ARB. GEOGR. INST. GRAZ, Bd. 29: 121-151, Graz 1989

ZUR EINTIEFUNGS-MORPHOGENESE DER OSTSTEIRISCHEN ALPENVORLANDSFLÜSSE

Von Harald EICHER, Graz
(mit 8 Abbildungen)

Das oststeirische Alpenvorland wird von drei maßgeblichen Sohlentälern bestimmt, die im BÜDELschen Sinne als typische Vertreter der "Ektropischen Zone der retardierten Talbildung" in der Gegenwart von - vergleichsweise zur Talsohlenbreite - unscheinbaren Flüssen Raab, Feistritz und Lafnitz durchflossen werden. Sie alle haben im Quartär entsprechend der kalt- warmzeitlichen Klimaoszillation eine Terrassenlandschaft hinterlassen, die bei näherer Betrachtung doch sehr differenziert erscheint. So zeigt die Übersichtsdarstellung der quartären Decken (Abb. 1), daß zwischen Raab einerseits und Feistritz/Lafnitz andererseits ein enormer Unterschied in der Verbreitung von Terrassensedimenten besteht, obwohl die Einzugsgebiete im Steirischen Randgebirge ungefähr gleich groß sind. Auch bei WINKLER-HERMADEN (1955) ist auf diesen Kontrast quartärer Sedimentation nicht näher eingegangen worden. Nach Ansicht des Verfassers gibt es hiefür zwei Gründe, die sich gegenseitig auch ergänzen:

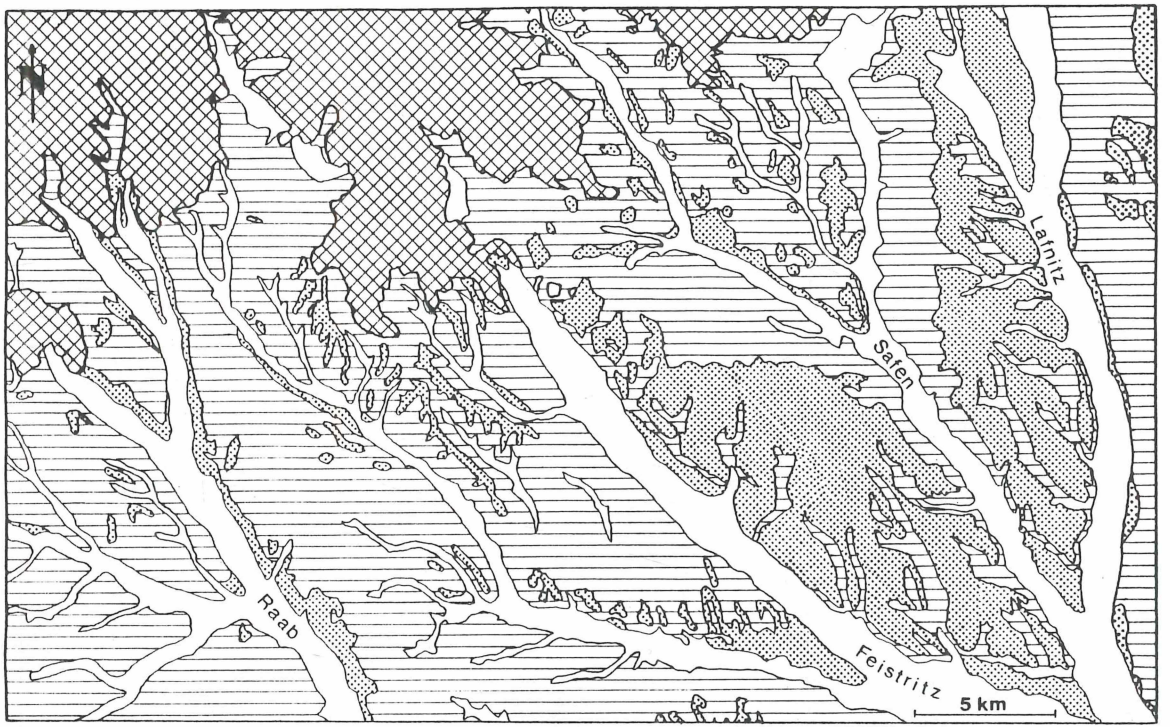
a) Unterschiedliche geomorphologische Wertigkeit des Einzugsgebietes im Randgebirge
b) Unterschiedliche Verlagerungstendenz der Talsohlen.

Im Unterschied zur Raab haben die Flüsse Feistritz und Lafnitz ein sehr großes Einzugsgebiet im kristallinen Randgebirge. Die Raab hat hingegen fast ausschließlich ihr Einzugsgebiet im Grazer Paläozoikum. In den Schottern der Raab-Terrassen gibt es vergleichsweise zur Karbonatgesteinsentwicklung im Einzugsgebiet wenig Kalkgerölle, die in den altquartären Decken überhaupt zu

fehlen scheinen. Auch die verbesserte Aufschluß-Situation beim Autobahnbau Gleisdorf-Pirchingberg konnte keine Neuerkenntnis bringen. Der Karbonatgesteinsanteil ist wohl wegkorrodiert worden. Von Decklehm freie und kryoturbativ ungestörte Deckenschotter der Raab haben feldkartierungsmäßigen Seltenheitswert. Es zeigt sich, daß auch die Quartärschotter in einer pelitischen Matrix liegen, wodurch ein Abgrenzen feldkartierungsmäßig von den gelisolifluidal verlagerten Tertiärschottern nicht unproblematisch ist (- ganz im Unterschied zur sandigen Matrix der Feistritz- und Lafnitz-Deckenschotter). Nach Ansicht des Verfassers sind kopfgroße Geröllpackungen in Gebirgsrandferne dem Quartär zuzuordnen, auch wenn sie in pelitischer Matrix liegen. Wenn wir von der Umlagerung exhumierten Tertiärs absehen (Geröllsanteil gut gerundeter Quarze), bleibt nur wenig Volumsanteil als echte quartäre Akkumulationsmasse, die vom (im Quartär aufbereiteten) Gebirgsrand stammt. Die pelitische Matrix kam nicht dadurch zustande, weil bei der quartären Sedimentation sie etwa schon vorhanden gewesen wäre, sie ist vielmehr das autochthone Verwitterungsprodukt der weichen Schiefergesteine des Grazer Berglandes, die im Akkumulationskörper vorhanden waren. Diese Phyllite und Grünschiefer des Grazer Berglandes dürften schon im periglazialen Flußbett der Raab durch Aufarbeitung und äolischen Weitertransport einen beträchtlichen Volumsanteil eingebüßt haben. Diese feinen Staubpartikel finden sich in den Decklehmen als Äolkomplex wieder.

Ein deutlich anderer Habitus zeigt sich hingegen im Schotterkörper von Feistritz und Lafnitz, ganz gleich, welche Höhenlage er einnimmt. Es zeigen sich bis zu kopfgroße, kanten- bis gut gerundete Kristallingerölle mit hohem Quarzanteil, kristalline Materialien, die dem Einzugsgebiet im kristallinen Randgebirge entsprechen. Gneise (oft im Granitgneis- und Augengneis-Habitus), Quarzphyllite und Glimmerschiefer machen bestenfalls 20 % des Geröllanteiles aus. Dieser komplexkristalline Geröllsanteil ist in der Riß-Terrasse bereits deutlich angewittert. Er bildet in den älteren Terrassenkörpern bereits durchwegs Gesteinsleichen, die nur in den tiefreichenden Aufschlüssen gesehen werden können. Bei den oberflächennahen Terrassenrändern mit Schotterausbiß, wo der Decklehm auskeilt und die Schotter kryoturbativ bewegt wurden, gibt es keine Gesteinsleichen mehr. Durch die Kryoturbationsschübe sind sie gelisolifluidal aufgearbeitet worden und verstärken die sandige Matrix durch einen sandig-grusigen Anteil. Es ist ein deutlicher Kontrast zur dominant pelitischen Matrix der

Abb. 1: Die unterschiedliche Quartär-Ausstattung des St. Alpenvorlandes



(Qu.: Geol. K.d. Stmk. 1: 200000, verändert u. erg.)

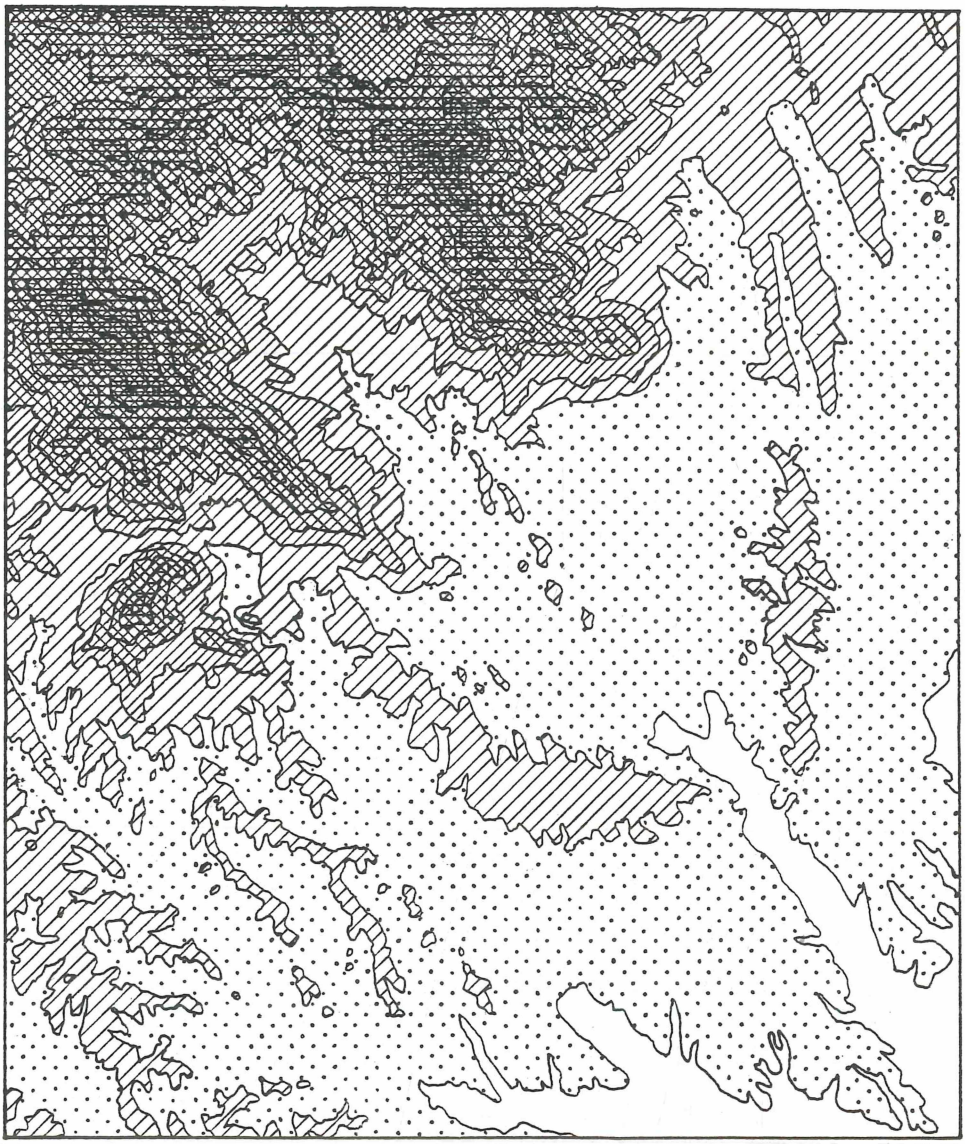
Anstehendes Randgebirge

Tertiär i. A.

