

Über das süddeutsche Pliozän und Pleistozän in ihren europäischen Zusammenhängen Teil I. Das Pleistozän*

Prof. Dr. R. GERMAN zum 75. Geburtstag

Von MATTHIAS MADER, Kirchheim/Teck

mit 4 Abbildungen

Inhaltsverzeichnis

| | |
|---|----|
| Einführung | 45 |
| 1. Die Schotter im Donautal von Andelfingen bis Schelklingen (s. Abb. 1) | 46 |
| 2. Die Flußgeschichte der Donau oberhalb von Riedlingen (Abb. 2) | 48 |
| 3. Die Lagerungsverhältnisse im östlichen Rhein-Vorlandgletscher (Abb. 3) ... | 52 |
| 3 a. Der Haslacher Schotter (Mindel-Haslach) | 54 |
| 3 b. Der Thannheimer Schotter (Mindel-Thannheim) | 56 |
| 3 c. Der dritte große Gletschervorstoß im Mindel-Komplex (Mindel-Mittelbuch) | 57 |
| 4. Der erste Gletschervorstoß der Riß-Eiszeit | 58 |
| 4 a. Das Gletschertor von Hasenberg E Leutkirch | 58 |
| 4 b. Die Verhältnisse im Rißtal | 60 |
| 5. Das Interglazial von Federsee-Unterpfaufenwald | 62 |
| 5 a. Bohrung „Schmiecher See 1“ | 62 |
| 5 b. Buchau 1 in „Ur-Federsee 2“ | 63 |
| 5 c. Unterpfaufenwald | 63 |
| 5 d. Jüngere Warmzeiten im Mindel-Komplex | 64 |
| 5 d 1. Eine <i>Pterocarya-Fagus-Buxus-Abies</i> -Warmzeit vom Typ Samerberg- Holstein und 4 weitere Warmzeiten in der Kiesgrube Bittelschieß | 64 |
| 5 d 2. Die Warmzeit des Taschenbodens von Bittelschieß | 71 |
| 5 e. Die Parallelisierung der Bittelschießer Warmzeiten mit dem nordischen Holstein-Interglazial | 74 |
| 6. Zwischenbilanz | 75 |
| 7. Die Verhältnisse im Gebiet des Rhône-Vorlandgletschers | 77 |
| 8. Das Profil der Fossilfundstelle Saint-Vallier und seine stratigraphischen Aussagen | 82 |
| 9. Das Alter der Höheren Deckenschotter auf dem Irchel | 87 |
| 10. Der Pollengehalt des Interglazials von Federsee-Unterpfaufenwald im Vergleich zu Tegelen und der Bresse | 88 |
| 11. Das Interglazial vom Ziegelberg bei Bad Wurzach | 88 |
| 12. Zusammenfassung | 89 |
| Schlußbemerkung | 91 |
| Literatur | 91 |

*) Ermöglicht durch eine Spende.

Zusammenfassung

Die wichtigsten Bohrungen und Aufschlüsse des pleistozänen Rhein-Vorlandgletschers werden mit denen von Aare- und Rhône-Vorlandgletscher verglichen. Ihr Inhalt an Pollen und Resten von Klein-Nagern macht die stratigraphischen Beziehungen zu den skandinavischen Vergletscherungen deutlich und ermöglicht einen stratigraphischen „Rapport“: Ganz und gar ähnlich in Nord und Süd ist das Holstein, das im Umkreis der Alpen jedoch um mindestens zwei Warmzeiten älter ist als das Mindel-Riß-Interglazial. Hier ist Mindel-Haslach die größte Vergletscherung, und ihr entspricht im Norden das sog. Prätegelen. Der Tegelen-A-Warmzeit entspricht das Interglazial von Federsee-Unterpfaufenwald, das die Moränen von Mindel-Haslach und Mindel-Thannheim voneinander trennt. Die nächst folgende Warmzeit, die dem Tegelen-C der Niederlande entspricht, ist das Interglazial vom Ziegelberg bei Wurzach.

Bislang wurden im Umkreis der Alpen sowohl die Anzahl der Interglaziale als auch ihre Intensität und ihre Dauer gründlich unterschätzt. Dies führte zu einer hypothetischen Lücke zwischen dem Beginn des Pleistozäns und der von PENCK & BRÜCKNER (1909) definierten Günz-Eiszeit, die man auf verschiedene Weisen zu schließen versuchte. Dies ist jetzt nicht mehr nötig.

Résumé

Les plus importants forages et gisements dans l'avant-pays du glacier rhéan pléistocène sont comparés avec ceux des glaciers pléistocènes de l'Aare et du Rhône. Leurs contenus de pollens et de rongeurs font évidentes les relations stratigraphiques aux glaciations scandinaves et font possible l'instauration d'un „rapport“ stratigraphique: Au Nord et au Sud, les contenus palynologiques des gisements Holsteiniens sont tout à fait égaux, mais dans l'avant-pays alpin, cet interglaciaire est au moins deux interglaciaires plus ancien que le Mindel-Riß-Interglaciaire. Là, le Mindel-Haslach est la glaciation la plus épanchée dans les Alpes et peut être corrélée avec le Pré-Tiglien du Nord. L'interglaciaire Tiglien-A correspond à l'interglaciaire „Federsee-Unterpfaufenwald“ que sépare, dans la domaine du glacier rhéan, les moraines du Mindel-Haslach de celles du Mindel-Thannheim que sont suivies elles-mêmes par le troisième interglaciaire pleistocène, que correspond au Tiglien-C néerlandais. C'est l'interglaciaire du Ziegelberg près de Bad Wurzach.

Jusqu'à nos jours, l'importance des interglaciaires était méconnue en respect de leur nombre, leurs intensités et leurs durées. Le résultat était une brèche hypothétique dans l'échelle stratigraphique entre le commencement du Quaternaire et la première glaciation de PENCK et BRÜCKNER (1909), le Günz. On tâchait de la fermer avec des méthodes les plus différentes. Ce n'est plus nécessaire.

Summary

The most important dwellings and gravel pits in the area of the pleistocene Rhine foreland glacier are compared with those of the former Aare und Rhône glaciers. Their contents of pollen and rodents make the stratigraphical relations between the alpine and the scandinavian glaciations evident and enable the establishment of a stratigraphical „rapport“: Totally equal in North and South are the polynological contents of the Holsteinian layers, but in the alpine foreland this interglacial is at least two interglacials prior to the Mindel-Riß-Interglacial. There, the Mindel-Haslach is the maximal glaciation, which is correlated with the Pretiglian of the North. The Tiglian-A interglacial correlates with the interglacial of Federsee-Unterpfaufenwald,

which separates in the area of the Rhine foreland glacier the tills of Mindel-Haslach and Mindel-Thannheim. The next interglacial lies between the tills of Mindel-Thannheim an Mindel-Mittelbuch. Its pollen content fits with the Tiglian-C of the Netherlands.

Until to date, in all alpine forelands the interglacials were under-estimated as to their number, their intensities and their durations. This led to a hypothetical gap of ca. 1,8 Ma between the beginning of the Pleistocene and the Günz glaciation of PENCK and BRÜCKNER (1909) which has been tried to close in diverse manners. That isn't necessary any more.

Einführung

Im Beiheft 78 zu den Veröffentlichungen der Landesstelle für Naturschutz und Landschaftspflege Baden-Württemberg (1995) erschien – verfasst von GERMAN et al. – eine Arbeit über „Die Entstehung des Schmiechener Sees aufgrund der Bohrung ‚Schmiecher See 1‘“. In seinem Beitrag über das Schmiechtal-Blautal und die Verlagerung der Donau in ihr heutiges Tal schrieb VILLINGER in einer Fußnote auf Seite 64: „MADER (1983: 51 f.) hielt den Berkacher Schotter für eine Ablagerung der Mindeleiszeit und ordnete ihn der damals bei Riedlingen von Süden her ins Donautal mündenden Ertinger Schotterrinne zu, was aber den Ergebnissen aller anderen Autoren widerspricht.“

Ich muß zugeben, daß mich diese Fußnote geärgert hat. Denn die neueren Arbeiten über das Schmiech-Blautal beriefen sich in erster Linie auf die Diplomarbeit von BLOOS (1968), der sich im wesentlichen mit einem „Schmiechdurchbruch“ bei Ehingen a. d. Donau und somit weitgehend mit den unterschiedlichen Auffassungen von GRAUL (1951) und SCHÄFER (1967) befasst hat. Bei der Durchsicht seines Literaturverzeichnisses fällt aber auf, daß BLOOS zwei sehr wesentliche Arbeiten zur süddeutschen Quartärstratigraphie nicht berücksichtigt hat, nämlich GRAUL (1962) und SCHÄDEL u. WERNER (1963). In diesen beiden Arbeiten wurden neu entdeckte fossile Böden vorgestellt, wodurch das bisherige (WEIDENBACHSche) Altriß zu Mindel wurde (s. u.). Zwangsläufig hätte somit der rheinglaziale Schotter im Kirchener und im Schmiech-Blautal ebenfalls mindel-eiszeitlich werden müssen. Diese Konsequenz habe allein ich gezogen (MADER 1976, 1983). Auf der amtlichen Geologischen Karte hat man eine andere Lösung des Dilemmas gefunden (s. S. 51). Vor diesem Hintergrund fand ich die VILLINGERSche Fußnote ärgerlich.

Eigentlich wäre meine Erwiderung hiermit abgetan, wenn nicht die Bohrung „Schmiecher See 1“ Einsichten verstärkt hätte, welche die gesamte Stratigraphie des mitteleuropäischen Quartärs betreffen. Nachdem sich nun der von mir erstmals weiter aufgliederte Komplex mindelzeitlicher Schotter und Moränen als „Haslach“, „Mindel“ und „Zungen-Riß“ durch SCHREINER etabliert hat (s. u.), sind durch die Arbeiten von ELLWANGER und BIBUS im mittleren Bereich des Rhein-Vorlandgletschers neue Erkenntnisse möglich geworden, die eine sichere Parallelisierung des nordeuropäischen mit dem alpinen Quartär erlauben. Sie aber in den richtigen Rahmen zu stellen, erforderte ein umfangreiches Literatur- und Geländestudium auch

außerhalb engerer Grenzen. Dabei ergab es sich, dass sich die Entstehung des „Durchbruchstals“ bei Ehingen, das VILLINGER als vom Alpenrhein verursacht ansieht, auch auf ganz andere Weise erklären läßt.

Inzwischen ist der Umfang meiner Erwiderung auf VILLINGER so angewachsen, daß ihre Veröffentlichung in einem Jahreshaft dessen Rahmen gesprengt hätte. So ist es m. E. besser, in einem ersten Teil die Pleistozän-Stratigraphie des Rhein-Vorlandgletschers darzustellen und die Parallelen zum Aare- und zum Rhône-Vorlandgletscher aufzuzeigen. In einem folgenden zweiten Teil sollen die stratigraphischen Zusammenhänge zu Italien, Frankreich, den Niederlanden und dem Rheintal dargestellt werden, womit der Kreis wieder geschlossen wäre.

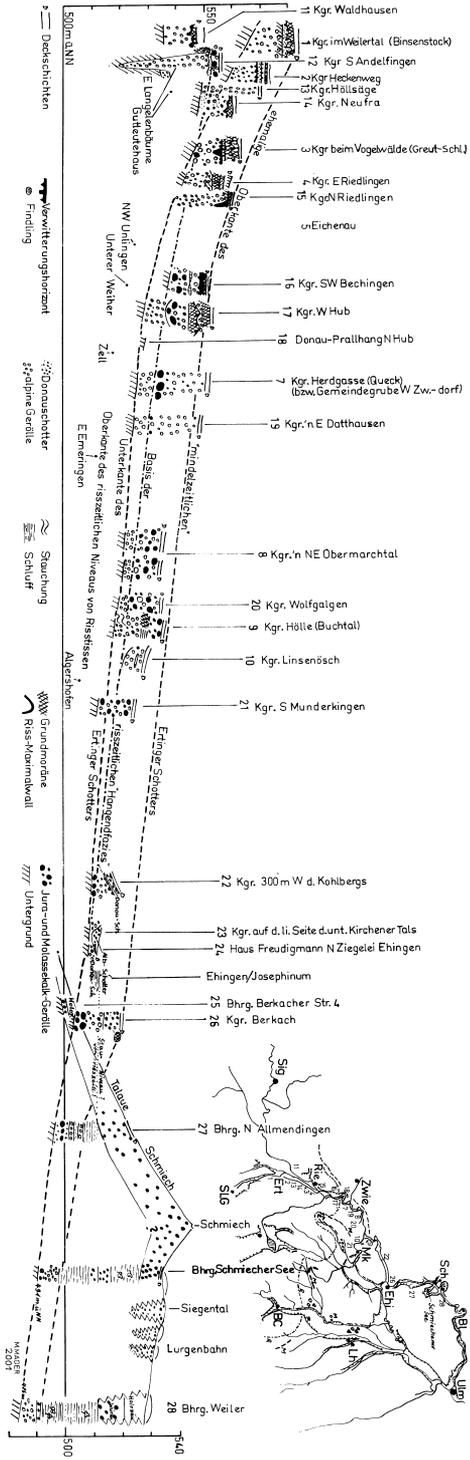
Diese ganze Arbeit wäre ohne Prof. R. GERMAN nicht möglich gewesen. Er hat als Erster den Mut besessen, mit gespendetem Geld Tiefbohrungen in Oberschwaben anzusetzen und so die alten Eisstromrinnen mit ihrem Polleninhalt zu erkunden; er hat mich in die stratigraphisch ergiebigen Gebiete gesetzt, und er hat mich auch in den vergangenen Jahren reichlich mit Literatur versorgt. Und weil die Bohrung „Schmiechener See 1“ letzten Endes Auslöser für diese Arbeit war, sei sie Prof. Dr. RÜDIGER GERMAN gewidmet, der am 26.01. 2001 sein 75. Lebensjahr vollendet hat.

1. Die Schotter im Donautal von Andelfingen bis Schelklingen (s. Abb. 1)

Die Abb. 1 zeigt das Längsprofil des Donautals mit seinen wesentlichen Aufschlüssen. Es ist die Abb. 11 aus MADER (1976, 1983), die ich durch die Bohrung „Schmiecher See 1“ und den Schwemmkegel der Schmiech ergänzt habe. Man erkennt

- a) im mittleren Bereich eine tiefere Schottersohle mit alpinen Geröllen von der Basis an. Sie steigt etwa bei „Hub“ (17) nach S steil an, so daß die Schottersohle bei Ertingen (1) höher liegt als in den Kiesgruben Waldhausen (11) und Andelfingen (12). Weil diese ebenfalls alpines Material führen, kann die Ertinger Rinne nur als Nebenfluß der Donaurinne gedeutet werden, der durch seinen Mündungsschwemmkegel die Geröllzusammensetzung im Hauptfluß bis auf weiteres bestimmt. Deshalb die Bezeichnung „Ertinger Schotter“.
- b) eine höhere, flacher verlaufende Sohle an der Basis eines Schotters, der zwischen der alpinen Komponente gleichmäßig Gerölle aus Weißjura und tertiären Kalken (?Albstein) führt und „Hangendfazies“ genannt wird. Er ist erosiv in den Ertinger Schotter eingelagert und unterschneidet ihn bei Ehingen. Weil er streckenweise von zwei Grundmoränen überlagert wird, zwischen denen sich gelegentlich auch noch Bodenreste finden, ist die Hangendfazies mindestens eine Eiszeit jünger als der Ertinger Schotter.
- c) Die Hangendfazies finden sich nicht in der Bohrung „Schmiecher See 1“. Somit flossen die Wasser der Donau zusammen mit den Schmelzwässern der rißzeitlichen Riedlinger Gletscherzunge über das Kirchener Tal und bogen bei Ehingen in das Tal ab, welches seit dem mindelzeitlichen Ma-

Abb. 1: Die pleistozänen Flußrinnen vom Riedlinger Donautal bis Weiler bei Schelklingen. Nach MADER (1976/83, Abb. 11), erweitert.



500m aNN
500m

ximalvorstoß (Mindel-Haslach) die Federsee-Zunge östlich des Bussen in Richtung Ulm entwässerte.

- d) Die „ehemalige Oberkante des mindelzeitlichen Ertinger Schotters“ der Abb. 1 habe ich in MADER (1976, 1983) aus den Schotteroberkanten der Kiesgruben N Riedlingen (15) und Berkach (26) rekonstruiert, weil dort die größten Mächtigkeiten noch vorhanden sind. Im Schmiechtal aber nimmt die Mächtigkeit der alpinen Kiese bis zur Bohrung N Allmendingen (27) schnell ab und verringert sich langsam weiter bis zur Bohrung Weiler (28). Auf tektonische Einflüsse – wie z. B. Hebung der Alb – kann man die Abnahme nicht zurückführen, und auch nicht auf die Aufgabe der Lützelberg-Schlinge (nicht eingezeichnet), weil sich diese Veränderungen im Gefälle der Felssohle hätten bemerkbar machen müssen.

Eine Entfernung nur der obersten Teile des ehemaligen Schotters durch spätere Albflüsse kommt ebenso wenig in Betracht, weil sonst eine Groblage aus lokalem Weißjuramaterial vorhanden sein müßte. Das Gegenteil ist aber der Fall: In der Bohrung „Schmiecher See 1“ folgen über den alpinen Basiskiesen nur feine Stausee-Sedimente, und erst in der Bohrung Weiler (28) existiert eine Lage aus Weißjurageröllen. Wenn man dann in der Bohrung N Allmendingen (27) im alpinen Kiespaket eine deutliche Wechsellagerung zwischen Sand- und Geröllschichten beobachtet hat, dann müssen innerhalb des alpinen Kiesel Erosion und Akkumulation stattgefunden haben (s. dazu S. 63).

2. Die Flußgeschichte der Donau oberhalb von Riedlingen (Abb. 2)

Wenn wir diese näher betrachten, dann erst eröffnen sich uns die Vorgänge, die sich auch im Schmiechtal-Blautal, dem alten Donautal, abgespielt haben müssen.

Nachdem SCHÄDEL (1955) oberhalb von Sigmaringen einen älteren Donaulauf über Vilsingen und Pault beschrieben hatte, erschien 1965 eine Arbeit über das gesamte Rinnensystem von Donau, Ablach, Andelsbach und Lauchert. In Abb. 2 sind alle von SCHÄDEL u. WERNER (1965) veröffentlichten Profile zusammen mit den Anschlußprofilen der Abb. 1 eingezeichnet.

Man erkennt

- e) eine von Dietfurt ausgehende Donaurinne, die über Vilsingen – Pault – Sigmaringen – Bhf. Hanfertal nach Hornstein im Laucherttal zieht und dann nach Osten über Mengisch-Heudorf und Andelfingen nach Riedlingen abschwenkt;
- f) eine Rinne von Andelsbach-Jägerhaus (H) nach Scheer, die in die Richtung der von Hornstein kommenden Rinne einschwenkt und gleichfalls über Andelfingen nach Riedlingen zieht. In den Bohrungen „Eichelgarten“ (F) und „Seewiesen“ (G) gibt es Grundmoräne bzw. Nagelfluh genau im Gefällsniveau dieser Rinne. Somit gehört die Andelsbach-Scheer-Rinne zu einem jüngeren Gletschervorstoß als die Donau-Rinne. Die Zeit zwischen den Eisvorstößen war lange und warm genug, daß Kalk gelöst und Nagelfluh gebildet werden konnte. Die höhere Sohle der Rinne ist aus ihrer Eigenschaft als Nebenfluß zu erklären.

- g) Die Donau- und die Andelsbach-Scheer-Rinne werden streckenweise von mehreren Grundmoränen überlagert. Wichtig ist, daß in der Bohrung „Eichelgarten“ (F) zwischen dem Schotter der Andelsbach-Scheer-Rinne und der rißeiszeitlichen „Hangendfazies“ eine oberflächlich verwitterte Grundmoräne liegt, die somit vorrißeiszeitlich ist.
- h) Von der Bohrung „Eichelgarten“ bis zu den Bohrungen im Stadtgebiet von Riedlingen gibt es Beckentone und Schotter, deren stratigraphische Stellung SCHÄDEL u. WERNER (1965) nicht diskutiert haben. Sie sind eindeutig einem übertiefen Gletscherbecken eingelagert, das schon vor Ablagerung der Schotter der Donau-Rinne ausgeschürft war.
- i) Die Bohrung „22“ im heutigen Lauchertal S Hornstein erbrachte weder Grund- noch Endmoräne (s. Geol. Blatt 7821 Veringenstadt = Bhrg. Hornstein (E) der Abb.).

Anders sieht es in der Bohrung „24“ des Blattes Veringenstadt aus, wo in einer verfüllten ehemaligen Talschlinge der Lauchert unter Beckenton bei 13 m ein „Gchiebemergel, grau, oder Beckenton mit alpinen Geröllen“ über alpinem Kies, Sand und Ton ansteht (= gradierte Schichtung durch zunehmenden Stau).

Aus all diesen Beobachtungen läßt sich folgender Ablauf in der Landschaftsgeschichte rekonstruieren:

- A) In der Günz-Eiszeit endete das Eis des Rhein-Vorlandgletschers weit südlich von Sigmaringen (s. dazu TSIKIRIS 1972). Seine charakteristische Fracht aus „gelben“ (ockerfarbenen) Geröllen ist hier nicht mehr erkennbar. Sie muß demnach später aufgearbeitet worden sein.
- B) Die ersten Eismassen, welche die Gegend um Sigmaringen erreicht haben, besaßen auch die größte Ausdehnung und die größte Tiefenschurfwirkung (Riedlinger Becken). An den Eismassen stauten sich im oberen Donaual sämtliche Wasser zu einem Stausee, der auch im ehemaligen Eschachtal (Spaichinger Pforte) bis Rottweil reichte (SCHÄDEL u. WERNER 1965, S. 421). Dort entstand ein Überlauf zum obersten Neckar, der die dauernde Anbindung der Eschach an den Neckar bewirkte (s. dazu MADER 1978, S. 468).
- C) Nach dem Abschmelzen der Eismassen wurden Teile des alten Lauchertals wieder freigespült; andere Teilstrecken blieben verfüllt.
- D) Die Donau mußte sich schon in der Abschmelzphase nach dem ersten Gletschervorstoß ein neues Bett suchen, weil das alte zwischen Sigmaringen und dem Lauchertal verfüllt blieb. Jetzt bildete sich eine Flußschlinge zwischen Sigmaringen und Scheer, die in Abb. 2 nicht dargestellt ist (s. SCHÄDEL u. WERNER 1965), und die Donau floß weiter über Mengisch-Heudorf und Andelfingen nach Riedlingen. Diese Zeit war lang und warm genug, daß Nagelfluh entstehen konnte.
- E) Im Zuge eines zweiten Gletschervorstoßes erreichten die Schmelzwasser das zwischeneiszeitliche Donaual über die Andelsbach-Rinne und mündeten bei Scheer. Das Eis überfuhr die Rinne und endete unmittelbar vor dem Laucherttal, in welchem sich wieder ein Stausee bildete.

Daß auch das Riedlinger Becken überfahren wurde, ist sehr wahr-

scheinlich, weil Grundmoräne immerhin noch in der Bohrung „Eichelgarten“ (F) erhalten ist (s. Abb. 2), und weil der zweite Gletschervorstoß im Östlichen Rheinland-Vorlandgletscher fast die Ausdehnung des ersten erreichte (s.u.).

- F) In der Bohrung „Eichelgarten“ zeugt eine weitere Grundmoräne mit Verwitterungshorizont davon, daß ein dritter Gletschervorstoß stattgefunden haben muß, bevor nach einer weiteren Zwischeneiszeit die rißeiszeitliche „Hangendfazies“ zur Ablagerung kam.
- G) Alle bisherigen Rinnensohlen spielen auf die Sohle der Kiesgrube N Riedlingen (15) ein.
- H) Weil in der Kiesgrube N Riedlingen der gleiche mindel-riß-interglaziale Boden ansteht wie in der Kiesgrube Greut/Schlatt auf der anderen Seite des Donautals (Kgr. beim Vogelwäldle (3); Abb. 2), sind alle drei Eisvorstöße und die dazwischen liegenden Warmzeiten älter als riß-, jedoch jünger als günzeitlich!

Die Kiesgrube N Riedlingen ist somit der zentrale Aufschluß im Donautal.

