

ERLÄUTERUNGEN ZUR MORPHOLOGISCHEN KARTE DER EISZEITLICHEN FLÄCHENSYSTEME IM FLUSSGEBIET DER LEITHA UND AN DER SÜDOSTABDACHUNG DES LEITHAGEBIRGES

Von H. R i e d l, Graz

VORWORT

Schon bei den höhlenkundlichen Arbeiten im Steinbruch von St. Marthein fiel mir bei Oberflächenbegehungen der reiche periglaziale For-
schatz der Landschaft auf, wobei mir eine größere Bearbeitung desselben
unschenswert erschien. Berührten doch die HASSINGER'schen Werke¹
Untersuchungsgebiet nur am Rande und konnte ROTH-FUCHS², dem
maligen Forschungsstand entsprechend, die Gesetzmäßigkeiten der un-
eren, vielfach als Hangbereich aufgefaßten Flächensysteme kaum vor-
gen führen.

Jahrzehnte sind seither vergangen, ohne daß der Versuch gewagt
urde, mit den stets sich erneuernden morphologischen Methoden an
e Lösung der alten Probleme heranzugehen.

Der burgenländischen Landesregierung danke ich sehr herzlich für
e fachliche Aufgeschlossenheit, Anregung und Subventionierung der
arbeit.

Das Problem der Entstehung des Neusiedlersees kann grundsätzlich
ur durch die Erfassung der benachbarten morphologischen Räume einer
klärung zugeführt werden. So hoffe ich auch, daß sich aus der vorliegen-
en großräumigen kartographischen Festlegung der morphologischen Ein-
eiten einige neue Aspekte in dieser Hinsicht ergeben werden, obwohl es
ffenkundig ist, daß eine allseitige Lösung des Neusiedlerseeproblems nur
urch die Mitwirkung aller in Frage kommenden Wissenschaften mög-
ch ist.

HASSINGER H.: Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken
und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. 1905.

HASSINGER H.: Beiträge zur Physiogeographie des Inneralpinen Wiener Beckens
und seiner Umrandung. Festband A. Penck, Bibl. Geogr. Handbücher, Stuttgart 1918.

ROTH-FUCHS: Erklärende Beschreibung der Formen des Leithagebirges. Geogr.
Jahresbericht aus Österreich, 1926.

Allein aus dem morphographischen Bild genetische Schlüsse oder Datierungen abzuleiten, ist selbst unter Miteinbeziehung der geologischen Betrachtungsweise nicht voll befriedigend. Hingegen schafft die pedologische Feldmethode zusammen mit der herkömmlichen geomorphologischen Methode eine gute Voraussetzung zur Datierung der eiszeitlichen Flächensysteme. Da sind verschiedenartige fossile oder relikte Böden klimamorphologisch und stratigraphisch verwertbar, soferne die Bodenkunde typologisch betrieben wird. Im Zuge dieser Untersuchung wurden alle Bodenfunde feldmäßig auf Grund ihrer gesamtprofilmorphologischen Prägung gewonnen. Nur der integrierte Bodentyp kann in einen fruchtbaren Konnex zu den geomorphologischen Gegebenheiten gesetzt werden. Da der Sinn der Untersuchung in einer morphogenetischen Klärung sowie Einzeitung der eiszeitlichen Flächensysteme beruht, wurde auf eine pedologische Schwergewichtsverlagerung im Sinne von Laboruntersuchungen bewußt verzichtet und die durch eine verfeinerte makroskopische Beobachtung diagnostizierten Bodentypen nur als Hilfsmittel für obige Fragestellung gewertet. Es wurde eine Vermeidung der methodischen Zersplitterung, die durch eine zu sehr betonte bodenkundliche Untersuchung eingeführt werden könnte, angestrebt. Die Kartierung der Flächen erfolgte unmittelbar im Gelände auf den entsprechenden Sektionsblättern der 3. oder 4. Österreichischen Landesaufnahme. Für das Gebiet liegt die Österreichische Karte 1:25.000 der 5. Landesaufnahme nicht vor. Es bestand die Möglichkeit, einige in der Originalaufnahme falsche Höhenangaben durch Höhenzahlen der vorliegenden Österreichischen Karte 1:50.000 (6. Österreichische Landesaufnahme) zu korrigieren. Im allgemeinen erwies sich für den Untersuchungszweck die Geländedarstellung durch Lehmannsche Schraffen in den alten Sektionsblättern besonders für Terrassenränderbeobachtungen günstig. Die Terrassenstirnen kommen in der Originalaufnahme gut zum Ausdruck und oft decken sich die Terrassenabgrenzungen der morphologischen Karte mit topographischen Linien der Geländedarstellung in der alten Landesaufnahme. Hingegen wurden in letzterer die seichten Hohlformen (Dellen) ungenügend dargestellt, besonders innerhalb der tieferen Flächensysteme. In der morphologischen Karte scheinen daher Dellensignaturen auf, für die es in den meisten Fällen in den Sektionsblättern keine Anhaltspunkte gibt, die aber im Gelände vorhanden sind.

Die in bestimmten Höhenlagen sich einstellenden, verschieden alten Terrassen wurden durch verschiedene Flächenraster gekennzeichnet. Hierbei wurden die Flächen von „alt nach jung“ mit einer von „dunkel nach hell“ wirkenden Rasterabstufung überzogen, sodaß man auch ohne Ver-

gleich mit der Legende allein durch den Dichtegrad der Rasterlinien die Altersreihe veranschaulicht sehen möge. Dabei wurde der Typus des Kreuz- bzw. Schrägrasters für fluviatile Flächen gewählt, der des Waagrechtrasters für ausgesprochene Fußflächenelemente, um auch kartographisch die grundlegenden genetischen Komplexe deutlich hervorheben zu können. Auf die in der Karte mit ein- und zweistelligen Ziffern bezeichneten quartärgeologisch wichtigen Aufschlüsse wird im Text fallweise hingewiesen. Die meisten dieser Aufschlüsse sind Schotter- und Sandgruben, oft kleine Zufallsaufschlüsse, z. T. Wasserleitungsgräben, die jetzt bereits wieder geschlossen sind. Die meisten Schottergruben, die in den Sektionsblättern aufscheinen, sind heute verwachsen und bieten keinen Einblick mehr in den inneren Bau der Terrassen.

ZUR ABGRENZUNG DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Da zwischen der oberpliozänen Höhenlandschaft des Niveaus von 300 m an der Südostabdachung des Leithagebirges und den obersten quartären Fußflächen ein markanter Gehängeknick liegt, der beide Formengemeinschaften deutlich trennt, wurden die präquartären Systeme hier nicht mehr erfaßt. Erst im nordöstlichen Abschnitt des Leithagebirges beginnt die Verzahnung präquartärer und quartärer Systeme auf letztere bestimmender zu wirken, sodaß die ersteren in die Darstellung miteinbezogen wurden. Im äußersten Nordosten konnte der Blattschnitt des Sektionsblattes 4857/2 als Grenze des Untersuchungsgebietes verwendet werden, da auf diesem noch eine kleine Ecke der Parndorfer Schotterplatte liegt, womit die nordöstlichste Fortsetzung des ältestpleistozänen Niveaus angedeutet werden konnte. Im Osten ist die Begrenzung klar mit der N—S Erstreckung des Ruster Hügelszuges gegeben. Um die Morphogenese desselben darlegen zu können, mußte weit nach Westen bis zur Wasserscheide zwischen den Seitenbächen der Wulka und der Leitha ausgegriffen werden. Die Zillingdorfer Platte mußte erfaßt werden, um Anhaltspunkte für die ältestquartäre Ausbildung des Wulkaregimes zu gewinnen. Ähnlich erwies sich die Grenzziehung im Süden, wo nördlich des Brennbürgzuges eine komplizierte Verzahnung der oberpliozänen Höhenlandschaft des Draßburger Hügellandes mit ältestquartären Talstrünken stattfindet und krasse Formengegensätze zwischen den der Wulka tributären Tälern und den zum Spitalbach in ungarisches Gebiet verlaufenden Tiefenlinien zu beobachten ist. Allerdings bestimmt in diesem Raum teilweise der Verlauf der so willkürlich gezogenen Staatsgrenze das Ende der Untersuchung im Süden. So konnte nur angestrebt werden, hauptsächlich das Wasserscheidengebiet zwischen Wulka und Spitalbach samt einer schmalen südlichen Zone in die Kartierung aufzunehmen.

I. PLIOZÄNE FORMENKOMPLEXE

Nur kleinflächige Reste zeugen davon, daß im obersten Pliozän die ersten Talbildungen einsetzten. Die oberpliozäne Höhenlandschaft des Draßburger Hügellandes überragt diese Primärfurchen und weist auf eine einst großflächige Verebnung hin, die am Nordhang des Brennbergzuges ansetzte, das gesamte Eisenstädter Becken überspannte und sich noch in das feste Gestein des Leithagebirges im Niveau von 360 m einerbte. Im Zuge des jüngeren morphologischen Geschehens wurde diese große einheitliche Verebnung besonders in den tertiären Lockermassen der Beckenbereiche weitgehend abgetragen. Zur Bildungszeit der oberpliozänen Höhenlandschaft herrschte ein wechselfeuchtes Klima, wobei die flächenhafte Abtragung maßgebend für die Gestaltung der Höhenlandschaft war. Bereits im obersten Pliozän (vermutlich nahe der Wende zu den ältestpleistozänen Kaltzeiten) erfolgte eine erste Zerschneidung jener Ausgangsfläche in Form breiter Flußebenen. Aus der Niveauverteilung der oberstpliozänen Restelemente geht hervor, daß zu dieser Zeit ein erster Vorläufer der Pitten die Lücke zwischen Rosalien- und Leithagebirge durchfloß. Charakteristisch für diese Entwicklungsphase sind Bifurkationserscheinungen: ein Talast leitet über das Mattersburger Becken zum Südrand des Marzer Kogels (386 m), ein anderer führte bereits zu einer weitgehenden Isolierung der oberpliozänen Höhenlandschaft im Bereiche des Draßburger Kogels (331 m), indem er diesen im Osten unterschneidete und nach Südosten weiterführte. In die Formung der oberstpliozänen Flußebenenlandschaft durch einen Pittenvorläufer wurde auch der Ruster Hügelzug miteinbezogen. Dazu gehören z. B. die kleinen Kuppen und Restberge des Kogels (226 m) und Goldberges (224 m). Auch stellen sich entsprechende Verebnungen im Schützener Tiergarten ein. Im großen gesehen stellen die oberstpliozänen Systeme Reste einer durch Bifurkationen gegliederten, nach Südosten verlaufenden Talauenlandschaft dar, die das untere Teilfeld der oberstpliozänen Talebenen des südlichsten Wiener Beckens darstellt.