Quartäre Schotterterrassen mit Decklehm

Talsohlen des Würm-Periglazials, z.T. mit rezenten Auelehm-Auflagen

Abb. 2 : Oststeirisches Alpenvorland / Höhenschichtenkarte mit dem Becken der Safen



Raab-Deckenschotter.

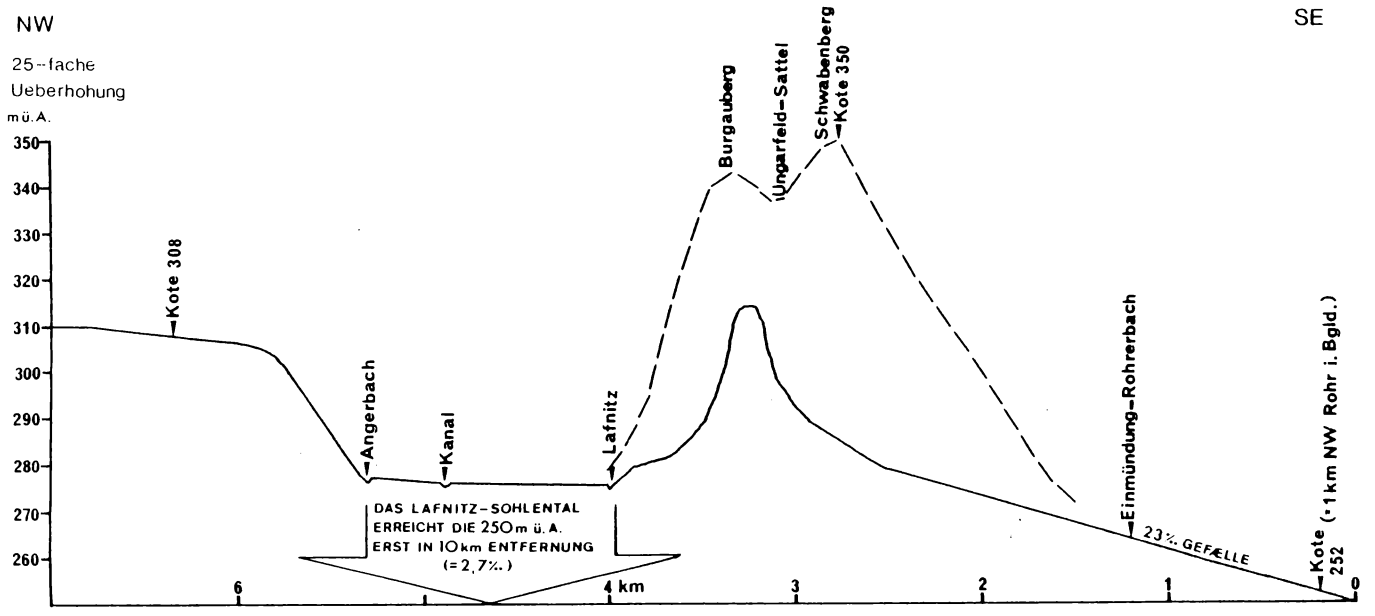
Eine zweite Begründung für den weitaus geringeren quartären Anteil im Raabtal liegt in der Tatsache, daß die quartären Eintiefungs-Sohlentalgenerationen im tertiären Basement nicht asymmetrisch abgeglitten sind. Daher ist beim nächstfolgenden Erosionszyklus ein guter Teil des älteren Akkumulationskörpers wieder ausgeräumt worden. Bei Feistritz und Lafnitz haben die jeweils nächsten Kaltzeit/Eiszeitphasen mit neuerlichem Lateralerosionsschub den südlichen (Feistritz) und östlichen (Lafnitz) Tertiärrand stark angegriffen und damit seitlich verschoben das nächste Erosionsstockwerk geschaffen, in dem ein neuer quartär-periglazialer Schotterkörper hineingestellt wurde. Der ältere Schotterkörper mit der etwas höheren Flur konnte so gut erhalten bleiben ("Plattenland"). Wenn wir tektonische Gründe für dieses Ableitungsphänomen geltend machen wollen, dann muß man für den Alpenvorlandsbezirk zwischen Feistritz und Lafnitz auf alle Fälle eine erhabene Position konstatieren. Eine Depressionstheorie für den Hartberger Raum (WINKLER-HERMADEN, 1955: 112) stünde gerade mit diesen Talasymmetrien in Widerspruch.

Ganz im Unterschied zu Feistritz und Lafnitz ist die grundrißstabile Lage der Raab mit der tektonischen Position über der "Auersbach-Schwelle" (vgl. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984: 19) in Verbindung zu bringen. Die Tatsache, daß auch das rezente Bett gleichsinnig orientiert ist (- Freie Mäander der Feistritz meist im Südteil der Talsohle, der Lafnitz in der östlichen Hälfte der Talsohle -), scheint aufzuzeigen, daß die asymmetriegebenden Kräfte auch heute noch anhalten.

Ausräumung des tertiären Basements: Besonderheiten der Eintiefungs- und Anzapfungs-Systematik

Mit dem quartären Klimaschwung hat die Gullyerosion (linear-erosive Zerrunsung) in gewaltigem Ausmaß eingesetzt und vor allem in Gebieten des feinklastischen Tertiärs eine rasche Ausräumung bewirkt. Die flächenhaften Ausräumungsniveaus des Oberstpliozäns wurden nun durch gewaltige Zerrunsungs-Auflösung ("Grabenland") in Riedel konfiguriert, wobei die Bereiche, wo grobklastisches Pannon das liegende Sarmat schützte, zum guten Teil autochthone Riedelfluren als Überbleibsel

Abb. 3 : Profil des Lafnitz-Sohlentales bei Burgau mit der zukünftigen Anzapfung durch den Zickenbach des Strem-Einzugsgebietes



des oberstpliozänen Niveaus noch erhalten sind (z.B. "500 m-Flur" im Raum Graz, Raum Niederschöckl). Wo das Pannon jedoch feinklastisch vorliegt, sind die Riedelscheitel mit wenigen Ausnahmen bereits in Rückfallkuppen aufgelöst. Ihr glattes Aussehen verdanken sie der periglazialen Überprägung, die erst in postglazialer Zeit nur zum Bruchteil der Morphodynamik von Rutschungsstaffeln und Tobelbildung (Tilken im Freiland) zum Opfer gefallen ist, sodaß dieses sanfte Auf und Ab nur mehr v e r e r b t e R i e d e l f l u r e n darstellen. Wie weit das oberstpliozäne Niveau über den höchsten Kuppen anzusetzen ist, ist nicht mehr eindeutig zu beantworten.

Ein typischer Relieftyp dieser Art ist das Safen-Gebiet zwischen Feistritz und Lafnitz, dessen Riedelhöhen alle tiefer liegen als die umgebenden altquartären Schotterplatten (Höhen St. Magdalena - Wagerberg, Höhen Hartl-Auffen-Lindsbichl). Hier sieht man, wie ungemein schützend die Altquartären Kristallinschotter sich für das feinklastische tertiäre Basement ausgewirkt haben, sodaß heute durch s e l e k t i v e E r o s i o n im Safen-Gebiet eine B e c k e n - L a n d s c h a f t innerhalb des Alpenvorlandes vorliegt (Abb. 2). Jenseits des Beckenrandes bis hin zur rezenten Feistritz und Lafnitz haben die asymmetrisch angeordneten Schotterfluren mit Decklehmhauben einen ganz eigenständigen Landschaftsbezirk geprägt ("Plattenland", "Oststeirische Terrassenlandschaft").