Weil sie in den Erläuterungen zu Blatt 7822 Riedlingen durch HEIZMANN (1987) ausführlich, aber nicht zutreffend dargestellt worden ist, sei noch einmal auf sie eingegangen (s. auch VILLINGER 1986, S. 332 ff.):

Hier wird alpiner Kies mit einer Donau-Basisfazies von einer Grundmoräne überlagert. Die obersten Bereiche des Kiesel sind zu Nagelfluh verbacken, und ihre Oberfläche ist abgeschliffen und geschrammt wie in der „Kgr. im Weilertal“ ((1), Abb. 2). Während nun HEIZMANN (1987, S. 60, Abb. 15) auf der Südseite der Grube eine kleine Schmitze von „Lehm (möglicherweise interstadial)“ mit einer Neigung der Lehm-Unterkante ins Grubeninnere einzeichnet, kann man dort im Hang zur Straße Riedlingen-Daugendorf einen mehrere Meter mächtigen rotbraunen Lehm erschürfen, der von einer frischen grauen Grundmoräne mit gekritzten Geschieben überlagert wird. HEIZMANN erwähnt GRAUL (1952, S. 137), der die gleiche Beobachtung wie ich gemacht hat. Und weil ich den Aufschluß für sehr wichtig hielt, habe ich die Kiesgrube zusammen mit den Herren SCHREINER, EBEL und HAAG besucht. Umso erstaunter war ich, als ich in SCHREINER (1980b, S. 21) las, es könne sich hierbei auch um einen umgelagerten Löß handeln. Denn: Auch wenn dieses Material je ein Löß gewesen wäre, so hätte es doch einer langen und sehr warmen Zeit bedurft, um daraus ein rotbraun verwittertes Material zu machen. Dieses Material entspricht ganz und gar demjenigen der „Kgr. beim Vogewäldle (Greut/Schlatt)“ (3), dessen Fund mit zur Revision der Quartärstratigraphie in Oberschwaben geführt hat (SCHÄDEL u. WERNER 1963). Und es entspricht ganz und gar dem, was man jenseits der Alpen als einen „Ferroto“ bezeichnet (s.u.).

Bei der zeitlichen Einordnung der alpinen Kiese führte HEIZMANN wieder eine Ältere Rißeiszeit ein, welche der Bildung des Riß-Maximalwalles bei Zwiefaltendorf/Datthausen vorausgegangen (Kgr. Herdgasse (Queck) (7)) und von ihr durch den „möglicherweise interstadialen Lehm“ getrennt sei. Damit war eine Parallelisierung des Aufschlusses mit der Kiesgrube beim

Vogelwäldle (Greut/Schlatt) vermieden, und die alpinen Schotter im Kirchner und im Schmiech-Blautal blieben rißeiszeitlich, als was sie schon immer galten!!

Als Fazit können wir für das Schmiech-Blautal festhalten, daß die Schmelzwasser der rißeiszeitlichen Endmoräne von Zwiefaltendorf/Datthausen wohl noch durch das Kirchner Tal, jedoch nicht mehr durch das Schmiech-Blautal abgefließen sind. Die alpinen Kiese, die in der Bohrung „Schmiecher See 1“ erbohrt worden sind, können theoretisch durch die Schmelzwasser dreier vorrißeiszeitlicher Gletschervorstöße abgelagert oder noch von der mindel-riß-interglazialen Donau umgelagert worden sein. Daß keiner dieser älteren Eisvorstöße als „Älteres Rißeis“ bezeichnet werden kann, das zeigen die Verhältnisse im östlichen Rhein-Vorlandgletscher, wo wir zwischen dem günzeitlichen Zeiler Schotter und den rißeiszeitlichen Moränen und Schottern – wie im Raum Sigmaringen – die Ablagerungen von drei weiten Gletschervorstößen haben.

3. Die Lagerungsverhältnisse im Östlichen Rhein-Vorlandgletscher (Abb. 3)

Die ältesten Schotter nach den Nagelfluhen der Adelegg haben wir SE von Leutkirch im Schotter von Luttolzberg, der nur noch auf drei kleinen Molasserücken erhalten geblieben ist und möglicherweise noch in der linken Flanke des Illertals zwischen Mooshausen und Thannheim. Für SINN (1974, S. 94) und auch für die amtlichen Kollegen war meine Einstufung als ältestpleistozäner Schotter absolut unsinnig (s. MADER 1970, 1976, 1983). Was im Teil II noch ausführlicher dargestellt werden soll, sei hier schon kurz zusammengefaßt: Der Schotter von Luttolzberg liegt auf Sanden der „jüngeren Schichtserie der OSM“ und durchschneidet im Norden die sog. „Mittlere Schichtserie“. Es kommt ihm daher nicht endpliozänes, sondern ältestpleistozänes Alter zu. Er ist als Ur-Argen zu deuten.

Ablagerungen der Günz-Eiszeit stehen als Nagelfluhen im Raum Isny, auf dem Ziegelbacher und Haisterkircher Rücken über dem Wurzacher Becken an (SCHÄDEL 1953, EICHLER 1970, HOLZMANN 1970, 1972). Ein Schotterstrang zieht über das Gebiet des Wurzacher Beckens selbst nach Rottum, wo er im Wühlentobel als total verwittertes Relikt von frischem, grauem alpinem Schotter überlagert wird. Wo er im Bereich des ehemaligen Erdölfeldes Mönchsrot die Störungszone Überlinger See-Memmingen quert, macht er in einer tiefer eingeschnittenen Rinne eine scharfe Biegung (MADER 1976, 1983, Abb. 5, S. 21 f.). Auf dem Starkenhofer Rücken bei Schloß Zeil lassen sich eisrandnah abgelagerte Schotter auskartieren, die nach NE geschüttet sind und nicht nach N, wie (nach der Ansicht von SCHREINER) auf der amtl. Geol. Karte, Blatt 8026 Aitrach, angegeben ist. Das Material der günzeitlichen Schotter ist wie die Molassekonglomerate des Alpenrandes zusammengesetzt und stammt aus dem Alpeninnern. Das von GRAUL so genannte „molassische Aussehen“ beruht darauf, daß die Gerölle in angewittertem Zustand abtransportiert worden sind. Im französischen und italienischen Sprachraum wird die Farbe als „gelb“ bezeichnet (ockergelb).

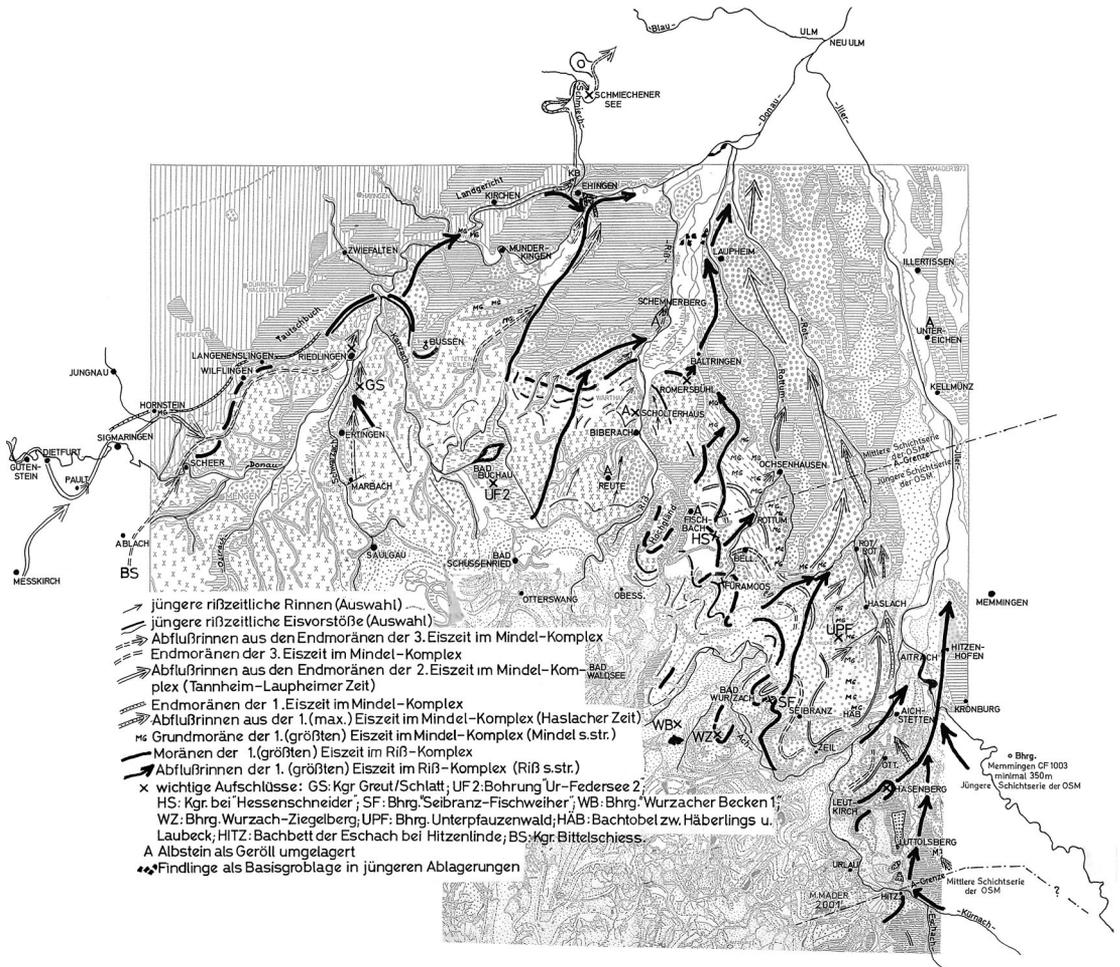


Abb. 3: Übersichtskarte der wichtigsten altpleistozänen Schotterrinnen im östlichen und nördlichen Rhein-Vorlandgletscher. Zur besseren Orientierung ist eine geologische Kartenskizze hinterlegt. Eingetragen sind die wichtigsten Aufschlüsse bzw. Bohrungen.

Der Schotter von Zeil wird im Osten von einem tiefer eingelagerten Schotterstrang abgeschnitten, den man vom Aitrachtal über Aichstetten bis über Laupheim hinaus nach N verfolgen kann. In Wirklichkeit handelt es sich um zwei verschiedenen alte Schotter, die ineinander verschachtelt, aber durch das Interglazial von Unterpfauzenwald voneinander getrennt sind. Den älteren nennt man Haslacher, den jüngeren Thannheimer Schotter, und beide sind älter als rißeiszeitlich (s. u.).

3 a. Der Haslacher Schotter (Mindel-Haslach)

Er ist die Sammelrinne der Schmelzwasser des Östlichen Rhein-Vorlandgletschers und des westlichen Lobus des Illergletschers während ihrer größten Ausdehnung. Weil er sowohl vom Zeiler Schotter als auch vom nächst jüngeren Thannheimer Schotter durch ausgeprägte Interglaziale getrennt ist, muß man ihn einer eigenen Eiszeit zuordnen. In MADER (1976, 1983) nannte ich den Eisvorstoß Mindel I, weil die Sohlen auch der nächsten beiden Gletschervorstöße sich kaum vom Haslacher Schotter unterscheiden. Erst zwischen meinem Mindel III-Vorstoß und dem rißeiszeitlichen Maximalvorstoß liegt eine Phase intensiver Landschafts-Umgestaltung (s. u.). SCHREINER gab dann diesem Gletschervorstoß den Namen „Haslach“-Eiszeit. So ist er in der Literatur festgeschrieben (GEYER u. GWINNER 1986).

Im Geröllinhalt des Haslacher Schotters spiegelt sich Schurfwirkung der Eismassen in den Alpen, denn jetzt nimmt der Kirstallinanteil über der lokalen Basisfazies kontinuierlich zu, und die gelbe Farbe des Schotters nimmt ebenso allmählich ab. Das heißt, daß in den Alpen allmählich die Hülle aus zersetztem Gestein entfernt worden ist. Ab dem nächst jüngeren Thannheimer Schotter bringen die Eismassen des Rheingletschers nur noch frisches, graues, krtistallinreiches Material. Dieser Farbumschlag besitzt im Umkreis der Alpen stratigraphische Bedeutung.

Der Eisrand: S von Isny stieß das Eis gegen den Kugelberg, und in der Adelegg liegen auf dem Bärenbühl bei Herrenberg alpine Schotterreste. Die Grobblocklage bei Hitzenlinde (s. Abb. 3), die an der Basis des rißeiszeitlichen Stausees von Friesenhofen-Winterstetten-Rimpach liegt, stellt die Reste einer ausgespülten Grundmoräne dar. Weil sie sich aber einem bestimmten Eisvorstoß nicht zuordnen lassen, bin ich in MADER (1970, S. 27) nicht weiter darauf eingegangen, habe aber Herrn Dr. JERZ auf sie aufmerksam gemacht, der sie wiederum Herrn SINN zeigte (s. dazu SINN 1974, Fußnote S. 104). Sicher ist jedoch, daß das Eis des Mindel-I (Haslach)-Vorstoßes das Eschach-Kürnachtal so abgedämmt hat, daß seine Schmelzwasser und die des Illergletschers zwischen den Eismassen über das Hofser Achtal zur Haslacher Rinne abgeführt worden sind. Denn auf den Höhen des Eisberges bei Ellmeney und bei Schwenden S Hettisried befinden sich Moränen des Illergletschers, dessen nördlichste Findlinge um Aichstetten herum in Schottern Haslacher Zusammensetzung stecken (MADER 1970).

Der Eisrand des Rheingletschers verlief weiter über den Allmishofer Berg und den Oberen Wald S Leutkirch, und der Rücken des Unteren Waldes N Leutkirch ist bis über Ottmannshofen hinaus von Grundmoräne überzogen.

Über das Aitrachtal lag das Gletschertor der Altmannshofer Zunge; ihre Vorstoßschotter verzahnen sich mit Grundmoräne im Tobel zwischen Häberlings und Laubeck, und wenig östlich davon überlagert der graue Thannheimer Schotter den oberflächlich verwitterten Haslacher Schotter. Das Gletschertor der nächst folgenden Frauenlober Zunge lag zwischen Eisenhalden und Unterpfauzenwald, wo die Vorstoßschotter schon von Grundmoräne überlagert sind. Hier wurde das Interglazial von Unterpfauzenwald erbohrt, das weiter unten noch ausgiebig zu besprechen sein wird. Die Senderer Zunge entwässerte über das Ölbachtal in Richtung Rot/Rot. Ihre Vorstoßschotter fand HAAG (1982, S. 246) als „Unteren Mühlberger Schotter“, der die fluviatile Fortsetzung des Wurzacher Beckens darstellt. Das letzte noch erhaltene Gletschertor lag im Fürstenwald S Ochsenhausen (MADER 1976, 1993, Abb. 6, 8). Auch dort findet man noch die Grundmoräne des Maximalvorstoßes, die sich über Wasenburg und Zum Stein bis auf den Ölberg E Laupertshausen verfolgen läßt.

Nach amtlicher Darstellung soll von hier an der Eisrand nach Westen abgebogen sein, so daß westlich des Rißtals die Riß-Endmoräne die äußerste Eisrandlage bezeichnen würde, eine Darstellung, die auf PENCK zurückgeht, und in den letzten Jahrzehnten vor allem von SCHREINER verteidigt wird (vgl. GEYER u. GWINNER, 1986, Abb. 33, 34; s. S. 58).

Wohl liegen dort ältere Moränen unter dem Übergangskegel der Rißmoränen begraben, aber es sind nicht diejenigen des weitesten Gletschervorstoßes überhaupt. Denn jenseits der rißzeitlichen peripheren Schmelzwasserrinne von Alßmannshardt-Langenschemmern findet man noch Reste von Grundmoräne und von Schotterterrassen, welche in MADER (1976, 1983, S. 39 ff.) ausführlich beschrieben sind. Danach dürften die groben Schotter von Schemmerberg, die in der Fachliteratur etwas stiefmütterlich behandelt wurden, einem Gletschervorstoß zuzuordnen sein, der lange vor demjenigen stattfand, dessen Moränen unter den maximal-rißzeitlichen begraben liegen.

Zeugen des weitesten Gletschervorstoßes im Rißtal habe ich aber erst vor ca. 10 Jahren gefunden: Vor einem Haus bei der „Neuen Welt“ W des jetzt fertiggestellten Kreisverkehrs am NW-Rand von Laupheim kann man eine ganze Sammlung von Findlingen betrachten, welche der inzwischen verstorbene Eigentümer von vielen Orten, aber auch aus dem großen Baggersee aus der Mitte des Rißtals herbeigeschleppt hat. Weitere Findlinge – die ganze Palette des Östlichen Rheingletschers – werden von der Firma Ihle zum Kilopreis abgegeben. Der größte mir bekannte war ein Leukogneis in Form eines „Hinkelsteins“ mit 1,2 m Länge. Sie stammen aus der Basisgroblage der rißzeitlichen Schotter, die in dem schmalen Terrassensporn „Bibri“ NW von Laupheim abgebaut werden (s. Abb. 3). Wenn keine der Kiesgruben zwischen Laupheim und Langenschemmern auch nur annähernd Gerölle dieser Größenordnung enthält, muß bei Laupheim eine Moräne vorhanden gewesen sein, die man vernünftigerweise dem weitesten Vorstoß des Rheingletschers zuordnet. Markiert man die Wasserscheide zwischen Riß- und Donautal zwischen Rottenacker und Ehingen und lehnt sich im Osten an den Thannheim-Laupheimer Schotter an, dann zeichnen sich die Umrisse dieser

alten Rißtal-Gletscherzunge ab. Theoretisch müßten dort an der Basis des Thannheim-Laupheimer Schotter gleichfalls noch Findlinge aus der Mindel-Haslacher Eiszeit zu finden sein (vgl. HAAG 1982, Abb. 1).

Was die maximale Ausdehnung der Federsee-Zunge angeht, so sind auch hier die Zeugnisse sehr lückenhaft: Vorrißzeitliche Schotter ziehen in der Verlängerung des Federsee-Beckens von Uttenweiler über Sauggart auf das Donautal von Rottenacker-Kirchbierlingen. Bis Dieterskirch und den Herlighof sind sie von einer Grundmoräne überdeckt, zeigen jedoch statt eines allmählichen Übergangs eine scharfe Grenze, so daß sie nicht während des gleichen Gletschervorstoßes gebildet erscheinen. Bei Hundersingen gibt es keine Spur mehr von der Grundmoräne oder gar von Endmoränen, und das frühere Vorhandensein der Schotter läßt sich nur noch durch Gerölle in Erdbebenspalten der USM-Sandgrube am Ortsausgang von Hundersingen nachweisen.

In diesem Zusammenhang gewinnen die Schotter der Kiesgrube Berkach eine neue Bedeutung (s. Abb. 1, Kgr. Berkach (26), s. S. 48, 63). Denn im Gegensatz zu den Schottern talaufwärts ist der Berkacher Schotter dreigeteilt und gegliedert wie die Schotter der vorrißzeitlichen Gletschertore im Östlichen Rheingletscher, nämlich 1) in die lokale Basisfazies, 2) zunehmenden Kristallingehalt bei zunehmender Korngröße und 3) über scharfer Grenze alpines Material bei insgesamt geringerer Korngröße. Hierin spiegeln sich der maximale Vorstoß des Rheingletschers (Mindel-Haslach) und der etwas zurückliegende Mindel-Thannheim-Vorstoß (s. u.). Somit muß die Aufarbeitung des Schotter in der Bohrung „Schmiecher See 1“ (s. S. 48) und die Zerschneidung der Berkheimer Terrasse auf die Schmelzwasser des dritten großen Gletschervorstoßes im Mindel-Komplex zurückzuführen sein, dessen Moränen hinter denen des zweiten liegen und von ihnen durch einen weiteren Verwitterungshorizont getrennt sind („Taschenboden“ von Bittelschieß; s. u.). Demnach dürfte der Schotter von Uttenweiler-Sauggart-Hundersingen dem dritten großen Gletschervorstoß im Mindel-Komplex zuzuordnen sein (= Mindel-Mittelbuch). Wegen der Übersichtlichkeit ist seine hypothetische Sohle in Abb. 1 nicht eingezeichnet, aber sie fügt sich in das Gefälle zwischen der Kiesgrube Berkach und der Bohrung „Schmiecher See 1“ gut ein. Wir dürfen deshalb davon ausgehen, daß das „Durchbruchstal“ von Ehingen zumindest schon zur Zeit des mindel-haslach-zeitlichen Gletschervorstoßes bestanden hat. Nach VILLINGER (zuletzt 1998, Abb. 1) soll es durch den Alpenrhein entstanden sein, der hier in die Aare-Donau gemündet haben soll. Doch daß es noch ganz andere Zusammenhänge durchzudenken gibt, wird in Teil II erläutert.

3b. Der Thannheimer Schotter (Mindel-Thannheim)

Dieser ist die Sammelrinne der Schmelzwasser aus dem Östlichen Rhein-Vorlandgletscher zur Zeit des zweiten Vorstoßes im Mindel-Komplex. Schmelzwasser aus dem Illergletscher sind nicht mehr beteiligt. Das bedeutet, daß auch der Illergletscher im Zuge des mindel-haslacher Eisvorstoßes tiefe Becken ausgeschürft hat, in deren Achsen nun die Schmelzwasser zur

Donau fließen. Der Thannheimer Schotter liegt neben dem Haslacher, wobei dieser partienweise aufgearbeitet worden ist. Seine Schottersohle liegt nur wenig tiefer als die des Haslacher Schotters.

Die Eismassen brachten beim mindel-thannheim-zeitlichen Vorstoß nur noch „frisches“, graues, kristallreiches Material – ein Hinweis darauf, daß die Alpen von angewittertem Material nun endgültig befreit waren. Im Gegensatz zum mindel-haslach-zeitlichen Eisvorstoß hinterließen sie einen großen Endmoränenwall, der wie eine Girlande die Stammbecken umsäumt: über dem Aitrachtal, SW Unterpfaufenwald, bei Senden-Berg über dem Ölbachtal, bei Rottum und Ringschnait lagen die Gletschertore, und die Schotter und Grundmoräne des Haslacher Vorstoßes wurden überschüttet.

Zwischen Mindel-Haslach und Mindel-Thannheim liegt das Interglazial von Unterpfaufenwald, das auch im Bachtobel E Häberlings aufgeschlossen ist (s. S. 63). In einer Kiesgrube zwischen Schloß Zeil und Seibranz sind Rotlehme aus dieser Zeit in die Endmoräne eingearbeitet, und der Verwitterungshorizont von Rottum-Riedwanger hat seinerzeit mit zur Änderung der Stratigraphie im Östlichen Rhein-Vorlandgletscher geführt (GRAUL 1962, 1968, SCHÄDEL u. WERNER 1963).

Für den Bereich der Rißtal- und Federsee-Zunge gilt das auf S. 55 f. Gesagte.

3 c. Der dritte große Gletschervorstoß im Mindel-Komplex (Mindel-Mittelbuch)

Hinter dem Endmoränenwall des Mindel-Thannheim-Vorstoßes folgt ein weiterer, dessen Schmelzwasser den älteren durchschnitten haben, aber letztlich doch in etwa auf das Niveau des Thannheim-Laupheimer Schotters auslaufen. In MADER (1976, 1983) habe ich die Schotter als „Mindel III“ bezeichnet, weil sie eindeutig älter sind als der mindel-riß-interglaziale „Ferro“-Boden, und weil sie älter sind als die rißeiszeitliche Erosionsphase (s. u.). SCHREINER und HAAG nahmen Teile der Schotterstränge als Moränen, und so erscheinen in ihren Zeichnungen die Umrisse schmaler, langer Eiszungen, weshalb sie den Namen „Zungenriß“ erhielten (HAAG 1982; GEYER u. GWINNER, 1986, Abb. 141, 142).

Die Ablagerungen dieses jetzt von mir „Mindel-Mittelbuch“ genannten Eisvorstoßes unterscheiden sich von ihren Vorgängern durch eine um ca. 1 m geringere Entkalkungstiefe. Dies spricht für eine zig-tausend Jahre überspannende Schichtlücke zwischen Mindel-Thannheim und Mindel-Mittelbuch. In die Zeit nach Mindel-Mittelbuch fallen die kleineren Gletschervorstöße und die dazwischen liegenden Warmzeiten von Samerberg 2 und des Taschenbodens von Bittelschieß, welche in der Kiesgrube Bittelschieß aufgeschlossen sind. Verwitterungshorizonte findet man in Bachtobeln um Fischbach und E von Rottum-Ehrensberg (MADER 1976, S. 36 ff.; HAAG 1982, S. 253).

