiszeitalter und Gegenwart, 46: 65 - 90; Hannover.
- BLUDAU, W. (1991): Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazialvorkommens von Ottmannshofen bei Leutkirch (Baden-Württemberg).- Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., 33: 119-132, 2 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1994): Pollenanalytische Untersuchungen an interglazialen Sedimenten vom Füra-
moos (Blatt 8025) Bad Wurzach/Oberschwaben mit Anmerkungen zur Gliederung des
Frühwürm. - 26 S., 1 Tab.; (im Druck).
 - (1994a): Erste Ergebnisse an Kernen der Bohrung I-VII im Hoßkircher Becken (Blatt
8022 Ostrach) in Baden-Württemberg. - 20 S., 1 Tab.; (im Druck).
 - (1995): Biostratigraphie des Pleistozäns.- In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär
Deutschlands, 408 S.; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geol. Bav.,
43: 74-150, 12 Abb., 16 Tab.; München.
- ELLENBERG, H. (1955): Wuchsklimakarte von Südwestdeutschland 1:200.000; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1990): Zur Reiß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württem-
berg) - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., 32: 235 - 245, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1995): Alpenvorland: Oberschwaben, Bodensee und Hochrhein. - In: BENDA, L.
(Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. - 408 S.; Berlin-Stuttgart.
 - (1996): In: ELLWANGER, D. & FIEBIG, M.: Guidebook IGCP 378, 3.-8.7.1996;
Freiburg.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Das
Quartär von Baden-Württemberg. - In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands;
Berlin - Stuttgart.
- FIEBIG, M. (1995): Pleistozäne Ablagerungen im süddeutschen und im neuseeländischen
Alpenvorland - ein Vergleich. - Diss. Univ. Freiburg: 122 S.; Freiburg.
- FRECHEN, M. (1996): Lößstratigraphie in Tadschikistan. - DEUQUA-Tg. 1996, Gmunden:
12; Gmunden.

- FRENZEL, B. (1978): Das Problem der Riß/Würm-Warmzeit im deutschen Alpenvorland. - In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Führer Exk. IGCP 73/1/24: 103 - 114.
- (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. - In: MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 91 - 166, 28 Abb., Stuttgart (Theiss).
- (1991): Über einen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. - In FRENZEL, B. (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre: 451 S.; Stuttgart-Jena-New York (Fischer).
- FROMM, K. (1994): Paläomagnetische Untersuchungen an deckenschotterzeitlichen Sedimenten im mittleren Rheingletschergebiet. - Abh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **15**; Freiburg i. Br. (im Druck).
- GALL, H. (1971): Erläuterungen zu Bl. 7328 Wittislingen. - Geol. Kt. 1:25000 Bayern: 186 S. München.
- GALL, H., HÜTTNER, R. & MÜLLER, D. (1977): Erläuterungen zur geologischen Karte des Rieses 1: 50000. - Geol. Bavarica, **76**: 191 S., 34 Abb., 1 Kt.; München.
- GERMAN, R. (1988): Oszillationen des Supermaximalvorstoßes an der Stirn des Rhein-Vorland-Gletschers in der Würmeiszeit. - Jh. Ges. Naturkde. Württ., **143**: 107 - 110; Stuttgart.
- GERMAN, R. & MADER, M. (1976): Die Äußere Jugendmoräne bei Waldsee und das Riedtal. - Jh. Ges. Naturkd. Württ., **131**: 39 - 49; Stuttgart.
- GRAUL, H. (1952): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**: 133 - 140; Öhringen.
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des Schwäbischen Alpenvorlandes. - Peterm. geogr. Mitt., **1962/4**: 253-271; Gotha (mit einem bodenkdl. Beitr. von K. BRUNNACKER).
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelepleistozäns am Samerberg in Oberbayern.- Geol. Bavarica, **84**: 21 - 40; München.
- (1995): Correlation of Middle-European Late-Pleistocene pollen sequences of the Pfenberch and Zeifen types. - Meded. rijks geol. Dienst, **52**: 97-104.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**, 1-3 (Gedenkband Gwinner): 81-17, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschers zwischen Riß und Iller.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F, 64: 225 -266; Stuttgart.
- (1991): Erläuterungen zu Blatt 7825 Schwendi. - Geol. Kt. 1:25000 Baden-Württ.: 149 S., 28 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
- HEIZMANN, W. (1987): Erläuterungen zu Bl. 7822 Riedlingen. - Geol. Kt. 1:25000 Bad.-Württ.:149 S., 28 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau.- Geol. Jb., E25: 75 S., 25. Abb., 11 Tab. u. Ktn.; Hannover.
- JERZ, H. & DOPPLER, G. (1990): 9. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Dt. bodenkdl. Ges.-Paläoböden in Bayrisch-Schwaben, - Programm und Exkursionsführer: 31 S.; München.
- JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch.- Geogr. Bernensia, G27: 168 S., 2 Abb., 21 Fig., 21 Tab., 29 Kt.; Bern.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. - Tüb. geowiss. Arb., D, 1: 147 S.; Tübingen.
- KOPP, D. (1965): Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im Nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. - Ber. geol. Ges. DDR, 10: 739 - 771, 23 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- LANG, A. (1996): Lumineszenz-Datierungen im Spannungsfeld zwischen Anspruch und Wirklichkeit. - AK Geomorphologie Stuttgart: 33 S.; Stuttgart.
- LEGER, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. - Univ. Paris VII, 2 Text-Bde., 621 S.; Paris.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. - 4. Aufl., 815 S., 146 Fig., 2 Beil.; Berlin, New York (de Gruyter).
- MADER, M. (1983): Schichtenfolge und Geschehensablauf im Bereich des Schussenbeckens des pleistozänen Rheinvorlandgletschers. - 148 S., Diss. Univ. Tübingen, Tübingen.
- MIARA, S. (1995): Gliederung der rißzeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendemoränen. - Münchener geogr. Abh., B, 22:185S.; München.