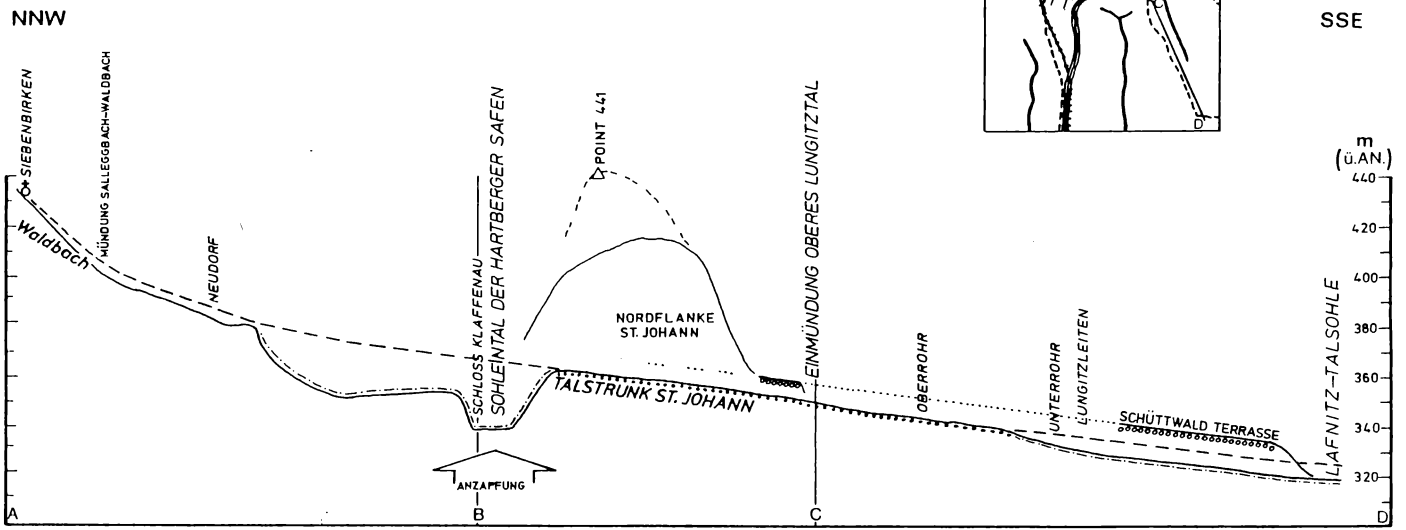
Im Jungquartär wurde das feinklastische tertiäre Riedel-Relief von der Gullyerosion bereits so weit aufgelöst, daß einzelne Tälchen den großen Sohlentälern bereits gefährlich werden konnten: schotterbelastete Sohlentäler, die mit der Tieferlegung der Vorflutbasis (Zurückverlegen der Hangsteilen) gegenüber Bächen im leicht ausräumbaren Tertiär nicht Schritt halten konnten.

Ein rezentes Beispiel sei in Abb. 3 erläutert: Das Profil zeigt das Lafnitz-Sohlental bei Burgau und die Wasserscheide zum Zickenbach-Einzugsgebiet. Die zusätzliche Projektion des Burgauberg/Schwabenberg-Riedelprofils (strichliert) zeigt, wie sehr das Riedelprofil im Burgauberg-Ungarfeld-Sattel von einem Seitengerinne des Rohrerbaches (dem Zickenbach tributär) bereits aufgelöst ist. Da dieser Wasserscheiden-Rücken nur aus feinklastischem Tertiär aufgebaut ist, wird das Vorantreiben der Hangsteilen durch die viel günstigere Erosionsbasis des Zickenbach-Einzugsgebietes (8-faches Gefälle !) viel schneller gelingen, als das Lafnitz-Sohlental

mit der Eintiefung Schritt halten könnte. Während die Lafnitz bis in die jüngste Zeit (Eingriff des Menschen) in freien Mäandern ihren Weg bahnte und tiefenerosionsmäßig stagnierte, ja mit der allgemeinen Bodenerosion der Landnahme sogar verstärkt akkumulierte (Auelehm-Sedimentation: siehe letztes Kapitel), nagt das Seitengerinne des Rohrerbaches unaufhaltsam am Wasserscheiden-Riedel (Burgauberg-Ungarfeld-Sattel). Auch eine nächste kaltzeitlich sich ändernde klimageomorphologische Situation wird am Anzapfungsprozeß nichts ändern, weil die Lafnitz mit ihrer Schotterbelastung aus ihrem Einzugsgebiet im kristallinen Randgebirge gegenüber dem Rohrerbach-Seitengerinne keine Chance hat, den Kampf um die Vorflutbasis zu gewinnen.

Genau dieses für die Lafnitz im Raum Burgau vorauszusagende Anzapfungs-Szenario ist an anderer Stelle bereits in der letzten Eiszeit vollzogen worden. Es war jenes kleine Seitengerinne der Pöllauer Safen, das von Sebersdorf nach Norden über Hopfau und Safenau im feinklastischen Pannon unaufhaltsam seine Hangsteilen Richtung Hartberg vorantrieb (- heute verläuft diese Reliefkonfiguration ausnützend, hier die Südautobahn -). Der Hartberger Raum wurde damals von der Hartberger Safen über den (heutigen) Talstrunk von St. Johann i.d.H. zur oberen Lafnitz entwässert. Für diese Anzapfung des würmeiszeitlichen Sohlental-Niveaus (vermutlich Frühwürm) von St. Johann i.d.H. ist keine Absenkung des Hartberger Raumes notwendig (WINKLER-HERMADEN, 1955: 112). Das "In die Flanke Fallen" erfolgte einfach deshalb, weil bei fehlender Schotterdecke im ehemaligen Anzapfungs-Gerinne Sebersdorf-Safenau die Tiefenerosion bzw. das Vorantreiben der Hangsteilen im weichen Tertiär (Silt, Feinsand) weitaus schneller vor sich ging als im mit Schottern ausgefüllten Sohlental von St. Johann i.d.H. Geomorphologisch kann man die Jugendlichkeit der Anzapfung auch heute noch erkennen. Während die westlich benachbarte Pöllauer Safen den typisch gleichmäßig breiten Sohlentalboden aufweist, mit Riß-Terrassenresten am Nordrand (- nicht "Würm", wie unter "7" in der Geol. Karte d. Stmk. 1 : 200.000 : Würm ist die Talsohle -), ist im Tal Sebersdorf-Safenau, also jener Ast der Pöllauer Safen, der durch die Anzapfung zur Hartberger Safen wurde, die Breite der Talsohle deutlich geringer und großen Breitenschwankungen unterworfen. Rißterrassen fehlen. Aber nicht nur dies ist ein Hinweis darauf, daß die Anzapfung während der Würm-Kaltzeit erfolgte und für die typisch gleichmäßige Ausformung des periglazialen Sohlental-Geleises nicht genügend Zeit mehr verblieb. Der Talstrunk St. Johann mündet

Abb. 4: Rekonstruktion der Waldbach-Safen-Entwässerung
(Profil 25-fach überhöht)



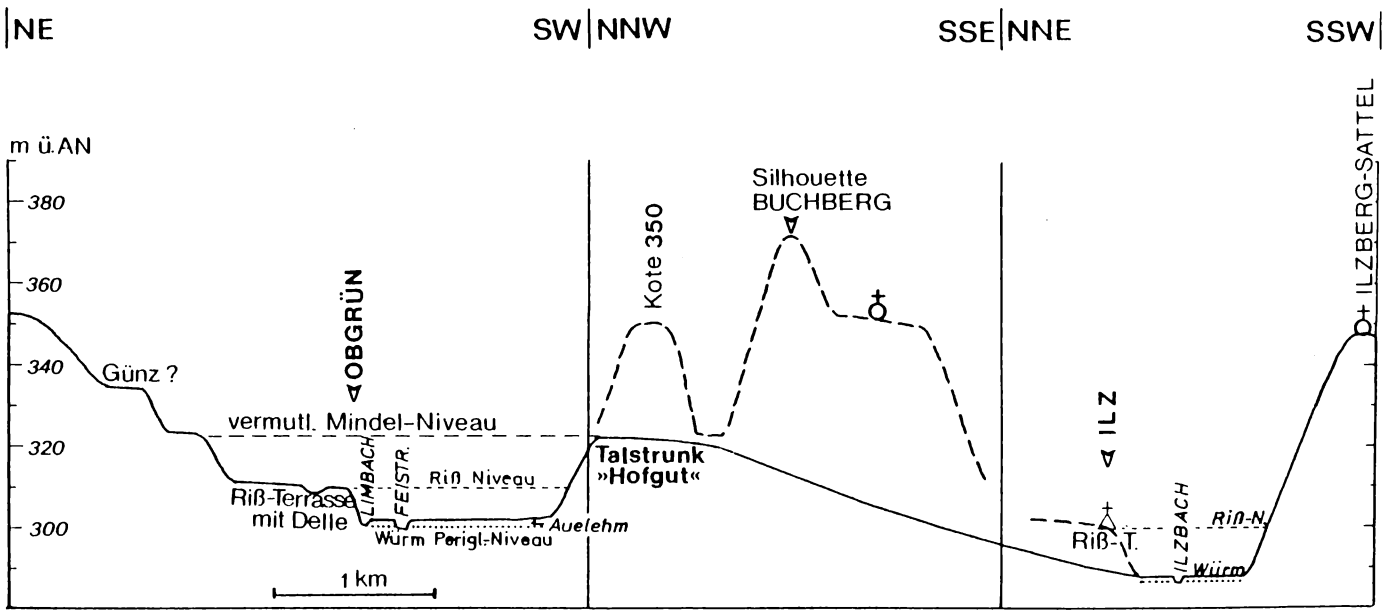
e b e n s o h l i g zum oberen Lungitzbach mit seiner würmzeitlichen Talsohle. Ein schöner Riß-Terrassenrest blieb im Dreieckswäldchen zwischen Lungitzbach, der Eisenbahn und der Landesstraße (St. Johann - Oberrohr) erhalten. Daß die Anzapfung höchstwahrscheinlich schon im Frühwürm erfolgte, ist darin zu erkennen, daß ab der Zeit, als im Tal St. Johann die Lateralerosion aufhörte, genügend Zeit verblieb, den Sohlental-Knick zum Hintergehänge gelisolifluidal zu überprägen. Am Autobahntrassen-Aufschluß waren 1984 deutliche Kryoturbationen zu erkennen. Die periglaziale Überprägung in der restlichen Würmzeit hat so ausgereicht, das inaktive Sohlental des Talstrunks St. Johann in ein Muldental zu verwandeln, was angesichts der weichen Materialien sich gründlich vollziehen konnte. Besonders der südliche ehemalige Prallhang, wo - ganz im Gegensatz zum schotterbedeckten gegenüberliegenden Gleithang - sich nur wenige Gerölle erhielten, ist von einer weitreichenden gelisolifluidalen Hangschleppendynamik gekennzeichnet. Der Talstrunk von St. Johann i.d.H., heute eine geomorphologische Ruheform, schon von BRANDL (1931) als solcher erkannt, dient heute als bequemer naturräumlicher Übergang, der sowohl von der Eisenbahn als auch jüngst von der Autobahntrasse geschickt ausgenützt wurde.

Da unter dem seichten Hartberger Moos sich keine quartären Akkumulationskörper befinden - das Anmoor liegt direkt feinklastischem Tertiär auf (FLÜGEL, 1963: 324) - ist eine tektonische Absenkung für den Hartberger Raum (WINKLER-HERMADEN, 1955: 112) als mögliche weitere Erklärung der Anzapfung unstatthaft. Der ausgezeichnete Autobahn-Aufschluß hat keine neotektonischen Hinweise liefern können.

Es kann aber auch vorkommen, daß ein Gerinne im weichen Tertiär einem Sohlental in die Flanke fällt, ohne die Wassermassen an sich zu reißen, das heißt, wenn sich die Schotter in dieses ergießen, die Anzapfung dennoch in der Entwicklung steckenbleibt, weil die eigene Vorflutbasis nicht ausreichend tiefer liegt. Das Haupttal behält seine Entwässerungsrichtung bei. Im schotterverfüllten Tälchen entsteht dann beim nächsten Eintiefungszyklus ein Talstrunk ganz eigener Morphogenese.

Diese Situation wollen wir uns am Beispiel des Talstrunks von Hofgut (unweit Schloß Feistritz) ansehen: die Landesstraße Ilz - Großhartmannsdorf benützt ihn als bequemen Übergang.

Abb. 5: Geknicktes Profil zur Veranschaulichung der Eintiefungs-Morphogenese des Raumes Obgrün–Ilz (25-fach überhöht)



Für diese Talstrunk-Bildung, zu der auch ein schotterverhüllter Ast östlich des Hügels Kote 350 dazugehört, wurde das "in die Flanke Fallen" auch dadurch begünstigt, daß die Feistritz in allen Periglazialzeiten stets nach Süden drängte und den südlichen Tertiärrand zusätzlich lateralerosiv abbaute. Der äußerst niedrige Kampelberg-Rücken (SE Gersdorfberg-Ziegelberg), der sonst auf eine 420 m-Scheitellinie zu veranschlagen ist, ist bereits auf eine Höhe von 362 m tiefergelegt (= 40 m über der Feistritz-Talsohle), wodurch der Lateralerosionsschub der nächsten Kaltzeit hier wahrscheinlich eine ähnliche Situation herbeiführen könnte, wie sie im weiter östlich gelegenen Hofgut-Talstrunk vermutlich in der Mindel-Eiszeit eintrat.

Die Höhe des Hofgut-Talstrunkes ist identisch mit der 420 m Terrassenflur Hainersdorf, die als Mindel-Flur 10 m über der Riß-Terrasse von Hainersdorf liegt. Dadurch, daß in der Mindel-Eiszeit in dieses Tertiärtälchen (Gerinne N Ilz) Feistritzschotter eingebracht wurden, wurde dem Gerinne der Erosionszahn genommen. Obwohl seit der Mindel-Eiszeit die Hauptvorfluter Feistritz und Ilzbach ihre Ausräumungsstockwerke um 25 m tieferlegen konnten (- in der Riß/Würm-Zwischeneiszeit lag die Tiefenlinie des Feistritz-Gleitmäanders sogar um 30 m tiefer: vgl. Abb. 5 -), war das Gerinne Ilz-Hofgut nun nicht mehr in der Lage, die alte Anzapfungs-Situation wiederherzustellen. Der Schotter-Input hat den Hofgut-Talstrunk nahezu zur geomorphologischen Ruheform werden lassen.

Will man das mindelzeitliche Anzapfungs-Stadium eines Hofgut-Talstrunkes in einer jüngeren Reliefform wiedererkennen, so haben wir eine Parallelsituation im Heugraben-Talstrunk (4 km S Stegersbach), einem Seitengerinne des Zickenbaches, das das Strembach-Gebiet anzapfte. Die Verfüllung mit Riß-Schottern hindert den Zickenbach-Zubringer über den Heugraben ein zweites Mal den Strembach in die Flanke zu fallen.

In Extremfällen kann sich die geomorphologische Situation ergeben, daß Voraussetzungen geschaffen werden, daß auf eine Anzapfung wieder eine Rückanzapfung eingeleitet wird. Dieses Beispiel wollen wir in der Anzapfung des Penzendorfer Baches durch den Greinbach aufzeigen, eine Bachverlegung, auf die schon BRANDL 1931 hinwies.
Solange der Greinbach nur ein Sekundärgerinne der Hartberger Safen (Abschnitt Grafendorf) war, hatte er als solches keine

Geröllbelastung vom Steirischen Randgebirge, während der Penzendorfer Bach durch die Geröllbelastung des Waldbaches nicht so schnell den tertiären Untergrund angreifen konnte. Der Greinbach war so in der Lage, den Penzendorfer Bach in die Flanke zu fallen. Seitdem hat er, nachdem er nun die Geröllast des Waldbaches empfängt, nur wenig gegenüber dem Neudorf-Talstrunk (- eher ein Sattel: er wird heute von der Bundesstraße benützt -) sich tieferlegen können. Eine Rückanzapfung des Penzendorfer Baches ist sehr wahrscheinlich, da die selektive Erosion bei vertauschter Geröllbelastung vom Randgebirge nun unter umgekehrten Vorzeichen steht.

Wir können hier im alpenrandnahen Vorland somit eine ganze Palette von Anzapfungsvorgängen aufzeigen, die etwa in einer Systematik von MORAWETZ 1959 noch nicht zusammengefaßt wurden.

Die Entwicklung seit der Maximaleintiefung

Die Beantwortung dieser jungquartären Morphodynamik ist ohne Kenntnis von Bohrprofilen nicht möglich. Erfreulicherweise gibt es vom Feistritz- und Lafnitztal sehr schöne Bohrprofilreihen, die dem Geomorphologen erlauben, genetische Aussagen zu treffen. Dabei zeigt sich in den Profildaten (Abb. 6-8), daß dieselben geomorphologischen Parameter aufgezeigt werden können, wie sie auch bei Studien von Periglazialtälern Mitteldeutschlands zur Sprache kamen. Schon MENSCHING 1951 und KÖRBER 1962 stellten fest, daß bei Längsprofilen vieler mitteleuropäischer Flüsse der Abstand der Niederterrasse und selbst der Hochterrasse ("Mittelterrasse") zur rezenten Flußsohle über weite Strecken gleichmäßig verläuft. Das Lafnitzprofil (Abb. 6), das die Talsohle und den Talsohlenrand mit Terrassenresten auf 20 km Länge aufschließt, bestätigt diese Tatsache. Es kann aus dieser Profil-Zusammenstellung keine Neotektonik abgeleitet werden.

Diese ansehnliche Bohrprofil-Reihe ist ein sehr schöner Beleg dafür, wie wir die Mächtigkeit der letzteiszeitlichen Schotterverfüllung der alpenrandnahen Periglazialflüsse mit größerem Einzugsgebiet im Randgebirge einzuschätzen haben. Die unausgewogene Basement-Grenze (vgl. auch Abb. 8) zeigt, daß die maximalste Ausräumung des Feistritz- und Lafnitztales in einem schmäleren Profil erfolgte, das in eingesenkten Gleitmäandern vorlag,

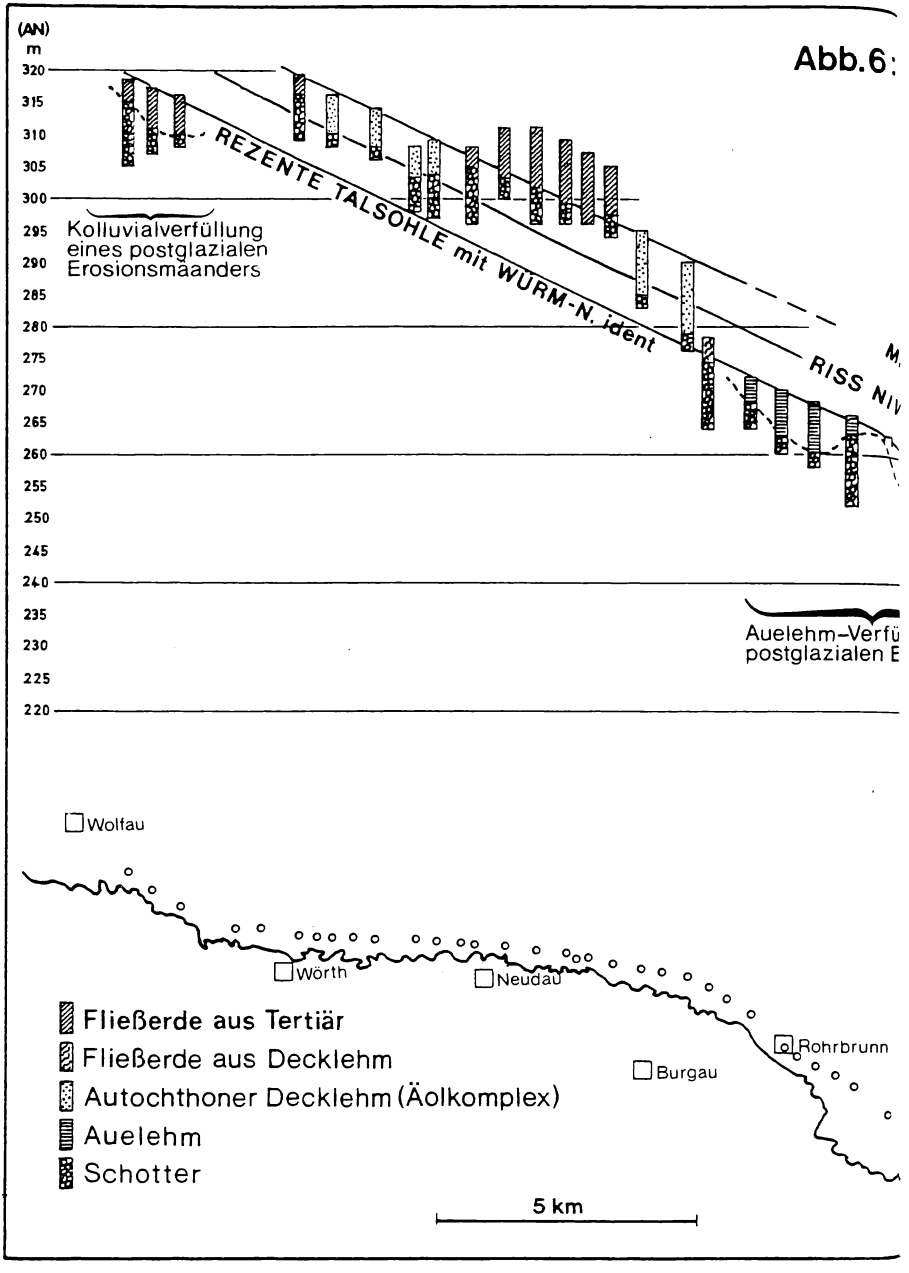
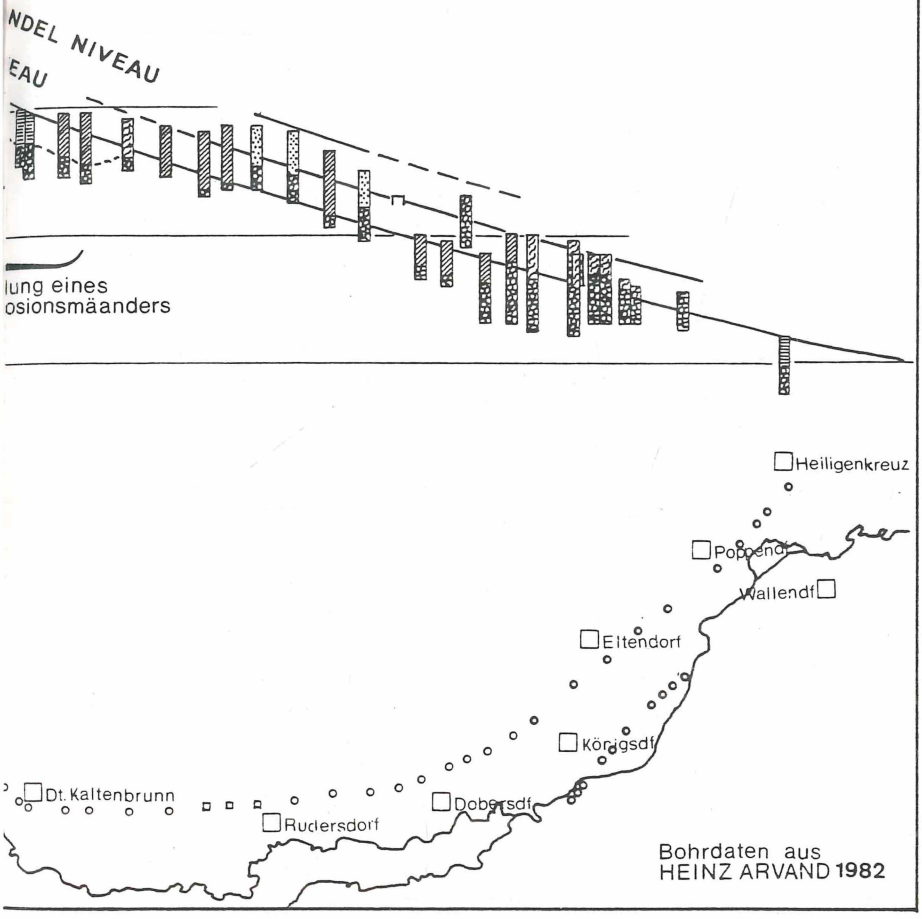

(AN)
m
320
315
310
305
300
295
290
285
280
275
270
265
260
255
250
245
240
235
230
225
220
Kolluvialverfüllung
eines postglazialen
Erosionsmäanders
REZENTE TALSOHLE mit WÜRM-N. ident
RISS NIV
Auelehm-Verfü
postglazialen E
Wolfau
Wörth
Neudau
Burgau
Rohrbrunn
Fließerde aus Tertiär
Fließerde aus Decklehm
Autochthoner Decklehm (Äolkomplex)
Auelehm
Schotter
5 km

Abb.6:

Die Mächtigkeit quartärer Sedimentation nach Bohrprofil-Ergebnissen am Sohlental-Rand des Lafnitztales

Man beachte die laterale Verzahnung



wodurch die Tiefenlinie ständig wechselt (vgl. Talquerprofil Abb. 7).

Die Maximalausräumung erreichte die Lafnitz wie auch die Feistritz bereits im Eem (Riß-Würm-Interglazialzeit). Damals hatten sich in einer Gleitmäander-Eintiefung beide Flüsse so weit ins tertiäre Basement vorgearbeitet, daß ihre damaligen Tiefenlinien bis heute nicht mehr unterschritten wurden. Es ist interessant, daß über diesem eemzeitlichen Gleitmäander-Flußbett in all den nun zahlreich vorliegenden Profilen, die das Basement erreichten, k e i n e d a m a l i g e A u e l e h m - E n t w i c k l u n g nachgewiesen ist. In dieses maximale Tiefenerosions-Relief ist überall ein Schotterkörper hineingestellt. Dieses Faktum des Fehlens eines eemzeitlichen Auelehms spricht sehr dafür, daß die Auelehm-Sedimentation das Holozän, mit vermutlich ähnlichen warmzeitlichen Bedingungen wie in der Eem-Zwischeneiszeit, einzig der Veränderung des Wald-Ökosystems (- Waldweide bis hin zur Brandrodung und endgültiger Landnahme -) durch den Menschen zuzuschreiben ist. Der Mensch, falls es ihn eemzeitlich im Südostalpenraum überhaupt gab, war damals mit seiner Kulturstufe noch nicht in der Lage, diese enorme Bodenerosion auszulösen, wie sie im Holozän seit der Bronzezeit einsetzte.

Mit der würmzeitlichen Klimaverschlechterung wurde das Gleitmäandertal von Feistritz und Lafnitz mit Schottern zu einer breiten flußverwilderten Talsohle aufgefüllt und zum Tertiärrand asymmetrisch verbreitet, wobei die Lateralerosion nicht so immanent vorhanden war, daß eine Periglazialverzahnung vom Tertiärrand her oder aus älteren Terrassen nicht hätte erfolgen können. Dellentälchen münden ebensohlig zum oberen Schotterhorizont. Diese randliche Verzahnung ("Fließerde" nach BRUNNACKER) trifft auch für die älteren Periglazialzeiten zu: So sehen wir bei den drei Bohrprofilen Wolfau über Würmschottern allochthones Tertiär. Südlich Neudau haben die Bohrprofile einen höheren Schotterkörper (Mindel ?) angefahren, über dem ebenfalls allochthones Tertiär liegt. In den fünf Profilen zwischen Deutsch Kaltenbrunn und Rudersdorf zeigt sich über Würm-Schottern ebenfalls solifluidales Tertiär (Abb. 6).

Die Längsprofil-Korrelationen lassen erkennen, daß weder die Unter- noch die Oberkanten der würmzeitlichen Periglazialschotter sich zu einem ausgewogenen Abdachungsgefälle verbinden lassen. Die Unterkante kann nicht ausgewogen sein, weil die

letzteiszeitliche Akkumulation einem eingesenkten Gleitmäander-Talrelief der Eem-Warmzeit (Riß/Würm-Interglazialzeit) aufliegt. Je nach Entfernung des Bohrprofils zur Basement-Tiefenlinie bzw. deren Verzweigung zu damaligen Seitenbach-Einschnitten wird die Schotterunterkante in den linear angeordneten Bohrprofilen deutliche Niveau-Unterschiede zeigen.

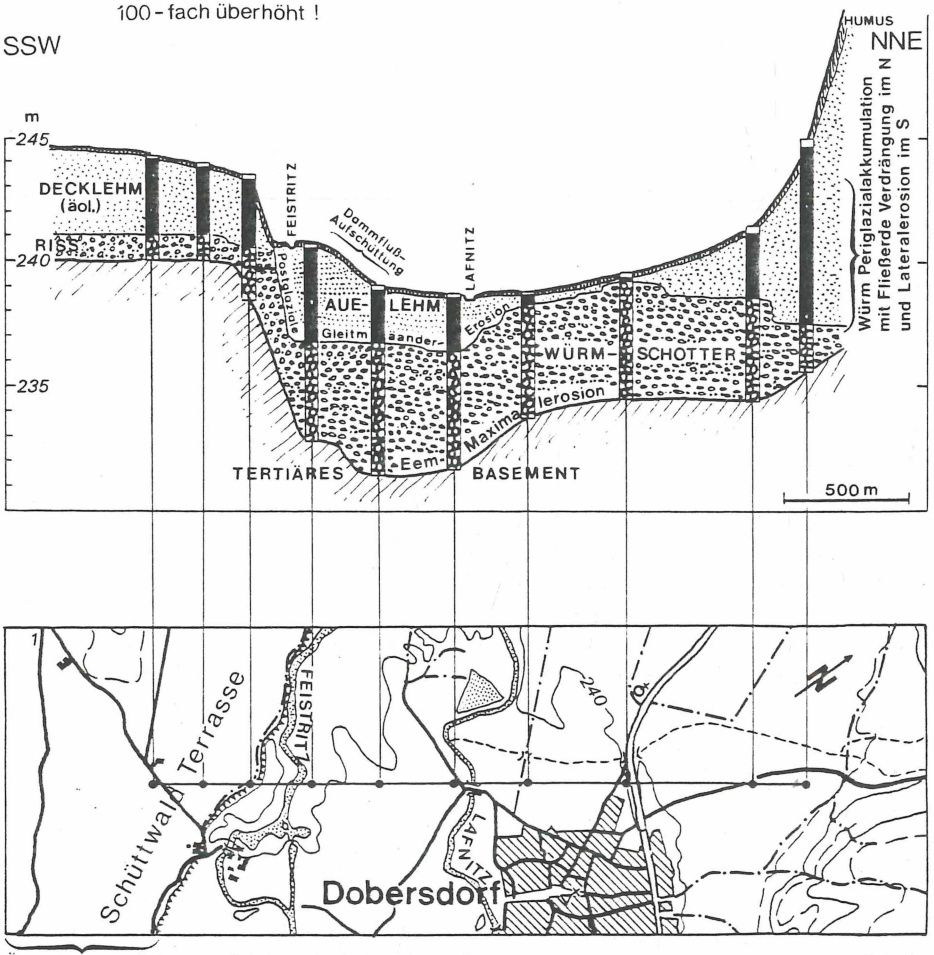
Die würmzeitlich-periglaziale Schotterentwicklung ist somit je nach Lage des Profils über dem eemzeitlichen Basement starken Schwankungen unterlegen und erreicht nirgendwo mehr als 17 m unter der heutigen Talsohle. Das ist beinahe doppelt so tief wie bei den Tälern im südlichen Burgenland (vgl. KOLLMANN, W., 1987, Abb. 5), insbesondere auch dem Pinkatal, das auch sein Einzugsgebiet teilweise noch im Randgebirge hat.

Die postglaziale Teilerosion des Würm-Schotterkörpers

Die postglaziale Ausräumung hat gegenüber der eemzeitlichen Ausräumung nicht das tertiäre Basement erreichen können, wenngleich in etlichen Profilen nur mehr 1-2 m - Schottermächtigkeiten übrigblbeiben. Ob die nicht so starke Schwankung der Schotteroberkante (max. 5 m) eine klimageomorphologische Interpretation erlaubt, wonach die Eem-Zeit eine wärmere Klimaphase darstellte als die postglaziale Zeit, sei erst künftigen qualitativ und quantitativ verbesserten Vergleichen von eingesenkten Gleitmäandern der Basement-Konfiguration (Eem) mit der Schotteroberkanten-Konfiguration (postglaziales Wärmeoptimum) überlassen. Ein noch dichteres Bohrdatennetz ist hierfür wohl notwendig. Im Fall des Feistritz-Längstalprofils (Abb. 8) ist die Schwankungsbreite der Schotteroberkante nicht ganz so groß wie beim Lafnitz-Längstalprofil (Abb. 6).

Bei beiden Flüssen erfaßte die Gleitmäander-Ausräumung nicht flächenhaft die gesamte Talbreite, das heißt, die Mäander nützten nicht das periglaziale Sohlental-Geleise in seiner vollen Breite aus. Da Äolkomplexe auf den übriggebliebenen Würm-Periglazialfluren fehlen, ist es naheliegend, daß das Spätglazial, im Unterschied zu Flüssen mit Glazialregime (- z.B. Zwischenflur-Entwicklung der Mur im Judenburger Becken oder der Drau im unteren Jauntal, vgl. EICHER 1986), sich hier am periglazialen Alpenrand nicht geomorphologisch auswirkte. Wahrscheinlich ist hier die Eintiefung bei gleichzeitiger Entwicklung von neuer

Abb.7: TALQUERPROFIL DOBERSDORF BEI FÜRSTENFELD
nach Bohrdaten der SMV (Archiv der Geol. Bundesanstalt)
100-fach überhöht !



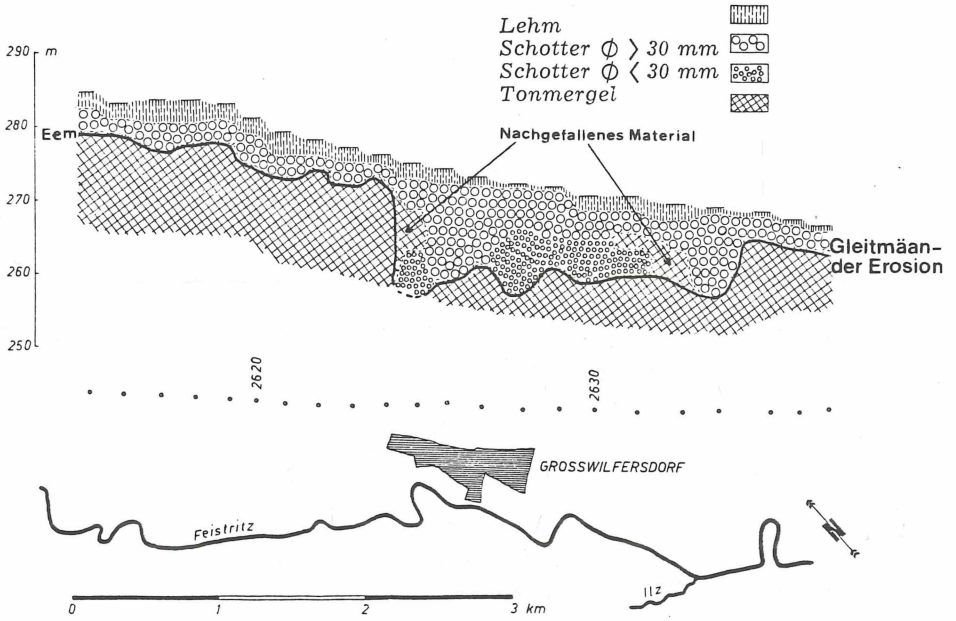
Äolkomplex für Riß bes. mächtig: Ideale Anwehungs-Position durch Rittschein-, Feistritz- u. Lafnitz-Schotter

Vegetation so rasch erfolgt, daß weder ein Erosionsstockwerk noch eine Äolauflage auf der von der Erosion unbehelligten Flur sich bilden konnte. Die Maximaleintiefung dürfte wohl auch hier (vgl. BRUNNACKER 1960, 1977 und SCHIRMER 1973, 1983) ins postglaziale Wärmeoptimum (Hypsothermal Interval 8000-6000 BP) zu stellen sein. Es hat dann sicherlich mehrere Aufschüttungs- und Eintiefungsphasen mit einem insgesamt akkumulativen Vektor gegeben, die jedoch mit diesen Bohrprofil-Daten nicht herauszubekommen sind. Einige Kies-Ausweisungen an der Basis des Auelehms scheinen dafür zu sprechen. Quantitativ spielt aber erst der Auelehm einen deutlichen morphogenetischen Umbruch.

Das Sohlental-Querprofil bei Dobersdorf (Abb. 7, nahe der Einmündung der Feistritz in die Lafnitz) ist ganz typisch für die postglaziale Ausräumung, in deren Freiraum fast niveaugleich das Holozän hineingestellt wurde. Nur an der tiefsten Schotterbasis konnte eine 2 m mächtige sandkiesige Entwicklung erbohrt werden, deren zeitliche Einordnung noch nicht gesichert ist (wahrscheinlich mit der "Schotter-Basisfolge" nach BUCH & HEINE 1988, Atlantikum, zu parallelisieren). Alle übrigen Profile zeigen eine pelitische Entwicklung des Typus des Auelehms. Diese Auelehmentwicklung ist nur im Südteil des Profils gut 2 m mächtig, entsprechend der Gleitmäander-Verfüllung, im Nordteil des Talprofils keilt der Auelehm in der Höhe von Dobersdorf bereits aus, sodaß nördlich Dobersdorf das Sohlental-Niveau auch tatsächlich die würmzeitlich-periglaziale Flur darstellt. Nach Ansicht des Verfassers ist es bei Übersichtskartierungen (vgl. Geologische Karte 1 : 200 000) vom geomorphologischen Standpunkt günstiger, unsere Alpenvorlands-Sohlentäler als Würm-Niveau auszuweisen, weil die Auelehm-Entwicklung so geringmächtig und diskontinuierlich ist. Dann ist es auch viel verständlicher, warum alle Terrassen bereits rißkaltzeitliches Alter haben.

Im Bohrprofil Großwilfersdorf, ein Tallängsprofil der Feistritz oberhalb Fürstenfeld (Abb. 8) ist die Auelehm-Bedeckung 1-2 m mächtig, nur im Bereich der Bach-Schwemmfächer bei Riegersdorf kommen Mächtigkeiten von 3 m zustande. Hier tritt auch ein größerer Längsprofilknick auf. Diese Stufe sowie die übrigen kleineren Treppungen sind mit Sicherheit mit dem Gleitmäander-Effekt zu begründen. Die Auelehm-Akkumulation hat dann etwas ausbügelnd gewirkt, sodaß mit der zusätzlichen Nivellierung durch Ackerbau und jungen Drainagierungen diese Längsprofilstufen ohne Vermessungen bzw. nur mit dem Auge nicht mehr auszuma-

Abb. 8 : Feistritz-Tallängsprofil zwischen Hainersdorf und Altenmarkt nach RAG-Bohrungen aus H. ZOJER 1972 (verändert)



chen sind. An jenen Stellen hingegen, wo die Periglazialflur von der Gleitmäander-Ausräumung des Postglazials nicht erfaßt wurde, fehlt diese "Treppung" der Schotter-Oberkante. Die Periglazialflur hatte ein sehr ausgeglichenes Längsprofil.

Die Auelehm - Akkumulation

Wie sämtliche Profile zeigen, folgte nach der Gleitmäander-Erosionsphase ein beachtlicher morphogenetischer Umschwung. Über dem postglazialen Erosionsrelief, das die Würm-Schotter nicht durchfahren konnte, folgt mit wenigen Ausnahmen einer sandig-kiesigen Entwicklung nahe der Tiefenlinie direkt über den Würmschottern der Auelehm. Während die sandig-kiesige Entwicklung mit einem kleinräumigen lateralen und vertikalen Faziswechsel mit einem Klimaumschwung (vermutlich Atlantikum) erklärt werden kann, ist dieser scharfe Hiatus zwischen Schotter

und Auelehm-Akkumulation kaum als spontane Klimaänderung interpretierbar. Schon MENSCHING 1951 hat auf dieses Phänomen hinweisend die Vermutung geäußert, daß die Auelehm-Sedimentation mit dem Eingriff des Menschen in das geomorphologische Geschehen (Unterholzvernichtung durch Waldweide und mittelalterliche Schweinezucht, Rodung der Wälder mit besonderem Erosionseffekt auf den mit Decklehm bedeckten Terrassen) in Zusammenhang zu bringen ist. Durch die Sedimentation des Auelehms, der primär das Ablagerungsmaterial der Bodenerosion darstellt, wurde das postglaziale Erosionsvolumen dieser flachen Gleitmäander wieder durch eine Auelehm-Verfüllung ersetzt, wodurch die Talsohlen des Feistritz- und Lafnitztales fast zu einem Ebenbild der würmzeitlichen Periglazialflur gekommen sind. In der Regel liegt die Auelehm-Mächtigkeit außerhalb des flachen Gleitmäander-Erosionsbereiches unter 1 m und kann dann je nach Lage im Verfüllungs-Stockwerk bis zur postglazialen Ausräumungs-Mäander-Tiefenlinie bis zu 3 m zunehmen. Die größte Mächtigkeit zeigt mit 4 m das Profil Dobersdorf (Abb. 7), bedingt durch die Dammfluß-Aufschüttung der Feistritz.