Der Rücken des Hochgeländs S Biberach trennt die Becken der Rißtal- und der Mittelbuch-Zunge. Von hier aus zieht der Endmoränenwall des mindelmittelbuch-zeitlichen Vorstoßes über Buschhorn (N Fischbach), um-

rundet Mittelbuch und zieht zur Scharungsstelle Kreuzberg und Hobbäumle, um von hier über Bellamont zur Scharungsstelle des Tristolzer Berges die Bellamonter Zunge nachzuzeichnen. Die entsprechenden Moränen der Senderer Zunge liegen am Nordrand des Wurzacher Beckens auf der Linie Sonnenbauer-Mohrenschachen-Dietenberg und bilden dann die Höhe des Bad Wurzacher Stadtwaldes, die die Scharungsstelle zur Frauenlober Zunge darstellt. Auf der Geol. Karte, Blatt 8026 Aitrach, sind die Moränen auf dem Starkenhofer Rücken bis hinüber nach Zeil zusammen mit denen um Ottmannshofen bis in das Gebiet des Illergletschers um Legau als rißeiszeitlich verzeichnet, weil das Interglazial von Unterpfaufenwald als mindel-riß-interglazial interpretiert worden ist (s.u.). Dies entspricht eindeutig nicht den Gegebenheiten; die Moränen sind vielmehr dem Gletschervorstoß von Mindel-Mittelbuch zuzuordnen, dessen Gletschertor wieder über dem Aitrachtal lag.

Zwischen Ottmannshofen und dem Kugelberg S Isny dürften die Eismassen wieder gegen die Höhen der Adelegg gestoßen sein.

Die Moränen der mindel-mittelbuch-zeitlichen Rißtal-Zunge liegen unter den Moränen des maximal-rißeiszeitlichen Gletschervorstoßes begraben (s.S. 55).

4. Der erste Gletschervorstoß der Rißeiszeit

Er trifft im Östlichen Rhein-Vorlandgletscher auf ein gegenüber den früheren Eisvorstößen stark verändertes Relief. Denn jetzt hat sich der Schwerpunkt der Entwässerung vom Haslacher oder Thannheimer Schotter auf das Hitzenhofer Feld im Illertal und auf den Baltringer Schotter im Rißtal verlagert, die die Mittelachsen des Westlichen Illergletschers bzw. der Rißtal-Zunge nachzeichnen. Die heute noch bestehenden kleineren Bäche dazwischen setzen im wesentlichen vor dem Riß-Maximalwall ein.

4a. Das Gletschertor von Hasenberg E Leutkirch

Dieses spielt eine Schlüsselrolle für die Identifizierung der rißeiszeitlichen Ablagerungen. Denn von Leutkirch aus ziehen grobe, eisrandnahe Schotter als eine Terrassenleiste am Südhang der Höhe von Ottmannshofen über Waldbauer/Balterzhofen-Glockenreute und Gehau nach Hasenberg, die dann wieder nach Wielazhofen zurückschwenkt. So ergibt sich eine schmale Gletscherzunge, aus der sich ein Schotterstrang entwickelt, der nach NE über Dilpersried/Rotis, Loch und Wigelis zieht. Hier mündet er in einen größeren Strang, der sich bei Legau mit der maximal-rißeiszeitlichen Moräne des Illergletschers verzahnt. Weiter N erfolgt die Einmündung ins Hitzenhofer Feld.

Die Schotterterrasse und die Endmoräne von Hasenberg sind dem Rücken von Ottmannshofen eindeutig angelagert und nicht aufgelagert, wie das auch noch bei ELLWANGER (1988, 1989) dargestellt ist (vgl. MADER 1970). Auch ohne Kenntnis des Interglazials von Unterpfaufenwald konnte man hier beweisen, daß die Moränen um Ottmannshofen und damit auch dieje-

nigen um Schloß Zeil älter als rißeiszeitlich sind. Schon 1953 (S.26) hatte GRAUL ein Gletschertor bei Dilpersried/Rotis erwähnt, kam aber später nie mehr darauf zurück. SINN (1974, S.109), zitierte wiederum seinen Lehrer GRAUL, unterließ aber die genaue Lokalisierung des Gletschertors, noch zog er die notwendigen stratigraphischen Konsequenzen aus diesem Vorhandensein.

Das nächste Gletschertor lag im jetzt eng gewordenen Aitrachtal. Hier gibt es zwischen Attenhof und Waizenhof in der nördlichen, und im Sporn von Allmannsweiler in der südlichen Talflanke Schotterterrassen, die ihrer Höhenlage nach auf das Hitzenhofer Feld einspielen. Auch diese Schotterreste wurden in der Literatur nicht erwähnt, denn ihre Existenz beweist, daß ein Riß-Doppelwall, wie ihn SCHREINER (1953) geschaffen hat, eine Fiktion ist, die sich im Lauf der Zeit zu einem stratigraphischen Fixum entwickelt hat. Sie zu überwinden dürfte schwierig werden, weil sie Eingang in alle neueren Lehrbücher gefunden hat (s. auch BIBUS 1997, S.47).

Auch am Südhang des Starkenhofer Rückens findet man noch einige kleinere Schotterreste, die tiefer liegen als die Ablagerungen des Mindel-Komplexes auf der Höhe. Weiter nördlich ist dann der flache Hang von Gosgoldshofen nach Wengenreute hinauf von einer Grundmoräne überzogen, welche von einer Moränen- und Schotterleiste zwischen Sandbauer und Wengenreute umrandet wird. Beim Seibranner Fischweiher lag ein Gletschertor. Von hier aus entwickelt sich ein Übergangskegel, der in die rißeiszeitlichen Schotter des Ölbachtals bei Spindelweg zieht. Auf der Innenseite dieses rißeiszeitlichen Gletschertors wurde die Bohrung Seibranner „Fischweiher“ niedergebracht (vgl. WERNER 1978, URBAN 1978). Der rißeiszeitliche Maximalwall umrundet dann die ältere (Mittel-)Moränenkuppe des Eulenberg und zieht über Unter- und Obergreut und Witzmanns in die Moränen, die das Nordende des Wurzacher Beckens nachzeichnen. Von Übelhör-Laienbauer aus entwickelt sich ein Schotterstrang zum Ölbachtal, und von Oberwaldhaus her kommt ein entsprechender aus der Oberschwarzacher Gletscherzunge.

Zusammen mit dem Tristolzer Berg bildet der Mangenwald die Mittelmoräne zwischen der mindel-mittelbuchzeitlichen Sendener und der Bellamonter Gletscherzunge. Jetzt, im Zuge des ersten (und weitesten) rißeiszeitlichen Gletschervorstoßes wird die Endmoräne von Füramoos aufgeschoben, und zwischen ihr und dem Mangenwald breitet sich in Richtung Holzweiher, dem Beginn des Rottumtals, ein großer Sander aus. Hinter dieser Moräne, und vor derjenigen des dritten rißeiszeitlichen Eisvorstoßes, wurde von FRENZEL die Bohrung „Füramoos“ niedergebracht (s. FRENZEL 1972, 1976, 1978, EICHLER 1972, MADER 1972).

Die daneben folgende Mittelbuch-Zunge schob zwischen der Mittelmoräne des Hohbäumle und derjenigen des Hochgeländes den Endmoränen-Bogen Kreuzberg-Hessenschneider-Eisenberg auf, und das Gletschertor lag in dem Paß zwischen Kreuzberg und Hessenschneider. Hier setzt die Dürnach ein. Schlüsselpunkt dieses rißeiszeitlichen Maximalwalles ist die Kiesgrube bei Pkt. 684,8 W Hessenschneider (s. MADER 1976, 1983, S.69): Hier war in den siebziger Jahren – sehr zum Ärger des Betreibers – die Stauchmoräne

durchzogen von einer gleichmäßig ca. 3 m mächtigen rotbraunen Lehm-schicht, die genau so aussah wie der mindelriß-interglaziale Ferretto im Do-naual (s. S. 51). Und weil diese in der gleichen stratigraphischen Lage vor-kommt, wie jener, dürften beide in der gleichen Zeit entstanden sein.

Auf der Ostseite des Rißtals soll nach HAAG (1982, Abb. 1) eine lange, schmale Eiszunge während der SCHREINERSchen „Zungenriß“-Zeit vorge-stoßen sein, weil beim Neubau der B 30 – Umfahrung von Biberach – bei Galmutshöfen Grundmoräne angeschnitten worden ist, die unter der End-moräne von Oberhöfen durchstreicht. Ich selbst hatte sie unterhalb von Oberhöfen am Hang und N von Jordanbad gefunden und WENK (nach mündl. Mitt.) beim Bau der JH Biberach, und wenig nördlich davon sind ih-re ausgespülten Findlinge an der B 30 alt direkt über Molassesanden aufge-schlossen. Daß die Grundmoräne aber von einer „normal“ proportionierten Gletscherzunge gebildet worden ist, beweisen die gleichfalls ausgespülten und z. T. noch gekritzten Findlinge in den Basisgroblagen der Schotter II und III der Scholterhaus-Kiesgrube, die ausführlich in MADER (1976, 1983, S. 60 ff.) dargestellt ist. Diese Grundmoräne war noch einmal am halben Hang des Windbergs gegenüber Galmutshöfen aufgeschlossen (s. dazu BIBUS 1997, S. 45 ff.). Die SCHREINER-HAAGSche Eiszuge mußte dagegen nach Osten etwas schmal ausfallen, weil die Schotter und Moränen im „Herr-schaftsholz“ zwischen Laupertshausen und Galmutshöfen mindelzeitlich sein sollten (= mindel-thannheim; s. auch Geol. Karte, Blatt 7824 Nord, GEYER u. GWINNER 1986, Abb. 141). Aber eine eindeutige Datierung als (maximal)-rißzeitlich liefern Vorstoßschotter, die aus einer Rinne W des Ro-mersbühls (NNW Laupertshausen) über Äpfingen in die rißzeitliche Hoch-terrasse von Baltringen ziehen. Sie sind von einer Grundmoräne überlagert, die somit der Grundmoräne von Galmutshöfen entspricht. HAAG bezweifel-te in einem persönlichen Gespräch die Richtigkeit meiner Beobachtungen, weil er eine Terrassenleiste in der Flur Eschental S Äpfingen nicht fand. Viel-leicht hätte ich genauer schreiben sollen: „Terrassenleiste zwischen Pkt. 532,0 und den Fluren Eschental und Bolz“. Es mag auch sein, daß die ehemalige Kiesgrube zu HAAGS Zeit wegen Materialerschöpfung schon rekultiviert war, aber auch auf der HAAGSchen Tertiärkarte (HAAG 1982, Abb. 2) ist – trotz einiger wesentlicher Unterschiede zu der meinigen (MA-DER 1976, Abb. 3) – die Romersbühl-Rinne nicht wegzudiskutieren. Aus Platzgründen muß die Darstellung der rißzeitlichen Endmoräne zwischen Riß- und Donautal unterbleiben; stratigraphisch ist sie auch nicht von Bel-lang.

Für die richtige zeitliche Einordnung des Basisschotteres im Schmiech-Blautal ist aber die Kenntnis möglichst aller Eiszeiten und besonders der Zwischeneiszeiten notwendig.

4b. Die Verhältnisse im Rißtal

Weil es keine Region gibt, wo die Abfolge rißzeitlicher Ablagerungen de-taillierter zu beobachten wäre, so sollen im folgenden die Verhältnisse im Rißtal noch einmal gerafft dargestellt werden. Dies ist umso nötiger, weil

nach der teilweisen Verfüllung der Scholterhaus-Kiesgrube – dem „locus typicus“ der Riß-Eiszeit – eine so reichhaltige Schichtenfolge in einem Aufschluß in absehbarer Zukunft nicht mehr zu erwarten ist. Eine ausführlichere Beschreibung findet man in MADER (1976, 1983, S. 61 ff.).

- Ältester Schotter im Rißtal ist ein Vorstoßschotter mit Blöcken, leicht kenntlich an seinen vielen Weißjura-ähnlichen Geröllen, die aus der Albsteinschwelle stammen. Er wird überlagert von der
- Grundmoräne des (maximalen) ersten rißeiszeitlichen Gletschervorstoßes, der bis zum Windberg, nach Galmuthshöfen und zum Romersbühl reichte (s. S. 60).
- Dem ersten Eisvorstoß folgt eine Abschmelzphase unbekannter Dauer oder Weite. Die Zeit war jedoch für Nagelfluh-Bildung lang und warm genug (s. u.).
- In einem zweiten Vorstoß endete die Rißtal-Zunge an der Moräne des Jordanberges. In ihr wurzelt ein Vorstoßschotter, der als schmale Nagelfluh-Leiste am Ostrand des Rißtals bei Jordanberg-Hagenbuch ansteht. In der Baustelle der B 30 – Umfahrung von Biberach – konnte man die Grundmoräne des ersten Eisvorstoßes beobachten, wie sie hinter dem Vorstoßschotter nach Osten anstieg, so daß bei Hagenbuch die Grundmoräne des dritten Eisvorstoßes direkt auf derjenigen des ersten liegt (MADER 1976, Abb. 18). Künftige detaillierte Untersuchungen sollten versuchen zu klären, ob die sog. „Paulter Schwankung“ SCHÄDEL'S (1955) diesem zweiten rißzeitlichen Vorstoß entsprechen könnte. Denn WERNER (1975, S. 76) beschrieb bei Meßkirch einen „Weißjura-Blockschotter“, der älter sei als die Paulter Schwankung und mit seinem Gehalt an Weißjura- und Molassekalk-Blöcken der (maximal-)rißzeitlichen „Hangendfazies“ des Riedlinger Donautals sehr ähnlich ist. Mit einer Basis von 695 m ü. NN bei Meßkirch ist ein Zusammenhang durchaus denkbar, zumal im Donautal die Herkunft des Materials noch nicht bekannt ist. Vielleicht hilft auch ein Vergleich der bei Zwiefalten-dorf reichlich vorkommenden Schnecken mit denen der Ziegeleigrube von Untereichen (N Kellmünz im Illertal) weiter, die auf der Südseite der ehemaligen Albsteinschwelle gelebt haben.

Im Rißtal wurden die Vorstoßschotter und die Grundmoräne des (maximalen) ersten Eisvorstoßes streckenweise wieder entfernt. In der Scholterhauskiesgrube und auf der anderen Talseite direkt an der alten B 30 gibt es Grobblocklagen mit Nagelfluhbrocken und ausgespülten Findlingen, auf denen teilweise noch die Kritzen erhalten geblieben sind (s. S. 60).

- Der dritte rißzeitliche Vorstoß der Rißtal-Zunge erreichte fast die Ausdehnung des ersten und endete auf der Linie Windberg-Galmuthshöfen. Diese Endmoräne ist Teil dessen, was SCHREINER (1953) als „Doppelwall-Endmoräne“ bezeichnet hat (s. GEYER u. GWINNER 1986, Abb. 133).

In der Scholterhaus-Kiesgrube setzt der Vorstoßschotter über einer zweiten Basisgrablage mit Findlingen ein, welche die RißII-Schotter durchschneidet, und die Anlage des Saubachs geht auf diesen Eisvor-

stoß zurück. Ebenso durchschneiden die anderen aus dieser Endmoräne kommenden Rinnen die Baltringer Terrasse.

Zwischen dem zweiten und dem dritten rißzeitlichen Gletschervorstoß liegt eine Warmzeit. Die Dolomite im Riß II-Schotter sind nämlich in situ zu Aschen verwittert, und die Fe- und Mn-Ausfällungen im Schotter zeugen von chemischer Gesteinszersetzung, die ohne Wärme (Pflanzendecke) nicht möglich ist.

- Direkt auf der Grundmoräne des dritten rißzeitlichen Eisvorstoßes liegt die Grundmoräne des vierten, die sich farblich leicht, aber deutlich unterscheidet. Auf dem Bogen Schrötersfeld (N Warthausen) – Oberhöfen – E Mettenberg geht sie in die Endmoräne über, die SCHREINER (1953) als zweiten Teil seiner Doppelwall-Endmoräne betrachtet. Ihre Schmelzwasser-Rinnen durchschneiden den nächst älteren Wall und vertiefen dessen Rinnen.

Die Ausbildung einer so großen Endmoräne bedarf eines weiten Eisvorstoßes, der wiederum eine ausgeprägte Eis-Abschmelzphase voraussetzt. Es gibt auch noch andere Anzeichen dafür, daß zwischen dem dritten und dem vierten rißzeitlichen Eisvorstoß eine Zeit der Gesteinsverwitterung liegt.

- In der Scholterhaus-Kiesgrube sind zuoberst die Vorstoßschotter angeschnitten, die wenig weiter südlich in die Lindele-Moräne übergehen. Die Polizei-Kaserne und auf der anderen Talseite Bergerhausen liegen auf ihr.

Die Lindele-Moräne ist in das ehemalige Zungenbecken des vierten Eisvorstoßes eingelagert. Ihre Schmelzwasser schneiden sich bis auf das Niveau der GRAULSchen „Jungriß-Terrasse“ von Warthausen ein (GRAUL 1968, 1973).

- Die Abfolge der glazialen Serien im Rißtal wird vervollständigt durch die Sedimente zweier Eisvorstöße, die ich in MADER (1976, 1983) als Riß V und Va bezeichnet habe. Es sind die jüngsten Gebilde der sog. Altmoränenlandschaft, und ihre Entwässerungsrinnen sind der Mühlbach und der Rotbach, in Biberach auch Wolfental genannt. Auch ihre Anhäufung ist durch eine kurzfristige Gletscherschwankung nicht denkbar.

Immerhin ist seit meiner Dissertation (1976) so viel Bewegung in die Stratigraphie der Riß-Eiszeit hineingekommen, daß nicht mehr alle meine Befunde schweigend übergangen werden (z.B. BIBUS 1997).

5. Das Interglazial von Federsee-Unterpfaufenwald

5 a. Bohrung „Schmiecher See 1“

Im Unteren Kies der Bohrung „Schmiecher See 1“ fand GRÜGER (1995, Abb. 14) immer wieder – wenn auch spärlich – Pollen des Eichenmischwaldes. Ein relatives Maximum liegt bei Teufe 4035, wo das Pollenspektrum „*Fagus* (18,5 %), *Picea* (9,6 %), *Abies* (6 %), *Corylus* (7,3 %), *Alnus* (6,6 %), *Ulmus* und *Quercus* (je 1,9 %) sowie *Tilia* (1,5 %)“ enthielt, „bei

nur 11,6 % Nichtbaumpollen. Selbst in den pollenarmen Proben aus diesem Bereich war stets mehr Pollen von Baumarten enthalten als von krautigen Pflanzen, darunter sogar Pollen von *Pterocarya* (Flügelnuß), der auch in den beiden Mergelschichten gelegentlich nachweisbar war. Hinweise auf thermisch anspruchslose Arten fehlen“... (GRÜGER 1995, S. 79), und er resümierte (s. 83) u. a.: „Am kaltzeitlichen Alter der Sedimente des Schmiecher Sees kann deshalb – vielleicht mit Ausnahme der älteren Partien des liegenden Kiesel – kein Zweifel bestehen. Aus geologischen Gründen kommt nur eine Verlandung während der Riß-Kaltzeit oder danach (einschließlich der Würm-Kaltzeit) in Frage.“

Vergleicht man die Pollenführung (GRÜGER, Abb. 14) mit dem Schichtenverzeichnis der Bohrung (GERMAN u. MADER 1995, Tab. 2), dann fällt auf, daß dieses ausgesprochen warmzeitliche Pollenspektrum inmitten eines „gelbgrauen, sandigen Kiesel mit Kalkausfällungen an der Basis“ liegt, über dem nur noch graues Material folgt. Somit finden wir hier die gleiche Schichtenfolge wie in der Kiesgrube Berkach (s. S. 48, 56 u. Abb. 1) und im Östlichen Rhein-Vorlandgletscher: Gelbes Glazifluvial = Günz; Gelb übergehend in Grau = Mindel-Haslach; Grau (aufgelagert, umgelagert) = Mindel-Thannheim; Grau (eingeschnitten, umgelagert) = Mindel-Mittelbuch.

Bei der Suche nach ähnlichen Pollenspektren werden wir in der näheren Umgebung gleich zweimal fündig, nämlich in der Bohrung „Ur-Federsee 2“ als BUCHAU 1 und in der Bohrung Unterpfaufenwald.

5b. Buchau 1 in „Ur-Federsee 2“

Aufgrund seiner Untersuchungen und Überlegungen führte GERMAN (1963), GERMAN et al. (1965) und GERMAN et al. (1967) die Bohrung Ur-Federsee 2 durch, die den Nachweis von insgesamt 7 pollenführenden Zonen erbrachte (FILZER in GERMAN et al. 1967). Sie sind in eine bis dahin nicht bekannte Eisstromrinne eingelagert und dürften eigentlich auch heute in keiner stratigraphischen Arbeit über das Pleistozän Süddeutschlands und besonders die Untergliederung des Riß-Komplexes unberücksichtigt bleiben.

Buchau 1 reicht von 127 m u. G. bis zur Endteufe von 143,86 m. Es handelt sich um eine Schichtenfolge aus Kiesen, Sanden, Schluffen und Tonen (GERMAN et al. 1967, Tab. 3). Neben den Vertretern des Eichenmischwaldes sind besonders *Pterocarya*, eine Juglandacee, Rot- und Hainbuche und *Picea omorica* zu erwähnen, wie sie auch für Unterpfaufenwald charakteristisch sind.

5c. Unterpfaufenwald

So heißt ein Gehöft in der Nähe von Hauerz im Östlichen Rhein-Vorlandgletscher. Hier wurde bei Schußbohrungen für seismische Messungen ein Pollenprofil angefahren, dessen vorläufige Ergebnisse GÖTTLICH u. WERNER 1968 veröffentlichten: Neben 5,2 % Eichenmischwald waren auch Pollen von *Pterocarya* und *Fagus* enthalten. Weil sie aber *Fagus* als Verunreinigung durch rezenten Pollen werteten, konnten sie das Profil einem zweiten

gleichsetzen, das ein Jahr früher bei ähnlicher Gelegenheit auf dem Ziegelberg bei Bad Wurzach angefahren worden war. Dort fehlen *Fagus* und *Picea omorica*, und *Pterocarya* und *Carya* sind unsicher (GÖTTLICH u. WERNER 1967, S. 214). Ich hatte Zweifel an der Parallelisierung, weil das Profil auf dem Ziegelberg mehr Grundmoränen und Reste von Nagelfluh enthält, dasjenige von Unterpfauzenwald aber nach der Darstellung von GÖTTLICH u. WERNER (1968, Abb. 2) in einen kristallinreichen Geschiebemergel eingelagert sein sollte (MADER 1970, S. 194). Nachdem durch eine Kernbohrung die stratigraphischen Verhältnisse geklärt waren (GÖTTLICH u. WERNER 1974), gab es zwischen dem Haslacher und dem Thannheimer Schotter eindeutig ein Interglazial. Um keine Verwirrung in die Nomenklatur der Eiszeitnamen zu bringen (es gibt ja noch mehrere Verwitterungshorizonte ungeklärten Gewichts), beließ ich den Eisvorstößen die Bezeichnungen Mindel I und II wie in MADER (1970) und fügte für den Vorstoß von Bellamont und Mittelbuch ein Mindel III hinzu (MADER 1976, 1983). Daraus machten dann SCHREINER u. EBEL (1981), SCHREINER u. HAAG (1981) und HAAG (1982) die Eiszeiten Haslach, Mindel und Zungen-Riß (s. S. 55 ff.). Ich halte diesen letzten Namen für irreführend, weil er suggeriert, die betreffende Glaziale Serie befinde sich im Komplex der Riß-Sedimente, die mit der Hochterrasse von Baltringen in Beziehung stünden. SCHREINERS Bezeichnungen haben aber in der Zwischenzeit Eingang in die Lehrbücher gefunden (HANTKE 1978, GEYER u. GWINNER 1986), so daß es müßig wäre, diese ganz auslöschen zu wollen. Deshalb habe ich in dieser Arbeit die besser zu verstehenden Begriffe des Mindel-Haslach, Mindel-Thannheim und Mindel-Mittelbuch verwendet.

Obwohl Buchau 1 wegen seiner früheren Entdeckung der Vorrang bei der Bezeichnung für das Interglazial gebührt, weil aber in Unterpfauzenwald die Lagerungsverhältnisse eindeutig sind, schlage ich den Namen „Federsee-Unterpfauzenwald“ vor. Es folgt unmittelbar dem größten Gletschervorstoß, der die Stammbecken am Alpen-Nordrand geschaffen hat. In einer Schichtenfolge ohne fossile Böden wäre es in der ersten Schichtlücke nach dem Farbumschlag von Gelb auf Grau zu lokalisieren.

5 d. Jüngere Warmzeiten im Mindel-Komplex

5 d 1. Eine *Pterocarya-Fagus-Buxus-Abies*-Warmzeit vom Typ Samerberg = Holstein und 4 weitere Warmzeiten in der Kiesgrube Bittelschieß

In den vergangenen 12 Jahren haben ELLWANGER et al. (1999) und BIBUS et al. (1990, 1996) die Kiesgrube kontinuierlich beobachtet, weil sie ähnlich reich gegliedert ist wie die Kiesgrube am Scholterhaus bei Biberach.