- MIARA, S., ZÖLLER, L., RÖGNER, K. & ROUSSEAU, D. (1996): Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes - neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. - *Z. Geomorph. N.F.* **40**, 2: 209 - 226; Berlin-Stuttgart.
- PENCK, A. (1893): Bericht über die Exkursion des X. Deutschen Geographentages nach Ober-Schwaben und dem Bodensee (10.-14. April 1893). - *Verh. X. Deutscher Geographentag*: 216 - 223; Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde.: 1199 S.; Leipzig.
- RÖGNER, K., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenz-Datierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland), Deutschland. - *Z. Geomorph., N.F., Suppl.Bd.* **70**: 51 - 73; Berlin - Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. (1952): Die Stratigraphie des Altdiluvium im Rheingletschergebiet. - *Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **34**: 1-20, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1955): Der vorrißzeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen.- *Jh.Ver.vaterl. Naturkde. Württ.*, **110**: 125 - 135; Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet.- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4**: 5 - 26; Öhringen.
- SCHÄFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters, Bd.1: 403 S., Bd. 2: 671 S.; Stuttgart.
- SCHLÜCHTER, C. (1988/89): A non-classical summary of the Quaternary Stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland.- *Bulletin de la Société neu-châteloise de géographie*, **32/33**: 143-157, 1 Abb.; Neuchâtel.
- SCHREINER, A. (1980) unter Mitarbeit v. WERNER, J.: Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg).- *Geol. Jb.*, **A 56**: 5-43, 7 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1985): Erläuterungen zu Blatt Biberach Nord.- *Geol. Kt. 1:25000 Baden-Württ.*, **7** S., 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf., 5 Beil.; Stuttgart.
- (1989): Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg).- *Jh.geol.L.-Amt Baden-Württ.*, **31**: 183-196; Freiburg i. Br.