Für die anthropogene Geomorphologie spricht auch das Argument, daß, eine Kaltzeitphase zurückgesprungen, über dem Gleitmäander-Erosionsrelief der Eem-Zeit (= Basement der Quartärprofile) eine Lehm-Entwicklung fehlt. Die Kernziehung war so genau, daß eine lehmige Zwischenschicht zwischen den Tonen und Mergeln des Tertiär-Basements und den Würmschottern auf alle Fälle registriert worden wäre. Wenn es überhaupt Menschen in der Eemzeit gab, dann hat damals ihre Kulturstufe als Wildbeuter-Gesellschaft noch keinen landschaftsökologischen Eingriff bedeutet.

Da die Seßhaftwerdung des Menschen für den oststeirischen Raum auf das 7. Jhd. BC veranschlagt wird (MODRIJAN 1971), ist anzunehmen, daß die Auelehm-Sedimentation erst ab dieser Zeit einsetzte. Wahrscheinlich waren diese Jahrhunderte bis zum Mittelalter besonders effektiv, weil der Mensch damals noch den feuchten Sohlentalboden mied und den Wuchs des Auenwaldes gestattete, während die natürliche Niederschlagsretention im Hinterland durch Brandrodung und geplante Waldtierhaltung unterblieb. Damit war eine ausgezeichnete flußmorphologische Situation der Auelehm-Bildung gegeben. Das verstärkte Einbringen von Auelehm durch Seitenbäche, deren Einzugsgebiet in feinklastischem Tertiär und Decklehm-Arealen lag, ist ein Umstand, auf den schon BISTRITSCHAN (1944: 20) im benachbarten Burgenland

hinwies. Aufgrund der Meidung des feuchten Talbodens in der Zeit der keltischen und römischen Landnahme ist ein archäologischer Nachweis, wie er aus deutschen Auelehm-Datierungen erbracht werden konnte, hier wohl einem großen Zufall überlassen. Auch die T i l k e n, jene um eine Fallinie geschwungenen Kastentälchen in gerodetem Gelände, beweisen ja auch jene enorme Bodenerosion im Hintergehänge und die Akkumulation entlang der Tiefenlinie, die so Tobel-Kerbtälchen zu Kastentälchen werden ließ. Hier ist die anthropogen-geomorphologische Deutung mittlerweile unumstritten. Ein indirektes Indiz der kräftigen Bodenerosion seit der Landnahme mag auch in der sehr häufigen Verwendung von Gewässernamen wie "Limbach, Lehenbach, Lahnbach, Lahn patak (Ung.), Ilz (= slav. Lehmfluß)" zu suchen sein. Karolingische Landnahme ist für Orte auf der Riß-Terrasse des Feistritztales beurkundet. Es ist anzunehmen, daß vom 9.-11. Jhd. durch die ungarische Kontrolle die bisherigen Rodungsinseln wieder von Wald überwuchert wurden (Grenzgürtel). Mit dem Zurückdrängen der Ungarn verzögerte sich die erneute Landnahme des Grenzödlandgürtels, sie erfolgte für das Safen- und Feistritzgebiet erst im 12. Jhd., aber dann mit großer Zielstrebigkeit. Nun wurden auch die Talsohlen zu einem guten Teil miteinbezogen (Wasserschloß Feistritz, 1170 beurkundet, war wohl ein Herrschaftssitz dieser mittelalterlichen Landnahme - vgl. BRUNNER, F., 1982: 123 u. 144). Nach BRUNNER war im 14. Jhd. der fruchtbarere Naturraum bereits aufgebraucht (Anlage von Burgau, Nachrodung zur Lafnitz als ungarische Grenze). Das 12.-14. Jhd. dürfte für die anthropogene Geomorphologie jene Zeitspanne gewesen sein, in der Auenwälder verstärkt abkamen und der Mensch hier mit der Kalkulation des Überschwemmungs-Risikos auch Ackerbau in der Talsohle betrieb. Damit waren die Idealbedingungen einer Auelehm-Akkumulation beseitigt. Wahrscheinlich hat das mittelalterliche Wärmeoptimum (- erst ab 1350 eine deutliche Klimaverschlechterung durch die 1. Phase des "Kleinen Eiszeitalters" -) mit zum exzessiven Vorstoß in die Talsohle beigetragen.

Obwohl kaum ein Landstrich Österreichs in den folgenden Jahrhunderten so oft in Schutt und Asche gelegt worden ist, wie dieses Grenzland, scheint dennoch eine Siedlungskontinuität bei ähnlicher Wald-Freiland-Verteilung aufrechterhalten worden zu sein. Im flußnahen Bereich dürfte auch in dieser Zeit eine Auelehm-Akkumulation nahe dem sumpfigen Galeriewald stattgefunden haben. KASER & STOCKER (1986: 63) geben für die Mitte des

19. Jhds. noch 8.800 Joch Feistritz-Sumpfgebiet und 4000 Joch für die Lafnitz an. Heute gibt es kaum noch Ereignisse, die einen prozeßgeomorphologischen Beweis einer fortdauernden Auelehm-Sedimentation erbrächten.

Für das Zuendegehen dieser morphodynamischen Epoche der Auelehm-Sedimentation gibt es mehrere Gründe, die alle in den Bereich "Anthropogene Geomorphologie" hineinfallen: Zum einen ist die allgemeine Bodenerosion trotz der nachkriegszeitlich forzierten Mais-Monokulturen gegenüber den Anbaumethoden auf den Decklehm-Terrassen der früheren Jahrhunderte zurückgegangen. Durch Jahrhunderte bis in die Zwischenkriegszeit hinein war noch der aufwendige B i f a n g b a u üblich, in Fallinie angeordnete Ackerbau-Rillenbeete, die der sonst eintretenden typischen Staunässe auf den Pseudogleyen begegnen sollten. Diese Trockenlegungsmethode, durch Jahrhunderte als typische Anbauform dieser Gegend betrieben, hat mit Sicherheit eine verstärkte Bodenerosion bewirkt.

In der Nachkriegszeit wurde der arbeitsaufwendige und maschinell nicht durchführbare Bifangbau durch eine großangelegte Drainagelegung ersetzt. Nun war auch maschineller Ackerbau bei gleichzeitiger Lösung des Staunässe-Problems möglich. Die Erosion wurde dadurch beträchtlich herabgesetzt. Gleichzeitig wurden die Hauptvorfluter kanalisiert, Kanäle in den Talsohlen gezogen, die Feistritz und Lafnitz teilweise mit Durchstichen versehen. Die höhere Fließgeschwindigkeit kann nun die ohnehin durch die verminderte Erosion aufgebrachten Schwebstoffe in der Regel weiterbefördern. Es gibt immer weniger Hochwasser-Ereignisse mit Schwebstoff-Anlandung. Die moderne Zeit hat so die Ära der Auelehm-Sedimentation endgültig zu Fall gebracht, wodurch es Uneingeweihten als Widerspruch erscheinen mag, warum diese anthropogen-geomorphologische Sedimentations-Fazies ausgerechnet in Zeiten eines weiteren großen menschlichen Eingriffes nun ihrer Bildungsgrundlage beraubt wird. Nur im Gespräch mit Altbauern kann man noch Erinnerungsbilder großer Bodenerosion (Bifang-Rinnenspülung) und Lehmverwüstungen nach Hochwasserereignissen in Erinnerung rufen.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit widmet sich den Besonderheiten der quartären Zerschneidung des oststeirischen Alpenvorlandes, die in der vielseitigen Literatur (s. Literaturliste) als teilweise aufgearbeitet zu erwarten gewesen wäre, nach Durchsicht aber keine Systematik der Eintiefungs-Morphogenese sich als erarbeitet erwies. Dieser generelle Aspekt sei dieser Arbeit gewidmet. Die Tatsache der so deutlichen Unterschiede in der Verbreitung von quartären Terrassensedimenten zwischen dem Raab- und Feistritz/Lafnitz-System (Überblicksdarstellung Abb. 1) harrte einer Bewertung. Das Phänomen von Anzapfungs-Häufigkeiten, in der Systematik von MORAWETZ 1959 noch nicht mit eingebunden, sowie der Becken-Charakter des Safen-Gebietes in der Gesamtkonfiguration des Alpenvorlandes (Abb. 2), wird dem morphodynamischen Hauptagens der "Selektiven Erosion" zugeschrieben. Nur 2 m mächtige Schotterdecken über feinklastischem Tertiär verursachen einen Exhumierungs-Widerstand, der eine - gegenüber der Gully-Erosion im quartärfreien Tertiär - "Plattenland-Konfiguration" bewirkt, die nur von Dellentälchen oder Lineardurchschnitten geringer Verzweigung bestimmt ist. Für alle Anzapfungs-Beispiele wird eine tektonische Deutung zusätzlich zur selektiven Erosion (- schnelleres Vorantreiben der Hangsteilen im quartärdeckenfreien Tertiär -) gänzlich abgelehnt. Die weitaus bessere Aufschlußlage gegenüber WINKLER-HERMADENs Zeiten, läßt diese Feststellung zu.