Etwa im Niveau der heutigen Kehlbach-Andelsbach-Talauwe beginnt die Folge mit einem Komplex von 2 insgesamt ca. 8 m mächtigen Schottern, die man wegen ihrer gleichmäßigen Ausbildung als fluviatil bezeichnen darf. Sie werden etwa in der Mitte durch Reste einer Schicht aus sandigem Lehm getrennt. In der Abb. 25 bei BIBUS u. KÖSEL (1997) werden sie als A₁ und A₃, die Zwischenschicht als A₂ bezeichnet.

Als „interglaziale Beckentone B₁“ folgt eine etwa 4 m mächtige Schichtse-

rie aus gelblichem Feinmaterial, in welchem BLUDAU (nach ELLWANGER et al. 1999, S. 222) „eine Warmzeit mit *Pterocarya*“ nachwies. Nach einer schriftl. Mitt. von BLUDAU an BIBUS (1997, S. 70) handelt es sich bei dem Pollenprofil „um ein Interglazial vom Samerberg-Holstein-Typ i. S. v. GRÜGER (1983) mit *Pterocarya*, *Buxus* und *Fagus*“.

Als „Kies B₂“ folgt ein dritter Schotter, der ähnlich gleichmäßig geschichtet, aber insgesamt etwas sandiger ist als die unteren Schotter und einige Konglomeratbrocken führt.

Auch dieser Kies wird von einer nur noch lückenhaft vorhandenen Schluffschicht (B₃) überlagert, und hier beschreiben BIBUS u. KÖSEL (1997, S. 70) den „Taschenboden von Bittelschieß“ als Glied B₄. Es sind „Reste eines kräftigen, mehrere Meter mächtigen Bodens“, den sie wegen seiner Ausbildung „als weiteren Warmzeitboden“ ansehen.

Jetzt folgt ein Kies C₁. Er ist dem unteren ähnlich kiesig-sandig entwickelt, führt aber neben Bodenresten und Konglomeratbrocken auch gekritzte Geschiebe.

Der Kies wird von einer Grundmoräne überfahren (C₂), die ihrerseits mit den darüber folgenden ca. 30 m mächtigen Kiesen (C₃) gestaucht sind. ELLWANGER et al. (1999, S. 222) bezeichnen dies als „Eistransgression, häufig Basis der glaziotektonischen Überschiebung“.

Die obersten D₁- und D₂-Sedimente sind ca. 10 m mächtig, eben geschichtet und werden von ELLWANGER et al. als „Periglazialsedimente“ bezeichnet, in welchen sie „zwei in situ Bodenbildungen“ identifiziert haben. In den D₂-Schichten, welche rinnenförmig in D₁ eingelagert sind, fanden BIBUS u. KÖSEL (1997, S. 70) einen m³-großen Block, und sie verweisen darauf, daß ELLWANGER (1990) dort oben Grundmoränenreste gefunden habe.

Die bisherigen Alterseinstufungen der Schotter von Bittelschieß reichen von „Holstein“ (WELTEN 1982) und „Holstein 1“ (WELTEN 1988) über „Holstein Typ Samerberg oder älter“ (ELLWANGER et al. 1999) bis „mittelbis altfrißzeitlich“ (BIBUS u. KÖSEL 1997).

Was aber gerade die Kiesgrube Bittelschieß zu einem Referenzaufschluß macht ist die Tatsache, daß sie innerhalb der Bittelschießer Rinne liegt, welche wenig weiter nördlich in die Andelsbach-Scheer-Rinne mündet und sich damit als vorrißzeitlich erweist (s. S. 48 f. und Abb. 2). Zum gleichen Ergebnis gelangen wir, wenn wir uns folgendes überlegen:

- Obwohl die Kiesgrube Bittelschieß auf den ersten Blick große Ähnlichkeit mit der Scholterhaus-Kiesgrube bei Biberach aufweist (s. BIBUS u. KÖSEL 1997), unterscheidet sie das wesentliche Merkmal, daß in Bittelschieß erst im 4. Schotter von unten gekritzte Geschiebe auftreten, wogegen im Rißtal schon der unterste Schotter von rißzeitlicher Grundmoräne oder deren Resten überlagert wird (s. S. 60 f.). Weil der Aufschluß einerseits weit südlich der maximalen Endmoränen liegt, andererseits aber auch weit vor der letzteiszeitlichen Äußeren Jugendmoräne, müssen zumindest die unteren drei Schotter mit ihren warmzeitlichen Zwischenbildungen vorrißzeitlich sein.

Darüber hinaus lassen sich noch weitere Aussagen machen:

- Alle vier Schotter und ihre Zwischenbildungen liegen konkordant und ungestört übereinander, und erst die Moräne C₂ fungiert als eine Überschiebungsbahn, auf der durch einen noch späteren Eisvorstoß sie und die darüber folgenden mächtigen C₃-Kiese gestaucht worden sind („Eistransgression, häufig Basis der glaziotektonischen Überschiebung“ bei ELLWANGER et al. (1999, S. 222). Ursache für die unterschiedliche Sedimenterhaltung ist, daß die vier Schotter A₁ bis C₁ innerhalb der Bittelschießer Rinne liegen, die in die Molasse eingeschnitten war und so Schutz vor nachträglichem Eisschurf bot.
- In den unteren drei Schottern gibt es keinerlei Hinweis auf Eisnähe. Doch beweist allein schon ihre Existenz, daß es (außer der Günz-Eiszeit mit ihrem gelben Schottermaterial), mindestens noch drei Vorlandvergletscherungen gegeben haben muß, deren Eismassen gerade noch die jeweilige europäische Wasserscheide überschritten haben.
- Diese Vorlandvergletscherungen müssen unmittelbar aufeinander gefolgt sein.
- Zwischen diesen Vorlandvergletscherungen gab es ausgeprägte Warmzeiten, deren mittlere das Interglazial von Samerberg 2 ist.
- Die Bittelschießer Rinne blieb während der drei Vergletscherungen als Tal erhalten. Erst im Zug der vierten Vergletscherung wurde sie überfahren und plombiert.
- Wenn wir diesen Befund mit den verschiedenen alten Donaurinnen um Sigmaringen vergleichen (s. S. 48 u. Abb. 2, 3), dann müssen die beiden weitesten und auch ältesten Eisvorstöße, welche noch das Lauchert-Tal erreicht haben, älter sein als alle Schotter von Bittelschieß. Theoretisch könnte frühestens der dritte Eisvorstoß dem C₁-Schotter von Bittelschieß entsprechen. Weiter unten wird sich aber zeigen, daß Mindel-Mittelbuch auf dem Ziegelberg über Bad Wurzach direkt auf Mindel-Thannheim folgt, so daß die C₁-Schotter-Moräne von Bittelschieß von einem großen Gletschervorstoß gebildet worden ist, welcher unmittelbar vor dem Mindel-Riß-Interglazial stattgefunden hat. Somit fällt die Neuordnung der Flußsysteme im Raum Sigmaringen in die Zeit der bittelschießer Eis- und Warmzeiten, die in die zweite Hälfte des Mindel-Komplexes gehören.

Zur genaueren stratigraphischen Einordnung der Abfolge von Bittelschieß haben wir das Glück, daß die Pollenkombination *Pterocarya-Fagus-Buxus-Abies* zusammen mit den Angehörigen des Eichen-Mischwaldes bei niedrigen *Pinus-/Picea*-Werten unter den bislang gefundenen Warmzeiten einzig dasteht, und daß sie nicht nur im Umkreis der skandinavischen Gletscher, sondern auch in der Schweiz durch WELTEN und in Süddeutschland durch GRÜGER (1983) in der Bohrung Samerberg 2 beschrieben worden ist.

Außer in Samerberg 2 fand man diese charakteristische Folge in den Bohrungen Meikirch NW Bern, in den Kiesgruben Jaberg und Thalgut im Aaretal S Bern, in Eschenbach, Hirschland/Uznach am oberen Ende des Züricher Sees, in Grandson-Vinaigre am SW-Ende des Neuchâtelers Sees (N-Lo-

bus des Rhône-Gletschers) und – weniger deutlich – in Buechberg (Kt. Schwyz) (alle bei WELTEN 1982, 1988). Außerdem verwies DRESCHER-SCHNEIDER (1998) auf ähnliche Vorkommen bei Pompillon-La Cote und Praclaux, die sie auf der DEUQUA-Tagung 2000 in Bern dem Profil von Thalgut und dem von Samerberg gegenübergestellt hat. Endlich fand BLUDAU diese Warmzeit auch im Becken von Hofkirch, das etwas seitlich des Stammbeckens der Donautal-Zunge des Rhein-Vorlandgletschers liegt (ELLWANGER et al. 1999, S. 227).

Alle diese Pollenprofile finden sich innerhalb langer Sedimentfolgen, die aus größerem Material hervorgehen. Zwischen der Eiszeit von Mindel-Mittelbuch und dieser Warmzeit liegen mindestens noch zwei kleinere Vorland-Vergletscherungen und wahrscheinlich auch entsprechende Warmzeiten (s. u.). Schichtlücken lassen sich im Einzelprofil nur am sprunghaften Wechsel des Sediments oder der Pollenzusammensetzung erkennen. Sie werden aber offenbar, wenn man die Profile miteinander vergleicht. So kann z. B. am Alpenrand eine bestimmte Stelle schon von Eis überfahren sein, was sich an einem weiter entfernten Ort durch eine Kiefern-Birken-Kraut-Phase manifestiert.

In der Bohrung Samerberg 2 gibt es in den Diagrammabschnitten (DA) 1–3 zwischen den Teufen 42,2 m und 37,5 m eine Folge von Feinsedimenten, deren Polleninhalte sich durch einen dominierenden *Abies*-Anteil bei gleichzeitig überdurchschnittlich viel *Buxus* auszeichnet. Die Anteile des Eichen-Mischwaldes und von *Pinus* und *Picea* sind dagegen durchgehend niedrig. Im DA 3 nimmt der *Buxus*-Anteil prozentual ab, weil jetzt *Pterocarya* und *Fagus* plötzlich erscheinen, gleichzeitig Gipfel bilden und am Anfang von DA 4 nur noch in Spuren vorhanden sind. Hier sind auch *Ulmus*, *Acer* und *Taxus* ganz verschwunden, wogegen jetzt *Larix* einsetzt. Auch *Abies*, *Quercus*, *Acer* und *Corylus* nehmen stark ab, weil jetzt *Picea* zum dominierenden Baum heranwächst und neben sich vor allen anderen nur noch *Pinus* und *Abies*, untergeordnet *Alnus* und *Betula* duldet. Vertreter des Eichen-Mischwaldes sind nur noch in Spuren nachweisbar.

Was sich im DA 4 gegenüber DA 3 im Raum Samerberg verändert hat, wird durch den nachfolgenden DA 5 deutlich: Jetzt haben nämlich die Nichtbaumpollen mit ca. 60 % so jäh die Vormacht übernommen, daß man zwischen DA 4 und DA 5 eine Schichtlücke annehmen muß. Unter den Baumpollen ist die Tanne fast gänzlich verschwunden, was darauf hinweist, daß der Boden nicht mehr ganz so humos, tiefgründig und nährstoffreichhaltig ist wie in DA 4 oder DA 3. Kiefer vor Fichte heißt sogar, daß die Böden mager geworden sind. Die gegenüber DA 4 erhöhten Anteile an Erle, Weide, Birke und Wacholder zeigen, daß erhöhte Niederschläge zu verstärkter Auswaschung der Nährstoffe oder gar zu flächenhafter Erosion des Bodenmaterials geführt haben. Daß diese Vorgänge sich relativ schnell abspielten, dafür zeugt, daß bis zum Ende des kurzen DA 5 von Samerberg 2 sich Fichte, Kiefer, Weide und Wacholder weiter verringern, dafür aber Birken und Gräser noch weiter zunehmen.

Aus der warm-feuchten Zeit des DA 3 entwickelte sich in Samerberg ein feuchtkühles Klima, das durch ein kalt-trockenes Klima abgelöst wurde.

In der Bohrung Samerberg 2 ist nicht erkennbar, „wie sich der Übergang von einer Waldvegetation zur offenen Vegetation (DA 5) vollzog“ (GRÜGER 1983, S. 31). Mit Hilfe der schweizerischen Pollenprofile ist dies aber durchaus möglich geworden, und man kann sogar den Klimagang nachzeichnen, der von der Warmzeit Samerberg 2 zur Vorlandvergletscherung des Schotterers B₂ von Bittelschieß geführt hat.

Denn was sich in Samerberg auf 5,8 m Sedimentmächtigkeit abgespielt hat, gibt es in der Bohrung Meikirch II zwischen 55,3 und 62,7 m Tiefe. Auch hier handelt es sich um eine eintönige Serie von Feinsedimenten, weil die Bohrung in einer Senke im Zwickel zwischen Aare- und Rhône-Gletscherbecken liegt, in welche nur bei größeren Vorlandvergletscherungen Grobmaterial eingebracht werden konnte. Deshalb gibt es auch weniger Hiaten als in Samerberg.

Hervorzuheben ist, daß die Phase der *Picea*-Dominanz des DA 2c von Meikirch II etwa die Hälfte der gesamten Warmzeit ausmacht, wogegen sie in Samerberg 2 nur etwa 1/5 der *Albies*-Zeit dauert. Auch die Kaltphase des DA 3 ist besser entwickelt, was wohl auch daher kommt, daß es hier keine Schichtlücke gibt. So gewinnt allmählich die Kiefer die Oberhand über Birke und Fichte, und wie in Samerberg kommt jetzt auch der Sanddorn (*Hippophae*) auf, der sandig-schottrige bis lehmige, mäßig trockene, aber sonnige Verhältnisse liebt. Zur gleichen Zeit erreichen Erle und Wurmfarne Spitzenwerte. Der größte Unterschied zwischen dem schweizerischen Mittelland und Samerberg ist aber, daß das Klima im Westen noch die Existenz einiger Vertreter des Eichen-Mischwaldes zuließ.

In der Bohrung Grandson-Vinaigre gibt es größere Abwechslung in der Sedimentfolge, was wohl mit ihrer Lage im Stammbekken des Nordastes des Rhône-Vorlandgletschers zusammenhängt: Die Warmzeit von Samerberg 2 endet hier mit einer etwa 200 m mächtigen Schieferkohle, innerhalb welcher die Kiefer größere Anteile erreicht und an deren Ende die Fichte übertrifft. Im Unterschied zu Samerberg 2 und Meikirch II stellt aber gerade hier die Erle den größten Anteil am Gesamtpollen, was auf sehr feuchte und nicht allzu kühle Verhältnisse schließen läßt. Der DA 5, eine Schicht aus humosem Feinmaterial, wird von der Kiefer dominiert, gefolgt von Fichte und Erle. Doch – anders als in Samerberg 2 – ist die Birke mit nur wenig höheren Anteilen vertreten als die Hasel, die Eiche und die Ulme. Hier kulminiert die Kaltzeit in einem kurzen, aber scharfen Rückgang des Gesamtbaumpollens, wobei aber die Birke gegenläufig einen Gipfel bildet. Der Wacholder spielt eine noch geringere Rolle als in Meikirch II.

Sehr informativ ist ein Vergleich der Bohrung Grandson-Vinaigre mit der Bohrung Montfleury, weil diese im Stammbekken des Rhône-Lobus des Rhône-Vorlandgletschers und noch näher am Alpenrand, dazu noch im Kampfgebiet zwischen Mittelmeer-Klima und dem des nördlichen Alpen-Vorlandes liegt. Nach dem Schichtenverzeichnis von WEGMÜLLER et al. (1995, S. 206) wurden folgende Sequenzen angetroffen: Direkt auf chattischer Molasse liegt ein graugrüner Sand aus verwittertem Molassematerial. Er geht über in eine ca. 3,5 m starke Schicht aus ähnlichem Material, das sich aber durch in ihm enthaltene gekritzte Geschiebe als eine Grundmorä-

ne ausweist (sog. „Moraine rissienne“). Sie entstand während der maximalen Schurfwirkung des Rhône-gletschers. Zwischen 106,5 und 78,19 m Tiefe folgen sehr harte, graue tonige Lehme, die zwischen 103,89 und 103,12 m durch einen grau-beigen lehmigen Sand untergliedert werden. WEGMÜLLER et al. (1995, Fig. 2) bezeichnen diese Folge als „Formation du Seujet“ und bringen als Diagrammabschnitt A (Fig. 3) nur einen Ausschnitt zwischen 80 und 89 m: Hohe Werte von Gramineen, *Pinus*, *Picea*, *Betula* und Spuren von *Alnus* und *Abies* lassen ein kaltes, aber nicht trockenes Klima erkennen. Zwischen 78,19 und 76,85 m liegen Schotter, die zu Kernverlusten geführt haben. Ihre Gerölle werden bis 80 mm groß. Wenn es sich hier nicht um eine Grundmoräne handelt, dann müssen sie eine solche aufgearbeitet haben. Diesen Schluß erzwingt die Überkonsolidierung der liegenden „kalten“ Feinsedimente und die Tatsache, daß die geröllführenden Sande des DAB plötzlich Pollen einer Warmzeit führen, die REYNAUD (1982) vollständiger bei Confignon beschrieben hat (WEGMÜLLER et al. 1995, S. 611). Sie enthält etwa gleiche Anteile von Kiefer, Fichte und Tanne, zeichnet sich aber gegenüber allen anderen bisher gefundenen Warmzeiten durch ihren hohen Anteil an Lindenpollen aus. Der Kernverlust zwischen 75,54 und 73,75 m Tiefe ist bedingt durch einen hellgrauen, lehmigen, gröllführenden Grobsand, der wieder eine Schichtlücke kennzeichnet. Jetzt beginnt nämlich die Schichtenfolge „Vernier“, welche in die DA's C 1–6 untergliedert wird: Von der Linde oder dem restlichen EMW gibt es praktisch keine Überlebenden; die Tanne hält sich während des gesamten DA bei 1–3 %, und die Fichte geht stufenweise bis zur Mitte von DA C 5 zurück, um kurz anzusteigen, wieder abzunehmen und am Ende von C 5 in die DAD und E der Schichtenfolge „Montfleury s.l.“ hinein anzusteigen. Dabei behält die Kiefer absolut die Oberhand; sie bildet drei Spitzen aus und hat dazwischen drei Minima, die durch einen jeweiligen Anstieg von *Betula* und Gramineen unterstrichen werden. Das dritte Minimum fällt aber auch mit dem o.g. Anstieg von *Picea* und auch *Alnus* zusammen, wodurch der DA C 6 lückenlos in den DAD von „Montfleury s.l.“ überleitet. Auffällig ist auch ein überproportionaler Anstieg von *Juniperus* im mittleren *Pinus*-Maximum, doch machen es die Lehme und Sande dieser Schichtenfolge wenig wahrscheinlich, daß es im Innern der Alpen allzu große Gletscherschwankungen gab. Im Abschnitt C 6 steigen jedoch die Niederschläge so an, daß ein beträchtliches Gletscherwachstum und in dessen Folge ein Zurückgehen der Temperaturen nicht ausgeschlossen werden kann.

Die Schichtenfolge „Montfleury s.l.“ wird von WEGMÜLLER et al. in die Diagrammabschnitte D-G untergliedert, wobei sich das untere Drittel der DAD und E deutlich von den oberen 2/3 der Schichtenfolge unterscheidet. Hier bleiben die Anteile von *Pinus*, *Picea* und *Abies* mehr oder weniger gleich. Unterschiede gibt es nur insofern, als in DAD die Erle und einzelne Vertreter des EMW nicht häufig, jedoch häufiger sind als in DAE, das sich seinerseits durch einen guten Anteil der Weide und des Sanddorns abhebt. In D erscheinen auch erste Spuren von *Taxus*, *Fagus*, *Buxus* und „P_{st}pin-det.“, womit WEGMÜLLER (1995, S. 599) zu *Pterocarya* neigt, eine absolute Richtigkeit der Bestimmung aber nicht garantieren möchte. Wenn wir je-

doch alle genannten Pollenprofile miteinander verglichen, dann dürfte er damit richtig liegen. Mit dem Diagramm-Abschnitt F beginnt in der Bohrung Montfleury der „eigentlich“ warmzeitliche Anteil von „Montfleury s.l.“: *Pinus*- und *Picea*-Anteile bleiben etwa so wie in den DAD und E, doch fehlen die Spitzen von *Pinus*. Dafür sind aber jetzt alle Mitglieder des EMW vorhanden; der seltenste Baum ist hier die Linde, und am deutlichsten hat die Erle zugenommen. Das durchgehende Vorhandensein von *Fagus*, *Taxus*, *Buxus*, *Juglans* und vermutlich *Pterocarya* macht eine Parallisierung von „Montfleury s.l.“ mit dem unteren Teil von Samerberg 2, Meikirch 2 oder Bittelschieß zwingend. Zur Erklärung auf die Frage, warum die in den anderen Pollenprofilen so übermächtig vorkommende Tanne im Gebiet des Genfer Sees einen so unbedeutenden Anteil hat, können wir die Lage des Profils in einer oft überfluteten Ebene und im Kampfgebiet zwischen Mittelmeer- und nordischem Klima anführen.

Das Pollenprofil „Montfleury s.l.“ ist unvollständig. Es wird bei Teufe 55,4 m durch ein grobes Schottermaterial abgeschnitten, das eine lehmig-sandige, schwach tonige Matrix besitzt, bei maximalen Geröllgrößen von 11 cm. WEGMÜLLER et al. (1995, Fig. 2) weisen es der „Alluvion ancienne“ zu, einem sandigen Schotter von 32,6 m Mächtigkeit, der nicht weiter untergliedert ist. Deshalb läßt es sich von unserer Warte aus nicht sagen, ob es sich bei der Basisschicht nicht eventuell um eine Grundmoräne, eine Basisroblage o. Ä. handelt, wodurch sich der Schotterkörper weiter untergliedern ließe. Denn aufgrund der Schichtenfolge in Bittelschieß oder Samerberg wissen wir, daß zwischen der Warmzeit von Samerberg und dem Mindel-Riß-Interglazial noch mindestens 2 Vorlandvergletscherungen liegen, deren jüngere die größere ist (s. o.). Darüber müßte theoretisch die gesamte rißeiszeitliche Schichtenfolge kommen, wie sie z. B. in der Scholterhaus-Kiesgrube von Biberach ansteht, und ebenso das komplette würmzeitliche Inventar.

Eine kleine Anzahl aus diesem theoretischen Schichtenstapel zeigt die Kiesgrube im Thalgut im Aare-Tal, die von SCHLÜCHTER mehrmals ausführlich beschrieben worden ist (zuletzt SCHLÜCHTER u. MÜLLER-DICK 1996, SCHLÜCHTER 2000): Direkt auf Molassefels liegt eine „Untere Schlammoräne“. Weil auf ihr direkt die sog. „Jaberg-Seetone“ folgen, welche der Warmzeit von Samerberg 2 gleichzusetzen sind, gibt es über der Molasse-Oberkante eine Schichtlücke, welche die Günz-Eiszeit und den älteren Teil des Mindel-Komplexes umfaßt, das sind Mindel-Haslach, Mindel-Thannheim und mindestens die beiden Schotter (= Eiszeiten) A₁ und A₃ von Bittelschieß, die unter der Warmzeit von Samerberg 2 liegen. In Thalgut ist die Warmzeit etwas vollständiger erhalten geblieben als in Montfleury. Denn bei Teufe 3275 cm nimmt der Anteil der *Abies* ab, wogegen jetzt die Fichte ansteigt, bei guter Repräsentation von Kiefer und Erle. Hierher legte WELTEN (1988, Digr. 15) die Grenze zwischen seinen Zonen 8 b und 9 a, die der Grenze zwischen den DA3 und DA4 von Samerberg 2 entspricht. Das Ende von Samerberg DA4 oder gar die Kaltzeit von DA5 ist nicht mehr erfaßt. Eine nützliche Beobachtung können wir jedoch in Thalgut machen, nämlich, daß die Dominanz der Fichte mit einer verstärkten Flußstätigkeit im Aaretal zusammenzufallen scheint, denn die Pollen findet man jetzt in Kies, Sand und

Silt. Welche stratigraphischen Stellungen die über den Jaberg-Tonen folgenden „Untere-Münsingen-Schotter“, die „Gerzensee-Blockmoräne“ und die „Obere Schlammoräne“ haben, und wo das Mindel-Riß-Interglazial liegt, darüber gibt die Kiesgrube im Thalgut keinen Aufschluß. Denn es ist immerhin zu bedenken, daß nach der Warmzeit von Samerberg 2 noch eine Warmzeit folgt, die WELTEN (1988) als Holstein 2-Warmzeit bezeichnet hat (s. u.), und erst dann die kieisige Moräne der letzten mindelzeitlichen Vergletscherung, die wir Mindel-Bittelschieß nennen wollen.

