

Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I) – Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen

von

KARL-ALBERT HABBE

Mit 25 Abbildungen, 3 Tabellen und 3 Kartenbeilagen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Methodische Vorbemerkungen	366
2. Lage und Gliederung des Blattgebiets, Forschungsstand	368
3. Geomorphologische Probleme des Blattgebiets	
3.1 Der Maximalstand des würmzeitlichen Iller-Gletschers	373
3.2 Die Internstände des würmzeitlichen Iller-Gletschers	
3.2.1 Gesamtsituation und übergeordnete Probleme	382
3.2.2 Die Kame-Terrassen des Dietmannsrieder Beckens	384
3.2.3 Die Internstände des Dietmannsrieder Beckens	386
3.2.4 Die Terrassen des Iller-Canyons und das Problem des Talwechsels der Iller	395
3.2.5 Die Internstände des Altusrieder Beckens	414
3.2.6 Die Internstände auf den Geländespornen zwischen den Zweigbecken	420
3.2.7 Schlußfolgerungen	429
3.3 Die Schotterfelder im Norden des Blattgebiets	
3.3.1 Vorbemerkungen	432
3.3.2 Die beiden Niederterrassen-Niveaus	433
3.3.3 Die beiden Hochterrassen-Niveaus	441
3.3.4 Das Grönenbacher Feld (Jüngerer Deckenschotter)	445
3.3.5 Das Böhener Feld (Älterer Deckenschotter)	454
3.4 Die Altmoränen	459

4. Schlußbemerkungen	469
5. Quellen-Verzeichnis	
5.1 Literatur	474
5.2 Topographische Karten	479
5.3 Geologische Karten	479

1. Methodische Vorbemerkungen

Karten sind im Prinzip Modelle der Erdoberfläche (oder von Teilen davon), d. h. sie bilden in mehr oder weniger vereinfachter Form das komplizierte System ab, das den Gegenstand geographischer Forschung bildet. Wegen ihres Modellcharakters – weil sie also die Darstellung auf das je Wesentliche beschränken und dessen erdräumliche Dimensionen und Zusammenhänge im eigentlichen Sinne des Wortes übersichtlich abbilden – gehören sie zu den wichtigsten Arbeits- und Darstellungsmitteln der Geographie.

Was auf Karten dargestellt wird – was also das „je Wesentliche“ ist – und wie es dargestellt wird, hängt vom Zweck der Karte und von den technischen Möglichkeiten, aber auch von der Zielgruppe ab, an die die Karte sich wendet. Von einfachen Schwarz-Weiß-Karten zur Veranschaulichung von laufenden Textdarstellungen über die modernen mehrfarbigen Topographischen Karten, die für sich gelesen werden wollen, bis hin zu Spezialkarten, die alle Möglichkeiten moderner Drucktechniken ausschöpfen, entsprechend reich an Informationen sind und nur mit Hilfe oft umfangreicher Erläuterungstexte voll genutzt werden können, gibt es da die unterschiedlichsten Möglichkeiten. Aber auch die inhaltreichste Spezialkarte mit umfangreichen Erläuterungen ist und bleibt ein Modell, d. h. sie muß sich auf die Wiedergabe nur eines Teils der möglichen Informationen beschränken.

Das gilt auch für die Geomorphologischen Karten, die in den letzten zehn Jahren im Rahmen eines Schwerpunktprogramms der Deutschen Forschungsgemeinschaft („Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland“) entstanden sind. Dieses Forschungsprogramm diente der Erprobung eines einheitlichen Kartierungsschlüssels (der sog. „Grünen Legende“, LESER & STÄBLEIN 1975; vgl. dazu auch STÄBLEIN 1978, BARSCH & LIEDTKE 1980, BARSCH & STÄBLEIN 1982) für geomorphologische Karten des Maßstabs 1:25 000 anhand von ursprünglich 40 ausgewählten Beispielsblättern aus der ganzen Bundesrepublik (und in der Folge auch von 10 Blättern des Maßstabs 1:100 000).

Nach der „Grünen Legende“ wird eine Vollkartierung der morphographisch-morphometrisch erfaßbaren Eigenschaften des Reliefs, des oberflächenna-

hen Untergrunds sowie der Morphogenese und der Morphodynamik angestrebt. Technisch wird dieses Programm durch Übereinanderdruck verschiedener Signaturtypen realisiert. Das am stärksten ins Auge springende Element ist dabei die Morphogenese, da die durch unterschiedliche Formungsprozesse geprägten Areale durch das gewichtigste kartographische Darstellungsmittel – unterschiedliche Flächenfarben – gegeneinander abgesetzt werden. Nicht (oder nur sehr beschränkt) dargestellt werden soll dagegen die Morphochronologie, also die zeitliche Schichtung der Reliefelemente, – sie wird in die Erläuterungen verwiesen. Die Erläuterungen spielen daher für die Kartierung in Gebieten, wo die (relative) Zeitstellung der einzelnen Reliefelemente seit jeher ein zentrales Problem darstellte – d. h. vor allem in den Gebieten mit unterschiedlich alten Quartär-Ablagerungen –, als Ergänzung (und nicht nur zur Erklärung) der eigentlichen Kartendarstellung eine wichtige Rolle.

Aus diesen Vorgaben resultieren eine ganze Reihe von Problemen. Unter diesen ist das wichtigste die Tatsache, daß die Geomorphologischen Karten nach der „Grünen Legende“ positiv feststellbare (beobachtbare, meßbare) Reliefeigenschaften und aus Beobachtungen gezogene Schlußfolgerungen in *einer* Darstellung kombinieren, und daß durch die Signaturenwahl bestimmte Schlußfolgerungen – nämlich die zur Morphogenese – in den Vordergrund gerückt werden (vgl. dazu HAGEDORN & LEHMEIER 1983). Dadurch bleiben Geländebefund und daraus gezogene Schlußfolgerung direkt aufeinander bezogen und der Schluß damit kontrollierbar, es ergibt sich jedoch daraus auch die Tatsache, daß die Karte in erster Linie Schlußfolgerungen darstellt und nicht Beobachtungen. Dies ist kein Problem geomorphologischer Karten allein, und das Ziehen geomorphologischer Schlüsse ist nicht nur eine reizvolle Aufgabe, sondern die Aufgabe der Geomorphologie als Wissenschaft schlechthin. Insofern ist das Konzept der „Grünen Legende“ durchaus gerechtfertigt.

Aber man muß sich darüber im klaren sein, daß nicht alle Schlußfolgerungen, die sich in der Ausgrenzung bestimmter Struktur- und Prozeßbereiche niederschlagen, auch in jedem Falle von jedem anderen Bearbeiter in der gleichen Weise gezogen würden, weil zwar viele der morphologisch faßbaren Reliefelemente einen eindeutigen Schluß auf deren Genese zulassen, aber keineswegs alle. In diesen Fällen müssen Argumente für den einen oder den anderen Schluß gegeneinander abgewogen werden. Das gilt schon in Gebieten, die nie vorher näher untersucht wurden, wo also der Kartierende nur seine eigenen Beobachtungen zur Beurteilungsgrundlage machen muß. Das gilt aber erst recht dort, wo bereits von früheren Autoren bestimmte Probleme zwar bearbeitet, aber nicht ausdiskutiert wurden. Hier ist der Kartierende gezwungen, auch die gesamte vorhandene Literatur in seine Überlegungen einzubeziehen, gegebenenfalls nachzuuntersuchen und

dann seine eigene Entscheidung zu treffen. Die Diskussion solcher Probleme ist zwar von der „Grünen Legende“ für die Erläuterungshefte vorgesehen. Sie kann aber die Möglichkeiten (und den Umfang) der Erläuterungen auch sprengen. Bei dem Blatt Grönenbach 1:25 000, das ein Teilgebiet jener Region abdeckt, die seit A. PENCKS „Vergletscherung der deutschen Alpen“ (1882) immer wieder neue – und vielfach grundlegende – quartärmorphologische Erkenntnisse geliefert hat, wo aber auch immer wieder neue Probleme aufgeworfen wurden, war das der Fall. In den Erläuterungen zu Blatt Grönenbach (HABBE 1985b) wurden daher die auftretenden morphologischen Probleme nur skizziert und ihre Lösung dargelegt, diese aber in der Regel nicht im Detail begründet.

Im folgenden sollen deswegen einige dieser Probleme nochmals aufgegriffen und etwas eingehender diskutiert werden. Dabei wird zu zeigen sein, daß die morphologische Kartierung nicht nur ein zweckorientiertes Verfahren ist, an dessen Ende die morphologische Karte steht, sondern gleichzeitig immer auch eine heuristische Methode, die nicht nur alte Probleme lösen, sondern auch neue aufspüren und – in günstig gelagerten Fällen – ebenfalls einer Lösung näherbringen hilft. Zugleich wird dabei deutlich werden, ein wie wichtiges Hilfsmittel jeder geomorphologischen Kartierung die Geländedarstellung der Topographischen Karte ist: sie liefert die absoluten Daten jedes Geländepunktes, bildet damit das Relief nach rein geometrischen Gesichtspunkten ab und bietet so für jegliche morphologische Schlußfolgerungen zugleich die objektive, jederzeit nachprüfbare Grundlage, das unabhängige Kriterium und schließlich auch das wichtigste Darstellungsmittel. Zum folgenden ist daher neben der Hauptkarte immer auch die Orohydrographische Grundkarte (Beilage 1) heranzuziehen.

2. Lage und Gliederung des Blattgebiets, Forschungsstand

Das Blatt Grönenbach erfaßt ein Gebiet mitten im bayerisch-schwäbischen Allgäu: die Grenze der Landkreise Unter- und Oberallgäu läuft von Westen nach Osten quer durch das Blattgebiet, ein Zipfel des Landkreises Ostallgäu wird am rechten Kartenrand gerade noch erfaßt. Dicht außerhalb des westlichen Blattrandes liegt aber auch die Grenze zum württembergischen Allgäu. Naturräumlich gesehen gehört das Blattgebiet zu dem Übergangsbereich vom Voralpinen Hügelland zu den Deckenschotterriedel-Landschaften der Iller-Lech-Platte, wo sich letztkaltzeitliche und älterquartäre Ablagerungen und Formen miteinander verzahnen.

Die geomorphologische Grundgliederung des Blattgebiets (vgl. Abb. 1) ist gleichwohl übersichtlich: der Unterallgäuer Nordteil ist im wesentlichen glazifluvial geprägt, der Oberallgäuer Süden durch glaziale Erosion und Akkumulation

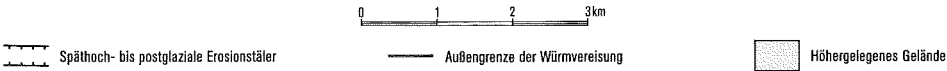
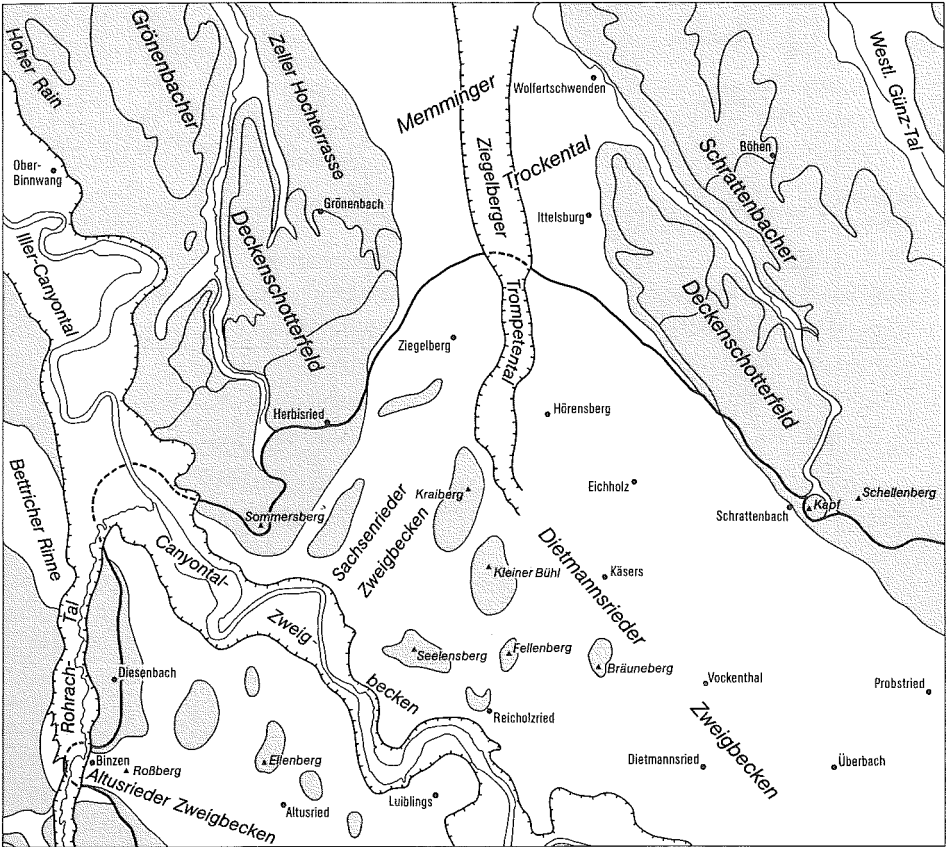
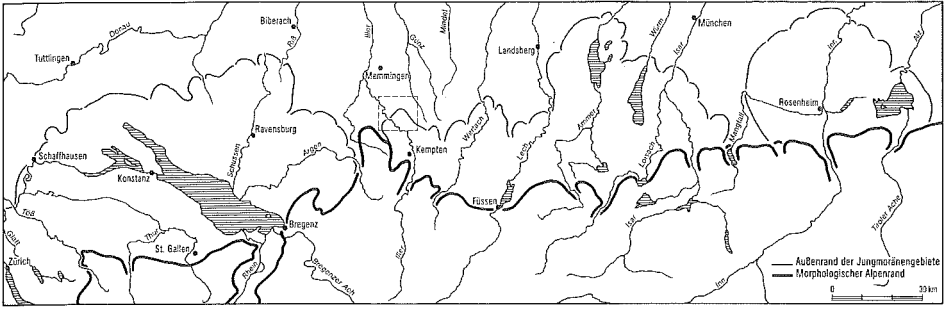


Abb. 1. Lage und geomorphologische Grundgliederung des Untersuchungsgebietes.

des letzteiszeitlichen Iller-Gletschers. Dazu kommt als weiteres prägendes Element das Illertal, das – als jüngstes Glied der Reliefentwicklung – im Westen des Blattgebiets glazial und glazifluvial geformtes Gelände durchschneidet. Der Nordteil ist untergliedert in drei – etwa meridional verlaufende – Geländestreifen: zwei hohe Molasseriedel mit überlagernder Deckenschotterplatte an den beiden Flanken und in der Mitte eine von Schottern der beiden letzten Eiszeiten bedeckte Tiefenzone, die aus dem Memminger Trockental gegen das Kemptener Becken zieht, und der auch die Hauptverkehrswege (Eisenbahn, Bundesstraße 19, Autobahn A7) folgen. Der glazial geprägte Süden ist durch drei fiederstrahlig vom Kemptener

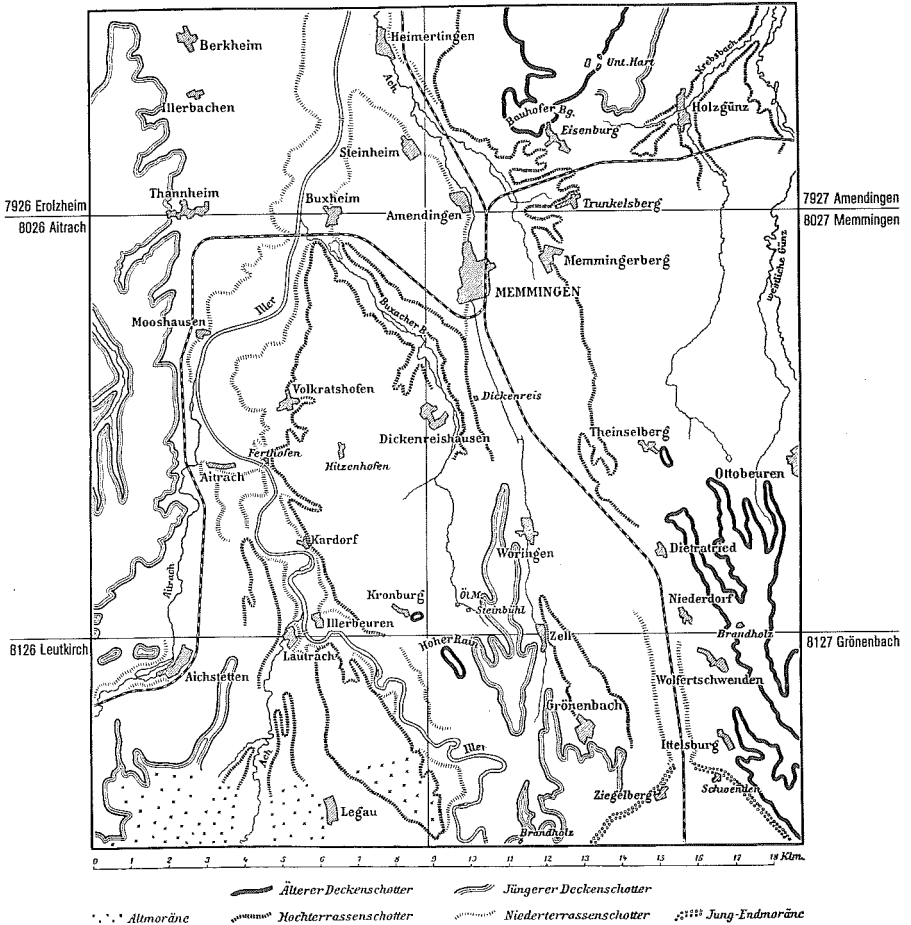


Abb. 2. Die Schotterfelder der Gegend von Memmingen (aus PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 29) und die Blattgrenzen der Topographischen Karte 1:25 000.

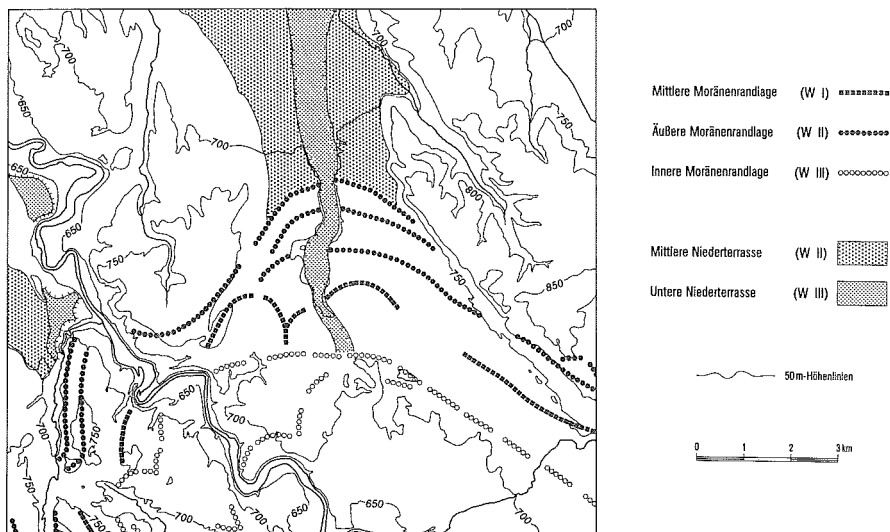


Abb. 3. Die Gliederung des Jungmoränenbereichs auf Blatt Grönenbach nach EBERL 1930.

Stammbecken des würmzeitlichen Iller-Gletschers ausgehende Zweigzungenbecken gegliedert: das Dietmannsrieder, das Canyonal- und das Altusrieder Becken, von denen die beiden erstgenannten ganz, das letztere mit seinem nordwestlichen Ende auf dem Blatt erscheinen.

Die Erforschungsgeschichte des Blattgebiets reicht weit zurück: es gehört zu der Typregion A. PENCKs für die Mehrgliedrigkeit des Eiszeitalters in den Alpen. Die von PENCK (PENCK & BRÜCKNER 1901/09:29) zum Beweis für eine vierfache Vergletscherung herangezogenen „Schotterfelder der Gegend von Memmingen“ (Abb. 2) – Memminger Feld (Niederterrassenschotter) für die Würm-Eiszeit, Hitzenhofener Feld (Hochterrassenschotter) für die Riß-Eiszeit, Grönenbacher Feld (Jüngerer Deckenschotter) für die Mindel-Eiszeit, Hochfeld (Älterer Deckenschotter) für die Günz-Eiszeit – sind auf Blatt Grönenbach sämtlich vertreten. PENCK hat sich freilich seinerzeit mit morphologischen Einzelproblemen des Blattgebiets nicht befaßt. Viel eingehender hat das der zweite Klassiker der alpinen Eiszeitforschung in Deutschland – B. EBERL (1930) – getan. Ihm ist eine erste Detailgliederung der glazialen und glazifluvialen Formen und Ablagerungen des Blattgebiets einschließlich der Internstände der letzten Eiszeit zu danken (Abb. 3). In der Nachfolge PENCKs und EBERLS haben dann I. SCHAEFER (1940), H. GRAUL & I. SCHAEFER (1953), R. STEPP (1953), R. GERMAN (1959), P. SINN (1972), I. SCHAEFER (1973), G. GLÜCKERT (1974), H. JERZ et al. (1975), K. A. HABBE (1979), D. ELLWANGER (1980), R. STEPP (1981) weitere Probleme der Quartärmorphologie und -stratigraphie des

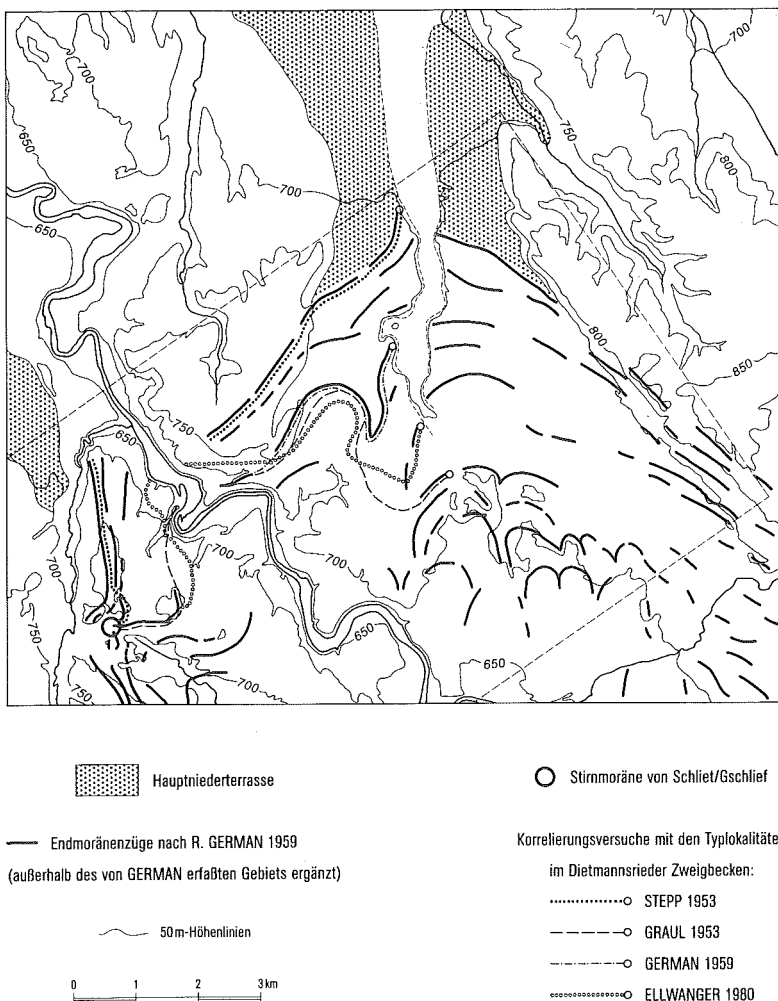


Abb. 4. Die Endmoränenzüge auf Blatt Grönenbach nach GERMAN 1959 und vier verschiedene Versuche, den Stirmoränenrest von Schliet/Gschliet mit den Typlokalitäten im Dietmannsrieder Zweigbecken zu verbinden.

Blattgebiets angesprochen, teils auch heftig diskutiert, aber nur teilweise geklärt (vgl. dazu Abb. 4).

Das mag ein Grund dafür gewesen sein, daß bis in die jüngste Zeit nur eine einzige einschlägige Übersichtskarte des Gebiets vorlag: das Blatt 4 der Geologischen Übersichtskarte von Württemberg 1:200 000 (1933, 3. Aufl. 1962). Es weist für das Blattgebiet nicht unerhebliche Unstimmigkeiten und Fehler auf, und zwar

sowohl hinsichtlich der Abgrenzung wie der zeitlichen Einordnung der ausgeschiedenen Einheiten. Die Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebiets 1:100 000 (JERZ et al. 1975), die nur den Nordteil des Blattgebiets erfaßt, vermeidet diese Fehler zwar insoweit sie auf die schon von PENCK ausgeschiedenen Formen- und Ablagerungskomplexe zurückgreift. Wo sie darüber hinausgeht, ist jedoch auch sie nicht unproblematisch. Das jüngst erschienene Blatt CC 8726 Kempten der Geologischen Übersichtskarte 1:200 000 (1983), das das Blattgebiet voll abdeckt, berücksichtigt zwar den Forschungsstand bis etwa 1979, ist aber – auch aus technischen Gründen: die vorgegebenen Signaturen sind teilweise sehr grob und der Druck nicht ganz einwandfrei – stellenweise ungenau. Geologische Spezialkarten des Blattgebietes und seiner Umgebung befinden sich in Arbeit, sind aber bisher nicht erschienen.

Generell ist also zu sagen, daß zwar die morphologischen Grundzüge des Blattgebietes seit langem bekannt sind, daß aber zahlreiche morphologische und morphostratigraphische Einzelheiten – auch solche, die durchaus nicht nur das Blattgebiet allein betreffen – bisher nicht oder nicht hinreichend geklärt waren. Eine geomorphologische Neuaufnahme mußte dem Rechnung tragen. Daß (und welche) Probleme hier vorlagen, stellte sich freilich oft erst im Laufe der Kartierung heraus, – wenn über Abgrenzungsfragen die Frage nach den Abgrenzungskriterien oder mit der Analyse der verschiedenen Formungsprozesse die Frage nach der Formengenease auftauchte. Sie sollen hier daher in etwa der Reihenfolge diskutiert werden, wie sie sich im Gelände stellten, – anders also als in den Erläuterungen zu Blatt Grönenbach, wo sie einer systematischen Gliederung eingeordnet werden mußten.

3. Geomorphologische Probleme des Blattgebiets

3.1 *Der Maximalstand des würmzeitlichen Iller-Gletschers*

Der Außenrand des würmzeitlichen Iller-Gletschers bildet die wichtigste geomorphologische Trennlinie des Blattgebiets. Tatsächlich ist er über große Strecken im Gelände direkt faßbar und daher auch seit PENCKs und EBERLs Zeiten bekannt. Typlokalität für den Maximalstand des Gletschers sind die Ziegelberger Endmoränen, die – nur durch das breite, tiefeingeschnittene Ziegelberger Trompentental unterbrochen – das Memminger Trockental gegen Süden abschließen (vgl. Abb. 5 und u. S. 380). Der Maximalstand wird daher als Ziegelberg-Phase (1) bezeichnet (HABBE 1985 b). Die Ziegelberger Endmoränen lassen sich in drei Staffeln gliedern: Schwenden-Staffel (1 a), Ortskern-Staffel (1 b) und Niederholz-Staffel (1 c).

Abweichend von dieser Gliederung unterscheidet EBERL (1930) nach den Verhältnissen auf der Ostseite des Ziegelberger Trompetentals nur zwei Gletscherstände (1 a/b). Auf der Ziegelberger Seite lassen sich jedoch deutlich drei Phasen ausgliedern (vgl. dazu Beilage 1, sowie HABBE 1985b). Eine Dreigliederung des Maximalstandes findet sich im übrigen auch beim Inn-Chiemsee-Gletscher (TROLL 1924, JERZ 1970) und beim westlichen Rheingletscher (ERB 1931, 1934, ERB, HAUS & RUTTE 1961, SCHREINER 1974, 1978).

Ähnlich vollständig wie bei Ziegelberg ist das Moräneninventar auch im Bereich der Diesenbacher Endmoränen zwischen den Gletschertoren des Canyonal- und des Altusrieder Zweigbeckens.

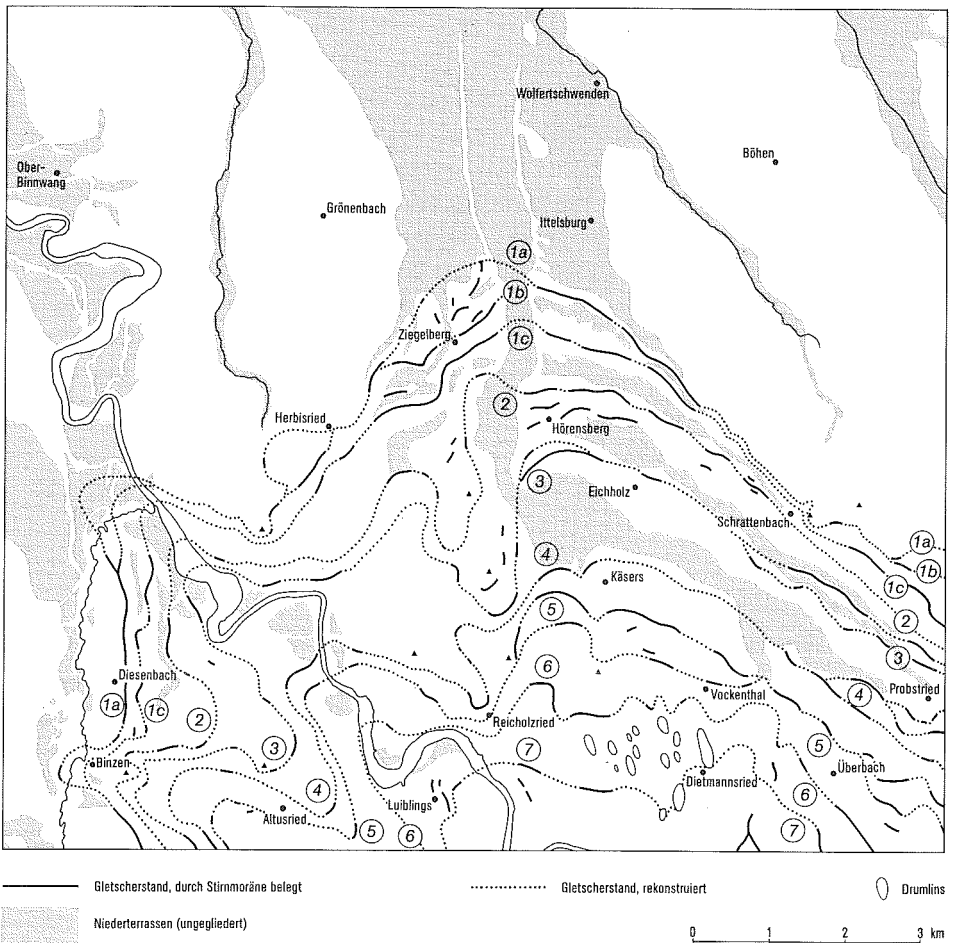


Abb. 5. Die Gletscherstände der Würmeiszeit auf Blatt Gröbenbach.

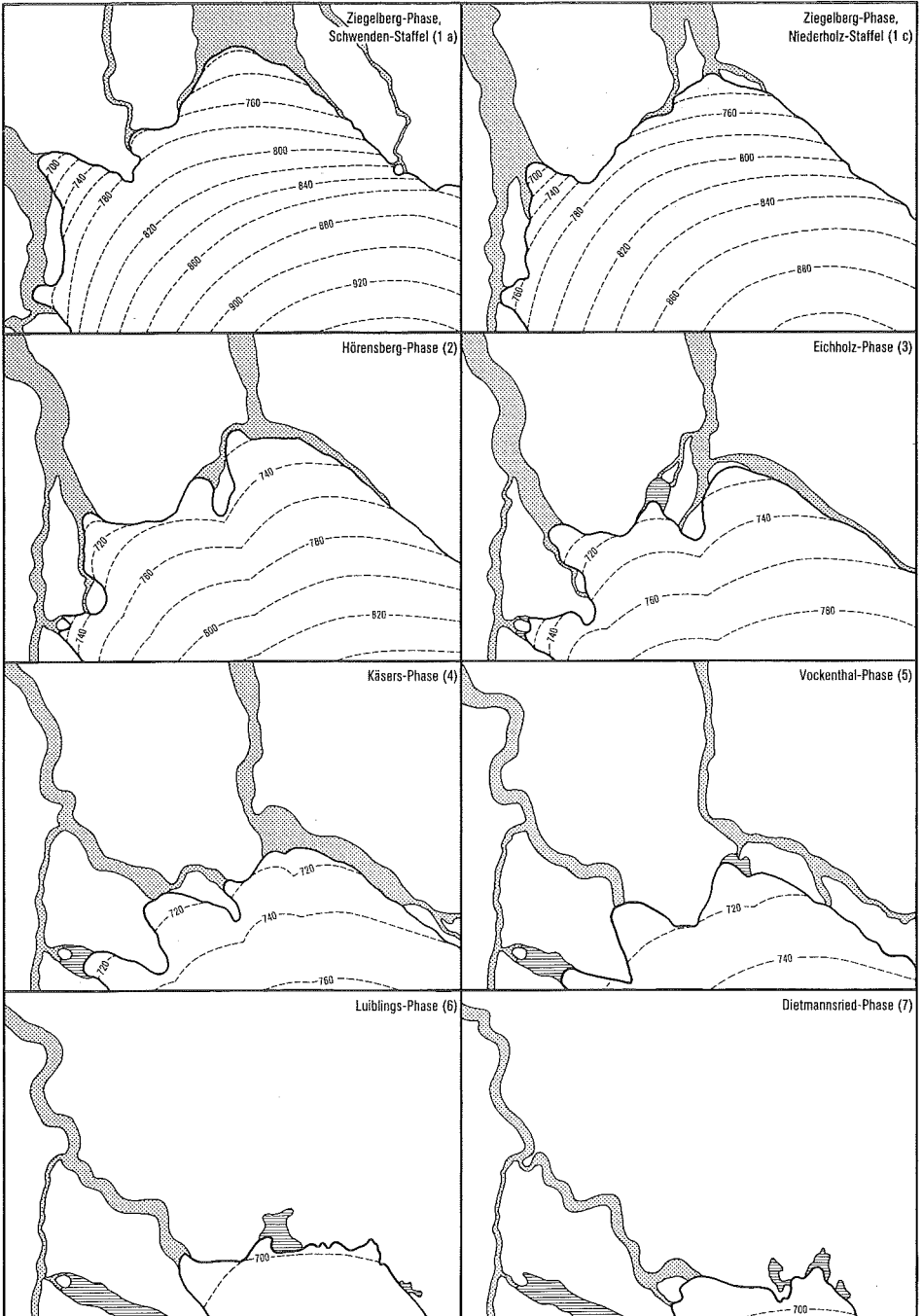


Abb. 6. Gletscherstände und Gletscheroberflächen auf Blatt Grönenbach.

Gegenüber den Reliefgegebenheiten bei Ziegelberg auffallend reduziert erscheint dagegen die den Südwestrand des Gletschers markierende Winneberger Ufermoräne auf der linken Seite des Altusrieder Zweigbeckens an ihrem – gerade noch in das Blattgebiet hereinreichenden – Nordwestende. Sie weist hier außerdem ein deutlich stärkeres Längsgefälle auf als weiter im Süden. Beides zusammen spricht bereits dafür (weitere Argumente u. S. 415 ff.), daß die Winneberger Ufermoräne keine reine Akkumulationsform ist, sondern durch nachträgliche glaziale Erosion von der Beckenseite her auf ihre heutige Form zurückgeschnitten wurde. Immerhin kennzeichnet aber die Winneberger Ufermoräne den Gletscheraußenrand klar, da sie an die Terrasse von Ösch angeschoben ist, die ihrerseits den äußersten südlichen Ausläufer der letzthochglazialen Bettricher Rinne darstellt (vgl. dazu u. S. 395 ff.).

Abseits der drei genannten Lokalitäten ist der Außenrand des Maximalstands dagegen allenfalls durch Kleinformen angedeutet. An gletscherwärts steiler abfallenden Hängen – so am Südwest- und am Südrand des Sommersberges und bei Herbisried sowie an der ganzen Südwestflanke des Schrattenbacher Deckenschotterfeldes – fehlen entsprechende Formen und Ablagerungen ganz. Nur rudimentär ausgebildet sind sie dort, wo die Gletscherbasis flach nach außen abfiel: so zwischen Sommersberg und Herbisried und auf dem Schrattenbacher Deckenschotterfeld nördlich Wirthshalde (vgl. dazu HABBE 1979). In allen diesen Fällen macht sich ein Charakteristikum des Iller-Gletschers bemerkbar, das ihn von seinen größeren Nachbargletschern unterscheidet: er endete nicht im flachen Vorland der Alpen, wo er sich frei hätte ausbreiten können, sondern in einem Hügelland, dessen Relief er sein Sedimentationsverhalten anpassen mußte.

Da auch die Beschaffenheit des oberflächennahen Untergrundes kein Abgrenzungskriterium liefert – in den fraglichen Abschnitten liegt in der Regel beiderseits der Gletscheraußengrenze Moräne, und jüngere (würmzeitliche) und ältere Moränen zeigen lithologisch keine signifikanten Unterschiede – muß man den Außenrand des Gletschers hier aufgrund morphologischer Überlegungen rekonstruieren. Dabei kann man so verfahren, daß man die Punkte, an denen die bekannten Abschnitte der Gletschergrenze enden, durch eine mehr oder weniger gerade – allenfalls dem Untergrundrelief ein wenig angepaßte – Linie verbindet. Das kann aber nur dort zu einigermaßen zutreffenden Ergebnissen führen, wo man tatsächlich eine gerade verlaufende Gletscheraußengrenze annehmen muß. Dies gilt sicher dort, wo das Untergrundrelief gletscherwärts steil abfiel, – dort bleiben allfällige Fehler innerhalb der durch den Kartenmaßstab vorgegebenen Zeichengenauigkeit.

Charakteristisches Beispiel dafür ist im Blattgebiet der Steilabfall des Schrattenbacher Deckenschotterfeldes. Dort dürfte sich der Gletscherrand von den äu-

ßersten Ufermoränenspitzen der Ziegelberg-Phase beim Pfefferhof (750 m, r 3596 520/h 5302 350) recht gleichmäßig bis zu dem Punkt hinaufgezogen haben, wo auf der Kante des Deckenschotterfeldes nordwestlich Wirthshalde zum ersten Mal deutliche Moränenkleinformen auftreten (859 m, r 3599 150/h 5300 440). Er kann danach den Kapf oberhalb Schrattenbach (850 m, r 3597 980/h 5300 940) nicht mehr überschritten, wohl aber muß er die Wasserscheide des Flankentälchens an dessen Ostseite (nordwestlich Wiesenthal – 830 m, r 3598 320/h 5300 860) erreicht haben. So erklärt sich deren merkwürdig nach Süden verschobene Lage und das Muldenprofil der ganzen Hohlform. Von hier dürfte während des Hochstandes zeitweise auch Schmelzwasser über den Paß von Bärenwies gegen das Wolfertschwender Mühlbachtal abgeflossen sein, – solange nämlich der Gletscher den Ausgang des Bärenwieser Tals gegen Schrattenbach blockierte. Die heutige Ausrichtung der Mündung des Flankentälchens gegen Nordwesten weist aber darauf hin, daß der Schmelzwasserabfluß noch im Stau des Hochstands in das Bärenwieser Tal überwechselte und dann – entweder am Gletscherrand oder subglazial – gegen das Memminger Trockental hin erfolgte.

Im Gegensatz zu dieser Deutung ziehen JERZ et al. (1975) die Würm-Außengrenze – wie auch schon SIMON (1926) – in der Schrattenbacher Gegend tiefer, ELLWANGER (1980) dagegen höher: ELLWANGER stellt den Kapf als vom Würm-Eis (und zwar – wohl irrtümlich – auch noch seiner Phase 2) überfahren dar. Beide Deutungen können aus morphologischer Sicht nicht befriedigen. Abgesehen davon, daß sie zur Klärung der Reliefgegebenheit am Kapf nichts beitragen können, setzen sie entweder (JERZ et al.) ein konkaves Durchhängen oder (ELLWANGER) eine konvexe Wölbung des Gletscherlängsprofils an seiner rechten Flanke voraus, wofür es sonst keine Anhaltspunkte gibt.

Das Beispiel zeigt, daß es wichtig ist, sich bei der Rekonstruktion von Gletscheraußengrenzen Rechenschaft darüber abzulegen, wie der zu der Gletschergrenze gehörige Gletscher ausgesehen haben könnte (und wie vermutlich nicht). Das gilt erst recht in den Fällen, wo die Ausgangspunkte der Rekonstruktion weniger klar feststellbar sind und der Gletscher selbst aufgrund der Gegebenheiten des Untergrunds die Möglichkeit hatte, sich mehr oder weniger weit vorzuschieben.

Das läßt sich an dem Gebiet zwischen Sommersberg und Kornhofen – zwischen Canyonal-Zweigbecken also und Dietmannsrieder Zweigbecken – zeigen, wo die Außengrenze des würmzeitlichen Gletschers ebenfalls nicht durch Endmoränen belegbar ist. Sie wurde hier traditionell längs einer ziemlich geraden, vom Sommersberg (diesen einschließend) gegen den Südrand von Herbisried und weiter gegen die Ziegelberger Endmoränen abfallenden Linie gezogen (so schon SIMON 1926 und JERZ et al. 1975), ELLWANGER (1980, vgl. dazu Abb. 8) zieht sie noch weiter außen.

Nun liegt die Kuppe des Sommersberges (795 m, r 3590 760/h 5300 600) für einen Punkt an der Front des Gletschers extrem hoch. Die weiter zurückliegende höchste Erhebung der Diesenbacher Endmoränen (771 m, r 3588 990/h 5298 500)

liegt 25 m tiefer, das zwischen Sommersberg und Diesenbacher Moränen gelegene Gletschertor des Canyon-Beckens ist fast 100 m tiefer bei etwa 700 m anzunehmen, und auch bei Ziegelberg hat das Gletschertor des Maximalstandes bei nur etwa 710 m gelegen. Tatsächlich gibt die Sommersberg-Kuppe auch keinerlei Hinweise auf eine Überfahrung durch den Gletscher des Würm-Maximums. Das von SINN (1972:121) als Beweis für junge glaziale Überformung angeführte kleinkuppige Relief setzt am Ostabfall des Sommersbergs erst in etwa 790 m Höhe an. Daraus ergibt sich, daß das Würm-Eis hier zwar wirklich außergewöhnlich hoch stand, den Gipfel jedoch nicht überschritt. Dieser wirkte vielmehr als Eisteiler zwischen Dietmannsrieder und Canyon-Becken.

Das wird noch deutlicher, wenn man die Gletscheroberfläche des Maximalstandes rekonstruiert. Das ist möglich, weil einerseits eine ganze Reihe von Höhenpunkten des Gletscherrandes bekannt ist, andererseits davon ausgegangen werden kann, daß ein Gletscher im Abschmelzbereich einigermaßen stetige Oberflächenprofile aufweist. Die Gletscheroberfläche läßt sich danach durch Höhenkurven darstellen (KELLER & KRAYSS 1982, vgl. dazu HABBE 1969, 1979). Tut man das (vgl. dazu Abb. 6), so zeigt sich, daß die 780 m-Höhenlinie auf der Gletscheroberfläche des Maximalstandes den Sommersberg auf beiden Flanken berührte und von hier aus einerseits in weitem Bogen über dem Rückgelände des Grönenbacher Deckenschotterfeldes und dem Dietmannsrieder Becken gegen den Südwestabfall des Schratzenbacher Deckenschotterfeldes zurückschwang, noch stärker aber – die Höhenverhältnisse der Diesenbacher Endmoränen lassen keinen anderen Schluß zu – gegen die Winneberger Ufermoräne. Die übrigen Höhenkurven der Gletscheroberfläche verlaufen entsprechend. Daraus ergibt sich, daß der Gletscher des Maximalstandes – im Blattgebiet – auf seiner Ostflanke ein steileres Längsprofil aufwies als im Westen, daß er aber gleichwohl nicht – wie es danach zu erwarten wäre – in das Memminger Trockental hineindrängte, sondern daß sein Stromstrich geradewegs auf den Sommersberg – auf ein Hindernis also – zielte. Das – und nicht etwa eine durch das Relief der Gletscherbasis bedingte Asymmetrie der Gletscheroberfläche sensu ELLWANGER (1980:103) – erklärt die hohe Lage der Würm-Außengrenze am Sommersberg. Es erklärt außerdem, weshalb der Gletscher ausgerechnet über das enge Canyon-Becken einen neuen Schmelzwasserablauf fand, der dann später zum Hauptabfluß wurde (vgl. dazu u. S. 404).

Aber der Verlauf des Gletscherstromstrichs selbst erscheint zunächst rätselhaft, denn er wird offensichtlich nicht vom Untergrundrelief gesteuert. Der Gletscher war während des Maximalstands also ein „reliefübergeordneter“ Gletscher (LOUIS/FISCHER 1979:432). Was aber hat sein Fließverhalten beeinflusst? Es besteht zwar die Möglichkeit, daß hier ein lokales Phänomen vorliegt, dessen Ursache wir nicht kennen. Es könnten dabei aber auch allgemeinere Ursachen eine Rolle spielen. In diesem Zusammenhang ist daran zu erinnern, daß auch (vgl. dazu u. S. 418) schon der Iller-Gletscher des Riß-Hochstandes eine bemerkenswerte Tendenz gegen seine linke Flanke zeigte und dadurch das von den Gletschern älterer Eiszeiten nie erreichte Gebiet beiderseits der Legauer Rinnen (am linken Blattrand und

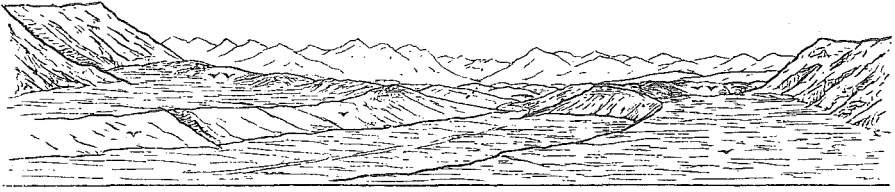
westlich davon, vgl. die Nebenkarte) besetzen konnte, und daß das gleiche Phänomen vermutlich auch schon in der Mindel-Eiszeit auftrat. Die gleiche Links-Tendenz findet sich auch beim benachbarten Rhein-Gletscher: die aus dem Alpenrheintal nach Westen drängenden Eismassen des würmzeitlichen Gletschers haben zu einer Aufdomung über dem Obersee geführt, die nicht durch das Untergrundrelief bedingt sein kann (vgl. dazu KELLER & KRAYS 1982, KRAYS & KELLER 1983). Vergleichbares gilt für die großen Gletscher der Alpensüdseite: den Dora Baltea-Gletscher mit dem gewaltigen Ufermoränenkomplex der Serra auf seiner Ostseite (ZIENER 1973) und den Gardasee-Gletscher, bei dem sich die Tendenz nach links sowohl an dem Vorkommen von Altmoränen nur auf der Westseite des Moränenamphitheaters wie an der Entwicklung des Zungenbeckens ablesen läßt (HABBE 1969). Für die neben dem Rhein-Gletscher größten Gletscher der Alpen, das Rhône- und das Inngletschersystem, läßt sich eine nicht geländebedingte Tendenz der in das Vorland quellenden Eismassen nach links zumindest vermuten: es wäre sonst schwer verständlich, weshalb der Rhône-Gletscher über die sperrenden Ketten des Faltenjuras hinweg bis vor die Tore von Lyon vorgestoßen ist und weshalb ausgerechnet der westlichste Teillappen des Isar-Loisach-Gletschers, der Ammersee-Lobus, der seinen Eiszustrom vom zentralalpinen Inn-Gletscher über eine enge und sehr hochgelegene Lücke im Kalkalpenwall – den Fernpaß (1216 m) – erhielt, der am weitesten nach Norden reichende ist (vgl. dazu die Karte bei WILHELM 1978:9, Fig. 1). Es wäre denkbar, daß hier ein geophysikalisches Moment wirksam ist, das aus der Meteorologie bekannt ist und von H. G. WUNDERLICH (1966, 1975) auch für die Lithosphäre in Anspruch genommen worden ist: eine Drehbewegung gegen den Uhrzeigersinn unter dem Einfluß der Coriolis-Kraft.

Die Bestimmung der Gletscheroberfläche für den Maximalstand der letzten Eiszeit am Sommersberg erlaubt nun aber auch, den Gletscheraußenrand zwischen Sommersberg und den Ziegelberger Endmoränen genauer festzulegen. Die Endmoränen der Schwenden-Staffel lassen sich westlich Ziegelberg bis oberhalb Kornhofen (760 m, r 3592 080/h 5302 440) durchverfolgen, dann setzen sie an dem Steilabfall des von Herbisried herüberziehenden Rückens (höchster Punkt: 775 m, r 3591 850/h 5302 060) aus. Von hier aus muß sich – legt man das oben skizzierte Modell der Gletscheroberfläche zugrunde – die Gletschergrenze am Südostrand des Herbisrieder Rücken aufwärts gezogen, ihn selbst aber ausgespart haben (so auch JERZ et al. 1975). Südlich Herbisried jedoch, wo an den Herbisrieder Rücken ein Quersattel anschließt (764 m, r 3591 450/h 5301 480), wo andererseits die gegen den Sommersberg ansteigende Gletscheroberfläche schon fast 780 m Höhe erreichte, muß die Gletscherstirn (entgegen der Darstellung bei JERZ et al. 1975) in die westlich anschließende Mulde des Sparrenmooses hinübergelappt haben. Dies läßt sich auch morphologisch direkt belegen, und zwar nicht nur dadurch, daß in dem genannten Quersattel mehrere tiefe, z. T. noch wassererfüllte Toteislöcher liegen, was eine entsprechende Mächtigkeit des Gletschers voraussetzt, sondern vor allem durch einen deutlich ausgebildeten, etwa 200 m langen Moränenwall (höchster Punkte 765 m, r 3590 780/h 5301 440), der – im Wald des Sparrenmooses verborgen – den Außenrand des Maximalvorstoßes markiert. Er ist wegen seiner Lage im Wald von den älteren Bearbeitern des Gebiets nicht beachtet worden, obwohl schon SIMON (1926) gezeigt hatte, daß das im Norden anschließende Greiter Tälchen in der Würm-Eiszeit Gletscherschmelzwasser geführt hat. Kartiert hat den Wall im Sparrenmoos zuerst ELLWANGER (1980) und – wohl deswegen – die

Jungmoränengrenze generell weiter außen (nördlich Sommersberg und Herbisried) gezogen. Das jedoch ist – wegen der Situation am Sommersberg – nicht möglich. Die Sparrenmoos-Moräne selbst weist schon durch ihre Längserstreckung – sie verläuft fast genau nord-südlich – und durch einen deutlichen Anstieg von Norden nach Süden darauf hin, daß die Fortsetzung des Gletscher-Außenrandes in dem gegen den Sommersberg ansteigenden Rücken gesehen werden muß, der auf dessen nordöstlichen Sporn (790 m, r 3590 970/h 5300 960) zielt. Von dort zog er sich – der Wasserscheide folgend – bis in den Ortskern von Sommersberg, um dann – die höchste Kuppe im Süden umfahrend – alsbald steil gegen das Gletschertor des Canyon-Lobus abzufallen.