Ein besonderes Augenmerk wurde der jungquartären Eintiefungs-Morphogenese gewidmet, möglich geworden durch ausgezeichnete Bohrdaten (veröff. insbes. in ZOJER 1971, HEINZ-ARVAND 1982, KOLLMANN 1987), wobei ohne Ausnahme zutagekam, daß die Maximalausräumung bereits in der Eem-Zeit in Form einer Gleitmäander-Rinne eintrat, deren Pendel-Amplitude etwa nur die Hälfte der periglazial geschaffenen Talsohlen-Breite umfaßte. Über diesem eemzeitlichen Basement folgt keine Lehmschicht, ein Umstand, der vom Verfasser als unterbliebene eemzeitliche Auelehm-Entwicklung interpretiert wird und für die anthropogen-geomorphologische Deutung des holozänen Auelehms spricht. Es folgt über dem eemzeitlichen Basement direkt - von kiesigen geringmächtigen Körpern nahe der Tiefenlinie abgesehen - der würm-periglaziale Schotterköper, dessen Lateralerosion bei gleichzeitigem Akkumulationsvektor, (mit Fließerde-Verzahnungen zum Tertiärrand) über das Gleitmäander-Basement deutlich

hinausging. Im Postglazial erfolgte wieder eine Gleitmäander-Ausräumung, die aber im Vergleich zur Eem-Zeit tiefenerosionsmäßig wesentlich schwächer war, sodaß in keinem Bohrprofil eine natürliche Durchörterung der Würmschotter zum tertiären Basement (= Eem-Rinne) festgestellt werden konnte, wenngleich in mehreren Profilen nur mehr 1-2 m fehlten. Dies ist dann der Fall, wenn eine Mäanderschleife der postglazialen Tiefenlinie fernab der eemzeitlichen Basement-Mäandertiefenlinie, also in extremer Basement-Gleithangposition, zu liegen kommt. Die Auelehm Akkumulation füllt fast genau - und zum Teil ein wenig darüber hinaus - die postglaziale Würmschotter-Ausräumung aus, wodurch die Flur des Sohlentales, wie sie sich heute zeigt, mit der würmzeitlichen Periglazialflur fast identisch ist. Für alle Erosionsphasen zeigt sich eine deutliche asymmetrische Abgleitungs-Tendenz, gleichsinnig zu den mittel- und altquartären Abgleitungs-Phänomenen. Die Auelehm-Sedimentation wird der Anthropogenen Geomorphologie zugeschrieben, wobei die aktivste Phase in jener Zeit vermutet wird, als die feuchten Talsohlen noch nicht angetastet wurden, während das Hinterland, bei besonderer Decklehm-Ausstattung dieser Gegend, durch Waldweide und Rodung einer besonderen Bodenerosion ausgesetzt war. (Mittelalter bis zurück in die frühgeschichtliche Landnahme). Ein weiterer Impuls der Auelehm-Akkumulation wird der großen Rodungsphase des 12.-14. Jhds. zugeschrieben, mit ausklingenden Phasen bis in das 19. Jhd., wobei der für diesen Raum typische Bifangbau eine Erosion aufrechterhielt, die für eine regelmäßige Hochwasser-Lehmakkumulation nahe dem Galeriewald sorgte. Erst dieses Jahrhundert hat durch ausgedehnte Drainagen mit Kanalisierungen im angeschlossenen Vorfluter sowie Durchstichen in der Talsohle von Feistritz und Lafnitz die Auelehm-Akkumulation so gut wie zum Stillstand gebracht, wenn man von säkularen HHQ-Ereignissen absieht.

Literatur

BECKER, B., 1982: Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. - Mitt.d.Komm. f.Quartärforsch.d.österr.Akad.d.Wiss. Nr. 5, 1-120.

BISTRITSCHAN, K., 1944: Untersuchungen in den Alluvialbereichen des Strem- und Zickenbaches. - Mitt.d.RA. f. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 7, 17-22.

BRANDL, W., 1931: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. - Jb.Geol.BA., 81, 353-386.

BRANDL, W., 1933: Zur Geomorphologie des Masenbergstockes am Nordostsporn der Alpen. - Mitt.Naturwiss.Ver.Stmk., 70, 5-23.

BRANDL, W., 1980: Tertiär-Aufschlüsse am Ostrand des Masenbergstockes. - Mitt.Naturwiss. Ver.Stmk., 110, 39-45.

BRUNNACKER, K., 1960: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. - Geol.Bavarica, 43, 74-150.

BRUNNACKER, K., 1977: Das Holozän im Binnenland - die geologische Gegenwart. - Geol.Rdsch., 66, 755-770.

BRUNNER, F., 1982: Die ländlichen Siedlungen des Bezirkes Fürstenfeld. Phil.Diss.Graz, 540 S., 2 Beilagenbände, 3 Mappenbeilagen.

BUCH, M.W., 1987: Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donauland zwischen Regensburg und Straubing. - Regensbg.Geogr.Schr., 21, 198 S., Beilagenband.

BUCH, M.W., 1988: Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän - Befunde von Donau und Main. - Z.Geom., Supp. 70, 131-162.

BUCH, M.W. & HEINE, K., 1988: Klima- oder Prozeß-Geomorphologie. - Geogr.Rdsch., 40, 16-26.

EICHER, H., 1986: Die Drauterrassen-Zwischenfluren und ihre Stellung zum hochglazialen Draugletscher-Rückzug im Jaunfeld. - Arb.Inst.Geogr.Univ.Graz, 27, 61-77.

EISENHUT, M., 1983: Talgeschichte und Bodenentwicklung in den Hügellandtälern des "Steirischen Beckens". - Sonderband 25 Jahre Bodenkartierung BA.f.Bodenwirtschaft, B 207 - B 228.

EISENHUT, M. & LAZAR, R., 1986: Landschaftsökologische Untersuchungen mit Naturraumpotentialbewertung in einem Seitental des tertiären Riedellandes im Osten von Graz. - Arb.Inst.Geogr.Univ.Graz., 27, 79-88.

FINK, J., 1959: Leitlinien der quartärgeologischen und pedologischen Entwicklung am südöstlichen Alpenrand. - Mit.Ö.Bodenk.Ges., 3, 15-30.

FINK, J., 1961: Die Südostabdachung der Alpen. - Mitt.Ö.Bodenk.Ges., 6, 123-183.

FLÜGEL, H., 1960: Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes. - Mitt.Ö.Geogr.Ges., 102, 53-64.

FLÜGEL, H., 1963: Eiszeitliche Bodenfrostbildungen am Alpenrand. - Natur und Museum - Frankfurt a.M., 93, 324-330.

FLÜGEL, H. & NEUBAUER, E., 1984: Geologische Karte 1 : 200.000 der Steiermark mit einem Erläuterungsband, 127 S., Hrsg. Geol. BA.

FLÜGEL, H., 1988: Steirisches Becken - Südburgenländische Schwelle: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes 1 : 200.000, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt.

HAIMBÖCK, H., 1985: Agrarischer Strukturwandel im südöstlichen Flach- und Hügelland Österreichs. - Ö. in Gesch.u.Lit.m. Geogr., 1985-3/4, 171-199.

HEINZ-ARVAND, M., 1982: Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Burgenland. - Verh.Geol. BA., 1982/3, 179-195.

JAKLITSCH, L., 1959: Zur Untersuchung oststeirischer Böden, insbesondere jener auf Terrassen des Ritscheintales. - Mitt.Ö.Bodenk. Ges., 3, 14-30.

KASER, K. & STOCKER, K., 1986: Bäuerliches Leben in der Oststeiermark seit 1848. - Hrsg. STAR und AGRINON, H. Böhlaus Nachf.Vlg. Wien-Köln-Graz, 318 S.

KOLLMANN, K., 1964: Jungtertiär im Steirischen Becken (mit einer Geol. Karte 1 : 50.000). - Mitt.Geol.Ges., 57/2, 479-632.

KOLLMANN, W., 1987: Geohydrologische Untersuchung zur Beurteilung der Wasserhöffigkeit im südlichen Burgenland. - Burgenländ. Landesmuseum/Wiss.Arb.Burgenland, 76, 55 S. (mit Tabellenanhang und Kartenbeilagen 1 : 50.000 = Ber. Geol.BA. Nr. 7).

LEITNER, W., 1971: Die Siedlungsgeographie der Steiermark. - Steiermark - Land, Leute, Leistung, Hrsg. Stmk.Landesreg., 191-226 (mit Tabellenanhang).

MENSCHING, H., 1951: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. - Erdkunde, 5, 60-70.

MODRIJAN, W., 1971: Aus der Ur- und Frühgeschichte der Steiermark. - Steiermark - Land, Leute, Leistung, Hrsg. Stmk.Landesreg., 287-312.

MORAWETZ, S., 1975: Die Tobel östlich von Graz. - Mitt. Ö.Geogr.Ges., 99, 194-198.

MORAWETZ, S., 1959: Anzapfungsknie im Steirischen Randgebirge und Grazer Bergland. - Mitt. Naturwiss.Ver.Stmk., 89, 104-111.

MORAWETZ, S., 1967: Prinzipielle Fragen zur pleistozänen Terrassenentstehung und Einordnung am Beispiel des Grazer Feldes. - Mitt.Ö.Geogr.Ges., 109, 351-365.

MORAWETZ, S., 1968: Zur Frage der periglazialen Erscheinungen im Gebiet zwischen Graz und Hartberg. - Mitt.Naturwiss.Ver. Stmk., 98, 61-68.

NEBERT, K., 1979: Das Quartär Südostburgenlands. In: Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. - Jahrb.Geol.BA., 122/1, 165-168.

RIEDL, H., 1961: Ergebnisse einer Taluntersuchung in der Oststeiermark. - Mitt.Naturwiss. Ver.Stmk., 91, 97-103.

SCHIRMER, W., 1973: State of research on the Quaternary of the FRG. The Holocene of the former periglacial areas (C 2). - Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24, 306-320.

SCHIRMER, W., 1983: Symposium "Franken": Ergebnisse zur holozänen Talentwicklung und Ausblick. - Geol.Jb., A 71, 355-371.

ŠIFRER, M. , 1971: Methoden und Ergebnisse der Untersuchung fluvialer Terrassen in Slowenien. - Acta Geographica Debrecina, X, 199-207.

SOLAR, F., 1963: Jüngste Formung, Bodenbildung und Standorte im Bereich der Talauen des Gleisdorfer Raumes. - Mitt.Naturwiss.Ver.Stmk., 93, 89-111.

STARKEL, L., 1985: Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climate changes. - Z.f.Gletscherkunde u. Glazialgeologie, 21, 159-164.

STRUSCHKA, W., 1968: Gewässerkundliche Studien im Lafnitztal. Phil.Diss.Graz, 235 S.

WINKLER-HERMADEN, A., 1955: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. - Denkschr.Ö. Akad.d.Wiss.Math.-Nat.Kl., 110, 1-180.

ZOJER, H., 1971: Hydrologie des Feistritztales, Oststeiermark. Phil.Diss.Graz, 263 S., 16 Tafeln in Beilage.

ZOJER, H., 1972: Untersuchungen zur Frage des Wasserverlustes an der mittleren und unteren Feistritz. - Steir.Beitr. z. Hydrogeol., 24, 11-45.

Anschrift des Verfassers: Prof.Dr. Harald EICHER, Institut für Geographie, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz

Jahr/Year: 1988

Band/Volume: 29_1988

Autor(en)/Author(s): Eicher Harald

Artikel/Article: Zur Eintiefungs-Morphogenese der oststeirischen Alpenvorlandsflüsse 121-151