Die Sedimentfolge im Hosskircher Becken in Oberschwaben wurde durch mehrere Schlauchkernbohrungen erkundet. ELLWANGER et al. (1999, S. 227) geben ein summarisches Profil, das jedoch ausreicht, um die uns hier interessierende Sequenz zu identifizieren: Das Hoßkircher Becken ist in die Mittlere und Ältere Schichtserie der Oberen Süßwassermolasse eingetieft; unter dem Beckengrund gibt es Albstein. Die quartäre Füllung beginnt mit einer ca. 2 m mächtigen „Basisgroblage“. Darüber liegt eine 20–30 m mächtige Serie von Feinsedimenten, in denen die Warmzeit von Samerberg 2 enthalten ist. Nach der Aufzählung der verschiedenen Pollenassoziationen sind sowohl der *Abies*- wie der *Picea*-Teil repräsentiert (DA 1–4 von Samerberg 2), und das Profil leitet mit einer Assoziation von *Pinus-Picea*- und wenig *Abies*-Nichtbaumpollen in die *Pinus-Betula*-Kaltzeit des DA 5 von Samerberg über. Wir sehen also, daß zwischen der Beckenbasis und der Warmzeit von Samerberg eine große Schichtlücke existiert, die durch die Basisgroblage dokumentiert ist. Die über der Samerberg 2-Warmzeit folgende Serie wird als „ca. 20 m überkonsolidierte, feinkornreiche Diamikte“ beschrieben, die „unter viel aufgearbeitetes Material aus dem Liegenden“ führt. Leider geben die Ausdrücke „Diamikt“ und „Till“ keine Information darüber, wie die Sedimente nach Auffassung der Autoren entstanden sind. Nach der Lektüre von „Moraines and Warves“ (Rotterdam 1979) wird deutlich, wie notwendig eine klare Sedimentansprache ist. Da feinlaminierte (See-)Sedimente normalerweise eine ebene Oberfläche besitzen, ist es eventuell möglich, aus den Mächtigkeitsunterschieden in den einzelnen Bohrungen Schichtlücken zu ermitteln und auf diese Weise die Grundmoräne herauszuarbeiten, welche den Komplex der Riß-Eiszeiten einleitet (= Grundmoräne C₂ von Bittelschieß nach BIBUS et al. 1997, Abb. 25).

5 d2. Die Warmzeit des Taschenbodens von Bittelschieß

Wie auf S. 65 schon erwähnt, wird in der Kiesgrube Bittelschieß der Schotter B₂ von der nur noch lückenhaft vorhandenen Schluffschicht B₃ überlagert. Dort haben BIBUS u. KÖSEL (1997, S. 70) den „Taschenboden von Bittelschieß“ beschrieben. Um mehr über seine Entstehung zu erfahren, machen wir uns in den bekannten Bohrungen kundig:

In der Bohrung Samerberg 2 besteht offensichtlich eine Schichtlücke zwischen den DA 4 und DA 5; zu abrupt grenzt der kühl-feuchte Fichten-Kiefern-Tannen-Wald gegen ein Klima, in welchem die Nicht-Baumpollen gegenüber Kiefer, Birke, Weide, Erle, Fichte sowie Spuren von Tanne weitaus die Hauptrolle spielen. Aus den ungestörten Profilen von Meikirch und

Grandson-Vinaigre können wir sehen, daß die Warmzeit von Samerberg 2 kontinuierlich in die Kiefern-Birken-Fichtenzeit übergeht. Daraus müssen wir folgern, daß die eigentliche Kaltphase erst eingesetzt hat, nachdem die alpinen Eismassen sich ausgebreitet hatten. Und wir erkennen auch, daß die Wiederbewaldungsphase der DA 4 von Meikirch II bzw. DA 6 und 7a von Samerberg 2 ebenso zügig voranging, wie es zur vorausgegangenen Kaltphase gekommen war. Sogar die Eiche kehrte noch während der letzten Phase der Kiefern-Birken-Fichten-Zeit zurück! Diese Vorgänge sind m. E. nur zu verstehen, wenn die Eismassen im Gebirge bei nicht allzu kaltem Klima angehäuften worden sind. Dann genügte nur ein kleiner Anstoß, um in dem „warmen“ Eis einen Grundbruch auszulösen, der die Massen zum Fließen brachte. Erst mit der Ausbreitung der Gletscher setzte das kalte Klima ein, doch mangels Eisnachschiebs konnte sich ein warmes Klima schnell wieder durchsetzen. Jetzt begann die Warmzeit des Taschenbodens von Bittelschieß.

Um die Vorgänge während dieser Zeit richtig beurteilen zu können, müssen wir uns bewußt sein, daß sie mit dem weit ins Alpenvorland hinausreichenden Gletschervorstoß geendet hat, dem der „Kies C₁“ von Bittelschieß seine Entstehung verdankt (s.S. 65, 66). Das heißt, daß Samerberg und wahrscheinlich auch Grandson-Vinaigre schon längst überfahren waren, bevor das Eis Meikirch oder Bittelschieß erreichte. Deshalb finden wir – je nach ihrer Entfernung vom Alpenrand – die dem Eisvorstoß entsprechenden Schichtlücken in den Bohrungen auch an unterschiedlichen Stellen. Weil Meikirch II für diesen Zeitabschnitt das längste Bohrprofil aufweist, sollen die klimatischen Vorgänge an ihm erläutert werden:

Die ungestörte Strecke reicht vom DA 4 bis zum DA 9 und weist einen klimatischen Ablauf auf, der in sich stimmig erscheint und durch den völlig anders gearteten DA 10 beendet wird. Zwischen DA 9 und DA 10 liegt demnach eine Schichtlücke, welche die sehr lange Zeit vom ausgehenden Mindel-Komplex über das Mindel-Riß-Interglazial, den gesamten Riß-Komplex und einen großen Teil des Eems umfassen dürfte. Im DA 4 beginnt die Warmzeit des Taschenbodens von Bittelschieß mit einem Doppelgipfel der Fichte, der von kleineren Maxima von *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus* und *Quercus* begleitet wird; *Betula* und *Pinus* weisen entsprechende Minima auf. Linde, Esche, Lärche und Wacholder sind nur in Spuren nachweisbar (vgl. Samerberg 2, DA 7). Während bisher die Nichtbaumpollen praktisch keine Rolle gespielt haben, nehmen diese im folgenden DA 5 so zu, daß vom Eichen-Mischwald praktisch nur noch *Corylus* und *Alnus* zurückbleiben, und sogar die Fichte ruckweise, aber stetig, abnimmt. Birke und Kiefer, aber auch Erle und Weide haben dafür, aber nicht in gleichem Umfang, zugenommen. Im DA 6 geht der NBP für kurze Zeit stark zurück, bildet erneut eine scharfe Spitze und erleidet wieder einen kurzen, scharfen Rückschlag; entsprechend zugenommen haben *Pinus* und *Picea*. Daß es sich hier um einen etwas wärmeren Zeitabschnitt handelt, zeigt auch die Birke, die gegenüber DA 5 weiter abgenommen hat. Die DA 7–9 von Meikirch zeigen eine Waldentwicklung, wie sie m. W. bislang einzig besteht. Denn nach der relativen Warmzeit des DA 6 nehmen die Anteile der immer noch gegenläufigen *Pinus/Picea*-Kurven insgesamt ab, wobei der NBP entsprechend zumimmt. In der oberen Hälfte des DA 7 (= 49,1 m Teufe) gibt es einen *Betula*-Gipfel, der zusammen mit *Pinus* und *Picea* zu einem starken Rückgang des NBP führt. Nach einem zeitweiligen Abnehmen von *Betula* im obersten Teil von DA 7 dominiert die Birke, die gesamten DA 8 und 9, was im wesentlichen auf Kosten

der NBP geschieht. Dabei fällt auf, daß sich *Pinus* und *Picea* nicht mehr absolut gegenläufig verhalten, *Pinus* aber durchschnittlich höhere Werte erreicht als *Picea*. Wie im DA 7, so fällt *Betula* auch gegen Ende des DA 8 zeitweise zurück. Dies ist aber jetzt nicht nur mit einer Zunahme von *Pinus* und *Picea*, sondern auch von *Corylus* und *Ulmus* verbunden. Zunehmende Spuren von Eiche und anderen Mitgliedern des EMW zeigen klimatische Verhältnisse an, wie sie etwa nach der letzten Eiszeit im Subboreal zwischen 9000 und 8000 Jahren bei uns geherrscht haben. Im DA 9 verschlechtert sich das Klima: EMW und Fichte sind praktisch verschwunden, die Kiefer bäumt sich noch einmal vor dem Erlöschen kurz auf, und die Birke erlebt Spitzenwerte, bis auch sie vor der sich ausbreitenden Tundra resigniert. Der folgende Hiatus zeigt uns an, daß Meikirch jetzt vom Gletschereis überfahren worden ist.

Eine Interpretation dieser Pollenfolge erlaubt uns folgende Aussagen:

- Der oberste Teil von DA 8 und DA 9 zeigen eine Klima-Entwicklung, wie sie umgekehrt den Übergang vom Würm-Spätglazial zum Holozän charakterisiert (Ältere Tundrazzeit bis Boreal). In dieser Zeit waren die alpinen Haupttäler schon weitgehend eisfrei, die Nebentäler aber noch von Gletschern besetzt (Gschnitz-, Daun- und Egesen-Stadien; vgl. z. B. PATZELT u. BORTENSCHLAGER 1976). Das heißt, daß wir davon ausgehen dürfen, daß die Alpen zur Zeit des Taschenbodens von Bittelschieß wohl etwas stärker vergletschert waren als heute, aber doch nicht so stark wie zur Zeit des Egesen-Stadiums. Wenn in Meikirch während dieser Zeit durchweg geringe Anteile des EMW nachgewiesen sind, dann dürfen wir für Bittelschieß sicherlich mit einer etwas kühleren Warmzeit als Samerberg 2 rechnen, auf jeden Fall aber mit einer Warmzeit.
- HANTKE (1992, S. 643 f.) geht ebenfalls auf die Bohrung Meikirch II ein. Wohl nennt er die Warmzeit von Samerberg 2 nach WELTEN „Holstein 1“, die Kaltphase des DA 3 nennt er einen „kurzfristigen Klima-Rückschlag“, und das „Holstein II“ von WELTEN vergleicht er mit „Wacken II bzw. Dömitz“ (= DA 4 von Meikirch II; vgl. unten). Wenn er aber wie WELTEN die DA 5–9 als rißzeitlich bezeichnet, dann geht er ungesagt davon aus, daß in diesem Kernbereich keine Schichtlücken und Moränen gibt. Nach den Moränenabfolgen im Rhein-Vorlandgletscher und auch in Norddeutschland (s. u.) müßte es jedoch Vorstoßschotter und Grundmoränen geben, wie sie in Meikirch II für den würmzeitlichen Komplex oberhalb von 39,4 m Teufe vorhanden sind.

An dieser Stelle möchte ich noch einmal auf das Pollenprofil von Füramoos eingehen, dessen stratigraphische Stellung heute ungeklärt ist. In den DA 6–9 von Meikirch II kommt nämlich immer wieder die Lärche vor, ebenso wie in den entsprechenden DA 7–9 von Samerberg 2. In MADER (1976, 1983, S. 119) hatte ich darauf hingewiesen, daß sie auch in den Bohrungen Ur-Federsee 1 und Wurzacher Becken 1, in der Schieferkohle am Pfefferbichl und im Interglazial von Zeifen fehlen, daß sie aber in den Bohrungen Ur-Federsee 2 (in der Pollenzone „Buchau 2“ und der Bohrung Füramoos zwischen 8 u. 11 m vorhanden sind (FRENZEL 1976). Deshalb sollte man nicht mehr ganz von der Hand weisen, daß die unteren Teile von Füramoos und auch Buchau 2 noch in den mindelzeitlichen Komplex einzuordnen sind. Das hat zur Folge, daß die Schurfkraft der Eismassen des ersten (maximalen) rißzeitlichen Glet-

schervorstoßes doch nicht so groß war, wie ich früher dachte. Die zeitliche Einordnung von Buchau 2 bliebe dann im wesentlichen so, wie sie FILZER u. GERMAN (1967) angenommen hatten. Und vielleicht klärt sich eines Tages auch die Frage, ob das Füramooser Becken nicht erheblich tiefer ist als von FRENZEL (1972) vermutet, so daß dort weitere Informationen über die Lagerungsverhältnisse von Mindel-Haslach, Mindel-Thannheim, Bittelschieß und Mindel-Mittelbuch zueinander und zum ersten rißzeitlichen Gletschervorstoß zu gewinnen wären.

5 e. Die Parallelisierung der Bittelschießer Warmzeiten mit dem nordischen Holstein-Interglazial

GRÜGER hat schon bei der Bearbeitung des Profils Samerberg 2 zu Recht auf die Ähnlichkeit der *Abies-Buxus-Fagus-Pterocarya*-Warmzeit mit dem Holstein Norddeutschlands hingewiesen. Die Bezeichnung dieser Warmzeit stammt von PENCK (1922), der die in Norddeutschland zwischen den Grundmoränen der Elster- und der Saale-Eiszeit vorkommenden marinen Ablagerungen auf eine „Holstein-See“ bezogen hatte (s. WOLDSTEDT 1950). Mittlerweile ist diese Warmzeit auch an mehreren Stellen in Ostpolen nachgewiesen, und auch dort ist während dieser Warmzeit ein kräftiger Anstieg des Grundwasserspiegels festzustellen NITYCHORUK et al. (1999, S. 29). Allerdings fehlt dort die Buche, was aber auf den Übergang jener Gegend von atlantischem zu kontinentalem Klima zurückgehen dürfte. Denn auch heute findet die natürliche Verbreitung der Buche SW von Königsberg ihr Ende (WÜNSCHE 1916, S. 179).

W von Cottbus – zwischen Finsterwalde und Calau, haben UNGER et al. (1995) im Lug-Becken unmittelbar vor dem Lausitzer Grenzwall das Holstein-Interglazial bei 75–80 m ü. NN erbohrt. Das ca. 130 m tiefe Becken enthält zuunterst „glazifluviale Bildungen“, „Geschiebemergel“, „Bänderschluße und -tone“ in wechselnden Mächtigkeiten, die mehrere Erosionsphasen erkennen lassen (Abb. 2). Aus ihrer Abb. 4 geht hervor, daß das Lug-Becken Teil eines Systems von Eisstrom-Rinnen ist, welches hier stellenweise bis unter –10 m NN ausgeschürft wurde, bevor es in mindestens 4 Phasen bis zur holsteinzeitlichen Braunkohle wieder verfüllt worden ist. Die darüber folgenden fluviatilen Kiese haben den größten Teil der warmzeitlichen Schichten wieder entfernt. Aber auch ihre Oberfläche ist nicht mehr eben: in Erosionsrinnen liegen wieder Bänderschluße und Tone, die somit mindestens ein Interstadial anzeigen. Erst jetzt kommt eine Grundmoräne, die das ganze Gebiet überfährt und von UNGER et al. (1995, Abb. 4 u. S. 29) dem Drenthe-Stadium zugewiesen wird. Nach weiteren Bänderschlußen und Kiesen folgt die Grundmoräne des Warthe-Stadiums, die sich mit der Endmoräne des Lausitzer Grenzwalles verzahnt. Nach weiteren Bänderschlußen und Kiesen folgt zuletzt das Eem-Interglazial. Wenn wir dieses Profil mit der Schichtenfolge von Bittelschieß vergleichen, dann drängt sich der Verdacht auf, daß in der Schichtlücke zwischen den zweiten Bänderschlußen und der Drenthe-Grundmoräne ein Interglazial liegen müßte, das dem Taschenboden von Bittelschieß entspricht. Und die darüber folgende Drenthe-Grundmoräne entspräche dann dem C₁-Kies von Bittelschieß, der im Östlichen

Rhein-Vorland-Gletscher dem Moränenwall von Mindel-Mittelbuch entsprechen würde.

Diese Aussage erscheint im ersten Moment etwas kühn zu sein. Doch auch am Niederrhein gibt es die Erscheinung zweier Warmzeiten, deren Sedimente von Gletschereis in einen Moränenwall hineingearbeitet worden sind. Es handelt sich um die Krefelder und die Kempener Schichten. Unge störte Vorkommen dieser holstein-zeitlichen Ablagerungen liegen nach BRUNNACKER et al. (1978) etwa in der Mitte der „Mittelterrasse III“ zwischen 30 und 40 m ü. NN. Deren Basis reicht fast bis auf 0 m hinab, und sie wurde bis fast 50 m ü. NN wieder aufgeschottert. Die meisten Vorkommen sind aber in Endmoränen eingearbeitet, welche man der Saale-Eiszeit zuordnet (WOLDSTEDT 1950, S. 190). URBAN (1980) hat Pollenprofile bei Römerhof, Eyllscheberg und Stenden beschrieben. HANTKE (1978, 1992, S. 152) zitiert VANHOORN (1977), der Pollenprofile „an der französischen Grenze, in Herzelee, Lo und Melle“ gefunden hat.

Von Pritzwalk/Prignitz beschrieb ERD (1970, S. 135 ff.) ein Pollendiagramm, das genau unserer süddeutschen Warmzeit entspricht. Dort setzen zu Beginn der *Abies*-Phase brackische Verhältnisse ein, was auf einen beträchtlichen Anstieg des Meeresspiegels schließen läßt (Holstein-See). Auf S. 139 schreibt dann ERD (übers. a. d. Englischen): „Nach Beendigung des Holsteins von Pritzwalk durch ein Glazial, das paläobotanisch durch eine arktische kalte Steppe verdeutlicht wird, folgen im gleichen Profil glaziolakustrische Sande und über diesen wieder fossilhaltige Schichten, die den Beginn eines neuen Interglazials anzeigen“. Es ist das Dömitz-Interglazial von Pritzwalk/Prignitz, das aber in seinen oberen Teilen während des nachfolgenden Glazials wieder entfernt worden ist. Immerhin war es so warm, daß nach einer langen Anlaufzeit mit Weide und Wacholder der Eichen-Mischwald einsetzte (ERD 1970, Fig. 6). Wie HANTKE denke ich an eine Parallelisierung von Dömitz mit dem „Holstein II“ von WELTEN (s. o.).

6. Zwischenbilanz

Die Durchmusterung des Altmoränengebiets im Nördlichen und Östlichen Rhein-Vorlandgletscher hat folgendes ergeben:

- Die ältesten, sicher glazigenen Schotter liegen im Raum Isny, Schloß Zeil und über dem Wurzacher Becken. Die Schotter sind erosiv in die Jüngere Schichtserie der Oberen Süßwassermolasse eingelagert. Ihr Material ist reich an Molasse- und Flyschgeröllen, aber arm an zentralalpinem Kristallin. Ihre ockergelbe, von GRAUL als „molassisch“ bezeichnete Farbe entstand durch chemische Verwitterungsprozesse. Die Schotter repräsentieren die Günz-Eiszeit, die demnach bei weitem nicht die Eismassen entwickelt hat wie die folgenden Eiszeiten.
- Das Günz-Mindel-Interglazial war eine sehr lange Zeit der Eisfreiheit. Das Klima war so warm und dauerte so lange, daß sich ein mehrere Meter mächtiger roter Boden entwickeln konnte (z. B. total zersetzter Heggbacher Schotter; 5 m mächtiger Boden im Gebiet des Iller-Vor-

landgletschers nach RÖGNER 1980, S. 131). Zur Bildung von Kaolin reichte es jedoch noch nicht.

- Der erste Gletschervorstoß des mindelzeitlichen Komplexes war zugleich auch die größte pleistozäne Vorlandvergletscherung. Mit ihr setzte der Tiefenschurf in den Alpen ein. Seitdem sind die Alpen von ihrer Verwitterungs-Rinde befreit und die Gletscher bringen künftig nur noch graues, „frisches“ Material ins Vorland.
- Der Teil der sog. Altmoräne, der nach der Revision der Pleistozän-Stratigraphie durch GRAUL (1962) und SCHÄDEL u. WERNER (1963) mindelzeitlich wurde, enthält die Serien von 4 großen Vorlandvergletscherungen, die ich nach ihrer Lage im PENCK u. BRÜCKNER-System Mindel-Haslach, Mindel-Thannheim, Mindel-Mittelbuch und Mindel-Bittelschieß nenne. Dazu kommen drei kleinere Vergletscherungen, deren Eismassen die Europäische Wasserscheide gerade noch überwunden haben, und die zwischen Mindel-Mittelbuch und Mindel-Bittelschieß einzuordnen sind. Locus typicus für diese ist die Kiesgrube Bittelschieß.
- Alle diese Vorlandvergletscherungen sind durch echte Warmzeiten voneinander getrennt: Federsee-Unterpfaufenwald (= Rottum/Riedwanger), Ziegelberg, Samerberg 2 und Taschenboden von Bittelschieß. Die Anzahl der Warmzeiten wird sich noch erhöhen, weil die stratigraphische Stellung der Pollenprofile der lindenreichen Warmzeit „Configon“ (REYNAUD 1982) sowie der Lärchen-führenden Pollenprofile von Pfefferbichl, von Buchau 2 und vom unteren Teil von Füramoos noch nicht geklärt ist.
- Alle diese Warmzeiten sind aber älter als mindel-riß-interglazial.
- Die Warmzeit von Samerberg 2 entspricht dem norddeutschen Holstein-Interglazial (GRÜGER 1983). Weil dies auch an vielen Stellen in der Lausitz und in Polen nachgewiesen ist (UNGER et al. 1995, NITYCHORUK et al. 1999), und weil auch das Interglazial von Krefeld hierher gehört (WOLDSTEDT 1950, S. 190, 211, URBAN 1980), haben wir für die Parallelisierung der quartären Sedimente Nord- und Südeuropas einen guten Leithorizont, der allerdings nicht mindel-riß-interglazial ist, wie bisher allgemein angenommen wurde.
- Es bleibt zu überprüfen, ob die sog. „Kempener und Mörser“ Schichten in der Zeit entstanden sind, als sich in Süddeutschland die kleine Vorlandvergletscherung und die Warmzeit des „Taschenbodens von Bittelschieß“ abgespielt haben, die auf die Warmzeit von Samerberg 2 folgten (vgl. WOLDSTEDT 1950, S. 193 f.).
- Auch sollte in Betracht gezogen werden, daß es sich bei dem nordeuropäischen Saale-Eisvorstoß um den letzten handelt, der in Oberschwaben am Ende des Mindel-Komplexes liegt und den ersten rißeiszeitlichen Gletschervorstoß in seiner Ausdehnung übertrifft (Mindel-Bittelschieß).
- Das Mindel-Riß-Interglazial ist pollenanalytisch bislang noch nicht eindeutig nachgewiesen. Es wird jedoch durch den jüngsten pleistozänen Boden repräsentiert, der noch rote bis rotbraune Farbe aufweist (Ferretto).

- Auch der Komplex der früheren Riß-Eiszeit wird durch warmzeitliche Böden untergliedert, so daß die großen Gletschervorstöße den Charakter vollgültiger Eiszeiten besitzen. Wenn allein im Rißtal deren 5 festzustellen sind, dann kann es sich auch hier nur um eine Mindestanzahl handeln. Denn es ist noch längst nicht geklärt, wo die warmzeitlichen Pollenprofile Buchau 3 bis Buchau 6 oder die beiden Böden in den obersten Schichten von Bittelschieß einzuordnen sind.
- Wenn man die doch sehr mächtigen Böden des Altpleistozäns und auch die geringer mächtigen des rißzeitlichen Komplexes mit den gerade 30–40 cm mächtigen Böden vergleicht, die etwa seit den letzten 10 000 Jahren entstanden sind, dann beschleicht einen das Gefühl, daß die Altersschätzungen von ca. 500 000 Jahren für den Mindel-Eisvorstoß durch HAAG u. SCHREINER (in GEYER u. GWINNER, 3. Aufl., S. 220) oder auch die 780 000 Jahre, die SCHLÜCHTER u. MÜLLER-DICK (1996) für die „größten Vergletscherungen“ ansetzen, für die Bildung aller bisher bekannten Böden nicht ausreichen dürften.
- Wenn dieses Gefühl richtig ist, dann stellen sich automatisch diese Fragen: Wie weit liegen im Nördlichen Alpenvorland die ältesten Eiszeiten zurück? Was geschah dort während des Pliozäns? Wo sind die in den letzten Jahrzehnten immer weiter „ausgebauten“ „Donau-Eiszeiten“ und die von SCHÄFER verfochtene „Biber-Eiszeit“ unterzubringen?

Um alle diese Fragen, und darüber hinaus noch weitere – in diesem Zusammenhang noch nicht gestellte – beantworten zu können, ist es unumgänglich, daß wir uns in der europäischen Nachbarschaft kundig machen. Denn dort wurden die auch uns betreffenden Grenzen zwischen Mio- und Pliozän, Plio-Pleistozän und die auf der Basis von Pollenanalysen bestimmten Grenzen zwischen Kalt- und Warmzeiten definiert. Weil ihre Beantwortung aber den Rahmen dieser Arbeit sprengen würde, möchte ich hier nur noch auf die Verhältnisse im Rhônetal eingehen, weil dort der Schlüssel für die Datierung der Mindel-Haslach- und Mindel-Thannheim-Eiszeiten liegt. Alle anderen Fragen sollen in einem zweiten Teil behandelt werden.

7. Die Verhältnisse im Gebiet des Rhône-Vorlandgletschers

Wenn in der Bohrung Montfleury die Moräne direkt auf der chattischen Molasse als „moraine rissienne“ bezeichnet wird (s. S. 68f.), dann wirkt offensichtlich auch hier noch die PENCKsche These nach, daß nur im Inn-, Salzach- und im Iller-Gletschergebiet die Mindel-Eiszeit die Zeit der größten Vorlandvergletscherung gewesen sei, sonst aber im Umkreis der Alpen die Riß-Eiszeit (vgl. MACHATSCHKE 1944, S. 329). Auch draußen im Gebiet des Rhône-Vorlandgletschers und in der Bresse herrscht Übereinstimmung darüber, daß die Moränenbögen der Dombes rißeiszeitlich seien („moraines externes“ bei CAMPY 1984, S. 242; „Riss ancien“ und „Riss récent“ bei FLEURY u. MONTJOUVENT 1984, S. 231). Doch die Alterseinstufungen der äußersten Moränen, die bei Lyon z. T. noch jenseits der Saône und der Rhône auf dem Kristallin des Zentralmassivs liegen und Umlenkungen der von

Norden kommenden Wassermassen erzwungen haben, reichen von mindelzeitlich bis würmzeitlich (DEMARCO 1973, S. 27; FLEURY u. MONTJOUVENT 1984, S. 231 f.; HANTKE 1978, 1992, S. 336 f.). Die Ablagerungen der ältesten Stauseen in der Bresse dagegen, die jeweils durch Abdämmung des Saône-Tals durch die großen pleistozänen Vorlandgletscher entstanden sind, werden wegen ihrer Säugerreste ins Oberpliozän gestellt (CHALINE 1984, S. 251 f.). Dabei macht die Tatsache, daß auf der Anhöhe von Croix-Rousse im Stadtgebiet von Lyon eine Säuger-Fauna vom Pikermi-Typ gefunden worden ist wie bei St. Jean-de-Bournay (THENIUS 1959, S. 63) deutlich, daß zwischen der Ablagerung der jüngsten pliozänen Schichten im Rhônetal und den ältesten Stauseen der Bresse eine große Erosionsdiskordanz liegt, die bis auf die oligozänen Schichten der Vorlandsmolasse hinabgreift. Die Stauseimente müssen dann notwendigerweise pleistozänes Alter haben. Diese Einstufung unterstreicht auch die Grundmoräne von St. Jean-sur-Reyssouze.

Vergleicht man die Abfolge der Moränenbögen, die petrographische Zusammensetzung der Schotter, die Einschneidungsphasen und die Fossilinhalte der Stausedimente der Bresse mit denen des Rhein-Vorlandgletschers, dann sind die Parallelen so zahlreich, daß eine zeitliche Gleichstellung als selbstverständlich erscheint.

- Die „Alluvions Jaunes“ sind die ältesten pleistozänen Ablagerungen in der Bresse. Es handelt sich um eisenrot verwitterte Schotter und Sande alpiner Herkunft, die den alten Saône-Lauf westlich des Rückens von Croix-Rousse und Point du Jour begleiten (DEMARCO 1973, S. 32, Fig. 16) und noch die östlichsten Ausläufer des Zentralmassivs bedecken. Sie sind im Süden mehrere Dutzend Meter mächtig und keilen im Norden gegen die Chalaronne aus. Weil auch ihre Oberfläche nach Norden abfällt, also gegen die Saône, handelt es sich um einen ehemaligen Schwemmfächer der Rhône. Weil sie z. T. überlagert werden von der Grundmoräne des maximalen Gletschervorstoßes, kann es sich nur um ein Äquivalent zu den Günz-Schottern des Rhein-Vorlandgletschers handeln. Unter den französischen Kollegen gelten sie als „villafranchien“, weil sie Reste des Auvergne-Elefanten enthalten. Im Fortgang dieser Arbeit wird sich jedoch zeigen, daß dieser Ausdruck präzise weiter untergliedert werden kann.
- Bei den sog. „Cailloutis à galets striés de St.-Jean-sur-Reyssouze“ handelt es sich um eine 4–7 m mächtige Schicht mit gekritzten Geschieben, deren Beschreibung durch BONVALOT et al. (1984, S. 232, 310) auf eine typische Grundmoräne schließen läßt. Sie erstreckt sich weit außerhalb der Äußeren Moräne der Dombes von Bourg-en-Bresse über St.-Jean-sur-Reyssouze bis Pont-de-Vaux und Belleville an der Saône. Sie ist damit durchaus der mindelhaslachzeitlichen (maximalen) Grundmoräne des Östlichen Rhein-Vorlandgletschers zu vergleichen.
- Graue Schotter: Im Gebiet des Zusammenflusses von Rhône und Saône, dem lyonnaiser Stadtteil Caluire, gibt es eine Schotterrinne, deren Basis ca. 100 m unter dem Niveau der heutigen Rhône liegt. Sie ist gefüllt mit grauem Material, das sich mit der Äußeren Moräne des Plateau von Caluire verzahnt. Demnach handelt es sich um deren Vor-

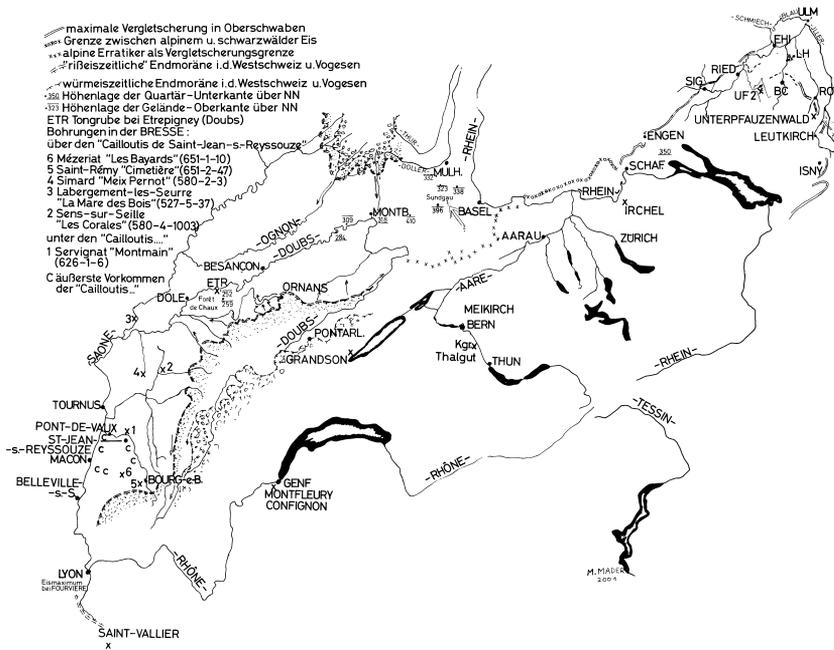


Abb. 4: Übersichtsskizze über die im Text erwähnten Lokalitäten vom Rhein- zum Rhône-Vorlandgletscher. Beachte: Zwischen der Sohle des Singener Beckens und der Bresse besteht ein durchgehendes Gefälle (Sundgau-Schotter).

stoßschotter. Sie sind älter als die gleichfarbigen Vorstoßschotter, welche sich aus der Moräne der Dombes entwickeln. Es liegt somit nahe anzunehmen, daß in den vorrißeiszeitlichen Moränen um Lyon Äquivalente mindelzeitlicher Eisvorstöße dokumentiert sind, die bislang nur als Rückzugsstadien des Rhône-Vorlandgletschers aus seinem Maximalstand gedeutet werden (DEMARCO 1973, S. 27 nach BOURDIER; HANTKE 1992, Bd. I, S. 337). Die Pollenprofile und auch die reichlich vorhandenen Paläoböden im Komplex der Bresse-Mergel geben Spielraum in diese Richtung.

- Die Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze verzahnt sich mit den „Marnes de Bresse“, welche den südlichen Teil der Bresse-Ebene über oligozäner Molasse auskleiden. Nach den in ihnen enthaltenen Pollenprofilen, Paläoböden, Mollusken- und Kleinnager-Resten handelt es sich um einen vielgliedrigen Komplex von Feinsedimenten, die im Rückstau des Rhône-Vorlandgletschers abgesetzt wurden, wenn er das Tal der Saône abdämmte. Nach Norden gehen die Mergel über in die Sande von Chagny, in die Sande und Schotter des „Bois de Vaux“ und in die Schotter des „Forêt d’Arne“. Abgesehen von den Randbereichen ist das Material alpinen Ursprungs und geht sowohl nach den Korn-

größen wie nach dem Schwermineralgehalt aus den Sundgauschottern hervor (s. BONVALOT et al. 1984, S. 209 ff.). Dabei sind die Leitmineralien des Alpenrheins nicht zu übersehen.

HANTKE (1978, 1992, S. 274) leitet die unter den Schwermineralien vorkommende Blaue Hornblende (Glaukophan) aus der westschweizerischen Napf-Schüttung her. Wohl gibt es in der stampischen Faltenmolasse der Westschweiz Glaukophan, aber es ist weder in der Vorlandsmolasse noch in den eiszeitlichen Sedimenten des schweizerischen Mittellandes vorhanden (s. GASSER u. NABHOLZ 1969). Weil auch im Einzugsgebiet der Aare keine entsprechenden Ausgangsgesteine anstehen, ist Glaukophan eher als ein Leitmineral des Alpenrheins anzusehen. Denn in der östlichen Verlängerung des Aare-Gotthard-Massivs wurde im Chatt – hart am damaligen Alpenrand – Molassematerial nach Osten verfrachtet, das neben reichlich Quarz und Feldspat (ehem. Granit od. Gneis) auch einen deutlichen Gemengteil an Glaukophan enthält (hoch P-metamorpher Ophiolithe). Erst östlich von München wurde es auch in nördlichere Teile des Molassetrogs geschüttet (GRIMM 1965; vgl. LEMCKE et al.; Tab.). Heute ist Glaukophan vor allem für die Hinterrhein-Provinz charakteristisch (HAHN 1969), und in den alten Rhein-Schottern der Iller-Lech-Platte ist es ebenso enthalten wie in den ältesten pleistozänen Schottern des Oberrhein-Grabens (TILLMANN et al. 1978; BARTZ 1961 1976).

An Großsäuger-Resten hat man in den Schottern der „Forêt de Chaux“ einige des Südelefanten gefunden (*Elephas meridionalis*) und in den Schottern von Chagny (zwischen Beaune und Chalons) sogar vom *Mammuthus (Zygodolophodon) borsoni* und *Anancus (Bunolophodon) arvernensis*,

Einen größeren stratigraphischen Wert als die Elefanten haben die Kleinnager der *Mimomys*-Reihe: Sie beginnt mit *M. antiquus* und geht über *M. occitanus* zu *M. stehlini*, dann zu *M. polonicus*, *M. pliocaenicus* und *M. ostramosensis* und schließlich zu *M. savini*. CHALINE (1984, S. 262, 311) gibt die Lebenszeit von *M. stehlini* mit „Reuver“ an und setzt dieses in die obere Hälfte der magnetischen Gauss-Epoche. Wir werden jedoch in Teil II sehen, daß *M. stehlini* in astiano-zeitlichen Schichten sowohl bei Asti selbst wie in Wölfersheim in der Wetterau vorkommt. Deshalb dürfte sie eher in der ersten Hälfte der Gauss-Epoche gelebt haben, wie ZAGWIJN (1974, S. 79) dies dargestellt hat. Dafür spricht auch, daß CHALINE (1984, S. 252) unter den Zahnfunden der *Mimomys*-Reihe für die Bresse kein Exemplar von *M. stehlini* anführt. Er diskutiert (1984, S. 266 f.) die an anderen Orten festgestellten Alter einzelner *Mimomys*-Formen und gibt für *M. polonicus* ein Alter von 3,3–3 Millionen Jahre an, für *M. pliocaenicus* 1,9 Mill. Jahre.

Weil wir durch die nach-pliozäne Erosionsphase in der Bresse und im Rhône-Tal ein pleistozänes Alter der gesamten Schichtenfolge in der Bresse nachweisen können, dürfen wir auch behaupten, daß weder *A. arvernensis* allein noch *M. pliocaenicus* leitend für das ausgehende Tertiär sind, sondern für das älteste Quartär bis in den Mindel-Komplex hinein.

Auf ein pliozänes Alter der Bresse-Sedimente kam man auch, weil man erkannte, daß einige Pollenprofile mit den Reuver-Schichten der Niederrheinischen Bucht parallelisiert werden können. Weiter unten wird jedoch gezeigt, daß auch die Reuver-Sedimente am locus typicus einem Relief eingelagert sind, das nur durch eine erste (ältestpleistozäne) Absenkung des Meeres-

spiegels entstanden sein kann. Folglich müssen wir dann auch erkennen, daß einige der in der Literatur noch als „tertiär“ bezeichneten Baumarten mindestens zwei Eiszeiten in Mitteleuropa überstanden haben.

Die in der Bohrung Servignat-Montmain (626–1-6) erbohrten Schichten liegen unter der Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze. In ihnen fand G. FARJANEL (1984, S. 276) neben den Pollen des EMW und *Pinus diploxylon* auch noch solche von *Sequoia*, *Sciadopitys* (Schirmtanne), *Nyssa* (Tupelobaum), *Liquidambar* (Amberbaum), *Pterocarya* (Flügelnuß), *Carya* (Bitternuß), *Engelhardtia* und Palmen. Die Buche ist nicht verzeichnet. Nach ZAGWIJN (1974, S. 14) ist diese Pollenassoziation mit dem Reuver der Niederrheinischen Bucht zu vergleichen. In der Bresse machte der Umstand Datierungsschwierigkeiten, daß bei Teufe 11,25 m der Zahn einer Maus gefunden wurde, der nach P. MEIN zu *Mimomys polonicus* gehören soll, nach CHALINE aber zur fast 300 000 Jahre jüngeren *Mimomys pliocenicus ostramosensis*. Diese Frage kann durch den Säuger-Fundort St. Vallier eher zugunsten ersterer entschieden werden (s. u.).

Die Bohrungen von Saint-Rémy „Cimetière“ (652–2-47), Mézeriat „Les Bayards“ (651–1-10), Garnerans „Les Bruyères“ (650–2-178) erschlossen die Schichten über der Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze: Auch sie enthielten noch die sog. „tertiären“ *Sciadopitys*, *Symplocos*, *Nyssa* und *Liquidambar*, wenn auch nicht mehr in so hohen Anteilen. Taxodiaceen, Cupressaceen und Abietaceen haben die Vormacht. Daneben sind außer den Angehörigen des EMW auch *Pterocarya*, *Carya*, *Juglans* (Walnuß), *Zelkova* (Wasserulme) und Buche vertreten. Hier zeigen sich deutlich klimatische Unterschiede zwischen dem nördlichen Alpenvorland und dem Rhône-Saône-Tal mit ihren mediterranen Einflüssen. Denn die ältesten dieser Profile sind stratigraphisch mit dem Interglazial von Unterpfaufenwald zu parallelisieren.

Nördlich des Verbreitungsgebiets der Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze wurde die Bohrung Labergement-les-Seurre niedergebracht („La Mare des Bois“ (527–5-37)): Auch hier dominieren im unteren Teil die Koniferen, darunter *Pinus diploxylon* mit 20–30 %, begleitet von *Picea*. Der Anteil der Hemlocktanne (*Tsuga*) schwankt zwischen 3 und 11 %. Unter den Laubbäumen dominieren *Pterocarya*, *Alnus* und *Zelkova* mit nahe 10 %. Die Buche erreicht bei Teufe 21,4 m 7,5 % neben *Carya*, *Betula*, *Salix*, *Quercus* und *Carpinus*, deren Anteile alle 5 % betragen.

Reiht man die Pollenprofile in der (*Mimomys*-)Folge übereinander, wie FARJANEL (1984, S. 278) dies tat, und fügt die beiden „ältesten“ noch unten an, dann erhält man einen Überblick über das Geschehen in der Bresse: Die ältesten Profile unmittelbar unter und über der Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze unterscheiden sich durch ihre „tertiären“ Elemente von den gleichzeitigen Floren Süddeutschlands, korrespondieren aber mit denen des Oberrheingrabens und der Niederrheinischen Bucht. Es wurden in der Bresse aber auch noch Schichtlücken erbohrt, darunter mindestens drei Paläoböden, die jünger sind als die mindel-haslach-zeitliche Grundmoräne von St.-Jean-sur-Reyssouze. Bedeutend mehr Bohrungen stellten CLAIR u. PUISSEGUR (1984, S. 305) nach Lithologie und Fossilininhalt zusammen und fanden

mehrere Erosionsphasen, die sie mit positiven tektonischen Bewegungen gleichsetzten. Die Auffüllungsphasen sollten dagegen durch Absenkung eines Bresse-„Grabens“ verursacht worden sein. Wenn wir aber den Verlauf der Nichtbaumpollen-Kurve mit dem lithologischen Profil vergleichen, dann finden wir, daß die Kaltphasen immer über den Schichtlücken einsetzen, und daß die Wiedererwärmung bis zur nächsten Schichtlücke/Boden zunimmt. Die Kaltphasen sind aber bei weitem nicht so stark ausgeprägt wie im Nördlichen Alpenvorland. Die besten Deutung dieser Phänomene ist m.E. folgende: Während gletscherfreier Zeiten fließen Rhône und Saône etwa so wie heute in ihren Tälern. Wenn alpine Eismassen bis hinaus ins Vorland gelangen, dann setzt eine fluviatile Erosionsphase ein, die durch eine Absenkung des Vorfluterniveaus verursacht wird (eustatische Absenkung des Weltmeeresspiegels). Stoßen die Eismassen weit genug vor, dann dämmen sie die Wasser von Saône samt Doubs ab, so daß das gerade entstandene Rinnensystem wieder verfüllt und die gesamte Bresse unter Wasser gesetzt wird. Erst wenn das Eis wieder schwindet, können die Wasser des Stausees einen neuen Weg nach Süden finden und ihn allmählich ausweiten. Das heißt, daß man in den Stausedimenten nie die Pflanzen oder Tiere finden wird, welche die Frühphase der Eiszeit miterlebt, sondern nur diejenigen, welche die spätglazialen Stauseen bis zu deren Entleerung bevölkert haben. Den besten Beweis für die Richtigkeit dieser Überlegungen haben wir in der Existenz der Grauen Vorstoßschotter, deren Rinne in Lyon ca. 100 m unter dem Niveau der heutigen Rhône liegt (s.S. 78). Sie beweist die Absenkung des Mittelmeer-Spiegels und macht gleichzeitig das Vorhandensein eines Bresse-Grabens unnötig.

8. Das Profil der Fossilfundstelle Saint-Vallier und seine stratigraphischen Aussagen

Immer wieder stößt man in der Literatur auf den Begriff des „Lösses von Saint-Vallier“. Zwar wird in der Sekundärliteratur auf VIRET (1954) verwiesen, aber die Lektüre dieser Arbeit gibt weitaus mehr stratigraphisch wichtige Einzelheiten her, als in der internationalen Diskussion verwendet werden. Deswegen soll hier das Gesamtprofil dargestellt und diskutiert werden.

Saint-Vallier liegt ca. 65 km S von Lyon direkt an der Rhône. Gleich unterhalb des Ortes mündet die Galaure – von NE kommend –, nachdem sie das Kristallin-Massiv des Plateaus von Montrebut in einer Schlucht durchsägt hat. Dieses Granit- und Gneismassiv, das auf der Geol. Übersichtskarte nicht dargestellt ist, bildet zusammen mit einem ähnlichen Massiv bei Vienne die östlichsten noch sichtbaren Ausläufer des Zentralmassivs, dessen wahre Erstreckung im Untergrund sich jedoch in der Ausbuchtung der Faltenachsen im südlichsten Teil des Faltenjuras zu erkennen gibt. Südlich von Saint-Vallier, wo die Granite und Gneise des Massivs von Montrebut unbedeckt zutage treten, sind sie ähnlich tiefgründig *in situ* verwittert wie z. B. im Zentralmassiv S von Clermont Ferrand oder im Massiv des Maures. Sie sind also schon sehr lange der Wirkung der Pflanzendecke und der Atmosphären ausgesetzt.

Die maximalen Höhenwerte für die Kristallin-Oberfläche liegen W von Montrebut bei rund 350 m ü. NN. Weil dort aber die Rinne des Schotter „p^{1a}“ in das Massiv eingeschnitten, und deshalb das Kristallin dort aufgearbeitet worden ist, dürfte die ursprüngliche Oberfläche um mindestens die Dicke des Schotter höher gelegen haben (ca. 30 m).

Nach der topographisch-geologischen Skizze von VIRET (1954, Fig. 1) ist als

- „cm³“ „sehr mächtige marine miozäne Molasse“ an das Massiv von Montrebut östlich angelagert. Sie führt (selten) Austernschalen. Kreuzgeschichtete Sande wechseln ab mit Lagen sehr gut gerundeter Gerölle, die bis Kopfgröße erreichen können. Auch die Beobachtung VIRETS, daß die Schichtung nach oben unruhiger wird, legt die Interpretation eines alten Strandes nahe. Er dürfte aus der Zeit stammen, als das circumalpine Molassemeer immer weiter anstieg, um bei seinem Höchststand bis zur Äußeren Klifflinie auf der Schwäbischen Alb vorzustoßen (sog. Obere Meeresmolasse OMM).

Direkt an der Auflagerungsfläche der Schichten gegen das Kristallin erreichen sie noch 332 m ü. NN. Dies kann aber nicht das ursprüngliche Aufschüttungsniveau gewesen sein, weil die Obergrenze der „cm³“-Schichten sehr schnell nach E abfällt, um sich bei 310 m ü. NN zu stabilisieren. Dort klafft eine erosionsbedingte Lücke, welche das ganze Obermiozän, das sog. Messin des Mittelmeer-Raums, das marine Unterpliozän (Piacenziano) und wohl einen Teil des (terrestrischen) Oberpliozäns umfasst. Denn in diese Hohlform eingelagert sind

- als „p,a,“ bezeichnete „pliozäne Mergel mit der Fauna von Hauterive“, mit lignitischen Einlagerungen (VIRET), in welchen Reste von *Nyssa* (Tupelobaum) sowie Land- und Süßwasserschnecken gefunden worden sind. Von diesen Sedimenten sind maximal 30 m erhalten geblieben. Durch den Schotter „p^{1a}“ sind sie zwischen 340 und 330 m ü. NN abgeschnitten.
- als „p⁰“ gekennzeichnete Sande mit alpinen Quarzit und Kalkgeröllen stehen in gleicher stratigraphischer Lage am Nordrand des Massivs von Montrebut an, so daß man annehmen darf, daß beide Sedimente unter dem Schotter „p^{1a}“ sich miteinander verzahnen, zumal die Basis der Sande bei 280 m ü. NN noch nicht erreicht ist. In ihnen hat man bei Lens-Lestang *Anancus arvernensis* und *Rhinoceros leptorhinus* = *megarhinus* gefunden, welche sie als astiano-zeitlich ausweisen (s. Teil II).
- Etwa im gleichen Niveau setzt auf der Westseite des Massivs von Montrebut ein kleines Schottervorkommen ein, welches VIRET mit „e“ gekennzeichnet hat. Es sind kaolinhaltige Sande und Schotter, die ausschließlich aus kleinen Granit- und Gneisgeröllen bestehen. Diese müssen aus der unmittelbaren Umgebung stammen, weil sie in einem kaolinbildenden Klima bei längerer Transportdauer zersetzt worden wären. VIRET ordnete dem Schotter kein bestimmtes Alter zu. Aber heute können wir sagen, daß solche kaolinhaltigen Restschotter während des ganzen Obermiozäns und bis zum Ende des Pliozäns entstanden sind (s. Teil II). Falls diese hier aber älter wären als die pliozä-

nen Mergel „p_a“, dann wäre die während des Messins entstandene Schichtlücke über der Meeresmolasse als noch größer anzunehmen. Sollte der Restschotter aber jünger sein als die Mergel, dann wäre er als end-pliozän einzustufen und der Kieseloolith-Formation Rheinheßens und der Niederrheinischen Bucht gleichzusetzen.