II. DAS OBERE ÄLTESTQUARTÄRE SYSTEM (PRÄGÜNZ, 1. PHASE)

Für die gesamte ältest- und altquartäre Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes ist der Nachweis eines ersten ältestpleistozänen Niveaus (Prägünz — 1. Phase) von Bedeutung. Fast die ganze Breite der von mittel- und jungtertiären Lockermassen ausgefüllten Wiener Neustädter Pforte (im engeren Sinne) wird von der Zillingdorfer Platte ein-

genommen. Die mittlere Höhe derselben ist bei 265 m anzusetzen. Sie bildet die Wasserscheide zwischen Leitha- und Wulkazuflüssen. Von dort setzt sich dieses Niveau mit ansteigender Höhe in das von tortonischen und sarmatischen Tegeln und Schottern aufgebaute Draßburger Hügelland fort. Es bildet hier die flachwellige Talwasserscheide zwischen Wulka und Tauscherbach und liegt bereits in 280 m Höhe. In Form eines markanten Talstrunkes tritt es östlich und südlich von Baumgarten in etwa 260 m Höhe auf, wobei der fossile Talboden nach Süden geneigt ist. Er fungiert als Talwasserscheide zwischen Nodbach und Zeiselbach. Bogenförmig leitet das erste ältestpleistozäne Niveau zu der im Kalksandstein und Ruster Schottern gelegenen Hochflächenlandschaft des Ruster Hügeltuges über, wo es weitflächig in einer mittleren Höhe von 195 m auftritt. In derselben Höhenlage bildet es einen Bestandteil der gut ausgebildeten Terrassentreppe des Schützener Tiergartens. Nur mehr in Form unterbrochener Gesimse oder kleiner Restkuppen setzt sich das Niveau an der Südostabdachung des Leithagebirges fort, liegt aber dort stets im Leithakalkbereich (Thenauriegel 202 m) oder Kristallin (Hackelsberg ca. 200 m). Schließlich geht es in die Parndorfer Schotterplatte (180 m) über. Die Verbindung der in so unterschiedlicher Höhenlage liegenden Flächenelemente wird durch eine vergleichende Untersuchung der Terrasseninhalte erhärtet. Allen Flächenelementen ist eine typische Rotlehmbedeckung zu eigen, wobei die Farbe im Vergleich zu den tieferen ältest- und altpleistozänen Flächen die stärksten Intensitätswerte erreicht. Zahlreiche Farbbestimmungen der im Zustande der Fließgrenze befindenden Aggregate ergaben nach Munsell Soil Color Charts: 2,5 YR 4/6, wodurch ein deutlicher Gegensatz auch zu dem nächsttieferen System (ältestpleistozän: 2. Phase) gegeben ist. Die Zillingdorfer Platte (Aufschluß 43) zeigt über sandigem Tertiär einen 50 cm dicken Rotlehmhorizont, dessen Unterkante kryoturbar in das Tertiär eingesenkt ist. Die Oberkante des Rotlehms wird durch ein jüngeres Windkanterpflaster aus faustgroßen geröteten Quarzen besetzt. Darüber folgt Löß mit Tschernosem. Am Wratnik (213 m), östlich Siegendorf, liegt ein ähnlicher Typus vor. Der Rotlehm (Aufschluß 45) stellt bodenartlich einen schwach lehmigen Ton dar, dessen überaus stark verwitterter Grobanteil (tief zersetzte Granite, durch Korrosion zerfurchte Quarze) typisch für das Alter der Verwitterung ist. Östlich Oslip (Aufschluß 26) wurde der Rotlehm der Höhenlandschaft des Ruster Hügeltuges solifluidal gestört. Im St. Margarethener Steinbruch markiert er in seiner söhlichen Lagerung sehr deutlich die alte Landoberfläche, die über sedimenterfüllte Klüfte hinwegstreicht und unter künstlichem Abbauscutt begraben liegt. Nordwestlich Breitenbrunn (Aufschluß 13) werden unter 3° nach Südwesten einfallende Leithakalkbänke horizontal gekappt; eine darüber folgende 1 m mäch-

tige kryoturbate Sand- und Lehmschichte (umgelagertes Pannon?) wird im Hangenden durch eine Steinsohle kantengerundeter Kristallinexemplare abgeschlossen. Es folgt 1 m mächtig Feinmaterial, das zu Rotlehm umgewandelt wurde und sekundär eine jüngste unreife Braunerdedynamik erkennen läßt, sodaß der Rotlehm wie an vielen Stellen reliktiert an die Oberfläche tritt. Es kann abgeleitet werden, daß das erste ältestpleistozäne Niveau kaltzeitlich durch fluviatile Erosion zusammen mit Kies- und Schotterakkumulation entstanden ist. Den kaltzeitlichen Charakter erhärten die basalen Kryoturbationen. Der nach Farbwert und Bodenart typische Rotlehm stellt das Verwitterungsprodukt späterer ältestpleistozäner Warmzeiten dar. Der niveaumäßige Übergang der Flur in die Parndorfer Akkumulationsterrasse, deren Alter äquivalent dem Laaerberg Niveau³ ist, und das erstmalige Auftreten syngenetischer Kryoturbationen innerhalb der gesamten Stufenabfolge legen eine Einstufung dieses Systems in eine erste Phase von Prägünzkaltzeiten nahe. In der morphologischen Ausprägung dieses Niveaus spielt die Funktion als Wasserscheidenträger eine entscheidende Rolle. Zur Entstehungszeit der Flur bildeten sich im Westen des Untersuchungsgebietes noch immer die Leitlinien der oberstpliozänen Entwässerung ab. Noch fließt ein Vorläufer der Pitten über die Zillingdorfer Platte und ebnet in gleicher Weise den Ruster Hügelzug ein. Gleichzeitig erfolgt wieder eine bifurkierende Talbildung, welche die alten oberstpliozänen Talstrünke teilweise untertieft, wobei ein Pittenast in das Fußgebiet der Ikva (Spitalbach) leitete. Zu dieser Zeit existierte also weder das Regime der Wulka noch das der Ikva. Wohl schüttete die Donau bereits ihre Schotter im Raume der Parndorfer Platte auf. Auf diese Erosionsbasis in heute 180 m Höhe im Nordosten stellten sich der Unterlauf des Pittenvorläufers und die flachmuldenförmigen, später sehr zur Verkarstung neigenden Täler des Leithagebirges ein (z. B. die alte, dolinennarbige, hochgelegene Mulde nordwestlich des Zeilerberges). Wesentlich ist, daß der gesamte Ostrand des Leithagebirges in der ersten ältestpleistozänen Phase keinen unmittelbaren Kontakt mit dem erodierenden Stromstrich der Donau oder gar eines Pittenvorläufers hatte. Das gesimsartige Erscheinungsbild dieses morphologischen Raumes und die oft unter stumpfem Winkel ausmündenden, frei in die Luft austreichenden Taltrichterreste (z.B. nördlich und nordwestlich Purbach, nördlich Winden) beweisen, daß die Flächen z. Teil unter der im untersten Abschnitt der Leithagebirgstäler überwiegenden Seitenerosion entstanden sind. Die Donau aber floß sicher südlicher, als die Parndorfer Platte heute reicht, anderseits auch östlicher

3 RIEDL H.: Bemerkungen zur Altersfrage eiszeitlicher Terrassen im östlichen Arbesthaler Hügelland. Unsere Heimat 34, 1963.

als die heutigen äquivalenten Niveaureste am Leithagebirgsrand. So bahnt sich schon in ältestpleistozäner Zeit die östliche Ablenkungstendenz der Donau an, sodaß der gesamte Gebirgsrand in den folgenden Zeiträumen zum Schauplatz einer großzügigen solifluidalen Fußflächengestaltung werden konnte.