- (1992): Einführung in die Quartärgeologie.- 256 S., 104 Abb., 9 Fot., 14 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. & HAAG, T. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg).- *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **32**: 137-161; Hannover.
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - *Geol. Jb.*, A **59**: 3-64; Hannover.
- SCHWERTMANN, U. , MURAD, E. & SCHULZE, D.G. (1981): Is there holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperature areas? - *Geoderma*, **27**: 209-223, 5 Fig., 3 Tab.; Amsterdam.
- SEMMEI, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **92**: 275-285, Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S., 35 Abb., 2 Tab., Frankfurt a. M.
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Maingebiet. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1972): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. - *Geogr. Z.*, Bh. **30**: 149S., 60 Abb.; Wiesbaden.
- (1973): Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland. - *Z. Geomorph.*, N.F.,Suppl.-Bd. **17**: 118-132; Berlin - Stuttgart.
- (Hrsg.) (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet.- *Rhein.-Main. Forsch.*, **78**: 275 S.; Frankfurt a.M.
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (Eastern Lower Saxony, Germany). - *Meded. rijks geol. Dienst*, **52**: 175 - 185.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel.- 169 S., Diss. Uni. Freiburg; Freiburg i. Br.
- WEIDENBACH, F. (1937): Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens.- *N. Jb.Min. etc., Beil.*- Bd.,**78**: 66 - 108; Stuttgart.

- WERNER, J. (1964): Grundzüge einer regionalen Bodenkunde des südwestdeutschen Alpenvorlandes.- Schriftenr. Landesforstverw. Baden-Württ., 17: 91 S., 32 Abb.; Freiburg i. Br.
- ZÖLLER, L. (1994): Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. - 199 S., Habilschr. Geowiss. Fakult. Univ. Heidelberg; Heidelberg.
- ZOLLINGER, G. (1985): Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie im südlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lößdeckschichten der Ziegelei Allschwil (Kanton Basel-Landschaft). - *Eclogae geol. Helv.*, 84: 739-752, 4 Abb., 2 Tab.; Basel.

Teilnehmerverzeichnis

16. Tagung DBG-Arbeitskreis Paläopedologie (Biberach)

- Altermann, M., Lichtemannsbreite 10, 06118 Halle
 Andruschkewitsch, I., Hirtenäckerstr. 11, 72213 Altensteig
 Bauriegel, A., LA f. Geow. u. Rohst. Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow
 Beckmann, Th., Dorfstr. 6, 38179 Schwülper
 Bibus, E., Geogr. Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen
 Brandtner, W., Thüringer LA f. Geologie, Carl-August-Allee 8-10, 99423 Weimar
 Bronger, A., Geogr. Institut, Olshausenstr. 40, 24098 Kiel
 Brosche, K.-U., Hilbertstr. 30, 12307 Berlin
 Bussemer, S., Inst. f. Geogr., Luisenstr. 37, 80333 München
 Doppler, G., Bayer. Geolog. LA, Heßstr. 128, 80797 München
 Eberle, J., Inst. f. Geogr., Azenbergstr. 12, 70174 Stuttgart
 Emmerich, K.-H., Hess. LA f. Bodenforschung, Leberberg 9, 65193 Wiesbaden
 Felix-Henningsen, P., Inst. f. Bodenk. u. Bodenerhaltg, Wiesenstr. 3-5, 35390 Gießen
 Gärtner, P., Bötzwstr. 80, 10407 Berlin
 Gehrt, E., Niedersächsisches LA f. Bodenforschung, Stilleweg 2, 30655 Hannover
 Grottenthaler, W., Bayer. Geolog. LA, Heßstr. 128, 80797 München
 Grunert, J., Geogr. Institut, Becherweg 21, 55099 Mainz
 Günster, N., Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, 53115 Bonn
 Habbe, K. A., Inst. f. Geogr., Univ. Erlangen Nürnberg, Kochstr. 4, 91054 Erlangen
 Hantl, M., GLA Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld
 Helbig, H., Friedrich-L.-Jahn-Str. 16, 17489 Greifswald
 Henze, N., Abt. Geologie, Heinrich-Heine-Univ., Universitätsstraße 12, 40225 Düsseldorf
 Hofmann, B., Davidstr. 3, 81927 München
 Kadereit, A., Rudolf-Wild-Str. 80, 69214 Eppelheim
 Kainz, W., GLA Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle (2 Personen)
 Kaiser, K., Friedrich-L.-Jahn-Str. 16, 17489 Greifswald
 Kallis, P., Inst. f. Bodenkunde u. Standortlehre, Univ. Hohenheim, 70599 Stuttgart
 Kösel, M., GLA Baden Württemberg, Albertstr. 5, 79104 Freiburg i.Br.
 Kühn, J., Helvetierstr. 17, 78628 Rottweil
 Kühn, P., Kloschinskyst. 100, 54292 Trier
 Lippstreu, L., Schillerstr. 41, 13158 Berlin
 Miara, S., GLA Nordrhein-Westfalen, De-Greiff-Str. 195, 47803 Krefeld
 Michel, Ch., Thüringer LA f. Geologie, Carl-August-Allee 8-10, 99423 Weimar
 Mückenhausen, E., Oder-Str. 47, 53127 Bonn
 Poetsch, Th., Inst. f. Geogr., Bundesstr. 55, 20146 Hamburg