- Der Schotter „p^{1a}“ stellt nach VIRET den westlichsten Ausläufer der Schotterdecke von Chambaran dar und quert in einer 20–30 m tiefen Rinne von NE nach SW das Plateau von Montrebut, in der gleichen Richtung wie die heutige Galaure. Er kappt alle vorher beschriebenen Schichten. Der Schotter ist durchgehend rot bis braunrot patiniert, und es überwiegen große alpine Quarzitzerölle über Lydite und schwarze, Ammoniten-führende Jurakalke (VIRET 1954, Pl. 33). Der Schotter gilt als „villafranchien“ und trägt eine ca. 1,5 m dicke Verwitterungsdecke aus Braun- und Rotlehmen.
- „Lv“ für „Loess villafranchien“ setzte VIRET für die die Decke aus „älterem“ Löß, die den westlichsten Ausläufer des Scotters „p^{1a}“ bedeckt. An der Fossil-Grabungsstelle besteht er von unten nach oben aus folgenden Schichtgliedern:
 - Hier besteht die Verwitterungsschicht des Schotters aus einem richtig roten Lehm, der nach unten sandig wird und immer größere Gerölle enthält;
 - eine 1 m dicke unregelmäßige Bank aus hartem Löß, der an der Unterseite verbraunt ist; hie und da einige fossile Knochen.
 - 25 cm „fettiges“ rotes Material, geht nach oben über in
 - 90 cm „zarter“ Löß ohne Fossilien, unten mit spärlichen, kleinen, nach oben häufiger werdenden Lößkindln (hier Pollenprobe);
 - 150 cm gelber, weicher Löße mit Nestern von Fossilien, die häufig mit Dendriten überzogen sind, selten Lößkindln (hier Pollenprobe);
 - 30 cm unregelmäßige Schicht aus weichem bis halbweichem Löß, mit Spuren von Fossilien;
 - 45 cm eine Bank von hartem bis sehr hartem typischen Löß, der überall einige Fossilien führt aber, unter dem Weg eine veritable Knochenbrekzie enthielt; die Bank hält sich nicht an den Verlauf der Erdoberfläche, sondern fällt mit ca. 16° nach N ein (hier Pollenprobe);
 - An der Oberfläche eine ca. 150 cm dicke Linse aus Rotlehm, der gegen E noch zunimmt; an der Basis ist das Material sehr fett, und hier liegen rot-verwitterte, aber noch erkennbare Knochenreste, die oft mit kleinen Kalkkongregationen überzogen sind. Die heutige Erdoberfläche schneidet diese Schicht schräg ab (VIRET 1954, S. 21), so daß auf den Äckern die Knochen z.T. offen herumlagen und die Sammler auf das Vorkommen überhaupt aufmerksam gemacht haben.

Ca. 850 m NNW von der eigentlichen Fossil-Grabungsstelle wurde ein zweites Profil aufgenommen (VIRET 1954, S. 11). Es enthielt

- eine Verwitterungsdecke des Schotters „p^{1a}“ aus Braunlehm;
- 80 cm hellgelben Löß mit großen Lößkindln;
- 45 cm weichen Löß mit Verästelungen aus Fe-Oxiden;

- 45 cm harte, unregelmäßige Lößbank;
- 250 cm rissigen Rotlehm (un „fendillé“ rouge, typique);
- 300–350 cm weichen, weißgelben Löß, der verstreut einige kleine Lößkindl enthielt, welche an jüngeren Löß erinnern.

Die jüngeren pleistozänen Ablagerungen des Rhônetals hat VIRET ebenfalls in seine Sätze aufgenommen, und zwar

- „a^{1c}A“ für die 30–35 m-Schotterterrasse;
- „a^{1d}“ für die 18–25 cm-Terrasse;
- „a^{1e}“ für die 12–15 cm-Terrasse;
- „a²⁻¹“ für die „alten und jungen Alluvionen“ des Rhônetals;
- „Lr“ für „jungen, bröckeligen Löß“, der die normale Gastropodenfauna geliefert hat;
- „A“ für Lehme auf dem villafranchien-zeitlichen Löß, welche „isolierte Zähne von *Equus caballus*“ geliefert haben.

VIRET (1954, S. 21 ff.) beschreibt die Bergung der Fossilien sehr detailliert. Daraus geht hervor, daß die meisten geborgenen Exemplare aus den Lößbänken stammen, die ihre Verhärtung dem während der verschiedenen Bodenbildungen freigesetzten und dann dort wieder abgesetzten Kalk verdanken. Eine Kennzeichnung des jeweiligen Fundhorizontes wurde nicht vorgenommen. Nach eingehender Diskussion des Fundmaterials faßt VIRET die gefundenen Spezies in einer Tabelle zusammen und vergleicht sie mit den Fundlisten anderer Orte. Unter diesen sind für uns besonders Chagny, Valdarno superieur und Tegelen interessant, weil sie uns die Richtung unserer weiteren Untersuchungen weisen. Auffallend ist, daß der locus typicus für das Villafranciano in der Liste fehlt.

Die uns hier besonders interessierenden Wirbeltiere sind *Equus (Hippotigris) stenonis* Cocchi, *Anancus arvernensis* Cr. et Job., *Elephas (Archidiskodon) meridionalis* Nesti, *Castor plicidens* Maj. und *Miomys plicocenicus* Maj.

Um die Entstehungsbedingungen der Lössen von St.-Vallier verstehen zu können, ließ VIRET (1954, S. 18) aus 1,5 m, 3 m und 4,5 m Tiefe am Grabungsort Proben entnehmen und durch KRÄHENBÜHL auf ihren Polleninhalte untersuchen:

Cedrus, *Pinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Betula*, *Alnus* und *Salix*. Direkt unter der Rotlehmdecke des fossilen Bodens gibt es prozentual am meisten Nicht-Baumpollen, unwesentlich weniger bei 4 m im weichen Löß ohne Fossilien, und überhaupt keine im gelben weichen Löß bei 3 m Tiefe. Die typischen Löß-Schnecken, die VIRET vom jüngeren Löß erwähnt, sind in den älteren Lössen nicht gefunden worden. VIRET erkannte die Bedeutung dieser Ergebnisse und wies darauf hin, daß „es uns verpflichtet die Vorstellungen aufzugeben, daß die Vergletscherungen an ein rauhes Klima gebunden seien“. Noch deutlicher wird diese Aussage, wenn wir die (hoch-)glazialen Lössen mit den spät- bis interglazialen Stausee-Floren der Bresse vergleichen: „glazial“ bedeutet hier nämlich, daß die sog. „tertiären“ Formen fehlen, die an sumpfiges Milieu oder sehr warmes Klima gewöhnt sind (ob-

wohl der Biber vorhanden ist), und sogar die Piceaceae und die Abietaceae fehlen.

Wenn wir die Ergebnisse von VIRETS Untersuchungen analysieren, dann stellen wir fest:

- Der Löß von St.-Vallier besteht nicht aus einem, sondern aus zwei verschieden alten Lössen, die beide einen Rotlehm-Boden tragen und den jeweiligen Kalkausfällungshorizont in Gestalt einer harten Lößbank aufweisen.
- Unter diesen beiden Lössen gibt es einen ältestpleistozänen Schotter, der in die Umgebung eingeschnitten ist und außer einer Verwitterungsschicht durchgehend Zersetzungsspuren zeigt.
- Obwohl die Fossilien in der Liste nicht nach Fundhorizont gekennzeichnet sind, dürften die meisten von ihnen aus der oberen harten Lößbank stammen, weil ihr die besondere Aufmerksamkeit der Ausgräber galt. Deshalb gehen wir vorerst davon aus, daß *Anancus arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Mimomys pliocaenicus* in dem oberen Löß enthalten waren.
- Denn dies würde der Ansicht VIRETS Rechnung tragen, daß die Säuger-Fundstelle Chagny älter ist als St.-Vallier, weil jene Fauna u. a. mit *M. borsoni* und dem Tapir einen „einen alten Stempel“ trägt (VIRET 1954, S. 178; vgl. S. 80).
- Und es würde bestätigen, daß *Mimomys pliocaenicus* in der Bresse erst im zweiten „kalten“ Pollenabschnitt der Fig. 8 in *Farjanel* (1984, S. 278) auftritt.
- Obwohl es zur detaillierten Klärung dieser Sachverhalte noch ein weiter Weg ist, können wir sagen, daß der Schotter „p^{1a}“ der Schotterdecke von Chambaran günzeitliches Alter haben muß, denn dieser ist ein Lokalschotter und nur wenig in seine Umgebung eingeschnitten, wogegen
- die Haupt-Einschneidungsphase im Rhônetal vor der mindel-haslach-zeitlichen Maximalausdehnung des Rhône-gletschers stattgefunden hat (s. o.). Und im Rhônetal streicht die Schotterterrasse des Maximalvorstoßes bei St. Rambert 60 m über dem heutigen Rhônepegel aus (HANTKE 1978, 1992, S. 338). Dies entspricht bei St.-Vallier der „a^{1d}“ Terrasse, deren Oberfläche bei 150 m liegt, ca. 60 m über der Rhône und ca. 210 m unter der Lößdecke.
- Der letzte und zugleich der wichtigste Punkt ist, daß zwischen dem zweiten Löß von Saint-Vallier, den hoch- bis interglazialen Stauseen der Bresse und der niederländischen Tegelen-Warmzeit sowohl pollenanalytische wie säugerstratigraphische Beziehungen bestehen, wie sie deutlicher nicht sein könnten. Wenn wir dann wegen des Vorhandenseins holstein-zeitlicher Ablagerungen in der Eisstrom-Rinne von Montfleury bei Genf wissen, daß die äußersten Moränen des Rhône-Vorlandgletschers gleiches Alter haben wie diejenigen im Östlichen und Nördlichen Rhein-Vorlandgletscher, dann stellt sich automatisch die Frage, welches Alter die Höheren Deckenschotter auf dem Irchel haben, die den Zusammenfluß von Aare- und Westlichem Rhein-Vorlandgletscher und deren maximale Ausdehnung anzeigen?

9. Das Alter der Höheren Deckenschotter auf dem Irchel

BOLLIGER et al. (1996) haben eine vorläufige Mitteilung über „Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich)“ veröffentlicht. Auf der Exkursion G am 28. April 2000 anlässlich der Jahrestagung des Oberrhein. Geol. Vereins erläuterte GRAF (2000) die Lagerungsverhältnisse und Fundumstände näher (GRAF nach Abb. 7 von unten nach oben):

- Zwischen 665 und 702 m ü. NN liegen Dolomitschotter
- Ca. 4 m mächtige Hochflutablagerungen enthalten mehrere Rinnen, in welche feinkörnige, gut zementierte Kiese eingelagert sind; auch torfige Lagen kommen darin vor. Kalkkongregationen und Spuren roter Tone deuten auf das vormalige Vorhandensein eines in warmer Zeit entstandenen Paläobodens hin. Die Fundschicht der Fossilien befindet sich im oberen Abschnitt dieser Feinsedimente unter der Basis der
- Oberen Irchelschotter.

An Kleinsäugetern wurden gefunden: *Mimomys* cf. *pliocaenicus* FORSYTH-MAYOR, *Mimomys reidi/pitymoides*-Formenkreis, *Pliomys* cf. *episcopalis* MEHELY 1914, *Borsodia* sp., *Lagurodon* sp., *Lemmings* (cf. *Lemmus* sei cf. *Synaptomys* sp. indet.).

Auf den ersten Blick möchte man wegen *Mimomys* cf. *pliocaenicus* die Fauna mit denen von Saint-Vallier, Tegelen und der Bresse gleichsetzen. Sie läge dann in der Warmzeit, die dem Interglazial von Unterpfaufenwald und der Mindel-Thannheim-Eiszeit folgt. Wenn aber einige Reste als *Mimomys reidi/pitymoides*-Formenkreis bestimmt worden sind, dann besteht die Wahrscheinlichkeit, daß sie ins „späte“ Tegelen im niederrheinischen Sinn gehören und als Zwischenglied zwischen das späte Villanyum und das frühe Biharium einzustufen wären (TESAKOV 1998, S. 87, 111). Dafür spricht entschieden das Vorhandensein von *Pliomys* cf. *episcopalis*, die in Polen erheblich länger ausgehalten hat als die beiden anderen Formen (NADACHOWSKI 1998, Tab. 1). Alle drei zusammen sind in der „Egypte locality“ bei Tegelen gefunden worden, wo sie Teil einer reichen Kleinsäugeter-Fauna sind (TESAKOV 1998, S. 71, 131). Die dortige Schichtenfolge ist etwas jünger als diejenigen des typischen „Tegelen A“ bzw. „Tegelen C“, die bei Maalbeek bestimmt worden sind (WESTERHOFF et al. 1998, S. 62). Auch einem Vergleich mit den Kleinnagern der Bresse hält diese Einstufung stand, weil dort im dritten fossilen Boden über der Grundmoräne von St-Jean-sur-Reyssouze *Mimomys pliocaenicus ostromosensis* nachgewiesen wurde, die sich aus *M. pliocaenicus pliocaenicus* entwickelt (CHALINE 1984, Tab. II, FARJANEL 1984, Fig. 8).

Nun wird die Sache spannend! Denn am Irchel haben wir eine ähnliche lithologische Abfolge wie im Östlichen oder Nördlichen Rhein-Vorlandgletscher und in der Bresse: Zuunterst gelbes (\pm Lokal-)Material, darauf Verwitterungshorizont (GRAF 2000, S. 124), dann Material alpinen Ursprungs, und die Fossilien in den jüngsten Schichten. Daraus folgt, daß die Ablagerungen am Irchel nicht pliozän sind, wie BOLLIGER et al. (1996) und auch GRAF (2000) sagen, sondern pleistozän, und zwar mindelzeitlich!

Gegen diese Datierung gibt es einen nur scheinbar gewichtigen Einwand: Weil in der Geologie das relative Alter eines Gesteins nach seinem Fossilinhalt bestimmt wird, gewannen die Pollenanalyse und die Kleinsäuger-Stratigraphie seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts einen immer wichtigeren Anteil an der Erforschung des Pleistozäns. Weil aber eine Korrelierung zwischen den nordischen (pollenanalytisch bestimmten) und den süddeutschen (lithologisch erarbeiteten) Kalt- und Warmzeiten nicht möglich erschien, rückte man allmählich vom PENCK & BRÜCKNER-System ab (vgl. ZAGWIJN 1998, S. 29). Zudem hat die weitere Untergliederung des Pleistozäns auf Terrassen-stratigraphischer Grundlage durch SCHÄFER und die Schule GRAUL dazu geführt, daß oft nur noch von „letzter, zweitletzter, drittletzter“ usw. Eiszeit gesprochen wird, weil man glaubte, daß das PENCKSCHE System überholt sei. Dabei wurde aber übersehen, daß die Paläontologen bestimmt haben, welches Wesen noch im Tertiär und welches im Quartär gelebt hat, und nicht mehr die Natur gefragt haben, ob sie mit der neuen Einteilung einverstanden ist. Nur so ist zu verstehen, warum die französischen Kollegen die Sedimente in der Bresse z. T. noch als pliozän bezeichneten (BONVALOT et al. 1984, 316, 310), obwohl ihnen die Schichtlücke zwischen diesen und dem darunter liegenden Oligozän und die Grundmoräne von St-Jean-sur-Reyssouze bekannt war. Sedimente spätglazialer Stauseen wurden dann zu denen eines sich absenkenden Grabens.

Daß aber das PENCK & BRÜCKNERSCHE System heute noch eine noch größere Bedeutung hat denn je, das zeigt der Pollengehalt des Interglazials von Federsee-Unterpfauzenwald im Licht neuerer Untersuchungen.

10. Der Pollengehalt des Interglazials von Federsee-Unterpfauzenwald im Vergleich zu Tegelen und der Bresse

Wenn wir einmal von den spezifischen Arten der klimatisch begünstigten Rhône-Rhein-Linie absehen, dann stimmen die Baumpollen der süddeutschen Vorkommen mit denen der Bresse und denen der Grube Maalbeek bei Tegelen überein (vgl. GÖTTLICH u. WERNER 1968, 1974, FARJANEL 1984 und WESTERHOFF et al. 1998). Wesentlich ist das gleichzeitige Vorhandensein von *Fagus* und *Pterocarya* neben den Angehörigen des Eichen-Mischwaldes und *Pinus/Picea* und *Abies* in Tegelen A, wogegen in der nächst folgenden Warmzeit, dem Tegelen C, wohl noch die Flügelnuß, aber nicht mehr die Buche in Mitteleuropa heimisch war. Als süddeutsches Beispiel für diese zweite Warmzeit sei das Interglazial vom Ziegelberg bei Bad Wurzach genannt.

11. Das Interglazial vom Ziegelberg bei Bad Wurzach

Dieses wurde von GÖTTLICH u. WERNER (1967) beschrieben und zusammen mit dem Interglazial von Federsee-Unterpfauzenwald in die Mindel-Riß-Warmzeit gestellt (s. S. 63 f.). Sie konnten dies nur deswegen tun, weil sie von der Eingliedrigkeit der Mindel-Eiszeit ausgegangen sind.

12. Zusammenfassung

Nach meinen Ausführungen ist klar, daß

- das Interglazial von Federsee-Unterpfauzenwald der Warmzeit des Tegelen A der Niederlande,
- das Interglazial vom Ziegelberg bei Wurzach dem Tegelen C und
- die *Pterocarya-Fagus-Buxus-Abies*-Warmzeit von Bittelschieß der nordischen Holstein-Warmzeit entsprechen.
- Weil dieser „Rapport“ zwischen skandinavischen und alpinen Warmzeiten gerade in dem Gebiet gelingt, wo PENCK u. BRÜCKNER (1909) ihre Eiszeiten lithologisch definiert haben, hat ihre Gliederung eine größere Berechtigung denn je gewonnen. Denn jetzt können im Rhein-Vorlandgletscher Vereisungen durch Moränen und glazifluviale Schotter direkt nachgewiesen werden, die im Norden nur aufgrund der Pollenanalyse vermutet worden sind.
- Die derzeit gültige Plio-Pleistozän-Grenze wurde aus praktischen Erwägungen an den paläomagnetischen Olduvai-Event gelegt, der bei ca. 1,8 Ma liegt. Doch jetzt läßt sich das Altpleistozän bis zum klassischen Mindel-Riß-Interglazial wie folgt gliedern:
- Älteste Vorlandvergletscherung war die Günz-Eiszeit. In ihr wurde nur die Verwitterungsdecke der Alpen abgetragen, und die Eisströme hielten sich weitgehend an das voreiszeitliche Talsystem. Im Norden muß ihr die Erosionsphase entsprechen, die das Pliozän beendet und dem Reuver vorausgeht.
- Dem Günz-Mindel-Interglazial mit seiner großen Verwitterungs-Leistung entspricht im Norden das Reuver.
- Die Mindel-Haslach-Eiszeit war die Zeit der größten Vorlandvergletscherung: Die Alpen wurden vollends ihrer Verwitterungsdecke beraubt und tief erodiert; im Vorland entstanden die Eisstrom-Rinnen, die später nicht weiter eingetieft worden sind. Ihr entspricht das nordische Prä-Tegelen.
- Das Interglazial von Federsee-Unterpfauzenwald entspricht dem Tegelen A.
- Die Mindel-Thannheim-Eiszeit ist dem Tegelen B gleichzusetzen. Ihre Eismassen erreichten fast die Ausdehnung der mindel-haslach-zeitlichen.
- Das Interglazial vom Ziegelberg entspricht dem Tegelen C.
- Eine Grundmoräne über dem Interglazial vom Ziegelberg bedeutet, daß die Mindel-Mittelbuch-Eiszeit unmittelbar dieser Warmzeit gefolgt ist. Im Norden muß es sich um die Eburon-Kaltzeit gehandelt haben. An ihren Beginn wurde bisher die Plio-Pleistozän-Grenze gelegt (ZAGWIJN 1998, Tab. 2). Hier, bei ca. 1,8 Ma liegt der paläomagnetische Olduvai-Event.
- Nach der Mindel-Mittelbuch-Eiszeit erfolgte wieder ein Abschmelzen der Eismassen. Was in dieser Zeit bis zur Schüttung des A₁-Schotters in Süddeutschland geschah, ist bisher nicht bekannt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß hier hinein der „Cromer-Komplex“ von Ost-England gehört.
- Die Schotter A₁ und A₃ von Bittelschieß repräsentieren zwei kleinere Vorlandvergletscherungen, deren Eismassen gerade noch die Europäische Wasserscheide überschritten hatten.

- Ob die Zwischenschichten A₂ von Bittelschieß einer Warmzeit entsprechen, ist bislang noch nicht geklärt. Zu bedenken gilt es jedoch, daß in der Bohrung Montfleury vor dem Holstein und dem kühlen Abschnitt „Vernier“ noch eine lindenreiche Warmzeit liegt, die auch schon in Confignon gefunden worden ist (s. S. n).
- Die *Pterocarya-Fagus-Buxus-Abies*-Warmzeit von Bittelschieß entspricht ganz und gar der Warmzeit von Samerberg 2 (GRÜGER 1983) und der nordischen Holstein-Warmzeit, die durch einen hohen Meeresspiegel ausgezeichnet ist.
- Es folgt wieder eine kleinere Eiszeit, deren Eismassen aber wieder die Europäische Wasserscheide überwinden konnten. Samerberg dürfte zu jener Zeit überfahren gewesen sein, Meikirch blieb dagegen eisfrei.
- Die Warmzeit des Taschenbodens von Bittelschieß (BIBUS u. KÖSEL 1997) dürfte mit größter Wahrscheinlichkeit den Kempener Schichten entsprechen, die am Niederrhein die nächste Warmzeit nach den holsteinzeitlichen Krefelder Schichten repräsentieren (= Dömitz-Interglazial).
- Den Abschluß der mindelzeitlichen Schichtenfolge im Gebiet des Rhein-Vorlandgletschers bildet vorerst eine Grundmoräne, welche Bittelschieß und auch noch die Donau-Linie E Sigmaringen „überfährt“, aber älter ist als der mindel-riß-interglaziale Boden von Neufra und Riedlingen. So ist es nicht unwahrscheinlich, daß im Norden die älteste saale-zeitliche Moräne (Drenthe) noch in den PENCK & BRÜCKNERSchen Mindel-Komplex gehört (Mindel-Bittelschieß).
- Im Mindel-Riß-Interglazial entstand der letzte Rotboden (Ferretto) des Pleistozäns nördlich der Alpen.
- Es folgten die rißzeitlichen Vorlandvergletscherungen mit ihren Warmzeiten, welche vor allem im Rißtal in den 1970er Jahren zu studieren waren (MADER 1976, 1983). Dabei ist zu beachten, daß das von SCHREINER so genannte „Zungenriß“ in den Mindel-Komplex unter Mindel-Mittelbuch einzureihen ist.
- Die Umlenkung der Donau aus dem Schmiech-Blताल während der Riß-Eiszeit ist eine Relikttheorie aus einer Zeit, als noch nicht bekannt war, wie weit sich das im Prinzip richtige Schema von PENCK & BRÜCKNER (1909) weiter aufgliedern läßt. Ähnliches gilt für die Vergletscherungen des Schwarzwaldes.
- Wir wissen heute aber immer noch nicht, wo sich die Warmzeit vom Pfeferbichl in Oberbayern, die Pollenprofile der Bohrung Seibranz/Fischweiher, die Bohrung Füramoos oder Wurzacher Becken 1 zeitlich einordnen lassen (s. FRENZEL et al. 1976). Aber alle künftigen Versuche einer Pleistozän-Abfolge müssen die Bohrung Ur-Federsee 2 und die Profile der Kiesgruben Bittelschieß und Scholterhaus bei Biberach berücksichtigen, wenn sie nicht von vornherein zum Scheitern verurteilt sein wollen. Heute dürfen wir uns auch an den Pollenfolgen der Bresse und der Niederlande orientieren.