Zunächst wirken sich aber tektonische Erscheinungen im Westen des Untersuchungsgebietes in der Zeit nach der Ausbildung des ersten ältestpleistozänen Systems umstürzend für die Weiterentwicklung des fluviatilen Regimes aus. Schon die Höhenverteilung der Niveaus zeigt einerseits ein zu starkes Ansteigen vom Ruster Hügelzug zur Zillingdorfer Platte von 195 m auf 265 m, andererseits ein Ansteigen von der Zillingdorfer Platte in das Gebiet des Draßburger Hügellandes von 265 m auf 280 m. Diese Höhenverhältnisse können mit dem fluviatilen Gefälle nicht in Einklang gebracht werden. Sie verlaufen sogar zwischen Zillingdorfer Platte und der Talstrunkregion des Draßburger Hügellandes widersinnig, da doch die alten Talstrünke mit ihren eindeutigen Neigungsverhältnissen eine alte Entwässerung von Nordwesten nach Südosten anzeigen. Nur endogene Vorgänge können für diese Erscheinung verantwortlich gemacht werden. Zwischen erster und zweiter ältestpleistozäner Phase fand eine leichte Hebung der Zillingdorfer Platte statt; dadurch wurde die Pitten abgelenkt, sie führte jetzt westlich an der Zillingdorfer Platte vorbei. Gleichzeitig wurde der morphologische Raum südlich der Linie Matfersburg—Siegendorf stärker herausgehoben, wonach die alten Talfurchen des Pittenvorläufers von der Flußarbeit ausgeschaltet und zur Wasserscheidenlandschaft wurden. So haben wir heute eine markante und faszinierende morphologische Situation vor uns: zwischen Siegendorf und Wulkaprodersdorf stehend, erkennt man südwärts schauend, die alten Talböden hoch über der Erosionsbasis schräg nach Norden in die Luft austreichen. Steilwandige Tobel zerfurchen das nordexponierte Gehänge und zerkerben auch die alten Talstrünke. Sie alle sind der Wulka tributär. Sanfte Dellenformen setzen hingegen im Süden der alten Talböden an und sind mit hochgelegener Erosionsbasis vom Flußsystem der Ikva abhängig. Diese starken morphologischen Gegensätze prägen den Raum und haben ihre Ursache in einer intraältestpleistozänen Hebungsphase.

III. DAS UNTERE ÄLTESTPLEISTOZÄNE NIVEAU (PRÄGÜNZ — 2. PHASE)

Zu Beginn der zweiten ältestpleistozänen Phase besteht bereits ein autochthones Gewässernetz der Wulka, allerdings noch immer nicht in seiner heutigen Anlage. Einen alten Talboden erkennt man bereits im

obersten Wulkatal, der dem zweiten ältestpleistozänen Niveau angehört, aber es existieren weder Hirm- noch Sulzbachtal. Zwischen Fölick und Zillingdorfer Platte lagen die Quellmulden einer breiten Talung, welche die Osthänge der Zillingdorfer Platte unterschneidet und bis Kleinfrauenhaid nach Süden führte. Dort erfolgte die Einlenkung des Niveaus in die heutige Wulkarichtung nach Osten. Im Bereich der Zillingdorfer Platte liegt das zweite ältestpleistozäne Niveau in einer mittleren Höhe von 240 m. Beiderseits des Ruster Hügelzuges in 170 m Höhe, um am Nordende desselben auf 150 m herabzugehen. An der Südostabdachung des Leithagebirges liegt es 175 m hoch und ist unterhalb der Parndorfer Schotterplatte als Eckflur in 160 m Höhe erhalten. Die Höhenunterschiede im Westen des Untersuchungsgebietes werden durch eine fortschreitende Hebungstendenz der Zillingdorfer Platte erklärt. Durch die Konvergenzerscheinungen am Nordrande des Ruster Hügelzuges macht sich hingegen eine deutliche Absenkungstendenz bemerkbar, die erst in der folgenden Kaltzeit (Günz) formenprägend wird. Wichtig ist die verschiedenartige Ausbildung dieser Flur. Die Verebnungen, die von der höheren Zillingdorfer Platte durch NE—SW durchziehende Erosionshänge abgehoben sind, wurden nur durch die jüngste Talbildung in NW—SE verlaufende Terrassenriedel zerlegt. Seinem inneren Bau nach entspricht das Niveau von der Zillingdorfer Platte an bis zum östlichen Schützener Tiergarten einer fluviatilen Akkumulationsterrasse. Von da an bis östlich Jois herrscht der Bauplan solifluidaler Fußflächen. Aufschluß 40 am Hang der Verebnung des Pürstlingswaldes zeigt den fluviatilen Typ, wo lößüberdeckte Rotlehmschotter an der Unterkante intensivst kryoturbiert in das grobklastische Tertiär eingesenkt sind. Die Aufschlüsse der recht zusammenhängenden Gesimse am Südostrand des Leithagebirges zeigen einen gekappten Pannontegelsockel, der von 2 m mächtigem Schwemmlöß und Glimmerschieferschutt bedeckt wird. Erst im Raume von Jois (Aufschluß 18) verzahnen sich Leithakalkschuttdecken mit rötlich-gelbverwitterten Quarzschottern, die einen jüngeren Eindruck als die Parndorfer Schotter machen. Das zweite ältestpleistozäne Niveau tritt breit entwickelt am Ostsaum des Ruster Hügelzuges auf, ist hier fluviatil bestimmt, durch die jungeszeitliche solifluidale Überprägung verliert es aber hier weitgehend den ursprünglichen Niveaucharakter, da Neigungen oft über 2,5° betragen können.

IV DAS OBERE ALTPLEISTOZÄNE NIVEAU (GÜNZ)

In weitflächigen, deutlichen Verebnungen ist das tiefere, altpleistozäne Niveau erhalten. Noch immer wurzelt der Hauptast dieses alten Tal-

Bodensystem im Raume zwischen Fölick und Zillingdorfer Platte, ähnlich dem zweiten ältestpleistozänen Niveau. Die schönste Ausbildung erhält die Ebenheit am Westsaum des Ruster Hügels, südlich und nördlich von St. Margarethen. Es bildet eine stärker aufgelöste, aber doch zusammenhängende Flur am Südsaum des Leithagebirges zwischen Groß-Höflein und dem östlichen Tiergartenbereich. Halbkreisförmig umspannt es die Nordspitze des Ruster Hügels und bildet eine breite Fläche auch an dessen Ostrand. An der Südostabdachung des Leithagebirges stellt sich die Ebenheit oft unter 2° Neigung, von zahlreichen funktionslosen Dellen zerfranst, bis zum Parndorfer Wagram ein, wo sie am Blindenberg zum letztenmal auftritt. Grundsätzlich verschieden sind Aufbau und genetischer Typ dieser Ebenheit. Schon in der zweiten ältestpleistozänen Phase kündete sich die Vormachtstellung des solifluidalen Geschehens an den Südostflanken des Leithagebirges an. Nun gewinnt die Formung der Solifluktuationsflächen ihre volle Geltung. Der fluviatile Typus, der südlich Donnerskirchen von der oben erwähnten Prägung abgelöst wird, war im Sommer 1962 durch den Wasserleitungsbau zwischen Siegendorf und St. Margarethen ausgezeichnet aufgeschlossen. Die punktförmig in der Karte eingetragenen Aufschlüsse (33/1) sollen die bestausgebildetsten Anschnittpunkte kennzeichnen. Auf eine Länge von 2,5 km war stets der gleiche Typus zu erkennen. (Auch hiezu mögen die Einzelangaben den Profiltafeln entnommen werden.) Stark verwitterter Rotlehm-schotter mit seinem gelben Unterboden und syngenetischen Kryoturbationen hebt sich deutlich von dem jüngeren profilmorphologischen Komplex ab. In den Rotlehm, der einer Günz/Mindel (interglazialen) Bodenbildung entspricht, greifen jüngere Würgeböden ein. Diese Kryoturbationszone wird durch eine scharfe horizontale Linie gekappt, entlang der solifluidal eingeregelter Windkanter liegen. Dieses, die gesamte Terrasse überziehende, tiefere Steinpflaster wird der Rißkaltzeit zugeordnet, wobei ein Mindel/Riß interglazialer Boden vermutlich durch die solifluidale Kappung entfernt wurde. Nun ist von Bedeutung, daß dieses ältere Steinpflaster von einem jüngeren durch eine Braunlehmbildung getrennt wird, wonach dieser fossile Boden, dessen Substrat vorwiegend äolischer Herkunft ist, nur einer Riß/Würm (interglazialen) Bildung entsprechen kann. Dann erst setzte eine letzte solifluidale Überprägung der günzzeitlichen Terrassen ein, die durch das oberste Windkantergefüge erhärtet wird. Das im Hangenden noch etwas umgelagerte Braunlehmmaterial wurde im Spätglazial bis Postglazial von einer Tschernosemdynamik erfaßt, wobei einer interessante Typ der „Muldentschernoseme“ entstanden ist. Dieser „Muldentschernoseme“ entspricht weitgehend einer relikten Bodendynamik und reicht auf dem günzzeitlichen Niveau durchaus nicht in die hydromorphe Reihe. So erscheint auch der Terminus „Muldentschernoseme“,

wie er bis jetzt in der Literatur Verwendung fand, in vielen Fällen als unangebracht. Die ideale Übereinanderfolge der Straten ist nördlich von St. Margarethen in der Konvergenzzone nicht mehr erhalten. Die Aufschlüsse 28 und 27 a zeigen aber den basalen Rotlehm mit gleichbleibendem Typ und Farbwert. Lag das günzeitliche Niveau westlich Fölick noch bei 215 m, südlich St. Margarethen 157 m hoch, so sinkt die Höhe nördlich Oslip, dem natürlichen Flußgefälle entsprechend, auf 140 m ab; in der Oggauer Heide liegt das gleiche Niveau aber nur mehr in 120 m Seehöhe etwa 5 m über dem Seespiegel. Am Westrand des Ruster Hügelzuges scheint das altpleistozäne System unmerklich in die jüngstpleistozäne-holozäne Flur überzugehen. Eine deutliche, bis ins Jungpleistozän andauernde Absenkung, die in die Wulka-Talung eingriff, muß hier vorliegen. Vielleicht aktiviert sich nun auch der ältere Randbruch des Ruster Hügelzuges. Viel tiefer freilich stößt eine muldenförmige Absenkung erst während der Rißkaltzeit ins Innere der Tiefenfurche der Wulka vor. Der Solifluktionsschuttflächentyp mit einer mittleren Höhe von 145 m, in den die fluviatilen Terrassen übergehen, wurde durch einen Wasserleitungsgraben zwischen Purbach und Donnerskirchen (Aufschluß 48) in einer Länge von über 4 km aufgeschlossen. Das tegelige Pannon wird durch ein Grus- und Kleinschuttpaket gekappt, in dem der rotlehmige Verwitterungstyp der fluviatilen Prägung erhalten ist und die scharfkantigen Einzelkomponenten (meist Kristallin), entsprechend der Neigung der Fläche, nach Südosten eingeregelt sind. Darüber folgen Braunlehmlinsen in älterem Löß, der von einem jüngeren, nur wenig verwitterten Solifluktionsschuttpaket überlagert wird, in dem Riesenblöcke aus Leithakalk vorkommen. Das obere Solifluktionsspaket wurde von wärmzeitlichem Löß überweht, der den rezenten Tschernosem trägt.