- Pozdneakova, I., Geologisches Institut, Zülpicher Str. 49, 50674 Köln
- Radtke, U., Geogr. Institut, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln
- Rau, D., Ammerbacherstr. 98c, 07745 Jena-Ammerbach (2 Personen)
- Reineke, T., Geogr. Institut, RWTH-Aachen, Templergraben 55, 52056 Aachen
- Rögner, K., Inst. f. Geogr., Luisenstr. 37, 80333 München
- Rösner, U., Inst. f. Geogr., Univ. Erlangen-Nürnberg, Kochstr. 4, 91054 Erlangen
- Sander, H., Geogr. Institut, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln
- Sander, M., Geogr. Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen
- Schlaak, N., Hochstr.13, 16244 Altenhof
- Schmidt, R., FH Eberswalde, Möllerstr. 1, 16225 Eberswalde
- Schobel, S., Friedrich-Wilhelm-Str. 47, 54290 Trier
- Scholten, Th., Inst. f. Bodenk. u. Bodenerhaltg., Wiesenstr. 3-5, 35390 Gießen
- Schreiner, A., Sonnenwiese 15, 79194 Gundelfingen
- Schulte, A., Geogr. Insitut, Im Neuenheimer Feld 348, 69120 Heidelberg
- Seidenschwann, G., Brehmstr. 6, 63526 Erlensee
- Semmel, A., Theodor-Körner-Str. 6, 65719 Hofheim
- Stephan, S., Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, 53115 Bonn
- Strahl, M., Geogr. Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen
- Stremme, H. E., Bartelallee 14, 24105 Kiel
- Strunk, H., Geogr. Institut, 93040 Regensburg
- Terhorst, B., Geogr. Institut, Hölderlinstr. 12, 70074 Tübingen
- Thiemeyer, H., Inst. f. Geogr., Friedrich-Schiller-Univ., 07740 Jena
- Veit, H., Geogr. Institut, Hallerstr. 12, 3012 Bern, Schweiz
- Völkel, J., AG Landschaftsökologie u. Bodenk., 93040 Regensburg
- Weicken, H.-M., Fachrichtung Geographie, 66123 Saarbrücken
- Weidenfeller, M., GLA Rheinland-Pfalz, Emmeranstr. 36, 55116 Mainz
- Weitmann, G., Im Kirschgarten 34, 55286 Wörrstadt
- Zöller, L., Am Ebertsrott 14b, 69126 Heidelberg

Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)

Reihe D: Geoökologie und Quartärforschung

- Band 1** KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. - 147 S., 52 Abb., 3 Tab.; Tübingen.
DM 30,--
- Band 2** TERHORST, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplex von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung. - 212 S., 51 Abb., 57 Tab.; Tübingen.
in Druck
- Band 3** BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. Exkursionsführer zur 16. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 8.-10.5.1997 in Biberach a.d. Riss. - 91 S., 28 Abb., 6 Tab.; Tübingen.
DM 18,--

Bestellungen zu richten an:

Prof. Dr. E. Bibus, Geographisches Institut, Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen