

## Die Niederterrassenfelder im Umkreis von Basel

VON HANS GRAUL

(Mit einem Beitrag von M. u. K. BRUNNACKER)

**Zusammenfassung:** Verfasser versucht zu beweisen, daß O. WITTMANN's Datierung der Niederterrassen im unteren Hochrheintal mit Alt- bis Mittelwürm (im Sinne von H. GROSS) falsch ist und daß die alte Ansicht von einer Parallelisierungsmöglichkeit der Niederterrassenflächen mit den verschiedenen Jungendmoränen des Rheingletschers, des Reuß- und des Linthgletschers durchaus als richtig anzusehen ist.

**Summary:** The author tries to prove that O. WITTMANN is not right in dating back the Lower-Terraces of the lower part of the High-Rhine Valley to the Old and Middle Würm (in the meaning of H. GROSS), but that the old opinion of a parallelism between the Low-Terraces and the various Young-Endmoraines of the Rhine, the Reuß- and the Linth-glacier, is the right one.

Die gleichnamige Untersuchung von Otto WITTMANN (1961) ist die forschungsgeschichtlich ausführlichste Arbeit, die wir über die Gliederung der Niederterrassen-(NT-)felder des unteren Hochrheintales und kurz unterhalb von Basel besitzen. Das Ergebnis ist eine wertvolle Tabelle (1) der Gliederungsschemata der NT bei Basel von A. DAUBRÉE (1850) bis N. THEOBALD (1948), in der freilich die auf drei durchlaufende Felder vereinfachten Schemata von L. ERB (1936) und von D. KIMBALL & F. E. ZEUNER (1946) nicht enthalten sind. Der Grund dafür ist wohl in der Tatsache zu sehen, daß O. WITTMANN die jüngste und differenzierteste Gliederung von N. THEOBALD zur Grundlage seiner eigenen nimmt. Sehr wichtig ist das Ergebnis, daß die Aufteilung in 6—7 glaziale Felder der letzten Eiszeit nicht erst am Austritt des Hochrheintales in den Oberrheingraben einsetzt, sondern am Ausgang des durch rißzeitliche Moränenfüllung verstopften Talstückes zwischen Schwörstadt und Säckingen. Dies verdeutlicht seine Abbildung 2 trotz der verwirrenden Vielfalt von topographischen Punkten auf den verschiedenen NT-Feldern, die in Form von Summenlinien miteinander verbunden werden. Wie ich andernorts (1962a) betone, kann man in einem Tallängsprofil nur die intakten inneren Terrassenkantenpunkte eintragen, womit man mit viel größerer Sicherheit, als im allgemeinen geglaubt wird, die noch vorhandenen Reste der alten Talböden im Tallängsschnitt erhält und deren Gefälle berechnen, beziehungsweise die einzelnen Reste miteinander verbinden kann. Es erscheint zwecklos, die vielen entweder durch nachträgliche Denudation zu tief oder durch nachträgliche Deckschichten-Überlagerung zu hoch gelegenen Punkte ebenfalls ins Profil einzutragen. Die damit erreichte Verdichtung von Punkten der Terrassenoberflächen wirkt in der Tat nur umso unübersichtlicher, je mehr eine größere Genauigkeit der Aufnahme vorgetauscht wird. Denn die Summenlinien sind keineswegs realere morphologische Erscheinungen als die nach den inneren Terrassenkanten konstruierten und in den Schnitt projizierten Talboden-Oberflächen.

Die Übernahme der vollständigen Flächengliederung von N. THEOBALD, bzw. überhaupt das Ausgehen von der reichhaltigen Flächengliederung im Bereich der Schwemmkegel-Ineinanderschachtelung im Umkreis von Basel, bedeutet ohne Zweifel eine gewisse Erschwerung für das Erkennen durchlaufender NT-Talböden des ganzen Hochrhein-Aare-Flußsystems. Und tatsächlich ist O. WITTMANN ein nicht unwichtiger Korrelationsirrtum unterlaufen, dem schon L. ERB wie D. KIMBALL & F. E. ZEUNER entgangen waren; er verbindet nämlich das breite Sisselner Feld (HUG's und der anderen Bearbeiter „untere Niederterrasse“) mit der A<sub>3</sub>-Fläche N. THEOBALD's = Burgfeldener Fläche = „mittlere Niederterrasse“ von L. ERB u. d. a. Auf diese Fehlkorrelation und den daraus sich ergebenden falschen Vorstellungen über die Gefällsverhältnisse der tieferen Terrassenflächen möchte ich hier aber nicht näher eingehen. Die Fig. 1 zeigt den Unterschied zwi-

schen der Flächenverbindung von O. WITTMANN und mir (bzw. L. ERB und D. KIMBALL & F. E. ZEUNER).

Viel entscheidender ist m. E. WITTMANN's Versuch (Kap. E) einer „Genetischen Deutung der NT-Felder und zeitliche Einordnung“, der durch Verknüpfung alter und neuer schweizerischer und deutscher auf Geländebeobachtung beruhender Auffassungen mit den theoretischen Überlegungen um die Würm-Gliederung anhand der bisher zur Verfügung stehenden Radiokarbondatierungen angestellt wird. Dieser Versuch wirft nicht nur alle bisherigen entsprechenden chronologischen Versuche über die würmzeitlichen Bildungen im Hochrheintal über den Haufen, sondern stößt auch die bisher anerkannten Regeln glazialgeologischer Vorgänge im Vorland eines alpinen Gletschers restlos um. Diese Tatsache und nicht irgendwelche kleineren Meinungsverschiedenheiten über die Einordnung dieses oder jenes Terrassenstückes ist nun auch der Grund, warum ich im folgenden gleichsam ein Gegenreferat zu O. WITTMANN's Ausführungen vorlege.

In meiner im Gelände durchgeführten Bearbeitung der NT-Felder des gesamten Hochrheintales bis aufwärts zum Bodensee-Ausfluß von Stein und des unteren Aaretales bis zum Solothurner Eisstand ist versucht worden (1962a), die Frage des Durchverfolgens bestimmter NT-Felder durch die genannten Täler bis zu den Jugendmoränen der einzelnen Teilgletscherenden und zum anderen die Frage der stratigraphischen Verbindung zwischen den fluvioglazialen Akkumulationen einerseits und den Endmoränen andererseits zu beantworten. Dabei war es notwendig, die lokal auftretenden, aber durchaus nicht immer allein durch lokale Erscheinungen verursachten „Teilfelder“, „Zwischentalböden“, „abgleitenden Terrassenflächen“ oder die kurzfristig entwickelten Schwemmkegeloberflächen am Austritt der vielen Engtalstrecken von den tatsächlich durchlaufenden echten Akkumulationstalböden abzutrennen. Denn nur wenn dies gelungen ist, kann die scheinbar verwirrende Vielfalt von Terrassenflächen verschiedensten Oberflächengefälls, wechselnder Ausdehnung und Verbreitung in ein geomorphologisch brauchbares System würmzeitlicher Talböden gebracht werden. Es ist hier weder der Platz noch meine Absicht, näher darauf einzugehen, daß meine NT-Analyse die alte Auffassung von der Existenz mehrerer durchlaufender NT-Akkumulationsböden bestätigen konnte, allerdings in entscheidenden Punkten differenziert gegenüber der Auffassung vor allem von D. KIMBALL & F. E. ZEUNER von drei jeweils bis zum heutigen Talboden herabgreifenden Akkumulationen während der Würmzeit.

O. WITTMANN hat nun ebenfalls verschiedene Niveaus aus dem südlichen Oberrheingraben (elsässische Seite) bis weit oberhalb vom Hochrheintal-Ausgang talauf verfolgt, jedenfalls bis zur Schwörstadter Enge im Bereich der Möhliner Altmoränen. Weiter talauf ist O. WITTMANN auf die erst vor kurzem erschienenen, höchst intensiven Bearbeitungen vor allem von S. MOSER, E. BUGMANN und A. LEEMANN angewiesen. Wenn er auch das



Abb. 1. Die Niederterrassenflächen im Rheintal zwischen Bartenheim (Elsaß) und Säckingen. Erläuterung: 1) Die Oberkante gut erhaltener Reste des obersten NT Niveaus (O. WITTMANN's A<sub>1</sub> Fläche); 2) O. WITTMANN's A<sub>3</sub> Flächen; 3) seine B<sub>1</sub> Flächen; 4) seine B<sub>3</sub> Flächen; 5) seine C Flächen; 6) ergänzte, gut erhaltene Terrassenflächen (nach H. GRAUL 1962a); 7) die bei H. GRAUL 1962

Ergebnis A. LEEMANN's, daß ein Durchverfolgen der Terrassenflächen über größere Strecken des Hochrheintales unmöglich sei, als „enttäuschendes Ergebnis“ bezeichnet, so ist er doch gleichermaßen der Ansicht, daß nur das oberste NT-Niveau ein Aufschüttungstalboden, alle unter ihm erhaltenen Felder aber Erosionsflächen seien. Damit teilt er aber, streng genommen, die Ansicht seiner Schweizer Kollegen, daß nur das oberste, nämlich das Akkumulationsniveau, durchzuverfolgen sei, voll und ganz. Denn Erosionsflächen in Schotterfüllungen sind stets lokal bedingte und damit auch lokal auftretende Erscheinungen des Flußwerkes. Es gibt nämlich keine durchlaufenden Erosionstalböden, sondern höchstens mit gewissen Verallgemeinerungen durchlaufende Erosionsflüßbetten. O. WITTMANN unterliegt also dem gleichen Fehler wie seine Schweizer Kollegen: er nimmt an, daß es mehrere 100 Meter bis Kilometer breite, mehrere Kilometer lange und dabei äußerst flachgeneigte Erosionstalböden geben kann. Aber alle diese flachgeneigten (im Hochrheintal zwischen 1 und wenig über  $1,5^{\circ}/100$ ) Breittalbodenreste sind akkumulativer Entstehung. Dies kann in beinahe jedem Aufschluß mit Hilfe der in die Hauptvorstoßschotter eingelagerten Akkumulationskörper (mit deutlicher, stark lokal bestimmter Groblage an der Basis) geologisch einwandfrei bewiesen werden (GRAUL 1962a).

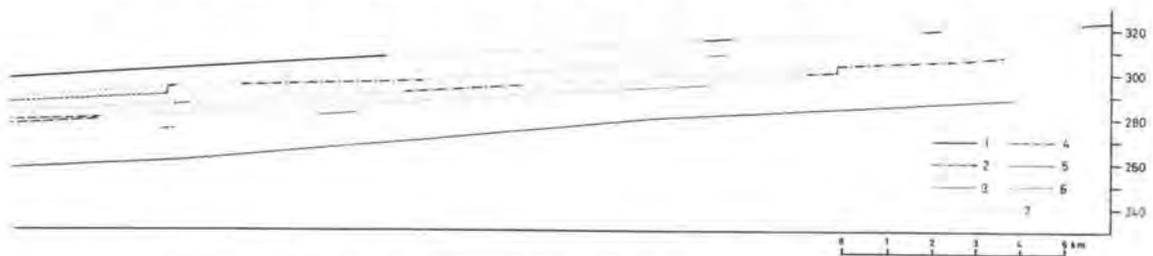
Wenn auch die Frage, ob Akkumulations- oder Erosionsflächen, nicht allzu entscheidend für die stratigraphische Stellung derselben ist, so ist sie doch höchst ausschlaggebend für die Vorstellung über die Genese einer Schmelzwasserrinne während einer Kaltzeit. In dem einen Fall (Erosionsterrassen) würde die Erscheinung von NT-Treppen in den einzelnen Abschnitten auf lokale Ursachen (Talengen, oder wie bei O. WITTMANN tektonische Abbiegungen) zurückgehen, im anderen Falle aber, wie leicht einzusehen ist, auf überregionale, also in erster Linie klimatische Ursachen und damit auf die Bewegungen der Riesengletscher im Rückland.

Zum besseren Verständnis sei die stratigraphische Tabelle (2) von O. WITTMANN wiederholt:

Es sind folgende Eintragungen auffallend:

1.) Die gesamten deutlicheren Jungmoränen sind jünger als der „Paudorfer“ Interstadialboden (25—26 000 v. h.), die gesamten Flachtalböden der NT ( $A_1$ — $B_3$ ) sind aber älter als das Paudorfer Interstadial. Sie sind also auch älter als alle nicht überfahrenen Jungmoränen, wobei nur die Phase A als überfahrene Endmoräne jünger aufgefaßt wird. Daß neben der Moräne von Seengen im Seetal auch die von Wohlen, Stetten, Schlieren und Diessenhofen als überfahrene Moränen dargestellt werden, eben zur Phase A gehörend, ist zwar ebenfalls sonderbar, soll aber im folgenden nicht behandelt werden.

2.) Es gibt nur eine einzige fluvioglaziale Akkumulation, nämlich die vom obersten Feld  $A_1$  abgeschlossen wird, und sie soll im Altwürm (im Sinne von H. GROSS), also



vorgenommene Verbindung der Terrassenflächen zu Talböden. Es wird das Sisselner Feld (im Schnitt rechts unten) talab nicht mit der  $A_3$ , sondern mit der  $B_3$  Fläche von N. THEOBALD (St. Ludwig) verbunden. Damit wird das Gefälle der tieferen NT bei Basel höher angenommen als bei O. WITTMANN.

Tabelle 1 (= Tab. 2 von O. WITTMANN)  
Chronologie und Stratigraphie (Daten nach GROSS 1958, S. 182)

Jahre vor heute	Gliederung		Gletscherstände Reußtal	Akkumulation Basel	Erosion Basel	Zeitlage d. Grenzen		
		und Dauer						
0	Holozän			Junge Aueschotter Feld C (lokale Akkumulation) Bodenbildung	B 4	0 2 500 3 000		
10 000	Wärm-Weichsel-Eiszeit	Spätwürm Gross	Rückzugsstadien	in den Alpen Rückzugsstände im Mittelland		10 000		
20 000		Waldstede Hauptwürm	Stadial	Phase C (innere Jung- endmoräne) Phase B (Maximalstand) (äußere Jugendmoräne) Phase A (überfahrene Moränen)	Oberer jüngerer Löß Kryoturba­tion	17 000		
25 000				1 000	Paudorfer Interst.			25 000
26 000				3 000	Stadial	Jüngere Vorrückungsphase		(B 3) (B 1-2)
30 000		27 000	Mittelwürm	Intersadial		? Bodenbildung		
40 000	15 000	Göttweiger			Rückzug bis in die Alpen		(A 3) A 2	44 000
50 000		Frühwürm, Waldstede, Altwürm, Gross	Stadial	Ältere Vorrückungsphase	Feld A 1 (Niederterrasse)			

44 000 v. h. und damit etwa 24 000 Jahre vor der Maximalausdehnung des Würmeises erfolgt sein.

3.) Alle anderen Niederterrassen sind Erosionsflächen aus der Zeit des „Göttweiger Interstadials“ (44 000 — 29 000 v. h. zit. nach H. GROSS). Der Vorstoß der Gletscher zu ihren vordersten Stellungen (Phasen A—C, die den äußeren bis inneren Jungendmoränen im üblichen Sinne entsprechen) war im Hochrheintal und allem Anschein nach auch im unteren Aaretal weder mit einer fluvioglazialen Aufschüttung noch auch mit einer ersichtlichen Erosion verbunden.

4.) Es wird für möglich gehalten, daß die etwas stärkere Bodenbildung auf der Haupt-NT einer „Göttweiger Bodenbildung“ entspricht, der während des Hauptwürms eine Kryoturbation und während des maximalen Eisstandes die Auflagerung des oberen jüngeren Lösses folgten. Als dieser wird in Ermangelung eines entsprechenden Lösses auf der Baseler A<sub>1</sub> Fläche der von A. SCHREINER (1958) auf der Kaiserstühler NT beschriebene Löß angesehen.

5.) Das Paudorfer Interstadial wird zwar als wichtiger Hiatus zwischen zwei Stadien angenommen, aber es konnten keinerlei geologische oder morphologische Erscheinungen mit ihm in Verbindung gebracht werden.

Auf diese fünf wenigstens für mich sehr auffallenden Thesen möchte ich im folgenden näher eingehen:

Mit der These 1 wird die A. PENCK'sche Auffassung von der Einheit der „Glazialen Serie“ sowohl als stratigraphisches Phänomen wie als Formengruppe völlig aufgehoben. Wenn auch schon der scharfsinnige Beobachter O. AMPFERER 1912 PENCK's Vorstellung von der Verzahnung der Endmoränen mit den Fluvioglazialschottern dahingehend korrigiert hatte, daß er eine solche nur für die obersten Lagen beobachtet hatte, während er im Liegenden die aus dem intra- in das extramoräne Gebiet durchlaufenden Schotter erkannt hatte, die wir später mit K. KRAUS (1932) als „Vorstotter“, mit F. WEIDENBACH (ab 1936) als „Vorstoßschotter“ zu bezeichnen pflegen, so haben doch alle nachfolgenden Forscher und mit ihnen auch S. MOSER keinen Hiatus zwischen diese Vorstoßschotter und die darauf abgelagerten Geschiebemergel oder Endmoränen mit den zu diesen gehörenden Übergangskegeln gelegt. Auch der von O. WITTMANN als Kronzeuge angeführte S. MOSER hat keineswegs die Einheit der „Glazialen Serie“ von A. PENCK abgelehnt, sondern ganz im Gegenteil ein verbessertes Diagramm davon vorgelegt. Meinen eigenen Vorschlag für ein Sammelndiagramm für Glaziale Serie folgt in Abb. 2.

Es nützt nun nicht allzuviel, wenn sich WITTMANN der Auffassung der jüngeren Schweizer Geomorphologen in dem Punkte anschließt, daß die extramoränen „Mittlerterrassenschotter“ der NW-Schweizer Geologen (insbesondere A. WEBER, H. SUTER,

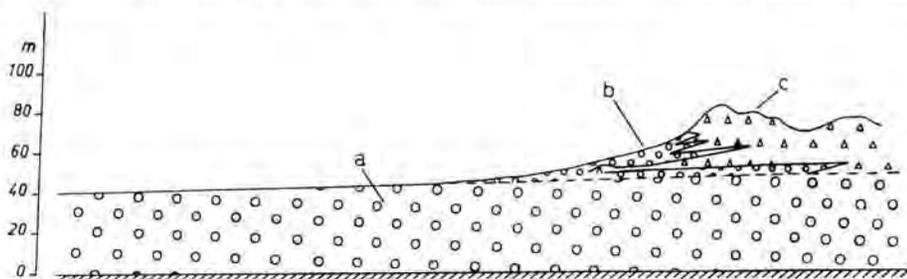


Abb. 2. Schematisches Diagramm über das stratigraphische Verhältnis zwischen Vorstoßschotter, Endmoränen und Übergangskegel als „Glaziale Serie“ ein- und derselben Vereisung.

a = Vorstoßschotter mit etwa gleichbleibendem Oberflächengefälle durchlaufend,  
b = Übergangskegelschüttung, c = Endmoräne.

H. JÄCKLI und dazu auch R. HUBER) als Würm-Vorstößschotter anzusehen seien, da niemals ein Rest einer interglazialen Verwitterung zwischen jenen Schottern und den hangenden Würmmoränen gefunden worden sei. Solcherlei geköpfte Bodenprofile müßten nämlich auch dann zwischen den Vorstößschottern und den Jungmoränen gefunden werden, wenn zwischen beiden Ablagerungskomplexen das sogenannte „Göttweiger Interstadial“ mit einer angenehmen Dauer von 15 000 Jahren gelegen haben sollte. Wir wissen heute sehr wohl, daß im äußeren Bereich der Eiszungen bei einer Gletschermächtigkeit von unter 150 m die Glazialerosion besonders innerhalb flachgeneigter Breittalböden so geringfügig war, daß mehr oder weniger geköpfte Bodenhorizonte unter den Geschiebemergeln der Gletscherenden erhalten blieben. Solche einwandfreien Bodenreste habe ich in ein und demselben Vorlandgletscher (Rheingletscher) bereits für alle Interglaziale und stets in ähnlicher topographischer Situation des ehemaligen Gletschers beschreiben können (1962b), und ähnliche Funde können in allen Vorlandgletschern beliebig vermehrt werden. Nur zwischen Würm-Vorstößschottern und dem Außensaum der Jungmoränen ist ein solcher Bodenrest noch niemals beobachtet worden! Bei Hörmating (E. EBERS 1960) und anderen ähnlichen Stellen handelt es sich im Liegenden der Jungmoränen immer um verwitterte Präwürmschotter. Und was den Innerwürmboden von E. KRAUS (1955) in der Murnauer Gegend betrifft, bin ich durchaus der Ansicht von J. BÜDEL (1957), daß es sich um postsedimentäre diagenetische Erscheinungen handelt, aber niemals um echte Bodenreste. Diese meine Auffassungen werden übrigens vollinhaltlich von K. BRUNNACKER geteilt (brieflich).

Aber selbst wenn man die Existenz oder besser die Nichtexistenz von Bodenresten zwischen den Vorstößschottern und den Moränen nicht als entscheidend ansehen wollte, so ist die Tatsache des Zusammenhanges vom Eisvorrücken und der Akkumulation von Vorstößschottern im Talbereich unterhalb des vorrückenden Eises evident und unumstößlich. Auch O. WITTMANN läßt diese Tatsache gelten für die Zeit der ersten Gletschervorrückungsstadien (Altwürm). Warum aber die Eosionsterrassentreppe von A<sub>1</sub> bis A<sub>3</sub> im „Göttweiger Interstadial“, während der eigentlichen Maximalvorstöße jedoch keinerlei Vorrückungs-Aufschotterung erfolgt sein soll, so daß also auch die tiefsten Erosionsterrassen B<sub>1</sub> bis B<sub>3</sub> vor dem „Paudorfer Interstadial“ und der folgenden Maximalausdehnung des Rheingletschers entstanden sein sollen, ist mir als eine morphogenetische Deutung für den Geschehensablauf in der Schmelzwasserrinne des Hochrheintales völlig unverständlich. Dabei wird von O. WITTMANN angenommen, daß im „Göttweiger Interstadial“ die Gletscher bis in die Alpen abgeschmolzen sein sollen, und daß damit die Wiedervorstöße von „Hauptwürm“ aus dem Alpenraum heraus weiter ins Vorland hinaus erfolgt sein sollen als die Vorstöße des Altwürms mit der stellenweise über 60 m mächtigen Vorstößschotter-Akkumulation.

Als geologische Beweise für seine morphogenetische und stratigraphische Deutung wird die Tatsache von schwachen Kryoturbationen an der Oberkante der A<sub>1</sub>- bis B<sub>3</sub>-Terrassen-Oberflächen, die mächtigere Verwitterung der A<sub>1</sub>- bis 2-Flächen gegenüber den tiefer gelegenen Flächen und die Überdeckung der B-Flächen (entsprechen bekanntlich der Unteren NT von L. ERB, D. KIMBALL & F. E. ZEUNER und mir im Hochrheintal) mit Löß rings um den Kaiserstuhl angesehen, wobei sicher mit Recht A. SCHREINER eine Niveaufkreuzung der NT-Flächen im Raume zwischen Isteiner Klotz und Kaiserstuhl annimmt. Dazu wäre folgendes zu sagen:

a) Das von A. SCHREINER beschriebene Beispiel aus der Kiesgrube NW von Niederrotweil zeigt eindeutig den synd sedimentären Charakter der schwachen Kryoturbationen innerhalb der periglazialen, von Randbächen abgelagerten Sande auf den hochglazialen Rheinkiesen, welche an ihrer Oberfläche unverwittert sind. Das Entscheidende ist bei allen diesen kaltzeitlichen Deckschichtenprofilen auf NT-Oberflächen das Fehlen jeglicher Verwitterung der liegenden Fluvioglazialkiese.

Im übrigen sind Kryoturbation auf Jungmoränen bis heute bereits von vielen Stellen beschrieben worden, so von L. WEINBERGER (1954) aus dem Salzachgletscher, von A. DÜCKER (1954) aus Schleswig-Holstein, J. DYLIK (1956) aus Polen, H. LIEDTKE (1957/58) aus Brandenburg, für Mitteleuropa zusammengefaßt in der Karte von Kh. KAISER (1960). Die Kryoturbationen und Eiskeile liegen ebenso wie periglaziär bedingte Dellen, Korrasionstälichen usw. im Bereich zwischen den deutlichen äußeren und den inneren Jungendmoränen, sind also, wie H. LIEDTKE richtig bemerkt, nicht in erster Linie als Erscheinungen der jüngeren Tundrenzeit, sondern als solche des späteren Hochglazials aufzufassen (ausnahmsweise des frühen Spätglazials). Auch im Hochrheintal konnte ich, genauso wie A. SCHREINER die Kryoturbationen innerhalb jener, der unteren NT-Akkumulation entsprechenden Kaiserstuhlsande gefunden hat, Kryoturbationen an den Oberflächen nicht nur des obersten NT-Niveaus beobachten (so besonders schön bei Reinach im Birstal und auf dem Weiler Schwemmkegel), sondern auch auf O. WITTMANN's A<sub>3</sub> (im großen Aufschluß des Flurteils Lächlen der Birsfelder Hard), auf seiner B<sub>1</sub> (obere St. Ludwig-Fläche) und sogar B<sub>3</sub> (große Kiesgrube unmittelbar westlich Dt. Rheinfelden, siehe Fig. 3). Es ist also entschieden herauszustellen, daß durchaus die gleichen periglaziären Erscheinungen nicht nur auf den NT-Feldern bis zur B<sub>3</sub>-Fläche herab, sondern auf allen Jungendmoränen bis mindestens einschließlich der inneren Jungendmoräne gefunden werden. Es ist also unmöglich, aus der Tatsache, daß Kryoturbationen auf den NT-Feldern im Umkreis von Basel auftreten, einen großen interstadialen Hiatus zwischen der Bildung dieser und den Jungmoränen des Schweizer Vorlandes zu konstruieren.

b) Die tiefere Verwitterung der höher gelegenen NT-Felder gegenüber den tieferen habe auch ich festgestellt. Bekanntlich stellt dieses Phänomen im nördlichen Alpenvorland ein seit langem diskutiertes und bestimmt noch nicht restlos gelöstes pedologisches Problem dar. Meine Messungen in vielen Aufschlüssen im Umkreis von Basel sind im Vergleich zu den bei FÖRSTER (zit. WITTMANN) gemachten Angaben folgende:

Flächen bei O. W.	Meine Talbodenbezeichnung 1962	Verwitterung nach FÖRSTER	Meine Messung	
			des B-Horizontes	des Ca-Horizontes
A <sub>1</sub> —A <sub>2</sub>	R -Talboden	0,8 m	0,4—0,8, i. D. 0,58	bis 1 m
A <sub>3</sub>	A -Talboden	0,5 m	0,3—0,6, i. D. 0,38	bis 0,4 m
B <sub>1</sub> —B <sub>3</sub>	Rh-Talboden	0,3 m	0,2—0,6, i. D. 0,4	wenig

Diese ohne Zweifel eigenartige Erscheinung war der Anlaß zu den verschiedensten Deutungen; R. MAROCKE (1956) u. a. schlossen daraus sogar auf das rißzeitliche Alter der Baseler Haupt-NT. Am eingehendsten haben sich in jüngster Zeit die Bodenkundler J. FINK (1959) und K. BRUNNACKER (1960) damit befaßt. Wie vor allem des letzteren eingehende Untersuchungen bei den Kartierungen des Blattes Freising-Süd (1959) ergaben, nimmt auch auf den höheren NT-Feldern der Münchener Ebene die Mächtigkeit des Schotterverwitterungslehms ab und wird auf den spät- bis postglazialen Flächen von einer schwachen Mullrendzina abgelöst. Da aber hier wie in allen anderen Vorländern an der genetischen Einheit des Hauptschotterfeldes mit den äußeren Jungmoränen kein Zweifel aufkommen kann, muß die mächtigere Schotterverwitterung auf den höheren Feldern mit einer bereits kaltzeitlichen Verwitterungstätigkeit, die aufschließend und vorbereitend die tiefere Verlehmung dieser Flächen verursachte, erklärt werden.

Wenn wir also die Baseler Haupt-NT, die sich talauf bis ins Rafzer Feld im unmittelbaren Vorland der äußersten Rheingletscher-Jugendmoränen, ins Limmattal bis zu den Wohlener Endmoränen, im Aaretal bis zum Birrfeld und Schafisheimer Feld im Vorland des würmzeitlichen Reußgletschers verfolgen läßt, wegen der etwas mächtigeren Verwitterung in Frühwürm stellen wollten, müßten wir die gesamten Hauptniederterrassenfelder im Vorland der äußeren Jungendmoränen in gleicher Weise für frühwürmzeitlich erklä-

ren und das sozusagen konkordante Schichtverhältnis zu den auflagernden Jungendmoränen ablehnen.

c) Es wäre sicher verfehlt, den schwachen Sandlöß auf der Verwitterung der Bartenheimer Terrasse mit dem Löß auf der Kaiserstuhler NT (A. SCHREINER) zeitlich gleichstellen zu wollen. Eine solche Parallelisierung wird zwar von O. WITTMANN nirgends ausgesprochen, aber er wertet den Kaiserstuhler Löß ohne weiteres als „Oberen Junglöß“, obzwar A. SCHREINER, vorsichtig genug, diese Bezeichnung niemals anwendet, sondern m. E. völlig richtig diesen echten Löß der Kaiserstuhler Niederterrassen „an das Ende der wärmzeitlichen Hauptphase oder ins Spätglazial“ stellt. Dieser kleine Unterschied in der Datierung ist keineswegs unwichtig. Denn damit, daß O. WITTMANN diesen Löß mit dem Maximum der Würm-Vereisung altersgleich setzt, müssen seine B-Felder, die A. SCHREINER ebenfalls richtig etwa mit den Inneren Jungmoränen der Schweizer Gletscher parallelisiert, in die Zeit vor der gesamten Endmoränenablagerung der letzten Eiszeit verlegt werden, womit aber diese unglückliche Diskrepanz zwischen dem Alter der Jungmoränen einerseits und der NT-Felder andererseits für O. WITTMANN eine Bestätigung zu erhalten scheint.

Bei der gesamten Frage würden wir einen guten Schritt weiterkommen, wenn es geologisch einwandfreie Möglichkeiten gäbe, auch bei Fehlen fossiler Böden eine stratigraphische Untergliederung der kaltzeitlichen Talfüllungen vornehmen zu können. Eine solche Möglichkeit ist in den NT-Schottern des Mittel- und Niederrheins vor kurzem mit Hilfe minutiöser Schwermineralanalysen vorgelegt worden (J. FRECHEN & G. VAN DEN BOOM 1959 und J. FRECHEN 1959), wenngleich die daraus gefolgerten Datierungen außer bei der „Unteren Niederterrasse“ noch als höchst hypothetisch angesehen werden müssen. Aber es gibt durchaus paläontologische Möglichkeiten, wofür ich die mit M. & K. BRUNNACKER gemeinsam durchgeführte Bearbeitung der Kiesgrube im Flurteil Rütte am Westrand von Deutsch-Rheinfeldern vorlegen möchte.

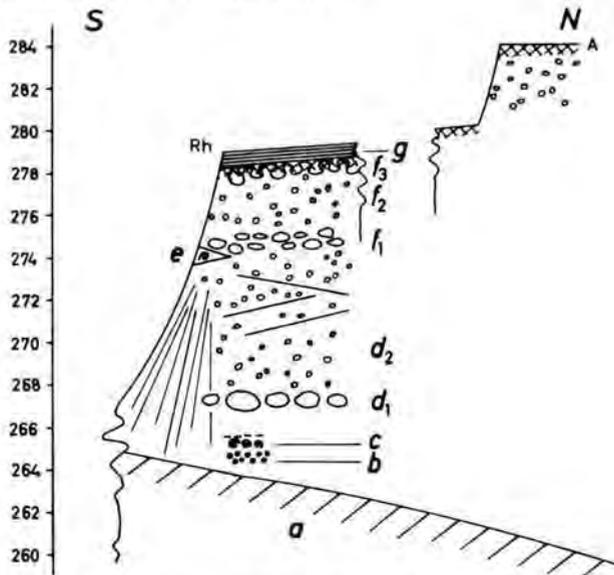


Abb. 3. Das schematisierte Schichtprofil in der Kiesgrube Rütte von Deutsch Rheinfeldern. Erläuterung: Die Kiesgrube ist auf der Rheinfeldener NT (bei O. WITTMANN als B<sub>3</sub>Fläche kartiert) angelegt.

a) = nicht genau vermessen, aber auch bei H. HEUSSER (1926) in ähnlicher Höhenlage angenommene, nach N stark absinkende Oberfläche des Buntsandsteins. Der Rhein ist also bei Rheinfeldern spätglazial (und jünger) epigenetisch eingeschnitten, seine präwürmzeitliche Tiefenrinne liegt am Nordrand des Tales entlang Nollingen—Herten.

Im Anschluß an die Schichtfolge der Kiesgrube von Rheinfeldern und auf Grund meiner bisherigen Erfahrungen bei der Untersuchung voralpiner Schmelzwasserinnen möchte ich in äußerster Kürze folgenden Geschehensablauf für das Hochrheintal während des letzten Glazials rekonstruieren:

1.) Eine echte, also lange andauernde Kaltzeit begann auch in einer Schmelzwasserinne wie dem Hochrheintal mit einer periglaziären Akkumulation fluviatiler Fazies. Sie zeigt vorherrschend lokales Material und war bedingt durch das Herabsteigen der Waldgrenze und damit der Verbreiterung der waldfreien Frostschutt- und Tundrenzzone im Einzugsgebiet. Sie begann stets mit Anreicherung erst des allergrößten Materials (grobe Basislage) und wurde dann feinkörniger. An deren Basis können unter günstigen Umständen in liegenden Lehmen echte warme Faunen- und Florenreste gefunden werden, die das vorangehende Interglazial anzeigen.

2.) Eigenartigerweise schließt jene periglaziäre Lokalaufschüttung vielfach mit einem Aulehm oder -mergel ab, bevor die fluvioglaziale, Fernmaterial führende Akkumulation einsetzt. Beispiele dazu siehe bei J. SCHRÖDER & R. DEHM (1951), D. GEYER (1914), J. SCHRÖDER (1915), H. GRAUL (1962b, bearbeitet von M. & K. BRUNNACKER) u. a. m. Dies sind aber nur Beispiele, bei denen die lehmige Zwischenschicht Konchylien enthält, die bestimmt wurden. Konchylienfreie oder nicht näher untersuchte Lehmzwischenlagen sind aber an viel mehr Orten bekannt. Sie sind vor allem in jenen Tälern zu finden, die verhältnismäßig spät, über eine niedrige Wasserscheide hinweg, vom Schmelzwasser eines Gletschers erreicht und aufgeschüttet worden waren oder in größerer Entfernung vom Eisrand, so vor allem im ganzen Donautal. Daß nun auch im Hochrheintal bei Rheinfeldern diese stratigraphisch immer in gleicher Situation angetroffene Aulehmlage noch in Resten gefunden wird, liegt erstens an der etwas abseitigen Lage der Fundstelle gegenüber dem frühwürmzeitlichen Rheinbett und zweitens wohl an der Tatsache, daß die fluvioglaziale Akkumulation zuerst die zahlreichen übertieften Seebecken im Schweizer Vorland und insbesondere das riesige Bodenseebecken hatte auffüllen müssen, bevor sie sich im Hochrheintal in größerer Breite und Mächtigkeit entwickeln konnte.

3.) Es ist daher bestimmt abwegig, eine besonders frühe würmzeitliche fluvioglaziale Akkumulation auch im Hochrheintal zu erwarten. Diese erfolgte vielmehr im Alpenrheintal und im Riß/Würminterglazialen Bodenseebecken, sie lag im Waalenseebecken und in den anderen vielen schon präwürmzeitlich stark übertieften Wannen. Es wäre sogar folgerichtig, postrißzeitlich nicht unbedeutend größere Seebecken anzunehmen als sie postwürmzeitlich angelegt wurden.

4.) Eine andere als Seitenerosion während der Zeit der fluvioglazialen Talauffüllungen annehmen zu wollen, ist bestimmt unrichtig. Erstens sprechen die vielfach er-

b) Lehmschotter periglaziären Charakters von einem zu Beginn der Würm-Kaltzeit aus dem Möhliner Altmoränengebiet kommenden und weiter im Norden in den Rhein einmündenden Bach abgelagert. Soll nach dem Grubenbesitzer stellenweise bis 12 m mächtig werden. An dessen Obergrenze

c) bis  $\frac{1}{4}$  m Konchylien führender Lehm,

d) die fluvioglaziale Hauptakkumulation mit enormer Groblage an der Basis ( $d_1$ ), darüber normalkörnig und kreuzgeschichtet ohne weitere durchlaufende Diskordanzen ( $d_2$ ),

e) obere Aulehmlage in Resten, ebenfalls mit Konchylien,

f) obere Akkumulationslage, ebenfalls mit deutlicher Groblage einsetzend, die zum großen Teil den liegenden Aulehm aufgearbeitet hat. Die Groblage besteht vorwiegend aus Schwarzwaldkristallin, Muschelkalk und aus gut gerundeten hellen alpinen Quarziten. Die Oberfläche ( $f_3$ ) ist leicht kryoturbar gestört und 0,4—0,5 m verwittert.

g) Als Deckschicht existiert noch ein bis 0,7 m mächtiger Geröll-Lehm.

Rh = Niveau der unteren NT, entsprechend dem Rhonegletscher-Würm-Maximum,

A = Niveau der mittleren NT, entsprechend dem Aaregletscher-Würm-Maximum (siehe GRAUL 1962a).

Vgl. hierzu: Ausführungen von M. u. K. BRUNNACKER im Anhang.

haltenen Reste der vorher in diesen Tälern abgelagerten periglaziären Schotter dagegen, zweitens müßte eine Tiefenerosion vor der fluvioglazialen Akkumulation erfolgt sein, als zwar das gesamte sommerliche Niederschlags- und Schmelzwasser aus den Hochgebirgen abfloß, aber die Schottermassen in den Becken abgefangen wurden. Trotzdem finden wir an so vielen Orten die präfluvioglazialen, aber schon kaltzeitlichen Ablagerungen in den Tälern erhalten. Die Tiefenerosion erfolgte also ganz zu Beginn des gesamten, jeweils zweigeteilten Akkumulationsvorganges, während der Zeit der Ansammlung der Groblage im Flußbett. In diesem Sinne, aber auch nur in diesem Sinne, schließe ich mich I. SCHAEFER's (1950) Ansicht von einer „frühglazialen“ Tiefen- und Breitenausschürfung der Flußbetten an. Sie war erfolgt zu Beginn der Fließerdezeit, lange bevor fluvioglaziales Material in wesentlicher Menge in die Vorlandtäler verfrachtet worden war.

5.) Das kühl-feuchte und durchaus nicht kalt-trockene Klima, welches alle bisher in dieser Situation gemachten und bestimmten Konchylienfunde anzeigen, spricht deutlich für eine Abkühlung bei unverminderten Niederschlägen als Ursache für die Gletscherzunahme und für das Abwärts- und Äquatorwärtswandern aller Klima- und pflanzengeographischen Grenzen. Es erscheint aussichtslos, in unseren Breiten für die Zeit des Gletscheranwachsens exzessiv kalte Faunen und Floren finden zu wollen. Ebenso aber ist es verfehlt, aus dem „nur kühlen“ Charakter derselben periglaziäre Vorgänge und Erscheinungen in Mitteleuropa ausschließen zu wollen. Die Funde an der Oberschicht der lokal getönten Flußablagerungen sind ein eindeutiger Beweis.

6.) Die fluvioglaziale Akkumulation wandert genauso wie die periglaziäre von oben nach unten (im Gegensatz zu einer tektonisch oder eustatisch bestimmten), sie beginnt mit sich überdeckenden flachen Schwemmkegeln, sobald die übertieften Seebecken aufgefüllt und von den talab sich entwickelnden Schwemmkegeln überwandert wurden. Dies ist — wie leicht einzusehen ist — in allen Abflußrinnen zu verschiedenen, von den lokalen Verhältnissen abhängigen Zeitpunkten erreicht. Man kann unmöglich mit einem auch nur einigermaßen gleichen Zeitpunkt des Beginns der fluvioglazialen Aufschüttung in den verschiedenen Abflußrinnen außerhalb der rißzeitlichen Beckenzone rechnen. Der Hauptstoß der Aufschüttung erfolgte aber, sobald das Eis die mit Schotter aufgefüllten alten Seewannen erreichte und infolge seiner immer stärker anwachsenden Mächtigkeit meist das gesamte Lockermaterial aus diesen Wannen vor sich herschob und unter sich herausdrückte. Denn die unbedingt vor Heranrücken des Eises mehr oder weniger vollständig aufgefüllten Wannen sind sozusagen geröllfrei nach Wiederabschmelzen des Eises, wie wir einwandfrei wissen. Zum Verständnis der Morphogenese in den extramoränen Schmelzwasserinnen müssen wir also die Fernwirkung der großen Stammbecken mitberücksichtigen, eine Wirkung, die von Eiszeit zu Eiszeit bedeutender geworden war. Es besteht daher nur mit ziemlichen Einschränkungen die Möglichkeit, Erscheinungstyp und Verbreitung der Fluvioglazialablagerungen der jüngsten Vereisungen mit jenen der ältesten Vereisungen zu vergleichen.

Ich fasse diesen Punkt nochmals zusammen: es gibt keine genaue Gleichzeitigkeit des Aufbaus der Vorstoßschotterkörper, wie es auch keine Gleichzeitigkeit des Vorrückensmaximums der Gletscher und des Wiedereinschneidens (Teilfelderbildung) nach Beginn des Rückzuges der einzelnen Gletscher gibt.

7.) Aber das Wesentlichste ist nun die Folgerung aus diesen morphogenetischen Überlegungen in Verbindung mit der chronologischen Tabelle von O. WITTMANN. Eine Vorrückungsphase des Eises mit Bildung der obersten NT-Aufschüttungsfläche mit nachfolgendem „Rückzug bis in die Alpen“ müßte schotterfreie und daher mit Wasser gefüllte Über-tiefungs-Stammbecken hinterlassen haben. Es müßte gleichzeitig eine gründliche Zerschneidung des A<sub>1</sub>-Niveaus erfolgt sein. Eine 15 000jährige Pause müßte selbst bei nur teilweiser Entgletscherung der großen Alpentäler eine ganz beträchtliche Wiederauffüllung der frei gewordenen Stammbecken des Vorlandes erbracht haben. Bei starker Verkleinerung der

Tundren- und Frostschuttzone in den benachbarten Berg- und Mittelgebirgsländern während eines angenommenen Groß-Interstadials à la „Göttweig“ könnte die Akkumulation tatsächlich restlos von Erosion ersetzt gewesen sein.

Aber der Wiedervorstoß des Eises zu seinem nun endgültigen weitesten Stand der Würmzeit, die Wiederabkühlung des Klimas mit völliger Entwaldung und einer Tundrenausdehnung bis zu den tiefsten Talböden herab müßte eine abermalige Akkumulationsperiode größten Ausmaßes verursacht haben mit einer ähnlichen Zweiteilung, nämlich der lokal-periglaziären Fazies im Liegenden und der fernfluvioglazialen im Hangenden. Wo aber sind die Bildungen dieser unbedingt zu erwartenden Akkumulation des „Hauptwürms“? Mit der unbeantworteten Frage O. WITTMANN's auf S. 38 können wir uns doch nicht zufrieden geben: „Es stellt sich aber nun die Frage, bis wohin die jüngeren Vorrückungsschotter des Hauptwürm (GROSS) gereicht haben mögen. Wir wissen es nicht, aber wohl kaum bis zu den inneren Jugendmoränen; man wird die Ursache in dem ungleich kürzeren Zeitraum sehen müssen, der für ihre Akkumulation zur Verfügung stand.“ Dabei stößt sofort die Frage auf, woraus wird ein kürzerer Zeitraum für das Hauptwürm gegenüber einem mit glazigenen Schichten noch nirgends belegten Frühwürm-Gletschervorstoß geschlossen? Außerdem erscheint die Zeitdauer der eigentlichen strengen Kaltperioden weniger entscheidend, so weit sie mit etwa gleichweit reichenden Vergletscherungen verbunden waren. Viel entscheidender scheint mir die Dauer der nichtvergletscherten Perioden gewesen zu sein, weil von ihnen die Mächtigkeit der neuen Gesteinsaufbereitung abhängig war: die Bergsturmassen in den übersteilten Alpentälern, die Menge der sonst als Schutthalden, Schwemmkegel, Beckenauffüllungen angesammelten Lockermassen innerhalb aller jener Bahnen, die von den Eismassen des nächsten Gletschervorstoßes aufgenommen und ins Vorland verfrachtet wurden. Aber gerade die Annahme eines 15 000 Jahre währenden Interstadials mit einem Eisrückzug bis in die Alpen schließt aus, daß die nachfolgende Akkumulation besonders geringfügig und in den Schmelzwasserrinnen überhaupt nicht mehr zur Wirkung gekommen wäre.

Der Irrtum O. WITTMANN's liegt m. E. also weniger in einer Fehldatierung des Beginns der Akkumulation im Hochrheintal, sie setzt selbstverständlich irgendwann im Frühglazial ein. Sondern der Fehler liegt bei der Annahme der Beendigung der Fluvioglazialschüttung, die nun völlig losgelöst vom Vergletscherungsablauf angesehen wird und runde 24 000 Jahre früher angesetzt wird als die Maximalausdehnung der Gletscher und damit der eigentlichen Beendigung jener Schmelzwasserauffüllung. Dies alles aber nur aus dem einen Grund: das „Göttweiger Interstadial“ mußte stratigraphisch untergebracht werden. Geologische Zeugen für ein solch langandauerndes Interstadial sind in dem ganzen Paket ebensowenig vorhanden wie im Mittelrhein-Würmschotter (siehe bei J. FRECHEN & G. VAN DEN BOOM). So mußte das Fehlen einer Verzahnung zwischen den Vorstoßschottern und den Äußeren Jugendmoränen das Indiz für einen 15 000-jährigen Hiatus, genannt das „Göttweiger Interstadial“, abgeben.

8.) Nach Abschluß der Haupt-Talauffüllung mit dem obersten NT-Niveau im ganzen Hochrheintal wie im untersten Aaretal als dem „Urstromtal“ für alle vom Schweizer Gletscher kommenden Schmelzwasser setzte im Bereich der Übergangskegel und der Äußeren Jugendmoränen die Wiedereintiefung mit Bildung der Teilfelder ganz im Sinne A. PENCK's und C. TROLL's ein. Diese Ausräumung erbrachte, wie C. TROLL (1926) vor allem beschrieb, noch eine gewisse Schotterüberlastung in den abwärts folgenden Talabschnitten. Aber keineswegs war diese imstande, im ganzen Rheinlauf eine noch weiter anhaltende Akkumulation und damit eine weitere Aufhöhung des NT-Hauptniveaus zu bedingen. Sondern selbstverständlich setzte auch bald die Wirkung der unteren Erosionsbasis in der Richtung talauf ein. Diese lag zwischen dem Isteiner Klotz und dem Austritt des Hochrheintals in den Oberrheingraben und war besonders kräftig am Austritt aus

jedem Engtalabschnitt und gehemmt in diesem selbst, genau wie heute auch noch. Diese von der unteren Erosionsbasis talauf wirkende Erosion ist nicht mit der Teilfelderbildung zu verwechseln. Sie würde bei gleichbleibendem Verhältnis von Last und Wassermenge keine größeren Erosionsterrassen, erst recht nicht durchlaufende Talböden entwickelt haben. Aber das Verhältnis zwischen Last und Wassermenge wurde noch mehrmals empfindlich gestört, so daß es noch während des Hochglazials zu zwei weiteren Aufschüttungstalböden kam, der mittleren und der unteren Niederterrasse (ganz im Sinne L. ERB's). Auf Einzelheiten dieses Geschehensablaufs kann hier nicht eingegangen werden, sondern es sei auf meine Arbeit verwiesen. Jedenfalls ist bei Rheinfeldern auch das untere NT-Niveau breit und gut entwickelt, zeigt eine selbständige Akkumulationsschicht von 5—6 m Mächtigkeit und unter der Basisgroblage derselben einen aufgearbeiteten Auehm, den oberen Konchylienlehm. Vor der neuerlichen Akkumulation, die mit dem Maximum des nordöstlichen Rhonegletscherarmes im Aaretal zu verbinden ist (H. GRAUL 1962a), war ein Erosionsstillstand mit Taluaebildung eingetreten. Der paläontologische Befund von K. & M. BRUNNACKER spricht vom „Wiedereinwandern bestimmter Molluskenarten infolge beginnender Klimaverbesserung“ und einer Stellung derselben zwischen Hochglazial und der noch reicheren Fauna des jüngeren Spätglazials, wie sie von R. SCHRÖDER (1915) aus der Münchener Gegend beschrieben worden war. Da nach der diesem Auehm auflagernden Aufschotterung die endgültige Zerschneidung der Auffüllung im Hochrheintal begann, die von keiner glazigenen Akkumulation mehr unterbrochen wurde, weil die Gletscher bereits in den Stammbecken Raum zur Akkumulation ihrer Fluvio-glazialschotter geschaffen hatten, zweifle ich nicht, daß mit der Zerschneidung der unteren NT tatsächlich das Spätglazial eingesetzt hatte. Ich sehe daher weder aus paläontologischen noch aus morphogenetischen Gründen eine Möglichkeit, die untere NT älter als die Äußeren Jungendmoränen des Rheingletschers aufzufassen, d. h. vor das Paudorfer Interstadial zu stellen, wie dies O. WITTMANN vorschlägt. Die untere NT muß spätesthochglazial, ja unter Umständen sogar frühest-spätglazial sein.

Mit diesen Ausführungen ist wohl klar geworden, daß der Versuch, die fluvio-glaziale Akkumulation stratigraphisch von der glazigenen Ablagerung vollkommen abzulösen, im intramoränen Raum zur Aufgabe des Begriffs der „Glazialen Serie“ führen muß und damit die gesamten in der jetzt über 100jährigen Forschungsgeschichte der Glazialgeologie und -geomorphologie gewonnenen relativen Datierungen und Korrelationen von intra- und extramoränen Ablagerungen über Bord geworfen werden, nicht nur im circum-alpinen Raum, sondern in allen Gebieten ehemaliger Vergletscherungen überhaupt. Wenn dem so wäre, hätte H. GROSS mit seinem Satze, daß beim Versuch einer Lösung der Gliederung der Würmeiszeit die geomorphologische Methode versagt habe, in der Tat recht gehabt.

#### Anhang: Die Molluskenfaunen (MARGRIT BRUNNACKER & KARL BRUNNACKER)

Aus der unteren und oberen Lehmlage wurden jeweils rd. 3 kg des von Herrn H. GRAUL überlassenen Materials geschlämmt und die Fauna bestimmt.

Für die ökologische Bewertung einer Molluskenfauna ist nicht allein ihre qualitative, sondern darüber hinaus auch ihre quantitative Zusammensetzung von Bedeutung. In der Artenliste der Tab. 3 wurde deshalb auch die Größenordnung der bestimmbareren Schalen angegeben, nämlich:

1—2	Schalen = einzeln	= e	15—30	Schalen = sehr häufig	= sh
3—6	Schalen = selten	= s	31—60	Schalen = massenhaft	= m
7—14	Schalen = häufig	= h			

Bei derartigen in Flußablagerungen vorkommenden Molluskenresten ist weiterhin von Bedeutung, ob es sich 1. um aus Elementen verschiedenster Biotope zusammengeschwemmte Mischfaunen handelt oder 2. um eine Fauna, deren Lebensraum das einbettende Sediment bzw. der Boden war. Ferner ist zu unterscheiden zwischen solchen Bildungen, die a) noch einigermaßen *in situ* liegen bzw. nur lokal verzogen wurden, als sich eine neue Flußanschüttung darüberlegte, und b) solchen

Einlagerungen, die als Schollen vom benachbarten Uferrand hinabgestürzt sind bzw. durch Transport in einer Eisscholle oder im Wurzelsteller eines verdrifteten Baumes usw. in das neue Sediment gelangt sind.

Bereits der verhältnismäßig geringe Schillanteil der Proben von Rheinfeldern spricht gegen eine Mischfauna. Dazu kommt, wie unten gezeigt, eine ihrem Biotop nach einigermaßen einheitliche Zusammensetzung beider Faunen. Ob hingegen die heutige Lagerung der Lehme dem ursprünglichen Lebensraum entspricht, läßt sich, wenn überhaupt, nur am Profil entscheiden. Bei beiden Molluskenvorkommen bestehen also zumindest theoretisch folgende Möglichkeiten:

1. Einschwemmung von Molluskengehäusen im Rahmen der Sedimentation; hier ist auch mit der Umlagerung „fossiler“ Molluskenschalen zu rechnen.
2. Der Ablagerungsraum des Sedimentes ist der Lebensraum einer Molluskenfauna (Wasser- und evtl. Feuchtf fauna).
3. Bodenbildung nach der Sedimentablagerung infolge veränderter Wasserführung mit dazugehöriger Molluskenfauna, wobei sich weitere Möglichkeiten unterscheiden lassen:
  - a) Grundwasser ständig in Oberflächennähe = Gley; über Wiesen zu (bei geeignetem Klima) bruchwaldartiger Vegetation; Feuchtf fauna evtl. mit Komponenten einer Wasserfauna;
  - b) Grundwasser meist relativ weit unter der Oberfläche, zeitweilig Überschwemmung = Auenboden; über Wiesen zu (bei geeignetem Klima) auewaldartiger Vegetation; Fauna mit mittleren Feuchtigkeitsansprüchen, u. U. mit Komponenten eines relativ trockenen Milieus. In beiden genannten Fällen zeigen sich außerdem Unterschiede in der Zusammensetzung der Fauna, je nachdem, ob es sich um Stadien des offenen Geländes, des mit lichterem Gebüsch und Baumgruppen bestandenen offenen Geländes oder des Waldes handelt. Bei Wald kann außerdem der Grad seiner Auflichtung und seine Zusammensetzung (insbes. ob Nadel- oder Laubwald) hereinwirken.
  - c) Wird schließlich das Grundwasser soweit abgesenkt, daß „terrestre“ Böden entstehen, so hat dies ebenfalls entsprechenden Einfluß auf die Zusammensetzung der Molluskenfauna. Insbesondere hat hier neben dem Vegetationszustand die Art des Bodens, so z. B. seine Korngrößenzusammensetzung und Reaktion (stark sauer, schwach sauer, alkalisch = kalkhaltig) Einfluß auf die vorkommenden Molluskenarten, deren Häufigkeit und Erhaltungsfähigkeit (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1959).
4. Durch Aufeinanderfolge von zwei oder mehr Möglichkeiten obiger Aufzählung können ebenfalls Mischfaunen zustandekommen.

Tabelle 3

## Die Molluskenfaunen von Rheinfeldern

	Unterer Lehm	Oberer Lehm	Obere Fauna im HT-Schotter bei München (R. SCHNÖDER 1915)
<i>Succinea oblonga</i> DRAP.	h	e (Bruchstücke)	+
<i>Cochlicopa lubrica</i> O. F. MÜLLER	sh	m	+
<i>Pupilla muscorum pratensis</i> CL.	m	—	+
<i>Vertigo pygmaea</i> DRAP.	sh	—	+
<i>Vallonia pulchella</i> O. F. MÜLLER	—	h	+
<i>Vallonia costata</i> O. F. MÜLLER	m	—	+
<i>Orcula dolium</i> DRAP.	e	—	
<i>Clausilia parvula</i> STUDER	e	—	
<i>Punctum pygmaeum</i> DRAP.	sh	h	+
<i>Retinella radiatula</i> ALDER	—	sh	
<i>Vitrea crystallina andreaei</i> BOETTGER	m	—	+
<i>Helicolimax</i> cfr. <i>diaphanus</i> DRAP.	s	—	
<i>Limax</i> cfr. <i>tenellus</i> NILSSON (Mantelschild)	s	—	
<i>Euconulus trochiformis</i> MONT.	e	s	+
<i>Fruticicola villosa</i> STUD.	e	—	+
<i>Fruticicola sericea</i> DRAP.	h	m	+
<i>Ariana arbustorum</i> L.	s	—	+
<i>Cepaea silvatica</i> DRAP.	—	h	
<i>Galba truncatula</i> O. F. MÜLLER	—	e	+

Das Einbettungsmittel der unteren Fauna von Rheinfeldern besteht aus gelbgrauem kalkhaltigem sandig-feinsandigem Lehm mit schwach bröckeliger Struktur; die Oberfläche der Bodenkörper ist schwach eisenfleckig; humose Bestandteile sind makroskopisch nicht erkennbar. Demnach handelt es sich um ein nur wenig durch Nässe beein-

flußtes Material. Es liegt damit entweder ein Auesediment oder ein nur schwach entwickelter Talboden vor, der nach kurzer Zeit wieder überschottert wurde oder bei dem es aus klimatischen Gründen zu keiner besonders intensiven und tiefgründigen Humusbildung gekommen ist; denkbar wäre auch, daß der Humus inzwischen wieder abgebaut wurde.

Das Einbettungsmittel der oberen Fauna besteht aus hellgrauem kalkhaltigem sandig-feinsandigem Lehm. Die Vergleyung ist hier möglicherweise etwas stärker ausgeprägt; sonst entspricht die Ausbildung der unteren Lehmlage.

In beiden Proben fehlen Rhizosolenien, d. h. durch Kalk verkittete Wurzelröhrchen, und andere Kalkkonkretionen, wie sie in lößartigen Sedimenten auch dann vorzukommen pflegen, wenn es sich um die Sumpfflößfazies handelt (vgl. M. & K. BRUNNACKER 1956).

Sämtliche gefundenen Arten (Tab. 3) kommen auch heute in Mitteleuropa mehr oder weniger häufig vor. Bemerkenswert ist jedoch:

1. Es treten keine klimatisch anspruchsvollen Arten auf.

2. Die in Tab. 3 aufgeführten Arten sind heute in den Alpen auch oberhalb der Waldgrenze, z. T. sogar in über 2000 m Höhe zu finden.

3. Es besteht eine große Ähnlichkeit in der Zusammensetzung dieser beiden Faunen mit der von R. SCHRÖDER (1915) aus dem Hochterrassenschotter bei München beschriebenen „Oberen Fauna“; so führt R. SCHRÖDER (1915) 11 Arten an, die auch in der unteren Fauna von Rheinfeldern gefunden wurden (bei insgesamt 14 Arten, ohne Reste von Nacktschnecken), und 7 Arten der Münchner Fauna finden sich in der oberen Fauna von Rheinfeldern (bei hier insgesamt 9 Arten) wieder. Dies spricht sicherlich nicht für Gleichaltrigkeit der oberen Fauna des Hochterrassenschotters von München mit den beiden Faunen von Rheinfeldern, jedoch für vergleichbares Biotop. Bemerkenswert ist außerdem, daß bei München in diesem Horizont bereits Reste des Halsbandlemmings gefunden wurden (R. SCHRÖDER 1915).

4. Sämtliche Arten weisen auf feuchtes Biotop.

Die untere Fauna von Rheinfeldern zeigt eine für ein einheitliches Biotop sprechende Zusammensetzung, wobei natürlich nicht ausgeschlossen ist, daß einzelne Gehäuse zusätzlich eingeschwemmt sind. Das gehäufte Vorkommen von *Vallonia*, *Pupilla* und *Vertigo* deutet auf Wiesenvegetation, während die übrigen Arten sowohl im Wald wie im offenen Gelände vorzukommen vermögen.

Die untere Fauna weist damit auf einen terrestrischen Standort mittlerer Feuchtigkeit mit sehr lichter auewaldartiger Vegetation oder noch besser auf Wiesengelände, das mit Gebüsch — und evtl. mit Baumgruppen durchsetzt war. Hinsichtlich der Temperatur muß mit kühleren Verhältnissen als heute, jedoch nicht mit extrem kalten Bedingungen gerechnet werden. Entsprechend der „oberen Hochterrassenfauna“ von R. SCHRÖDER (1915) kann man die Temperaturspanne mit kühl bis kalt umreißen. Die pedogenetische Ausbildung des einbettenden Sedimentes stimmt damit überein.