Die erste Schuttlieferung und damit verbundene Kappung des Pannontegels ist äquivalent der günzeitlichen Initialerosion und Akkumulation im Wulkatal. Selbst der jüngere, grobblockige Schutthorizont muß älter sein als der Würmlöß, da dieser mit markanter Grenze darüber liegt. Somit liegen altpleistozäne bis ins Würm weitergebildete, heute gänzlich inaktive, schuttbedeckte Fußflächen vor, die genetisch nichts mit den rezenten Schwemmkegelbildungen der Gräben zu tun haben. Wohl gehen solche älterer Entstehung in die Aufschüttungsfußflächen über. Der wesentliche Schuttlieferant der Solifluktionssflächen waren die Kristallin- und Leithakalkhänge der Gräben. Besonders der anstehende Glimmerschiefer bot für das solitudale Kräftespiel infolge einer Abplattungstendenz und Anfälligkeit für Frostsprengung eine gute Voraussetzung. Das scharfkantige Gesteinsmaterial konnte in der Kaltzeit den zähen Tegel abschneiden und flächenhaft einebnen. Wesentlich ist das Fehlen gerundeter fluviatiler Ablagerungen. Die ruckweise Wasserführung der

Gebirgsgräben brachte die Schuttmassen in das Vorland, wobei durch Solifluktion nicht nur Pannon, sondern auch der feste Leithakalk gekappt wurde. Die Ablagerung des Schuttes fand in einem weitgehend seitenerosiv bestimmten Abschnitt des Grabengefälles statt, wonach sich die beste Entwicklung der altpleistozänen Fußfläche meist in den Austrittszonen der Gräben einstellt, indem die bereits vorhanden gewesene ältestpleistozäne Fläche aufgezehrt und unterschritten wurde, worin sich eine Höherschaltung des Leithagebirges ausdrückt. Die wirksamste Kraft für die Weiterbewegung des Schuttes und weitere Einebnung des Untergrundes war jedoch das flächenhafte Erdfließen. Wo dieses allein wirkte, fehlen auch scharfe Ränder zwischen ältestpleistozäner und altpleistozäner Fußfläche, so z. B. zwischen Donnerskirchen und westlich Purbach, wo die anthropogene Terrassenstirnanlage sich an die Höherschaltungsnaher der oberen Fläche knüpft und eine scheinbar scharfe Unterschneidungsform schafft. Die seitlich ausfächernden Wasserfäden der Gräben waren jedoch nicht imstande, eine einheitliche Unterschneidung in diesem Raum zu schaffen, sodaß ältestpleistozäne und altpleistozäne Fußfläche vielfach ineinander überzugehen scheinen.

V DAS UNTERE ALTPLEISTOZÄNE NIVEAU (MINDEL)

Den altpleistozänen Typus der fluviatilen Terrassen setzt das tiefere, östlich von St. Margarethen mit dem höheren Günzniveau konvergierende Mindelniveau fort. Es tritt zum letzten Mal in dem alten Talast zwischen Fölick und Zillingdorfer Platte auf und führt im Wulkatal bis St. Margarethen. Auf ihm liegen der Fasangarten und das Flugfeld. Der markante nordexponierte Steilhang des Nod- oder Mühlgrabens entspricht der alten Erosionsstirn zwischen Günz- und Mindelniveau. Das heutige Gerinne nützt in seinem Verlauf die alte Unterschneidung aus. Wenn auch die Höhenunterschiede zwischen der günzzeitlichen St. Margarether Flur und dem tieferen Flugfeldniveau nur sehr gering sind, so zeigt Aufschluß 33/3 doch einen deutlich jüngeren altpleistozänen Bau als Aufschluß 33/1. Ersterer (Wasserleitungsgraben Siegendorf — St. Margarethen) liegt an der Ausmündungsstelle einer auf die Flugfeldterrasse eingestellten, seichten und breiten kastentalartigen Hohlform, die mit ostwestlichem Verlauf südlich von St. Margarethen beginnt, dünenartige Auflagen zeigt und im untersten Abschnitt durch diese nahezu abgeschlossen wird. Der jüngere Sedimentkomplex: Braunlehm zwischen zwei Steinpflasterhorizonten reicht vom Riß bis ins Würm. Darunter liegt ein fossiler Bodenhorizont, der den Würgetaschenresten (siehe Aufschluß 33/1) eines Mindel/Riß zeitlichen Bodens entspricht. Er ersetzt hier den

basalen Günz/Mindel Rotlehmschotterhorizont der höheren Günztterrasse. Am Ende der Mindelkaltzeit begann eine morphologisch sehr bedeutungsvolle Einmuldung im Bereich zwischen Wulka und Leithagebirgsrand zu wirken. So liegt das Mindelniveau im Bereich der Wulkaäcker östlich Fölick bereits tiefer als südlich Wulkaprodersdorf. Die Einmuldungstendenz erreichte im Riß und älteren Würm die größten Werte. Die Absenkungserscheinungen im Raume zwischen Fölick und Wulkamündung bewirkten allmählich das Zustandekommen eines unvollkommen entwickelten zentripetalen Gewässernetzes. Im Raume von Wulkaprodersdorf liegt der locker geschürzte Flußknoten von Wulka, Hirm- und Sulzbach. Die erste Anlage dieses Zentrums erscheint wesentlich älter als die jüngstpleistozäne-holozäne Anlage der Eisbachfurche. Eine erste Formung der NW—SE verlaufenden Mulden, die in die Zillingdorfer Platte tief eingreifen und im Gegensatz zur randlichen N—S Entwässerung des ältest- und altpleistozänen Zeitraumes stehen, erfolgte bereits im Mittelpleistozän. In diesem beginnt sich der Umschwung zum heutigen Entwässerungsnetz anzukündigen.

VI. DER MITTEL-JUNGPLEISTOZÄNE (RISS, WÜRM) UND HOLOZÄNE FORMENKOMPLEX

Ein morphologisch sichtbares rißzeitliches Element konnte im Wulkaraum nicht festgestellt werden. Zwischen Eisenstadt und Trausdorf liegt, in dem altpleistozänen Talrahmen eingespannt, eine fast 4 km breite Tiefenfurche, die in ihrer Mitte ein schwaches nach oben konvexes Profil aufweist. Beiderseits dieser Wölbung liegen die breiten Sekundärfurchen mit den Einschnitten des Eisbaches und der Wulka. Aufschluß 39, südwestlich Meierhof Oslip, liegt in der Zwischenwölbung und zeigt sehr klar den Typus der Verschmelzung eines älteren und jüngeren Schwemmkegels. Unter dem wenig verwitterten kryoturbatem Würmschotter liegt in 1,40 m Tiefe ein von Braunlehm durchsetztes, stärker verwittertes Schotterpaket. Die Braunlehm-Bildung ist kennzeichnend für das Riß/Würm Interglazial. Es wird deutlich, daß die andauernden mittel- bis jungpleistozänen Absenkungen eine Anlage der Würm- und Rißterrassen in der bisherigen Art, daß die ältere über der jüngeren Flur liegt, unmöglich machten. Hier liegt Würmschotter über einer Riß/Würm interglazialen Bodenbildung im Sinne geologischer Baupläne. Knollenförmig füllt der Braunlehm die Würmetaschen im Aufschluß 35 (Drainagegraben westlich Schützen) und wird von einem würmzeitlichen Schotter, der solifluidalen Einfluß zeigt, gekappt. Für die zeitliche Stellung der in den R—W Schwemmfächer kaum merklich eingetieften Furchen der Wulka

und des Eisbaches bietet das Gelände westlich Schützen am Gebirge einen Anhaltspunkt. In dem Riß/Würm-Schotterkomplex wurzelt eine Delle, die auf den tieferen Wulkatalboden eingestellt ist, wodurch die Annahme nahe liegt, daß letzterer zumindest noch kaltzeitlich (vermutlich Würm II) vorgebildet wurde.

Schwierig gestaltet sich die Einstufung der breiten Fläche an der Südostabdachung des Leithagebirges, die von 123 m im Südwesten auf 117 m im Nordosten herabsinkt, und durch die Ausmündung zahlreicher Kaltzeitdellen gekennzeichnet ist. Diese häufigen Talformen liegen im Raume zwischen Donnerskirchen und Purbach derart eng nebeneinander, daß allein durch NW—SE ausgerichtete Zwieselgestaltung der Effekt einer NE—SW Unterschneidung der günzzeitlichen Flur geschaffen wird. Stets durchschneiden die Dellen die altpleistozänen Schuttdecken. Unter der Wirkung vorwiegend solifluidaler Kräfte neben fluviatiler Gerinnearbeit fand eine geringfügige Zurundung des Schuttes in den Dellen statt. Bei den größeren Dellen (Breitenbrunn und Winden), die weiter in das Hinterland eingreifen, nimmt die Zurundung etwas zu. Es liegt nahe, daß das gesamte Akkumulationsmaterial dieser Fläche der mittelpleistozänen Schwemmkegelphase der Wulka zeitlich gleichzusetzen ist, zumal auch niveaumäßig ein Übergang der seitlichen Wulkaschwemmkegel in das vom Hinterland her entstandene System an der Südostabdachung zu beobachten ist. Es ziehen aber noch immer Dellen von dieser Einebnungsfläche auf die nur maximal 1 m bis 3 m darunter liegende Flur, die unmittelbar zum Seeboden leitet. Die älteste Anlage der Seerandfläche müßte nach diesem Befund noch in die Würmkaltzeit reichen. Sie dürfte äquivalent den jüngerwürmzeitlichen-holozänen Talfurchen des Eisbaches und der Wulka sein. Recht gut ist eine flachwellige Geländestufe, die mit Strandwällen des Sees an einigen Stellen koinzidiert, zwischen vermutlich rißzeitlicher Solifluktionsfußfläche und jüngerwürmzeitlicher Seerandfläche entwickelt. Die mittelpleistozäne Solifluktionsfläche dürfte viel weiter nach Osten gereicht haben und zur Bildungszeit in den mittleren und östlichen Partien von einem vorwiegend solifluidalen Akkumulationsgebiet in eine eher erosiv bestimmte Zone mit W—E Strukturgefüge übergegangen sein, sodaß dort, wo heute die Neusiedlersee Mulde mit den Randflächensystemen liegt, im Mittelpleistozän eine noch höhere Fläche den gesamten Raum bis zum Seewinkel überspannte. Eine flächenhafte „erosive“ Tieferschaltung der Fußfläche des Mittelpleistozäns wird durch die Existenz der Seerandfläche angezeigt, die aber immer für die Anlagerung der Seewinkelschotter im Osten eine leichte Schwelle gebildet haben muß. Die Abbiegung der mittelpleistozänen Fußfläche muß am gesamten Westrand des Ruster Hügelzuges am wirksamsten gewesen sein und bis ins jüngste Pleistozän angedauert haben, da die Fuß-

fläche dort morphologisch überhaupt nicht in Erscheinung tritt. Es grenzt das jüngstpleistozäne Randsystem unmittelbar an die altpleistozäne Flur, ähnlich der Situation westlich Fölick. Das mittelpleistozäne Absenkungsgebiet läßt sich sohin halbkreisförmig im Süden und Westen des Sees annehmen, von wo es auch in die innere Wulkatalung eindrang. Der eigentliche Raum der Südostabdachung des Leithagebirges und der zentrale Raum des heutigen Sees waren von dieser Senkungsbewegung nicht erfaßt. Hier herrschten durch das exogene Kräftespiel verursachte Neigungsverhältnisse. An eine Beeinflussung der Morphologie im Mittelpleistozän durch einen Vorläufer der Donau ist nur an den tektonischen Rändern der rißzeitlichen Fußfläche zu denken, womit der eigentliche Seeraum im Mittelpleistozän kaum im Einflußbereich der Donau liegen konnte. Diese genetischen Leitlinien wurden auch im Jungpleistozän beibehalten. Nur wurden die Senkungsfelder allmählich näher an das Gebirge herangetragen. Die Wanne des Neusiedlersees ist in das Randflächensystem eingetieft, sie muß jünger als dieses sein. Wenn das Randflächensystem in der ersten Anlage Jungwürm ist, kann die Seemulde selbst nur eine spätglaziale bis postglaziale Einmuldung darstellen. Sie liegt aber genetisch in einer jungpleistozänen Fußfläche und in keiner Donauschlinge, wie HASSINGER annahm. Nun bleibt noch die flachwellige, oft nur 1 m hohe Abhebung der mittelpleistozänen Flur von der Seerandfläche und die damit verbundene Frage, ob es sich dabei etwa um einen richtigen fluviatilen Erosionsrand handelt, zu klären. Um diese Frage erörtern zu können, wäre eine morphologische Kartierung des Seewinkels nötig. Merkwürdig ist die Tatsache, daß diese niedrige, oft schleppenförmig gestaltete Stufe östlich Oggau mit holozänen Strandwällen koinzidiert. Eine genaue Analyse des Strandwalles (Aufschluß 29) zeigt, daß im Untergrund desselben ein 1 m hoher Geländesprung im Tertiär zwischen rißzeitlicher Wulkaaufschüttung und jungpleistozäner Seerandfläche vorhanden ist. Der Wall legt sich an diese Kante an und weist eine dreifache Terrassierung auf, wobei von der höchsten Mikroebenheit bis zur tiefsten eine stetige Verjüngung des Bodenprofils festgestellt werden kann. Die oberste Plattform weist eine subrezente begrabene Smonitza und einen rezenten, leicht anmoorigen, gut gereiften Tschernosem auf. Die mittlere Terrasse trägt eine fossile Smonitza und eine 20 cm dicke rezente Smonitza, während die dritte Stufe nur durch eine dürftige streinreiche Smonitza ausgezeichnet ist. Es kann angenommen werden, daß bei postglazialen Seehochständen die mittel- bis jungpleistozäne Fußflächengrenze erreicht wurde und nachträglich der Wall in Form von Abrasionsterrassen wieder erodiert wurde. Typisch für die Existenz der Rückzugsterrassen ist die asymmetrische Anlage derselben, da sie nur auf der seexponierten Seite auftreten. Für die Verzahnung der

sekundären Abrasionsterrassen mit einer primären, echten Seeaufschüttung spricht das seewärtige Einfallen der Seekreiden, Schotter-, Kies- und Grobsandbänder. Da die höhere mittelpleistozäne Flur recht glatt gestaltet ist und in den meisten Fällen nicht durch seitliche Dellenverschneidung entstanden sein konnte, liegt die Annahme nahe, daß die andererseits doch durch einige Dellenausmündungen erhärtete kaltzeitliche Natur der jungpleistozänen Seerandfläche zur Gänze bei postwürmzeitlichen Hochständen in den Einflußbereich des Sees geraten ist, der so an der Ausgestaltung der leichten Stufe gearbeitet hat. Es folgert schließlich daraus, daß noch während des Mittel- und Jungpleistozäns von einer Linie an, die durch die südlichen Ortsenden von Purbach, Winden und Jois gekennzeichnet werden kann, sich eine Fußfläche bis zum heutigen Seewinkel spannte. Erst die spätwürmzeitliche Einmündung des Seebereiches führte zur Existenz des Neusiedlersees, der sich auf einer von Riß-Würm polygenetisch entstandenen Fußfläche ausdehnte, jedoch mit einer Besonderheit: die Hochstände erreichten in dieser zuerst einheitlichen Fußfläche eine Nahtlinie, durch die sich eine geringe erosive Tieferschaltung der Seerandfläche im Würm ankündigt, was ja auch Dellenausmündungen beweisen. So unterscheidet sich die Seerandfläche zeitlich nicht von den jüngstwürmzeitlich-holozänen Talauen. Nur ist der morphologische Schauplatz im ersten Fall das lineare fluviatile Element, im zweiten Fall die flächenhafte Fußflächengestaltung.

Aus der Existenz der an den Rändern der Südostabdachung des Leithagebirges erhaltenen, nach außen zu immer jünger werdenden Fußflächensysteme⁴, die durch kaltzeitliche Schuttanhäufungen, syngenetische Kappung des Untergrundes, warmzeitliche Bodenbildung und Lößüberwehung und durch verschiedene Dellen- und Muldengenerationen ausgezeichnet sind, durch die ein etappenweises erosives Tieferschalten der Fußfläche angezeigt wird, kann auf ein vorzeitliches Kräftespiel geschlossen werden, das weitgehend von der pleistozänen Abtragungslandschaft des Leithagebirges bestimmt war. Die allmählich nach Südosten abdachenden Vorlandssysteme, die noch dazu an den Rändern tektonische Absenkungserscheinungen aufweisen, schließen aus, daß die Donau jemals an das Gebirge nahe herankam. Das schräge Vorland kann nur ablenkend gewirkt haben. Jeder Eintrittsversuch der Donau in die pleistozäne Fußflächenlandschaft hat ein Abgleiten des Stromstriches nach Südosten zur Folge gehabt.

In der folgenden Tabelle mögen die Niveaus mit den Verhältnissen des Wiener Raumes verglichen werden.

⁴ RIEDL H., Beiträge zur Morphogenese der Randgebiete des Neusiedlersees und des Gebietes der Wiener Neustädter Pforte. Festschrift S. Morawetz, Mitt. d. Naturwiss. V f. Stmk. Bd. 93, 1963.

Niveaus im Untersuchungsgebiet	Abs. Höhe in m u. Höhe über Erosionsbasis d. Wulka (W) bzw. über Neusiedlersee (N)							Äquivalente Terrassen im Wiener Raum (Höhe über der Donau)
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Höhenlandschaft des Ruster Hügellandes: Ältestpleistozän-Prägünz (1. Phase).	265 85 (W)	260—280 80—100 (W)		195 80 (N)	195 80 (N)	200 85 (N)	185 70 (N)	Laaerberg 90—95
Kleinfrauenhaidniveau: Ältestpleistozän-Prägünz (2. Phase).	240 60 (W)	255 75 (W)	180 65 (N)	160 54 (N)	175 60 (N)	175 60 (N)	160 45 (N)	Wienerberg 60—65
St. Margarethenniveau: Altpleistozän-Günz.	215 35 (W)		165—120 50—5 (N)	150 35 (N)		145 30 (N)	125 10 (N)	Arsenal 45
Flugfeldniveau: Altpleistozän-Mindel.	205 25 (W)		150 35 (N)					Seyring 25—30
Haidäckerniveau: Mittelpleistozän-Jungpleistozän - (Riß-Würm I).			150—130 Schwemm- kegel			123—117 8—2 (N)		Gänserndorf 10
Jüngstpleistozäne bis holozäne Talfurten, Seerandfläche.			180—117			117—115 2—0 (N)		Prater 4

Morphologische Räume I = Zillingdorfer Platte, II = Draßburger Hügelland, III = Wulka östlich Wulkaprodersdorf, IV Ruster Hügelland, V = Südabdachung des Leithagebirges (von Raum I bis Ostrand des Schützener Tiergartens), VI Südostabdachung des Leithagebirges, VII = Parndorfer Platte.