Schlußbemerkung

Hätte ich mich in MADER (1970) nicht kritisch über die erste Bohrung bei Unterpfaufenwald geäußert und dadurch GÖTTLICHschen Zorn auf mich gezogen – wer weiß, ob dieses Interglazial noch einmal gründlicher untersucht worden wäre? – Hätte Prof. GERMAN nicht die Bohrung Schmiecher See angeregt und durchgesetzt, dann wäre die stratigraphische Bedeutung des Interglazials von Federsee-Unterpfaufenwald vielleicht nie ans Licht gekommen. Und hätte Herr Dr. VILLINGER mir keine Fußnote gewidmet – ich weiß nicht, ob ich mich aufgerafft hätte, in diesem und im folgenden 2. Teil die Stratigraphie des Neogens und des Pleistozäns aufzurollen. Insofern ist es ganz gut, wenn sich Kollegen ab und zu mit Argumenten gegenseitig kritisieren.

Literatur

- BEAULIEU DE, J. L. u. G. MONJUVENT (1985): Données actuelles sur la formation interglaciaire de Pompillon (Pléistocène moyen), Val de Lans en Vercors (Isère, France). – Bull. Assoc. franç. étude Quaternaire, 2–3, 75–83, 1985.
- u. M. REILLE (1994): Pollen records from the Velay craters: a review and correlation of the Holsteinian Interglacial with isotopic stage 11. – Meded. Rijks Geol. Dienst, Maastricht 1994.
- BIBUS, E. (1990): Das Mindestalter des „jüngeren Deckenschotter“ bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. – Jh. Geol. Landesamt Bad.-Württ., 32, 223–234, 3 Abb., Freiburg i. Br. 1990.
- , W. BLUDAU, D. ELLWANGER, K. FROMM, M. KÖSEL u. A. SCHREINER (1990): Pre-Holsteinian glacial and interglacial Sediments of the Rhine foreland glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). – Cromer Symp. Abstr., 5–6, Norwich 1990.
- (1996): On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of the Rhine glacier. – In: TURNER, C.: The early middle Pleistocene in Europe, 195–204, 6 Abb., 1 Tab., Rotterdam (Balkema) 1996.
- u. M. KÖSEL (1996): Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 46, 65–90, 10 Abb., 2 Tab., Hannover 1996.
- (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA) D3, Tübingen 1997.
- BLOOS, G. (1968): Die rißeiszeitlichen Donauschotter und die Frage des Schmiechdurchbruches bei Ehingen a. d. Donau. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 50, 149–167. Stuttgart 1968.
- BOLLIGER, TH. O. FEIJFAR, H. GRAF u. D. KÄLIN (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1043–1048, Basel 1996.
- BONVALOT, J., L. COUREL u. L. SENAC (1984): Etude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse. – BRGM Géologie de la France, 1984 – No. 3, 197–220, 6 Fig., 9 Tab., Orléans 1984.
- BONVALOT, J., M. CAMPY, J. CAVELIER et mult. al. (1984): Tableaux stratigraphiques proposés pour le Plio-Pleistocène bressan. – BRGM Géologie de la France 1984 – No. 3, 309–314, 3 Tab., Orléans 1984.
- , J. CHALINE et mult. al. (1984): Conclusions générales 1984 de l'étude du Pliocène

- et du Quaternaire bressans. – BRGM Géologie de la France, 1984 – No. 3, 315–316, Orléans 1984.
- BRUNNACKER, K., H. TOBIEN u. G. VON DER BREGLIE (1977): Pliozän und Ältestpleistozän in der Bundesrepublik Deutschland – Ein Beitrag zur Neogen/Quartär-Grenze. – *Giornale di Geologia*, Serie 2a, Vol. XLI, Fasc. I-II, 131–163, 7 Abb., 3 Tab., Bologna 1977.
- CHALINE, J. (1977): Les événements remarquables de l'histoire plio-pléistocène des Campagnols (Arvicolidae, Rodentia) dans l'hémisphère nord, essai de corrélation avec la limite plio-pléistocène établie dans les dépôts marins d'Italie. – *Giornale di Geologia*, Serie 2a, Vol. XLI, Fasc. I-II, 123–129, Bologna 1977.
- (1984): La séquence des Rongeurs de Bresse en tant que référence biostratigraphique et paléoclimatique. – BRGM Géologie de la France – Le Fossé bressan au Pliocène et au Quaternaire, 1984 – No. 3, 251–268, 11 Fig., II Tab., Orléans 1984.
- CLAIR, A. u. J.-J. PUISSEUR (1984): Série stratigraphique d'une partie du Pliocène et du Pléistocène en Bresse centrale. – BRGM Géologie de la France, 1984 – No. 3, 303–308, 4 Fig., 1 Tab., Orléans 1984.
- DEMARCO, G. (1973): Linnais, Vallé du Rhône. – Guides Géologiques Régionaux, Masson, Paris 1973.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (1998): Die mittel- und jungeszeitliche Pollenstratigraphie in den alpinen Randlagen zwischen Genfersee und Mondsee. – In: Kurzfassung der Vorträge zum Workshop Palynologie, am 1. u. 2. Mai 1998 im Geographischen Institut in Tübingen.
- (2000): Exkursion A2 „Warmzeiten“ 5. September 2000. 2. Halt: Kiesgrube Thalgut: Pollen- und Großrestanalytische Untersuchungen. – DEUQUA 2000 – Eiszeitalter und Alltag, Bern, vom 6.-8. September 2000 (Hrsg. KELLY, M., LINDEN, U., SCHLUCHTER, CHR.), 128–136, 3 Abb., 1 Tab., Bern 2000.
- EICHLER, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riß und oberer Rotum. – Ein Beitrag zur Stratigraphie des nördlichen Rheingletschers. – *Heidelberger Geogr. Arb.* 30, 128 S., 5 Kart., 2 Prof., 10 Fig., 4 Tab., 4 Abb., Heidelberg 1970.
- (1972): Die Altmoränenlandschaft des nordöstlichen Lobenbereiches des ehemaligen Rhiengletschers. – Führer zu den Exkursionen anlässlich der DEUQUA-Tagung 1972 in Hohenheim, 91–92, Stuttgart 1972.
- ELLWANGER, D. (1988): Würmeiszeitliche Rinnen und Schotter bei Leutkirch/Memmingen. – *Jh. Geol. L. A. Bad.-Württ.*, 30, 207–229, 7 Abb., Freiburg i. Br. 1988.
- (1989): Paläogeographische Kartenskizzen zur Flußgeschichte des Aitrach-Iller-Gebiets (Schwaben). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 71, 445–466, 9 Abb., Stuttgart 1989.
- (1990): Zur Riß-Stratigraphie im Andelsbach-Gebiet (Baden-Württemberg). – *Jh. Geol. L. A. Bad.-Württ.* 32, 235–245, 3 Abb., Freiburg i. Br. 1990.
- , FIEBIG, J. u. HEINZ, J., mit Beiträgen zur Pollenanalyse von WOLFGANG BLUDAU (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bittelschieß, Höchsten, Hoßkirch, Ostrach). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 81, 217–230, 2 Tab., Stuttgart 1999.
- ERD, K. (1970): Pollen-analytical classification of the middle pleistocene in the German Democratic Republic. – *Paleogeography, -climatology, -ecology*, 8 (1970), 129–145, 7 Fig., Amsterdam 1970.
- FARJANEL, G. (1984): Le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur du Fossé bressan. Apports de la palynologie. – BRGM Géologie de la France – Le Fossé Bressan au Pliocène et au Quaternaire, 1984 – No. 3, 269–279, 8 Fig., Orléans 1984.
- FLEURY, R. u. G. MONJUVENT (1984): Le Glaciaire alpin et ses implications en Bresse. – BRGM Géologie de la France 1984 – No. 3, 231–240, 1 Fig. i. A., Orléans 1984.

- FRENZEL, B. (1972): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen am Füramoos. – Führer zu den Exkursionen anlässlich der DEUQUA-Tagung 1972 in Hohenheim, 97–99, Stuttgart-Hohenheim 1972.
- (1976): Das Problem der Riß/Würm-Warmzeit im deutschen Alpenvorland. – Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5. bis 13. September 1976 in den Südvogesen, im nördlichen Alpenvorland und in Tirol. Hrsg. v. B. FRENZEL in 103–114, 7 Fig., Bad Godesberg 1978.
- GASSER, U. u. W. NABHOLZ (1969): Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes. – *Eclogae-Geol. Helv.* 62/2, 467–516, 6 Fig., 2 Tab., 2 Taf., Basel 1969.
- GERMAN, R., R. DEHM, W. ERNST, P. FILZER, W. KASS, G. MÜLLER u. W. WITT (1965): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Ur-Federsee 1. – *Oberrhein. geol. Abh.*, 14, 97–139, Karlsruhe 1965.
- GERMAN, R., J. BORNEFF, K. BRUNNACKER, R. DEHM, P. FILZER, W. KASS, H. KUNTE, G. MÜLLER u. W. WITT (1967): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Ur-Federsee 2. – *Oberrhein. Geol. Abh.* 16, 45–110, Karlsruhe 1967.
- GERMAN, R., E. GRÜGER, A. SCHREINER, G. STRAYLE u. E. VILLINGER, unter Mitarbeit von MICHAEL KÖSEL und MATTHIAS MADER (1995): *Geologie: Die Entstehung des Schmiechener Sees aufgrund der Bohrung „Schmiecher See 1“*. – *Beih. Veröff. Naturschutz Landschaftspflege Bad.-Württ.*, 78, 31–98, Karlsruhe 1995.
- GAYER, O. F. u. M. P. GWINNER (1986): *Geologie von Baden-Württemberg*. 3., völlig neubearbeitete Auflage der Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg, mit 254 Abb. u. 26 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1986.
- GOLWER, A., mit Beiträgen von U. KÖRNER, E. VILLINGER u. J. WERNER (1978): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 7821 Veringenstadt*. 151 S., 9 Abb. 8 Taf., 5 Beil., Stuttgart 1978.
- GRAF, H. (2000): *Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich und Schaffhausen) (Exkursion G am 28. April 2000 des oberrhein. geol. Ver. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 82, 113–129, 8 Abb., Stuttgart 2000.*
- (2000): Die Höheren Deckenschotter des Irchel. 2. Halt der Exkursion A1 „Eiszeitgeologischer Querschnitt durch das Schweizer Mittelland vom Hochrheintal nach Bern“ (Ltg. A. MÜLLER-DICK). – *Exkursionsführer der DEUQUA-Tagung vom 6.-8. Sept. 2000 in Bern* (Hrsg. KELLY, LINDEN, SCHLÜCHTER), Bern 2000.
- GÖTTLICH, K. H. u. J. WERNER (1967): Ein Pleistozänprofil im östlichen Rheingletschergebiet. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh* 1967/4, 202–215, 5 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1967.
- (1968): Ein vorletztinglaziales Torfvorkommen bei Hauerz (Landkreis Wangen i. Allg.). – *Jh. Geol. L. A. Bad.-Württ.* 10, 73–78, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1968.
- (1974): Vorrißzeitliche Interglazialvorkommen in der Altmoräne des östlichen Rheingletschergebietes. – *Geol. Jb. A* 18, 74–78, 7 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Hannover 1974.
- GRAUL, H. (1951): Die rißeiszeitliche Donauverlagerung bei Untermarchtal. – *Jber. Mit. oberrhein. geol. Ver., N.F.* 33, 133–144, Stuttgart 1951.
- (1952): Die Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 2, 133–146, Öhringen 1952.
- (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). – *Petermanns Geographische Mitteilungen* 106, 253–271, Gotha 1962.
- (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet (DEUQUA-Tagung 1968 in Biberach d. d. Riß). – *Heidelberger Geogr. Arb.* 20, 31–74, Heidelberg 1968.

- (1973): B. Foreland of the Alps. – 1. Lithostratigraphy, Paleopedology and Geomorphology. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 23/24, 268–280, 2 Fig., Öhringen 1973.
- GRIMM, W. (1965): Schwerminalgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. – Bayer. Akad. Wiss., math.-wiss. Kl., Ab., N.F. 121, 10 Beil., 3 Abb., München 1965.
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. – *Geologica Bavarica* 84, 21–40, München 1983.
- u. A. SCHREINER (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 189 (Gedenkband Gwinner), 81–117, 5 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1993.
- (1995): s. GERMAN et al. 1995.
- HAAG, TH. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Riß und Iller. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 64, 225–266, 12 Abb., 6 Tab., Stuttgart 1982.
- HAHN, CHR. (1969): Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an Flußbettsanden im Einzugsbereich des Alpenrheins. – *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 62/1, 227–278, 17 Fig., 9 Tab., Basel 1969.
- HANTKE, R. et al. (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich in 2 Blättern 1:50 000. – *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Jg. 112, H. 2, 91–122, 30. Juni 1967.
- HANTKE, R. (1978): *Eiszeitalter 1.* – Thun (Ott) 1978.
- (1992): *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Alpen und ihrer Nachbargebiete.* – ecomed Fachverlag, Landsberg/Lech 1992.
- HEIZMANN, W. (1987), mit einem Beitrag von E. VILLINGER: Geologische Karte 1:25 000 von Baden-Württemberg, Erläuterungen zu Blatt 7822 Riedlingen, mit 28 Abb., 12 Tab., 4 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1987.
- HOLZMANN, H. (1970): Geologische Kartierung im Wurzacher und Arnacher Becken. – Diplomarbeit, Tübingen 1970.
- (1972): Sedimentuntersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen in der Umrandung des Wurzacher und Arnacher Beckens (Württ. Alpenvorland). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 54, 45–52, Stuttgart 1972.
- JUNG, W., H.-J. BEUG u. R. DEHM, mit Beiträgen von H. FREUDE, H. HAGN, W. OHMERT, J. POELT, F. TEROFAL u. H. ZIEGLER (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen Landkreis Laufen a. d. Salzach. – Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. wiss. Kl., Abh., N.F. 151, München 1972.
- MACHATSCHKE, F. (1944): Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression. – *Diluvialgeologie und Klima. Klimaheft der Geologischen Rundschau. Geol. Rdsch.* 34, H. 7/8, 327–341, Stuttgart 1944.
- MADER, M. (1970): Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände (Bildungsweise und Stratigraphie). – *Württ. Jh.* 126, 178–205, 7 Ab., Stuttgart 1970.
- (1972): Stratigraphie und Bildungsablauf der quartären Ablagerungen im Raum Fürmoos. – *Führer zu den Exkursionen anlässlich der DEUQUA-Tagung 1972 in Hohenheim*, 93–96, Stuttgart-Hohenheim 1972.
- (1978): Die Flußgeschichte des Neckars und das Wandern des Albtraufs. – *Veröff. Naturschutz Landschaftspflege Bad.-Württ.* 47/48, 443–507, 5 Abb., 1 Tab., 2 Abb. als Beil., Karlsruhe 1978.
- (1983): Schichtenfolge und Geschehensablauf im Bereich des Schussenlobus des pleistozänen Rhein. Vorlandgletschers. – *Dissertation (Manuskript/Druck)*, Tübingen 1976/83.
- Moraines and Varves (1979): *Proceedings of an INQUA-Symposium on genesis and*

- lithology of Quaternary deposits/Zürich/10–20 September 1978. Hrsg. CH. SCHLÜCHTER, Rotterdam (A. A. Balkema) 1979.
- NADACHOWSKI, A. (1998): Faunal succession of small mammal assemblages at the Pliocene-Pleistocene boundary in Poland. – Meded. Nederl. Inst. v. Toegepaste Geowetensch. TNO 60, 281–286, 1 Tab., 1 Fig., Maastricht 1998.
- NITYCHORUK, J., J. HOEFS u. J. SCHNEIDER (1999): Klima-Änderungen im Pleistozän: Isotopenuntersuchungen an fossilen Seesedimenten aus dem Holstein-Interglazial Ostpolens. – Eiszeitalter u. Gegenwart 49, 21–34, 7 Abb., Hannover 1999.
- PATZELT, G. u. S. BORTENSCHLAGER (1976): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). – Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5. bis 13. September 1976. Hrsg. B. FRENZEL, 185–197, 6 Fig., Bad Godesberg 1978.
- PENCK, A. (1922): Die Eem-Schwungung. – Verhand. Geol. Mijnb. Gen., 6, Maastricht 1922.
- u. E. BRÜCKNER (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901–1909.
- REYNAUD, C. (1982): Etude stratigraphique, sédimentologique et palynologique des dépôts de Pléistocène supérieur au sud du bassin Genèveis. – Thèse, Université de Genève 1982.
- RÖGNER, K. (1980): Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal. – Eiszeitalter und Gegenwart 30, 125–144, 9 Abb., 3 Tab., Hannover 1980.
- SCHADEL, K. (1950): Die Deckenschotter des Rheingletschers. – Dissertation, Tübingen 1950 (Manuskript).
- (1953): Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 34, 1–20, 7 Abb., Stuttgart 1953.
- (1955): Der vorrißeiszeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen. – Württ. Jh., Jg. 110, 125–131, 3 Abb., Stuttgart 1955.
- u. J. WERNER (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart 14, 5–26, Öhringen 1963.
- (1965): Untersuchungen zur Aufdeckung glazial verfüllter Täler im Donauegebiet von Sigmaringen – Riedlingen. – Jh. geol. L.-A. Bad.-Württ., 7, 387–422, Abb. 51–63, Freiburg i. Br. 1965.
- SCHÄFER, I. (1967): Die Räumung des Kirchener Schmiech-Blau-Talzuges durch die Donau. – Mitt. Geogr. Ges. i. München 52, 191–230, München 1967.
- SCHLÜCHTER, CHR. (1976/78): Die lithostratigraphische Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen zwischen Bern und dem Thunersee. – Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5. bis 13. Sept. 1976. – Hrsg. B. FRENZEL, 31–53, 10 Fig., 1 Tab., Bad Godesberg 1978.
- (2000): Exkursion A2 „Warmzeiten“ 5. September 2000. 2. Halt: Kiesgrube Thalgut. – DEUQUA 2000 – Eiszeitalter und Alltag, Bern, vom 6.-8. September 2000 (Hrsg. KELLY, M., LINDEN, U., SCHLÜCHTER, CHR.), 122–127, 4 Fig., Bern 2000.
- u. M. KELLY (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz, eine schematische Zusammenfassung. – Hrsg. Stiftung Landschaft u. Kies, Uttigen 2000.
- SCHREINER, A. (1951): Diluvial-geologische Untersuchungen im Wurzacher Becken (Oberschwaben). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 33, 78–88, Stuttgart 1951.
- (1979b) unter Mitwirkung von K. MÜNZING: Zur rißeiszeitlichen Vergletscherung des Südosstschwarzwaldes und der westlichen Schwäbischen Alb (Bad.-Württ. – Jh. geol. L.-A. Bad.-Württ. 21, Freiburg i. Br. 1979).

- (1980) unter Mitarbeit von J. WERNER: Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). – Geol. Jb., A 56, 5–43, 7 Abb., 1 Taf., Hannover 1980.
- u. R. EBEL (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. A 59, 3–64, 9 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Hannover 1981.
- u. TH. HAAG (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart 32, 137–161, Hannover 1982.
- (1985): Geol. Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erl. zum Blatt 7823 Biberach Nord, 76 S., Stuttgart 1985.
- (1989): Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Jh. geol. L. A. Bad.-Württ. 31, 183–186, Freiburg i. Br. 1989.
- SINN, P. (1974): Glazigene, fluvioglaziale und periglazialfluviatile Dynamik in ihrem Zusammenwirken an der präwürmzeitlichen Talgeschichte der Eschach zwischen Rhein- und Illergletscher. – Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 40 (HANS GRAUL-Festschrift), 95–120, 2 Karten, 6 Fig., 6 Abb., 3 Tab., Heidelberg 1974.
- TESAKOV, A. S. (1998): Voles of the Tegelen fauna. – Meded. Nederl. Inst. v. Toegepaste Geowetensch. TNO 60, 71–134, 54 Fig., 34 Tab., Maastricht 1998.
- THENIUS, E. (1959): Handbuch der stratigraphischen Geologie – Tertiär, III. Bd. 2. T., 32 Tab., 12 Abb., 10. Taf., Stuttgart (Enke) 1959.
- TSIAKIRIS, E. (1972): Quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern Wilhelmsdorf (8122) u. Markdorf (8222)/Oberschwaben. – Diplomarbeit, Saarbrücken 1972.
- UNGER, K. P. (1965): Die Gliederung der altpleistozänen Sedimente und zur Frage der Plio-/Pleistozängrenze in Thüringen. – INQUA-Report of the Vth International congress on Quaternary, Warsaw 1961, 349–356, 3 Fig., 2 Tab., Lód[10] 1965.
- , F. Hübner u. D. ESCHER (1995): Holstein- und Eem-Interglaziale im Bereich des Lausitzer Grenzwalls und die Gliederung der Saalevereisung zwischen Baruther und Lausitzer Urstromtal. – Eiszeitalter und Gegenwart 45, 24–31, 6 Abb., Hannover 1995.
- URBAN, B. (1976): Pollenanalytische Untersuchungen am Interglazial von Seibranz-Fischweiher bei Bad Wurzach (Schwäbisches Alpenvorland). – Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ etc., 94–102, 2 Fig., 1 Tab., Bad Godesberg 1978.
- (1978): Pollenanalytische Untersuchungen am Interglazial von Seibranz – Fischweiher bei Bad Wurzach (Schwäbisches Alpenvorland). – Führer zur Exkursionstagung des IGCR-Projekts 73/1/24 1976 etc. S. 94–102. Hrsg. B. FRENZEL, Bad Godesberg 1978.
- (1980): Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld-Interglazial am Niederrhein. Mit einem Beitrag von JEAN-J. PUISSEGUR. – Eiszeitalter und Gegenwart 30, 73–88, 10 Abb., 5 Taf., Hannover 1980.
- VANHOORN, R. (1977): The Holsteinian in Belgium and Northern France. – X. INQUA-Congress, Birmingham 1977, Abstr.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. – Jh. geol. L.-A. Bad.-Württ. 28, 297–362, 10 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Freiburg i. Br. 1986.
- (1989): Zur Fluß- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. – Württ. Jh., 144, 5–27, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1989.
- (1995): 2. Geophysikalische und geologische Untersuchungen. In: GERMAN et al. 1995, 45–65, 10 Abb., Karlsruhe 1995.

- VIRET, J. (1954): Le Loess à bancs durcis de Saint-Vallier (Drome). – Nouvelles Archives du Muséum d'histoire Naturelle de Lyon, Fasc. 4, Lyon 1954.
- WEGMÜLLER, S., G. AMBERGER u. J.-P. VERNET (1995): La formation de Montfleury près de Genève: Etude palynologique et sédimentologique d'une séquence du Pléistocène moyen. – *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 88, No. 3, 595–614, 3 Fig., 1 Tab., Basel 1995.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Textband mit 17 Fig. i. T. u. 8 Tab. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lfrg. 156 (N.F.), Bern 1982.
- (1988): Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Diagrammheft mit 44 Diagrammen. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lfrg. 156 (N.F.), Bern 1982.
- (1988): Neue Pollenanalytische Ergebnisse über das jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). Mit 10 Fig. i. T. u. 20 Diagr. Für den Druck vorbereitet von CHR. SCHLÜCHTER und S. WEGMÜLLER. – Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lfrg. 162 (N.F.), Bern 1988.
- WERNER, J. (1975): Geologische Karte von Baden-Württ. 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 8020 Meßkirch, 209 S., 16 Abb., 5 Taf., 8 Beil., Stuttgart 1975.
- (1978): Riss/Würmarmzeit am Nordende des ehemaligen Rheingletschers. – Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 1976 etc., S. 85–93. Hrsg. B. FRENZEL, Bad Godesberg 1978.
- WESTERHOFF, W. E., P. CLEVERINGA, T. MEIJER, T. VAN KOLFSCHOTEN u. W. H. ZAGWIJN (1998): The lower pleistocene fluvial (clay) deposits in the Maalbeek pit near Tegelen, The Netherlands. – *Meded. Nederl. Inst. Toegepaaste Geowetensch. TNO 60*, 35–70, 16 Fig., 6 Tab., 1 Pl., Maastricht 1998.
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – *Geographische Handbücher*, 464 S., 97 Abb. i. T., Stuttgart K. F. Koehler) 1950.
- WÜNSCHE, F. O. (1916): Die Pflanzen Deutschlands. II. Die Höheren Pflanzen. Zehnte neubearbeitete Aufl., hrg. v. Prof. Dr. JOH. ABROMEIT, Leipzig/Berlin (B. G. Teubner) 1916.
- ZAGWIJN, W. H. (1998): Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands). – *Meded. Nederl. Inst. v. Toegepaaste Geowetensch., TNO 60*, 19–39, 14 Fig., 2 Tab., Maastricht 1998.

Anschrift des Verfassers:

Dr. MATTHIAS MADER, Dreikönigskeller 10, 73239 Kirchheim/Teck.