Die obere Fauna von Rheinfeldern zeigt auf eine ähnliche Umwelt, wie sie für die untere Fauna angegeben wurde. Möglicherweise war jedoch die Bedeckung des Bodens mit Gebüsch u.dgl. etwas dichter und der Standort etwas feuchter. Bemerkenswert ist hier das Vorkommen von *Cepaea silvatica*, einer westalpinen Molluskenart. Sie ist durch ein ausgewachsenes Exemplar und durch 6 dazugestellte Jugendstadien vertreten.

Ihrer Zusammensetzung nach stehen beide Faunen zwischen den vollinterglazialen Waldfaunen und den hochglazialen Lößfaunen. Nach dem geologischen Befund gehört die untere Fauna von Rheinfeldern in das Frühglazial der Würmeiszeit. Die gefundenen Arten stehen damit nicht in Widerspruch. Werden die R/W-interglaziale Molluskenfauna von Moosburg (H. NATHAN 1953) und die des würmeiszeitlichen Lösses in Südbayern (M. & K. BRUNNACKER 1956) noch zum Vergleich herangezogen, so zeigt sich in Rhein-

felden bei der unteren Fauna deutlich die Verarmung der Fauna auf Kosten der anspruchsvolleren Elemente gegenüber dem Vollinterglazial als Überleitung in die ausgesprochen artenarme Succineen-Fauna des Hochglazials.

Dem geologischen Befund nach gehört die obere Fauna von Rheinfeldern bereits in die Zeit nach dem Maximum des Hochglazials.

Sie deutet damit auf das Wiedereinwandern bestimmter Molluskenarten infolge beginnender Klimaverbesserung. Von zoogeographischem Interesse ist hierbei das Auftreten der westlichen *Cepaea silvatica*. Die aus dem jüngeren Spätglazial der Münchener Gegend beschriebenen Faunen der „Übergangszeit“ (R. SCHRÖDER 1915) zeigen schließlich eine weitere Zunahme der Artenzahl. Aber auch hierbei handelt es sich noch um anspruchslose Vertreter, die vor allem durch *Goniodiscus ruderatus* gekennzeichnet sind. Erst in Annäherung an das Klimaoptimum des Postglazials erscheinen dann die anspruchsvolleren Molluskenarten wieder. Zwischen Vollinterglazial des R/W und Hochglazial des Würm kann demnach im Alpenvorland auf Grund der bisher gefundenen Faunen nur ein Zwischenglied ausgeschieden werden. Zwischen dem Würmhochglazial und dem postglazialen Klimaoptimum deuten sich hingegen zwei Zwischenglieder an. Doch ist zu vermuten, daß eine spätinterglaziale *Ruderatus*-Fauna nicht ausfällt, sondern vielmehr bisher noch nicht gefunden wurde — vielleicht deshalb, weil keine geeigneten Sedimente dieses Abschnittes überliefert sind.

#### Angeführte Schriften

- AMPFERER, O.: Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. - Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1912.
- BRUNNACKER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 7636 Freising Süd. - München 1959. - - Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geolog. Bavar. 43, S. 74-150, München 1960.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K.: Die Molluskenfauna einiger Lößprofile im Donautal. - Geol. Blätter NO-Bayern, 6, S. 91-100, Erlangen 1956. - - Gehäuseschneckenfauna und Boden. - Zoolog. Anz. 163, S. 129-134, Leipzig 1959.
- BÜDEL, J.: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loisachtal bei Murnau (Südbayern). - Stuttgarter geogr. Studien 69, S. 121-141, Stuttgart 1957.
- BUGMANN, E.: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. - Mitt. d. aargau. naturforsch. Ges. 25, Aarau 1956.
- DÜCKER, A.: Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - Göttinger geogr. Abh. 16, 1954.
- DYLIK, J.: Coup d'oeil sur la Pologne periglaciaire. - Biul. periglac. 11, 1960.
- EBERS, E.: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadialprofil von Hörmating. - Obb. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, S. 64-76, 1960.
- ERB, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. - Mitt. bad. geol. L. A. 11, H. 6, Freiburg/Br. 1936.
- FELGENHAUER, F. & FINK, J. & DE VRIES, Hl.: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich, 1. Fellabrunn. - Archäol. Austriaca 25, S. 35-73, Wien 1959.
- FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. der Geol. v. Rheinland u. Westf. 4, S. 363, Krefeld 1959.
- FRECHEN, J. & VAN DEN BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. - Fortschr. d. Geol. v. Rheinland u. Westf. 4, S. 89, Krefeld 1959.
- GEYER, D.: Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. - Jber. u. Mitt. d. ober-rhein. geol. Ver., N.F. 4, S. 120, 1914.
- GRAUL, H.: Zur Gliederung und Morphogenese der Niederterrassen im Schweizer Mittelland und im Hochrheintal. - Heidelb. geogr. Arb. 9, 1962(a). - - Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER). - Peterm. geogr. Mitt. 1962(b) (i. Dr.).
- GROSS, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C<sup>14</sup>-Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und in den Nachbargebieten. - Eiszeitalter u. Gegenwart 9, S. 155-187, 1958.

- HEUSSER, H.: Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. - Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 57, Bern 1926.
- HUBER, R.: Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aarc. - Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich 101, S. 1-92, Zürich 1956.
- HUG, J.: Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. - Zt. f. Gletscherkd. 3, S. 214, 1909.
- JÄCKLI, H.: Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reuftal. - Geogr. Helv. 11, S. 46-59, Zürich 1956.
- KAISER, Kh.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeitalter u. Gegenwart 11, S. 121-141, 1960.
- KIMBALL, D. & ZEUNER, F. E.: The terraces of the Upper Rhine and the age of the Magdalenian. - Univ. of London, Inst. of Arch., Nr. 7, London 1946.
- KRAUS, E.: Die Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. - Eiszeitalter u. Gegenwart 6, S. 75-95, 1955.
- KRAUSS, K.: Über die sogenannten Deckenschotter des Rißtals. - Jber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. 21, S. 66, 1932.
- LEEMANN, A.: Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. - Geogr. Helv. 13, S. 89-173, Zürich 1958.
- LIEDTKE, H.: Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. - Wiss. Zt. d. Humboldt Univers. zu Berlin, Math.-Naturw. Reihe, Jg. 7 (1957/58), Nr. 3, S. 359-376, Berlin 1958.
- MAROCKE, R.: Etude pédologique préliminaire de sols rouges et gris de Harth. - Etude du sol 4, 1956.
- MOSER, S.: Studien zur Geomorphologie des zentralen Aargaus. - Mitt. d. geogr.-ethnol. Ges. Basel 10, Basel 1958.
- NATHAN, H.: Ein interglazialer Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit *Fagotia acicularis* FERUSSAC (Melanopsenkies). - Geol. Bavar. 19, S. 315-334, München 1953.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 1901-09.
- SCHAEFER, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation. - Forsch. z. dt. Landesk. 49, Landshut 1950.
- SCHREINER, A.: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). Mitt. bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz, N. F. 7, S. 113-125, Freiburg/Br. 1958.
- SCHRÖDER, R.: Die Conchylien des Münchner Gebiets vom Pleistocän bis zur Gegenwart. - Nachr. Bl. deutsch. malakozool. Ges. 3 u. 4, S. 1-87, Schwanheim 1915.
- SCHRÖDER, J. & DEHM, R.: Die Molluskenfauna aus der Lehm-Zwischenlage des Deckenschotters von Fischach, Kreis Augsburg. - Geolog. Bavar. 6, S. 118-120, München 1951.
- SUTER, H.: Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt, und Rhein. - Eclog. geol. Helv. 37, S. 83-97, 1944.
- THEOBALD, N.: Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du Fosse Rhenan. - Serv. de la Carte géol. d'Alsace et de Lorraine, Strasbourg 1948.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. - Forsch. z. dt. Landes- u. Volksk. 26, München 1926.
- WEBER, A.: Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehung zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. - Diss. T. H. Zürich, 1928.
- WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, Blatt Waldsee (Nr. 164), Stuttgart 1936.
- WEINBERGER, L.: Die Periglazialerscheinungen im österreichischen Teil des eiszeitlichen Salzach Vorlandgletschers. - Göttinger geogr. Abh. 15, 1954.
- WITTMANN, O.: Die Niederterrassefelder im Umkreis von Basel und ihre kartographische Darstellung. - Baseler Beitr. z. Geogr. u. Ethnol. 3, Basel 1961 (alle wichtige, in meiner Arbeit nicht zitierte Literatur siehe hier).

Manusk. eingeg. 21. 4. 1962.

Anschrift des Verf.: Professor Dr. Hans Graul, Heidelberg, Dantestraße 8.