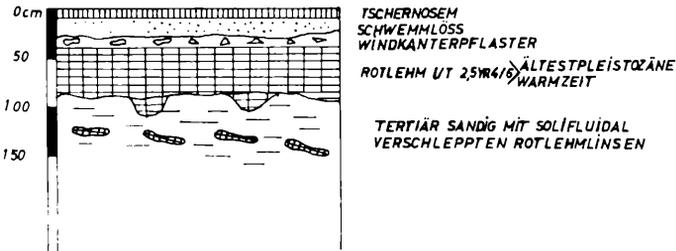
ANMERKUNG ZUR TABELLE:

Für Raum I und II wurde hinsichtlich der Höhe über der Erosionsbasis die Wulka zwischen Antau und Wulkaprodersdorf zugrunde gelegt, da die vom See weiter entfernten Flächensysteme entsprechend dem natürlichen Flußgefälle in Richtung zum Vorland höhenmäßig abnehmen müssen, ähnlich dem heutigen Wulkagefälle, wobei aber zugleich bemerkt sei, daß das heutige Gefälle der Wulka noch un- ausgeglichen ist und die eiszeitlichen Talböden sicher ausgeglichene Gefällskurven aufwiesen. Wenn bei den übrigen Räumen der Neusiedlersee als Erosionsbasis genommen wird, muß berücksichtigt werden, daß die Höhen über der Erosionsbasis nur für einen schmalen Saum des Sees gelten. Der untere Wulkaraum stellt schon eine Übergangszone dar, in der aber die Erosionsbasis des Neusiedlersees stärker wirkt, sodaß bereits für diesen Raum die Höhe über dem See berechnet wurde.

QUARTÄRGEOLOGISCH-PEDOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE EISZEITLICHEN FLÄCHEN- SYSTEME

**Aufschluss 43 (265m) n Schimmelkapelle
(ostexpon. Wand des alten Tagbaues)**

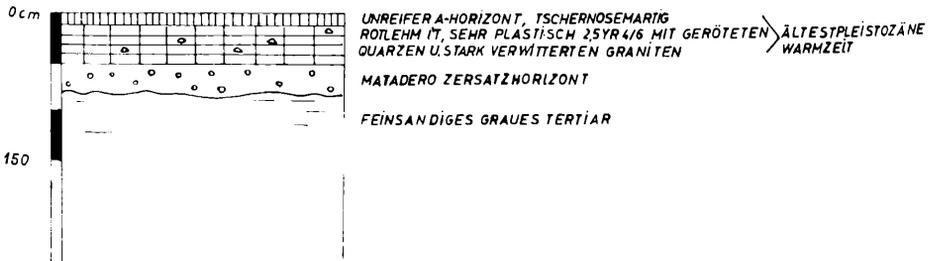
Typus: Ältestpleistozäne (1.Phase) Flussterrassen



Aufschluss 45 (213m)

Wratnik sö. Siegendorf

Typus: Ältestpleistozäne (1.Phase) Flussterrassen



Aufschluss 39 (142m)

Schottergrube SW. Maierhof Oslip

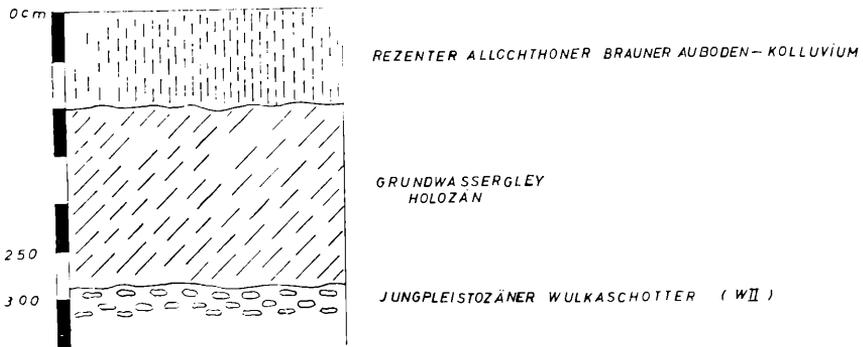
Typus: Mittelpleistozän-Jungpleistozäner
Schwemmfächer



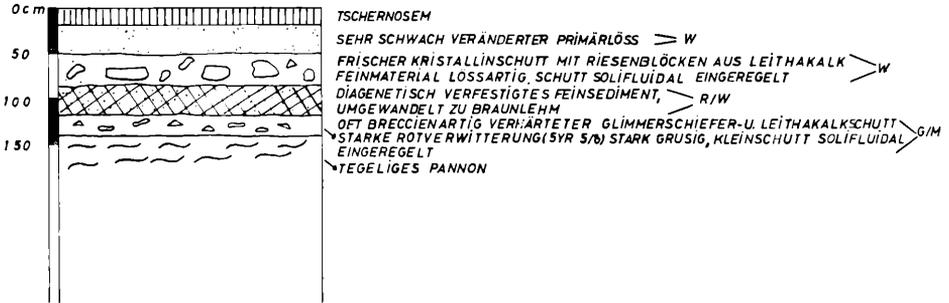
Aufschluss 27 (121m)

bei Wulkabrücke (Strasse Donnerskirchen-Oggau)

Typus: Jungpleistozäne-holozäne Tiefenfurchen



Aufschluss 48 (140m) süd. Winkler Weingarten Äcker
Wasserleitungsgraben: Purbach-Donnerskirchen
Typus: Altpleistozäne Solifluktionsfussfläche (Günz)



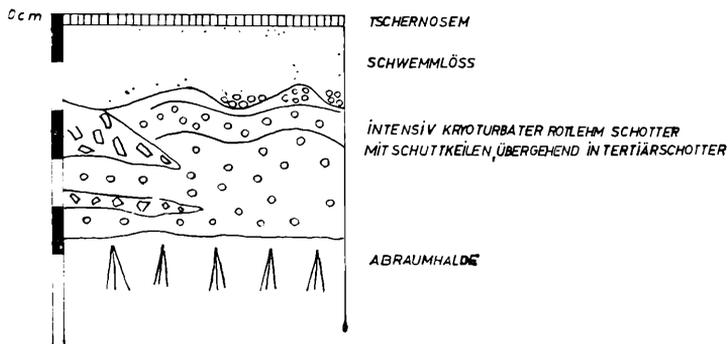
Aufschluss 3313 (158m) süd. Breite Wiesen
Wasserleitungsgraben St. Margarethen-Siegendorf
Typus: Altpleistozäne (Mindel) Akkumulationsterrasse



Aufschluss 40 (225m)

NW. Krensdorf

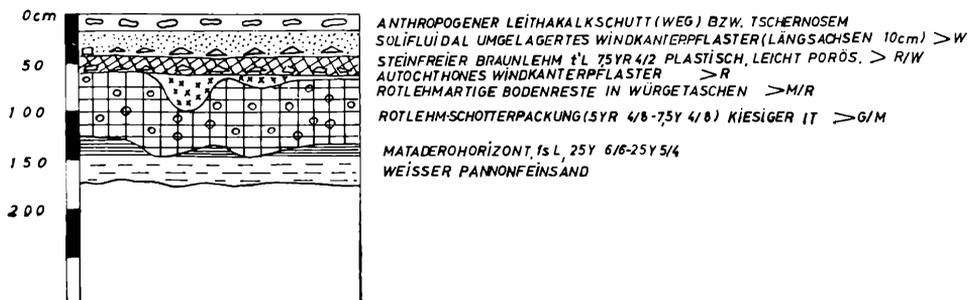
Typus: Ältestpleistozäne (2.Phase) Flussterrassen