Auf ähnliche Weise wie zwischen Sommersberg und Kornhofen läßt sich die Würm-Außengrenze auf der Höhe des Schrattebächer Deckenschotterfeldes nördlich Wirthshalde bestimmen, wo im Prinzip eine ähnliche morphologische Situation vorliegt, deutliche Endmoränen also fehlen. Unter Berücksichtigung der Verhältnisse auf dem ostwärts benachbarten Blatt Obergünzburg wird man sie am Südrand des gegen P. 802 (auf Blatt Obergünzburg, r 3600 100/h 5300 750) streichenden Rückens zu ziehen haben, ähnlich wie das auch durch JERZ et al. (1975) geschehen ist (anders – wiederum weiter außen – ELLWANGER 1980, vgl. Abb. 8).

Kurz eingegangen werden muß an dieser Stelle noch auf die Beziehung der glazialen Ablagerungen des Würm-Maximalstandes zu den zugehörigen glazifluvialen Ablagerungen, der „Hauptniederterrasse“ (vgl. dazu im übrigen HABBE 1985 b). Beide zusammen bilden einen „Glazialen Komplex“ i. S. PENCKS (1901:15 f.) und zugleich das Anfangsglied der „Glazialen Serie“ (i. S. PENCKS 1901:16 ff.) der Würm-Eiszeit. An der Typlokalität für den Maximalstand des Iller-Gletschers bei Ziegelberg hat A. PENCK schon 1882 erkannt, daß das glazialakkumulative Teilglied des glazialen Komplexes – also die Endmoränen – hier auf das glazifluviale Teilglied – die Hauptniederterrasse – aufgeschoben ist (Abb. 7; vgl. dazu Beilage 2, Profil EF). Die liegenden Schotter enthalten – soweit erschlossen – keine Relikte glazialer Ablagerungen, keine Hinweise also auf ältere, weiterreichende Vorstöße des Gletschers. Der vor den Endmoränen liegende – durch ein relativ steiles, aber gleichmäßiges Längsgefälle (bis zum Blattrand 13,7 % auf der linken, 14,4 % auf der rechten Flanke) ausgezeichnete – oberste Abschnitt der Hauptniederterrasse – des von PENCK sog. Memminger Feldes – ist danach eine rein glazifluviale Bildung und kein Übergangskegel i. S. DU PASQUIERS (1891). Die Verhältnisse bei Ziegelberg sind aber auch kein Sonder-, sondern der Normalfall der Verknüpfung von Moränen und Schottern des Würm-Maximums, wie schon SCHAEFER (1950:52 ff.) demonstriert und – unabhängig davon – MOSER (1958) an den Gegebenheiten im zentralen Aargau nachgewiesen hat. Dies zu betonen erscheint deswegen wichtig, weil PENCKS Darstellung der Glazialen Serie (1901:16), die später vielfach unreflektiert übernommen wurde, in dieser Hinsicht von seinen eigenen Beobachtungen



Endmoräne im Memminger Trockenthale oberhalb Grönenbach.

v Terrasse der unteren Glacialschotter. vv Endmoräne.

Abb. 7. Eine der ganz wenigen ausgeführten Geländeskizzen A. PENCK'S (1882: 147). Der Aufnahmestandpunkt liegt unmittelbar westlich des heutigen Autobahnanschlusses Grönenbach. Bemerkenswert ist PENCK'S frühe Erkenntnis, daß die Niederterrassenschotter („Untere Glacialschotter“) unter die Jungendmoränen hineinstreichen.

abweicht („eine Achillesferse des PENCK'schen Systems“, – so SCHAEFER 1950:55) und deswegen oft mißdeutet worden ist.

Hinzuweisen ist schließlich darauf, daß der Iller-Gletscher des Maximalstandes nicht – wie die heutigen alpinen Gletscher – nur ein Gletschertor aufwies, sondern mehrere. Denn der würmzeitliche Iller-Gletscher ist zwar während der langdauernden Frühphase seiner Entwicklung der aus dem letzten Interglazial ererbten Entwässerungslinie aus dem Kemptener Becken nordwärts gegen Memmingen gefolgt und hat dabei zunächst nur ein Schotterfeld – eben das Memminger Feld – aufgebaut. Aber je weiter er vorstieß und je höher er dabei anschwellte, desto mehr gelang es ihm (und seinen Schmelzwässern), auch höhergelegene Scharfen in seiner Umrahmung zu überwinden und damit neue Schmelzwasserabflußwege in benachbarte, vorher nicht glazifluvial beeinflusste („autochthone“) Täler zu erschließen. Die etwas früher besetzten unter diesen hochglazialen Abflußwegen wurden ebenfalls zugeschottert. Hier entstanden also – zeitgleich mit der weiterlaufenden Sedimentation auf dem Memminger Feld s. s. – weitere Teilglieder der Hauptniederterrasse. Sie sind an ihren breiten Aufschüttungsflächen gut erkennbar und auch seit langem bekannt: im Osten (außerhalb des Blattgebiets) an der Front des Wildpoldsrieder Gletscherlobus die beiden Günztäler, im Westen die (auf der Karte mit ihren Ansätzen gerade noch erfaßten) „Legauer Rinnen“, die von der Stirn des Canyon- und des Altusrieder Lobus („Bettricher Rinne“) und von der Westflanke des Gletschers gegen die Adelegg zu („Weitenauer“ oder „Kimratshofer Rinne“) ihren Schmelzwasserzuström erhielten. Die ganz zuletzt erschlossenen Abflußwege (im Blattgebiet das Greiter Tälchen und der Abfluß über den Paß von Bärenwies, an der Westflanke des Gletschers weiter im Südwesten die Talzüge Heckelmühle-Ursulers-Kimratshofer Bach und Westenried-Kolben-Schwarzachen-Holzwarter Bach, das Kürnach- und das Eschachtal) sind dagegen vorwiegend durch glazifluviale Erosion geprägt worden.

Die Füllungen der erst während des Gletscherhochstandes erschlossenen Schmelzwasserüberläufe sind entsprechend von sehr stark wechselnder Mächtigkeit: im Iller-Canyon – wo man das am besten studieren kann – von nahe 0 bis über 20 m (vgl. dazu ELLWANGER 1978). Das erklärt sich daraus, daß die erosive Phase vor der glazifluvialen Einschotterung meist nur kurze Zeit dauerte. An der Basis der Talfüllung sind daher die älteren, unter periglazialen Bedingungen geformten autochthonen Tallängs- und -querprofile weitgehend erhalten geblieben. Infolgedessen laufen Ober- und Unterkanten der Einschotterung nicht parallel, vielmehr erscheinen die Unterkanten in durchaus unterschiedlicher Höhenlage, – je nachdem, an welcher Stelle der heutige Talhang das ehemalige Talprofil schneidet. Dies ist deswegen festzuhalten, weil Schmelzwasserüberläufe in autochthone Täler kein Phänomen nur der letzten Eiszeit sind. Sie haben mit Sicherheit in der Riß-Eiszeit und vermutlich auch in allen älteren Eiszeiten eine für die Formung des Vorlandes entscheidende Rolle gespielt. Die Unterkanten der entsprechenden Schotterkörper müssen unter den gleichen Bedingungen zustande gekommen sein wie in der Würm-Eiszeit (vgl. dazu u. S. 448 ff.).

3.2 Die Internstände des würmzeitlichen Iller-Gletschers

3.2.1 Gesamtsituation und übergeordnete Probleme

Die Internstände des würmzeitlichen Gletschers waren an sich kein primäres Problem der geomorphologischen Kartierung nach der „Grünen Legende“. Sie sieht nur eine Unterscheidung der (zuletzt) wirksamen – hier im wesentlichen glazialer und glazifluvialer – Formungsprozesse vor. Eine der Sache entsprechende zeitliche Differenzierung der einzelnen Formenkomplexe wäre in der Karte aber auch aus technischen Gründen nicht möglich gewesen. Andererseits sind die Internstände des Iller-Gletschers spätestens seit EBERL (1930) ein offenes Problem, das bei einer geomorphologischen Neukartierung nicht einfach ausgeblendet werden konnte. Der Frage mußte also wenigstens in den Erläuterungen nachgegangen werden. Tatsächlich hat sie dann einen wesentlichen Teil der Bearbeitungszeit für das Blatt in Anspruch genommen.

Die Spuren der Internstände sind im Blattgebiet schwieriger zu identifizieren und zu korrelieren als die des Maximalstands (vgl. dazu Abb. 4). Das liegt daran, daß sie noch erheblich bruchstückhafter auftreten und die eigentlich glazialen Ablagerungen zumeist ausgesprochen geringmächtig sind. Klar identifizierbare Formen bilden sie meist nur dort, wo sie zeitlich entsprechenden glazifluvialen Ablagerungen aufsitzen, die in der Regel mächtiger und vor allem auch ausgedehnter sind. Diese finden sich aber naturgemäß nur in Beckenlage im Bereich ehemaliger Schmelzwasserabflußrinnen. Abseits der Zweigbecken muß der Außenrand der Internstände daher – in ähnlicher Weise wie beim Maximalstand – rekonstruiert werden.

Aber auch die drei Zweigbecken liefern für die Internstände in ganz unterschiedlichem Maße Anhaltspunkte. Typregion ist – wie für den Maximalstand – das Dietmannsrieder Becken. Hier fand der Gletscher am meisten Platz für entsprechende Ablagerungen, hier sind sie aber auch – wegen des Talwechsels der Iller (vgl. dazu u. S. 400 ff.) – im Spät- und Postglazial nur wenig verändert worden und deswegen am besten erhalten geblieben. Im Canyonal-Becken ist demgegenüber zwar die Folge der späthochglazialen glazifluvialen Ablagerungen vollständiger, doch sind hier entsprechende Moränen wegen der Enge des Sedimentationsraums und der anhaltenden Erosionstendenz nur in Resten erhalten. Im Altusrieder Becken schließlich liegen nur ärmliche Reste der Internstände vor, weil dort der Gletscher schon früh in einem proglazialen See endete und deswegen nur wenig Ablagerungen mit Eigenformen zum Absatz kamen.

Über Zahl und Entstehungsweise der Internstände im Illergletscher-Gebiet gab es seit EBERL (1930) unterschiedliche Ansichten. EBERL hatte zwei – z. T. mehrfach gegliederte – Internstände unterschieden: ein „Würm I“, das er als vom Gletscher des Maximalstandes – seines „Würm II“ – überfahren deutete, und ein noch interner gelegenes „Würm III“ – eine Rückzugsphase, der er auch das Ziegelberger Trompetental und die obersten Terrassen des Iller-Canyons zuordnete (Abb. 3). Die Vorstellung von einer überfahrenen Frühphase der Würm-Vereisung ist von SCHAEFER (1940) übernommen worden, GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953:22) und GERMAN (1959:16) haben sie ausdrücklich bestritten. GERMAN hat außerdem darauf aufmerksam gemacht, daß im Dietmannsrieder Zweigbecken wesentlich mehr Endmoränen vorhanden seien als von EBERL beschrieben: es könnten „bis zu 12 Moränenwälle ausgeschieden“ werden, die freilich nicht überall durchzuverfolgen seien (GERMAN 1959:15; vgl. Abb. 4). Daß in der Tat mehr als nur drei Gletscherstände insgesamt ausgegliedert werden können, wies dann ELLWANGER (1978, 1980) aufgrund einer genauen Aufnahme der Iller-Terrassen und ihres Zusammenhangs mit den Moränenresten im Canyonal-Becken nach.

Wie groß die Zahl der Internstände des Iller-Gletschers ist und wie sie zustandekamen, ist nun nicht nur ein lokales oder regionales Problem. Denn da die hochglazialen Vorstöße der alpinen Gletscher ins Vorland ein klimagesteuertes Phänomen sind, müßten sie – das ist gegenüber GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953:44 f.) festzuhalten – überall in der gleichen Weise abgelaufen sein und entsprechend ähnlich gegliederte Jungmoränenlandschaften hinterlassen haben. Vergleicht man jedoch die bisher vorliegenden Gliederungsversuche etwa für das Inn-Chiemsee-Gletschergebiet (TROLL 1924), für das östliche Rheingletscher-Gebiet (PENCK & BRÜCKNER 1901/09, vgl. dazu GEYER & GWINNER 1968), für das westliche Rheingletscher-Gebiet (ERB 1931, ERB 1934, ERB, HAUS & RUTTE 1961, SCHREINER 1974, SCHREINER 1978) und für das Schweizerische Mittelland (zusammenfassend HANTKE 1978), dann ergeben sich – scheinbar – beträchtliche Unterschiede. Andererseits hat es nicht an Versuchen gefehlt, die Internstände des Iller-Gletschers an das Gliederungssystem des östlichen Rhein-Gletschers anzuschließen (etwa SCHAEFER in GRAUL & SCHAEFER 1953:59 oder GERMAN 1959:15 ff.), jedoch mit wiederum unterschiedlichen Ergebnissen. Die Frage nach der Zahl der Internstände mußte daher zunächst im Illergletscher-Gebiet selbst geklärt werden. Methodische Vor-

aussetzung dafür war, daß sich entsprechende glaziale Komplexe nachweisen ließen, also für jeden Internstand sowohl End- bzw. Ufermoränen wie ein entsprechendes Schotterfeld. Eine derartige eigenständige Analyse der Verhältnisse im Illergletscher-Gebiet konnte dann aber auch eine unabhängige Beurteilungsgrundlage für die Klimaentwicklung des Späthochglazials im Alpenvorland überhaupt liefern. Ähnliches gilt für die Frage, ob die Internstände reinen Ruhephasen des Gletscherrückschmelzens (so etwa SCHAEFFER in GRAUL & SCHAEFFER 1953:59) oder Wiedervorstößen im Rahmen eines generellen Gletscherrückzugs (so GRAUL in GRAUL & SCHAEFFER 1953:42) entsprechen, oder ob sie überfahrene Reste eines frühhochglazialen Gletschervorstößes sind (so EBERL 1930:233 f.).

3.2.2 Die Kame-Terrassen des Dietmannsrieder Beckens

Beide Fragen lassen sich in der Typregion – im Dietmannsrieder Becken also – für die älteren Internstände klären anhand der Kame-Terrassen an der rechten Beckenflanke. Kame-Terrassen (i. S. v. SALISBURY 1894:152 ff.; vgl. dazu FLINT 1947:146) sind eine typische Erscheinung der Spätphasen großer Talgletscher, sie treten daher bei den Nachbargletschern – die weiter ins Vorland vorstießen – nicht auf. Wohl aber sind vergleichbare Erscheinungen von den Moränen-Amphitheatern der Alpensüdseite bekannt (vgl. dazu etwa HABBE 1969). Im Illergletscher-Gebiet erwähnt sie zuerst BRUTSCHER (1975 unveröff., Karte bei HABBE 1979), der sie auch erstmals für eine Gliederung der Internstände heranzog. ELLWANGER (1980:100 ff. und Beilage 1) ist ihm darin gefolgt.

Am rechten Beckenrand stufenartig übereinander angeordnet, ziehen sie sämtlich gegen das Ziegelberger Trompetental, gehen zwischen den Moränenablagerungen des Beckentiefsten in normale Schmelzwasserrinnen über und streichen schließlich – mit Ausnahme der jüngsten, die direkt auf die Sohle des Trompetentals ausläuft – über dem Trompetental in die Luft aus. Die Lage der aus den Kame-Terrassen hervorgehenden Schmelzwasserrinnen zwischen – deutlich gestuften – Stirn- und Seitenmoränen der späthochglazialen Gletscher (vgl. dazu Beilage 2, Profil EF) beweist, daß Schmelzwasserrinnen und Kame-Terrassen ganz bestimmten Gletscherphasen zugeordnet werden können. Genetisch sind sie als jüngere Niederterrassen – ganz entsprechend den höheren Terrassen des Iller-Canyons – zu betrachten, mit den beckenwärts begrenzenden Moränen zusammen bilden sie einen glazialen Komplex. Sie erlauben damit nicht nur eine saubere Trennung der einzelnen Gletscherstände, sondern zeichnen auch deren Außenrand an der (rechten) Beckenflanke nach.

Die Beziehung der Kame-Terrassen zum Ziegelberger Trompetental beweist im übrigen auch, daß das Trompetental während der älteren Phasen des Späthochglazials ständig in Funktion war und nicht etwa die Bildung einer einzelnen Rückzugsphase ist (so etwa TROLL 1926:221, der es mit dem Stand von Käfers und einem – im übrigen nicht nachweisbaren – Stausee hinter den äußeren Moränen

in Zusammenhang bringt). Es hat sich dabei – vor allem während der Rückschmelzperioden – laufend tiefer eingeschnitten und wurde so schließlich zum größten Trompetental nördlich der Alpen.

Daß Kame-Terrassen nur an der rechten Beckenflanke auftreten, ist offenbar einerseits eine Folge des präwürmzeitlichen Reliefs. Der geradeverlaufende Steilabfall des Schratzenbacher Deckenschotterfeldes hat die Anlage von Flankengerinnen in verschiedenen Niveaus sicher gefördert, während das stärker kuptierte Relief an der linken Beckenflanke entsprechende Bildungen nur ansatzweise zur Ausbildung gelangen ließ (vgl. dazu u. S. 422 f.). Dazu mag die Südwestexposition und die dadurch bewirkte Rückstrahlung des höheren Hanges die Bildung und Offenhaltung der Rinnen begünstigt haben. Entscheidender für die bis zu 20 m mächtigen Anschüttungen an den Gletscher war aber dessen Art der Schmelzwasserführung. Sie ist offensichtlich nicht nur subglazial gegen das Gletschertor (über dem heutigen Trompetental) erfolgt, sondern – wie bei großen Gletschern mit geländebedingt weit zurückgebogenem Rand auch sonst (vgl. dazu etwa HABBE 1969:73 u. 120 f.) – auch randglazial. Dabei ist auffallend, daß der Schmelzwasserzustrom zu den Randrinnen während der jüngeren Internphasen offenbar zu- und nicht abgenommen hat, denn die Breite (und die Schottermächtigkeit) der Kame-Terrassen nimmt von oben nach unten zu. Das dürfte seinen Grund darin haben, daß die hochgelegenen Schmelzwasserüberläufe in die östlich benachbarten beiden Günztäler während der Internphasen des Gletschers einer nach dem anderen trockenfielen, so daß sich der Abfluß zunehmend auf einen Auslaß ins Memminger Trockental konzentrieren mußte. Weniger überraschend scheint dagegen zunächst, daß das Längsgefälle der Kame-Terrassen von oben nach unten abnimmt. Betrug es während des Maximalstandes (Phase 1 = Ziegelberg-Phase) noch 14,6 ‰, so während der Phase 2 (Hörensberg-Phase) 10,8 ‰, während der Phase 3 (Eichholz-Phase) 8,8 ‰ bzw. (beim inneren Stand) 8,4 ‰, während Phase 4 (Käfers-Phase) schließlich nur noch 6,0 ‰. Talauf wächst entsprechend der Abstand zwischen den Terrassenkanten.

Die zugehörigen Gletscher müssen ein entsprechend geringer werdendes Längsgefälle aufgewiesen haben. Dies ist nicht etwa auf ein allmähliches Einsinken der Gletscheroberfläche im Zuge eines allgemeinen Gletscherschwundes zurückzuführen. Abgesehen davon, daß dieses dann phasenweise hätte erfolgen müssen, sprechen die große Mächtigkeit der Terrassensedimente und ihre zumeist ungestörte Lagerung, der scharfe Innenrand der Terrassen und die Tatsache, daß er gelegentlich durch kleine Ufermoränen bekrönt wird, eindeutig für die Anschüttung an einen lebenden, in eisfreies Gebiet vorstoßenden und gegen die bloße Verschüttung eines rückschmelzenden Gletschers (zum Unterschied der beiden Möglichkeiten für die Bildung von Kame-Terrassen vgl. FLINT 1947:146 f.). Damit ist aber erwiesen, daß die Kame-Terrassen und die aus ihnen hervorgehenden Schmelzwasserinnen zwischen den Moränenablagerungen des Beckentiefsten – und damit

auch diese selbst – Bildungen von Gletscher-(wieder-)vorstößen sind. Das gilt für alle älteren Internstände (2–4). Es gilt damit auch für die Ablagerungen der Eichholz-Phase (3), die dem „überfahrenen“ Würm I EBERLS entsprechen: diese werden außen eindeutig durch eine entsprechende Schmelzwasserrinne begrenzt, die als Kame-Terrasse bis gegen Probstried verfolgt werden kann, was eine nachträgliche Überfahung durch einen Vorstoß des Gletschers bis zum Maximalstand ausschließt. – Für die jüngeren Internstände wird die Frage „Reine Rückzugsphase oder Wiedervorstoß?“ dagegen jeweils erneut aufzuwerfen sein (vgl. dazu u. S. 389 ff., S. 392 ff. u. S. 394 f.).

Wenn damit die (älteren) Internstände des Gletschers als Wiedervorstößen entsprechend gekennzeichnet sind, dann muß das zu den jüngeren Phasen abnehmende Längsgefälle der Kame-Terrassen doch auffallen. Denn man sollte an sich annehmen, daß Wiedervorstöße unter den gleichen Bedingungen ablaufen und damit auch zu direkt vergleichbaren Ablagerungen und Formen führen wie der Vorstoß zum Maximalstand. Wenn das hier nicht der Fall war, wenn vielmehr die Gletscher der Internstände – trotz geringerer Mächtigkeit im stammbeckenwärts gelegenen Bereich – wegen ihres flacheren Längsgefälles immer noch verhältnismäßig weit vorstoßen konnten, dann kann das nur auf veränderte Rahmenbedingungen zurückgeführt werden. Hierfür lassen sich unterschiedliche Gründe vermuten: verminderte Reibung an der Gletscherbasis etwa oder verminderte Schubspannungen im Eiskörper oder ein anderer zeitlicher Ablauf des Vorstoßes (vgl. dazu KRAYSS & KELLER 1983:124 ff.). Auf jeden Fall ist der andersartige Mechanismus der Gletschervorstöße zu den Internständen ein zusätzliches Argument für deren Eigenständigkeit.

3.2.3 Die Internstände im Dietmannsrieder Becken

Anhand der Kame-Terrassen und der aus ihnen hervorgehenden Schmelzwasserrinnen zwischen den Moränen des Beckentiefsten lassen sich im Dietmannsrieder Becken die schon genannten älteren Internstände – *Hörensberg-Phase* (2), *Eichholz-Phase* (3), *Käasers-Phase* (4) – einwandfrei identifizieren. ELLWANGER (1980: Beilage 1) gliedert ganz entsprechend (und mit gleicher Bezifferung). Die Moränenzüge als solche sind auch schon aus der älteren Literatur bekannt (EBERL 1930, GRAUL & SCHAEFER 1953, GERMAN 1959, – daher stammen auch die Benennungen nach Lokalitäten auf den Moränen oder an deren südlichem Rand).

Die Hörensberg-Phase (2) war freilich von EBERL (1930: 17 ff.) – als Stand 1 c seiner Zählung – noch zum Maximalstand gezählt worden. Sie ist aber von diesem durch eine breite Schmelzwasserrinne getrennt, die sich beckenaufwärts bis nach Schratzenbach durchverfolgen läßt. Diese Rinne war die erste, die ausschließlich über das Ziegelberger Trompetental entwässerte, sie unterscheidet damit die Hörensberg-Phase klar von der nach außen anschließenden Niederholz-Staffel des Maximalstands (1 c unserer Zählung), deren Schmelzwasserabfluß noch direkt auf die Hauptniederterrasse des Memminger Trockentals hinausging. Außerdem liegt die Kronenhöhe der Moränen der Hörensberg-Phase deutlich tiefer als die des Maximalstands (vgl. dazu Beilage 2, Profil EF). Die Hörensberg-Phase ist daher mit GERMAN (1959: 20) sicher als erster Internstand des Iller-Gletschers zu identifizieren.

Bei den drei älteren Internständen lassen sich jeweils – durch eine doppelte bis dreifache Folge von Moränenkuppen bzw. durch eine Gabelung der zugehörigen

Kame-Terrassen – kleine Oszillationen der Gletscherstirn nachweisen (vgl. dazu HABBE 1985 b), doch hat sich dabei das Entwässerungssystem insgesamt nicht grundsätzlich geändert, die drei Phasen sind daher je als Einheit zu betrachten. Im übrigen bestehen ihre Ablagerungen – wie zahlreiche Kiesgruben beweisen – im wesentlichen aus glazifluvialen Sedimenten mit nur dünner Moränenbedeckung, nur in den Kuppenbereichen ist die Moräne jeweils mächtiger.

Für die Käasers-Phase ist außerdem charakteristisch, daß sie am Innenrand nicht mehr durch eine Kame-Terrasse begrenzt wird und daß ihr Verlauf durch eine Folge von großen Toteisdepressionen gekennzeichnet ist. Die Lage des Gletschertors dieser Phase ist – anders als bei den älteren Internständen, bei denen dies die nachfolgende Erosion im Ziegelberger Trompetental unmöglich gemacht hat – noch genau rekonstruierbar: es wird durch den Innensaum eines deutlichen Schwemmfächers markiert, der sich westlich Käasers gegen das Schorenmoos ausbreitet und von zwei kleinen Moränen von je 707 m größter Höhe (r 3594 740/h 5300 160 und r 3594 880/h 5300 180) bekrönt wird. Von der Typlokalität, dem – auffallend nach Süden eingebogenen – Moränenrücken von Käasers (707 m, r 3595 000/h 5300 070) wird er durch eine jüngere glazifluviale Rinne („Käserer Rinne“, – vgl. dazu u. S. 389 f.) – einen letzten Ausläufer des Ziegelberger Trompetentals – getrennt.

ELLWANGER (1980: Beilage 1) hat Schwemmfächer und aufgesetzte Moränen bereits einem äußeren Stand seiner Phase 5 zugerechnet (vgl. Abb. 8). Das ist aber schon aufgrund der Höhenverhältnisse unwahrscheinlich: Ablagerungen eines jüngeren Standes müßten tiefer liegen (vgl. dazu auch u. S. 425 f.).

Besteht so hinsichtlich der älteren Internstände im Dietmannsrieder Becken – abgesehen von Einzelheiten – im wesentlichen Konsens, so gilt das nicht mehr für die jüngeren. Zwar hat bereits EBERL, für den der Käasers-Stand sein „Würm III“ repräsentierte, darauf hingewiesen, daß dieser Internstand (3 a/b seiner Zählung; 1930: 19 f.) zweizuteilen sei und daß beckenwärts noch weitere „verwischte und zerschnittene Endmoränenstände“ folgten, „die meist in Guirlandenbogen die verschütteten Zweigbeckenrinnen markieren und hie und da den Verlauf des einstigen Moränenzuges noch gut erkennen lassen“ (1930: 20). Diese beckenwärts gestaffelten Moränen hält er aber für überfahrene Reste älterer – teils spätrißzeitlicher, teils frühwürmzeitlicher – Gletschervorstöße. Dafür – und gegen weitere würmzeitliche Internstände – schien zu sprechen, daß – zumindest auf den ersten Blick – weitere glaziale Komplexe, die gegen Memminger Trockental bzw. Ziegelberger Trompetental sich hätten entwickeln müssen, nicht feststellbar sind. Auf der anderen Seite hat schon SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 100) darauf hingewiesen, daß nach dem Käasers-Stand die Entwässerung des Iller-Gletschers über das Canyonental erfolgte, das glazifluviale Glied eines glazialen Komplexes im Dietmannsrieder Becken nach dem Käasers-Stand also gar nicht mehr erwartet werden kann. Das heißt aber nicht, daß der Iller-Gletscher nach dem Käasers-Stand das Diet-

mannsrieder Becken nicht mehr erreicht hätte. ELLWANGER (1980) hat bereits zeigen können, daß im Canyon tal hinter dem Käasers-Stand weitere späthochglaziale Gletscherstände nachweisbar sind, die sich auch in das Dietmannsrieder Becken hinein erstreckt haben: seine Gletscherstände 5–8.

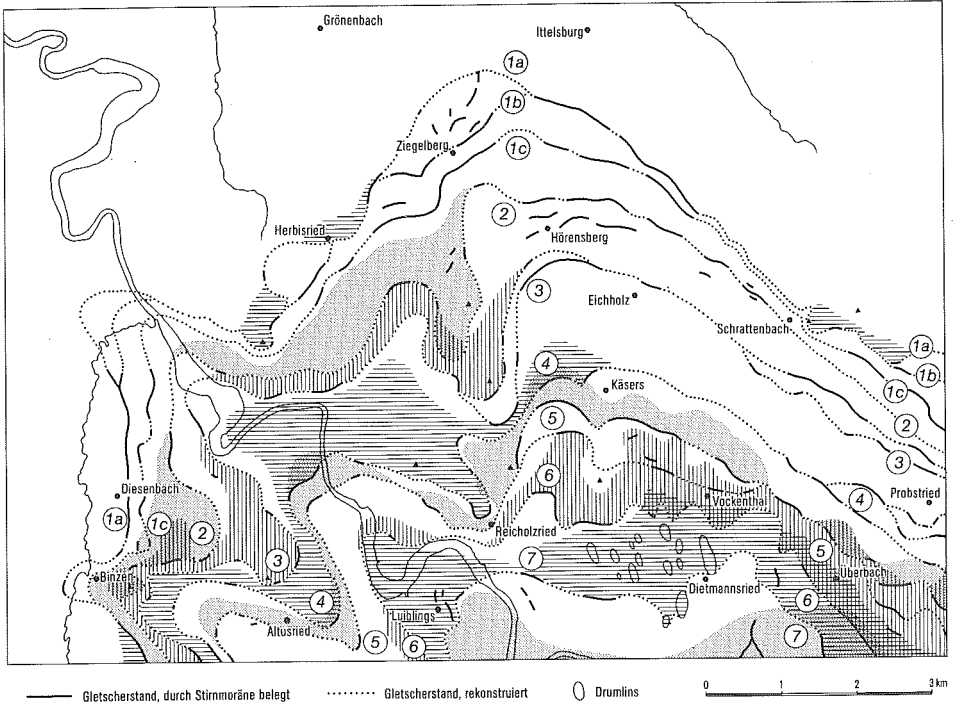


Abb. 8. Die Gletscherstände der Würmeiszeit auf Blatt Grönbach nach eigenen Erhebungen und nach ELLWANGER (1980). Die von ELLWANGER erfaßten Gletscherstände stimmen der Zahl nach mit den eigenen Beobachtungen überein, ihre Außengrenzen liegen aber im größeren Teil des Beobachtungsgebiets jeweils weiter außen.

Nach ELLWANGER (1980: Beilage 1) staffelten sich die Stände 5 und 6 dicht hinter dem Käasers-Stand, Stand 7 nähme eine relativ breite Zone bis gegen den Steilabfall zur Iller ein, Stand 8 wäre nur ganz im Süden des Blattgebiets – links der Iller bei Luiblings und rechts des Flusses südöstlich Dietmannsried – erfaßt (vgl. dazu Abb. 8). Die Zahl der identifizierten Gletscherstände ergab sich aus ELLWANGERS Aufnahme der Iller-Terrassen, er verfolgte sie in dem schwierigen Gelände zwischen Canyon- und Dietmannsrieder Becken durch und grenzte sie im Dietmannsrieder Becken längs Tiefenlinien des Reliefs aus. ELLWANGERS Vorgehen entspricht dem älterer Autoren, die Ergebnisse sind jedoch nicht in jedem Falle überzeugend. Das lag in der Natur der Methode, denn wenn man bei der Rekonstruktion eines Gletscherrandes von nur einem Fixpunkt – bei ELLWANGER den Endpunkten seiner Iller-Terrassen – ausgeht, dann nehmen mit wachsender Entfernung vom Ausgangspunkt die Fehlermöglichkeiten zu (vgl. dazu Abb. 4).

Es schien daher zweckmäßig, zunächst unabhängig von der Möglichkeit eines Anschlusses an die Iller-Terrassen dort, wo auch die älteren Internstände am besten entwickelt sind, d. h. im Dietmannsrieder Becken nach Spuren jüngerer Internstände zu suchen. Dafür bot sich das Beckentiefste an. Es liegt innerhalb des Käasers-Standes ausgesprochen asymmetrisch gegen den linken Beckenrand verschoben in der südlichen Fortsetzung des Ziegelberger Trompetentals und wird durch das ausgedehnte Reicholzrieder Moos und dessen Entwässerungsader gegen Süden – den Loh-Bach – bezeichnet. Hier läßt sich in der Tat eine Reihe von zwar nicht sehr mächtigen, aber als Form doch deutlich identifizierbaren Moränenwällen erkennen. Es handelt sich um die Typlokalitäten von insgesamt drei jüngeren Internständen: *Vockenthal-Phase* (5), *Luiblings-Phase* (6) und *Dietmannsried-Phase* (7; über den Zusammenhang mit entsprechenden Iller-Terrassen vgl. u. S. 409 f.).

Der *Vockenthal-Stand* (so benannt schon von BRUTSCHER (1975) nach dem an seinem Südrand gelegenen Weiler an der Bundesstraße) ist an der Typlokalität südwestlich Käasers durch zwei flache Moränenwälle bezeichnet (höchste Punkte je 705 m, r 3595 040/h 5399 630 und r 3594 820/h 5399 440). Über den äußeren verläuft die Eisenbahnlinie, der innere ist heute durch einen Kiesgrubenbetrieb größtenteils abgebaut worden. Beide Wälle verzeichnet bereits GERMAN (1959: 17). Zwischen den beiden Wällen liegen östlich Hesselstall zwei große Toteiswannen. Daß die Moränen des Vockenthal-Standes einem eigenständigen Vorstoß entsprechen, ergibt sich aus ihrer Form und ihrer Lage: sie sind in der Stoßrichtung des Gletschers konvex durchgebogen und ihre Streichrichtung verläuft nahezu senkrecht zur Streichrichtung des Walles von Käasers. Sie beweisen damit, daß der Vorstoß des Vockenthal-Gletschers nicht mehr in erster Linie der Mittellinie des Dietmannsrieder Beckens folgte wie alle älteren Vorstöße, sondern sich – durch das Relief der Gletscherbasis beeinflusst – an der linken Beckenflanke – westlich um den Bräuneberg herum – entwickelte.

ELLWANGER (1980: Beilage 1) rechnet den äußeren Wall zum inneren Stand seiner Phase 5, den inneren dagegen bereits seiner Phase 6 zu. Er zieht also zwischen beiden eine Zeitgrenze, ordnet sie andererseits mit weiter entfernten Ablagerungskomplexen zusammen, was morphologisch nicht befriedigen kann. Es wird nur verständlich, wenn man ELLWANGERS Moränenkorrelierung weiter im Westen heranzieht (vgl. dazu Abb. 8 und u. S. 427).

Den Ostrand der beiden Wälle des Vockenthal-Standes umzieht ein gegen das Reicholzrieder Moos im Süden gerichtetes Muldental („Oberrieder Tälchen“ nach dem ostwärts darüber gelegenen Weiler), das nach Nordwesten in eine flache Depression vor dem äußeren Moränenwall ausläuft, an die sich nordwärts die oben genannte Käaserer Rinne anschließt. Dieser merkwürdig gewundene Talzug ist nicht leicht zu erklären.

Unproblematisch ist nur das Nordende: die Käaserer Rinne hat sich beim Niederschmelzen des Eises des Käasers-Gletschers gebildet. Ihre Eintiefung kam zum

Abschluß, als das Eis ihren oberen Rand freigab und zwischen Eisrand und Rinnenkopf ein kleiner proglazialer See entstand. Der Grund dafür war, daß das obere Ende der Rinne – auch heute noch – die Wasserscheide zwischen Ziegelberger Trompetental und Kemptener Becken bildet, das Schmelzwasser also nicht mehr – wie noch beim Hochstand der Käser-Phase – einem gleichsinnigen Gefälle folgend nach Norden abfließen konnte. Zwar ist auch noch nach dem Rückzug des Eises vom Rinnenkopf über den neuentstandenen Gletscherstausee Schmelzwasser nach Norden abgelaufen (ganz sicher während des Hochstandes der Vockenthal-Phase), hat aber dann – mangels Erosionswaffen – keine nennenswerte Erosionsarbeit mehr leisten können. Die Käserer Rinne repräsentiert also das Anfangsglied der Entwicklung eines Trompetentals: die Erosionsphase während des Gletscher-rückschmelzens. Die normalerweise folgende weitere Formung – als Folge des Durchtransports glazifluvialer Schotter eines nachfolgenden Gletschervorstoßes und entsprechender Erosion und Akkumulation – fehlt hier dagegen, weil der jüngere Vockenthal-Vorstoß die Wasserscheide nicht mehr erreichte. – Während die Käserer Rinne so einleuchtend erklärbar ist, bedarf das anschließende Oberrieder Tälchen einer gesonderten Erklärung.

ELLWANGER (1980: 111) hat gemeint, der gesamte Talzug einschließlich der Käserer Rinne sei durch rückschreitende Erosion eines Schmelzwasserabflusses zustande gekommen, der – von einer Bifurkation des Schmelzwasserablaufs über die Randrinne der Phase 4 im Bereich des Schorenmooses ausgehend – gegen das Reicholzrieder Moos gerichtet gewesen wäre. Daran ist soviel richtig, daß über die genannte Randrinne tatsächlich auch noch während Phase 5 Schmelzwasser abgegangen ist (vgl. dazu u. S. 391). Gegen die ELLWANGERSche Deutung spricht aber eindeutig das bis an ihren oberen Rand gegen Norden (und eben nicht gegen Süden) gerichtete Längsgefälle der Käserer Rinne. Außerdem lag gleichzeitig im Reicholzrieder Moos bis gegen Hesselstall (auch nach ELLWANGER) noch der Gletscher, so daß ein Schmelzwasserabfluß mindestens stark behindert gewesen wäre und rückschreitende Erosion wohl kaum hätte wirksam werden können. Eher denkbar wäre, daß im Bereich der Typlokalität des Vockenthal-Standes ein solifluidal überprägter Toteiskomplex vorliegt (so auch die Eintragung auf der Hauptkarte), denn das Gebiet ist nicht nur selbst durch Toteisformen gekennzeichnet, sondern liegt auch in der westlichen Fortsetzung der großen Toteislöcher an der Rückseite des Käser-Standes.

So einleuchtend der Toteiseinfluß und so wahrscheinlich die solifluidale Überformung (sie läßt sich im Jungmoränengebiet auch sonst nachweisen, vgl. dazu u. S. 412 f.) ist, so bleibt doch die Frage, ob diese Erklärung ausreicht. Analysiert man nämlich die Gesamtform anhand der Höhenkurven der Topographischen Karte, dann zeigt sich, daß der ganze Ablagerungskomplex der Vockenthal-Phase nicht nur sekundär überformt, sondern primär in eine präexistente Hohlform eingelagert wurde, die sich als allmählich ausflachende breite Mulde aus dem Gebiet des Reicholzrieder Mooses nach Norden erstreckte und hinter dem Schwemmfächer von Stand 4 endete. Sie kann als Zungenbecken des – zwischen dem Steilabfall der linken Beckenflanke im Westen und dem Bräuneberg-Komplex im Osten eingeschobenen – Teillobus der Käser-Phase angesehen werden.

Zu erklären wäre dann freilich, weshalb die glaziale Erosion nur diesen Teilbereich des Dietmannsrieder Beckens betroffen haben sollte und nicht dessen volle Breite. Das kann nur hypothetisch geschehen. Denn abgesehen davon, daß der Zustand des Untergrundreliefs vor der Überföhrung durch die würmzeitlichen Gletscher nicht bekannt ist, weiß man auch über den Vorgang und die Abtragungsleistungen glazialer Erosion an sich wenig. Nach den Gegebenheiten im Dietmannsrieder Becken scheint es so zu sein, daß die glaziale Erosion im Abschmelzbereich des Gletschers selten flächenhaft angegriffen hat, sondern eher selektiv, und zwar offenbar den Abflußbahnen des subglazial abfließenden Schmelzwassers folgend, die im tieferen Teil des Beckens – wie aus der Lage des Ziegelberger Trompentals zu schließen ist – schon während der älteren Internstände stets gegen die linke Flanke verschoben waren. Das Schmelzwasser selbst dürfte dabei einen nicht unerheblichen Anteil an der Ausformung der Gletscherbasis gehabt haben, denn es muß – mindestens bis zur Überwindung der Zungenbeckenschwelle im Anstehenden – unter erheblichem hydrostatischem Druck gestanden haben (vgl. dazu WEERTMAN 1972, NYE 1973). Lag die Gletscherstirn – wie bei Käasers oder bei Kuster (vgl. dazu u. S. 392) – auf der Zungenbeckenschwelle, konnte schmelzwassergestützte glaziale Erosion bis unmittelbar an das Gletschertor reichen. Dabei scheinen in kurzer Zeit betröchtliche Erosionsbeträge erreicht worden zu sein (vgl. dazu auch den Fall des oberen Altusrieder Zweigbeckens, – u. S. 418). Das würde erklären, weshalb das (Zweig-)Zungenbecken des Käasers-Standes bis unmittelbar hinter den oberen Rand des Schwemmfächers reicht. Es hieße aber auch, daß die Eintiefung des Reicholzrieder-Moos-Beckens gütenteils erst während der Käasers-Phase erfolgt wäre.

Setzt man dies voraus, dann wäre vorstellbar, daß sich – wenn auch wegen der geringeren Eismächtigkeit (und wegen des geringeren Schmelzwasserzuströms als Folge des zunehmenden Abflusses durch das Canyonal) in abgeschwöchter Form und auf die rechte Flanke des Teillobus beschränkt – die gleichen Vorgänge auch während der nachfolgenden Vockenthal-Phase abgespielt hätten. Das Oberrieder Tölchen wäre dann dadurch zu erklären, daß sich hier subglazial und unter hydrostatischem Druck zufließendes Schmelzwasser gegen das Beckengefälle – und damit entgegen der Richtung, die ELLWANGER angenommen hatte – seinen Weg nach Norden gesucht hätte.

Die Endmoränen des Vockenthal-Standes lassen sich aufgrund des Höhenvergleichs teils nördlich, teils südlich um den Bräuneberg herum bis östlich Vockenthal verfolgen. Dort setzen sie aus, tauchen aber südlich Sandbühl wieder auf und ziehen über Überbach gegen die Südostecke des Blattgebiets (vgl. dazu HABBE 1985 b). Die auffallende Lücke in den Moränen nordöstlich Kuster betrifft nicht nur die Vockenthal-Phase, sondern auch den vorhergehenden Käasers-Stand. Beide Moränenzüge werden hier durch eine Schmelzwasserrinne unterbrochen. Sie bricht an ihrem Innenrand steil gegen eine beckenwärts gelegene Senke ab, die sich von Kuster südwestwärts bis zur Gefäll-Mühle gegenüber Krugzell (auf Blatt Kempten) zieht. Hier ist also während des Vockenthal-Standes nochmals Schmelzwasser gegen die Randrinne des Standes 4 abgeflossen. Die großen Kiesgruben in diesem Gebiet tasten den entsprechenden – mächtigen – Schotterakkumulationen nach (und haben das ursprüngliche Relief kräftig verändert). Daß hier – anders als bei Käasers – Spuren eines älteren Schmelzwasserabflusses (der sich in der Anlage ei-

nes Trompetentälchens hätte bemerkbar machen müssen) nicht erkennbar sind, deutet darauf hin, daß dieser Schmelzwasserüberlauf sich erst mit dem Vorstoß zur Vockenthal-Phase gebildet hat, dann aber offenbar sehr kräftig wirksam war.

Dies lag vermutlich daran, daß das im Gletscher abfließende Schmelzwasser, das während der vorhergehenden Käasers-Phase noch an einem weit südostwärts gelegenen Quellpunkt hatte austreten können, während der Vockenthal-Phase die Austrittsstelle nicht mehr erreichte und daher subglazial abfloß, bis es bei Kuster doch noch den Ausgang nach Norden fand. Eine solche Umstellung des Schmelzwasserabflusses im Gletscher ist nur bei einem Neuvorstoß vorstellbar und damit ein zusätzlicher Beleg für die Eigenständigkeit der Vockenthal-Phase.

Der Schmelzwasserzstrom muß jedenfalls auch hier unter hydrostatischem Druck erfolgt sein und zwar über die Senke von Kuster, die genau auf den Schmelzwasseraustritt zielt. Da die Kusterer Senke ältere Untergrundformen schräg abschneidet, also keinerlei Voranlage erkennbar ist, scheint sie erst während der Vockenthal-Phase entstanden zu sein. Ihre Bildung wäre damit ein Gegenstück zur Bildung der Reicholzrieder Moos-Senke während des Käasers-Standes.

Die Typlokalität der *Luiblings-Phase* (so benannt nach dem Weiler oberhalb des linken Iller-Ufers, der auf Moränen dieses Standes liegt) ist ein schmaler, aber deutlicher Moränenwall, der sich nordöstlich Reicholzried in das Reicholzrieder Moos vorschiebt (höchster Punkt 695 m, r 3594 510/h 5298 660) und dann – südostwärts abschwendend – dessen Südbegrenzung bildet. Daß sie einem Wiedervorstoß entspricht, ergibt sich auch bei der Luiblings-Phase aus Gesamtform und Lage der Endmoränen an der Typlokalität: noch stärker als beim Vockenthal-Vorstoß sind sie durch das Relief der Gletscherbasis bedingt. Sie zeigen deutlich, daß der Hauptvorstoß des Gletschers während dieser Phase bereits gegen das Canyonal gerichtet war und nur ein rechter Teillobus – durch den hochaufragenden Sporn von Reicholzried – noch in den tiefsten Teil des Dietmannsrieder Beckens ausgeleitet wurde. Ostwärts des Reicholzrieder Mooses ist der Gletscherrand dieser Phase zunächst nicht mehr eindeutig belegbar, er dürfte hier – in knapp 700 m Meereshöhe – am Südfall der Moränen der Vockenthal-Phase verlaufen sein. Eigenformen bildet er dann – wie die vorhergehenden Vorstöße – wieder jenseits der Kusterer Senke, beginnend mit einer kleinen Moränenkuppe gleich östlich des Autobahnanschlusses Dietmannsried (707 m, r 3597 640/h 5297 860), von der sich eine Folge von Moränenkuppen – westlich an Überbach vorbei – südostwärts gegen P. 718 (r 3598 780/h 5296 680) zieht. Westlich der Iller muß der Gletscher in dieser Phase die Luiblinger Höhen, die maximal 693 m erreichen, noch überfahren haben (vgl. dazu HABBE 1985 b).

ELLWANGER (1980: 116 und Beilage 1) rechnet die Typlokalität am Südrand des Reicholzrieder Mooses zum Innensaum seiner Phase 6, den Gletscherrand weiter im Osten zur Phase 7, die Kuppen bei Überbach bereits zum Außenrand seiner Phase 8 (vgl. Abb. 8). Das hieße, daß der Iller-Gletscher während des Standes an der Typlokalität im Beckentiefsten weniger weit vorgestoßen wäre als weiter öst-

lich. Das ist aber aus morphologischer Sicht unwahrscheinlich, denn gerade im Reicholzrieder Moos hätte ihm für einen weiteren Vorstoß genügend Platz zur Verfügung gestanden. Andererseits ist der Ufermoränenzug beiderseits Überbach sehr deutlich, und er liegt auch so verhältnismäßig hoch, daß man ihn schwerlich einem jüngeren Vorstoß zuordnen kann (wie ELLWANGER es tut). ELLWANGER nimmt für die jüngeren Internstände in diesem Bereich generell zunehmend steilere Längsgefälle an. Das wirkt sich für seinen Stand 6 dahingehend aus, daß dessen Außengrenze zwischen nördlich Kuster und östlich Überbach mit der Außengrenze seines Standes 5 zusammenfällt (vgl. dazu Abb. 8). Einen entsprechenden Fall gibt es auch bei ELLWANGER sonst nicht. Berücksichtigt man außerdem, daß schon bei den älteren Internständen – ausweislich der Randrinnengefälle – eine von außen nach innen zunehmende Tendenz zu deutlich niedrigeren Längsgefällen feststellbar ist und nichts gegen die Annahme spricht, daß diese Tendenz bei den jüngeren Internständen sich fortgesetzt hat, dann erscheinen die Rekonstruktionen ELLWANGERS für die späten Internphasen im Dietmannsrieder Becken wenig wahrscheinlich.

Hinter dem Außenrand der Luiblins-Phase – das zeichnet sie vor allen anderen Gletscherständen aus – liegt im Gebiet von Dietmannsried eine Anzahl typischer Drumlins (zu Einzelheiten vgl. HABBE 1985 b) in einer Position, die für die Drumlins des Alpenvorlandes auch sonst charakteristisch ist: in leicht ansteigendem Gelände auf einem Sporn zwischen zwei Zungenbecken, – hier den Senken von Kuster und Reicholzrieder Moos (vgl. Abb. 5). Sie müssen mit dem Vorstoß des Gletschers zum Luiblins-Stand entstanden sein, denn es fehlen jegliche Anzeichen für eine mehrfache Gletscherüberfahrung. Die Gletscheroberfläche (vgl. Abb. 6) hat dabei stellenweise kaum 10 m über den Drumlinkämmen gestanden, die Eismächtigkeit über den Drumlins war damit z. T. geringer als die relative Höhe der Drumlins (bis 15 m).

Das entspricht jedoch neueren Vorstellungen zur Drumlingenese (vgl. dazu SMALLEY & UNWIN 1968): danach ist Voraussetzung für die Bildung von Drumlins – als vom strömenden Eis subglazial geformten Stromlinienkörpern – eine Mächtigkeit des modellierenden Gletschers, die nicht zu groß (denn dann wäre undifferenziert erodiert), aber auch nicht zu klein (dann würde undifferenziert akkumuliert) sein darf. Sie sei aber jedenfalls eher gering, deswegen bildeten sich Drumlins – wenn überhaupt – meist dicht hinter der Front des Gletschers.

Da Drumlins im Dietmannsrieder Becken (und auch im ganzen übrigen Illergletscher-Gebiet) nur innerhalb des Luiblins-Standes vorkommen, scheint für ihre Bildung in der Tat die geringe Mächtigkeit des Luiblins-Gletschers an seiner Stirn ein bestimmendes Merkmal gewesen zu sein. Die Gletscher der älteren Internstände und des Maximalstands mit ihren nachweislich steileren Stirnen hätten demnach für die Drumlinformung eine zu große Eismächtigkeit gehabt. Dieser Befund läßt sich in den anderen Jungmoränen-Gebieten des Alpenvorlandes nachvollziehen: auch dort treten Drumlins niemals hinter dem Maximalstand oder den älteren Internständen, sondern immer erst in weit intern gelegener Position auf.

Es scheint aber so, als sei für die Drumlin-Formung noch ein weiteres Moment wesentlich gewesen. Es läßt sich nämlich zeigen (vgl. dazu u. S. 413 f.), daß zur Zeit des Luiblins-Vorstoßes der hochglaziale Dauerfrostbodenspiegel erst-

mals soweit abgesunken war, daß er für die Formung des Oberflächenreliefs keine Rolle mehr spielte. Damit fand der Gletscher der Luiblins-Phase große Mengen verformbaren – weil nicht mehr durch Permafrost gebundenen – Materials vor, die den älteren Gletschervorstößen noch nicht zur Verfügung gestanden waren, so daß zu diesem Zeitpunkt die Drumlinbildung erstmals auch von der Materialseite her erleichtert war.

Das Dietmannsrieder Drumlinfeld reicht südlich des Ortes bis an den Steilhang über dem heutigen Illertal. Südwestlich Dietmannsried wird es aber durch einen weiteren Moränenwall begrenzt, der den letzten im Blattgebiet faßbaren Gletscherstand, die *Dietmannsried-Phase* markiert. Typlokalität ist eine Reihe flacher Kuppen im Bereich der Höfe Zinkenhalde (684 m, r 3595 400/h 5297 200; 684 m, r 3595 170/h 5297 210; 683 m, r 3594 990/h 5297 300) und Graben (685 m, r 3594 310/h 5297 540). Jenseits der Iller entspricht ihnen der kleine Wall von Winkels, der in gleicher Höhe ansetzt. Weiter im Osten lag der Gletscherrand dieser Phase den Dietmannsrieder Drumlins an, über der Senke von Kuster endete der Gletscher in einem proglazialen See, ohne Spuren zu hinterlassen. Erst südlich des Seebachs wird der Gletscherrand wieder faßbar in einer Geländestufe, die mit einem kleinen Rücken von 700 m Höhe (r 3598 220/h 5296 650) einsetzt und dann entlang der Bahntrasse gegen den Hof Hinter der Zeil (auf Blatt Kempten) zieht.

ELLWANGER (1980: Beilage 1) weist die Typlokalität bei Zinkenhalde und Graben dem Innensaum seiner Phase 7, den Wall von Winkels der Stirn, die Moränen südlich des Seebachs einem inneren Stand der Phase 8 zu (vgl. Abb. 8). Das wäre wiederum nur mit der Annahme einer steilgeböschten Gletscherstirn der Phase 8 zu erklären, für die aber – wie für die anderen jüngeren Internstände auch – direkte Nachweise fehlen. Der Gletscher der Phase 8 hätte zudem zwischen Winkels und Überbach einen etwa längs dem heutigen Seebach und der Iller verlaufenden Außenrand gehabt, der nicht nur morphologisch (und auch anders) nicht nachweisbar ist, sondern über dem Beckentiefsten auffällig zurückgebuchtet gewesen wäre, was aus Gründen der Gletscherdynamik unwahrscheinlich ist.

Andererseits ist der Moränenzug an der Typlokalität bei Zinkenhalde und Graben morphologisch klar faßbar und zeigt allein dadurch, daß er das Dietmannsrieder Drumlinfeld im Süden abschließt, einen neuen Gletschervorstoß an. Damit ist nicht nur die Existenz der Dietmannsried-Phase als eines innersten, das Stammbecken von Kempten umrahmenden Gletscherstandes bewiesen, sondern auch dessen Position am Südrand des Dietmannsrieder Zweigbeckens in den wesentlichen Zügen fixiert.

Mit dem Rückzug vom Dietmannsried-Stand verließ der Iller-Gletscher das Gebiet seiner mächtigen jungpleistozänen Aufschüttungen im Dietmannsrieder Zweigbecken endgültig und zog sich in das in die Molasse eingetiefte Stammbecken von Kempten zurück. Seine beckenwärts gelegenen Internstände sind jeweils nur durch Ufermoränen-Stummel an den Beckenflanken angedeutet, deren Zusammenhang – trotz der kurzen Beschreibung bei EBERL (1930: 20 ff.) – noch nicht

geklärt ist. Sie stehen hier – da außerhalb des Blattgebiets gelegen – nicht mehr zur Debatte.

Für die weitere Diskussion der Internstände auf Blatt Grönenbach ist nach dem bisher Gesagten aber festzuhalten, daß das Dietmannsrieder Zweigbecken Anhaltspunkte für nur drei jüngere Internstände (5–7) geliefert hat, während es nach ELLWANGER vier (5–8) sein müßten. Es war zu prüfen, inwieweit sich dieser Widerspruch anhand einer Analyse der Terrassen im Iller-Canyon – ELLWANGERS Typregion – lösen läßt.

3.2.4 Die Terrassen des Iller-Canyons und das Problem des Talwechsels der Iller

Es ist bereits (o. S. 381) darauf hingewiesen worden, daß der zu seinem Hochstand vorstoßende Iller-Gletscher seinen Schmelzwässern neben dem Hauptabfluß über das Memminger Tal weitere Abflußwege erschloß, die über Einsattelungen in der Wasserscheide in benachbarte „autochthone“ Täler führten. Auf seiner linken Flanke entstand so das System der Legauer Rinnen: die Weitenauer (Kimratshofer) Rinne, die vom gebirgseinwärts gelegenen Gletscherrand herkommend den äußersten Südwestzipfel von Blatt Grönenbach gerade noch berührt und hier – beiderseits um den Mittelberg herum – nach Westen gegen Kimratshofen und weiter gegen Legau abschwenkt, und die Bettricher Rinne, die – von den Gletschertoren des Altusrieder wie des Canyon-Beckens gespeist – von Benggen nordwestlich direkt auf Legau zielt. Die vereinigten Rinnen ziehen von Legau nordwärts gegen Lautrach, wo sie über dem heutigen Illertal in die Luft austreichen. Der Oberlauf des Rinnensystems ist durch die späthochglaziale Erosion der Rohrach weitgehend zerstört worden, deswegen ist der Zusammenhang mit den Endmoränen des Maximalstands nicht mehr ohne weiteres rekonstruierbar. Fest steht jedoch, daß Weitenauer und Bettricher Rinne ursprünglich selbständige Schmelzwasserabflüsse markieren, daß also das Rohrachtal erst im Zusammenhang mit der Eintiefung des Iller-Canyons entstand. Eine durchlaufende Randrinne über dem heutigen Rohrachtal – wie sie SCHAEFER (zuletzt in GRAUL & SCHAEFER 1953: 78) annimmt – hat bis zum Würm-Hochstand nicht bestanden.

Das ergibt sich schon aus dem Abschwenken der Weitenauer Rinne nach Nordwesten: wäre hier keine Wasserscheide vorhanden gewesen, wäre der Schmelzwasserabfluß sicher nach Norden gegangen. Denn das Gefälle der Weitenauer Rinne beträgt in ihrem Oberlauf, soweit er – zwischen Günterstal (auf Blatt Kempten) und Häldele – rekonstruierbar ist, 13,3 ‰, und es nimmt unterhalb der Knickstelle weiter ab (vgl. dazu GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953: 31 ff.). Das Durchschnittsgefälle der Rohrach-Rinne war dagegen auch während des Würm-Hochstands wesentlich höher (16,6 ‰). Hätte hier eine Verbindung bestanden, hätte sie sich von vornherein gegenüber dem Abfluß über Kimratshofen-Weitenau durchgesetzt (vgl. dazu STEPP 1953: 172).

Andererseits war die aus dem letzten Interglazial überkommene Wasserscheide zwischen dem Abfluß des Altusrieder Lobus, der sich in der Terrasse von Ösch (750 m) und den jenseits des Rohrachtals gegenüberliegenden Verebnungen zwischen dem Hofe Schorenmoos und Einsiedeln fassen läßt (vgl. dazu Abb. 9 und 10 sowie SCHAEFER in GRAUL & SCHAEFER 1953: 78), und der Weitenauer Rinne sicher nur schmal und nicht sehr hoch. Daß mußte einen Durchbruch herbeiführen, wenn die seitliche Erosion beider Rinnen nur lange genug anhielt. Tatsächlich gibt es an der rechten Flanke der Weitenauer Rinne – darin ist SCHAEFER zuzustimmen – an der Stelle, wo sie nach Westen ausbiegt, südlich Einsiedeln eine Einsattelung bis unter 754 m (r 3587 940/h 5296 660), die einen Überlauf aus der Weitenauer Rinne gegen die Rohrach-Rinne anzeigt. Sie ist praktisch ohne Gefälle, so daß man annehmen muß, daß sie nur kurzfristig und nur episodisch (vermutlich während frühsommerlicher Hochwässer) in Funktion war. Das wiederum kann nur während des Würm-Hochstandes der Fall gewesen sein, als der Vorfluter im Norden noch sehr hoch lag, denn sonst wäre sie stärker eingetieft worden, und die spät-hochglaziale Erosion hätte diesen Einschnitt benutzen müssen und nicht – wie es offensichtlich der Fall war – einen weiter östlich gelegenen, dem das heutige Rohrachtal folgt. Dies muß betont werden, denn – das lehren alle heute existierenden Bifurkationen – nur ein wenig ausgeprägtes Relief mit geringen Gefällsunterschieden ist überhaupt geeignet, einen Abfluß in zwei verschiedene Richtungen – wie sie in Abb. 6 dargestellt ist – über wenigstens eine beschränkte Zeitdauer bestehen bleiben zu lassen (zum Zeitpunkt der endgültigen Auslenkung der (oberen) Weitenauer Rinne in die Rohrachrinne vgl. u. S. 404 f. und S. 416 f.).

Die Überlaufstelle bei Einsiedeln ist deswegen interessant, weil man hier noch nachvollziehen kann, wie das Gelände während des Hochstandes der letzten Eiszeit aussah, und wie die Gletscherschmelzwässer sich in dem von ihnen neubesetzten Gebiet ihre Abflußwege bahnten. Eine vergleichbare Situation ist nämlich auch für die Knickstelle der Bettricher Rinne nördlich Benggen anzunehmen, an der der Durchbruch in den heutigen Iller-Canyon erfolgte. Auch dort muß eine schmale und niedrige Wasserscheide – in diesem Fall gegen ein nach Norden ziehendes autochthones Tal – vorgelegen haben, die aber zunächst ausreichte, um die vereinigten Schmelzwässer von Altusrieder und Canyonal-Lobus nach Nordwesten auszulenken. Die seitliche Erosion muß hier jedoch – wie bei Einsiedeln – kräftig wirksam gewesen sein. Anders als bei Einsiedeln erfolgte dann aber der Durchbruch der Schmelzwässer rasch und endgültig. Wie das im einzelnen geschah und was das auslösende Moment für die Umstellung des gesamten hydrographischen Systems war, das ist bis heute umstritten geblieben (vgl. dazu GRAUL & SCHAEFER 1953, STEPP 1953, GERMAN 1959, ELLWANGER 1978).

Die heutige morphologische Situation läßt nur erkennen, daß der Hauptschmelzwasserzustrom in die Bettricher Rinne über die Rohrach-Rinne, also vom

Altusrieder Lobus her erfolgte. Denn nicht nur biegt die Bettricher Rinne an ihrem oberen Ende bei Steig deutlich in die Rohrach-Talung ein, sondern auch ihr Oberflächengefälle zielt klar gegen Steig (und damit gegen die Rohrach-Rinne) und nicht gegen den Nordrand der Rinne südlich Holztheis. Das bedeutet, daß die glazifluviale Schüttung vom Gletschertor des Altusrieder Lobus her trotz dessen hoher Lage (bei 750 m) früher erfolgt sein muß als jene aus dem Canyonal-Becken. Vermutlich hängt das damit zusammen, daß das Altusrieder Becken einen direkteren Zugang vom Kemptener Stammbecken des Gletschers her aufweist als das enge und gewundene Canyonal-Becken. Andererseits muß auch der Canyonal-Lobus des vorrückenden Würm-Gletschers einen Abfluß gehabt haben. Aber er dürfte bis zu dem Zeitpunkt, da der Gletscher selbst die äußere Beckenschwelle überwand, über einen proglazialen See erfolgt sein, so daß er nur wenig Schotter führen konnte. Dieser Abfluß ist aber ebenfalls zur Bettricher Rinne gegangen und nicht – wie das SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 79) angenommen hat – schon ursprünglich gegen das Canyonal.

Denn nicht nur biegt die Endmoräne, die hier am Nordende des Diesenbacher Endmoränenkomplexes die Schwenden-Staffel (1 a) des Maximalstandes vertritt, nördlich Buchen deutlich gegen Nordwesten aus (äußerster Punkt 720 m, r 3588 680/h 5300 260) und zeigt damit an, daß der Gletscher des Maximalstandes seinem Schmelzwasserabfluß folgend gegen die Bettricher Rinne vorbuchtete, sondern es finden sich auch innerhalb dieser Moräne – gegenüber dem Ostrand der Bettricher Rinne oberhalb der Neumühle – Vorstoßschotter, denen der vorspringende Sporn bei 695/700 m (r 3588 820/h 5300 530) seine Erhaltung verdankt (vgl. dazu STEPP 1953: 171 und 174, der diese Schotter für Ablagerungen seiner 1. Rückzugsphase hält, die aus dem Canyonal-Becken noch gegen die Bettricher Rinne entwässert habe. Gekritzte Geschiebe im Dach des Vorkommens erweisen es aber eindeutig als Vorstoßschotter sensu WEIDENBACH 1937). Sie lassen sich zwanglos mit der Bettricher Rinne verbinden, die oberhalb Moos in 696 m ausstreicht, für einen Anschluß an die oberste Terrasse im Canyonal – die Grabener Terrasse, die östlich Greut bei 670 m ihr oberes Ende findet – liegen sie dagegen zu hoch (vgl. dazu Abb. 10).

SCHAEFER (1940: 91) hatte ursprünglich angenommen, die Auslenkung des Schmelzwasserabflusses in den Iller-Canyon sei nach seinem – und EBERLS – Würm-I-Vorstoß (also vor dem Maximalstand) erfolgt, ihn mithin als ein frühhochglaziales Ereignis angesehen. GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 31 ff.) hingegen bestand darauf, daß der Talwechsel kurz nach dem Maximalstand, „etwa zwischen der Ablagerung des äußersten Jugendmoränenwalls und dem Gletscherstand von Kraiberg-Eichholz angenommen werden“ müsse (1953: 36). SCHAEFER hat daraufhin (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 99 ff.) zwar zugestanden, daß die obersten Terrassen im (unteren) Iller-Canyon nach dem Würm-Maximalstand gebildet worden seien (so auch schon in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 103), jedoch allein durch eine Schüttung von der Altusrieder Zunge her, – der obere Iller-Canyon sei dagegen erst nach dem Stand von Käfers entstanden. STEPP (1953: 174 ff.) hat sich demgegenüber für einen Schmelzwasserab-

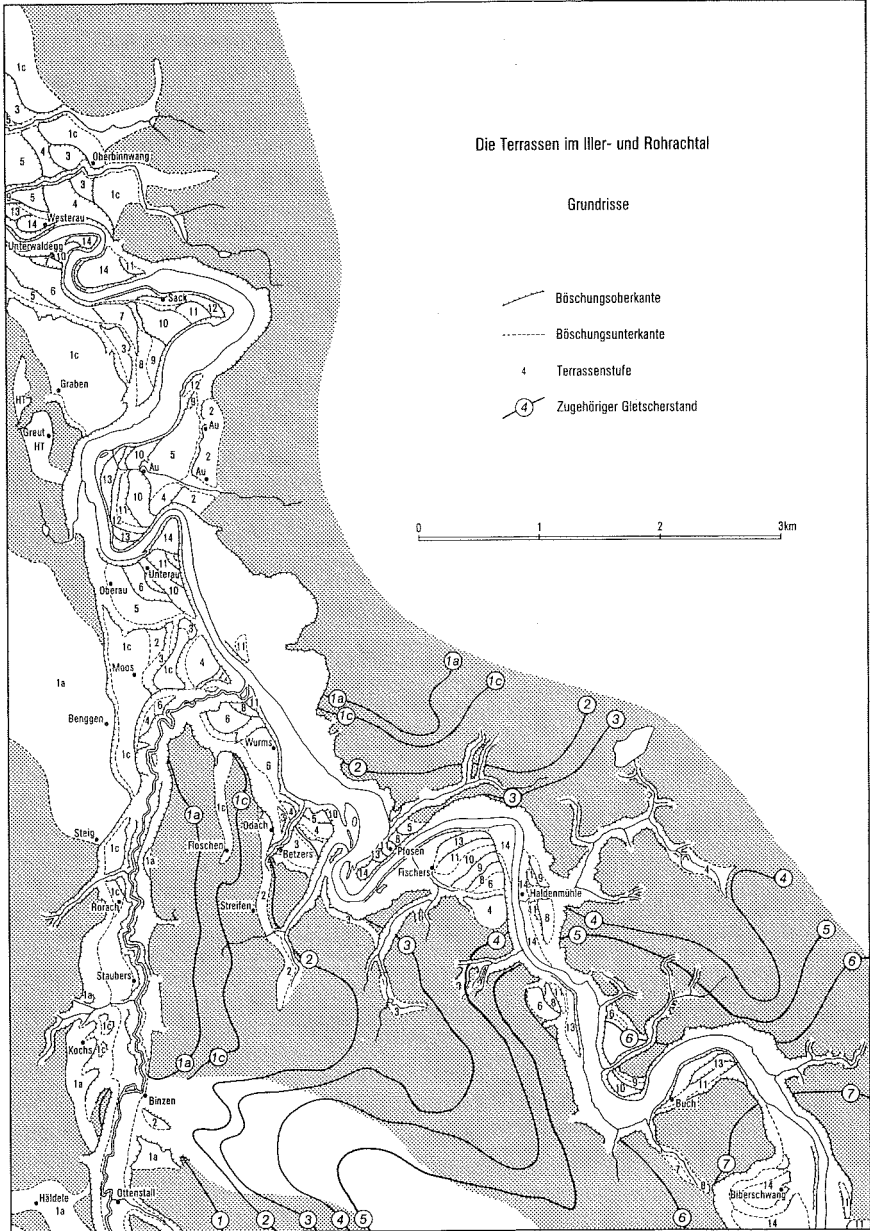


Abb. 9. Die Terrassen von Iller- und Rohrchtal I. Grundrisse.

fluß aus dem Canyonal-Becken über die Bettricher Rinne noch längere Zeit nach dem Maximalstand ausgesprochen, die Öffnung des – nun aber des gesamten – Iller-Canyons sei „an der Wende vom 1. zum 2. Rückzugshalt“ anzunehmen (1953: 178). GERMAN (1959: 45 ff.) schließlich hat gemeint, die Bildung der Legauer Rinnen wiederum in ein Würm I („Früh-Würm“) stellen zu sollen, das etwa die Ausdehnung des Würm-Maximalstandes gehabt hätte (also von dem überfahrenen Würm I SCHAEFFERS und EBERLS zu unterscheiden ist). Bei dessen Hochstand sei es dann zur Anlage des (unteren) Canyonales gekommen, dessen Terrassen seien jedoch erst in einem Würm II („Mittel-Würm“ = Würm-Maximum) geschützt worden.

Die Intensität dieser – nie ausdiskutierten – Kontroverse in den 50er Jahren hing einmal mit den in der Tat unübersichtlichen Verhältnissen beiderseits des Iller-Canyons zusammen, vor allem aber mit der Diskussion über die Talgeschichte der Iller in ihrem Unterlauf und über den Einfluß, den der Schmelzwasserüberlauf vom östlichen Rheingletscher her darauf gehabt habe. Daraus erklärt sich die gegenläufige Tendenz, die Bildung von Legauer Rinnen und Canyonal zeitlich entweder möglichst eng zusammenzurücken oder aber möglichst weit zu trennen. Dazu kam, daß man lange Zeit nicht beachtet hat, daß der Schmelzwasserablauf eines großen Gletschers auch während der Internstände gleichzeitig an verschiedenen Stellen erfolgen kann (vgl. dazu die Diskussion zwischen GRAUL und SCHAEFER – in GRAUL & SCHAEFER 1953: 45 ff. und 68 ff. – über die Entstehung des Memminger Achthals).

Das Problem des Talwechsels der Iller ist jedoch nicht unlösbar. Wie es anzugehen ist, hat bereits STEPP (1953), hat aber vor allem ELLWANGER (1978, 1980) gezeigt, der als erster erkannt hat, daß nicht nur die Entstehungsgeschichte des Iller-Canyons, sondern die späthochglaziale Geschichte des Illergletscher-Gebietes überhaupt in der Terrassenfolge des Iller-Canyons dokumentiert ist. Mit ihrer Hilfe läßt sich also nicht nur klären, wann und unter welchen Umständen der Talwechsel ins Canyonal erfolgte, sie bieten darüber hinaus auch ein unabhängiges Kriterium zur Überprüfung der im Dietmannsrieder Becken – aufgrund vorwiegend glazialer Ablagerungen – gewonnenen Gliederung der späthochglazialen Gletscherstände.

Die Terrassen des Iller-Canyons setzen sich über das Blatt Grönenbach hinaus auf den Nachbarblättern 8126 Leutkirch und 8026 Aitrach fort. Doch sind sie auf Blatt Grönenbach in wesentlichen Teilen sämtlich erfaßt. Die Hauptkarte bildet sie im Grundriß ab, kann jedoch über ihren Zusammenhang nur unzureichende Aussagen machen, da es hier nicht nur auf eine Unterscheidung von Formen des Maximalstandes, des Späthochglazials und des Spät- und Postglazials ankommt. Die Terrassengrundrisse werden daher in einer gesonderten Karte (Abb. 9) nochmals dargestellt und dazu ihre Niveaustufe und der dazugehörige Gletscherstand (beide mit gleicher Bezifferung) vermerkt. Grundlage dieser Darstellung ist ein Längsprofil durch den Iller-Canyon im Blattgebiet (Abb. 10), das die Zuordnung der einzelnen Terrassenfragmente zu bestimmten Niveaus und bestimmten Gletscherständen ermöglichte.

Der Entwurf eines solchen Profils (zur Methodik vgl. GRAUL 1962 b: 42 ff.) birgt technische Probleme, die bei der Interpretation beachtet werden müssen. Da die Terrassenkanten senkrecht auf eine dem Talverlauf folgende Fläche projiziert wurden, erscheint der Flußverlauf – der ja stärker gewunden ist als der Talverlauf – verkürzt: im vorliegenden Fall wird die Iller, die zwischen den Blatträndern bei Biberschwang und Westerau eine Länge von 19 km hat, nur mit 12,7 km, d. h. zwei Dritteln ihrer Länge dargestellt. Die Verkürzung erfolgt jedoch nicht gleichmäßig, sondern – je nach Lage zum Profil – mehr oder weniger ausgeprägt. Das spielt bei der Iller selbst keine Rolle, da sie im Canyon auf dem größten

Teil ihrer Laufstrecke gestaut ist, wohl aber bei den begleitenden Terrassen, die durch das Projektionsverfahren teilweise stark verkürzt und damit steiler erscheinen, als es der Wirklichkeit entspricht. In noch stärkerem Maße wirkt sich die Verkürzung bei den Terrassen der Nebenbäche aus, die auf die gleiche Fläche projiziert wurden wie die Terrassen des Haupttales, um den Zusammenhang mit den Gletscherständen zu zeigen (der Unterlauf der Rohrach, der als junger Durchbruch zum Illertal senkrecht zur Projektionsfläche verläuft, konnte aus diesem Grunde überhaupt nicht mehr dargestellt werden). Ein weiteres Problem, das mit der ungleichen Verkürzung zusammenhängt, ergibt sich aus der Tatsache, daß die Rudimente der einzelnen Terrassenniveaus oft nur über kurze Strecken erhalten sind, so daß ihr Gefälle gar nicht immer einwandfrei ermittelt werden kann. Tritt nun durch die Verkürzung des Profils auch noch eine Verteilung in der Darstellung ein, so ist nicht auszuschließen, daß einzelne Terrassenreste nicht in das richtige Niveau eingeordnet werden. Dies Problem läßt sich jedoch begrenzen. Denn die Terrassenabstände bleiben über größere Distanzen gleich, manche Terrassenniveaus sind recht vollständig dokumentiert (so wie Niveaus 1 c, 4, 5, 8, 11) und an einigen Stellen (Moos/Unterau, Betzers/Wurms, Fischers) ist die Terrassenfolge in großen Teilen komplett erhalten: eine gewisse Kontrolle ist also möglich (vgl. dazu ELLWANGER 1978: 136, der ja vor dem gleichen Problem stand).

Bei der Deutung des Profils sind aber auch sachlich bedingte Unsicherheitsfaktoren zu beachten. Dazu gehören:

- das Quergefälle mancher Terrassen. Es kann verschiedene Gründe haben: entweder ist die Terrasse nachträglich (durch – im wesentlichen – periglaziale Akkumulation) verschüttet worden, oder es handelt sich (vor allem bei den jüngeren Terrassen) um einen Gleithang. In beiden Fällen erscheint die heutige Terrassenkante zu hoch.
- der Wechsel des Flußregimes. Während beim Maximalstand und während der älteren internen Gletscherstände sicher generell mit einem anastomosierenden Flußlauf (dem „braided river“ der angelsächsischen Literatur) zu rechnen ist, so später ebenso sicher mit einem mäandrierenden Fluß (spätestens – wie der bogenförmige Außenrand der entsprechenden Terrasse oberhalb der Fluhmühle zeigt – ab Stand 4, ein gut erhaltenes Beispiel aus einer späteren Phase ist der Mäander der Phase 7 auf der Terrasse von Wurms) und damit mit ganz anderen Erosions- und Akkumulationsvorgängen (zu dieser Problematik vgl. LEOPOLD, WOLMAN & MILLER 1964). Es ist weitgehend unbekannt, ob und inwieweit diese Vorgänge klima-, allgemein relief- oder nur lokal reliefbedingt waren. Auf jeden Fall sind die jüngeren Terrassen (ab Stufe 8) ganz überwiegend Erosionsterrassen eines mäandrierenden Flusses mit nur geringmächtiger Schotterauflage. Das hat streckenweise – besonders an Gleithängen – zu undeutlichen Terrassenkanten geführt.

Das Ergebnis der Kartierung entspricht im Ganzen wie in vielen Details der Aufnahme ELLWANGERS (1978). Bei der Durchzählung der Niveaus wurde im Prinzip ähnlich verfahren wie bei ELLWANGER, nur wurde anders beziffert, um den Zusammenhang mit den Gletscherständen herauszustellen (vgl. dazu Tabelle 1). Auf einige wichtige Abweichungen wird im folgenden noch einzugehen sein.

Die höchstgelegene Terrassenstufe im Umkreis des Iller-Canyons ist das *Niveau der Hauptniederterrasse*, repräsentiert durch die bereits beschriebenen Legauer Rinnen (vgl. Abb. 9). Es ist sicher bis zum Maximalstand geschüttet worden und ist – ausweislich der zugehörigen Vorstoßschotter oberhalb der Neumühle (vgl. o. S. 397) – der Schwenden-Staffel des Maximalstands (1a) zuzuordnen (ganz entsprechend das Niveau 1 ELLWANGERS 1978).

Tabelle 1: Die Bezeichnungen der Terrassen im Iller-Canyon in den Erläuterungen zu Blatt Grönenbach und ihre Korrelate bei ELLWANGER (1978).

Erläuterungen Grönenbach	ELLWANGER (1978)
1a	1
1c	2
	3 (nicht dokumentiert, vgl. ELLWANGER 1978: 137)
2	2 tlw., 4 tlw.
3	4 tlw., 5 tlw.
4	5 (6 tlw.)
5	6 (7 tlw.)
6	7
7	8
8	9
9	10
10	11
11	12
12	13
13	14 tlw.
14	(14 tlw.), 15
15	16

Das nächsttiefere Niveau ist jenes, das mit der *Terrasse von Moos* den Kopf der Bettricher Rinne quer abschneidet und dadurch den vollzogenen Durchbruch der Schmelzwässer in den Iller-Canyon dokumentiert. Es läßt sich talab einwandfrei mit den *Terrassen von Graben und Oberbinnwang* verbinden (so schon STEPP 1953: 174 gegen GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953: 35 und SCHAEFER in GRAUL & SCHAEFER 1953: 79; ebenso ELLWANGER 1978: 137) und setzt sich – außerhalb des Blattgebiets – bis über Unterbinnwang hinaus und – als schmale Hangleiste – bis Kardorf fort (vgl. Abb. 9 und die Nebenkarte). Bei Moos, vor allem aber bei Graben und Ober-/Unterbinnwang ist es auffallend breit entwickelt und wirkt hier deshalb wie eine echte Niederterrasse: als höchste glazifluviale Aufschüttungsfläche eingeschachtelt in ältere Ablagerungen und seinerseits unterschritten durch jüngere Niveaus. Von einer normalen Niederterrasse unterscheidet es sich durch stark wechselnde Schottermächtigkeiten: von nahe 0 m (so an den oberen Enden der Oberbinnwanger und der Mooser Terrasse) bis über 20 m in der Kiesgrube von Unterbinnwang (am nordwestlichen Kartenrand). Das der Verschüttung vorhergehende autochthone Talrelief scheint demnach kaum durch glazifluviale Erosion (in Richtung auf ein Kastental-Profil) überformt worden zu sein. Die am weitesten talauf gelegene Terrasse von Moos zielt in die Rohrach-Rinne hinein, ist also nicht – oder jedenfalls nicht in erster Linie – vom Canyon-Lobus her geschüttet worden, sondern – wie schon das Niveau 1 a – vom Altusrieder Lobus her. Sie hat ein auffal-

lend geringes Längsgefälle, so daß der Abstand zum Niveau der Bettricher Rinne talauf kräftig zunimmt. Dies setzt zunehmende Erosion talauf voraus und war der Grund, weshalb GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 35), STEPP (1953: 181) und ELLWANGER (1978: 137) den Vorgang des Talwechsels zwar verschieden deuten, sich aber dahingehend einig sind, daß er während eines Internstandes erfolgt sein müsse und mit einer Erosionsphase begonnen habe, dem dann eine Aufschüttungsphase gefolgt sei.

Die Stirn dieses Internstandes wird von den drei genannten Autoren jedoch an ganz verschiedenen Stellen vermutet. GRAUL sieht sie im Altusrieder Becken bei Binzen, im Canyonal-Becken bei Kalden, STEPP – in wesentlich internerer Lage – im Altusrieder Becken „am Unterhub- und Widumbach“, im Canyonal-Becken bei Kiesels, ELLWANGER dagegen wieder in recht externer Position: im Altusrieder Becken bei Binzen, im Canyonal-Becken bei Odach. Es erscheint jedoch fraglich, ob die Verschüttung des (unteren) Iller-Canyons („Gewaltige Schottermassen wurden dabei bewegt und bis Illerbeuren stark akkumuliert“, – so STEPP 1953: 182) aus einer solchen Internlage des Gletschers heraus überhaupt möglich war.

Tatsächlich kann die unterstellte morphologische Sequenz „Gletscherrückzug/glazifluviale Erosion – Gletschervorstoß/Terrassenschüttung aus Internposition“ widerlegt werden. Denn ein Gletscherrückzug und die damit verbundene glazifluviale Erosionsphase, die der Aufschüttung der Moos/Graben/Oberbinnwanger Terrasse vorhergegangen sein und den Talwechsel verursacht haben soll, läßt sich zwar für das Canyon- und das Rohrachtal vermuten, eindeutig *nicht nachweisbar* ist sie aber für die Legauer Rinnen. Wenn es einen normalen Gletscherrückzug in der von den drei genannten Autoren angenommenen Größenordnung gegeben hätte, dann müßte es – wegen der Tieferlegung der „oberen Erosionsbasis“ sensu EBERL (1930: 101 f.) und SCHAEFER (1951: 29) und der Nähe des Gletschertors vor dem Canyonal-Becken – im oberen Teil der Legauer Rinnen zur Bildung eines Trompetentals gekommen sein. Denn „eine von der Erosionsbasis im Aitrachtal her wirkende kräftige Tiefeneinschneidung mit Ablenkung der Hauptmasse der Illergletscher-Schmelzwasser über Wurms ... in das kräftig rückwärts einschneidende autochthone Gerinne, den späteren Illercanyon“ (so GRAUL 1953: 36, ähnlich auch STEPP 1953: 181 f.) hätte sich mit Sicherheit auch im Haupttal – und das waren die Legauer Rinnen – bemerkbar gemacht. Davon kann aber keine Rede sein: die Legauer Rinnen lassen weder an der Mündung bei Lautrach noch in ihrem oberen Teil noch sonst irgendwo Spuren einer Einschneidung erkennen. Das kann nur so gedeutet werden, daß der Durchbruch der Illergletscher-Schmelzwässer in den neuen Talzug eben nicht als Folge rückschreitender Erosion von der Erosionsbasis im Aitrachtal her geschehen ist, sondern durch ein Ereignis bedingt war, das den Abfluß der Schmelzwässer über die Legauer Rinnen ganz plötzlich unterbrach. Das kann nach Lage der Dinge nur ein Überlauf der Gletscherschmelzwässer über die Wasserscheide in ein bereits existierendes, im Bereich des späteren (unteren) Canyons von Norden her zurückgreifendes autochthones Tal gewesen

sein. Dieser konnte aber am ehesten während des Maximalstands erfolgen, weil dann der Quellpunkt des Schmelzwasserabflusses am höchsten lag.

Es ist bereits (o. S. 397) gezeigt worden, daß die morphologische Situation im Bereich des ehemaligen Gletschertors des Canyonal-Lobus während des Gletschervorstößes zum Maximalstand (1 a) einen Schmelzwasserabfluß über die Legauer Rinnen belegt. Der Gletscher selbst muß – ausweislich des Ausbiegens der Stirnmoräne der Schwenden-Staffel am Nordende der Diesenbacher Endmoränen – gegen die Bettricher Rinne nach Nordnordwesten ausgebogen, sein Schmelzwasser noch bei Erreichen des Hochstandes in dieser Richtung abgefließen sein. Aber dieses Ausbiegen – und die nachweislich außergewöhnlich hohe Lage der Gletscherobergrenze am Sommersberg – muß auch zu einem raschen Abfall der rechten Gletscherflanke, zu entsprechend hohen Fließgeschwindigkeiten des Eises und zu kräftiger glazialer Erosion an der Außenseite des Canyonal-Lobus geführt haben mit der Folge, daß die hier bereits vorhandene Einsattelung gegen das autochthone Tal im Norden rasch weiter erniedrigt wurde. Dadurch wurde schließlich auch den Schmelzwässern ein Überlauf nach Norden geöffnet, und damit kam es schlagartig zu einer Umstellung des gesamten Abflusssystems.

Wegen des höheren Längsgefälles im Quellbereich des autochthonen Tals im Norden wurde die ehemalige Wasserscheide rasch tiefergeschnitten, so daß es vor allem oberhalb des Durchbruches zu kräftiger Erosion kam. Der Schmelzwasserzustrom vom Altusrieder Lobus wurde nach Norden ausgelenkt, er schnitt damit die Bettricher Rinne von jeglicher Schmelzwasserzufuhr ab, so daß sie von nun an trockenlag, und er tiefte sich auch in seinem Oberlauf, der bis dahin zwischen Altmoränen gelegen war, rasch in die unterlagernde Molasse ein.

Erosion muß es aber in der neuerschlossenen Abflußrinne auch weit talab gegeben haben, denn die Fortsetzung der Graben/Oberbinnwanger Terrasse – die schmale Terrassenleiste von Kardorf – liegt an der Ausmündung der Legauer Rinnen bei Lautrach etwa 10 m tiefer als diese (vgl. dazu STEPP 1953: 173 und ELLWANGER 1978: 148, 157 und 165). Sie hat nur eine relativ geringe Schottermächtigkeit und erweist sich auch dadurch als Erosionsphänomen. Offenbar haben also die nach dem Durchbruch bei Moos im Canyonal abkommenden Schmelzwässer an der Einmündung in das ehemalige – von den Legauer Rinnen herkommende – Haupttal an dessen rechter Flanke kräftig erodiert. Der glatte Rand des Ausstrichs der Legauer Rinnen bei Lautrach – die der Lautrach/Hofer Ach folgenden Terrassen sind sämtlich jung und stammen aus der Zeit nach dem Verschwinden des hochglazialen Permafrosts im Untergrund (vgl. dazu u. S. 413 f.) – beweist jedenfalls, daß auch hier die Verlegung des Schmelzwasserabflusses schlagartig erfolgt ist, daß ihm also nicht – wie GRAUL (1953: 36 und 41) und STEPP (1953: 181 f.) angenommen haben – eine Phase langsam rückschreitender Erosion vorgeschaltet war.

Er beweist im übrigen auch, daß spätestens mit dem Talwechsel zwischen Moos und Lautrach auch der Zufluß von Gletscherschmelzwasser über die obere der beiden Legauer Rinnen – die Weitenauer (Kimratshofer) Rinne – unterbrochen gewesen sein muß. Die Weitenauer Rinne ist also zu dieser Zeit bereits in die Rohrach-Rinne ausgelenkt gewesen (vgl. dazu Abb. 6). Das ist ein wichtiger Hinweis, denn er hilft die morphologische Situation an der Stirn des Altusrieder Zweigbeckens erklären (vgl. dazu u. S. 416 f.).

Eine offene Frage ist, ob der so auffällige, riesige Schwemmkegel von Untermuken an der Einmündung des Illertals in das Aitrachtal mit dem Talwechsel der Iller in Verbindung zu bringen ist oder bereits vorher bestanden hat. STEPP (1953: 173) nimmt das letztere an, ELLWANGER (1978: 147, 165) erstes, hat hier allerdings eine (u. S. 407 f.) noch zu besprechende besondere Entwicklung im Auge.

Der plötzliche Talwechsel von den Legauer Rinnen ins (untere) Canyonal hat aber nicht nur an bestimmten Stellen Erosion ausgelöst, sondern auch die Akkumulationsvorgänge, denen die Terrassen von Moos/Graben/Oberbinnwang ihre Entstehung verdanken. Denn der neue glazifluviale Abflußkanal hatte nicht nur sehr viel mehr Wasser, sondern auch eine unvergleichlich viel größere Schotterlast zu bewältigen als der autochthone Vorgänger. Es bildete sich daher alsbald ein Tallängsprofil aus, das sich an den neuen, glazifluvialen Abfluß- und Schotterlastverhältnissen auszurichten hatte und im Endeffekt zu einer – im einzelnen sehr unterschiedlichen (vgl. dazu o. S. 402) – Verschüttung des autochthonen Talreliefs führte. Das Tallängsprofil ist dabei nicht gänzlich ausgeglättet worden; es weist mehrere leichte Versteilungen auf, die schon STEPP (1953: 181) beschäftigt haben (vgl. dazu Abb. 10). Sie sind aber nicht – wie STEPP gemeint hat – auf Unregelmäßigkeiten des Basisreliefs zurückzuführen, – dagegen sprechen schon die ganz unterschiedlichen Verschüttungsmächtigkeiten. Sie müssen vielmehr aus der Dynamik des Aufschüttungsvorgangs erklärt werden. Wahrscheinlich ist, daß sich hier eine Verschüttung in mehreren Schüben dokumentiert, die auf die leichten Oszillationen des Iller-Gletschers während seines Maximalstands (Phasen 1 a–c) zurückzuführen ist.

Das besonders auffällige geringe Gefälle der Mooser Terrasse ist – wie ELLWANGER (1978: 137) bereits vermutet hat – wohl dadurch zu erklären, daß ein aus dem Haupttal vorgeschütteter Schwemmschutfächer die in der Rohrachrinne an sich vorherrschende Tendenz zur Tieferschneidung immer wieder aufgehoben hat, so daß es zwar einerseits zu beträchtlicher Eintiefung (bis 30 m – ELLWANGER 1978: 137) kam, andererseits zu ständig erneuter Auffüllung der eingetieften Rinne. Ein deutlicher Hinweis auf die Stauwirkung des Schwemmschutfächers aus dem Haupttal ist der die Mooser Terrasse querende, verkehrt S-förmige Mäander („Mooser Rinne“, vgl. Abb. 9), über den während der folgenden Internstände die Schmelzwässer aus dem Altusrieder Becken nach Norden abgefließen sind: Mäanderbildung ist sonst für die älteren Internstände nicht belegt, sie kommt nur an

dieser Stelle vor und ist hier durch die Gefällsverminderung als Folge der Haupttal-schüttung zu erklären.

Insgesamt entsprechen die Terrassen von Moos/Graben/Oberbinnwang etwa der Situation am Ende des würmzeitlichen Gletscher-Maximums – also der Niederholz-Staffel (1c) an der Typlokalität –, jedenfalls aber einem Zustand *vor* dem ersten größeren Gletscherrückzug (und dem Wiedervorstoß zum Hörensberg-Stand 2). Sie sind – das festzuhalten ist wichtig – *nicht auf eine klimatisch bedingte späthochglaziale Gletscherschwankung zurückzuführen* – wie das bisher immer angenommen wurde –, sondern allein auf den – aus den lokalen Gegebenheiten resultierenden – *katastrophalen Schmelzwasserausbruch während des Gletscherhochstandes*. Der Talwechsel der Iller und die Entstehung der Terrassen von Moos/Graben/Oberbinnwang ist damit zeitlich (etwas) früher anzusetzen, als das GRAUL (1953), STEPP (1953) und ELLWANGER (1978, 1980) angenommen haben.

Die Gletscherstirnen lagen damals – anschließend an die erhaltenen Ufermoränenreste der Phase 1c an der Rückseite der Diesenbacher Endmoräne: im Altusrieder Becken oberhalb Knaus (760 m, r 3589 280/h 5397 900), im Canyonal-Becken an der Oberkante des Steilhanges westlich oberhalb Wurms (715 m, r 3589 270/h 5300 170 an der Nordspitze) – noch sehr hoch, die Schmelzwasserabflüsse gingen in der Rohrachrinne über die unteren Terrassen von Kochs und die Mooser Terrasse, im – nunmehrigen – Haupttal über das Flankentälchen von Floschen und über den großen Schwemmschutt-fächer ostwärts Moos nach Norden (vgl. Abb. 9 und 10).

Die unterhalb der großen Aufschüttungsflächen von Moos/Graben/Oberbinnwang gelegenen Terrassen des Iller-Canyons sind sämtlich wesentlich schmäler als diese. Es handelt sich um Aufschüttungsniveaus von Erosionsrinnen, die meist nur geringmächtig – die höheren stärker, die tieferen weniger – mit Schottern wiederaufgefüllt wurden. Sie verdanken ihre Entstehung nun in der Tat dem Vorgang, der für die *späthochglaziale* Entwicklung der glazifluvialen Abflußkanäle typisch ist: der morphologischen Sequenz „Gletscherrückzug/glazifluviale Erosion – Gletschervorstoß/Wiederaufschüttung aus Internposition“.

Die älteste dieser Terrassenserien, das *Niveau 2*, setzt vor dem schwach entwickelten Moränenwall von Streifen (716 m, an der äußersten Spitze bei r 3589 520/h 5299 400) ein, den zuerst STEPP (1953: 174) beschrieben hat. Die *Terrasse von Streifen* läßt sich nordwärts über Odach hinaus verfolgen (ELLWANGER 1978: 137). Sie hat hier ein recht geringes Längsgefälle, STEPP hat sie daher mit der Bettricher Rinne, ELLWANGER „mit den Terrassen von Au und Graben/Loch“ verbunden. Beides ist aber unwahrscheinlich. STEPPs Argumentation berücksichtigt nicht, daß die Moräne von Streifen einem Vorstoßschotter desselben Gletschervorstoßes auf-sitzt, dem sie ihre Entstehung verdankt. Er hat eine Mächtigkeit von etwa 20 m (vgl. dazu ELLWANGER 1978: 160) – mehr als doppelt soviel wie die Vorstoßschotter des Maximalstandes – und beweist damit einen vorhergehenden Gletscherrückzug mit entsprechender glazifluvialer Erosion. Wäre der Schmelzwasserabfluß damals

noch – wie STEPP annimmt – zur Bettricher Rinne gegangen, müßten sich dort entsprechende Erosions- und Akkumulationsvorgänge nachweisen lassen. Das ist aber nicht der Fall. ELLWANGERS Vorstellung ist deswegen problematisch, weil die oberste Terrasse von Au – auch nach ELLWANGERS eigener Kartierung (1978: 150, 151): er weist sie seiner Terrassenstufe 4 (= „Untere Canyonale-Niederterrasse“) zu – tiefer liegt als die Grabener Terrasse (ELLWANGERS Terrassenstufe 2 = „Obere Canyonale-Niederterrasse“. Ein Niveau 3 hat ELLWANGER nicht dokumentiert, es sei „in der Oberen Canyonale-Niederterrasse mit enthalten“ – 1978: 137). Darauf hatte schon STEPP (1953: 174) hingewiesen. Die Streifen-Odacher Terrasse kann aber naturgemäß nur mit einer von beiden in Verbindung gebracht werden. Theoretisch ist zwar eine Verknüpfung mit jedem der beiden Terrassenfragmente möglich (vgl. dazu Abb. 10). Bei einer Korrelierung mit der Grabener Terrasse hätte die Terrasse von Au jedoch kein Äquivalent innerhalb des Äußeren Jungmoränenkranzes, die Terrasse von Betzers (vgl. dazu u. S. 408 f.) liegt dafür schon zu tief. Es ist daher anzunehmen, daß die Terrasse von Streifen/Odach allein mit jener von Au zu verbinden ist, und daß diesem Niveau die erste Eintiefung der Mooser Rinne – sie ist auch nach ELLWANGER (1978: 151) gleichaltrig mit Au – entspricht.

Das Niveau der obersten Terrasse von Au ist noch in einer weiteren Hinsicht bemerkenswert. Es findet nämlich talab keine Fortsetzung, sondern läuft auf die Terrasse von Oberbinnwang (nördlich des Ortes) aus. Hier liegt also eine Terrassenkreuzung vor. Sie ist bedingt durch das geringere Längsgefälle der Auer Terrasse gegenüber jener von Graben/Oberbinnwang (vgl. dazu Abb. 10). ELLWANGER (1978: 150) hat ganz entsprechend nördlich von Oberbinnwang sein Niveau 4 kartiert, während er südlich des Ortes auf der gleichen Terrasse sein Niveau 2 eingetragen hat. ELLWANGER hat aus dieser Terrassenkreuzung jedoch einen Schluß gezogen, der wiederum problematisch erscheint. Er faßt nämlich seine Terrassenstufe 4 – also die „Untere Canyonale-Niederterrasse“ – als eigenen Schotterkörper auf, den er der – seiner Terrassenstufe 2 entsprechenden – „Oberen Canyonale-Niederterrasse“ gegenüberstellt. Er begründet das im wesentlichen mit den unterhalb Oberbinnwang wesentlich größeren Schottermächtigkeiten. Die ließen sich aber auch durch die Unregelmäßigkeiten des der hochwürmzeitlichen Verschüttung vorhergehenden autochthonen Talreliefs erklären: immerhin münden bei Oberbinnwang von rechts zwei sicher präwürmzeitlich angelegte Nebentäler in das Canyonale ein. Wenn die obersten Terrassen im Canyonale unterhalb von Oberbinnwang tatsächlich einen eigenen Schotterkörper bildeten – nach ELLWANGER (1978: 137 f. und 147, 148, 149) gehören dazu nicht nur die Terrassen von Unterbinnwang und Kardorf, sondern auch der Schwemmkegel von Untermuken und die Terrasse von Volkrathshofen – dann hätte hier zwischen der Ablagerung der Moos/Graben/Oberbinnwanger Terrasse und der der im gleichen Niveau weiter talab gelegenen Terrassen eine gewaltige Ausräumung stattgefunden haben müssen. Sie wäre nicht

nur mit einer Gletscherschwankung zu erklären, – denn die hätte nur die „obere Erosionsbasis“ tiefergelegt. Für die Ausräumung im Canyonal unterhalb Oberbinnwang müßte vielmehr vom Aitrachtal her rückschreitende Erosion zur Erklärung herangezogen werden. Dafür fehlt aber nicht nur ein auslösendes Moment, sondern auch die notwendige Zeit, es fehlt schließlich auch jegliche Parallele bei vergleichbaren hochwürmzeitlichen Einschnidungsvorgängen (etwa beim sonst in vieler Hinsicht ähnlichen Lechtal zwischen Schongau und Lager Lechfeld, – vgl. dazu DIEZ 1968). Und es erhebt sich außerdem – wie schon bei der Diskussion über die Bildung der Moos/Graben/Oberbinnwanger Terrasse – die Frage, ob denn überhaupt aus einer Internposition heraus die großen Schottermassen geschüttet werden konnten, die für den Aufbau der Terrassen bis hinunter nach Volkratshofen notwendig gewesen wären.

Die Terrassenkreuzung bei Oberbinnwang muß also anders gedeutet werden. Vermutlich liegt hier nichts anderes vor als das, was bei jeder Gletscherschwankung normal ist: nämlich eine Tieferlegung der „oberen Erosionsbasis“ mit den entsprechenden Folgen. Der Gletscherrückzug führte zu einer Tieferlegung des Quellpunkts des Schmelzwasserabflusses, damit nicht nur zur Zerschneidung des Zungenbeckenrandes, sondern auch zur Bildung eines Trompetentals in den relativ steil geböschten Schottern des späten Maximalstandes. Dieses Trompetental flachte – wie alle Trompetentäler – nach außen aus und ging schließlich in einen flachen Schwemmkegel über, der dem Niederterrassen-Niveau des Maximalstands aufgesetzt ist. Das hieße aber, daß das oberste Terrassenniveau im Canyonal tatsächlich nicht – wie ELLWANGER annahm – aus zwei verschiedenen Aufschüttungskörpern zusammengesetzt ist, sondern – so wie das alle älteren Autoren gesehen haben – eine einheitliche Schüttung darstellt, der nördlich Oberbinnwang lediglich eine dünne Schicht jüngerer Schotter aufgesetzt ist.

Die nächstfolgende *Terrassenstufe 3* entspricht der *Terrasse von Betzers*, die gegen die Iller zu – wie jene von Streifen – durch einen flachen Moränenwall (687 m an der Spitze bei r 3589 740/h 5299 670) begrenzt wird. STEPP (1953: 174) hatte die Terrasse von Betzers mit der von Moos/Graben/Oberbinnwang verbunden, ELLWANGER (1978: 137 f.) mit seiner „Unteren Canyonal-Niederterrasse“. Beides ist möglich, aber wiederum wenig wahrscheinlich. Die Terrasse von Betzers liegt nämlich nicht nur verhältnismäßig tief, sondern weist auch ein recht kräftiges Längsgefälle auf (vgl. Abb. 10). Sie könnte mit der Terrasse von Moos direkt überhaupt nicht verbunden werden (denn die liegt auf ihrer ganzen Erstreckung höher als der Außenrand der Betzerer Terrasse) und mit dem Terrassensystem Moos/Graben/Oberbinnwang nur dann, wenn man a) unterhalb Betzers ein sehr stark ausflachendes Längsgefälle annähme, und b) eine weit nach Norden reichende Zwischentalwasserscheide zwischen Haupttal und Rohrachrinne, so daß es nicht

zu einem Übertritt von Gletscherschmelzwasser aus dem Iller-Bereich auf die Mooser Terrasse kommen konnte. Beide Zusatzhypothesen finden in den Geländegegebenheiten keine Stütze. Eine Verbindung zur oberen Terrasse von Au – wie sie ELLWANGER annimmt – ist eher vorstellbar. Sie würde aber ebenfalls ein recht flaches Verbindungsstück zwischen den Terrassen von Betzers und Au voraussetzen, die selbst beide ein steileres Längsgefälle aufweisen, so daß ein doppelt geknicktes Längsprofil entstünde, das einer gesonderten Erklärung bedürfte. Es ist daher wahrscheinlich, daß zur Terrasse von Betzers Terrassenstücke gehören, die – bei Graben und Oberbinnwang – unterhalb des Niveaus der obersten Auer Terrasse liegen, dazu der tiefere Teil der Mooser Rinne (vgl. Abb. 9 und 10).

Im Gegensatz zu den Terrassenstufen 2 und 3, die beide im Bereich der Zungenbeckenschwelle enden, läßt sich die nächstfolgende *Terrassenstufe 4* ein gutes Stück zungenbeckenwärts verfolgen. Sie setzt also einen erheblich weiteren Gletscherrückzug mit entsprechender Tieferschneidung des Schmelzwasserabzugskanals voraus. Ihr oberes Ende findet sie in der obersten *Terrasse von Fischers*, die wieder – wie bei Streifen und Betzers – durch einen flußwärts begrenzenden Moränenwall (680 m bei r 3591 500/h 5298 980) den Gletscherkontakt anzeigt. Das Niveau entspricht im wesentlichen ELLWANGERS (1978) Niveau 5. Es ist auf der ganzen Länge seiner Erstreckung gut dokumentiert, so unterhalb Betzers, bei der Fluhmühle, bei Au und westlich Oberbinnwang (vgl. Abb. 9 und 10). Außerdem gehört dazu ein Terrassenstück im Rohrachbogen oberhalb der Neumühle, das damit anzeigt, daß die Rohrachrinne von nun an nicht mehr über die Mooser Rinne nach Norden entwässerte, sondern dem heutigen unteren Talstück entsprechend nach Osten direkt zur Iller. Das ist sicher eine Folge der der Terrassenschüttung vorhergehenden kräftigen Eintiefung des Schmelzwasserabflusses im Haupttal. Das Längsgefälle dieses Niveaus ist wegen des tiefer und weiter beckenwärts gelegenen Quellpunkts der Schmelzwässer flacher als das der älteren Niveaus. Wohl als Folge davon macht sich auf dem Niveau 4 erstmals Mäanderbildung bemerkbar, dokumentiert durch den schönen Prallhang oberhalb der Fluhmühle. Sie scheint jedenfalls nicht klimatisch bedingt gewesen zu sein, denn der – wie (u. S. 410) noch zu begründen ist – gleichzeitige Abfluß über die Kame-Terrassen des Dietmannsrieder Beckens erfolgte noch in Form des anostomosierenden „braided river“.

Das nächsttiefere *Niveau 5* läßt sich – anders als die vorhergehenden und das nachfolgende – nicht mit den Resten eines Gletscherstands im Iller-Canyon verbinden. Es ist jedoch ebenfalls gut dokumentiert und entspricht im wesentlichen ELLWANGERS (1978) Terrassenstufe 6. Dazu gehören kleine Terrassenstücke bei Pfoson und Betzers, die obere Terrasse von Oberau unterhalb Moos und die ausge dehnte zweite Terrasse von Au, ferner die Terrassenspitzen westlich Oberbinnwang und ein Terrassenstreifen auf der gegenüberliegenden Talseite bei Loch (vgl.

Abb. 9 und 10). Das Niveau zielt auf die *Talenge von Wasserai*, wo das zugehörige Gletscherende wohl auf der Höhe des bei Flußkilometer 83 mündenden Baches gelegen haben dürfte: unmittelbar hinter Stand 4 also, aber nicht hoch genug, um die oberste Terrasse von Fischers erreichen und entsprechend zerschneiden zu können.

Die folgende *Terrassenstufe 6* ist über den kleinen Ufermoränen-Rücken 681 m (r 3592 580/h 5298 120) westlich *Ried* auf dem rechten Illerufer wieder mit einem Gletscherstand in Verbindung zu bringen. Das Niveau ist bei Wasserai und Fischers zu fassen, dann in der ausgedehnten Terrasse von Wurms, auf der unteren Terrasse von Oberau und bei Unterwaldegg (vgl. Abb. 9 und 10). Im wesentlichen entspricht es ELLWANGERS (1978) Terrassenstufe 7.

Für das nächste *Niveau 7* ist im Canyonal selbst eine Verbindung zu Resten eines Gletscherstandes wiederum nicht möglich, doch läßt es sich über eine schmale Terrassenleiste mit dem Sattel von Luiblings (682 m, r 3593 160/h 5296 720) und dadurch mit dem Wall von Winkels, dem westlichsten Ausläufer der Endmoränen der Dietmannsried-Phase verbinden. Über dem Canyonal ist das obere Ende der Terrasse – mit ELLWANGER (1978: Beilage 1), dessen Niveau 8 sie entspricht – in etwa 680 m Höhe direkt südlich *Reicholzried* zu vermuten. Talab treten Reste der Terrasse am Kapf nordwestlich Luiblings, dann in dem in die Wurmser Terrasse eingelassenen Mäanderbogen („Wurmser Rinne“), bei Sack und bei Unterwaldegg auf (vgl. Abb. 9 und 10).

Vergleicht man die ELLWANGERSCHE Terrassengliederung (1978) mit der hier dargelegten, dann ergibt sich – sieht man einmal von den unterschiedlichen Zuordnungen im unteren Canyonal ab –, daß a) im oberen Canyonal Übereinstimmung besteht hinsichtlich der Lage der Terrassenspitzen (und des zugehörigen Gletscherendes) für die Phase 2 bei Streifen/Odach, und daß b) alle (scheinbaren) weiteren Abweichungen im wesentlichen darauf beruhen, daß ELLWANGER seine Terrassenstufe 3 „nicht dokumentiert“ hat (1978: 137), so daß alle tieferen Niveaus bei ihm eine Phase jünger erscheinen. Dadurch allein gerät die Gletscherrandlage am oberen Eingang des Canyonals in seine Phase 8, während sie tatsächlich der Phase 7 zuzuweisen ist. Daß die 7. Terrassenstufe des Gletscherhauptabflusses in Wirklichkeit mit dem 7. Stand des Iller-Gletschers im Dietmannsrieder Becken („Dietmannsried-Phase“) zu korrelieren ist, bestätigt aber nun die auf ganz andere Weise gewonnenen Ergebnisse aus dem Dietmannsrieder Zweigbecken: aus der Analyse der hochglazialen glazifluvialen Ablagerungen im Iller-Canyon ergibt sich genau die gleiche Zahl der Gletscherstände wie bei den glazialen Ablagerungen des Dietmannsrieder Beckens. Damit ist zugleich bewiesen, daß auch für die jüngeren Internstände (5–7) – für die das im Dietmannsrieder Zweigbecken nicht nachweisbar war – glaziale Komplexe sensu PENCK (1901) vorliegen. Für die Rekonstruktion der Gletscherstände im gesamten Blattgebiet ist das ein entscheidender Schritt.

Die auf die Terrassenstufe 7 folgenden Niveaus sind sämtlich fast reine Erosionsstufen mit nur geringmächtiger Schotterauflage. Sie sind besonders in den Terrassentreppen von Fischers, Au und Sack gut dokumentiert.

Für die älteste von ihnen – das Niveau 8 – ist mit ELLWANGER (1978) anzunehmen, daß sie einer Seephase des Kemptener Stammbeckens entspricht, aus der vermutlich die Seebecken-Schluffe von

Krugzell und Lauben (auf Blatt Kempten) stammen. Dieser „Kemptener Gletscherstausee“ hat aber nie die Ausdehnung gehabt, die KELLENBERGER (1924: 209 ff.) und SIMON (1926: Tafel 2) ihm zugeschrieben haben. Die dafür notwendige Spiegelhöhe von 700 m konnte er schon deswegen nicht erreichen, weil der Seeausfluß nach dem Rückzug des Gletschers vom Dietmannsried-Stand kaum höher als 680 m gelegen haben kann (vgl. dazu HABBE 1985 b).

Wieweit die tieferen Terrassenstufen noch späthochglaziale oder bereits spätglaziale oder schließlich postglaziale Bildungen sind, läßt sich nur abschätzen. Die tiefsten Niveaus (13–15) sind bereits Auenstufen und damit sicher postglazial, möglicherweise ist das besonders gut dokumentierte Niveau 10 die letzte spätglaziale Terrassenstufe.

Die Seitentäler der Iller haben der raschen Einschneidung des Hauptflusses nur unvollkommen folgen können. Ihr Längsprofil ist entsprechend unausgeglichen: einem flachen Oberlauf mit (meist) muldenförmigen Querprofil folgt – regelmäßig, aber abweichend vom Normalfall – ein steiler Unterlauf mit ausgeprägtem, oft schluchtartigem Kerbtal-Charakter.

Von diesem Normaltyp weicht nur das Tal des Auer Bächleins ab, das von den hohen Molasshängen nördlich Brandholz gegen die Terrassen von Au herunterzieht (Mündung bei r 3589 050/h 5302 520). Es hat im oberen – noch in der Molasse gelegenen – Teil Kerbtal-Charakter, scheint auf die oberste Auer Terrasse auszulaufen, setzt sich dann aber in einem weiteren Talabschnitt fort, der ein breit-kastenförmiges Querprofil und ein auffallend steiles Längsprofil aufweist, und endet schließlich in einem großen flachen Schwemmkegel auf der nächsttieferen Terrasse (vgl. Abb. 11), ist also nicht bis auf das heutige Flußniveau eingeschnitten. Das Auer Bächlein ist entsprechend nur bis auf die oberste Terrasse ein natürlicher Flußlauf. Weiter abwärts es als künstliches Gerinne weitergeführt, ursprünglich bis zu den Höfen am Außenrand der zweiten Terrasse. Heute wird dieser künstliche Wasserlauf freilich nicht mehr unterhalten, das Wasser versickert bereits im oberen Teil des Schwemmkegels.

Diese morphologisch-hydrographischen Verhältnisse spiegeln eine bemerkenswerte Talentwicklung wider. Sie ist offensichtlich nur bis zur Bildung der zweiten Terrassenstufe fortgeschritten, dann aber abrupt abgebrochen worden, denn der Außenrand der Terrasse ist vollkommen glatt, zeigt also nicht auch nur den kleinsten Ansatz einer Talfortbildung. Auffällig ist ferner der breit-kastenförmige, aber steile Talabschnitt im Bereich der oberen Terrasse, der überhaupt nicht zu dem oberen Talabschnitt passen mag, der bei gleichem Längsgefälle einen ausgeprägten Kerbtal-Querschnitt zeigt. Eine Erklärung ist nur möglich, wenn man die klimatischen Gegebenheiten der Bildungszeit – also des Würm-Hochglazials – einbezieht.

Während des Würm-Maximums und während der älteren Internstände waren nämlich auch die gerade abgelagerten Sedimente der Würm-Eiszeit selbst von Dauerfrostbodenbildung („Permafrost“)

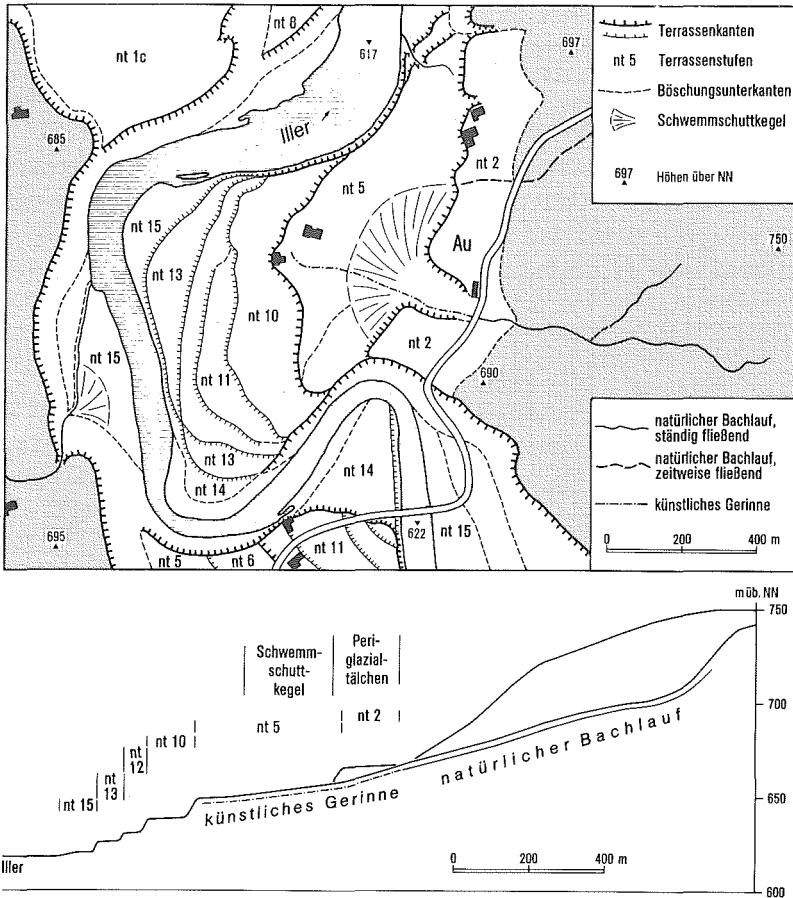


Abb. 11. Die Terrassen von Au. – Geomorphologische Übersichtsskizze und Längsprofil längs des Auer Bächleins.

betroffen, d. h. daß der tiefere Untergrund dauernd gefror und nur die oberflächennahen Bereiche jeweils im Sommer auftauten. Das läßt sich an Solifluktionsformen zeigen, die sich als Folge von Wasserübersättigung im Auftauboden in würmzeitlichen Ablagerungen gebildet haben. Im Blattgebiet gehören dazu die Muldentälchen, die von der Hauptniederterrasse gegen das Ziegelberger Trompetental ziehen, von denen das am besten ausgeprägte, schon von RATHJENS (1952: 142) erwähnte gleich hinter dem Bahnhof Grönenbach ansetzt (Mündung bei r 3593 980/h 5305 960). Ähnliche Formen sind auch in den Kame-Terrassen des Dietmannsrieder Zweigbeckens ausgebildet, so westlich Naiers (Mündung bei r 3596 260/h 5301 620), östlich Gemeinderied (Mündung bei r 3598 320/h 5299 320), besonders ausgedehnt zwischen Schratzenbach und Käasers (Mündung bei 3596 100/h 5300 700). Sie vermitteln jeweils zwischen zwei übereinanderliegenden Kame-Terrassen, weisen aber weder bergwärts noch talwärts eine Fortsetzung auf. Auch das merkwürdig verstellte, im Querprofil kastenförmige, in einen großen Schwemmkegel auslaufende untere Ende der zur Eichholz-Phase gehörigen Randrinne südöstlich Schoren (Mündung bei r 3594 240/h 5301 900) gehört in diesen Zusammenhang. Allen diesen Talformen ist

gemeinsam, daß sie heute trockenliegen und daß sie alle ein steiles Längsprofil aufweisen, das zu ihrem mulden- oder kastenförmigen Querprofil in Widerspruch steht. Wären sie durch fließendes Wasser geformt worden, müßten sie ein Kerbtal-Profil aufweisen. Sie sind daher mit Sicherheit nicht fluvialer Entstehung, sondern durch linienhaft bewegten Auftauschutt („Schuttströme“) geformt worden. Auffallend ist, daß das Phänomen nicht – wie bei normaler periglazialer Solifluktion – flächenhaft auftritt, offenbar waren die Bedingungen für solifluidale Verlagerung in allen genannten Fällen nur deswegen gegeben, weil über das im Auftauboden vorhandene Schmelzwasser hinaus vom höheren Hang her zu-sickerndes Zuschußwasser zur Verfügung stand.

Genau dieser Fall ist auch bei Au gegeben: die breite kastenförmige Bresche in der obersten Auer Terrasse ist aus der Übersättigung des Terrassenkörpers mit dem vom Auer Bächlein auch unter Kaltzeitbedingungen gelieferten Zuschußwasser und entsprechender Mobilisierung der Terrassenschotter an der Zutrittsstelle zu erklären. Das hochmobile Schutt-Wasser-Gemisch hat sich als Schuttstrom auf die zweite Terrasse von Au ergossen und sich hier als Schwemmschuttkegel ausgebreitet.

Die bei Au vorliegende Formenkombination erlaubt aber nun nicht nur eine Aussage über den Formungsvorgang, sondern auch über dessen (relative) Zeitstellung, da die betroffenen Terrassen als Glieder von glazialen Komplexen mit den Ständen des Iller-Gletschers korrelierbar sind. Die obere Terrasse von Au gehört dem Niveau 2 (das entspräche der Hörensberg-Phase), die zweite dem Niveau 5 (das wäre der Vockenthal-Stand) an. Die morphologische Situation beweist zunächst, daß die Dauergefrorenis des Untergrunds noch bis zur Bildung der Terrasse 5 oberflächenwirksam gewesen ist. Sie erlaubt aber noch weitergehende Schlüsse. Das Terrassenniveau 5 ist nämlich bei der weiteren Eintiefung des Gletscherschmelzwasserkanals kräftig unterschritten worden und das während des gesamten Späthochglazials: die hier nächstfolgende Terrassenstufe (10) gehört bereits ins Spätglazial. Daher hätte sich, wenn nach der Bildung der Terrasse 5 und der Ablagerung des Schwemmschuttkegels auch weiterhin ein hochgelegener Dauerfrostbodenspiegel die Oberflächenformung beeinflusst hätte, die gleich solifluidale Breschenbildung wie in der Terrasse 2 auch am Außenrand der Terrasse 5 zeigen müssen. Davon fehlt aber jede Spur. Das berechtigt zu dem Schluß, daß mit der beginnenden Zerschneidung der Terrasse 5 – und das heißt: mit dem Rückzug des Gletschers vom Vockenthal-Stand – der Dauerfrostbodenspiegel so tief absank, daß er an der Oberfläche nicht mehr wirksam werden konnte. Von nun an konnte das über das Auer Bächlein zugeführte Wasser in den – hier etwa 6 m mächtigen – Schottern der Terrasse 5 versickern – so wie es das heute (wieder) tut – und wurde damit morphologisch unwirksam.

Das Absinken des Dauerfrostbodenspiegels unter oberflächenwirksames Niveau mit dem Rückzug vom Vockenthal-Stand des Iller-Gletschers ist – in anderem Zusammenhang – auch noch an einer weiteren Stelle im Iller-Canyon nachweisbar: an der Ausmündung der Legauer Rinnen bei Lautrach. Hier setzt nämlich nach ELLWANGER (1978) mit dessen Terrassenstufe 7 erneut Terrassenbildung ein,

nachdem sie während der älteren Internstände vollkommen geruht hatte. ELLWANGERS Terrassenstufe 7 entspricht unserem Niveau 6. Es ist sicher kein Zufall, daß es sich dabei um jenes Niveau handelt, bei dem Dauerfrostboden im Untergrund zum ersten Mal nicht mehr oberflächenwirksam war. Ein Absinken des Permafrostspiegels ist nämlich stets mit der Bildung eines Grundwasserkörpers verbunden. Während der Phase 6 konnte daher in den mächtigen Schottern der Legauer Rinnen im Lautrach/Hofer Aichtal zum ersten Mal wieder Grundwasser fließen. Es muß am inzwischen kräftig unterschrittenen Ausstrich des Niveaus 1 a bei Lautrach zu Quellaustritten, damit zu rasch rückschreitender – nunmehr rein fluvialer – Erosion geführt und so schließlich die erneute Terrassenbildung hervorgerufen haben.

Das Absinken des Permafrostspiegels unter oberflächenwirksames Niveau läßt sich aber nun nicht nur im Iller-Canyon nachweisen. Es läßt sich auch für das Dietmannsrieder Becken zumindest insoweit belegen, als die hier beobachteten permafrostbedingten Solifluidalformen sämtlich nur bis hin zum Vockenthal-Stand faßbar sind, innerhalb dieses Standes fehlen sie. Auch die Verhältnisse im (überwiegend) glazial geformten Dietmannsrieder Becken legen also den Schluß nahe, daß der Rückzug des Gletschers vom Vockenthal-Stand mit einer positiven Klimaschwankung verbunden war, die den Permafrostspiegel generell unter oberflächenwirksames Niveau absinken (und später ganz verschwinden) ließ.

Dazu kommt noch eine weitere Beobachtung. Der Gletscher der auf die Vockenthal-Phase folgenden Luiblings-Phase ist der erste gewesen, bei dessen Vorstoß es zur Bildung von Drumlins kam (vgl. dazu o. S. 393 f.). Da er nach den vorliegenden Beobachtungen zugleich der erste war, der keinen oberflächennahen Permafrost mehr antraf, liegt es nahe, hier einen Zusammenhang anzunehmen: die Drumlin-Bildung also auf das Absinken des Permafrostspiegels und die damit erstmals zur Verfügung stehende große Menge verformbaren Materials zurückzuführen. Das Auftreten von Drumlins wäre danach – und zwar nicht nur hier, sondern in allen Jungmoränengebieten Süddeutschlands – ein Anzeichen für das Absinken des Dauerfrostbodenspiegels und damit ein leicht handhabbares Kriterium für die morphostratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns überhaupt (vgl. dazu HABBE 1985 a und u. S. 430 f.).

3.2.5 Die Internstände des Altusrieder Beckens

Das Altusrieder Zweigbecken des Iller-Gletschers am Südrand des Blattgebiets zeigt ein völlig anderes morphologisches Bild als Dietmannsrieder und Canyonalt-Becken. Mit seiner schmalen, langgestreckten Form und seinen steilen Flanken erinnert es an die klassischen Zweigbecken im Inn-Chiemsee- (vgl. dazu TROLL 1924) und Rhein-Gletschergebiet (PENCK & BRÜCKNER 1901/09, SCHAEFER 1940, SCHREINER 1974, 1978), präsentiert sich also deutlicher als die beiden Nachbarzweigbecken als glaziale Erosionsform. Dazu trägt sehr wesentlich bei, daß ihm mächtigere Sedimentfüllungen fehlen. Offenbar haben hier also bei prinzipiell gleicher Disposition die gegenläufigen Vorgänge der glazialen (und glazifluvialen) Erosion und Akkumulation ein von den Verhältnissen in den benachbarten Zweigbecken abweichendes Gewicht gehabt. Der Hauptgrund dafür war, daß das

Altusrieder Becken bis an die Beckenschwelle bei Binzen ein Gefälle *gegen* die Stoßrichtung des Gletschers aufweist.

Darin macht sich seine Vorgeschichte bemerkbar: wie die genannten klassischen Parallelfälle ist es durch glazialerosive Überprägung eines gegen das Kemptener Stammbecken des Gletschers gerichteten („zentripetalen“), ursprünglich – während der den pleistozänen Eiszeiten zwischengeschalteten Interglaziale – rein fluvial geformten Bachtälchens entstanden. Wegen dieses Gegengefälles hat der vorstoßende würmzeitliche Gletscher im Altusrieder Becken und dessen Vorland den Vorgang der glazifluvialen Erosion und Akkumulation zunächst nicht in Gang setzen können. Er endete vielmehr lange Zeit in einem – zwischen Gletscherstirn und Beckenschwelle gestauten – proglazialen See, der für den vom Gletscher herantransportierten Schutt eine Sedimentfalle bildete und das freigesetzte Schmelzwasser – mangels Erosionswaffen – nahezu wirkungslos gegen die Rohrach- (und die Bettricher) Rinne abströmen ließ. Das gleiche Phänomen ergab sich während des Rückschmelzens nach dem Würm-Hochstand. Nur kurz vor, während und kurz nach dem Maximalstand kam es zu freiem Abfluß von Gletscherschmelzwässern samt Schotterlast und damit zur Aufschotterung hochgelegener Terrassen, die ihre Fortsetzung in der Bettricher Rinne und den Terrassen des Iller-Canyons finden. Nur für diese verhältnismäßig kurze Phase ist also mit glazialen Komplexen *sensu* PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 15 f.) zu rechnen. Aus der Zeit des Gletschervorstoßes sind entsprechend kaum datierbare Reste erhalten, aus der Zeit des Rückschmelzens nur Fragmente vorwiegend glazialen Ursprungs.

Die Internstände des Gletschers sind daher im Altusrieder Becken nur an relativ wenigen Stellen faßbar und nicht immer leicht zu erkennen. Sie sind deswegen auch erst spät näher beschrieben worden (GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953, STEPP 1953, GERMAN 1959) und das mit unterschiedlichen Ergebnissen (vgl. dazu Abb. 4). Das Verdienst, sie erstmals in den Details aufgenommen zu haben, gebührt wiederum ELLWANGER (1980).

Geht man den spärlichen Spuren des Würm-Hochglazials nach, dann zeigt sich, daß einer relativ ruhigen Entwicklung während der Internlagen des Gletschers eine rasche Veränderung des Reliefs an der Zungenbeckenschwelle während des Hochstands vorausgegangen ist. Denn während des frühen Maximalstands lag die Gletscherstirn noch hoch über dem heutigen Beckenausgang bei Binzen im Gipfelniveau des Roßbergs (752 m, r 3589 000/h 5297 320). Das läßt sich an den äußersten Spitzen der Diesenbacher Endmoräne im Norden (östlich Buch: 757 m, r 3588 860/h 5297 760) und der Winneberger Endmoräne im Süden (ostwärts Ösch: 760 m, r 3588 900/h 5296 830) zeigen, die beide der Schwenden-Staffel des Maximalstands (1 a) zuzurechnen sind. Bewiesen wird es durch die Terrasse von Ösch (750 m), an die die Winneberger Endmoräne angeschoben ist, und die den äußersten südlichen Ausläufer der Bettricher Rinne darstellt. Auch während der Niederholz-Staffel (1 c) des Maximalstands hat die Gletscherstirn noch in vergleichbarer Höhe gelegen. Eine Endmoränenspitze dieses Standes läßt sich auf der Nordseite des Beckens oberhalb Knaus (760 m, r 3589 280/h 5297 900) fassen. Auf der Südseite fehlt dagegen eine entsprechende morphologische Marke, – hier sieht man sich der steilgeböschten Nordflanke der Winneberger Moräne gegenüber. Es fehlen auch – zumindest in unmittelbarer Nähe – entsprechende glazifluviale Bildungen, erst die unteren Terrassen von Kochs (vgl. dazu Abb. 9 und 10) gehören in diesen Zusammenhang. Ufermoränen und Schotterablagerungen sind auf der Becken-

südseite – sofern sie überhaupt existiert haben – offensichtlich erosiv beseitigt worden.

Daß hier während und nach dem Niederholz-Stand tatsächlich außergewöhnlich kräftig erodiert wurde, bestätigt die Lage der Reste des nächstfolgenden Gletscherstands. Es handelt sich um eine kleine, mit zwei Höfen besetzte Terrasse südlich Binzen (715 m, r 3588 720/h 5297 220 an der Ostspitze), die volle 35 m tiefer liegt als die Terrasse von Ösch. Ihr entspricht der zuerst von GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 35) beschriebene Ufermoränenrest (722 m, r 3589 000/h 5297 600 an der Südwestspitze) „beim Hofe Schliet“ (so die Bezeichnung auf Blatt 774 Dietmannsried des Positionsatlas, sie entspricht der Bezeichnung „Gschliet“ auf Blatt Grönenbach der Topographischen Karte) auf der Nordseite des Beckens, auf der Südseite die kleine Ufermoräne von Oberhub (auf Blatt Kempten).

Wie die Ufermoräne von Schliet/Gschliet mit den Typlokalitäten im Canyon- und Dietmannsrieder Becken zu korrelieren ist, darüber gibt es verschiedene Ansichten (vgl. dazu Abb. 4, sowie GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953: 35, STEPP 1935: 174, GERMAN 1959: 19 f., ELLWANGER 1980: 116 und Beilage 1). Rekonstruiert man jedoch die Gletscheroberflächen der Internstände (vgl. dazu u. S. 420 ff., sowie Abb. 6), dann zeigt sich, daß der Gletscherstand von Binzen – wie schon von GERMAN (1959: 20) vermutet – mit dem Hörensberg-Stand des Gletschers zu verbinden ist (vgl. dazu Abb. 5). Er entspricht also tatsächlich dem ersten Gletschervorstoß nach dem Maximalstand und nicht etwa einem jüngeren Internstand, wie man nach dem Höhenunterschied zwischen Öscher und Binzener Terrasse zunächst vermuten könnte.

Dieser Höhenunterschied überrascht deswegen, weil die entsprechende Höhendifferenz an der Typlokalität bei Hörensberg und bei Odach am oberen Rand des Canyon-Beckens nur je etwa 15 m beträgt. Aber die Terrassenflächen der Hörensberg-Phase an den genannten Lokalitäten decken eine mächtige (bei Streifen/Odach etwa 20 m, vgl. dazu o. S. 406 f.) Vorstoßschotterserie ab, die ihrerseits eine vorhergehende Erosionsphase belegt. Tatsächlich hat der Rückzug des Gletschers vom Maximalstand also auch dort zu kräftiger Einschneidung geführt. Bei Binzen ist demnach weniger die Erosionsphase zwischen den Gletscherständen 1c und 2 als solche zu erklären – die hat es an den Stirnen der beiden anderen Loben auch gegeben –, als vielmehr ihre besondere Ausprägung – die Ausbildung von *zwei* tiefen Einschneidungen, die zur Entstehung des Roßberges führten – und das Fehlen der Zuschotterung während des nachfolgenden Vorstoßes zum Hörensberg-Stand des Gletschers.

Die Zerschneidung der Beckenschwelle bei Binzen muß im Zusammenhang mit der Entwicklung der Rohrach-Rinne gesehen werden. Es ist (o. S. 404 f.) bereits darauf hingewiesen worden, daß mit dem Wechsel des Schmelzwasserabflus-

ses in das Canyonal während des Maximalstands in der Rohrach-Rinne eine beträchtliche Erosion in Gang gekommen sein muß, und daß außerdem in dieser Zeit der Abfluß aus der (oberen) Weitenauer Rinne bereits zur Rohrach-Rinne ausgeleitet war. Das muß dazu geführt haben, daß die in der Rohrach-Rinne aufwärts tastende Erosion nicht nur gegen den Quellpunkt der Schmelzwässer am oberen Rand des Altusrieder Beckens zielte, sondern auch – an diesem vorbei – in das heutige obere Rohrach-(„Ottentaler Bach-“)Tal hinein. Dadurch wurde unmittelbar vor der Stirn des im Altusrieder Becken liegenden Gletschers und unabhängig von der Erosionswirkung von dessen eigenen Schmelzwässern eine lokale Erosionsbasis geschaffen, auf die sich der Schmelzwasserzstrom aus dem Altusrieder Becken einzustellen hatte.

Damit ist das Ausmaß der Einschneidung in die Beckenschwelle bei Binzen erklärlich. Nicht erklärt ist dagegen, weshalb hier beiderseits des Roßberges *zwei* je etwa 40 m tiefe Scharten entstehen konnten. Sie müssen durch zwei getrennte, aber kaum 500 m voneinander entfernte Gletschertore an der Stirn des Altusrieder Lobus zustande gekommen sein. Diese Situation wäre unverständlich, wenn an der Basis des Gletschers ein normales Gefälle talauswärts vorhanden gewesen wäre: dann hätten sich die Schmelzwässer in der Tiefenlinie der Gletscherbasis gesammelt und zu nur einem Gletschertor geführt. Aber das Altusrieder Becken hatte eben durchgängig ein Gefälle *gegen* die Gletscherfließrichtung, das Schmelzwasser an der Basis des Gletschers floß – unter hydrostatischem Druck – gegen das Tal-längsgefälle. Das führte zu einem vom Normalen abweichenden Austritt des auströmenden Wassers. Während der Quellpunkt sonst meist in der Stirnmitte der Gletscherzunge liegt, trat das unter Druck stehende Schmelzwasser hier auch an deren Flanken an die Oberfläche und zwar dort, wo erstmals freier Abfluß talab möglich war. Die Wölbung der Zunge verhinderte ein Zusammentreten der beiden Flankengerinne, drängte sie vielmehr gegen die Talflanken, so daß sie sich hier rasch in die anstehende Molasse einschneiden. Damit waren sie zunächst fixiert. Unter normalen Bedingungen hätte sich beim weiteren Einschneiden gleichwohl einer der beiden Schmelzwasserabzugswege durchsetzen und die gesamte Entwässerung (und damit auch die Tieferschneidung) an sich ziehen müssen und zwar derjenige, der den kürzeren (und damit gefällsreicheren) Weg zum Vorfluter bot. Das wäre hier der nördliche Ast gewesen. Aber normale Bedingungen lagen eben an der Stirn des Altusrieder Lobus während des späten Maximalstands nicht mehr vor. Weil die Rohrach-Rinne durch den Schmelzwasserzstrom aus der oberen Weitenauer Rinne rasch tiefer gelegt wurde, lag die Erosionsbasis auf der ganzen Breite der Gletscherstirn etwa auf der gleichen Höhe, so daß der südliche Ast der randglazialen Entwässerung gegenüber dem nördlichen konkurrenzfähig blieb und sich in der letzten Phase der Entwicklung – ablesbar an der etwas tieferen (708 gegenüber 712 m) Einschneidung – allein durchsetzte. Daß das der Fall war, ist

wohl auf Expositionsunterschiede zurückzuführen: da der Südteil des Altusrieder Lobus stärker beschattet war als der Nordteil, ist das Eis hier vermutlich langsamer zurückgeschmolzen, der Vorgang der randglazialen Entwässerung entsprechend länger wirksam geblieben.

Der ganze Einschneidungsvorgang hat sich im wesentlichen noch während des Niederschmelzens der Gletscherstirn hinter der Niederholz-Staffel (1c) des Maximalstands abgespielt. Denn der folgende weitere Gletscherrückzug in das Altusrieder Zweigbecken muß alsbald die (o. S. 415) bereits kurz beschriebene ruhige Reliefentwicklung ausgelöst haben, die für die Internlagen des Altusrieder Lobus typisch war: weil das Altusrieder Becken ein Gegengefälle aufweist, bildete sich zwischen Gletscherstirn und Beckenschwelle ein proglazialer See, das abfließende Schmelzwasser konnte entsprechend nur noch unwesentliche Erosionsarbeit leisten.

Wenn aber die Zerschneidung der Binzener Schwelle in der beschriebenen Weise in so relativ kurzer Zeit vor sich gehen konnte, liegt die Frage nahe, ob nicht die im Altusrieder Becken während des gesamten Hochglazials – wegen des Gegengefälles – permanent unter hydrostatischem Druck fließenden subglazialen Schmelzwässer an der Ausgestaltung des Beckens selbst einen erheblichen Anteil gehabt haben. Die Frage läßt sich vorerst nur hypothetisch beantworten. Immerhin ist bekannt, daß

- die fluviale Vorform sich wohl – wie sich aus der Verbreitung von Riß- und Mindel-Altmoränen ablesen läßt – erstmals im („großen“) Mindel-Riß-Interglazial bildete,
- jedenfalls aber in der Riß-Eiszeit vom Illergletscher als Anmarschweg für seinen Vorstoß in das „quartäre Neuland“ beiderseits der Legauer Rinnen (vgl. dazu SCHAEFER in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 104 und 1973: 192) benutzt wurde,
- dies aber – so ebenfalls SCHAEFER (1981: 278 f.) – auf einem höheren Niveau (sonst wäre der rißzeitliche Gletschervorstoß nicht so außergewöhnlich weit gegangen),

und zumindest wahrscheinlich, daß auch der Vorstoß zum Würm-Hochstand noch auf einem gegenüber heute sehr viel höher gelegenen Niveau erfolgte (sonst wäre der freie Abfluß auf dem Niveau der Öscher Terrasse kaum möglich gewesen). Daraus ergibt sich, daß – wie immer man riß- und würmzeitliche Eintiefungsbeträge einschätzt – das Altusrieder Becken seine charakteristische Form während des Hochstandes von nur zwei Eiszeiten erhielt. Da sie in viel stärkerem Maße als die der benachbarten Zweigbecken als typische Zungenbeckenform anzusprechen ist, liegt der Schluß nahe, daß dies auf die besonderen Bildungsbedingungen zurückzuführen ist, denen das Altusrieder Becken unterlag, die bei den anderen Becken aber nicht: eben die der Erosion durch subglazial unter hydrostatischem Druck fließendes Schmelzwasser.

Die morphologische Ruhephase nach dem Rückzug vom Maximalstand hielt auch noch an, als der Gletscher zum ersten Internstand wieder vorzurücken begann: seine Schmelzwässer konnten weder erodieren noch vor der Gletscherstirn eine Schotterterrasse aufbauen. Erst als der Gletscher die Beckenschwelle wieder erreichte, ergab sich eine neue Situation: nun war wiederum freier Abfluß möglich, es konnten sich die kleine Terrasse von Binzen und talab weitere Terrassen bilden, die sich bis auf die Auer Terrasse verfolgen lassen (vgl. dazu o. S. 407 und Abb. 9 und 10).

Doch dauerte diese Aktivperiode während des Hochstands der Hörensberg-Phase nur kurze Zeit. Danach zog sich der Gletscher endgültig in das Altusrieder Becken zurück und erreichte die Beckenschwelle auch bei erneuten Vorstößen nie wieder. Schon die Ablagerungen des Eichholz-Standes zeigen das deutlich. Es handelt sich um einen bei den Höfen Figlers an den Osthang des Roßberges angelehnten, wenig ausgeprägten Ufermoränenrest (708 m, r 3589 300/h 5297 200 an der Ostspitze) und einige ähnlich hohe, von Toteislöchern durchsetzte und – wie schon GERMAN (1959: 20) beobachtete – mit Stauseeschüttungen verzahnte isolierte Moränenkuppen. Sie entsprechen im wesentlichen der 1. Rückzugsrandlage STEPPS (1953: 175). Die ganze Formengruppe liegt – wie ebenfalls schon GERMAN feststellte – zu tief, um mit dem Gletscherstand von Gschlif/Binzen in Verbindung gebracht werden zu können. Vor allem die Stauseeablagerungen zeigen, daß der Gletscher dieser Phase – das ist gegen ELLWANGER (1980: Beilage 1), der die Gletscherstirn höher ansetzt, festzuhalten – bereits in einem proglazialen See endete. Damit waren aber auch seine Schmelzwässer nicht mehr in der Lage, in der Rohrach-Rinne erodieren oder gar akkumulieren zu können. Die weitere Entwicklung der Rohrach-Rinne wurde vielmehr einerseits von dem wohl auch in dieser Phase weiterlaufenden Schmelzwasserabfluß aus dem Einzugsbereich der (ehemaligen) Weitenauer Rinne um Wiggensbach, andererseits von der rückschreitenden Erosion aus dem sich allmählich immer tiefer einschneidenden Iller-Canyon her gesteuert. Glazifluviale Ablagerungen und entsprechende Terrassen sind daher im Rohrachtal oberhalb der (bis Staubers reichenden) Schluchtstrecke aus der Zeit nach der Hörensberg-Phase des Gletschers nicht mehr vorhanden. Das bedeutet aber, daß der Nachweis von Gletscherständen im Altusrieder Becken für alle jüngeren Phasen nicht mehr über glaziale Komplexe erfolgen kann, sondern nur noch über isolierte Reste glazialer Ablagerungen.

Es handelt sich dabei um einzelne Moränenfragmente im Beckentiefsten und an den Unterhängen, die westlich Altusried enger zusammenrücken und von STEPP (1953: 175) als 2. Rückzugsrandlage beschrieben worden sind. Es läßt sich jedoch zeigen, daß hier tatsächlich Ablagerungen von *zwei* Gletscherständen vorliegen. Der äußere Stand ist durch eine ausgeprägte Ufermoräne westlich Weihalden (725 m, r 3590 080/h 5296 580) bezeichnet. Sie setzt sich – wie schon STEPP beobachtete – nach Südosten in Richtung auf Geisemers (auf Blatt Kempten) fort, und ihr entspricht – wie ebenfalls schon STEPP vermutete – auf der Beckennordseite eine Gletscherobergrenze, die aus dem Beckentiefsten gegen den Nudelberg (747 m, r 3591 480/h 5297 180) zieht. Diesen äußeren Stand kann man aber nicht mit den „flachen Buckeln am Unterhub- und Widumbach“ – so STEPP (1953: 175) – verbinden, denn die liegen dafür zu tief (maximal 708 m) und zu weit beckeneinwärts. Morphologisch einleuchtender ist es, die Ufermoräne westlich Weihalden mit dem genau gleich hoch gelegenen (726 m, r 3590 400/h 5297 380) Moränenrück-

ken ostwärts des Altusrieder Krankenhauses in Verbindung zu bringen und die zugehörige Gletscherstirn östlich Figlers zu suchen, wo sie durch eine isolierte Moränenkuppe (710 m, r 3589 580/h 5297 100) markiert wird (ganz ähnlich ELLWANGER 1980: Beilage 1 für seinen Stand 4). Das – wegen seiner Lage parallel zum Beckenrand und seines Längsgefälles beckeneinwärts – merkwürdige, in die anstehende Molasse eingetiefte Tälchen nördlich vor dem Krankenhaus-Rücken ist entsprechend – wie die Einschaltungen beiderseits des Roßbergs – als Flankengerinne zu deuten, das durch Erosion von unter hydrostatischen Druck austretendem und daher gegen das Tallängsgefälle fließendem Schmelzwasser entstanden ist. Dieser – morphologisch recht gut faßbare – äußere Gletscherstand entspricht – wie (u. S. 425 f.) noch näher zu begründen sein wird – der Käasers-Phase.

Die Altusried nähergelegenen flachen Buckel im Beckentiefsten, die STEPP (1953: 175) dem gleichen Stand zurechnete, hat schon ELLWANGER (1980: Beilage 1) einem interneren Gletscherstand (seiner Phase 5) zugewiesen, tatsächlich gehören sie zum Vockenthal-Stand des Gletschers (vgl. dazu u. S. 426 f.). Sie liegen beiderseits einer Beckenverengung, die ehemals durch einen künstlichen Damm gesperrt war, dessen Reste (Spitze des Südastes bei 695 m, r 3590 200/h 5296 940) im Gelände heute mehr auffallen als die Moränenkuppen selbst. Die an den Nordhang angelehnten Ufermoränenfragmente lassen zwei dicht hintereinander gestaffelte Gletscherstände erkennen (äußerer Stand bei 701 m, r 3590 340/h 5297 030 und 705 m, r 3590 480/h 5296 970, innerer Stand bei 701 m, r 3596 640/h 5296 850). Diese Doppelung entspricht dem doppelten Moränenzug des Vockenthal-Standes an der Typlokalität im Dietmannsrieder Becken. Die zugehörige Gletscherobergrenze muß deutlich tiefer gelegen haben als die des äußeren Standes, sie kann die Höhe des – Altusrieder und Canyonalt-Becken trennenden – „Altusrieder Sporns“ erst ostwärts des Nudelbergs erreicht haben. Dort entspricht ihr die flache Moränenkuppe des Bildschachen (734 m, r 3592 060/h 5296 580).

Beckenwärts der Moränenkuppen westlich Altusried fehlen weitere glaziale Ablagerungen, das innere Becken ist ganz durch glazilimnische Ablagerungen ohne Eigenform geprägt. Der Iller-Gletscher hat also während späterer Internphasen stets in einem proglazialen See geendet, ohne weitere Spuren zu hinterlassen. Die Außengrenzen dieser Vorstöße müssen daher aus dem Gesamtzusammenhang rekonstruiert werden (vgl. dazu u. S. 427 ff.).

3.2.6 Die Internstände auf den Geländespornen zwischen den Zweigbecken

Den bisher gewonnenen Erkenntnissen über die Gliederung des Würm-Hochglazials im Dietmannsrieder, im Canyonalt- und im Altusrieder Zweigbecken des Iller-Gletschers lagen jeweils unterschiedliche Methoden zugrunde. Auch wenn sie zu vergleichbaren Ergebnissen geführt haben und sich dadurch gegensei-

tig stützen, so können sie als gültig doch nur dann betrachtet werden, wenn die in den drei Zweigbecken bestimmten Gletscheraußengrenzen sich über die dazwischenliegenden Zwickel höhergelegenen Geländes hinweg morphologisch einwandfrei miteinander verbinden lassen. Entsprechende Versuche sind in der Vergangenheit auch immer wieder gemacht worden (EBERL 1930, GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953, SCHAEFER in GRAUL & SCHAEFER 1953, STEPP 1953, GERMAN 1959, ELLWANGER 1980), freilich mit ganz unterschiedlichen Ergebnissen (vgl. dazu Abb. 4). Der Grund für diese Abweichungen liegt darin, daß die Ablagerungen der einzelnen Gletscherstände in den Hochgebieten zwischen den Zweigbecken noch wesentlich fragmentarischer, geringmächtiger und deshalb schwerer erkennbar sind als in den Becken, wo die Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen naturgemäß günstiger waren. Ein erneuter Versuch, die Zusammenhänge klarzulegen, hatte daher auch kleinste Gelände hinweise zu registrieren, er mußte aber auch das Für und Wider bisheriger Rekonstruktionsversuche abzuwägen suchen. Er hatte sich insbesondere mit der bisher letzten und gründlichsten Aufnahme des Gebiets – der ELLWANGERS (1980) – auseinanderzusetzen, die – vor dem gleichen Problem stehend – zu teilweise völlig deckungsgleichen, teilweise aber auch zu abweichenden Resultaten kam.

Die einzelnen Gletscherstände waren dabei in ihrer zeitlichen (und räumlichen) Aufeinanderfolge zu analysieren, weil die Lage der je älteren Stände naturgemäß auch die der jeweils nachfolgenden beeinflusste. Für alle Internstände war auszugehen von den bereits bestimmten Außenrändern des Gletschers am Ost- rand des Dietmannsrieder Zweigbeckens und den ebenfalls bekannten Endpunkten der Gletschervorstöße im Canyon- und im Altusrieder Becken. Vorausgesetzt wurde – wie bei der Rekonstruktion des Maximalstands –, daß die Gletscher- oberflächen einigermaßen stetig fallende Längsprofile aufwiesen.

Die Ausgangssituation ist gekennzeichnet durch die Lage des Gletscheraußenrands am Ende des Maximalstands, also der Niederholz-Staffel (1 c) an der Typlokalität. Damals lag der Gletscher – darüber besteht Einigkeit mit ELLWANGER (1980: 116 und Beilage 1) – am Innenrand der Ziegelberger Endmoränen, am Zungenbecken-Außensaum des Canyon-Beckens westlich oberhalb Wurms und am Außenrand des Altusrieder Beckens im Gipfelniveau des Roßberges hoch über Binzen (vgl. dazu und zum folgenden Abb. 5, 6 und 8). Auch zwischen diesen Fixpunkten lag der Gletscherrand – von einigen Ausnahmen abgesehen – noch dicht hinter dem der Schwenden-Staffel (1 a). Der Gletscher wies zu dieser Zeit immer noch einen Stromstrich auf, der – unabhängig vom Basisrelief – gegen seine Nordwestflanke zielte, er war also immer noch ein „reliefübergeordneter Gletscher“ sensu LOUIS/FISCHER (1979: 432).

Bereits die erste Internlage des Gletschers – also die der *Hörensberg-Phase (2)* – zeigt ein verändertes Bild. Anhaltspunkte dafür sind im Dietmannsrieder Becken der Hörensberger Endmoränenzug mit der dazugehörigen Kame-Terrasse, die sich bis nach Schratzenbach zurückverfolgen läßt, im Canyonal-Becken die Terrasse von Streifen/Odach, vor dem Altusrieder Becken die Binzener Terrasse. Alle genannten Lokalitäten sitzen mächtigen Vorstoßschottern auf oder liegen erheblich tiefer als die entsprechenden Punkte des späten Maximalstandes, sie beweisen damit einen Gletscherrückzug mit entsprechender Tieferlegung der „oberen Erosionsbasis“ vor dem Wiedervorstoß zum Hörensberg-Stand (und damit dessen Eigenständigkeit). Der Gletscher ist also nach dem Maximalstand nicht nur zurück- bzw. tiefergeschmolzen, sondern mußte das nach dem Maximalstand geräumte Gebiet erst wieder neu besetzen. Dabei hat er auf die Reliefverhältnisse des wiederzuerobernden Gebietes reagieren müssen. Schon GERMAN (1959: 19 f.) hat das gesehen: er hat darauf hingewiesen, daß der Gletscherrand nun stärker als vorher in Teilgletscherzungen aufgegliedert war, und insbesondere gezeigt, daß der in das Canyonal vorstoßende Gletscherast durch die Höhe von Strobels (760 m, r 3589 850/h 5297 880) und den Rücken von Gmeinschwenden (761 m, r 3591 600/h 5300 440), aber auch durch den Kraiberg (738 m, r 3593 380/h 5301 150) so eingengt wurde, daß er in zwei Teiläste aufspaltete, deren einer der Entwässerungsachse nach Nordwesten folgte, deren zweiter sich jedoch nach Nordosten in das Becken des Sachsenrieder Weiheres hineinschob und an dessen oberem Rand die flache Endmoräne von Hueb (722 m, r 3592 920/h 5301 370 am höchsten Punkt) aufschüttete.

Die Moräne von Hueb hatte auch schon GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 35) mit der Moräne von Schliet/Gschliet in Verbindung gebracht, sie jedoch dann mit dem Käfers-Stand im Dietmannsrieder Becken korreliert, was wegen dessen tiefer (knapp 710 m) und interner Lage sehr unwahrscheinlich ist. GERMAN hat mit Recht darauf hingewiesen, daß die Moräne von Hueb auf ihrer Ostflanke nicht nur nach Süden zurückspringt, sondern bei Heusteig erneut nach Norden ausbiegt und sich von hier zur Typlokalität des Hörensberg-Standes durchverfolgen läßt (vgl. dazu Abb. 4).

Ganz anders hat ELLWANGER (1980: 119 und Beilage 1) die Situation während des Hörensberg-Standes gesehen. Er verbindet die äußersten Punkte des Standes bei Hörensberg, Odach und Binzen durch nahezu gerade verlaufende Linien, der Gletscher hätte danach die Höhen von Strobels und Gmeinschwenden noch überfahren gehabt. ELLWANGER sieht also den Gletscher dieses Standes noch wie den des Maximalstandes als reliefübergeordnet an und nicht wie GRAUL und GERMAN als reliefangepaßt oder reliefuntergeordnet sensu LOUIS/FISCHER. Er müßte danach gegen seine Gletschertore bei Odach und Binzen sehr steile Längsgefälle gehabt haben. Das ist nicht von vornherein auszuschließen. Wohl aber ist auszuschließen, daß der Endmoränenkranz von Hueb erst – wie ELLWANGER annimmt – dem Eichholz-Stand zuzurechnen ist. Denn das der Hueber Moräne vorgelagerte und sicher von ihr ausgehende Schotterfeld – eine breite Aufschüttungsfläche mit ausgeprägt flachem Gefälle (720 m, r 3593 100/h 5302 220 an der Nordspitze – zielt ganz eindeutig auf den Ausgang der Schmelzwasserrinne der Hörensberg-Phase über dem Ziegelberger Trompetental (715 m, r 3594 460/h 5302 920). Der Ausgang der Schmelzwasserrinne des Eichholz-Standes ist dagegen unter 710 m anzunehmen: auch dort, wo die Schotterfüllung dieser Rinne nicht durch periglaziale Ausräumung beseitigt worden ist,

also östlich von Hörensberg, erreicht sie nur wenig über 710 m. Sie liegt damit auf jeden Fall zu tief (und zu intern), um für eine Verbindung mit dem von Hueb ausgehenden Schotterfeld in Frage zu kommen.

Damit ist die GERMANSche Abgrenzung des Hörensberg-Standes im wesentlichen bestätigt. Der Gletscherrand verlief also jeweils innen um die Strobeler Höhe, den Rücken von Gmeinschwenden und auch den Kraiberg herum. Diese drei Höhenpunkte lagen während der Hörensberg-Phase bereits oberhalb der Eisgrenze, sie wirkten als Eisteiler, – so wie während des Maximalstands der Sommersberg und der Rand der Deckenschotterplatte östlich des Dietmannsrieder Beckens bei Wirthshalde. Sie sind also nicht etwa Akkumulationsformen – End- oder Ufermoränenfragmente –, sondern lediglich von Grundmoräne des Maximalstands überkleidete Aufragungen des Untergrunds.

Das hatten bereits GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 22 – für den Gmeinschwender Rücken) und STEPP (1953: 176 – für Gmeinschwender Rücken und Strobeler Höhe) bemerkt. Es ist gleichwohl zu betonen, weil insbesondere der Gmeinschwender Rücken geradezu als Typlokalität für das überfahrene Würm I EBERLS (1930) angesehen worden ist (SCHAEFER 1940: 110, Abb. 7, GERMAN 1959: 19).

Daß auch der verhältnismäßig niedrige Kraiberg (738 m) wie die beiden anderen genannten, je etwa 760 m hohen Lokalitäten nicht mehr vom Eis überfahren wurde, verdankt er einmal der tiefen Lage (um 720 m) der nun sehr nahe gerückten Gletscherstirnen. Zum anderen hat dabei aber wohl auch die Aufgliederung des Eisstromes eine Rolle gespielt die sich aus der Entstehung des Canyonals ergab: beim Wiedervorstoß zum Hörensberg-Stand folgte der Gletscher naturgemäß nicht nur der alten Stoßrichtung gegen das Memminger Trockental, sondern auch dem neuen – wenn auch noch schmalen – Schmelzwasserabflußweg gegen das Canyonaltal. Dadurch ergab sich schon aus eisdynamischen Gründen eine Trennfurche zwischen den beiden Gletscherloben (vgl. dazu Abb. 6). Ihre Ausbildung und vor allem ihre Lage dürfte aber nicht allein durch die Eisdynamik bedingt gewesen sein, sondern auch durch die Untergrundverhältnisse: sie folgt bezeichnenderweise der Linie höherer Anfragungen, die sich am Westrand des Dietmannsrieder Beckens vom Fellenberg (733 m) über die Höhe 747 („Kleiner Bühl“) gegen den Kraiberg zieht (vgl. Abb. 1). Hier muß der Eisnachschieb gehemmt gewesen und dadurch die Aufspaltung der Eisfront vor dem Kraiberg vorbereitet worden sein.

Der Einfluß des Untergrundreliefs auf den Gletscherumriß wurde während der nachfolgenden Internstände immer deutlicher. Zwar konnte der Gletscher auch während des *Eichholz-Standes* (3) noch in allen drei Zweigbecken relativ weit vorstoßen: er erreichte mit der Typlokalität nordwestlich Eichholz und der zugehörigen – bis oberhalb Probstried zu verfolgenden und hier gedoppelten – Kame-Terrasse im Dietmannsrieder Becken, dem Betzers-Stand im Canyonaltal-Becken und dem Ostrand des Roßberges im Altusrieder Becken recht extern gelegene Positionen. Aber schon die merkwürdige Umbiegung der Endmoränen dieses Standes oberhalb des Ziegelberger Trompetentals deutet darauf hin, daß der Gletscherrand

hier nach Süden zurückbog, um dann innen um den Kleinen Bühl (747 m, r 3593 760/h 5300 120) herum in das Becken des Sachsenrieder Weihers hineinzulappen und weiter gegen Betzers zu abzusteiern. Von dort bog er wiederum scharf zurück, um über den Wall von Hörgers (733 m, r 3590 680/h 5298 620) die Höhe des Altusrieder Sporns zu gewinnen, die er am Ostrand des Ellenbergs oberhalb Altusried (754 m, r 3590 830/h 5297 460) erreichte, und von hier erneut gegen den Ostfuß des Roßbergs in das Altusrieder Becken abzufallen.

Am Südrand des Kleinen Bühls gehört zu diesem Gletscherstand ein doppelter Moränenzug, bezeichnet durch die Höhenpunkte 742 (r 3593 750/h 5299 880) und 735 (r 3594 100/h 5299 700), die der Höhenlage nach fast auf den Meter genau der gedoppelten Kame-Terrasse auf der gegenüberliegenden Seite des Dietmannsrieder Beckens entsprechen, die dort – beiderseits des trennenden Ufermoränenrückens nordwestlich oberhalb Gemeinderied (745 m, r 3597 940/h 5300 180) – bei 742 bzw. 736 m liegen. Sie spiegeln ebenso wie der doppelte Moränenzug an der Stirn dieses Standes bei Eichholz eine leichte Oszillation des Gletschers wider. Im übrigen sind die Endmoränen dieses Standes – wie die der Typlokalität – eher schwächlich ausgebildet. Typisch ist etwa der flache Moränenzug, der am Südhang des Gemeinschwender Rückens auf Sachsenried zielt (727 m, r 3591 800/h 5300 100) und dem inneren Stand dieser Phase zuzurechnen ist, während seine Fortsetzung im Westen mit dem Höhenpunkt 742 m (r 3591 250/h 5300 020) wohl dem äußeren Stand angehört. Beide zusammen zeigen, daß der Gletscher dieser Phase noch das Sachsenrieder Becken besetzte, aber nicht mehr die Höhe der Hueber Moräne erreichte, so daß hier ein proglazialer See entstand. Er hatte seinen Abfluß – da der Überlauf zum Iller-Canyon noch durch den Gletscher versperrt war – nach Norden: zunächst dicht ostwärts Hueb, dann – als das große Toteisloch unmittelbar unter dem Westhang des Kraibergs (710 m, r 3593 080/h 5301 220 an der tiefsten Stelle) ausschmolz – weiter östlich. Das auffallende Trockentalnetz zwischen Hueb und Seefeld zeichnet diese Vorgänge noch nach.

ELLWANGER (1980: 120 und Beilage 1) hatte die Eichholz-Moränen über den Kleinen Bühl mit der Hueber Moräne verbunden, was – wie gesagt – wegen des Zusammenhangs des Schotterfelds vor der Moräne von Hueb mit dem Abfluß des vorhergehenden Hörensberg-Standes nicht möglich ist. Zudem hätte danach das Längsgefälle der Gletscherstirn im Dietmannsrieder Becken an deren Westflanke wenigstens 19 ‰ betragen müssen, während die zugehörige Kame-Terrasse auf der Ostseite ein Gefälle von (beim äußeren Stand) nur 8,8 ‰ aufweist (vgl. dazu o. S. 385). Auch das zeigt, daß die ELLWANGERsche Korrelation unwahrscheinlich ist. Das Gletscherlängsgefälle im Dietmannsrieder Becken war zu dieser Zeit tatsächlich bereits recht flach geworden. Gleiches muß aber auch für die beiden anderen Zweigbecken gegolten haben. ELLWANGERS Annahme, daß der Gletscher des Eichholz-Standes im Altusrieder Becken noch bis in den Sattel zwischen Knauser und Strobeler Höhe hinaufgereicht hätte (was bis zum Gletscherende am Nordfuß des Roßbergs einen Gradienten von 25 ‰ ergäbe), ist daher ebenfalls fragwürdig.

Beim *Käasers-Stand* (4) wird der Einfluß des Untergrundreliefs auf die Gestalt des Gletscheraußenrandes nochmals deutlicher. Die Typlokalität im Dietmannsrieder Becken und die zugehörige – bis über Probstried hinaus zurückreichende – Randrinne liegen deutlich weiter beckeneinwärts als die vorhergehenden Stände. Gleiches gilt für die äußersten Punkte der Gletscherstirn im Canyonal-Becken oberhalb Fischers und im Altusrieder Becken ostwärts Figlers. Im Dietmannsrieder Becken hat der Gletscher zu dieser Zeit offenbar bereits Schwierigkeiten gehabt, die Beckenschwelle und die ihr aufsitzenden mächtigen Ablagerungen der älteren Internphasen zu überwinden. Selbst im Beckentiefsten begann sich nun eine Zweiteilung der Gletscherzunge abzuzeichnen: die Einbiegung der Endmoräne von Käasers nach Süden und die nahezu senkrecht dazu verlaufenden kleinen Stirn- moränen auf der Krone des Schwemmkegels beim Haltepunkt Reicholzried unmittelbar westlich davon (vgl. dazu o. S. 387) zeigen, daß sich schon in dieser Phase der Eisstrom vor dem Hindernis des Bräunebergs geteilt haben muß. Über die Moräne nördlich Hesselstall zog sich der Gletscherrand in den Sattel nördlich des Fellenbergs (720 m, r 3593 820/h 5299 220) und erreichte damit das gleiche Niveau wie die Randrinne auf der Ostseite des Gletscherlobus westlich Gemeinderied. Vom Fellenberg-Sattel lappte der Gletscher ein Stück gegen das Sachsenrieder Becken vor, konnte es aber nun nicht mehr erreichen. Ein das Gewann Entenlohe querender flacher Rücken (715 m, r 3593 400/h 5299 400) bezeichnet das nordwestliche Ende dieses Teillobus. Von diesem Tiefpunkt sprang der Außensaum des Gletschers wieder zurück gegen Reicholzried, wo ein halbkreisförmiger Moränenbogen (735 m, r 3693 580/h 5298 320, – gleiches Niveau erreicht auf der Ostseite des Beckens die demselben Stand zuzurechnende Moränenkuppe 736 m, r 3599 180/h 5298 120 zwischen Probstried und Überbach) sein Einbiegen in das Canyonal-Becken bezeichnet, sank anschließend am Südrand des Seelensberges gegen Kiesels und zur Gletscherstirn oberhalb Fischers ab, bog dann erneut scharf zurück zum Nudelberg oberhalb Altusried (747 m, r 3591 480/h 5297 180), um schließlich in der (o. S. 419) bereits beschriebenen Weise gegen die Stirn des Gletschers im Altusrieder Becken wieder abzufallen.

Ganz ähnlich hat diesen Stand bereits SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 100) beschrieben, dabei jedoch übersehen, daß der Seelensberg (737 m, r 3592 800/h 5299 000) an seinem Westende damals bereits etwa 15–20 m über die Gletscheroberfläche hinausragte. Auch der Seelensberg ist also keine End- oder Ufermoräne, sondern eine lediglich moränenüberkleidete Aufragung des Untergrunds.

Mit ELLWANGER (1980: 120 und Beilage 1) besteht bezüglich des Käasers-Standes Einigkeit hinsichtlich der Außengrenzen des Gletschers auf dem Ostflügel des Dietmannsrieder Beckens. Im Westen des Blattgebiets läßt ELLWANGER jedoch den Gletscher weiter außen enden: im Canyonal-Becken bei Betzers und im Altusrieder Becken am Ostfuß des Roßbergs. Der Gletscher hätte hier also nach ELLWANGER noch bis an die Außengrenzen des Eichholz-Standes gereicht. Über den prinzipiellen Verlauf der Gletscheraußenränder besteht demnach durchaus Übereinstimmung, die Unterschiede ergeben sich nur daraus, daß ELLWANGER an einer Stelle – am Westrand des Dietmannsrieder Beckens – zwei verschie-

dene Gletscherränder miteinander verbunden hat. Um das zu bewerkstelligen, läßt er die Stirn des Käfers-Standes über dem Schorenmoos weit nach Norden vorbuchten. Dafür liegen jedoch morphologisch (und auch sonst) keine Belege vor. Aber selbst wenn ELLWANGERS Annahme richtig wäre, ergäbe sich für die linke Flanke des Gletschers im Dietmannsrieder Becken immer noch ein Längsgefälle von etwa 30 ‰, was in krassem Gegensatz stünde zu dem Längsgefälle der Randrinne auf der rechten Bekkenseite, die nur 6 ‰ beträgt. Die ELLWANGERSche Korrelation ist daher an der kritischen Stelle westlich Käfers sicher falsch. Andererseits fügt sie sich logisch dem System der von ELLWANGER bestimmten älteren Stände an, sie erweist sich damit sozusagen als Spätfolge des bei der Einordnung der Hueber Endmoräne (vgl. dazu o. S. 422 f.) unterlaufenen Fehlers. Dieser Fehler hat sich auch auf alle nachfolgenden Internstände ausgewirkt. Dadurch erklärt sich, weshalb die ELLWANGERSchen Gletscherstände in der westlichen Blatthälfte (zumeist) jeweils eine Phase externer liegen als auf der Ostseite.

Charakteristikum des Käfers-Standes ist das Schrumpfen der Gletscherausdehnung im Canyon-Becken. Der Altusrieder Sporn und der – jetzt erstmals nicht mehr vom Eis überflossene – Seelensberg engten jedoch die Bewegungsmöglichkeiten des Eises längs des oberen Canyonals derart ein, daß er nicht mehr bis in die weite Quermulde zwischen Kalden und dem Sachsenrieder Weiher vorstoßen konnte. Dem ephemeren Entenlohe-Lobus war so ein freier Schmelzwasserabfluß möglich, der zu einer ersten Anlage des späteren Haldenmühl-Baches führte. Das Schrumpfen der Gletscherausdehnung im Canyon-Becken hat aber auch – da die Gletscherstirn hier nun nicht nur (wie schon während der vorhergehenden Stände) ein gutes Stück tiefer (bei 680 m, vgl. dazu o. S. 409) lag als im Dietmannsrieder Becken (705 m, vgl. o. S. 387), sondern zum ersten Mal auch näher am Rande des Kemptener Stammbeckens – für die Konzentration des Schmelzwasserabflusses des Gesamtgletschers auf das Canyonal einen nicht unerheblichen Einfluß gehabt. Es ist sicher kein Zufall, daß nach dem Käfers-Stand nur noch während des Vockenthal-Standes relativ unbedeutende Schmelzwassermengen über das Ziegelberger Trompetental nach Norden abgeflossen sind.

Der *Vockenthal-Stand* (5) des Gletschers ist der letzte, der sich in allen drei Zweigbecken nachweisen läßt: an der Typlokalität zwischen Käfers und Hesselstall, im Canyon-Becken oberhalb Wasserai und im Altusrieder Becken westlich Altusried. Stets liegen die Endmoränen dieses Standes dicht hinter denen des vorhergehenden Käfers-Standes, im Dietmannsrieder und im Altusrieder Becken treten sie als Doppelwall auf (im Canyon-Becken sind sie durch die Schmelzwassererosion der nachfolgenden Internstände nahezu vollständig ausgeräumt worden). Die drei Teilloben waren jetzt schon recht kurz geworden, die Eisteiler müssen entsprechend weit herabgereicht haben. Im Dietmannsrieder Becken wirkte sich das Hindernis des Bräunebergs nunmehr deutlich auf die Gestalt der Gletscherstirn aus (vgl. dazu o. S. 390). Westlich der Typlokalität ist die Gletschergrenze durch entsprechende Ablagerungen nicht belegbar, sie muß hier aus dem Zusammenhang erschlossen werden. Der Eisteiler gegen das Canyon-Becken dürfte in der kleinen Verebnung zu suchen sein, die die Kirche von Reicholzried

trägt (720 m r 3593 830/h 5298 190), der Höhenlage nach entspricht sie der zum selben Stand gehörigen und auf gleicher Breite liegenden Ufermoräne nördlich Überbach (723 m, r 3598 300/h 5298 080). Der Gletscher dieses Standes hat entsprechend den Fellenberg-Sattel nicht mehr erreicht, das Entenlohe-Tälchen blieb nun eisfrei. Von Reicholzried verlief die Eisobergrenze am Südhang des Seelensbergs – markiert durch die auffallenden Verebnungen bei 710 m (r 3593 160/h 5298 460) und 708 m (r 3592 980/h 5398 560) – gegen die Gletscherstirn oberhalb Wasserai, stieg von dort – wiederum ohne Spuren zu hinterlassen – gegen den Altusrieder Sporn an zum Eisteiler am Bildschachen (734 m, r 3592 060/h 5296 580) und fiel dann – wie (o. S. 420) beschrieben – gegen das Gletscherende westlich Altusried wieder ab.

Der Vergleich mit der ELLWANGERSchen Aufnahme (1980: 121 und Beilage 1) ist bei diesem Internstand – wie auch bei den folgenden – erschwert dadurch, daß die Übereinstimmung, die für die älteren Internstände auf der Ostseite des Dietmannsrieder Beckens bestand, nun wegfällt, weil die jüngeren Internstände keine Kame-Terrassen bzw. Randrinnen mehr ausgebildet haben. Wie schon beim Käfers-Stand läßt ELLWANGER auch den Gletscher des Vockenthal-Standes (seiner Phase 5) im Dietmannsrieder Becken weiter nach Norden reichen und korreliert ihn dann weiter westlich mit den Resten des vorhergehenden Käfers-Standes. Nur am Innensaum des Altusrieder Sporns weicht er davon ab. Hier zählt er insgesamt drei flache Moränenkuppen seiner Phase 5 zu; einen Ausläufer des Nudelbergs (743 m, r 3591 720/h 5296 990), die Moräne am Bildschachen (734 m) und die Kuppe bei P. 725 nördlich Halden (auf Blatt Kempten: r 3592 430/h 5296 470). Er zieht die Eisobergrenze hier also niedriger als weiter östlich und läßt sie darüber hinaus um fast 20 m schwanken, so daß sie auf ihrem tiefsten Stand noch unter die der Vockenthal-Phase zu liegen kommt. Das führt dann dazu, daß der Vockenthal-Stand mit ELLWANGERS Phase 5 im Tiefsten des Altusrieder Beckens nahezu übereinstimmt. Hier liegen also zwei Abweichungen gegenüber dem nach unserer Rekonstruktion wahrscheinlichen Verlauf der Außengrenze des Vockenthal-Standes vor, die sich im Endeffekt – d. h. bei der Einordnung der inneren Moränen von Altusried – gegenseitig aufheben. Da aber die ELLWANGERSche Verschiebung der Gletschergrenze am Westrand des Dietmannsrieder Beckens nach außen – ähnlich wie bei den vorhergehenden Ständen von Eichholz und Käfers – in den Geländegegebenheiten keine Stütze findet, andererseits Vockenthal-Stand und ELLWANGERSche Phase 5 im Altusrieder Becken wieder zusammenfallen, ist wohl anzunehmen, daß auch im Canyonal-Becken die Gletscherstirn interner lag, als ELLWANGER das annahm (vgl. dazu auch u. S. 428 f.).

Der Außenrand der beiden jüngsten auf Blatt Grönenbach erfaßten spät-hochglazialen Stände des Iller-Gletschers läßt sich für das Blattgebiet nur noch an den Innenrändern des Dietmannsrieder und des Canyonal-Beckens bestimmen. Die Gletscherstirnen im Altusrieder Becken lagen damals bereits außerhalb des südlichen Blattrandes, blockierten freilich weiter dessen Eingang, so daß der proglaziale See im Beckentiefsten mit seinem Überlauf bei Binzen weiter existierte.

Während des *Luiblings-Standes* (6) lagen die Gletscherstirnen im Dietmannsrieder Becken an der Typlokalität im Reicholzrieder Moos und im Canyonal-Becken nordnordwestlich Ried. Der Gletscherrand dieser Phase hat an den steilen Hängen des Reicholzrieder Sporns – sieht man von den Moränenfragmenten bei Ried ab – keine Spuren hinterlassen, muß also wiederum rekonstruiert werden.

Das Eis muß sich hier unterhalb des Ortes bis auf die Höhe des Wasserwerks (705 m, r 3593 760/h 5297 970) hinaufgeschoben haben, um die Gletscherstirnen in den beiden Zweigbecken noch erreichen zu können. Diese Lage entspräche der Höhe nach der auf gleicher Breite liegenden und demselben Stand zugehörigen Moränenkuppe nördlich der Autobahnausfahrt Dietmannsried (707 m, r 3597 650/h 5297 860). Der Anstieg des Gletscheraußenrandes auf der gegenüberliegenden Talseite wird durch den flachen Moränenrücken gekennzeichnet, der – zwischen den Höfen Futzer und Käferloch knapp über 700 m einsetzend – nach Süd-südost zieht und die Höhe des Altusrieder Sporns jenseits des Blattrandes westlich Bergs (716 m, r 3592 840/h 5296 180) erreicht. Auch dieser Höhe entspricht einer den Außensaum des Gletschers auf der Ostseite markierende Moränenkuppe bei P. 718 südlich Überbach (r 3598 800/h 5296 660).

Gegenüber ELLWANGERS Aufnahme seiner Phase 6 (1980: 122 und Beilage 1) bestehen für den Luiblings-Stand grundsätzlich die gleichen Unterschiede wie beim Vockenthal-Stand. ELLWANGER läßt den Gletscher im Dietmannsrieder Becken noch bis hinter den Vockenthal-Stand vorstoßen (was morphologisch wenig wahrscheinlich ist, – vgl. dazu o. S. 389), muß ihn deswegen auch am Reicholzrieder Sporn höher emporreichen lassen und kommt damit zu einer Verbindung mit der Gletscherstirn des Vockenthal-Standes auch im Canyonal-Becken. Andererseits läßt er aber den Gletscheraußenrand auf der anderen Talseite – wie beim vorhergehenden Stand – flacher ansteigen, so daß er auf dem Altusrieder Sporn auf den Moränenzug Futzer-Bergs ausläuft. Hier fallen also Luiblings-Stand und ELLWANGERSche Phase 6 wieder zusammen. Gegen diese Rekonstruktion sind die gleichen Gegenargumente vorzubringen wie beim vorhergehenden Vockenthal-Stand. Da der von ELLWANGER angenommene Gletschervorstoß im Dietmannsrieder Becken kaum wahrscheinlich ist, kann mangels eindeutiger Belege auch der entsprechende Vorstoß im Canyonal-Becken nicht verifiziert werden. Andererseits besteht Einigkeit bezüglich der Situation auf dem Altusrieder Sporn. Hier im Süden des Blattgebiets ergibt sich also bei den jüngeren Internständen eine zunehmende Angleichung: bestand sie für den Vockenthal-Stand nur für das Beckentiefste des Altusrieder Beckens, gilt sie beim Luiblings-Stand auch für den Altusrieder Sporn. Das ist deswegen bemerkenswert, weil ELLWANGERS Kartierung ja weit über das Blattgebiet hinausging und seine Korrelation das Gesamtgebiet des hochwürmzeitlichen Iller-Gletschers zur Grundlage hatte. Wenn der Gletscherrand während der ELLWANGERSchen Phase 6 tatsächlich so gelegen hätte, wie seine Kartierung das zeigt, wäre er auf seiner Westflanke südlich des Altusrieder Sporns stark zurückgebogen gewesen, was eisdynamisch schwer erklärbar wäre. Wahrscheinlich ist daher auch aus dieser Sicht, daß ELLWANGER zwar die Situation beiderseits des Altusrieder Sporns für diesen Stand durchaus richtig gesehen hat, daß aber der Gletschervorstoß im Canyonal- und Dietmannsrieder Becken nicht mehr so weit ging wie von ihm angenommen (vgl. dazu auch u. S. 429).

Der letzte das Blattgebiet erreichende späthochglaziale Gletschervorstoß – der der *Dietmannsried-Phase* (7) – ist (o. S. 394 und S. 410) bereits in seiner ganzen Ausdehnung beschrieben worden. An der Typlokalität entsprechen ihm die Moränenwälle von Zinkenhalde und Graben, auf der anderen Iller-Seite der von Winkels.

ELLWANGER (1980: 122 und Beilage 1) nimmt den Eisteiler zwischen Dietmannsrieder und Canyonal-Becken für seine Phase 7 noch südlich der Grabener Moräne (685 m, r 3594 310/h 5297 540) an, läßt aber andererseits den Gletscher im Canyonal-Becken noch bis hinter den Luiblings-Stand (bei ca. 675 m) reichen. Das ist aber unwahrscheinlich, weil unter den von ELLWANGER angenommenen Um-

ständen – was seine Karte (1980: Beilage 1) auch andeutet, seine Abbildungen (1980: 116 und 122) jedoch nicht – die Höhen nördlich Luiblings (693 m, r 3593 060/h 5297 340; 693 m r 3593 180/h 5297 300; 692 m, r 3593 070/h 5297 220) als Nunataker aus dem Eis herausgeragt und den Eisstrom kräftig behindert haben müßten, so daß es sehr fraglich erscheint, ob der Gletscher dann seine Stirn nordnordwestlich Ried überhaupt hätte erreichen können. Aus eisdynamischen wie aus morphologischen Gründen kann die Stirn dieses Gletscherstandes tatsächlich nur am Eingang des Canyonals südlich unterhalb Reicholzried gelegen haben. Ist damit so eindeutig, wie das unter den gegebenen Umständen möglich ist, festgestellt, daß die Stirn des Dietmannsried-Standes im Canyonalt-Becken gegenüber der ELLWANGERSCHEN Phase 7 um einen Phasen-Abstand weiter beckeneinwärts lag, so ergibt sich im Nachhinein auch für die gegenüber ELLWANGERS Aufnahme weiter beckeneinwärts angenommene Lage der Stirnen von Käfers-, Vockenthal- und Luiblings-Stand ein – wichtiges – zusätzliches Argument.

3.2.7 Schlußfolgerungen

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, daß die anhand der glazialen Ablagerungen des Dietmannsrieder Beckens gewonnene Gliederung des Hochglazials der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet sich mit der aus der Analyse der Terrassen des Iller-Canyons sich ergebenden und der der Ablagerungsfragmente des Altusrieder Beckens bruchlos zusammenfügen läßt. Sie kann damit als tatsächlich gegeben betrachtet werden (vgl. dazu Tab. 2).

Tabelle 2: Die hochwürmzeitlichen Gletscherstände im Illergletscher-Gebiet

Ziegelberg-Phase (1)	{ Schwenden-Staffel (1 a) Ortskern-Staffel (1 b) Niederholz-Staffel (1 c)
Hörensberg-Phase (2)	
Eichholz-Phase (3)	
Käfers-Phase (4)	
Vockenthal-Phase (5)	
Luiblings-Phase (6)	
Dietmannsried-Phase (7)	

Diese Gliederung in sieben hochglaziale Gletscherstände kann Gültigkeit naturgemäß zunächst nur für das Illergletscher-Gebiet beanspruchen. Es ist jedoch die – (o. S. 383) bereits aufgeworfene – Frage zu stellen, ob sie einen lokalen Sonderfall repräsentiert oder ob sie weitergehende Bedeutung hat. Dazu ist sie mit den vorliegenden Gliederungen der Jungmoränengebiete anderer süddeutscher Vorlandgletscher zu vergleichen, die – wie sie – die Gletscherstände zwischen dem äußersten Maximal-Stand und dem letzten, das Stammbecken des Gletschers noch umziehenden Moränenkranz erfassen. Mit der weniger stark differenzierenden klassischen Viergliederung der Jungmoränen im Inn-Chiemsee-Gletschergebiet durch TROLL (1924) oder der ebenfalls sehr gebräuchlichen Dreigliederung des östlichen Rhein-Gletschergebiets nach PENCK & BRÜCKNER (1901/09, vgl. dazu GEY-

ERB & GWINNER 1968) scheint eine Vergleichbarkeit zunächst nicht gegeben. Überraschende Übereinstimmungen zeichnen sich aber ab, wenn man mit der – aufgrund einer glücklichen „Versuchsanordnung der Natur“ – weitestgehenden unter den vorliegenden Jungmoränengliederungen, der des westlichen Rhein-Gletschergebiets nach ERB (1931, 1934, vgl. dazu ERB, HAUS & RUTTE 1961, SCHREINER 1974, 1978) vergleicht.

ERB und SCHREINER unterscheiden anhand der Terrassen des Rheingletscher-Abflusses, die vor dem Eingang des Hochrheintales zwischen Waldshut und dem Bodensee – insbesondere im Gebiet von Schaffhausen – ausgeschieden werden können, und entsprechender Endmoränenzüge neun hochwürmzeitliche Gletscherstände. ERB (in ERB, HAUS & RUTTE 1961: 64 und Beilage 6) hat jedoch auch gezeigt, daß die Möglichkeiten, diese neun Gletscherstände eindeutig zu trennen, nach Osten zu rasch geringer werden, weil einmal der Anschluß an die Rhein-Terrassen zunehmend schwieriger wird und andererseits die zugehörigen Moränen nicht nur über größere Strecken aussetzen, sondern z. T. auch sehr eng zusammenrücken, so daß einzelne Moränenzüge oft nicht mehr sicher ausgegliedert werden können. Auf der anderen Seite lassen sich aber Gruppen von Moränen unterscheiden: die Äußerer Jugendmoränen (Stand 1–3), die Zwischenstadien (Stand 4 und 5), die Inneren Jugendmoränen (Stand 6–8) und das Konstanzer Stadium. Auf diese Weise ist ein Anschluß an die PENCK/BRÜCKNERSCHE (1901/09) Gliederung des östlichen Rhein-Gletschergebiets möglich, die Äußere Jugendmoränen, Innere Jugendmoränen und Konstanzer Stadium unterschieden hatte. In den Übersichtskarten von ERB (ERB, HAUS & RUTTE 1961: Beilage 6) und SCHREINER (1974: Beilage 1) sind die hochwürmzeitlichen Ablagerungen des westlichen Rhein-Gletschergebiets auch signurmäßig entsprechend zusammengefaßt worden.

Damit wird aber auch klar, daß sie in der Tat unmittelbar mit denen des Iller-Gletschergebiets vergleichbar sind. Auch beim Iller-Gletscher liegen die Ablagerungen des Maximalstandes dicht beieinander – so dicht, daß sie als Staffeln eines Standes gezählt wurden –, bilden Hörensberg (2)- und Eichholz (3)-Stand eine eigene Gruppe, die von der des Maximalstandes einerseits und jener, die weiter bekeneinwärts Käfers (4)-, Vockenthal (5)- und Luiblins (6)-Stand bilden, andererseits deutlich abgesetzt erscheint. Zählt man die Staffeln des Maximalstands einzeln, kommt man auch beim Iller-Gletscher auf die ERB/SCHREINERSCHE Neungliederung. Es ergeben sich dann die in Tabelle 3 dargestellten Zusammenhänge.

Die Ähnlichkeiten zwischen Iller- und (westlichem) Rhein-Gletscher beschränken sich jedoch nicht auf die Übereinstimmung in der Zahl der Gletscherstände. Neben den schon genannten Gemeinsamkeiten ergeben sich weitere:

- die Zwischenstadien 4 und 5 sind – wie Hörensberg- und Eichholz-Stand – in mehrere Einzelrandlagen (insgesamt 5) aufgelöst,
- die beiden äußeren Stände der Inneren Jugendmoränen (6 und 7) sind – wie Käfers- und Vockenthal-Stand – ebenfalls mehrfach gegliedert, während der innere Stand (8) – wie der Luiblins-Stand – als einfache Randlage auftritt,
- die innere Randlage 8 bildet die Außengrenze der Drumlinfelder zwischen Untersee-, Überlinger See- und Frickinginger Zweigbecken – so wie der Luiblins-

Tabelle 3: Vergleichende Übersicht der hochwürmezeitlichen Gletscherstände im Rhein- und Illergletscher-Gebiet (Rheingletscher nach Schreiner 1974)

Westliches Rheingletscher-Gebiet (Schaffhausen – Konstanz)		Östliches Rheingletscher-Gebiet (Oberschwaben)	Illergletscher-Gebiet	
Terrassen	Gletscherstände	Gletscherstände	Gletscherstände	
Guntmadinger T.	Maximalstand (1)	Äußere Jugendmoränen	Ziegelberg-Phase (1)	{ Schwenden-Staffel (1 a) Ortskern-Staffel (1 b) Niederholz-Staffel (1 c)
Breite-T.	Stand 2			
Stokar-T.	Stand 3			
Munot-T.	Stand 4	(Zwischenstadien)	{ Hörensberg-Phase (2) Eichholz-Phase (3)	
Fulach-T.	Stand 5			
Obere Singener T.	Stand 6	Innere Jugendmoränen	{ Käasers-Phase (4) Vockenthal-Phase (5)	
Untere Singener T.	Stand 7			
Böhringer T.	Stand 8			
„Konstanzer Stadium“ (Petershausener T.)	Stand 9	Konstanzer Stadium	Dietmannsried-Phase (7)	

Stand die des Dietmannsrieder Drumlinfeldes – und ganz entsprechend bildet das Konstanzer Stadium – wie der Dietmannsried-Stand – die Innengrenze.

Schließlich hat schon ERB (1936: 199) vermutet, daß der Moränenkomplex von Käfers-Vockenthal-Luiblings mit den Inneren Jungendmoränen des westlichen Rhein-Gletschergebiets zu parallelisieren sei: „Das was von B. EBERL dort als Würm III ausgeschieden ist, entspricht so sehr dem Bild an den Enden des Überlinger Sees und Untersees, daß man zu der Überzeugung kommt, daß gleichaltrige Dinge vorliegen. Der weite hohle Raum hinter den mehrfachen Moränenwällen der Inneren Jungendmoränen ist ja in beiden Gebieten demselben Klimawechsel zuzuschreiben und darum ein stratigraphisches Kennzeichen“.

Es ergibt sich also eine sehr weitgehende Übereinstimmung zwischen dem hoch- und späthochglazialen Formeninventar des Rhein-Gletschers und dem des Iller-Gletschers. Das kann kein Zufall sein. Wenn zwei so unterschiedliche Gletscher – der Rhein-Gletscher ist nicht nur viel größer gewesen als der Iller-Gletscher, sondern wurzelte auch tief im Alpeninneren, während der Iller-Gletscher ein ausgeprägter Kalkalpen-Gletscher ohne Verbindung zu einem zentralalpinen Nährgebiet war – ein bis in die Details identisches Verhalten zeigen, dann kann das nur überregional wirksame – und das heißt: klimatische – Gründe haben. Die differenzierte Gliederung der Jungmoränen des Iller-Gletschergebiets ist also die Folge einer entsprechend differenzierten Klima-Entwicklung des Hoch- und Späthochglazials der letzten Eiszeit. Sie müßte sich entsprechend nicht nur beim Rhein-Gletscher, sondern auch bei den anderen Gletschern des nördlichen Alpenvorlandes nachweisen lassen. Hinweise darauf gibt es (vgl. dazu HABBE 1985 a und b). Sie werden im einzelnen in anderem Zusammenhang zu überprüfen sein.

3.3 Die Schotterfelder im Norden des Blattgebiets

3.3.1 Vorbemerkungen

Es ist (o. S. 371) bereits darauf hingewiesen worden, daß Albrecht PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 27 ff.) seine Vorstellungen von der Viergliederung der alpinen Eiszeiten anhand der Schotterfelder der Gegend von Memmingen entwickelte, von denen er nachweisen konnte, daß sie an Moränen wurzeln, die alle von einem Iller-Gletscher, aber je in verschiedenen Eiszeiten aufgeschüttet worden waren. Die ausgegliederten vier Schotterfelder – Memminger Feld, Hitzenhofener Feld, Grönenbacher Feld, Hochfeld – unterscheiden sich voneinander vor allem durch ihre Lage in verschiedenen Niveaus über dem heutigen Illerlauf und wurden danach von PENCK als Niederterrasse, Hochterrasse, Jüngerer Deckenschotter und Älterer Deckenschotter bezeichnet. Damit hatte sich PENCK ein Begriffsinventar geschaffen, das er für gleiche Erscheinungen auch außerhalb der Typlokalität an-

wenden konnte: zunächst im Ausstrahlungsgebiet der kaltzeitlichen Illergletscher-Schmelzwasserabflüsse – der Iller-Lech-Platte –, dann im gesamten zirkumalpinen Raum. Seitdem beruht die Quartärforschung im ganzen Umkreis der Alpen vor allem auf schotterstratigraphischen Untersuchungen.

Der Grund dafür ist freilich weniger die geniale – und auch heute noch tragfähige – Konzeption PENCKs als vielmehr die Tatsache, daß die pleistozänen Terrassenkörper oft über Zehner von Kilometern verfolgt werden können und damit leichter und zuverlässiger erfaßbar sind als die zugehörigen glazialen Ablagerungen. Das hat – u. a. – zur Folge, daß terrassenmorphologische und -stratigraphische Untersuchungen in der Regel relativ große Gebiete erfassen. Dies gilt auch für die entsprechenden, in der Nachfolge PENCKs stehenden Arbeiten im Bereich der Iller-Lech-Platte (EBERL 1930, SCHAEFER 1940, GRAUL & SCHAEFER 1953, SINN 1972, SCHAEFER 1973, JERZ et al. 1975, LÖSCHER 1976, STEPP 1981). Sie berühren alle auch das Gebiet von Blatt Grönenbach, meist jedoch nur randlich. Sie erzwingen gleichwohl eine Auseinandersetzung mit ihren Ergebnissen, sofern diese von den auf Blatt Grönenbach gewonnenen abweichen.

Vergleicht man die Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebiets von H. JERZ et al. (1975) mit PENCKs Kärtchen von 1901 (vgl. Abb. 2), scheint es freilich in der PENCKschen Typregion zu wesentlichen Änderungen des ursprünglichen, von PENCK entworfenen Bildes nicht gekommen zu sein. Dieser erste Eindruck täuscht jedoch. Das zeigt sich bereits, wenn man die Erläuterungen zur JERZschen Karte heranzieht. Sie stellen klar, daß hier – was PENCK noch nicht gesehen hatte und in der Tat höchst ungewöhnlich ist – sowohl Niederterrasse wie Hochterrasse in zwei Niveaus vorliegen. Darüber hinaus gibt es inzwischen – was die JERZsche Karte noch nicht berücksichtigen konnte – die Neugliederungsversuche für die gesamte Iller-Lech-Platte von M. LÖSCHER (1976), für die Jüngeren Deckenschotter des Grönenbacher Feldes von I. SCHAEFER (1973) und für die Älteren Dekenschotter des Böhener Feldes von R. STEPP (1981), die – wenn sie zuträfen – die PENCKsche Deutung der Schotterfelder der Gegend von Memmingen radikal umstürzen würden. Welche Aussagen sind dazu aus der Kenntnis der Verhältnisse auf Blatt Grönenbach möglich?

3.3.2 Die beiden Niederterrassen-Niveaus

Durch SCHAEFER (1940) und seine Diskussion mit GRAUL (GRAUL & SCHAEFER 1953) ist klargestellt worden, daß die von den Moränen des würmzeitlichen Iller-Gletschers ausgehenden Hauptniederterrassen auf zwei verschiedene Niveaus auslaufen, die nördlich Memmingen beiderseits der Iller direkt nebeneinander liegen und daher einwandfrei voneinander unterschieden werden können: das (8–10 m) höhergelegene *Fellheimer Feld* – das sich nach Norden in das Weißenhorner Tal

(„bayerisches Roth-Tal“) fortsetzt – und das tieferliegende *Erolzheimer Feld*, das talab dem heutigen Iller-Tal („Illertissener Tal“) folgt und talauf über das Aitrach-Tal bis gegen die Stirn des östlichen Rheingletschers verfolgt werden kann. Der auf Blatt Grönenbach gelegene südliche Teil des Memminger Trockentals läßt sich sowohl mit dem Fellheimer Feld wie – über die Ausraumzone des Benninger Rieds/Memminger Ach-Tals – auch mit dem Erolzheimer Feld verbinden (vgl. dazu SCHAEFER 1940: 40, Abb. 2), die Legauer Rinnen dagegen nur mit dem Erolzheimer Feld. Damit bestätigt sich auch von der Talgeschichte des Memminger Raums her, daß der Schmelzwasserabfluß über das Memminger Trockental derjenige mit der länger zurückreichenden Tradition ist.

Wie aber die Doppelung der Hauptniederterrasse im Memminger Raum im einzelnen zustande gekommen und ob – und ggf. wie – sie chronostratigraphisch zu deuten ist, war auch nach der Diskussion zwischen GRAUL und SCHAEFER offen geblieben. Einigkeit besteht nur insoweit, daß der Schmelzwasserabfluß des anrückenden würmzeitlichen Iller-Gletschers über Memminger Trockental und Weißenhorner Tal erfolgte – damit also das Fellheimer Feld aufgebaut wurde – und westlich davon ein autochthones Tal existierte, das seit der ausgehenden Riß-Eiszeit das obere Lautrach-System (mit der Hofer Ach und deren Quellbächen einschließlich der Vorgänger der Legauer Rinnen und des Canyonalt-Flusses sowie der Aitrach bis Aichstetten bzw. – so SCHAEFER und auch GERMAN (1959) – bis hinter die Altmannshofener Enge) an sich gezogen hatte.

SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 97 ff.) nimmt nun an, daß bereits im frühen Hochwürm (seinem und EBERLS „Würm I“, dem er Stadialcharakter zumißt) die Wasserscheide zwischen den beiden Talsystemen bei Memmingen geschleift wurde, der Schmelzwasserabfluß des Iller-Gletschers also seitdem über das Memminger Ach-Tal ins Illertissener Tal ging. Beim Hochstand (seinem „Würm II“, vom „Würm I“ durch ein Interstadial getrennt) sei es dann zum Überlauf von Rheingletscher-Schmelzwässern über das Aitrach-Tal gekommen, die nun zusammen mit dem Illergletscher-Abfluß über Memminger Ach-Tal und – jetzt auch – die Legauer Rinnen das Erolzheimer Feld aufbauten, anschließend zur Ausbildung des Canyonals. Nach SCHAEFER bezeichnet der Terrassensprung bei Memmingen also ein Interstadial.

GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 30 ff.) hingegen läßt die Aufschüttung des Memminger Trockentals und damit des Fellheimer Feldes bis zum Würm-Hochstand weitergehen, mit dem auch die Legauer Rinnen (mit Abfluß ins Illertissener Tal) in Funktion treten. Während sich der Iller-Gletscher bereits wieder zurückgezogen habe, sei der Rhein-Gletscher erst zu seinem Maximalstand vorgerückt und habe den Durchbruch seiner Schmelzwässer ins Aitrach-/Illertissener Tal bewirkt. Dieser habe – talab, aber auch in den Seitentälern – kräftige Erosion ausgelöst und dadurch das Canyonalt entstehen lassen. Beim Maximalstand des Rhein-Gletschers – zu dieser Zeit habe sich der Iller-Gletscher bereits auf die Käserer Randlage zurückgezogen gehabt – sei das Erolzheimer Feld aufgebaut worden und noch später die Wasserscheide gegen das Fellheimer Feld niedergelegt worden, das Memminger Ach-Tal sei demnach periglazial-fluvialer Entstehung. Nach GRAUL ist das ganze Geschehen also zwar ein im wesentlichen kontinuierlicher Vorgang des Würm-Hochglazials, doch interpretiert auch er den Terrassensprung bei Memmingen als Ergebnis eines zeitlichen Hiatus: zwischen den zeitlich verschobenen Maximalständen von Rhein- und Iller-Gletscher bzw. den Illergletscher-Ständen bei Ziegelberg mit Abfluß

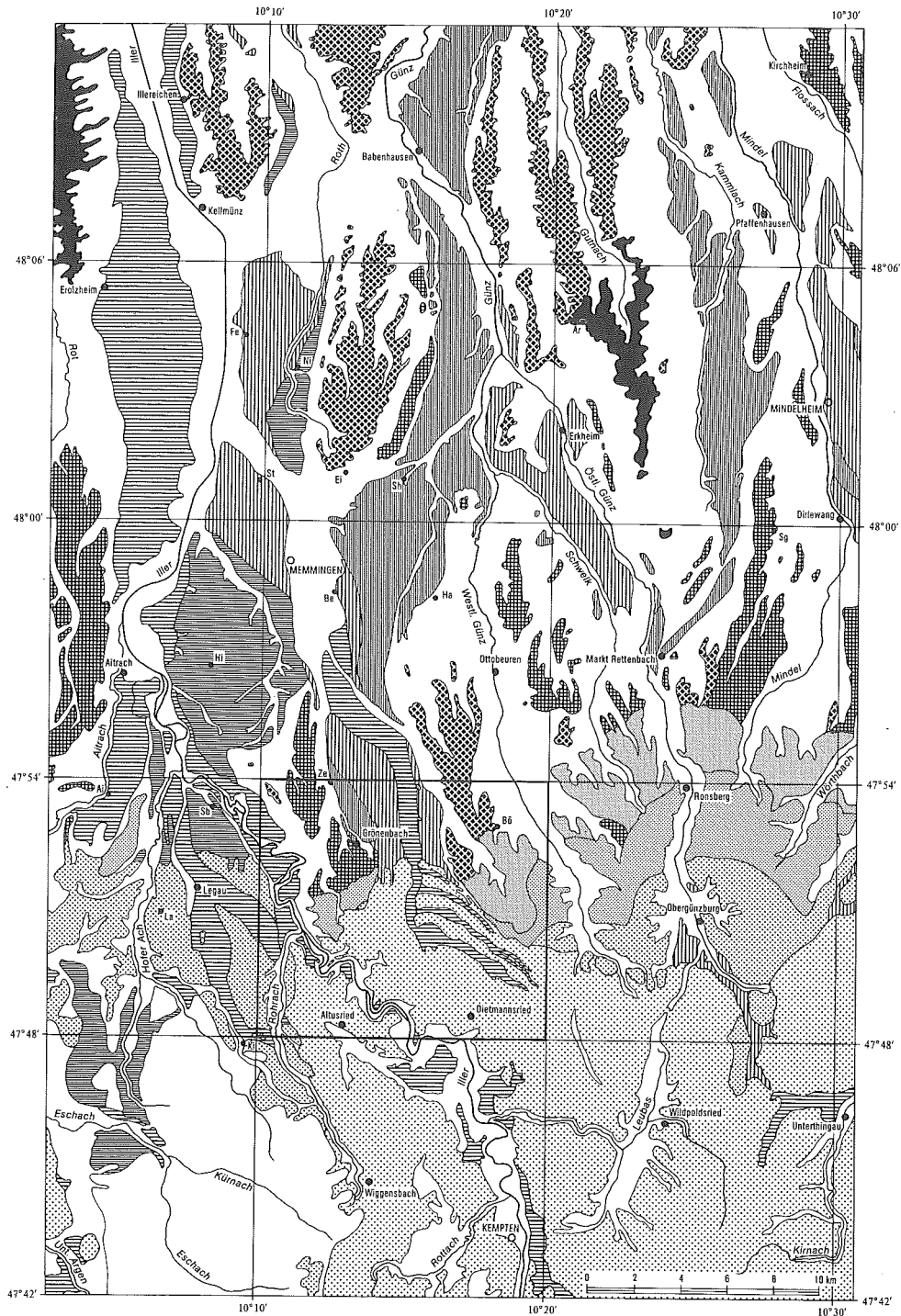
über Memminger Trockental/Fellheimer Feld und bei Käfers mit dem Abfluß über Canyonal und Erolzheimer Feld.

Aufgrund der Ergebnisse der Kartierung von Blatt Grönenbach muß das Geschehen im Memminger Raum im GRAULSchen Sinne als kontinuierlicher Vorgang gesehen werden, der jedoch zeitlich noch stärker, als GRAUL annahm, auf das Hochglazial der letzten Eiszeit zusammengedrängt war. Dies ergibt sich schon daraus, daß die Illergletscher-Abflüsse über das Ziegelberger Trompetental – und damit über das Memminger Tal – und über das Canyonal längere Zeit (bis zum Vokenthal-Stand, vgl. dazu o. S. 375) nebeneinander existiert haben, die beiden Abflüsse und ihre Aufschüttungskörper sich also zeitlich nicht so eindeutig trennen lassen, wie GRAUL sich das vorstellte.

Die morphologische Situation an den Schlüsselstellen im nördlichen Teil des Memminger Trockentals und im Talzug Aitrach-Rinne/Erolzheimer Feld/Illertissener Tal, deren Interpretation zwischen GRAUL und SCHAEFER kontrovers war, läßt sich mit diesem Befund durchaus in Einklang bringen (vgl. dazu Abb. 12 und die Blätter 7927 Amendingen, 8026 Aitrach, 8027 Memmingen, 8126 Leutkirch der Topographischen Karte 1:25.000).

Im nördlichen Teil des Memminger Trockentals unterbricht die Ausraumzone Benninger Ried/Memminger Ach-Tal den Zusammenhang zwischen den Schotterfeldern vor den Ziegelberger Endmoränen im Süden und dem Fellheimer Feld im Norden. SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 64 ff.) hatte die Situation dahingehend interpretiert, daß das von den Ziegelberger Endmoränen ausgehende Schotterfeld über die Ausraumzone mit dem Erolzheimer Feld zu verbinden sei, GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 17 ff.) hingegen verbindet es mit der Steinheimer Terrasse (nordwestlich Memmingen) und dem Fellheimer Feld. Beides ist – SCHAEFER hat das ausführlich diskutiert – denkbar. SCHAEFERS Auffassung setzt allerdings voraus, daß Fellheimer Feld/Steinheimer Terrasse sich unter den Aufschüttungen des südlichen Trockentals bis zu überfahrenen „Würm I“-Moränen innerhalb des Ziegelberger Endmoränenkranzes fortsetzen. Die Kartierung von Blatt Grönenbach hat nun aber eindeutig gezeigt, daß die Annahme überfahrener „Würm I“-Moränen im Sinne EBERLS und SCHAEFERS nicht verifizierbar ist. Damit ist auch SCHAEFERS Deutung der Verhältnisse im Memminger Trockental hinfällig. Demgegenüber kann GRAULS – ohnehin einfachere und schon deswegen wahrscheinlichere – Erklärung im wesentlichen als zutreffend gelten.

Dazu kommt, daß SCHAEFERS Vorstellung, daß bereits nach seinem „Würm I“ – also vor dem Vorstoß des Iller-Gletschers zu seinem Maximalstand – der Schmelzwasserdurchbruch ins heutige Illertal bei Memmingen erfolgt sei (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 99), deswegen fragwürdig ist, weil dieser Durchbruch zur Akkumulation von Illerschottern im Illertissener Tal geführt hätte, die während des darauffolgenden Stadials (SCHAEFERS „Würm II“, also dem Maximalstand) unter dem Einfluß der Rheingletscher-Schmelzwässer entweder hätten ausgeräumt oder überdeckt werden müssen. Eine solche



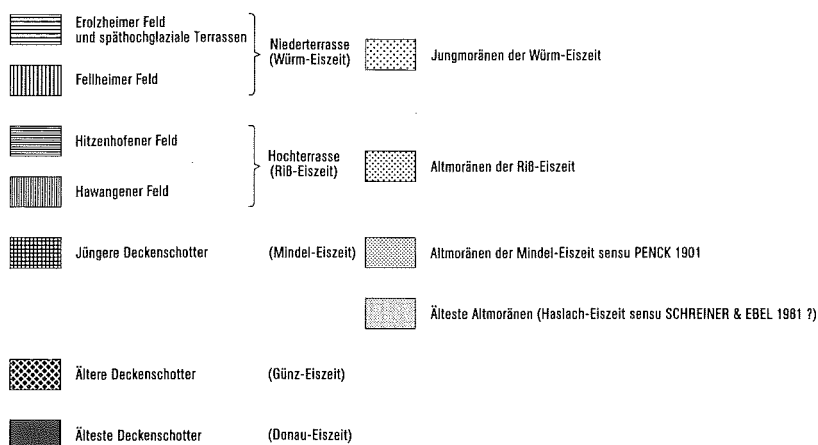


Abb. 12. Glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Stirngebiet der pleistozänen Iller-Gletscher und deren Vorfeld (nach SINN 1972, 1974, JERZ et al. 1975, SCHOLZ & ZACHER 1983 und eigenen Beobachtungen). Die eingetragenen Gradabteilungen bezeichnen die Grenzen der Blätter der Topographischen Karte 1:25.000.

Abkürzungen: Ai = Aichstetten, Ar = Arlesried, Be = Benningen, Bö = Böhen, Ei = Eisenburg, Fe = Fellheim, Ha = Hawangen, Hi = Hitzenhofen, Ki = Kimratshofen, La = Lausers, Ni = Niederrieden, Sb = Maria Steinbach, Sg = Saulengrain, Sh = Schwaighausen, St = Steinheim, Ze = Zell.

Möglichkeit – die GRAUL in anderem Zusammenhang (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 37 ff.) erwogen hatte – wird aber von SCHAEFER selbst (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 56 ff. und 84 ff.) vehement abgelehnt. SCHAEFER weist mit Recht darauf hin, daß „die kristallinen Gerölle der Rheingletscher-Schmelzwässer ... immer schon an der Basis der fluvioglazialen Illertalschotter erscheinen“, die Schotterfüllung des Illertissener Tals also von Anfang an den Rheingletscher-Einfluß belege. Das spricht eindeutig auch gegen eine frühhochwürmzeitliche Verlegung des Schmelzwasserabflusses vom Memminger Trockental/Fellheimer Feld zum Erolzheimer Feld/Illertissener Tal.

Wann aber ist die Ausraumzone Benninger Ried/Memminger Ach-Tal dann entstanden und wie? Rein periglazial-fluvialer Entstehung – wie GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 22) gemeint hat – ist sie sicher nicht. Ihr breitkastenförmiges Querprofil – darin ist SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 68 ff.) recht zu geben – spricht eindeutig für eine Formung durch glazifluviale Schmelzwässer. Strittig kann daher nur sein, zu welchem Zeitpunkt diese zwischen zwei glazifluvialen Aufschüttungsniveaus vermittelnde Ausgleichsrinne entstand.

Der terminus post quem ist offensichtlich die Besetzung des autochthonen Talzugs Aitrach-Rinne/Erolzheimer Feld/Illertissener Tal durch den Schmelzwasserabfluß des Rheingletschers. Er kann erst erfolgt sein, als – oder kurz bevor – der Rheingletscher seinen Hochstand erreichte, damit seinen früheren Abfluß nach Westen selbst blockierte und einen Schmelzwasserabfluß über die europäische Hauptwasserscheide hinweg erzwang.

Dies kann aber nicht in der Weise geschehen sein, wie GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 37 ff.) das angenommen hat. GRAULS Auffassung, daß der Rheingletscher im Würm-Hochglazial seinen Maximalstand später erreicht habe als der Illergletscher, also einem anderen Bewegungsrhythmus gefolgt sei, ist schon von SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 61 ff.) mit stichhaltigen Argumenten begegnet worden, sie ist auch wegen der weitgehend deckungsgleichen Entwicklung des Jungmoränenbestandes in beiden Gletschergebieten (vgl. dazu o. S. 430 ff.) unwahrscheinlich. Aber auch die hochglaziale Entwicklung des Schmelzwasser-Abzugsweges Aitrach-Rinne/Illertissener Tal kann nicht so kompliziert verlaufen sein, wie GRAUL sich das vorstellte. SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 84 ff.) hat ausführlich dargelegt, daß es einen katastrophalen Überfluß-Durchbruch der Rheingletscher-Schmelzwässer durch die Enge von Altmannshofen-Aichstetten mit hoher Erosionsleistung talab – wie ihn GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 41 f.) unterstellt hat – nicht gegeben haben kann. Dagegen spricht – neben vielem anderen – schon die geringe Breite der Altmannshofener Enge und ihre Lage quer zur Talrichtung. Daß es eine – von GRAUL in diesem Zusammenhang ebenfalls angenommene – „Ausgleichstiefenerosion im ganzen Nebennetz der Aitrachrinne“ gegeben hätte, hat STEPP (1953: 179) widerlegt. STEPP konnte zeigen – und die Ergebnisse der Kartierung auf Blatt Grönenbach haben das bestätigt –, daß die Eintiefung des Talnetzes im südlichen Einzugsbereich der (Lautrach-)Aitrach-Rinne bereits vor dem Hochstand der letzten Eiszeit stattgefunden haben muß und zwar durch fluviale, allenfalls periglazial-fluviale Ausräumung. Was für die Nebentäler zutrifft, muß aber auch für die Hauptrinne gelten.

Alle Befunde sprechen tatsächlich dafür, daß sich der Talzug Aitrach/Lautrach-Illertissener Tal mit allen seinen Verästelungen im Quellbereich bis zum Hochstand der letzten Eiszeit rein autochthon – d. h. fluvial und periglazial-fluvial – entwickelt und sich dabei – wie es für derartige Fließgewässer charakteristisch ist (vgl. dazu etwa die Gegenüberstellung von Lech und Schmutter bei SCHAEFER 1950:

37 ff. sowie die Profile bei SCHAEFER 1950: 111) – bis unter das Niveau der östlich benachbarten allochthonen Abflußrinne des Iller-Gletschers eingeschnitten hat. Der Überlauf der Rheingletscher-Schmelzwässer erfolgte dann in die bereits vorhandene autochthone Rinne hinein, ohne daß es dabei zu ausgeprägter Tiefenerosion gekommen wäre. Der Zeitpunkt dieses Überlaufs dürfte kurz vor dem Hochstand des Gletschers gelegen haben, d. h. – setzt man zeitgleiche Entwicklung von Rhein- und Illergletscher voraus, was nach der räumlich nahezu identischen Ausbildung des Jungmoränenbestandes in beiden Gletschergebieten wahrscheinlich ist (vgl. dazu o. S. 430 ff.) – etwa gleichzeitig mit der Besetzung der Legauer Rinnen durch einen Nebenabfluß des Illergletschers erfolgt sein, so daß von vorneherein Abflüsse beider Gletscher am Aufbau der allochthonen Füllung der stromab liegenden Talrinne – also auch des Erolzheimer Feldes – beteiligt waren. Kurz nach dem Hochstand kam dann mit der Entstehung des Canyonals der neue Hauptabfluß des Illergletschers dazu.

Während des gesamten Würm-Hochstandes floß aber gleichzeitig immer noch Illergletscher-Schmelzwasser über den alten Hauptabfluß Memminger Trockental/Fellheimer Feld. Erst die mit den wachsenden Wassermengen auf dem neuen Hauptabflußweg ins Illertissener Tal zunehmende Seitenerosion hat dann die schmale Wasserscheide zwischen den beiden glazifluvialen Aufschüttungsniveaus aufgearbeitet und den Schmelzwässern des Memminger Tals den Weg auf das Erolzheimer Feld freigemacht. Wann genau das geschah, läßt sich nur abschätzen.

Der lange und verhältnismäßig schmale Grundriß der Ausraumzone Benninger Ried/Memminger Ach-Tal – er nimmt nur ein Viertel bis die Hälfte der gesamten Talbreite ein – spricht dafür, daß zum Zeitpunkt des Durchbruchs nicht mehr das ganze Memminger Tal von anostomosierenden Wasserläufen durchzogen, sondern bereits eine gewisse Konzentration des Abflusses eingetreten war. Das deutet auf einen Termin nach dem Maximalstand des Gletschers hin. Andererseits hat die Bildung der Ausgleichsrinne sicher so lange angehalten, wie überhaupt noch Schmelzwasser des Illergletschers über das Ziegelberger Trompetental nach Norden abfließen konnte, d. h. bis zum Vockenthal-Stand (vgl. dazu o. S. 375).

Das zeigt sich im Gelände auch unmittelbar, – freilich nicht dadurch, daß die Ausgleichsrinne bis hinter die Ziegelberger Endmoränen zurückgriffe. Betrachtet man nämlich die Geländebeziehungen im mittleren Abschnitt des Memminger Trockentals, dann stellt man fest, daß das Schotterfeld vor den Ziegelberger Endmoränen bei Woringen spitz ausläuft und sich nordostwärts – abgesetzt durch eine flache Senke, die sich längs der Straße Woringen-Wolfertschwenden etwa 1 km weit südostwärts verfolgen läßt – eine etwas jüngere Schüttung anschließt, die aus dem Ziegelberger Trompetental hervorgeht und dessen akkumulatives Äquivalent darstellt, – also den flachen Schwemmkegel, der vor jedem Trompetental erwartet werden muß (vgl. dazu TROLL 1926). Erst unterhalb dieses Schwemmkegels setzt die Ausraumzone Benninger Ried/Memminger Ach-Tal an. SCHAEFFERS Übersichtskärtchen (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 53, Abb. 1) zeigt diesen Zusammenhang bereits klar. Während der älteren In-

ternstände des Iller-Gletschers hat es also zwischen der Gletscherstirn und dem Vorfluter im Illertisser Tal eine Prozeßabfolge Erosion-Akkumulation-Erosion gegeben.

Der Durchbruch zum Erolzheimer Feld und der Beginn der Bildung der Ausgleichstalung Benninger Ried/Memminger Ach-Tal ist demnach zwischen den Zeitmarken „später Maximalstand“ und „Vockenthal-Stand“ anzusetzen. Da das Memminger Ach-Tal – sieht man einmal von den hier verbreitet auftretenden, sicher jüngeren Wiesenalm-Bildungen ab – ein kontinuierlich ausflachendes Längsgefälle aufweist, ist man geneigt, für seine Ausformung einen eher längeren Zeitraum anzunehmen. Wahrscheinlich ist der Durchbruch zum Erolzheimer Feld also bereits am Ende des Würm-Hochstandes erfolgt. Denkbar wäre, daß dabei die durch den Wechsel des Hauptschmelzwasserabflußweges des Illergletschers in das Canyonental und die dadurch abwärts der Illermündung schlagartig gesteigerte Seitenerosion das auslösende Moment war.

Insgesamt ergibt sich so für den Bereich der würmzeitlichen Schmelzwasser-rinnen eine relativ kurze Phase hoher morphologischer Aktivität kurz vor, während und kurz nach dem Hochstand des Gletschers, d. h. das gleiche Bild, das sich auch schon bei der Betrachtung der Verhältnisse im Westabschnitt von Blatt Grönenbach – sei es des Talwechsels der Iller, sei es der Reliefentwicklung am Kopf des Altusrieder Beckens – gezeigt hat. Einmal mehr ist dabei deutlich geworden, daß das für die Entstehung der Iller-Lech-Platte im Laufe des Pleistozäns so charakteristische Phänomen des Talwechsels von der Eigenheit der autochthonen Täler gesteuert wurde, flachere Längsprofile auszubilden als die gleichzeitigen allochthonen Täler, damit besonders im Quellbereich tiefer einzuschneiden als diese und so immer wieder neue Überläufe vorzubereiten. Klar geworden ist aber auch, daß zwei in deutlich verschiedenen Niveaus gelegene glazifluviale Aufschüttungskörper eines Gletschers durchaus parallel zueinander entstehen (und damit die gleiche Eiszeit repräsentieren) können, wobei das höhere Niveau einer älteren – früh- bis hochglazialen –, das tiefere einer teilweise gleichzeitigen, jedoch später einsetzenden und länger anhaltenden – hoch- bis spätglazialen – Entwicklung entspricht. Der Niveauunterschied zwischen beiden muß also nicht auf eine interstadiale oder intrastadiale Erosionsphase im glazifluvialen Milieu zurückgeführt werden, sondern kann allein auf der unterschiedlichen Erosionsintensität in allochthonen – glazifluvial geformten – und autochthonen – periglazial-fluvial gebildeten – Tälern beruhen. Insofern ist also das PENCKSche Kriterium für die Erfassung verschiedener Eiszeiten – die Höhenlage glazifluvialer Terrassenniveaus über dem Vorfluter – zu relativieren. Ob es gilt oder nicht, ist demnach in jedem Fall zunächst zu prüfen.

3.3.3 Die beiden Hochterrassen-Niveaus

Die rißzeitliche Hochterrasse liegt – wie bereits von SCHAEFER (in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 101 ff.) und GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 26 ff.) dargelegt, von SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 106 f.) erneut diskutiert und von SINN (1972: 107 ff.) und JERZ (1978: 51 ff.) näher beschrieben – im Memminger Raum in zwei Niveaus vor: dem (10–15 m) höheren *Hawangener Feld* und dem tiefergelegenen *Hitzenhofener Feld* (vgl. dazu Abb. 12).

Das Hawangener Feld ist nur weit östlich der heutigen Iller entwickelt: es setzt rechts des Memminger Trockentals bei Goßmannshofen ein und ist hier bis Memmingerberg durchzuverfolgen, zieht sich dann aber vor dem hochaufragenden Eisenburger Deckenschotterriedel – vorbei an dem namensgebenden Ort Hawangen – nach Nordnordosten ins Günztal (daher auch „Günztal-Hochterrasse“), wo es sich – mehrere Kilometer breit – über 50 km bis zum Donautal bei Günzburg und Leipheim verfolgen läßt. Im Memminger Trockental entspricht ihm der Hochterrassensporn von Zell, der talauf unter die würmzeitliche Niederterrasse (bzw. zeitgleiche periglaziale Schwemmkegel) hineinstreicht. Deswegen ist hier eine – an sich zu erwartende – Verbindung zu entsprechenden rißzeitlichen Altmoränen nicht gegeben, diese (bzw. deren Reste) sind unter den Ziegelberger Endmoränen des würmzeitlichen Maximalstandes zu suchen.

Auch das Hitzenhofener Feld liegt im wesentlichen östlich der heutigen Iller. Am besten entwickelt ist es am rechten Illerufer zwischen dem Ausgang des Canyonals und Memmingen um den namensgebenden Ort Hitzenhofen. Talab ist es dann zunächst nördlich Memmingen in der Steinheim-Niederriedener Terrasse an der Westflanke des Eisenburger Riedels zu fassen, hier folgt es also ein Stück dem heutigen Illertal. Vor dem nächsten, dem Kellmünzer Deckenschotterriedel biegt es jedoch ebenfalls nach Nordnordosten aus und ist von da an als schmale Terrassenleiste beiderseits des Weißenhorner Tals („bayerisches Roth-Tal“, daher auch „Rothtal-Hochterrasse“) zu verfolgen, ehe es – ab Weißenhorn wieder verbreitert – bei Oberfahlheim über dem Donautal ausmündet. Westlich des Canyonals der Iller entsprechen dem Hitzenhofener Feld die Steinbach-Lautracher Hochterrasse und – jenseits der würmzeitlichen Legauer Rinne – der Breitenbacher und der Witzenbacher Hochterrassensporn. Steinbacher Terrasse und Witzenbacher Sporn streichen unter rißzeitliche Moränen ein: die Steinbacher Terrasse zwischen Hummels/Engelharz und Kaltbronn, der Witzenbacher Sporn auf der Höhe von Rotis. Der an den Witzenbacher Sporn anschließende Moränenrücken von Lausers zwischen Legauer Rinne und Hofer Achtal ist eine ehemalige Mittelmoräne zwischen dem westlichsten Ast des rißzeitlichen Iller-Gletschers und einem östlichen Ausläufer des Rheingletschers. Beide zusammen haben durch ihre Schmelzwässer das Hitzenhofener Feld aufgebaut, es zeichnet sich daher gegenüber dem Hawangener

Feld durch einen höheren Kristallinanteil seiner Schotter aus (bis zu 15 % gegenüber weniger als 2 %, – vgl. dazu SINN 1972: 109). Ob das Hitzenhofener Feld auch noch über einen Vorgänger der Aitrachrinne einen Schmelzwasserzufluß vom östlichen Rheingletscher erhielt, ist offen. Entsprechende Schotter sind bisher nicht nachgewiesen, doch macht die Vorbuchtung der Reiß-Endmoränen im Bereich der Altmannshofer Enge (vgl. dazu GRAUL in GRAUL & SCHAEFER 1953: 28, GERMAN 1959: 34 f., SCHREINER & EBEL 1981: 32 f.) ein Gletschertor auch an dieser Stelle wahrscheinlich.

Die Situation der Hochterrassen des Hawangener und des Hitzenhofener Feldes erinnert deutlich an die ganz ähnlichen Verhältnisse bei den Niederterrassen des Fellheimer und des Erolzheimer Feldes. Entsprechend ist sie auch von SCHAEFER (in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 103), GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 26 ff.) und – detaillierter – von SINN (1972: 110 ff.) sowie von JERZ (in JERZ et al. 1975: 113 f. und 1978: 51 ff.) gedeutet worden. Danach ist der Schmelzwasserabfluß des reißzeitlichen Iller-Gletschers zunächst über Zeller Sporn – Hawangener Feld ins Günztal gegangen, während zugleich – wie in der Würm-Eiszeit – westlich davon ein autochthones Tal existierte, das aus dem Quellbereich von Lautrach/Hofer Ach in der Adelegg über Hitzenhofen ins Rotthal und weiter zur Donau zog.

Während des Reiß-Maximums drangen sowohl Iller- wie Rheingletscher über flache Wasserscheiden in den Oberlaufbereich dieses autochthonen Talsystems ein und schütteten talab das Hitzenhofener Feld und die Rotthal-Hochterrasse auf. Beide Schmelzwasserzuströme müssen nahezu gleichzeitig eingesetzt haben, da der Schotterbestand des Hitzenhofener Feldes von der Basis an Kristallingerölle aus dem Rheingletschergebiet aufweist und der Kristallinanteil im einzelnen Aufschluß jeweils recht konstant bleibt (Ausnahme: die Kiesgrube Steinheim, s. u.). Wie in der Würm-Eiszeit arbeitete dieser jüngere Schmelzwasserabfluß die Wasserscheide gegenüber dem älteren – noch voll in Funktion befindlichen – über das Hawangener Feld rasch auf und führte einen Durchbruch der Schmelzwässer aus dem höheren auf das tiefere Niveau herbei.

Anders als in der Würm-Eiszeit ist dieses Ereignis noch direkt nachweisbar. Denn in einer Kiesgrube westlich der Steinheimer Ziegelei (r 3587 840/h 5320 900) liegen im Niveau der Rotthal-Hochterrasse über den kristallreichen Basisschottern 10 m nahezu kristallinfreie Schotter, die schon GRAUL (in GRAUL & SCHAEFER 1953:26, vgl. dazu SINN 1972: 112) als Schwemmkegel-Schüttung aus dem Einzugsbereich des Hawangener Feldes gedeutet hat. Da die liegenden kristallreichen Schotter keinerlei Verwitterungsspuren zeigen, kann zwischen deren Ablagerung und der Schüttung der Hangendschotter ein größerer zeitlicher Hiatus nicht gelegen haben, schon gar nicht in der Größenordnung eines Interglazials, wie SCHAEFER (vgl. dazu u. S. 443 f.) angenommen hat. Basisschotter und hangender Schwemmkegel müssen allen Anzeichen nach unmittelbar nacheinander und unter kaltzeitlichen Bedingungen geschüttet worden sein.

Wie in der Würm-Eiszeit kam es nach dem Durchbruch auch in der Riß-Eiszeit zu kräftigen Ausräumungsvorgängen im Bereich des höheren Aufschüttungs-Niveaus. Sie rissen die große Lücke zwischen dem Hawangener Feld und dem Zeller Sporn: es entstand also auch in der Riß-Eiszeit eine Ausgleichsrinne zwischen höherem und tieferem Niveau. Sie muß jedoch weiter zurückgegriffen und dort stärker ausgeräumt haben als die – sonst ganz entsprechende – Ausgleichsrinne Benninger Ried – Memminger Ach-Tal in der Würm-Eiszeit. Anders ist nämlich nicht zu erklären, weshalb – abweichend von der Entwicklung in der Würm-Eiszeit – während des Rückzugs des Riß-Gletschers nicht der jüngere Abfluß über das Hitzenhofener Feld dem spätglazialen und schließlich dem interglazialen Abfluß aus dem Kemptener Becken die Richtung ins Vorland gewiesen hat, sondern der ältere. Denn die riß-würm-interglaziale Iller floß wieder da, wo ihr Vorgänger auch schon während des vorhergehenden Mindel-Riß-Interglazials geflossen war: über das Memminger Trockental. Hier bahnte sie dem Abfluß der nachfolgenden Würm-Eiszeit den Weg, dessen Ablagerungen dann sämtliche Zeugen der spätrißzeitlichen und riß-würm-interglazialen Entwicklung zudeckten.

Über den Ablauf dieser Entwicklung besteht grundsätzlich Einigkeit auch mit SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 97). SCHAEFER (in GRAUL & SCHAEFER 1953: 107) meint jedoch zwischen der Ablagerung von Hawangener und Hitzenhofener Feld – wie zwischen Fellheimer und Erolzheimer Feld in der Würm-Eiszeit – einen größeren zeitlichen Hiatus annehmen zu sollen, und zwar nicht nur ein Interstadial, sondern ein Interglazial (ursprünglich – in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 103 – zwischen Alt- und Mittelriß, nach jüngeren Arbeiten – etwa 1982: 214 – zwischen „Paar“-Eiszeit und Riß-Eiszeit im – eingeschränkten – SCHAEFERSchen Sinne). Als Beweis dafür hat er größere Verwitterungstiefen und mächtigere Deckschichten auf der Günztal-Hochterrasse angeführt. SINN (1972: 113) hat jedoch bereits darauf hingewiesen, daß die Verwitterungstiefen der beiden Hochterrassen sich nicht wesentlich unterscheiden, auf dem zentralen Hitzenhofener Feld s. s. sogar größer sind als auf dem Hawangener Feld, und daß die Deckschichten – da reliefabhängig – kaum sehr zuverlässige Kriterien sind, jedenfalls keinen eindeutigen Beweis für ein höheres Alter der Günztal-Hochterrasse liefern. JERZ (1978) hat zudem zeigen können, daß im Bereich des Blattes Amendingen die mächtigsten Deckschichten auf der dem Hitzenhofener Feld entsprechenden Niederriedener Hochterrasse liegen.

Gegen SCHAEFERS Annahmen lassen sich aufgrund der Ergebnisse der Kartierung von Blatt Grönbach noch zwei weitere Argumente vorbringen. Einmal nehmen die Riß-Altmoränen des Iller-Gletschers (vgl. dazu Abb. 12 und u. S. 459 ff.) zwar westlich und östlich des Blattgebiets recht ausgedehnte Flächen ein, im Blattgebiet selbst werden sie jedoch größtenteils von würmzeitlichen Ablagerungen überdeckt. Folgte man SCHAEFER, müßte der würmzeitliche Gletscher hier nicht nur die Ablagerungen einer, sondern von zwei älteren Eiszeiten vollkommen ausgeräumt bzw. überfahren haben. Das er-

scheint recht unwahrscheinlich. Außerdem lassen die rißzeitlichen Altmoränen auch dort, wo sie außerhalb des Blattgebiets voll entwickelt sind – im Westen beiderseits der Legauer Rinnen, im Osten im Gebiet von Obergünzburg –, eine Gliederung in eine ältere („Paar“-) und eine jüngere („Riß“- sensu SCHAEFER) Serie nicht erkennen.

Zum zweiten – und das dürfte entscheidend sein – erklären die SCHAEFERSchen Annahmen nicht, wo denn der Abfluß des Kemptener Beckens – also der Vorgänger der heutigen Iller – in den Interglazialen Paar/Riß und Riß/Würm I (alle Bezeichnungen hier und im folgenden Absatz im SCHAEFERSchen Sinne) geflossen sein und wie er die von Eiszeit zu Eiszeit notwendigen Talwechsel bewerkstelligt haben sollte. Nach SCHAEFER wäre der Schmelzwasserabfluß des Iller-Gletschers in der Paar-Eiszeit über Memminger Trockental – Hawangener Feld ins Günztal gegangen, in der Riß-Eiszeit über das Hitzenhofener Feld ins Rothtal, in der älteren Würmeiszeit zwar immer noch ins Rothtal, aber nun wieder über das Memminger Trockental (und das Fellheimer Feld). Im Interglazial Paar/Riß müßte die Uriller danach zunächst weiter über das Memminger Trockental geflossen sein, ohne sich einzuschneiden, weil ein tiefergelegener Vorfluter noch nicht existierte. Diesen Abflußweg müßte sie jedoch vor, spätestens aber bei Beginn der Riß-Eiszeit aufgeben und nur noch den neuen Abfluß über das Hitzenhofener Feld benutzt haben, damit auf dem nun trockengefallenen Hawangener Feld Oberflächenverwitterung und Deckschichtenbildung einsetzen konnte. Noch im Spätriß, spätestens aber im frühen Riß/Würm I-Interglazial hätte die Uriller einen erneuten Talwechsel zurück in das Memminger Trockental vollziehen müssen, um die Lücke zwischen Zeller Sporn und Hawangener Feld und damit den Platz für die nachfolgende frühwürmzeitliche Akkumulation freizuräumen. Die Talwechsel hätten danach während der Interglaziale, äußerstenfalls am Beginn und am Ende der Riß-Eiszeit stattgefunden. Wie ein normaler – einer Tiefenlinie folgender – Fluß unter interglazialen, allenfalls frühest- oder spätestglazialen Bedingungen den Weg über die Wasserscheiden hinweg hätte finden sollen, ist völlig unerfindlich. Die gutdokumentierte Geschichte des Talwechsels der Iller während der letzten Eiszeit (vgl. dazu o. S. 396 ff. und S. 402 ff.) hat deutlich gezeigt, daß nur die Hochstände der Eiszeiten dafür die hinreichenden Bedingungen bereitstellen.

Insgesamt ergibt sich also nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse, daß die beiden Hochterrassen des Memminger Raums nicht als Ergebnis von zwei – durch ein Interglazial getrennten – Eiszeiten zustandegekommen sind, wie SCHAEFER das annahm, sondern – wie auch die beiden Niederterrassen – Zeugen eines durch die lokale Situation gesteuerten Geschehensablaufs während des Hochstands einer einzigen Eiszeit – eben der Riß-Eiszeit – sind, so wie das schon SINN (1972: 110) beschrieben hat.

Der von LÖSCHER (1976, vgl. dazu auch EICHLER & SINN 1975) eingeführten – ganz anders begründeten, aber zu einem den SCHAEFERSchen Vorstellungen vergleichbaren Ergebnis führenden – Hypothese, daß die Günztal-Hochterrasse samt Hawangener Feld und Zeller Sporn einer drittletzten Eiszeit (nach LÖSCHER der Mindel-Eiszeit) zuzuordnen sei, ist mit der gleichen Argumentation zu begegnen, nur sind in diesem Fall die SCHAEFERSchen Begriffe „Paar“ und „Riß“ durch die LÖSCHERSchen Termini „drittletzte Eiszeit“ und „zweitletzte Eiszeit“ zu ersetzen (vgl. dazu JERZ 1978: 54 und SCHAEFER 1979: 22). Im übrigen würde LÖSCHERS Gleichsetzung von Hawangener Feld und Zeller Sporn mit der Mindel-Eiszeit – falls sie zuträfe – die PENCKSCHE Typlokalität für die Mindel-Eiszeit – das Grönenbacher Feld – als Typlokalität obsolet machen.

3.3.4 Das Grönenbacher Feld (Jüngerer Deckenschotter)

Anders als die Probleme der Nieder- und der Hochterrassen des Memminger Raumes berühren diejenigen der altquartären Deckenschotter das Gebiet von Blatt Grönenbach. Während die Nieder- und Hochterrassen-Probleme eher einen lokalen Sonderfall betreffen, der sich freilich bis in das Blattgebiet hinein auswirkt (und deswegen zu einer Auseinandersetzung zwang), wird über die Genese, dementsprechend über die stratigraphische Aussagekraft und die zeitliche Stellung der Deckenschotter sensu PENCK seit den 60er Jahren – ausgelöst durch GRAULS „Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes“ (1962 a) – grundsätzlich diskutiert. Sachlich gesehen ist das eine Folge der Tatsache, daß das PENCKsche Konzept, die Altersstellung eines Schotterkörpers nach seiner Höhenlage über dem Vorfluter zu beurteilen, mit der Zunahme dieser Höhendifferenz naturgemäß an Zuverlässigkeit verliert. Dazu kommt, daß alle älteren – und damit höhergelegenen – Schotter durch nachfolgende Erosion in einzelne, schließlich nur noch fleckenhaft auftretende Vorkommen aufgelöst sind, so daß die Zusammenhänge mit anderen Schotterresten nur hypothetisch und selten ganz zweifelsfrei geklärt werden können. Die Diskussion über die sich daraus ergebenden Probleme ist noch längst nicht abgeschlossen, sie kann hier nicht im Detail vorgetragen werden (vgl. dazu GRAUL 1973, SCHAEFER 1973, EICHLER & SINN 1975, LÖSCHER 1976, GRAUL 1978, LÖSCHER, MÜNZING & TILLMANN 1978, SCHAEFER 1979 a, 1979 b, 1980, LÖSCHER & SCHEUENPFLUG 1981, SCHREINER & EBEL 1981, STEPP 1981, BRUNNACKER & TILLMANN 1982, SCHAEFER 1982, 1983, TILLMANN, BRUNNACKER & LÖSCHER 1983). Auf der anderen Seite liegt es nahe, mit dem Versuch einer Lösung der aufgetretenen Probleme dort anzusetzen, wo schon PENCK den allen späteren Untersuchungen zugrundeliegenden ersten Gliederungsversuch unternommen hatte – also in der Gegend von Memmingen (die das Gebiet von Blatt Grönenbach einschließt) – und von hier aus zu klären, ob und inwieweit das PENCKsche Gliederungsschema noch Bestand hat. Dieser Gedanke lag schon der Dissertation SINNS (1972) zugrunde. Jedenfalls aber hat jede in diesem Gebiet neu getroffene Beobachtung, jede sich daraus ergebende Schlußfolgerung Rückwirkungen auf das gesamte Begriffssystem der Quartärforschung im Alpenvorland und damit größeres Gewicht als Beobachtungen und Schlußfolgerungen an anderer Stelle.

Es war deswegen ein aufsehenerregendes Ereignis, als ein so erfahrener Quartärforscher wie I. SCHAEFER (1973) eine völlige Neuinterpretation der Jüngerer Deckenschotter des Grönenbacher Feldes vorlegte. Denn damit hatte er PENCKs Typlokalität für die Mindel-Eiszeit umgedeutet – und so auch die Mindel-Eiszeit als solche. Im Endeffekt läuft SCHAEFERS Auffassung des Grönenbacher Feldes auf eine „Erweiterung von PENCKs Mindelzeit zu einer Großeiszeit (oder einer Eiszeitengruppe)“ (1973: 198) hinaus. SCHAEFER hat dieses Konzept in einer Reihe von

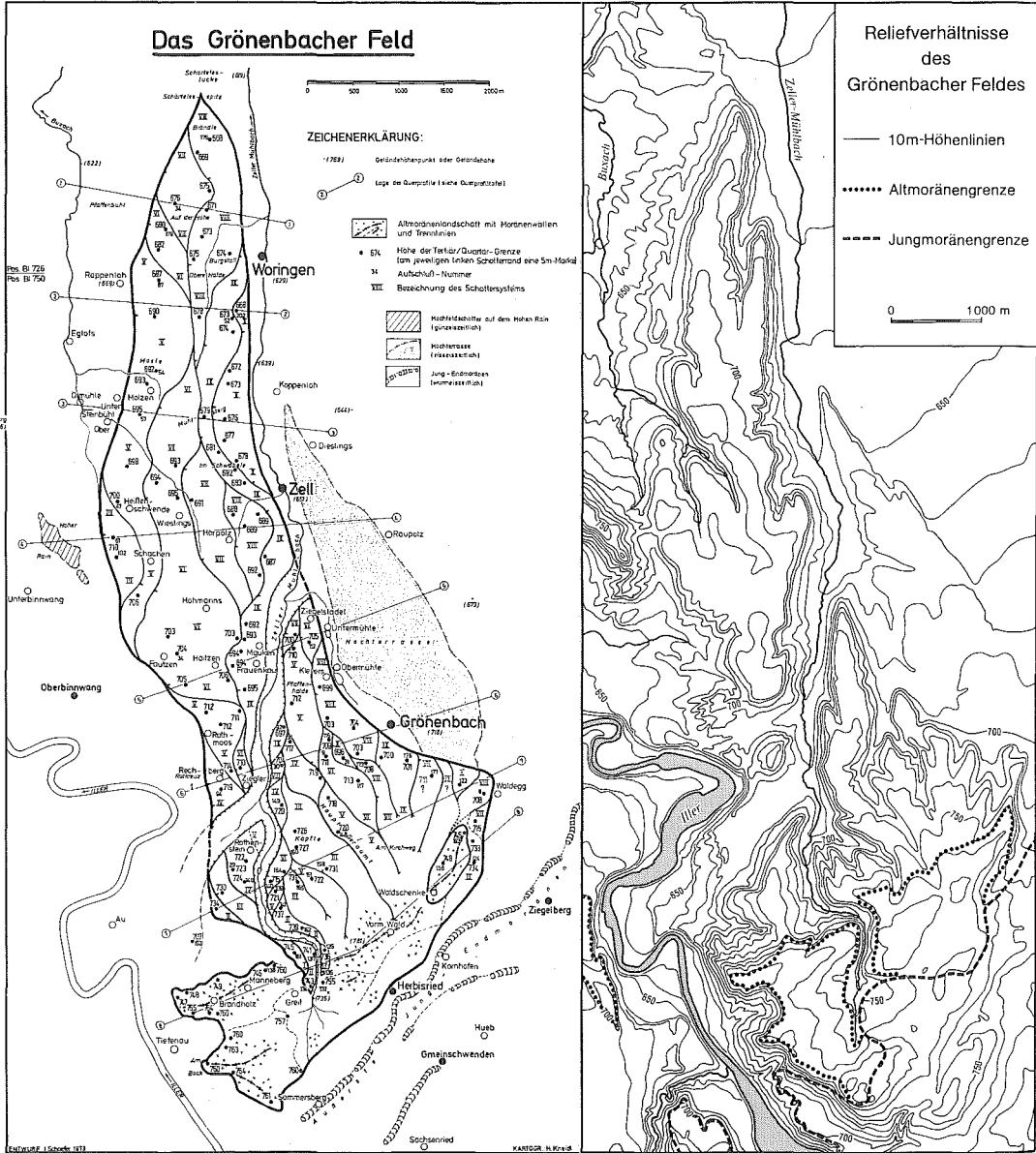


Abb. 13. Das Grönbacher Feld nach SCHAEFER 1973 und seine Reliefverhältnisse.

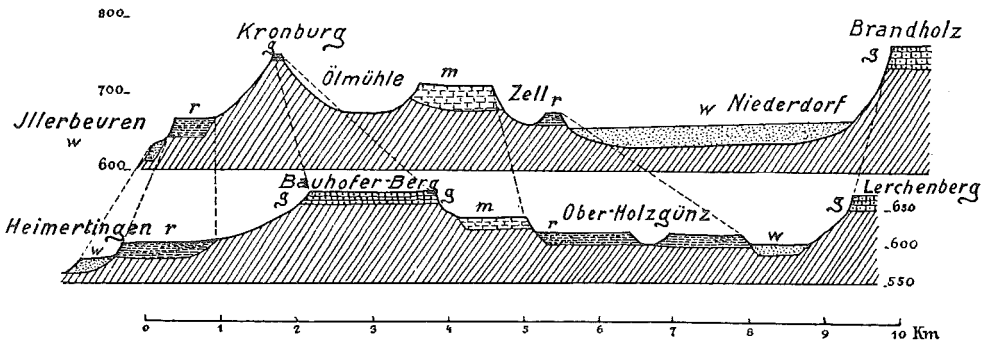
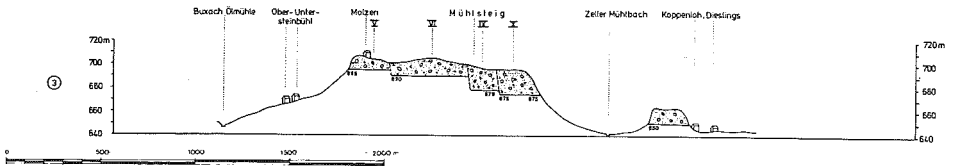


Abb. 14. Die Schotterbasis des Grönbacher Feldes auf der Höhe der Woringer Ölmlühle nach PENCK & BRÜCKNER 1901/09 (unten) und SCHAEFER 1973 (oben).

weiteren Arbeiten (1979 a, 1979 b) zu verifizieren gesucht und arbeitet weiter daran. Seine Aufsplitterung der PENCKschen Mindel-Eiszeit ist zwar früh auf Widerspruch gestoßen, andererseits besteht auch seitens der Kontrahenten SCHAEFERS (EICHLER & SINN 1975, LÖSCHER 1976, LÖSCHER, MÜNZING & TILLMANNS 1978, LÖSCHER & SCHEUENPFLUG 1981, TILLMANNS, BRUNNACKER & LÖSCHER 1983) eine Tendenz, das PENCK-(EBERL-)sche System vier (oder fünf) pleistozäner Eiszeiten aufzubrechen und stattdessen eine Vielzahl von Eiszeiten zu postulieren. Eine Einigung ist bisher nicht in Sicht. Insbesondere ist – was an sich nahegelegen hätte – eine Auseinandersetzung mit SCHAEFERS Arbeit an der PENCKschen Typlokalität bisher nicht erfolgt. Sie mußte daher, da das Grönenbacher Feld großenteils im Kartierungsgebiet liegt, im Rahmen der Kartierung von Blatt Grönenbach nachgeholt werden.

Das Grönenbacher Feld begleitet das Memminger Trockental auf dessen linker Flanke: aus dem Grönenbacher Wald heraus ist es hier über das Zeller Mühlbachtal hinweg bis auf die Höhe von Woringen zu verfolgen (vgl. dazu und zum folgenden Abb. 13). Seine Oberfläche liegt etwa 50 m über dem würmzeitlichen Schotterfeld vor den Ziegelberger Endmoränen und etwa 40 m über dem Zeller Hochterrassensporn (vgl. dazu Beilage 2, Profil AB und CD). Die Schottermächtigkeit wechselt, auf Blatt Grönenbach geht sie von 10–15 m (im Norden) örtlich (im Süden) bis knapp 30 m. Die Schotterbasis streicht daher überall an den Rändern des Feldes und an den Flanken der von außen her eingreifenden Täler über der liegenden Oberen Süßwassermolasse zu Tage aus. Im Süden sitzt dem Grönenbacher Feld der zugehörige Mindel-Altmoränenzug Brandholz-Manneberg-Vorm Wald-Waldschenke auf.

Schon PENCK hatte beobachtet, daß die Unterkanten des Grönenbacher Dekenschotters in Querprofilen nicht überall die gleiche Ausstrichhöhe zeigen. Diese Tatsache hat SCHAEFER zur Grundlage seiner Hypothese gemacht. Er glaubt sie dahingehend interpretieren zu sollen, daß das Grönenbacher Feld nicht – wie das alle älteren Autoren angenommen hatten – eine einheitliche Schüttung, sondern in schmale Schotterstränge aufgegliedert sei, die als Folge von insgesamt 10 Eintiefungs- und Wiederaufschüttungs-Zyklen zustande gekommen wären, die je der je einem Vorstoß des mindelzeitlichen Gletschers ihre Entstehung verdanken.

Grundannahme der SCHAEFERSchen Argumentation ist, daß jeder glazifluvialen Aufschüttung eine Erosionsphase vorangehe, die dazu führe, daß die Schotterbasis ein kastenförmiges Querprofil aufweise (SCHAEFER 1950: 56 ff. u. ö., zuletzt 1981). Dies ist jedoch nicht unumstritten. Jüngere – inzwischen in größerer Zahl vorliegende – Untersuchungen (SCHREINER 1980, SCHREINER & EBEL 1980, HAAG 1981, 1982, RÖGNER 1979, 1980, 1981) belegen anhand von Bohrungen, daß ein kastenförmiges Querprofil der Basen glazifluvialer Schotterkörper keineswegs im-

mer gegeben ist, insbesondere dann nicht, wenn die glazifluviale Verschüttung erstmals erfolgt und ein autochthones Tal betrifft, das zuvor unter periglazialen Bedingungen entstanden war. Auch im Iller-Canyon ließ sich ja zeigen (vgl. dazu o. S. 402), daß der Verschüttung von dessen autochthonem Vorgänger während des Würm-Hochstandes keine erosive Ausgestaltung der Quer-(und Längs-)Profile vorherging. Ob also die SCHAEFERSchen Schlußfolgerungen zutreffen oder ob seine – an sich sehr sorgfältigen – Beobachtungen nicht zu Querprofilen führen müssen, wie sie schon PENCK gezeichnet hat (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 31, Fig. 3, vgl. dazu Abb. 14), bedürfte demnach der Prüfung anhand engstehender Bohrungen. Doch erscheinen Zweifel an der SCHAEFERSchen Interpretation auch ohne das erlaubt.

Denn schon das Oberflächenrelief des Grönenbacher Feldes stützt sie nicht (vgl. dazu Abb. 13). Eine Untergliederung in schmale Terrassenstreifen ist nicht zu erkennen, wenn man einmal davon absieht, daß das Feld im Nordteil eine leichte West-Ost-Asymmetrie aufweist. Die ließe sich jedoch zwanglos durch die periglaziale Überformung während der der Ablagerung folgenden Kaltzeiten erklären (vgl. dazu auch SINN 1972: 82). SCHAEFERS Darstellung erscheint aber auch noch aus anderen Gründen problematisch.

Sie erklärt nämlich nicht, weshalb die der jeweiligen Einschneidung folgende Wiederaufschüttung das Ausgangsniveau stets genau (oder doch nahezu) wieder erreicht haben sollte, wie es nach SCHAEFERS Querprofilen den Anschein hat (vgl. dazu Abb. 15). Das widerspräche dem PENCKschen Konzept, daß die glazifluvialen Ablagerungen verschiedener Gletschervorstöße deswegen staffelförmig ineinandergeschachtelt erscheinen, weil jüngere Akkumulationen die vorausgegangene Erosion eben nicht kompensieren. Aber selbst wenn es in diesem Falle so wäre, fehlt gleichwohl eine Erklärung, weshalb die Wiederaufschüttung in allen zehn Fällen immer gerade bei Erreichen des Ausgangsniveaus ausgesetzt haben sollte.

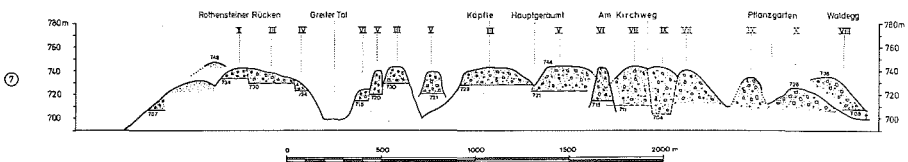


Abb. 15. Die Schotterbasis des Grönenbacher Feldes an seiner breitesten Stelle westlich Waldegg nach SCHAEFER 1973.

SCHAEFER nimmt denn auch eine ursprünglich vorhandene – wenn auch nur schwach ausgebildete – Terrassenstaffelung an (1973: 175, 176, 177, 178, 181). Dann aber bleibt unverständlich, weshalb ein jüngerer Wasserlauf wie der östlichste Zubringer der Buxach, der aus einer weiten Mulde südwestlich Hörpolz kommt, von jüngeren Schotterfüllungen (in diesem Fall dem SCHAEFERSchen Schotter VII) auf ältere mit höherliegendem Aufschüttungsniveau (hier die SCHAEFERSchen Schotter VI und V)

übertreten und diese zerschneiden können sollen. Die Entwässerung eines gestaffelten Terrassenkörpers hätte in jedem Fall zum jeweiligen Vorfluter, d. h. zur nächsttieferen Terrasse gehen müssen.

Aus SCHAEFERS Darstellung geht weiter nicht hervor, weshalb bei den angenommenen Vorstößen der mindelzeitlichen Gletscher der Schmelzwasserabfluß zwar ständig tiefergelegt, gleichzeitig aber immer wieder in einzelne Rinnen aufgesplittert worden sein sollte (vgl. dazu Abb. 15: Schotter III und Schotter V lägen danach in drei, Schotter VI, VII und IX in zwei Rinnen vor, die übrigen jedoch nur in je einer). Das widerspräche allen Erfahrungen mit glazifluvialen (und auch rein fluvialen) Abflußsystemen. Selbst wenn man annähme, daß an einer weiter im Süden gelegenen Gletscherstirn jeweils mehrere Schmelzwasserströme in kurzem Abstand nebeneinander ausgetreten wären, so hätten sie doch alsbald zu einem einzigen Abfluß zusammentreten müssen, – jedenfalls dann, wenn sie ein Hindernis – und das wären die Moränen und Schotter der vorhergehenden Vorstöße gewesen – zu überwinden hatten und dadurch zur Erosion gezwungen waren. Was in solchen Fällen in Wirklichkeit vor sich geht, kann man in jedem rezenten Gletschervorfeld, kann man in allen Jungmoränenlandschaften (vgl. dazu etwa TROLL 1924, 1926), kann man auch im Dietmannsrieder Zweigbecken des würmzeitlichen Illergletschers studieren: das Ziegelberger Trompental ist dafür nur ein besonders typisches Beispiel. Daß sich nur wenige hundert Meter voneinander entfernte Schmelzwasserabflüsse eines Gletschers über mehrere Kilometer parallel zueinander entwickeln und dabei separat einschneiden können sollten, ist bisher nirgends beobachtet worden und schon aus hydrodynamischen Gründen unwahrscheinlich (vgl. dazu LEOPOLD, WOLMAN & MILLER 1964: 411 ff.).

Ein weiterer, nur unbefriedigend erklärter Punkt ist, wie jüngere Schotter, die nach rückwärts keine Verbindung zum Schmelzwasserursprung an der zugehörigen Gletscherstirn zeigen, unvermittelt zwischen älteren Schottern auftauchen können (Schotter X zwischen Schotter VI und VII westlich Grönenbach und zwischen Schotter VII und IX westlich Waldegg, – vgl. dazu Abb. 13 und 15). SCHAEFER selbst (1973: 187) hat das so erklärt: „Die Schmelzwässer hatten anscheinend nicht mehr genügend Kraft und Zeit, sich eine eigene breitere Rinne zu schaffen, oder es war alles schon zu sehr verschüttet; daher wurden ihre Schotter lediglich in die Naht zwischen zwei ältere eingelagert“. Das kann aber nur für die nicht dokumentierten Ober- und Unterläufe gelten. Denn dort, wo SCHAEFER den Schotter X kartiert hat – vor allem westlich Grönenbach, wo die Unterkante gut faßbar ist –, erscheint er – wie das nach dem SCHAEFERSchen Konzept auch sein muß – in die tiefste aller Erosionsrinnen eingelagert. Hier müßte der Schmelzwasserabfluß also stärker erodiert haben als alle seine Vorgänger. Daß ein solches Gerinne im Oberlauf keinerlei Spuren hinterläßt, talab aber plötzlich nahezu schluchtartig einschneidet, um dann erneut spurlos über ältere Schotter hinwegzufließen, widerspricht allen Erfahrungen der Flußmorphologie (vgl. dazu wiederum LEOPOLD, WOLMAN & MILLER 1964).

Schließlich hat SCHAEFER nur mit einiger Schwierigkeit erklären können, weshalb die das Grönenbacher Feld im Süden abschließenden Endmoränen der Mindel-Eiszeit am oberen Ende der jüngsten und am tiefsten eingeschrittenen Rinnen (Schotter IX, vgl. Abb. 13) keine Schmelzwasserdurchlässe aufweisen, sondern diese eindeutig plombieren. Denn da an diese Moränen im Süden relativ hochgelegene, nach SCHAEFER also ältere Schotter angelagert erscheinen, müßten sie von jüngeren Schotterinnen zerschnitten worden sein. SCHAEFER behilft sich (1973: 187) mit der Annahme, daß der Moränenzug keine einheitliche Bildung, sondern in mehreren Schüben zustande gekommen sei. Danach hätte beim jüngsten Gletschervorstöß zwar zunächst noch glazifluviale Erosion und Akkumulation stattgefunden, dann aber plötzlich ausgesetzt, um die Überlagerung der Rinnenfüllung durch Moräne zu ermöglichen. Das ist jedoch wenig wahrscheinlich, denn es setzte einen schlagartig wirksam gewordenen Schmelzwasserabfluß an anderer (tiefergelegener) Stelle voraus, der weder nachgewiesen noch theoretisch vorstellbar ist, weil er gleichzeitige Akkumulation (in der vom Gletscher plombierten Rinne) und Erosion (zur Vorbereitung des neuen Abflusses) erforderlich machte.

Vor allem aber fehlt für die SCHAEFERSche Grundannahme – die kastenförmige Gestalt der Rinnenquerschnitte – ein hieb- und stichfester Geländenachweis. Tatsächlich liegen für das ganze Grönenbacher Feld nur punkthafte Beobachtungen der Schotterunterkanten vor, dagegen sind weder die ebenen Schotterbasisflächen noch die steileinfallenden Erosionsdiskordanzen, die die einzelnen Schotterstränge nach den SCHAEFERSchen Querprofilen voneinander trennen sollen, noch gar der staffelförmige Aufbau der Schotterbasen an irgendeiner Stelle in einem Aufschluß nachgewiesen. SCHAEFERS Überlegungen weisen also nicht nur eine ganze Reihe von Unstimmigkeiten auf, sondern stehen auch auf einer recht unsicheren empirischen Basis.

Nicht gesichert ist aber auch eine zweite SCHAEFERSche Grundannahme. SCHAEFER geht wie selbstverständlich davon aus, daß das Grönenbacher Feld einen schon aus dem vorhergehenden Interglazial überkommenen Hauptabfluß des Iller-Gletschers repräsentiert. Dies hatten zwar auch schon PENCK und – mit Einschränkungen – EBERL getan. Aber EBERL (1930: 268 ff.) hatte auch gezeigt, daß man an den Flanken des östlichen Günztals zwei Jüngere Deckenschotter unterscheiden kann, jedoch gewisse Schwierigkeiten, sie auch im Bereich des Grönenbacher Feldes nachzuweisen (1930: 227 und Tafel I). Tatsächlich fehlt hier – wie SINN (1972: 82 ff.) gezeigt hat – jeder Hinweis auf eine Zweigliederung, sie wird deswegen auch von SCHAEFER nicht diskutiert. Andererseits ist damit das eigentliche Problem – die mögliche Doppelung der Jüngeren Deckenschotter – nicht aus der Welt geschafft. Denn es läßt sich zeigen (vgl. dazu u. S. 468 f.), daß es zwischen Memminger Trockental und Mindeltal Altmoränen gibt, die älter sind als die klassischen Mindel-Endmoränen PENCKs an der Wurzel des Grönenbacher Feldes, aber jünger als die Älteren Deckenschotter der Günz-Eiszeit. Entsprechend sind dort zwei jüngere Deckenschotter zu erwarten. Im Memminger Trockental selbst liegt dagegen mit dem Grönenbacher Feld nur der zweite, der jüngere dieser beiden Deckenschotter. Hier fehlt demnach ein Glied der pleistozänen Schotterfelder-Serie. Das heißt aber, daß die Bildung des Grönenbacher Feldes nicht in einer schon prämindezeitlich angelegten allochthonen Talrinne erfolgt sein kann.

Tatsächlich muß der aus dem der Mindel-Eiszeit vorhergehenden Interglazial überkommene Abfluß des Iller-Gletschers noch zu Beginn der Mindel-Eiszeit aus der Gegend von Kempten nach Nordnordosten gegen das Mindeltal gezielt haben. Für die Günz-Eiszeit ist diese alte Abflußrichtung seit EBERL (1930: 294 ff.) belegt. Aber auch in den nachfolgenden Kaltzeiten sind die glazifluvialen Schüttungen der vorstoßenden Gletscher immer zunächst in Nordnordost-Richtung gegangen. Das beweisen der ausgedehnte und mächtige Jüngere Deckenschotter von Obereggen-Saulengrain südsüdwestlich Mindelheim und der ihm westlich benachbarte, etwas tiefer liegende, aus dem Östlichen Günz- ins Mindeltal hinüberwechselnde Jüngere Deckenschotter von Unterburg-Erlis (vgl. dazu Abb. 12, sowie SINN 1972: 93 ff.). Beide Schotter setzen trotz – bezogen auf den Austritt des Iller-Gletschers aus dem Gebirge – wesentlich externerer Lage höher an als das Grönenbacher Feld. Sie hätten nicht geschüttet werden können, wenn der tieferliegende Schmelzwasserabfluß über das Grönenbacher Feld zur Zeit ihrer Entstehung schon existiert hätte. Das Grönenbacher Feld muß also später entstanden sein.

Damit gewinnt noch eine andere Beobachtung an Bedeutung. Sowohl SCHAEFER (1973: Tafel II) wie SINN (1972: Längsprofil 5) haben deutlich gemacht, daß die Basis des Grönenbacher Feldes gegen seine Wurzeln zu – etwa von Grönenbach an südwärts – rasch ansteigt, während sie talab ein auffallend geringes Längsgefälle von nur etwa 4 ‰ hat (SINN 1972: 85 und 106). Ein solches Längsprofil – geringes Längsgefälle auf dem größten Teil der Laufstrecke und ein rasches Ansteigen gegen den Quellbereich zu – ist aber typisch für autochthone, periglazial geformte Talrinnen (vgl. dazu die Profile bei SCHAEFER 1950: 111). Dies, die tiefere Lage des Grönenbacher Feldes (und seiner Fortsetzung im Norden bei Schwaighausen, – vgl. dazu Abb. 12) und der Zusammenhang mit den glazialen Ablagerungen im Obergünzburger Raum führen alle zu dem gleichen Schluß: daß nämlich das Grönenbacher Feld genauso zustande gekommen ist wie die westlichen Abflusströme des würmzeitlichen und des rißzeitlichen Iller-Gletschers, für die sich der Vorgang im Detail nachweisen ließ: also erst kurz vor dem Hochstand des mindelzeitlichen Gletschers durch Schmelzwasserüberläufe in ein westlich benachbartes autochthones Talsystem.

Dieses autochthone Talsystem ist durch die Talwechsel der Iller während der nachfolgenden Kaltzeiten nahezu vollkommen zerstört worden. Letzter Zeuge davon (und Erbe) ist – darüber besteht Einigkeit auch mit SCHAEFER – das Zeller Mühlbachtal, das das Grönenbacher Feld diagonal durchschneidet. SCHAEFER ist nur der Ansicht, daß es sich bei dem Vorgänger des Zeller Mühlbachtals lediglich um ein autochthones Nebental einer schon länger existierenden allochthonen Hauptrinne gehandelt habe (vgl. dazu u. S. 453 f.).

Das Grönenbacher Feld wäre danach als relativ rasch geschüttete einheitliche Bildung des Mindel-Hochglazials aufzufassen, was zugleich den recht gleichförmigen Schotterbestand erklären würde. In der Schlußphase der Entwicklung wäre dann der Gletscher auf seine eigenen Schotter aufgefahren und hätte die das Feld im Süden abschließenden Moränen abgelagert, – so wie das der rißzeitliche Gletscher beim Hitzenhofener Feld und der würmzeitliche Gletscher beim Memminger Feld auch getan haben. Im Prinzip hat diesen Zusammenhang bereits SINN (1972: 105 f.) dargestellt. Aber auch die SCHAEFERSchen Beobachtungen (nicht seine Schlußfolgerungen!) lassen sich damit in Einklang bringen. Berücksichtigt man, daß die in seine Querprofile eingezeichneten Erosionsdiskordanzen nicht belegbar sind, denkt sie sich also weg, dann ergibt sich eine einheitliche Talverfüllung, bei der ganz normal – aber eben umgekehrt wie bei SCHAEFER – die ältesten Ablagerungen an der Basis, die jüngsten im Dach des Schotterkörpers liegen.

Unbeschadet einer zukünftigen Detailuntersuchung der Schotterbasen darf demnach weiterhin angenommen werden, daß das Grönenbacher Feld als einheitliche Schüttung eines einzigen Gletscher-Großvorstoßes – eben der Mindel-Eiszeit sensu PENCK – zu betrachten ist. Eine mindelzeitliche „Großeiszeit (oder . . . Eiszeitengruppe)“ sensu SCHAEFER ist – jedenfalls beim derzeitigen Kenntnisstand – an

der Typlokalität nicht erwiesen. Entsprechend kann ein Längsprofil des Grönenbacher Feldes weiter so gezeichnet werden, wie es schon PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: Tafel I, Profil 1) getan hat (vgl. dazu Abb. 16).

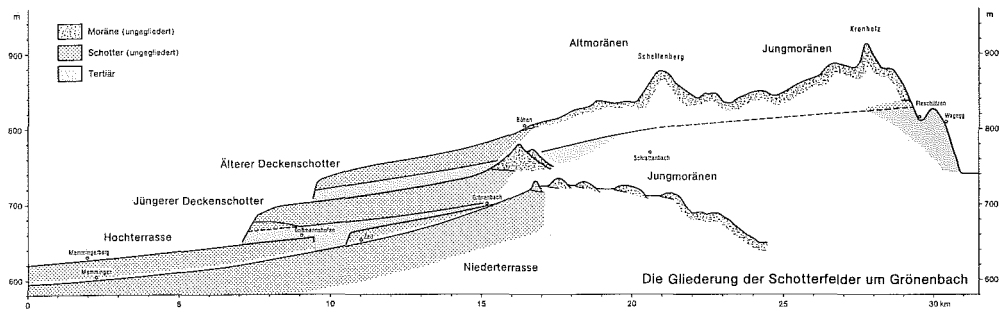


Abb. 16. Die Gliederung der pleistozänen Schotterfelder um Grönenbach.
Die Achse des Profils verläuft in der Mittellinie des Memminger Trockentals. Überhöhung 25fach.

Die Annahme einer Entstehung des Grönenbacher Feldes durch eine relativ rasch und ohne erosive Zwischenphasen erfolgte Verschüttung eines autochthonen Talsystems vermag auch Lage und Entwicklung des Zeller Mühlbachtals zu erklären, dessen Deutung SCHAEFER (1973: 181 f.) Schwierigkeiten bereitet hatte. Das Tal greift von Ziegelstadel südlich Zell südwärts in das Grönenbacher Feld hinein und gabelt sich dann bei Rothenstein in das südwärts weiterführende schmale Greiter Tälchen und einen nach Südwesten ausgreifenden breiten, über dem Rothkreuzer Iller-Mäander in die Luft austreichenden Taltorso. Es schneidet also durch das ganze Grönenbacher Feld diagonal hindurch und trennt zudem den Rothensteiner Sporn vom Hauptfeld ab. Es ist – das sieht auch SCHAEFER so – als Erbe einer autochthonen Rinne aufzufassen, die bereits bestand, als die Ablagerung der Grönenbacher Schotter erfolgte. Daß es hier auf der Westflanke des Grönenbacher Feldes ein weiter nach Südwesten ausgreifendes Talsystem gab, beweisen die von STEPP (1953: 182) erstmals beschriebenen und auch von SCHAEFER (1973: 181) erwähnten „Liegenschotter von Fautzen“, daß es auch während der Schüttung der Grönenbacher Schotter aktiv war, der höhere Sand- und Kristallinschotter-Anteil in den Aufschlüssen im Südwestteil des Feldes.

SCHAEFER stellt sich die Entwicklung des Mühlbachtals nun so vor, daß der autochthone Zubringer der Einschneidung der allochthonen Rinnen gefolgt sei, dabei die älteren Rinnenfüllungen längs seines Laufes jeweils ausgeräumt und so seine Mündung immer weiter nach Nordosten verlegt habe. Dabei soll er zugleich den „Hauptstrom nach rechts abgedrängt“ (1973: 182) haben. Diese Erklärung berücksichtigt zweierlei nicht. Einmal nämlich sollen die Rinnen des Grönenbacher Feldes sich ja – nach SCHAEFER – nicht nur eingeschnitten haben, sondern anschließend bis (fast) auf das Ausgangsniveau wieder aufgefüllt worden sein. Das müßte dann – nicht nur einmal, sondern insgesamt zehnmal – auch mit der autochthonen Rinne geschehen sein. Von entsprechenden Rinnenfüllungen – die aus rein periglazialen Material bestehen müßten – fehlt aber jede Spur. Zweitens ist nicht einzusehen, wie eine einschneidende autochthone Rinne den Hauptstrom nach rechts abgedrängt haben sollte. Denn eine Verdrängung des Hauptstromes hätte nur durch *Aufschüttung* aus der autochthonen Rinne erfolgen können, wobei zu erklären wäre, wie eine autochthone Schüttung die normalerweise immer kräftigere allo-

chthone Schüttung hätte überwältigen sollen. Nimmt man – wie SCHAEFER – ausschließlich (oder auch nur überwiegend) *Einschneidung* der autochthonen Rinne an, dann wäre sie dadurch zum Vorfluter des allochthonen Abflusses geworden, hätte also dessen Wassermassen auf sich gezogen, ihren eigenen Lauf weiter vertieft und ihn gerade nicht nach rechts verlagert. Wie immer man die SCHAEFERSche Erklärung auch wendet; sie führt stets zu Konsequenzen, die mit dem Geländebefund nicht recht in Einklang zu bringen sind.

Die SCHAEFERSchen Schwierigkeiten werden jedoch gegenstandslos, wenn man das Grönenbacher Feld als einheitliche Schüttung und das Zeller Mühlbachtal (in seiner heutigen Form) nicht als syngenetische, sondern als jüngere Bildung auffaßt. Der Einbruch der Grönenbacher Schotter in das autochthone Talsystem wäre danach über dessen rechte Flanke erfolgt, der autochthone Zubringer aus Südwesten hätte jedoch weiter existiert und sich nur in seinem Verhalten dem allochthonen Geschehen talab angepaßt. Er hat während der Schüttung des Grönenbacher Feldes ebenfalls aufgeschottert bzw. seine Sedimente den allochthonen Schottern beigemischt (was nachweisbar ist) und hätte anschließend – als der Abfluß des Kemptener Beckens sich in die Grönenbacher Schotter einzuschneiden begann – auch diesen Eintiefungsvorgang mitgemacht. Dafür spricht, daß das Längsgefälle des Taltorsos oberhalb Rothenstein – wie schon STEPP (1953: 182) festgestellt hat – auf das Niveau der Zeller Hochterrasse eingestellt ist. Was im Laufe der Reiß-Eiszeit und danach geschah, läßt sich nur teilweise rekonstruieren, insbesondere ist nicht geklärt, wie und wann der Rothensteiner Taltorso seinen Oberlauf verlor. Doch ist das für die Klärung des hier in Frage stehenden Abschnitts der Talgeschichte nicht mehr relevant. Für diesen ist festzustellen, daß es jedenfalls die Geschichte eines normalen Nebenflusses war, der sich in seinem ganzen Verhalten dem Geschehen im Vorfluterbereich anpaßte und nicht etwa – wie es nach SCHAEFER der Fall gewesen sein müßte – dem Hauptfluß Sonderkonditionen aufzwang.

3.3.5 Das Böhener Feld (Älterer Deckenschotter)

Die höchstgelegenen Vorkommen pleistozäner Schotter in der Gegend von Memmingen hatte PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 28 ff.) als „Hochfeld“ bezeichnet, sie als Ältere Deckenschotter klassifiziert und der Günz-Eiszeit zugewiesen. PENCKs Übersichtskärtchen (vgl. dazu Abb. 2) zeigt sie nördlich Memmingen („Bauhofer Berg“ = „Eisenburger Schotterfeld“ sensu SCHAEFER 1979 a, – vgl. dazu auch Abb. 12), sowie beiderseits des Memminger Trockentals: im Westen die isolierten Erhebungen der Kronburg und des Hohen Rains, im Osten das ausgehnte, von STEPP (1981) so benannte „Böhener Feld“, das im Süden – oberhalb Schrattenbach – unter jüngeren Moränen herausstreicht, sich über 15 km bis auf die Höhe von Ottobeuren erstreckt und seinen äußersten Ausläufer im Norden im Theinselberg findet (und deswegen von SINN als „Schrattenbach-Theinselberger Schotter“ bezeichnet wird). Die Oberfläche der beiden zuletzt genannten – in das Blatt Grönenbach hineinreichenden – Vorkommen liegt 40–60 m über der des Grönenbacher Feldes, 80–100 m über den beiderseits begrenzenden würmzeitlichen glazifluvialen Aufschüttungen (vgl. dazu Beilage 2, Profile AB und CD). Bei einer Schottermächtigkeit von bis knapp 40 m streicht daher auch die Schotterbasis der Älteren Deckenschotter an den Talhängen überall zu Tage aus.

Die Älteren Deckenschotter sind nicht – wie das PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 113 ff.) angenommen hatte – breitflächig in ein ebenes Vorland ge-

schüttet worden, sondern – wie zuerst EBERL (1930: 103 ff. und 303 ff.) dargelegt hat – in bereits bestehende flache Talrinnen. Kronburg und Hoher Rain einerseits und Böhener Feld andererseits sind also auch als schon ursprünglich getrennte Bildungen anzusehen. Das ist zwar nicht unmittelbar beweisbar (weil die gegen das Memminger Tal hin zu erwartenden Rinnenränder der Seitenerosion jüngerer Schmelzwasserströme zum Opfer gefallen sind), findet aber – u. a. – in unterschiedlichen Kristallgehalten eine Stütze (Hoher Rain 4–5 %, Böhener Feld stets unter 2 % – vgl. dazu SINN 1972: 67 ff.). Wie die Verschüttung der Rinnen im einzelnen vor sich ging, ist Gegenstand der Diskussion. Während SINN (1972: 77 ff.) eher breite Rinnen von der Größenordnung des würmzeitlichen Memminger Trockentals annimmt, hat STEPP (1981) in seiner kleinen Monographie des Böhener Feldes für dieses eine Aufgliederung in insgesamt 6 Schotterstränge unterstellt (vgl. dazu Abb. 17 und 18).

STEPP ist bei seinen Überlegungen ähnlich vorgegangen wie SCHAEFER (1973) beim Grönenbacher Feld: auch er hat insbesondere die Schotterunterkanten untersucht und hat seinen Schlußfolgerungen die gleiche Annahme – glazifluviale Rinnen weisen auch an ihrer Basis stets kastenförmige Querprofile auf – zugrunde gelegt. Gegen seine Ergebnisse lassen sich daher die gleichen Einwände vorbringen wie gegen die SCHAEFERSche Deutung des Grönenbacher Feldes.

Zunächst stützt auch in diesem Falle das Oberflächenrelief (vgl. dazu Abb. 17) die STEPPSchen Vorstellungen nicht: das Böhener Feld weist eine ausgesprochen gleichmäßige Abdachung nach Norden auf, eine Gliederung in Teilstränge ist nicht erkennbar. Die von STEPP angenommenen Teilrinnen müßten deshalb nach ihrer Eintiefung je genau wieder auf das Ausgangsniveau aufgeschüttet worden sein. Dagegen spricht – wie beim Grönenbacher Feld – jede Erfahrung und die nicht geklärte Frage nach den hydrodynamischen Grundlagen eines solchen Vorgangs.

Kleine Unterschiede in den Ausstrichhöhen der Schotterunterkanten, auch das – vor allem im Süden feststellbare – Ausheben der Schotterbasis gegen Osten ließen sich mit der Verschüttung eines autochthonen Talreliefs zwanglos erklären, – so wie das SINN (1972: 68 ff.) vorgeschlagen hat. STEPPS – gegen SINN gerichtete – Feststellung: „Einen umfassenden ‚Schrattenbach-Theinselberg-Schotter‘ . . . , der in Muldentälern abgelagert sei . . . , gibt es nicht, denn die Querprofile (1–8) zeigen ebene Sohlenflächen der einzelnen Schotterrinnen“ (1981: 50) hätte nur Gültigkeit, wenn die Querprofile tatsächlich so gezeichnet werden müßten, wie STEPP es getan hat. Daran kann man aber zweifeln, denn auch STEPPS Profile beruhen nur auf punkthaften Beobachtungen der Schotterunterkanten-Austriche. Wohl nicht ohne Grund hat STEPP darauf verzichtet, in seine Querprofile die steil einfallenden Erosionsdiskordanzen einzuzichnen, die zwischen den von ihm unterschiedenen Rinnenfüllungen zu fordern wären (zwischen den Schottern B3 und F3 in Profil 2, sowie B2 und E in Profil 6, – vgl. dazu Abb. 18). Denn in Aufschlüssen sind sie genau so wenig zu fassen wie die ebenen Sohlflächen. Damit stellt sich aber die Frage, ob die Austriche der Schotterunterkanten nicht direkt verbunden werden müßten, und damit das gleiche Problem, das schon beim Grönenbacher Feld angeschnitten wurde.

Über die zeitliche Stellung der von ihm unterschiedenen Schotterstränge hat sich STEPP nur dilatorisch geäußert. Generell weist er sie – wie schon PENCK – der Günz-Eiszeit zu, vermutet nur (1981: 65), daß die Schotter C, D und E wegen ihrer höheren Lage etwas älter seien. Nach der Lage der Schotterbasen müßte in der Tat der Schotter C – weil bei ihm die Unterkantenausstriche generell am höch-

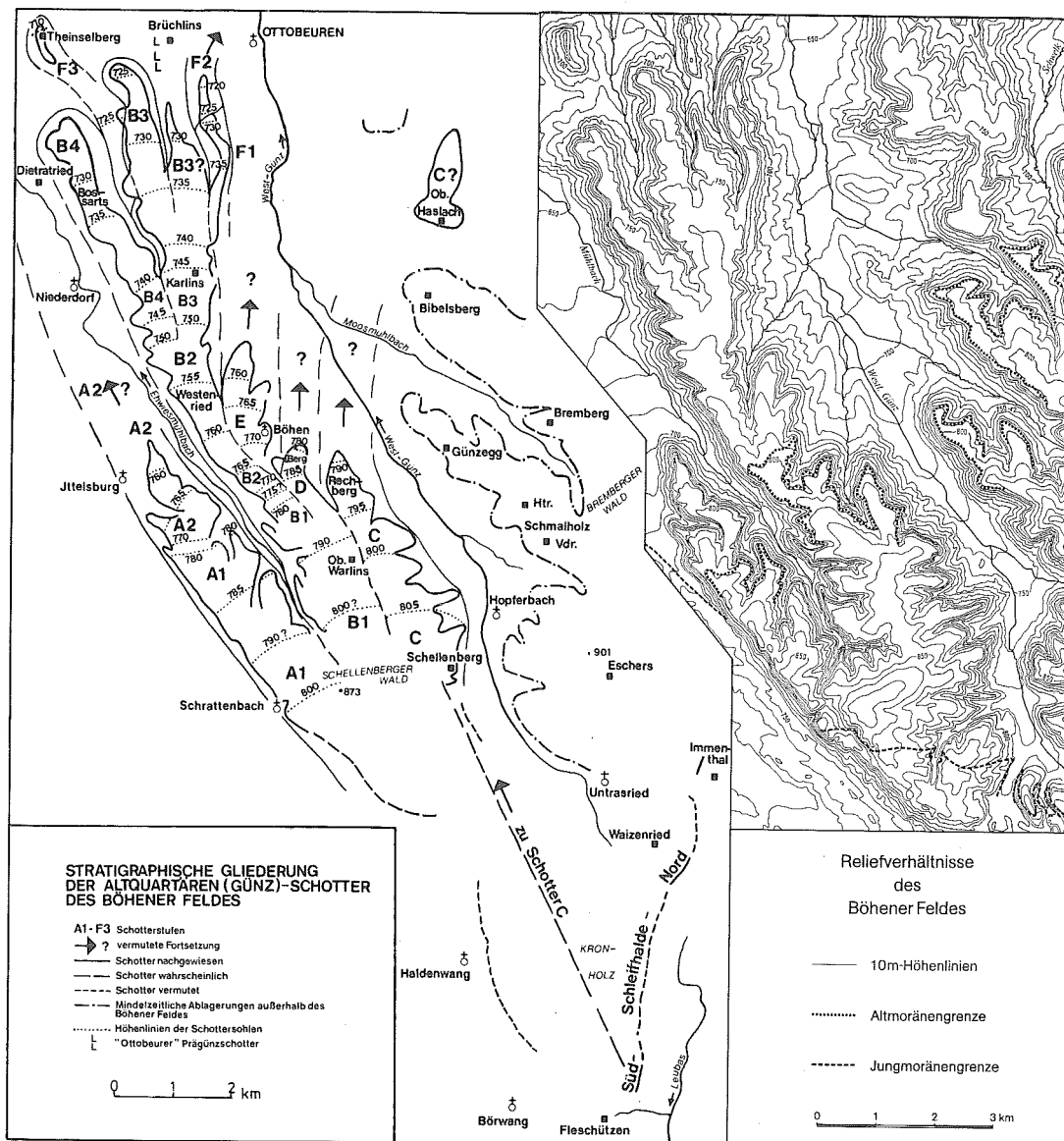


Abb. 17. Das Böhener Feld nach STEFF 1981 und seine Reliefverhältnisse.

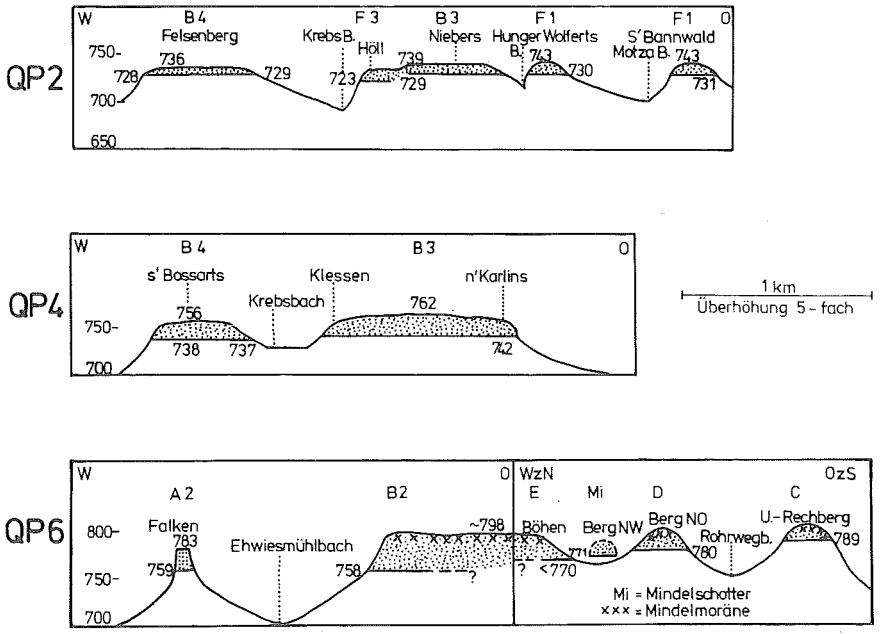


Abb. 18. Die Schotterbasis des Böhmer Feldes anhand von drei Querprofilen nach STEPP 1981.

sten liegen – der älteste sein, der Schotter F mit der (zumeist) tiefstgelegenen Basis der jüngste (vgl. dazu Abb. 18 sowie STEPP 1981: 49, Abb. 3). Bei diesem nur im Norden – eingeklemmt zwischen ältere Schotter – auftretenden Schotter F läßt STEPPS Übersichtskarte (vgl. Abb. 17) aber die Frage offen, wie hier der Schmelzwasserzstrom von dem weit im Süden liegenden Gletscherrand her erfolgt sein soll. Damit stellt sich das gleiche Problem, das schon beim SCHAEFERSchen Grönbacher Schotter X nicht lösbar schien (vgl. dazu o. S. 450).

Ferner zeigen STEPPS Längsprofile (1981: 47, Abb. 2 und 49, Abb. 3) bei den beiden westlichen Hauptschottersträngen A und B mehrere Gefällsbrüche und Profilkreuzungen, die den Schotter B jünger erscheinen lassen als Schotter A, zugleich aber für Schotter B eine höher und externer gelegene „obere Erosionsbasis“ sensu EBERL voraussetzen. Der Gletscher müßte danach während der Schüttung von Schotter B mit einer schmalen Zunge bis nördlich Schrattenbach vorgestoßen sein, wofür jedoch sonstige Hinweise fehlen.

Insgesamt wirkt also die STEPPSche Deutung des Böhener Feldes eine ganze Reihe von Problemen auf, die nicht gelöst sind und auch kaum lösbar erscheinen. Auf der anderen Seite weisen alle von STEPP unterschiedenen Rinnen – wie auch von STEPP selbst (1981: 50 ff.) beschrieben – einen nach Korngröße und Gesteinsanteilen sehr gleichmäßigen Schotterbestand auf. Wägt man alle vorliegenden Beobachtungen gegeneinander ab, muß man daher zu dem Schluß kommen, daß das Böhener Feld – entgegen STEPPS Auffassung – doch eine im wesentlichen einheitliche Bildung ist, – so wie das schon PENCK angenommen und SINN später erneut beschrieben hat. Das hieße, daß auch die Älteren Deckenschotter des Böhener Feldes einem einzigen Gletschergroßvorstoß – eben der Günz-Eiszeit sensu PENCK – entsprächen und nicht einer nur noch formal als einer Eiszeit zugehörig betrachteten Folge von „Perioden der Aufschüttung und Talbildung“ (so STEPP 1981: 65). Zudem wird man mit SINN (1982: 77 ff.) auch beim Böhener Feld annehmen dürfen, daß es während des Hochstandes der Günz-Eiszeit als Folge eines Überlaufs von Schmelzwässern über die linke Flanke der Gletscherumrahmung in ein nördlich benachbartes autochthones Talsystem zustandekam.

STEPP selbst hat dazu mit seinen Überlegungen zum „Ursprung des Böhener Feldes“ (1981: 60 ff.) ein wichtiges Argument geliefert. Dieser Ursprung – also die Wurzeln des Böhener Feldes – wird seit PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 37 f.) in den Aufschlüssen der Schleifhalde an der steilen Westflanke des Wildpoldsrieder Zweigbeckens gesucht (vgl. dazu auch EBERL 1930: 298 ff., SCHAEFER in GRAUL, SCHAEFER & WEIDENBACH 1951: 106, SINN 1972: 75 ff.). STEPP hat nun zeigen können, daß tatsächlich eine Beziehung zwischen den altpleistozänen Ablagerungen der Schleifhalde und den Älteren Dek-

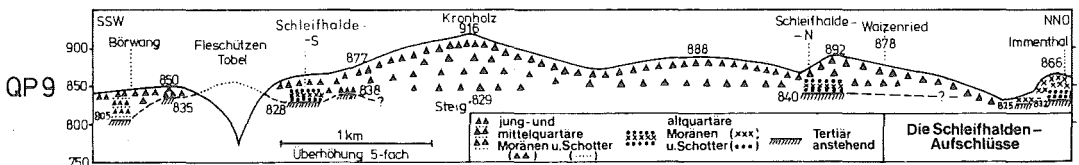


Abb. 19. Der Ursprung des Böhener Feldes an der Schleifhalde (aus STEPP 1981).

kenschottern des Böhener Feldes herzustellen ist, aber nur für den höchstgelegenen Schotter C und nur über eine in höher aufragendes Tertiär eingesenkte – im Rinnentiefsten mit konglomerierten moränen-nahen Schottern verfüllte – Rinne nördlich des Fleschützen-Tobels (vgl. dazu Abb. 19). Die Wurzeln der Schotter A und B seien dagegen weiter südlich zu suchen.

Diese Beobachtung ist in mehrfacher Hinsicht interessant. Erstens liegt mit der von STEPP identifizierten – kaum 500 m breiten und allenfalls 20 m tiefen – Rinne einmal einer der auch für alle jüngeren Eiszeiten nachgewiesenen, aber nirgendwo aufgeschlossenen Schmelzwasserüberläufe über die wasser-scheidende Umrahmung eines allochthonen Tales in seiner vollen Ausdehnung zutage. Zweitens weist diese Rinne ein muldenförmiges Querprofil auf und eben nicht das für die Basis der Älteren Decken-schotter sonst unterstellte Kastenprofil. Drittens aber hätte diese Rinne nicht in Funktion treten können, wenn es an der Stirn des zugehörigen Gletschers weiter im Südwesten oder Süden wesentlich tiefer gelegene Abflüsse gab. Auch die von STEPP wohl mit Recht südlich der Schleifhalde vermuteten Quellpunkte der Zuflüsse zu seinen Schottern A und B können daher nur in vergleichbar hoher Position gelegen haben. Das gleiche gilt für die glazifluvialen Gerinne, die die Deckenschotterreste auf dem Hohen Rain und der Kronburg absetzten.

Alle Zuflüsse zu den Deckenschottervorkommen beiderseits des Memminger Trockentals dürften also wie der vom Fleschützen-Tobel zum Schotter C über flache Paßfurchen in einer von höheraufragendem Tertiär gebildeten Wasserscheide hinweg ihren Weg in die nördlich und nordwestlich angrenzenden autochthonen Täler gesucht haben und dann – je nach vorgefundenem Relief – entweder zu größeren Rinnen zusammengetreten oder je für sich weiter nach Norden geflossen sein, – so wie das im Prinzip schon SINN (1972: 77 ff.) beschrieben hat.

Danach muß eine Wasserscheide nicht nur an der Westflanke des Wildpoldsrieder Beckens (und dessen nördlicher Fortsetzung, dem Östlichen Günstal), sondern auch über dem heutigen Dietmannsrieder Zweigbecken bestanden haben, die sich von den Ausläufern der Adelegg nordostwärts zog. Das erscheint auf den ersten Blick schwer vorstellbar. Man muß aber bedenken, daß nicht nur spätere Eiszeiten – durch genau den gleichen Vorgang wie zur Zeit der Älteren Deckenschotter, nur auf tieferem Niveau – an der Zerschneidung dieser Wasserscheide ständig weitergearbeitet haben, sondern auch die Zungenbeckenbildung von der Gletscherseite her ganz wesentlich zu ihrer Niederlegung beigetragen haben muß. Konkrete Hinweise auf diese Altwasserscheide stellen die auffälligen Erhebungen im heutigen Wasserscheidenbereich zwischen Memminger Trockental und Östlichem Günstal dar (vgl. dazu Abb. 16 und 23/24), die die höchsten Moränenvorkommen des ganzen Alpenvorlandes tragen (Kronholz 916 m, Simmerberg 901 m, Schellenberg 877 m). Sie sind nicht etwa – wie es noch PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: Tafel I, Profil 1) dargestellt hat – Endmoränen, sondern – wie viele andere Aufragungen insbesondere im Jungmoränenbereich (vgl. dazu o. S. 423) auch – lediglich moränenüberkleidete Aufragungen des tertiären Untergrunds. Das zeigen nicht nur die Geländebeobachtungen (vgl. dazu auch STEPP 1981: 60 ff.), sondern auch ihre Widerlagerfunktion gegenüber jüngeren Gletschervorstößen (vgl. dazu u. S. 468).

3.4 Die Altmoränen

Über die Altmoränen im Wurzelbereich der (älteren) Schotterfelder der Gegend von Memmingen hatte bereits A. PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 36 ff., 198 ff. sowie 177, Fig. 37, – vgl. dazu Abb. 20) das Grundlegende gesagt. Er hat schon damals auf die eigenartige Tatsache hingewiesen, daß im Stirnbereich der

pleistozänen Iller-Gletscher nicht – wie sonst die Regel – unter den würmzeitlichen Jugendmoränen zunächst die Riß-Altmoränen und dann – weiter draußen – die Mindel-Altmoränen zutage treten. Der Zusammenhang mit den zugehörigen Schottern zeigt vielmehr eindeutig (vgl. dazu auch Abb. 12), daß vor dem Dietmannsrieder Zweigbecken des würmzeitlichen Gletschers nur der relativ schmale mindelzeitliche Endmoränenzug Brandholz-Waldschenke an der Wurzel des Grönenbacher Feldes identifizierbar ist – die rißzeitlichen Moränen hier also ganz, zumindest aber ganz überwiegend unter würmzeitlichen Ablagerungen begraben liegen –, und daß vor dem Altusrieder Becken ein breites Feld ausschließlich rißzeitlicher Moränen mit dem Endmoränenzug Hummels-Kaltbronn an der Wurzel des Hitzenhofener Feldes vorliegt – hier also die mindelzeitlichen Bildungen fehlen. Darüber hinaus liegen Altmoränen breitflächig in dem Zwickel zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz – auf den Älteren Deckenschottern oder auf hochaufragendem Tertiär, jedenfalls in höherer Position als weiter westlich. Sie sind nicht eindeutig mit zugehörigen Schottern zu verbinden, wurden jedoch

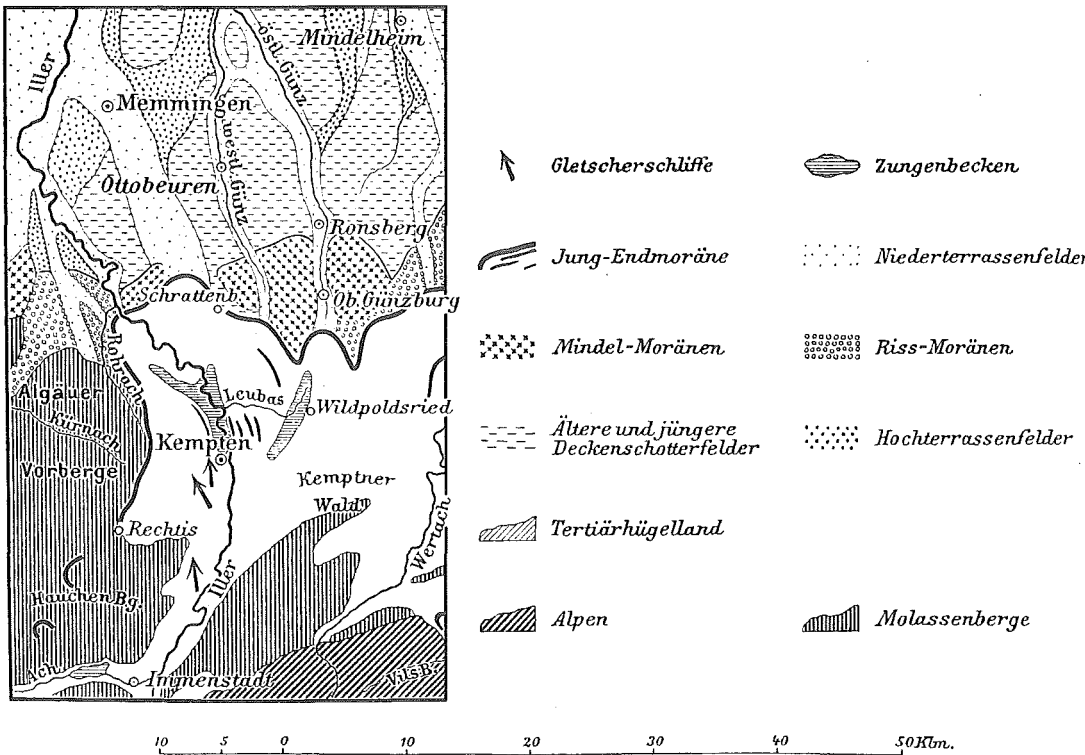


Abb. 20. Altmoränen im Iller-Gletscher-Gebiet nach PENCK & BRÜCKNER 1901/09.

VON PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 199) – wegen des Zusammenhangs ähnlich hoch gelegener Moränen mit den jüngeren Deckenschottern im Mindel-Quellgebiet – insgesamt der Mindel-Eiszeit zugewiesen. Schon PENCK bemerkte dazu (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 200): „Auffällig . . . ist die Thatsache, dass die Mindel-Moränen hier mehr als 8 km über die Grenzen der Würm-Moränen hinausreichen, während wir sie sonst im Iller- und Lechgebiete nahe beieinander finden. Die Mindel-Moränen vom Brandholze südlich Memmingen ebenso wie die am Südennde des Rothwaldfeldes (sc. zwischen Lech und Wertach) liegen hart am Jung-Endmoränenzuge. Dazu kommt, dass dieses Herausgreifen der Mindel-Moränen hier auf der Höhe stattfindet, und nicht in einem Thale, wie das der Riss-Moränen an der Wertach“. PENCK deutet die Möglichkeit an, das Phänomen sei „mit der jugendlichen Aufwölbung der Gegend um Ober-Günzburg“ zu erklären, also mit quartärer Tektonik. Die jedoch ist nicht nachweisbar (vgl. dazu schon EBERL 1930: 101).

Über Genese und Gliederung der Altmoränen zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz haben daher alle späteren Autoren, die mit der Materie befaßt waren, eigene Ansichten entwickelt (vgl. dazu Abb. 21 und 22). Einig war man sich eigentlich immer nur über den ungefähren Verlauf der Jungmoränengrenze und darüber, daß irgendwie zwischen Riß- und Mindel-Altmoränen zu gliedern sei. Schon über die Altmoränen-Außengrenze gab es stets Differenzen. Der Grund für diese offensichtlichen Unsicherheiten war, daß ältere und jüngere Moränen lithologisch nicht zu unterscheiden sind und zudem – ebenso wie die angrenzenden Deckenschotter – unterschiedslos von mehrere Meter mächtigen, periglazial überformten Verwitterungsdecken überlagert werden. Außerdem fehlen Aufschlüsse weitgehend, und auch das Relief gibt – wegen der starken jungen Zertalung des Gebietes – nur wenige Anhaltspunkte her.

H. JERZ (in JERZ et al. 1975) hat deswegen seiner Abgrenzung von Riß- und Mindel-Moränen in diesem Gebiet eine eigens auf das Problem angesetzte Untersuchung von G. GLÜCKERT (1974) zugrundegelegt. GLÜCKERT seinerseits hat im wesentlichen nach dem Relief gegliedert und für die Trennung von Mindel- und Riß-Moränen die von SINN (1972: 115 ff.) bekanntgemachten Aufschlüsse von Hinterschmalholz berücksichtigt (zur Lage vgl. Abb. 21/22 und 25). SINN hatte hier – u. a. – einen fossilen Boden beschrieben, der bis zu 8 m mächtig, teilweise umgelagert (vgl. dazu STEPP 1981: 56 f.) und daher wohl überwiegend als Bodensediment anzusprechen ist. Er ist auf einem Geschiebemergel ausgebildet und wird von einem zweiten Geschiebemergel überlagert. SINN hat diesen Hinterschmalholzer Boden wegen seiner großen Mächtigkeit als Bildung des Mindel-Riß- (also des „großen“) Interglazials angesprochen, die liegende Moräne entsprechend der Mindel-, die hangende der Riß-Eiszeit zugeordnet. Daraus ergab sich für SINN eine gegen-



Ältere Deckenschotter



Jüngere Deckenschotter



Aufschluß Hinterschmalholz

Altmoränengrenzen:

— nach EBERL

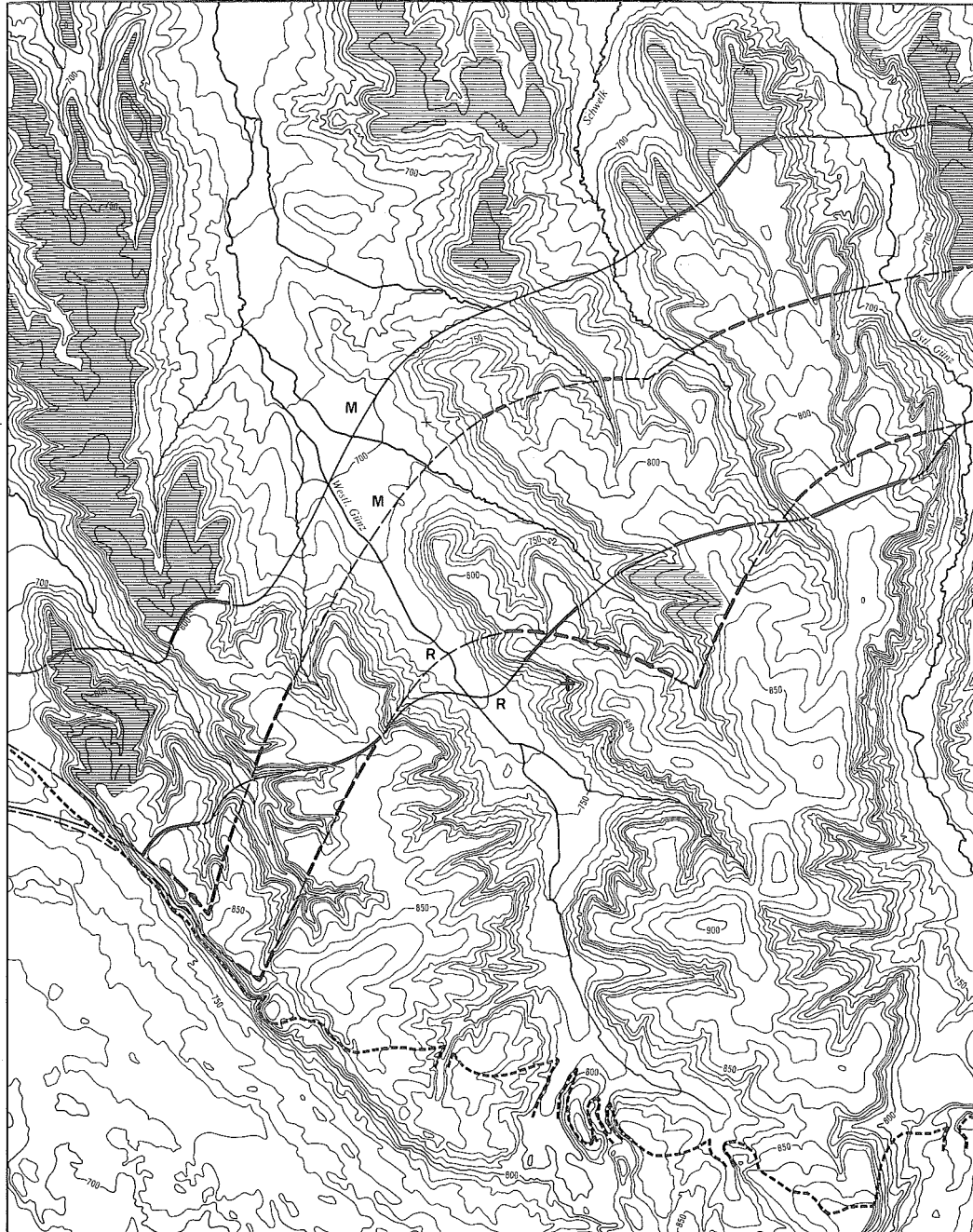
- - - nach STEPP

- - - - Jungmoränengrenze

— 10 m-Höhenlinien

0 1 2 3 km

Abb. 21. Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz nach EBERL 1930 und STEPP 1981. Ma = Äußere Moränenrandlage der Mindel-Eiszeit, Mi = Innere Moränenrandlage der



Ältere Deckenschotter



Jüngere Deckenschotter



Aufschluß Hinterschmalholz

Altmoränengrenzen:

nach JERZ et al.

nach SINN

Jungmoränengrenze

10m-Höhenlinien

0 1 2 3 km

Abb. 22. Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz nach SINN 1972 und

über PENCKS und EBERLS Beobachtungen beträchtlich nach Norden vorgeschobene Mindel-Riß-Grenze (vgl. dazu Abb. 21 und 22). GLÜCKERT und JERZ lassen diese Grenze nochmals um bis zu 2 km weiter nordwärts verlaufen, nach der JERZschen Karte erreicht sie den Westrand des Böhener Feldes 1 km nördlich Schrattenbach.

Dies steht aber in offenbarem Gegensatz zu den Verhältnissen in dem unmittelbar westlich benachbarten Talzug aus dem Dietmannsrieder Becken ins Memminger Trockental. Hier liegen die rißzeitlichen Moränen – ausweislich der Terrassenkreuzung Hoch-/Niederterrasse auf der Höhe von Grönenbach – unter den würmzeitlichen Ziegelberger Endmoränen begraben (und vermutlich etwas interner). Zu diesen begrabenen Äußeren Riß-Endmoränen ergäbe sich von dem 120 m höher gelegenen Ausstrich der JERZschen Riß-Außengrenze ein Gradient der Gletscheroberfläche von einer Steilheit, die gletscherdynamisch ganz unmöglich ist. Darauf hat bereits STEPP (1981: 56) deutlich hingewiesen. Noch problematischer – weil noch steiler – ist die Verbindung der JERZschen Mindel-Außengrenze mit den PENCKSchen Mindel-Moränen an deren Typlokalität an der Wurzel des Grönenbacher Feldes (vgl. dazu Abb. 23/24).

Daraus ergibt sich, daß die Mindel-Riß-Grenze und auch die der PENCKSchen Typlokalität entsprechende Mindel-Außengrenze sicherlich nicht da verlaufen, wo sie JERZ eingezeichnet hat. Wo aber dann? Es lag nahe, bei der Beantwortung dieser Frage so vorzugehen wie bei der Bestimmung der Würm-Außengrenze, also dort anzusetzen, wo ein einwandfreier Kontakt der Endmoränen der beiden Eiszeiten mit entsprechenden Schottern gegeben ist, und die Gletscheraußengrenze von hier aus nach rückwärts zu verfolgen.