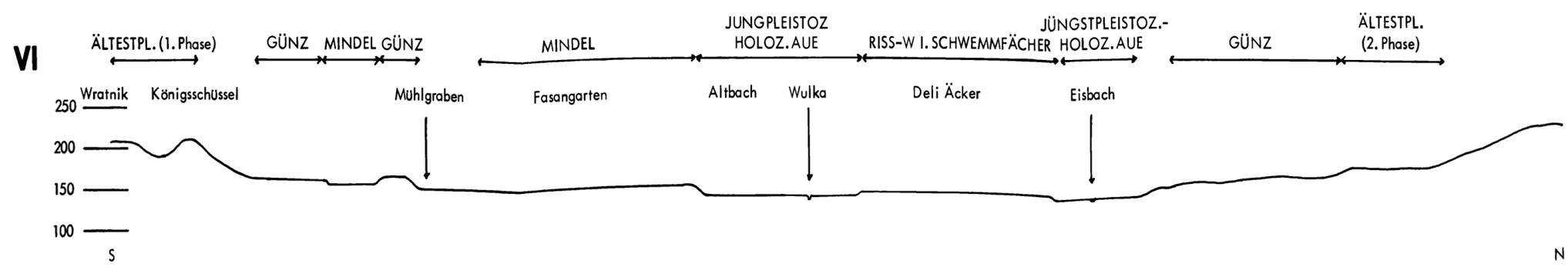
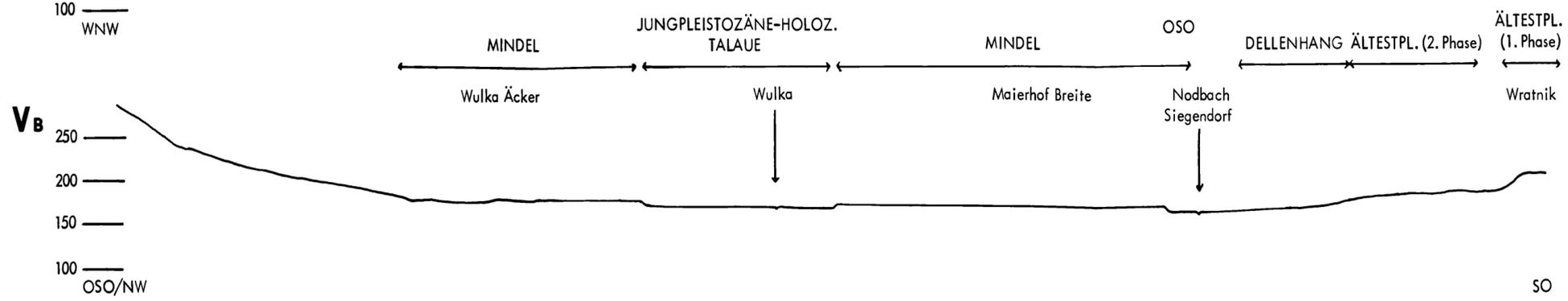
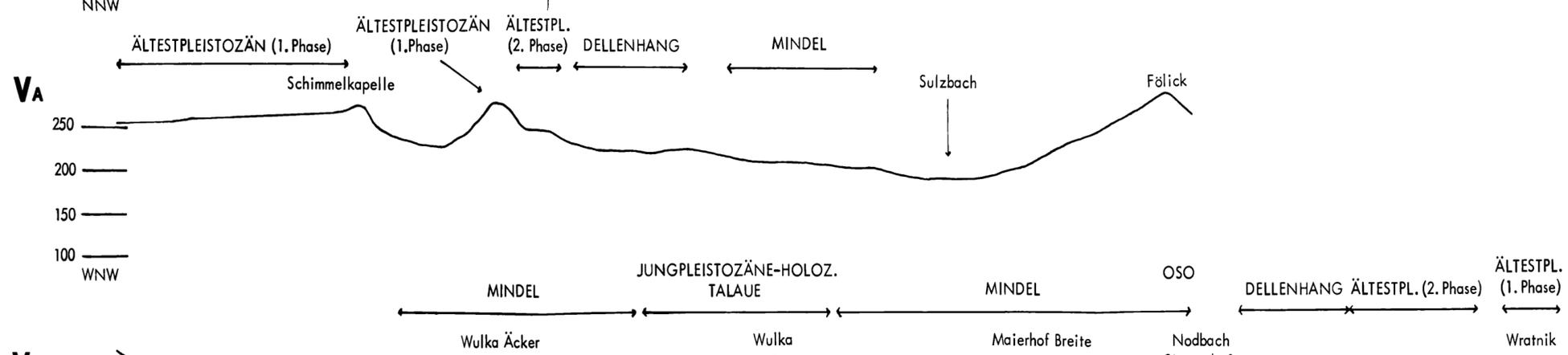
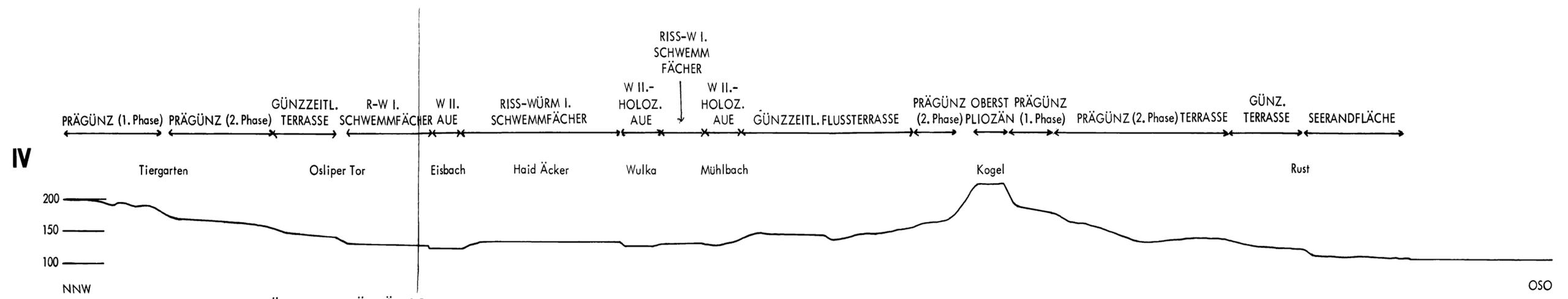
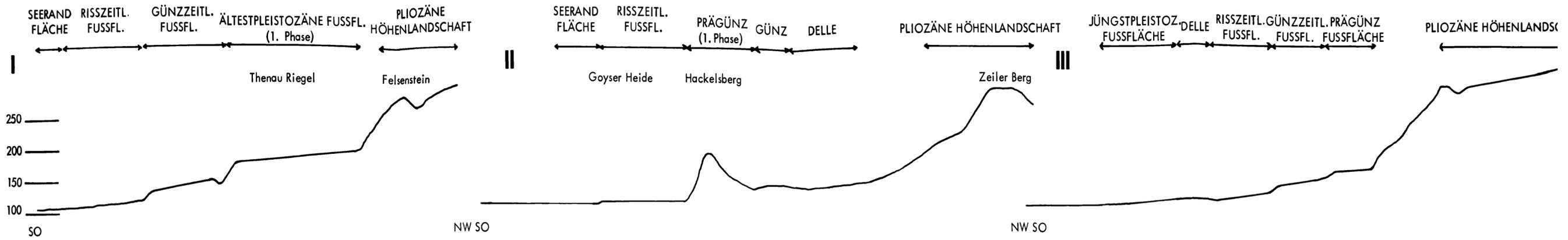


Aufschluss 33/1 (157m) südl. St. Margarethen

Wasserleitungsgraben St. Margarethen-Siegenderdorf

Typus: Altpleistozäne (Günz) Akkumulationsterrasse





H. RIEDL
GELÄNDEPROFIL DER EISZEITLICHEN FLÄCHENSYSTEME
 I - III: SÜDOST-ABDACHUNG D. LEITHAGEB.
 IV: RÜSTER HUGELZUG
 V - VI: WULKATAL
 MASZSTAB: 1: 25.000
 ÜBERHOHUNG: 5 FACH





**Karte der eiszeitlichen Flächensysteme
im Flussgebiet der Wulka und an
der Südostabdachung des Leithagebirges**

Entworfen von Dr. Helmut Riedl

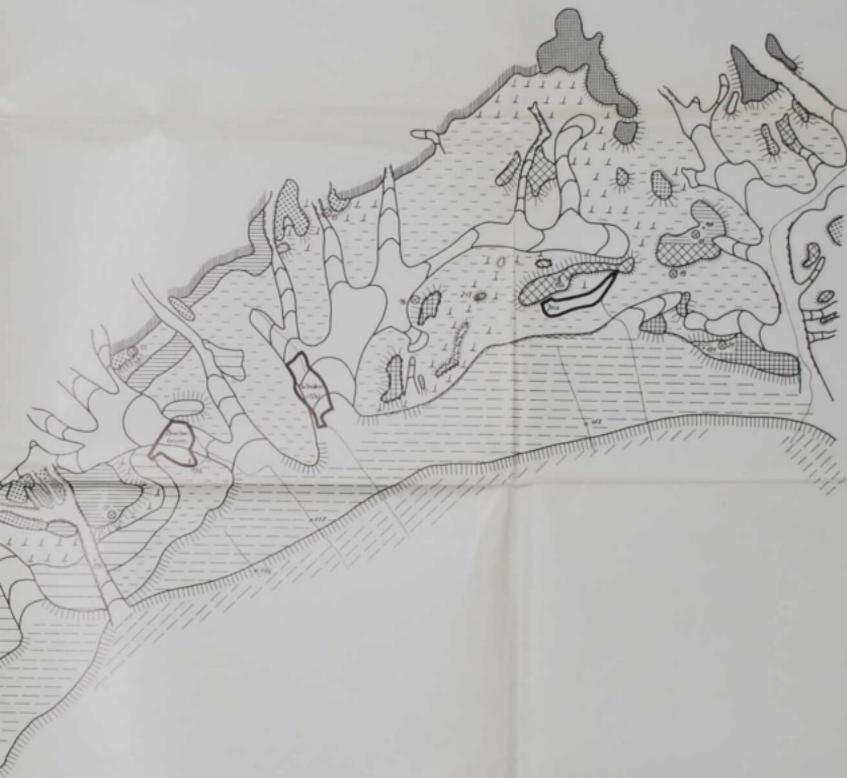
M 1:25.000

(2 Blätter)



LEGENDE:





**Karte der eiszeitlichen Flächensysteme
im Flussgebiet der Wulka und an
der Südostabdachung des Leithagebirges**

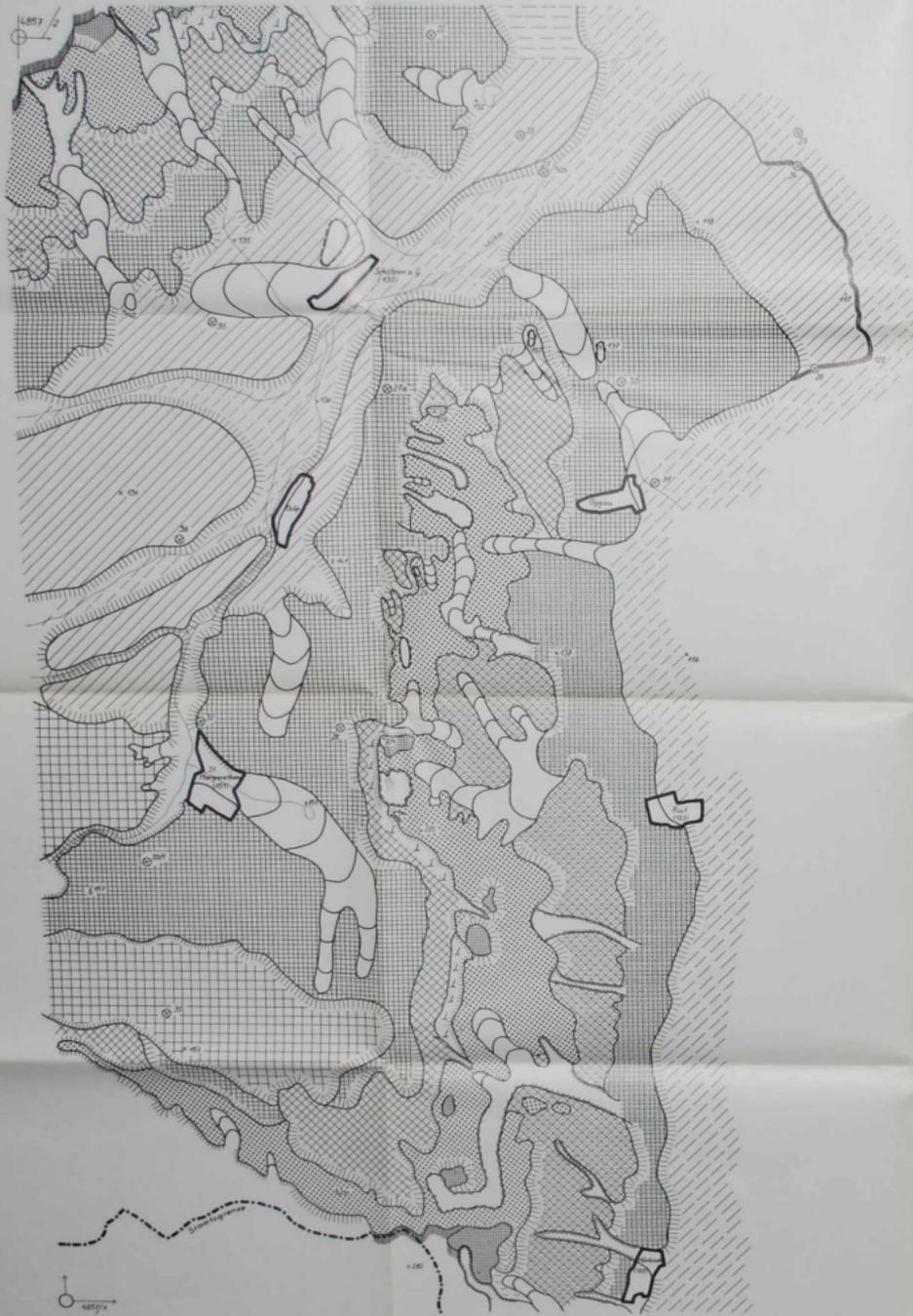
Entworfen von Dr. Helmut Riedl

M 1:25.000

(2 Blätter)



LEGENDE:



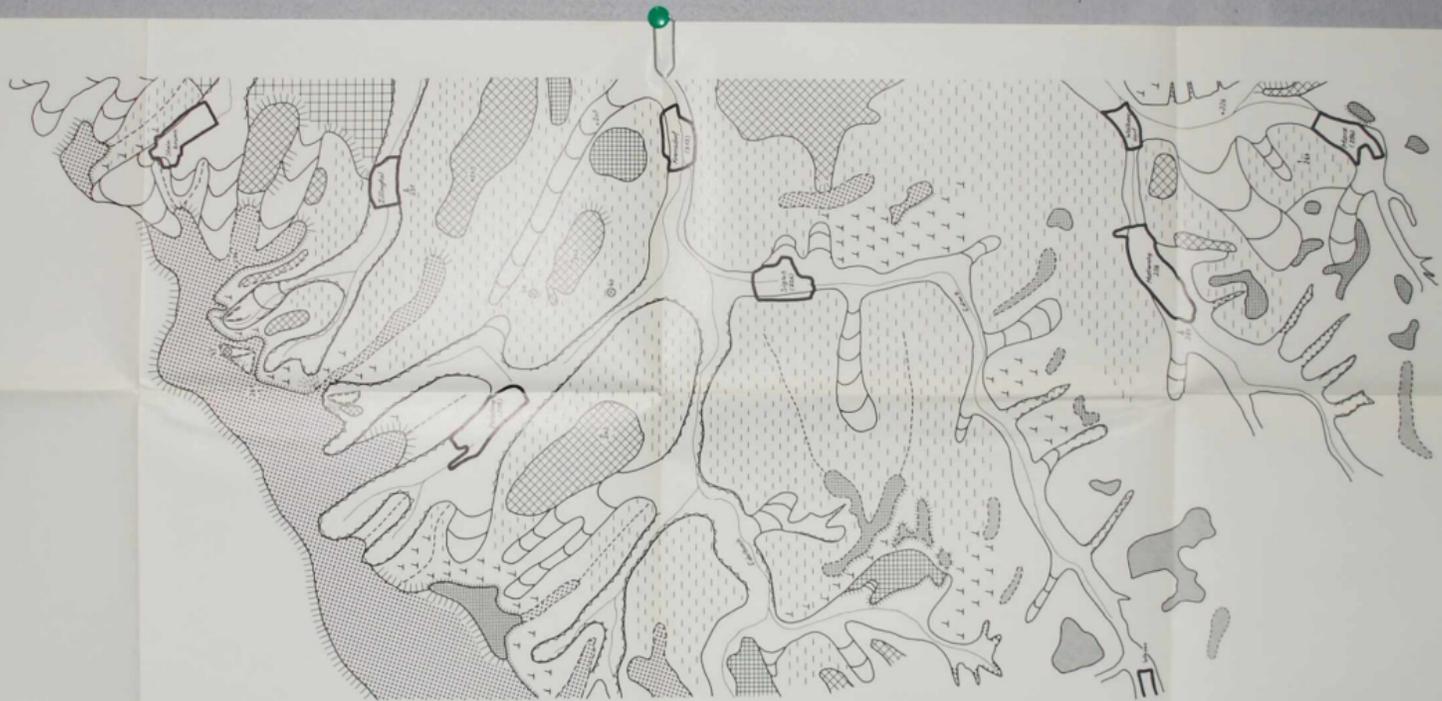
	Oberpliozäne Höhenlandschaft
	Oberstpliozäne Talstrünke und Ebenheiten
	Ältestpleistozänes (Prägünz) Niveau (1. Phase) - fluviale Verebnungen mit Kies (u. Schotter) Bedeckung
	--- (2. Phase) ---
	Ältestpleistozäne (Prägünz-2.Phase) Solifluktionsoberflächen, teilweise mit Löß überdeckt
	Alltpleistozänes (Günz) Niveau - fluviale Verebnungen mit Schotterbedeckung u. solifluidaler Überprägung
	Alltpleistozäne (Günz) Solifluktionsoberflächen mit Lößbedeckung
	Alltpleistozänes (Mindel) Niveau - fluviale Verebnungen mit Schotterbedeckung
	Mittelpleistozäne (Riß) Solifluktionsoberflächen mit fluvialer Komponente
	Mittel-jungpleistozäne (Riß + Würm I) Schottertäler
	Jüngstpleistozäne (Würm II) - holozäne Talfurchen u. Talweiten sowie Seerandflächen

	funktionslose Delle, aktivierte Delle
	Tobel
	Kerbtal
	Muldental, Sohlental
	Kastental
	Deutliche Ebenheit
	Rücken, Kuppen
	Niveaus undeutlich voneinander abgehoben
	Auslaufrücken
	Solifluidal gestaltete Hangbereiche, meist Flachhänge
	Steilere Erosionshänge, z. Teil gesteinsbedingte Hangformen
	Härtlinge
	Steile, markante Terrassenstirn - sanfte, schleppenförmige Terrassenstirn
	Morphologisch sichtbarer Bruch
	Untergrenze präoberstpliozäner Formen auf Blatt 1 u. 2
	Natürlicher Seedamm
	Anthropogene Hohlformen - Anthropogene Schuttkegel
	Anthropogen verstellte Terrassenstirn
	offenes Gerinne
	Staatsgrenze
	Ungefäher Ortsried (nach Originalaufnahmen)
	Quartärgeologisch wichtiger Aufschluß (Zahl bezieht sich auf Text)
	Höhenangaben nach Osterr. Karte 1:50.000
	--- Originalaufnahme 1:25.000

Kartengrundlage:

- Osterr. Landesaufnahme 1:25.000, Sektionsblätter 4857/2,3,4/4957/1
- Osterr. Landesaufnahme 1:50.000, Blatt 77, 78









ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland](#)

Jahr/Year: 1964

Band/Volume: [031](#)

Autor(en)/Author(s): Riedl Helmut

Artikel/Article: [Erläuterungen zur morphologischen Karte der eiszeitlichen Flächensysteme im Flußgebiet der Wulka und an der Südostabdachung des Leithagebirges. 175-195](#)