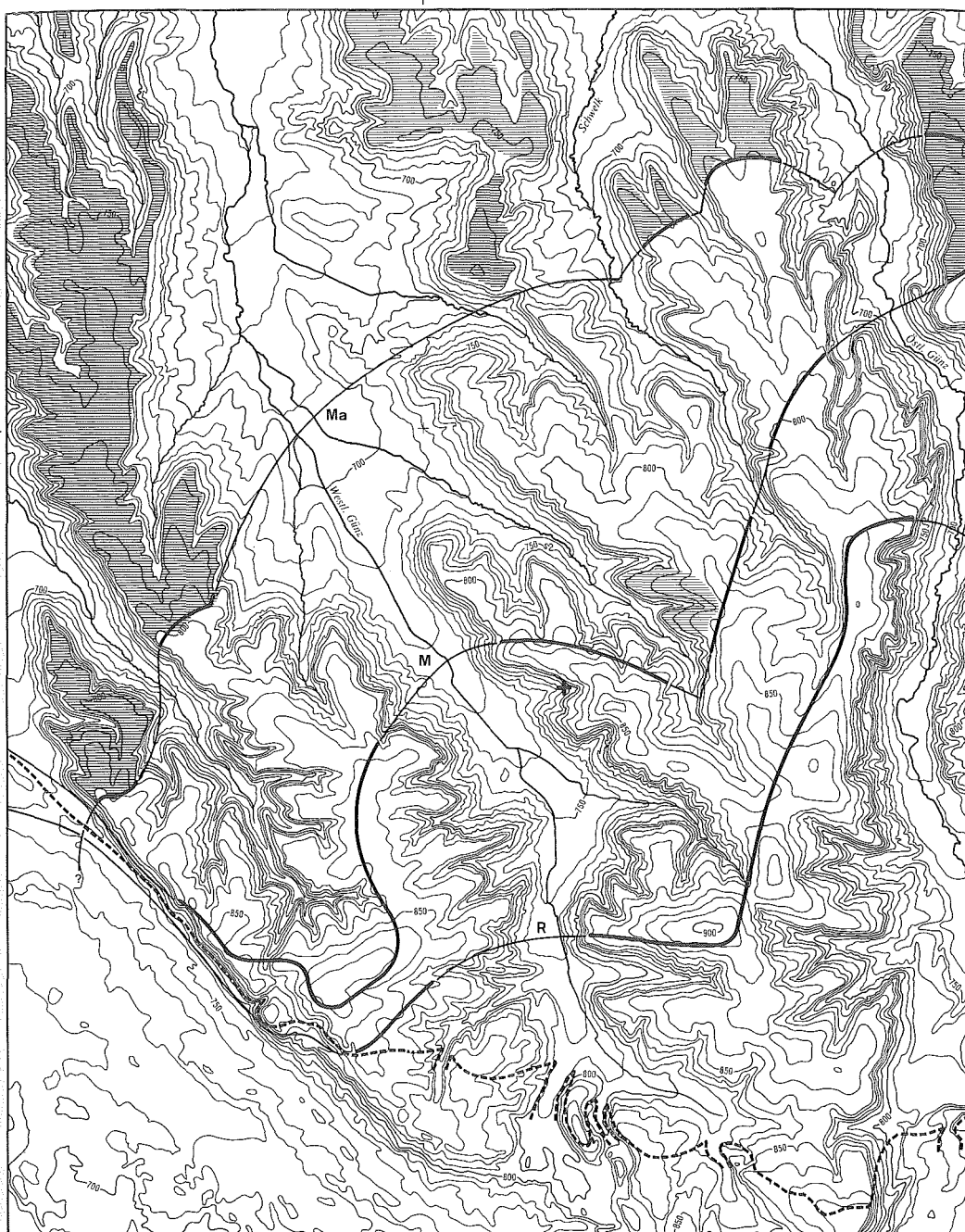
Für die Riß-Außengrenze liegt der Ansatzpunkt westlich der Iller dort, wo die Endmoränen von Hummels-Kaltbronn der Steinbacher Hochterrasse – also den Ausläufern des Hitzenhofener Feldes – aufsitzen (vgl. dazu und zum folgenden Abb. 12). Sie haben hier eine Scheitelhöhe von etwa 680 m und steigen südwärts nur langsam an: auf etwas über 700 m beim Holztheis (im Osten) und bei Lausers (im Westen). Bei Diesenbach – wo sie auf das liegende Tertiär aufgeschoben sind – erreichen sie 760 m, bei Einsiedeln 780 m, bei Kimratshofen – schon weit im Süden – schließlich etwa 800 m Höhe. Vor diesem Hintergrund muß der Verlauf der Mindel-Riß-Grenze zwischen Iller und Dietmannsrieder Becken gesehen werden. Die JERZsche Karte läßt sie östlich oberhalb des Canyonals am Südabfall des Bocks (782 m) einsetzen und zieht sie dann längs einer geraden Linie, die über das Sparrenmoos (750 m) nördlich an Herbisried vorbei zum Bajonettknick der Grönenbacher Straße (765 m, r 3591 560/h 5302 300) und weiter bis östlich der Waldschenke verläuft. Danach läge die Riß-Außengrenze auf dem Ostufer der Iller 70 m höher als unmittelbar gegenüber auf dem Westufer. Das ist offensichtlich unmöglich. Die das Ostufer der Iller überragenden Höhen zwischen Bock und Sommersberg (795 m) – die auch in den flachen Einsattelungen 775 m nicht unterschreiten – liegen ganz eindeutig zu hoch, als daß sie ein rißzeitlicher Gletscher, der weiter im Süden bei Diesenbach nur 760 m erreichte, noch hätte überfahren können. Schon am Sommersberg grenzt also Würm-Moräne unmittelbar an Mindel-Moräne, die

Oberkante des Riß-Gletschers liegt hier (wenn auch vermutlich nicht viel) tiefer und interner als die Würm-Außengrenze.

Das erscheint auf den ersten Blick nicht ganz verständlich, weil der rißzeitliche Iller-Gletscher auf dem Westufer des Flusses so sehr viel weiter vorgestoßen ist als der würmzeitliche. Offenbar hat der Würm-Gletscher den weiten Vorstoß des Riß-Gletschers auf der Westflanke nur deswegen nicht wiederholt, weil er aus tiefergelegener Position (vgl. dazu o. S. 418) vorrückte und hier nicht zuletzt durch die Riß-Moränen an einem weiteren Vormarsch gehindert wurde.

Jedenfalls liegen die Riß-Endmoränen nicht nur bei Ziegelberg, sondern schon am Sommersberg unter den würmzeitlichen Moränen begraben. Allenfalls könnte der von dem Mindel-Moränenzug Brandholz-Waldschenke durch eine breite Senke getrennte Rücken, der von Herbisried gegen Kornhofen zieht (höchster Punkt 775 m, r 3591 860/h 5302 060) und von Würm-Gletscher nur an seinem Südwestrand überschritten wurde, wegen seiner eigentümlich isolierten Lage einen Rißmoränen-Rest darstellen. Was aber für die Westflanke des rißzeitlichen Dietmannsrieder Lobus gilt, muß auch für dessen Ostflanke gelten: auf beiden Seiten des Beckens kann die Riß-Außengrenze nur innerhalb der Würm-Außengrenze verlaufen. Setzt man für den rißzeitlichen Gletscher etwa gleiches Längsgefälle voraus wie beim würmzeitlichen, dürfte sie den Westrand des Böhener Feldes dicht südlich des Punktes erreicht haben, wo auch der würmzeitliche Gletscher auf die Deckenschotterplatte übergriff. Hier erst – und aus den gleichen Gründen wie beim Sommersberg – dürften sich die beiden Gletscheraußengrenzen wieder überschneiden haben. Schon ELLWANGER (1980: 114) hat deswegen die Riß-Außengrenze an den Südrand des Schellenbergs gelegt, und auch STEPP (1981: 54 ff.) sieht sie in etwa gleicher Position. Vom Südabfall des Schellenbergs zieht sie dann – das oberste Westliche Günztal querend – um den Simmerberg herum gegen Obergünzburg, – etwa so, wie das bereits EBERL (1930: 80 und Tafel I) angenommen hatte (vgl. dazu Abb. 25). Das heißt aber, daß der Hinterschmalholzer Boden weit außerhalb der Reichweite des rißzeitlichen Gletschers liegt. Er bezeichnet also nicht das Mindel-Riß-Interglazial.

In ähnlicher Weise kann man bei der Bestimmung der Mindel-Außengrenze verfahren. Hier ist von den PENCKschen Mindel-Endmoränen an der Wurzel des Grönenbacher Feldes auszugehen. Sie lassen sich sinnvoll nur mit den flachen Moränenrücken am Westrande des Böhener Feldes oberhalb Schratzenbach verbinden, an deren Nordrand JERZ den Ausstrich seiner Riß-Außengrenze vermutete (vgl. dazu Abb. 24). Schon EBERL (1930: 79 und Tafel I) hat das so gesehen und beide Moränen seinem Mindel I zugeordnet. Die Fortsetzung dieser Mindel-Außengrenze ist aber nicht wie bei EBERL vor dem Nordrand des Schellenbergs zu suchen, weil dieser für den Mindel-Gletscher – ähnlich wie für den jüngeren Riß-Gletscher – ein wohl kaum überwindbares Hindernis dargestellt haben muß. Die Mindel-Außengrenze dürfte sich demnach zwar nördlich Bärenwies gegen die Ausläufer



Ältere Deckenschotter

— Altmoränengrenzen

- - - - - Jungmoränengrenze



Jüngere Deckenschotter

+ Aufschluß Hinterschmalholz

— 10m-Höhenlinien

0 1 2 3 km

Abb. 25. Altmoränengliederung zwischen Memminger Trockental und Östlicher Ginz nach eigenen Beobachtungen. Ma = Außengrenze der Äußersten Altmoränen („Älteres Mindel“ = Haslach ?), M = Außengrenze der Mindel-Altmoränen sensu PENCK 1901 („Klassisches Mindel“), R = Außengrenze der

des Wolfertschwender Mühlbachtals vorgebuchtet haben, im übrigen aber am Innenrand des Schellenbergs verlaufen sein, um sich dann am Außensaum der etwas stärker reliefierten Moränenhöhen im Wasserscheidenbereich der beiden Günstäler fortzusetzen (vgl. dazu Abb. 25). Westlich des Westlichen Günstals gehört zu diesem Moränenzug der Rücken von Unter- und Oberwarlins, östlich davon jener von Hinterschmalholz. Beide zusammen markieren eine kurze Zunge des Gletschers über dem Westlichen Günstal, die mit deutlich einspringendem Knick von den das Östliche Günstal begleitenden Moränenrücken abgesetzt erscheint, welche die Verbindung zu den altbekannten Mindel-Moränen der Holzheuer Höhe oberhalb Ronsberg herstellen. SINN (1972, Karte 5, vgl. dazu Abb. 22) hatte diesen Moränenbogen beiderseits des Westlichen Günstals bereits ganz ähnlich gezeichnet, ihn jedoch der Riß-Eiszeit zugewiesen.

Der einspringende Zwickel zwischen den beiden Gletscherloben im Westlichen und Östlichen Günstal ist vermutlich durch die hochaufragenden Höhen im Wasserscheidenbereich zwischen den beiden Günstälern (P. 901 ostwärts Simmerberg, P. 884 nordwestlich Hartmannsberg) bedingt. Bewiesen wird er durch die schon von SINN (1972: 117) erwähnten, von STEPP (1981: 59) näher beschriebenen Bremberg-Schotter, die im Moosbühlbachtal nördlich und östlich der Moosmühle liegen (zur Lage vgl. Abb. 21/22 und 25). SINN hat sie mit seinen Hangendmoränen von Hinterschmalholz verknüpft, sie also als Hochterrassenschotter angesehen. Für eine Hochterrasse liegen die Bremberg-Schotter aber viel zu hoch. Sie sind daher von STEPP mit Recht als jüngere Deckenschotter angesprochen worden, stellen also ein Äquivalent des Grönenbacher Feldes dar. Damit ist aber auch der Moränenzug Warlins-Hinterschmalholz als Äquivalent der Mindel-Moränen Brandholz-Waldschenke an der Typlokalität PENCKS erwiesen.

Außerhalb der so bestimmten Außengrenze der Mindel-Vereisung sensu PENCK („klassisches Mindel“) verbleibt im Bereich zwischen Memminger Trokental und Östlichem Günstal ein Gebiet wenig reliefierter Altmoränen, die als flache Decke teils Tertiär, teils Ältere Deckenschotter überlagern. Ihre Außengrenze ist zwar umstritten (vgl. dazu Abb. 21 und 22), an ihrer Existenz ist jedoch nicht zu zweifeln. EBERL hat diese äußersten Altmoränen als Mindel II ausgegliedert, STEPP sie den Äußeren Haupttrandlagen (der Mindel-Eiszeit) zugewiesen. In Anlehnung daran könnte man sie als „Älteres Mindel“ klassifizieren. Doch überlagern die im Süden angrenzenden Endmoränen des „klassischen“ Mindel sensu PENCK nicht nur die Moränen des „Älteren Mindel“, sondern auch den Hinterschmalholzer Boden, der mit großer Wahrscheinlichkeit eine langdauernde Warmzeit, also ein Interglazial anzeigt. Das verbietet eigentlich die Bezeichnung von liegenden und hangenden Moränen mit dem gleichen Oberbegriff. Auf der anderen Seite sind auch die äußersten Altmoränen – wegen ihrer breitflächigen Überlagerung der Älteren Deckenschotter – sicher jünger als die Günz-Eiszeit.

Nun haben SCHREINER & EBEL (1981) in dem an das Illergletscher-Gebiet im Westen unmittelbar angrenzenden östlichen Rheingletscher-Gebiet sichere Anzeichen einer – zwischen Mindel- und Günz-Eiszeit einzuschiebenden – weiteren Eis-

zeit nachgewiesen, die sie als Haslach-Eiszeit bezeichnen. Die Abtrennung der Haslach-Eiszeit gegenüber Mindel und Günz ist dort bisher einwandfrei nur in Bohrungen gelungen, in diesen ist sie aber – u. a. – durch interglaziale Bodenbildungen gut belegt. Diese Mindel- und Haslach-Eiszeit trennenden Böden weisen nach Mächtigkeit und Bodeneigenschaften sehr viele Ähnlichkeiten mit dem Hinterschmalholzer Boden auf. Es liegt daher nahe, beide als gleichzeitige Bildungen anzusehen. Das würde aber bedeuten, daß die äußeren Altmoränen auf dem Böhener Feld der Haslach-Eiszeit zuzuweisen wären.

Dies ist freilich noch zu überprüfen. Zu erklären wäre unter anderem, weshalb die der Haslach-Eiszeit zugeordneten Moränen im Gebiet zwischen Memminger Trockental und Östlicher Günz (und auch zwischen Östlicher Günz und Mindel-Quellgebiet, – vgl. dazu Abb. 12) breitflächig an der Oberfläche liegen, während sie im östlichen Rheingletscher-Gebiet, wo sie zuerst nachgewiesen wurden, nur durch Bohrungen erschlossen, d. h. unter jüngeren Ablagerungen begraben sind. Denkbar wäre, daß der Gletscher des „klassischen“ Mindel sensu PENCK im Obergünzburger Raum nicht so weit vorstieß wie er es unter anderen Umständen getan hätte, weil sich ihm mit dem während (oder kurz vor) dem Hochstand dieser Eiszeit freigelegten Ausgang zum Grönenbacher Feld – den ja nicht nur der Schmelzwasserstrom, sondern auch der Gletscher selbst benutzte – auf tieferem Niveau eine ganz neue Abflussschneise ins Vorland öffnete. Damit wäre hier – genau wie in der Riß- und in der Würm-Eiszeit – ein lokaler Sonderfall gegeben, der an anderer Stelle nicht auftreten konnte. Haslachzeitliche Moränen lägen danach normalerweise stets unter denen der Mindel-Eiszeit. Dies würde erklären, weshalb Moränen der Haslach-Eiszeit bisher noch an keiner anderen Stelle identifiziert wurden, bedarf freilich noch weiterer Untersuchungen. Nicht zu bezweifeln ist jedoch, daß auch im Illergletscher-Gebiet zwischen „klassischem“ Mindel sensu PENCK und klassischem Günz glaziale Ablagerungen einer weiteren Eiszeit vorhanden sind. Das bedeutet aber, daß auch entsprechende glazifluviale Bildungen vorhanden sein müssen. Die Jüngeren Deckenschotter sind also in eine jüngere (mindelzeitliche) und eine ältere („haslachzeitliche“) Serie zu gliedern.

Zwei Jüngere Deckenschotter hatte bereits EBERL (1930: 268 ff.) unterschieden, für die er – was seinerzeit schwer verständlich schien – Niveaureisungen als Regelfall beschrieb. Dies entspräche jedoch genau den Verhältnissen im östlichen Rheingletscher-Gebiet: auch dort wird der – schon länger bekannte (SCHÄDEL 1950) – Haslach-Schotter der Haslach-Eiszeit talab von den mindelzeitlichen Thannheimer Schottern überlagert (HAAG 1979: 31, 1981: 30, SCHREINER & EBEL 1981: 24). Bei den laufenden Untersuchungen im Bereich der Iller-Lech-Platte wird das Problem erneut zu diskutieren sein.

4. Schlußbemerkungen

Jede geomorphologische Kartierung eines Blattes der Topographischen Karte 1:25 000 sieht sich einer Reihe von Problemen gegenüber. Da sind einmal *Probleme technischer Art*. Der vorgegebene *Maßstab* zwingt dazu, die beobachteten Fakten auf einer auf einen Bruchteil der Wirklichkeit reduzierten Fläche wiederzugeben. Das geht nur bei Phänomenen einer bestimmten Größenordnung. Wird sie unterschritten, muß entweder auf die Darstellung ganz verzichtet (im Falle von Blatt Grönenbach z. B.: Rezente Rutschungen an den Iller-Steilufeln), oder es muß generalisiert werden (z. B.: Rezente Akkumulation beiderseits der gestauten Iller).

Das gleiche gilt, wenn ein Phänomen zwar flächenhaft ausgedehnt auftritt, aber in sich begrifflich zu differenzieren ist (z. B.: Terrassenstufen längs der Iller, Endmoränenstapfen des würmzeitlichen Iller-Gletschers). Man kann das nur ausgleichen, indem man Sonderkarten zeichnet, entweder in größerem Maßstab (z. B. – andeutungsweise – Abb. 11) oder in einer ganz auf das in Frage stehende Phänomen abgestellten – und entsprechend alle anderen nur summarisch erfassenden oder gar gänzlich vernachlässigenden – Art der Darstellung (Abb. 5, Abb. 9). Umgekehrt werden räumlich ausgedehntere Phänomene durch die *Blattbegrenzungen* häufig zerschnitten (etwa die glazifluvialen Aufschüttungsflächen im Norden und Nordwesten des Blattgebiets – von den Niederterrassen bis zu den Älteren Deckenschottern – oder die Altmoränengebiete). In diesen Fällen ist eine zweifache Konsequenz zu ziehen: einmal müssen die eigenen Untersuchungen die Blattgrenzen überschreiten, zum zweiten ist auch die kartographische Darstellung entsprechend auszudehnen, wobei dann – schon aus technischen Gründen – kleinere Maßstäbe überwiegen müssen (Abb. 12). Dabei muß außerdem – will man die Arbeit nicht ins Uferlose ausdehnen – auf Fremdkartierungen zurückgegriffen werden, die nur stichprobenhaft überprüft werden können. Die dabei auftretenden Fehlermöglichkeiten werden z. T. durch den (kleineren) Maßstab kompensiert, der Kartenbenutzer muß sich aber darüber im klaren sein, daß sich – zumindest randlich – auch Fehler einschleichen können, die bei einer Kartierung im Ausgangsmaßstab hätten vermieden werden können.

Neben den technischen Problemen stehen *Sachprobleme*. Denn die Phänomene, die der kartierende Morphologe in seinem Blattgebiet erfaßt, sind zwar einerseits individuelle Bildungen, die nur hier auftreten, zugleich aber auch immer Elemente größerer Systeme, die teils räumlich, teils sachlich zusammenhängen. Die in einem Blattgebiet auftretenden Phänomene können daher nur dann einigermaßen befriedigend erklärt werden, wenn der Kartierende sowohl den größeren räumlichen Rahmen seines Blattes kennt, wie auch die sachlichen Zusammenhänge, in denen die beobachteten Phänomene gesehen werden müssen. Er kann und darf sich also nicht darauf beschränken, diese Phänomene lediglich – kartographisch und textlich – zu umschreiben. Das gilt insbesondere für eine morphologische Vollkartierung nach der „Grünen Legende“, also den Versuch, den gesamten Formenschatz eines Blattgebiets nicht nur zu erfassen, sondern auch genetisch zu erklären. Denn dabei ist nicht nur festzustellen, *welche* morphologischen Prozesse im Laufe einer langen – über Zeiträume geologischer Größenordnung andauernden – Entwicklungsgeschichte abgelaufen sind, sondern auch, *wie* sie abgelaufen sind und wie sie miteinander im Wechselspiel standen. Darüber hinaus ist immer auch zu klären, inwieweit das vorgegebene methodische Handwerkszeug – also nicht nur die „Grüne Legende“, sondern auch die durch die wissenschaftliche Tradition übermittelten geomorphologischen Methoden und Grundanschauungen –

für die Lösung der sich ergebenden Probleme ausreicht. Derartige Fragen stellen sich umso dringender, wenn der Kartierende – wie im Falle von Blatt Grönenbach – bereits andiskutierte, aber nicht gelöste Probleme vorfindet. Dann kommt er um eine begründete Stellungnahme nicht herum, und dafür ist ein einzelnes Blattgebiet in der Regel eine zu schmale Argumentationsbasis.

Eine morphologische Vollkartierung konfrontiert den Kartierenden also stets mit einer Fülle ungelöster Fragen, – mehr oft als einem raschen Abschluß seiner Untersuchungen zuträglich ist, und jedenfalls mehr als bei Arbeiten, die von vornherein auf die Lösung eines bereits erkannten, ganz bestimmten Problems zielen. Sie bietet aber auf der anderen Seite auch die Chance, aus der Kenntnis des Zusammenspiels der abgelaufenen Prozesse heraus Antworten zu finden, die zu geben mit Hilfe dezidierterer, nur auf ein oder wenige Phänomene ausgerichteter Fragestellungen nicht gelingt (oder jedenfalls bisher nicht gelungen ist). Im Falle von Blatt Grönenbach konnte das – wie zu hoffen ist, deutlich – demonstriert werden.

Hier lag freilich auch ein Glücksfall vor, insofern das Blatt durch seine Lage im Stirngebiet der kaltzeitlichen Iller-Gletscher und an den Wurzeln der entsprechenden glazifluvialen Ablagerungen – einem Gebiet, das seit A. PENCK immer wieder neu untersucht wurde und immer wieder neue Probleme aufgeworfen hat – mit fast allen Fragen der Quartärforschung im Alpenvorland räumlich wie sachlich eng verknüpft ist. Das machte die Beurteilung der beobachteten Phänomene oft schwierig, eröffnete aber zugleich auch die Möglichkeit, viele der anstehenden Probleme aufgrund eigener Beobachtungen neu zu überdenken und entsprechende Schlüsse zu ziehen. Die Ergebnisse seien im folgenden noch einmal zusammengefaßt.

1. Es konnte gezeigt werden, daß die für das Pleistozän der Iller-Lech-Platte so charakteristische Westwärtswanderung der Schmelzwasserabflüsse des Iller-Gletschers durch rückschreitende Erosion autochthoner Vorlandsflüsse zwar jeweils vorbereitet wurde, daß der Talwechsel selbst aber stets durch den Überlauf allochthoner Schmelzwässer in die tieferliegende autochthon vorgeformte Talrinne erfolgte. Das geschah in allen erfaßten Fällen kurz vor, während oder kurz nach dem Hochstand der jeweiligen Eiszeit, also stets in einem verhältnismäßig kurzen Zeitraum, dem – auch in den Kaltzeiten – lange Perioden ohne gravierende Veränderungen gegenüberstanden. Am deutlichsten ist das anhand des würmzeitlichen Talwechsels der Iller, der Ausbildung von Fellheimer und Erolzheimer Feld und der damit in Zusammenhang stehenden Vorgänge nachzuvollziehen (vgl. dazu o. S. 395 ff., S. 416 ff. und S. 433 ff.). Es gilt aber genau so für den doppelten Talwechsel der Illergletscher-Schmelzwasserabflüsse während der Riß-Eiszeit (vgl. dazu o. S. 441 ff.), für die Eroberung des Memminger Trockentals durch die Schmelzwäs-

ser der Mindel-Eiszeit (sensu PENCK, – vgl. dazu o. S. 451 ff.) und schließlich auch für die Ablagerung der Älteren Deckenschotter (vgl. dazu o. S. 458 ff.). Es konnten also im Vorfeld der pleistozänen Iller-Gletscher während ein und derselben Eiszeit Schotterstränge in verschiedenen Talrinnen abgelagert werden. Methodisch bedeutet das, daß weder dem Oberflächenniveau eines pleistozänen Schotterstranges noch seinem Basisniveau von vornherein und ohne weitere Prüfung die stratigraphische Bedeutung zukommt, die ihm insbesondere I. SCHAEFER immer wieder zugewiesen hat. Das schließt selbstverständlich nicht aus, daß beide Niveaus nicht weiterhin als wichtiges (und oft einziges) Kriterium für die Identifizierung und Unterscheidung von Schottersträngen dienen könnten. Für eine Verwendung in der Pleistozän-Stratigraphie bedarf es jedoch in jedem Falle zumindest einer Klärung des größeren morphologischen Zusammenhangs. Für weitergehende Schlüsse sind zusätzliche Argumente notwendig, letztlich wird man nicht um den positiven Nachweis von Interglazialen auf anderem Wege herumkommen.

2. Die Reliefgegebenheiten auf Blatt Grönenbach zwangen dazu, der Frage nachzugehen, wie die glazigenen Ablagerungen der verschiedenen Eiszeiten (bzw. Eiszeit-Phasen) gegeneinander abzugrenzen seien, wenn sie nicht durch glazifluviale Formen voneinander getrennt sind. Das Problem konnte gelöst werden, indem die jeweilige Gletscheroberfläche anhand eindeutiger Fixpunkte rekonstruiert wurde. Dabei stellte sich heraus, daß

a) die Außenränder der Gletscher während ihres Hochstandes in den einzelnen Eiszeiten – und beim würmzeitlichen Gletscher auch während der spät-hochglazialen Internlagen – in sehr viel stärkerem Maße vom je präglazialen Relief abhängig waren als bisher bekannt. Allein für den würmzeitlichen Gletscher hatten schon vorher BRUTSCHER (1975) und dann besonders ELLWANGER (1978, 1980) diese Reliefabhängigkeit des Gletscheraußenrandes deutlich herausgestellt. Bei der geomorphologischen Neuaufnahme ergaben sich aber nicht nur für Maximal- und Internstände des würmzeitlichen Gletschers neue Außengrenzen (vgl. dazu o. S. 373 ff. und S. 382 ff.), sondern auch für die Gletscher der Riß- und der Mindel-Eiszeit (vgl. dazu o. S. 459 ff.). Dies wiederum machte die Feststellung unumgänglich, daß

b) die bisher einheitlich als mindelzeitlich betrachteten (zuletzt JERZ et al. 1975) Moränenvorkommen auf den Älteren Deckenschottern ostwärts des Memminger Trockentals nicht insgesamt den klassischen Mindel-Moränen an der Typlokalität PENCKs („Brandholz-Moräne“) entsprechen können, weil sie dafür zu hoch liegen (vgl. dazu o. S. 466 ff.). Die Altmoränen sind hier in einen stärker reliefierten inneren Gürtel – der der Brandholz-Moräne entspricht – und einen davorliegenden breiten Außensaum zu gliedern. Beide Moränen sind durch den mächtigen, erstmals von SINN (1972) beschriebenen

„Hinterschmalholzer Boden“ getrennt. Es ist daher anzunehmen, daß die Moränen des Außensaums einer eigenen Eiszeit angehören, die zwischen klassischem Mindel und klassischem Günz einzuordnen wäre. Dafür käme die durch SCHREINER & EBEL (1981) aus dem benachbarten östlichen Rheingletscher-Gebiet beschriebene Haslach-Eiszeit in Frage. Entsprechend sind auch die Jüngeren Deckenschotter der Iller-Lech-Platte zwei Eiszeiten zuzuordnen.

3. Die würmzeitlichen Endmoränen bestehen nur im Bereich des Maximalstandes im wesentlichen aus glazigenem Schutt. Alle internen Gletscherstände zeichnen sich an den Typlokalitäten im Dietmannsrieder Zweigbecken – wo sie am deutlichsten entwickelt sind – durch verhältnismäßig schwächere Gletscherschuttanhäufungen über sehr viel mächtigeren glazifluvialen Ablagerungen aus (vgl. dazu o. S. 382 ff.). Die geringe Mächtigkeit glazigener Ablagerungen der Internstände erklärt, weshalb ihre Erfassung dort, wo sie nicht glazifluvialen Ablagerungen aufsitzen – also beidseits der Hauptabflußbahnen des Schmelzwassers – bisher immer erhebliche Schwierigkeiten bereitete (vgl. dazu o. S. 420 ff.). Andererseits war die Bestimmung der Gletscheraußengrenzen an der Typlokalität im Dietmannsrieder Becken – zumindest für die Stände Ziegelberg (1) bis Vockenthal (5) – erleichtert durch die Identifizierung der zugehörigen Kame-Terrassen oder Randrinnen, die an der rechten Flanke dieser Gletscher entstanden waren (vgl. dazu o. S. 384 ff.).

4. Das Jungmoränengebiet der Würm-Eiszeit ist nicht – wie bisher meist angenommen und als Begründung für den morphologischen Unterschied von Alt- und Jungmoränen angesehen wurde – von periglazialer Überformung im wesentlichen verschont geblieben. Das ergibt sich aus der Ausbildung von Muldentälchen auf der hochwürmzeitlichen Haupt-Niederterrasse und den jüngeren Niederterrassen der älteren Internstände des späthochglazialen Iller-Gletschers (vgl. dazu o. S. 411 ff.), die nur durch Solifluktion über Dauerfrostboden befriedigend erklärt werden können. Es läßt sich zeigen, daß die solifluidale Formungstendenz bis zur Bildung des Niveaus 5 des Iller-Canyons (das der Vockenthal-Phase des Illergletschers entspricht) angehalten hat, dann aber aufhört (vgl. dazu o. S. 413 f.). Da die nachfolgende Luiblins-Phase des Iller-Gletschers diejenige ist, die das Drumlinfeld von Dietmannsried geformt hat, wäre denkbar, daß ein Zusammenhang zwischen Drumlinbildung und Absenkung des Dauerfrostbodenspiegels unter oberflächenwirksames Niveau besteht (vgl. dazu o. S. 393 f.).

5. Es gibt deutliche Anzeichen dafür, daß für die Ausbildung der übertieften Zweigbecken des Iller-Gletschers (insbesondere des Altusrieder Beckens, ferner der Senken des Reicholzrieder Moooses und von Kuster) das an der Gletscherbasis subglazial fließende, unter hydrostatischem Druck stehende Schmelzwasser eine wichtige Rolle gespielt hat (vgl. dazu o. S. 391, S. 392, und S. 417 f.).

6. Die erarbeitete Morphostratigraphie des Späthochglazials der Würm-Eiszeit (vgl. dazu o. S. 429 ff.) stimmt in allen wesentlichen Punkten mit der aus dem westlichen Rheingletscher-Gebiet seit 50 Jahren bekannten „badischen“ Würm-Stratigraphie (ERB 1931, 1934, ERB, HAUS & RUTTE 1961, SCHREINER 1970/1974, 1978) überein und ist daher vermutlich auf klimatische Ursachen zurückzuführen. Sie müßte sich auch in anderen Jungmoränengebieten des nördlichen Alpenvorlandes nachweisen lassen, die daraufhin zu überprüfen wären.

5. Quellenverzeichnis

5.1 Literatur

- Barsch, D. & H. Liedtke (Hg.): Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten – Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. – Berliner Geograph. Abhandl. 31, 1980.
- Barsch, D. & G. Stäblein (Hg.): Erträge und Fortschritte der Geomorphologischen Detailkartierung – Beiträge zum GMK Schwerpunktprogramm III. – Berliner Geograph. Abhandl. 35, 1982.
- Brunnacker, K. & W. Tillmanns: New Results on Quaternary Stratigraphy in the Lower Rhine Area and in the Northern Foreland of the Alps. – In: Project 73/1/24 – Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Report No 7 on the Session in Kiel (F.R.G.), September 18–23, 1980: 33–35. Prag 1982.
- Brutscher, P.: Glazialmorphologische Probleme im Bereich des würmzeitlichen Illergletschers. – Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen 1975.
- Diez, Th.: Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. – Eiszeitalter & Gegenwart 19: 102–128. Öhringen 1968.
- Eberl, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande – Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. – Augsburg 1930.
- Eichler, H. & P. Sinn: Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland. – Neues Jahrb. f. Geol. u. Paläontol. – Monatsh. 1975/12: 705–718. Stuttgart 1975.
- Ellwanger, D.: Die Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten. – Dipl.-Arb. Stuttgart (Gekürzte Fassung veröffentl. in: Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N.F. 76, 1980: 127–167). Stuttgart 1978.
- Ellwanger, D.: Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers. – Diss. rer. nat. Stuttgart = Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart N.F. 76: 93–126. Stuttgart 1980.
- Endert, H.: Geomorphologische Detailkartierung des Blattes 8127 Grönenbach – Nordostquadrant. – Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen 1978.
- Erb, L.: Erläuterungen zu Blatt Hilzingen (Nr. 146). – Geolog. Spezialkarte von Baden, hg. v. d. Badischen Geolog. Landesanstalt. Freiburg i. Br. 1931.
- Erb, L.: Erläuterungen zu Blatt Überlingen (Nr. 148) und Blatt Reichenau (Nr. 161). – Geolog. Spezialkarte von Baden, hg. v. d. Badischen Geolog. Landesanstalt. Freiburg i. Br. 1934.

- Erb, L.: Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Süddeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. – Mitt. Badische Geolog. Landesanstalt 11: 1–34. Freiburg i. B. 1936.
- Erb, L., H. A. Haus & E. Rutte: Erläuterungen zu Blatt 8120 Stockach. – Geolog. Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, hg. v. Geolog. Landesamt Baden-Württemberg. Stuttgart 1961.
- Flint, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. – New York 1947.
- German, R.: Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günstal. – Geologica Bavarica 43: 3–73. München 1959.
- Geyer, O. F. & M. P. Gwinner: Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. – 2. Auflage. Stuttgart 1968.
- Glückert, G.: Mindel- und rißzeitliche Endmoränen des Illervorlandgletschers. – Eiszeitalter & Gegenwart 25: 96–106. Öhringen 1974.
- Graul, H.: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlands (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. Brunacker). – Petermanns Geograph. Mitteil. 106: 253–271. Gotha 1962 (a).
- Graul, H.: Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes – Teil I: Das Schweizer Mittelland. – Heidelberger Geograph. Arbeiten 9. Heidelberg 1962 (b).
- Graul, H.: Der Stand der Quartärforschung im Süden der Bundesrepublik Deutschland in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht. – Heidelberger Geograph. Arbeiten 38: 251–265. Heidelberg 1973.
- Graul, H.: Probleme der Korrelierung der groben Quartärsedimente im nördlichen Alpenvorlande. – In: Nagl, H. (Hg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung – Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 221–234. Wien 1978.
- Graul, H., I. Schaefer & F. Weidenbach: Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. – Geologica Bavarica 6: 91–117. München 1951.
- Graul, H. & I. Schaefer: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. – Geologica Bavarica 18: 5–112. München 1953.
- Haag, Th.: Die quartären Schotterfüllungen des württembergischen Rottales. – Unveröffentl. Diplomarbeit. Gießen 1979.
- Haag, Th.: Tal- und flächenformende periglaziale und glaziale Dynamik im Glazialgebiet Süddeutschlands (Rheingletscher). – Bochumer Geograph. Arb. 40: 48–58. Paderborn 1981.
- Haag, Th.: Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Riß und Iller. – Jahresber. Mitteil. Oberrhein. Geolog. Verein 64: 225–266. Stuttgart 1982.
- Habbe, K. A.: Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes. – Freiburger Geograph. Arbeiten 3. Freiburg i. Br. 1969.
- Habbe, K. A.: Considerations on the relation between landforms, sediments and genesis at ice margins of the Würm Maximum – Based on geomorphological mapping in the area of the former Iller Glacier (Allgäu/Bavaria). – In: Schlüchter, Ch. (Hg.): Moraines and Varves – Origin/Genesis/Classification: 121–126. Rotterdam 1979.
- Habbe, K. A.: Das Späthochglazial der Würm-Eiszeit im Illergletscher-Gebiet – Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung. – Quartär 35/36: 55–68. Bonn 1985(a).
- Habbe, K. A.: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland – GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach. – Berlin 1985 (b).

- Hagedorn, J. & F. Lehmeier: Zur Konzeption der Geomorphologischen Karte 1:25 000 (GMK 25) aufgrund von Kartierungserfahrungen im Niedersächsischen Bergland. – *Forsch. z. deutschen Landeskunde* 220: 63–81. Trier 1983.
- Hantke, R.: Eiszeitalter – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bände. Thun 1978–1983.
- Jerz, H.: Eisrandlagen und Oszillationen des würmzeitlichen Innvorlandgletschers (Beobachtungen an Rohrgrabenaufschlüssen). – *Zeitschr. Deutsche Geolog. Gesellsch.* 120: 13–22. Hannover 1968 (1970).
- Jerz, H., W. Stephan, R. Streit & H. Weinig: Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. – *Geologica Bavarica* 74: 99–130. München 1975.
- Jerz, H. & R. Wagner: Erläuterungen zum Blatt 7927 Amendingen. – Geologische Karte von Bayern 1:25 000. München 1978.
- Kellenberger, M.: Der Iller-Vorlandgletscher und seine Auswirkungen in der Umgebung von Kempten. – *Geolog. Archiv* 3: 295–314. Königsberg 1924.
- Keller, O. & E. Krayss: Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). – *Eclogae Geol. Helvet.* 73: 823–838. Basel 1980.
- Keller, O. & E. Krayss: Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher. – *Physische Geographie* 1: 127–136. Zürich 1982.
- Krayss, E. & O. Keller: Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – *Schriften Verein Gesch. Bodensee* 101: 113–129. Friedrichshafen 1983.
- Leopold, L. B., M. G. Wolman & J. P. Miller: *Fluvial Processes in Geomorphology*. – San Francisco/London 1964.
- Leser, H. & G. Stäblein, (Hg.): *Geomorphologische Kartierung – Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000*. – 2. Aufl. Berlin 1975.
- Löscher, M.: Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – *Heidelberger Geograph. Arb.* 45. Heidelberg 1976.
- Löscher, M., K. Münzing & W. Tillmanns: Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – *Eiszeitalter & Gegenwart* 28: 68–82. Öhringen 1978.
- Löscher, M. & L. Scheuinpflug: Der altpleistozäne Donaulauf und der untere Deckschotter in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – *Jahresber. Mitteil. Oberrhein Geolog. Verein* 63: 335–343. Stuttgart 1981.
- Löscher, M. & P. Sinn: Ein weiterer Beitrag zur Quartärstratigraphie und Paläogeographie des „Eisenburger Schotterfeldes“ nördlich Memmingen (mit einer Stellungnahme von I. Schaefer). – *Mitteil. Geograph. Gesellsch. München* 68: 67–92. München 1983.
- Louis, H. unter Mitarbeit v. K. Fischer: *Allgemeine Geomorphologie*. – Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, begr. v. E. Obst, hg. v. J. Schmithüsen, Band I; 4. Auflage. Berlin/New York 1979.
- Moser, S.: *Studien zur Geomorphologie des Zentralen Aargaus*. – Diss. phil. nat. Basel 1958. Basel 1958.
- Nye, J. F.: Water at the bed of a glacier. – *Intern. Assoc. Scient. Hydrol.*, Publ. 95: 189–194. 1973.
- du Pasquier, L.: Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. – *Beiträge z. Geolog. Karte der Schweiz* 31. Bern 1891.

- Penck, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen – Ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. – Leipzig 1882.
- Penck, A. & E. Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände. Leipzig 1901–1909.
- Ponsel, E.: Geomorphologische Detailkartierung des Blattes 8127 Grönenbach – Südostquadrant. – Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen 1978.
- Rathjens, C.: Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. – *Geologica Bavarica* 14: 140–150. München 1952.
- Rögner, K.: Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland – Ein Beitrag zur präwürmzeitlichen Pleistozänstratigraphie. – *Heidelberger Geograph. Arb.* 49: 67–138. Heidelberg 1979.
- Rögner, K.: Die pleistozänen Schotter und Moränen zwischen oberem Mindel- und Wertachtal (Bayerisch-Schwaben). – *Eiszeitalter & Gegenwart* 30: 125–144. Hannover 1980.
- Rögner, K.: Quartärmorphologische und -stratigraphische Probleme im schwäbisch-bayerischen Alpenvorland – Aufgezeigt an Beispielen der „Höhen über Kaufbeuren“ und des „Warmisrieder Feldes“. – *Bochumer Geograph. Arb.* 40: 72–83. Paderborn 1981.
- Rögner, K. & M. Löscher: Das Warmisrieder Feld. – *Quartär* 31/32: 191–195. Bonn 1981.
- Salisbury, R. D.: Surface Geology – Report of Progress. – *Geolog. Survey of New Jersey – Annual Report of the State Geologist for the year 1893*: 35–328. Trenton N. J. 1894.
- Schädel, K.: Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee. – *Diss. rer. nat.* Tübingen 1950.
- Schaefer, I.: Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. – *Abhandl. Naturkde. – und Tiergartenverein f. Schwaben* 2. Augsburg 1940.
- Schaefer, I.: Die diluviale Erosion und Akkumulation – Erkenntnisse aus Untersuchungen über die Talbildung im Alpenvorlande. – *Forsch. z. deutschen Landeskunde* 49. Landshut 1950.
- Schaefer, I.: Bemerkungen zur Nomenklatur der Eiszeitforschung. – *Petermanns Geograph. Mitteil.* 95: 26–31. Gotha 1951.
- Schaefer, I.: Das Grönenbacher Feld – Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. – *Eiszeitalter & Gegenwart* 23/24: 168–200. Öhringen 1973.
- Schaefer, I.: Das Eisenburger Schotterfeld – Ein weiteres Beispiel für die geomorphologisch-stratigraphische Analyse des Altdiluviums der Iller-Lechplatte. – *Mitteil. Geograph. Gesellsch. München* 64: 5–40. München 1979 (a).
- Schaefer, I.: Das Warmisrieder Feld – Ein Beispiel für den Fortschritt der Eiszeitforschung durch Barthel Eberl. – *Quartär* 29/30: 15–47. Bonn 1979 (b).
- Schaefer, I.: Der angebliche „altpleistozäne Donaulauf“ im schwäbischen Alpenvorland. – *Jahresber. Mitteil. Oberrhein. Geolog. Verein* 62: 167–198. Stuttgart 1980.
- Schaefer, I.: Die Glaziale Serie – Gedanken zum Kernstück der alpinen Eiszeitforschung. – *Zeitschr. Geomorphol.* 25: 271–289. Berlin/Stuttgart 1981.
- Schaefer, I.: Über eine Arbeit zum Quartär des Gutenzeller Rottales (Württ.). – *Eiszeitalter & Gegenwart* 32: 213–216. Hannover 1982.
- Schaefer, I.: Noch ein Wort zum angeblichen „altpleistozänen Donaulauf“ im schwäbischen Alpenvorland. – *Jahresber. Mitteil. Oberrhein. Geolog. Verein* 65: 257–267. Stuttgart 1983.
- Schreiner, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1:50 000. – Stuttgart 1970. (2., berichtigte Aufl. 1974).

- Schreiner, A.: Erläuterungen zu Blatt 8119 Eigeltingen. – Geolog. Karte von Baden-Württemberg, Hg. v. Geolog. Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart 1978.
- Schreiner, A.: Zur Quartärgeologie in der Umgebung des Eem-Interglazials von Krumbach/Saulgau (Baden-Württemberg). – Geolog. Jahrb. A 56: 5–43. Hannover 1980.
- Schreiner, A. & Ebel, R.: Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geolog. Jahrb. A 59: 3–64. Hannover 1981.
- Simon, L.: Der Rückzug des würmzeitlichen Allgäuvorlandgletschers. – Mitteil. Geograph. Gesellsch. München 19, 2. Heft: 1–37. München 1926.
- Sinn, P.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Prävürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. – Heidelberger Geograph. Arb. 37. Heidelberg 1972.
- Sinn, P.: Geröll- und geschiebekundliche Untersuchungen im südlichen und mittleren Illergletscher-Vorland. – In: Graul, H. & H. Eichler, (Hg.): Sammlung quartärmorphologischer Studien I. Heidelberger Geograph. Arb. 38: 90–108. Heidelberg 1973.
- Sinn, P.: Glazigene, fluvioglaziale und periglazialfluviatile Dynamik in ihrem Zusammenwirken an der präwürmzeitlichen Talgeschichte der Eschach zwischen Rhein- und Iller-Gletscher. – In: Eichler H. & H. Musall, (Hg.): Hans-Graul-Festschrift. Heidelberger Geograph. Arb. 40: 95–120. Heidelberg 1974.
- Smalley, I. J. & D. J. Unwin: The formation and shape of drumlins and their distribution and orientation in drumlin fields. – Journ. Glaciol. 7: 377–390. 1968.
- Stäblein, G. (Hg.): Geomorphologische Detailaufnahme – Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. – Berliner Geograph. Abhandl. 30, 1978.
- Stepp, R.: Zur Talgeschichte der mittleren Iller. – Geologica Bavarica 19: 168–185. München 1953.
- Stepp, R.: Das Böhener Feld – Ein Beitrag zum Altquartär im Südwesten der Iller-Lech-Platte. – Mitteil. Geograph. Gesellsch. München 66: 43–68. München 1981.
- Tattermusch, P.: Geomorphologische Detailkartierung des Blattes 8127 Grönenbach – Südwestquadrant. – Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen 1978.
- Tillmanns, W., K. Brunnacker & M. Löscher: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau 1:50 000. – Geologica Bavarica 85: 3–31. München 1983.
- Troll, C.: Der diluviale Inn-Chiemseegletscher – Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. – Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde 23: 1–121. Stuttgart 1924.
- Troll, C.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. – Mitteil. Geograph. Gesellsch. München 18: 281–292. München 1925.
- Troll, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen – Ihre Oberflächengestalt, ihre Vegetation und ihr Landschaftscharakter. – Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde 24: 161–256. Stuttgart 1926.
- Weertman, J.: General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. – Rev. Geophys. Space Phys. 10: 287–333. 1972.
- Weidenbach, F.: Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. – N. Jahrb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 78, Abt. B: 66–108. Stuttgart 1937.
- Wilhelm, F.: Grundbegriffe und Aufgaben der Gletscherkunde. – In: Gletscher der Alpen, hg. v. R. C. Bachmann: 8–21. Bern/Stuttgart 1978.

- Wunder, G.: Geomorphologische Detailkartierung des Blattes 8127 Grönenbach – Nordwestquadrant. – Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen 1978.
- Wunderlich, H. G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. – B. I. Hochschultaschenbücher 339/339 a/339 b, Mannheim 1966.
- Wunderlich, H. G.: Das neue Bild der Erde – Faszinierende Entdeckungen der modernen Geologie. – Hamburg 1975.
- Zienert, A.: Das Moränen-Amphitheater von Ivrea (Dora Baltea). – In: Sammlung quartärmorphologischer Studien I, hg. v. H. Graul & H. Eichler, Heidelberger Geograph. Arbeiten 38: 141–157. Heidelberg 1973.

5.2 Topographische Karten

- Topographische Karte 1:25 000 – Normalausgabe (N), Blatt 8127 Grönenbach. – Hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München 1956. Ausgaben 1967 und 1980.
- Topographische Karte 1:25 000 – Orohydrographische Grundlage (Kombinationslichtpause), Blatt 8127 Grönenbach. – Hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München o. J.
- Topographische Karte 1:25 000 – Normalausgabe (N), Blätter 8027 Memmingen, 8028 Markt Rettenbach, 8128 Obergünzburg, 8227 Kempten (Allgäu), 8228 Wildpoldsried. – Hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München (verschied. Ausgabejahre).
- Topographische Karte 1:25 000 – Normalausgabe (N), Blätter 8026 Aitrach, 8126 Leutkirch i. Allgäu – Ost, 8226 Isny i. Allgäu – Nord. – Hg. v. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart (verschied. Ausgabejahre).
- Topographische Karte von Bayern 1:25 000 (Positions-Atlas), Blätter 750 Grönenbach (1894, Nachträge 1938), 751 Ronsberg (1895, Nachträge 1937), 774 Dietmannsried (1895, Nachträge 1933), 775 Haldenwang (1895, Nachträge 1939). – Hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München.
- Topographische Karte 1:50 000 – Normalausgabe (N) und Orohydrographische Ausgabe (OH), Blätter L 8126 Memmingen (Ausgabe 1961), L 8128 Kaufbeuren (Ausgabe 1962), L 8326 Kempten (Ausgabe 1964), L 8328 Marktoberdorf (Ausgabe 1963), Hg. v. Bayer. Landesvermessungsamt, München.

5.3 Geologische Karten

- Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt 7927 Amendingen. – Geologische Aufnahme: H. Jerz. Hg. v. Bayerischen Geologischen Landesamt, München 1978.
- Geologische Übersichtskarte des Iller-Mindel-Gebietes 1:100 000. – Bearb. v. R. Streit, H. Weinig, H. Jerz & W. Stephan. Hg. v. Bayer. Geolog. Landesamt, München 1975.
- Geologische Übersichtskarte von Württemberg 1:200 000, Blatt 4. – Bearb. v. d. Geolog. Abteilung des Württemberg. Statist. Landesamts (Wissenschaftl. Reinzeichnung: F. Weidenbach). Hg. v. Württemberg. Statist. Landesamt, Stuttgart 1933 (als „Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg“ unverändert nachgedruckt und hg. v. Geolog. Landesamt in Baden-Württemberg, 3. Aufl. Stuttgart 1962).
- Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt CC 8726 Kempten (Allgäu). – Hg. v. d. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Wissensch. Bearbeitung: H. Scholz & W. Zacher. Hannover 1983.