

MITTEILUNGEN
DER
ÖSTERREICHISCHEN
BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

HEFT 18/19

WIEN 1977

MITTEILUNGEN
DER
ÖSTERREICHISCHEN
BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT

HEFT 18/19

WIEN 1977

SCHRIFTFLEITUNG
Prof. Dr. Ing. H. FRANZ

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Bodenkundliche
Gesellschaft. Für den Inhalt verantwortlich: Prof. Dr. Ing. H. FRANZ.
Beide 1180 Wien XVIII, Gregor Mendelstraße 33.

INHALTSVERZEICHNIS

Böden des inneralpinen Trockengebietes in den Räumen Oberes Inntal und Mittleres Ötztal (Bericht über eine Exkursion der ÖBG im Jahr 1971)	1
A: Der Exkursionsraum	
I. Abgrenzung von F.SOLAR	1
II. Bodenkundliche Zustandsbedingungen und boden- kundliche Problematik von F.SOLAR	3
1. Bodeneinheiten und Exkursionsthematik	3
2. Relevanz und Bedeutung des Klimafaktors	3
3. Relief	5
4. Substrat	6
III. Die Klimaverhältnisse von W.ROTTER u. H.WILFINGER	7
IV. Zur Gletscher- und Landschaftsgeschichte von H.HEUBERGER	10
Allgemeiner Überblick	10
Die Ötztalmündung	12
Das Mittlere Ötztal	18
B: Die Böden des Oberen Inntales und seiner Seitentäler von F.SOLAR	
I. Allgemeine Charakteristik	23
1. Die Exkursionsprofile	23
2. Kurzcharakteristik der Bodeneinheiten und ihrer Entwick- lungsbedingungen	24
II. Bodenmerkmale und Bodeneigenheiten	28
1. Körnung und Bodenart	28
2. Humus	29
3. Umtauschkapazität	31
4. Reaktion	32
5. Basensättigung	33
6. Umtauschergarnitur und Basenhaushalt	33

a) Kalziumsättigung	34
b) Natriumsättigung	35
c) Kalihaushalt	36
d) Magnesiumhaushalt	38
7. Phosphathaushalt	40
8. Wasserhaushalt	41
III. Zusammenfassung	43
Beiträge zur Kenntnis der Bodenlandschaften des Nordburgenlandes (Bericht über eine Exkursion der ÖBG im Jahr 1976)	47
Vorwort von H. FRANZ	47
Probleme der Geologie des Burgenländischen Seewinkels von A. BERNHAUSER	48
Die Schotterterrassen der Parndorfer Platte und des Seewinkels von H. FRANZ	55
Schwermineralanalysen von Sedimenten am NW-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene von H. MÜLLER	69
Die Bodenverhältnisse im Raume nördlich des Seewinkels von P. NELHIEBEL	75
Die Bodenverhältnisse des Seewinkels von P. NELHIEBEL	83

BÖDEN DES INNERALPINEN TROCKENGEBIETES
IN DEN RÄUMEN OBERES INNTAL UND MITTLERES ÖTZTAL.

Bericht

über eine Exkursion der Österr. Bodenkundlichen Gesellschaft im Jahre 1971

Die Exkursionsvorbereitung wurde - wie dies seit vielen Jahren mit bestem Erfolg praktiziert worden ist - gemeinsam von Mitarbeitern des Institutes für Bodenforschung der Universität für Bodenkultur in Wien, der Bodenschätzung und der Bundesanstalt für Bodenkartierung und Bodenwirtschaft durchgeführt.

A. DER EXKURSIONSRAUM

I. Abgrenzung (v.F.SOLAR)

Der Exkursionsraum umfaßt das obere Inntal, das Paznauntal und das Ötztal. Er reicht von der Reschenfurche inntalabwärts bis zur Einmündung des Ötztales, im Paznauntal bis Galtür und im Ötztal bis Umhausen/Niederthai (s. Abb. 1).

Der Raum ist in jeder Hinsicht stark differenziert. Deshalb war die Exkursion bemüht, seine wesentlichsten Landschaftseinheiten zu erfassen und seine verschiedenen geologischen, geomorphologischen und klimatischen Lagen durch Bodenprofile zu belegen.

Die Erfassung des Raumes war nach der Höhe hin begrenzt, denn die Exkursion führte von den rezenten Talböden nur bis zu den höchstgelegenen Verbreunungsresten; die darüber ansteigenden Berglagen wurden ausgespart. In dieser Hinsicht deckt sich der Exkursionsraum mit dem Verbreitungsgebiet der geschlossenen Siedlungen und der landwirtschaftlichen Hauptnutzungsgebiete.

Es wurden 12 Profile geöffnet, untersucht und demonstriert, außerdem wurde ein für die Geomorphogenese interessantes Interstadial-Profil gezeigt. Weitere Profile und ihre Stellung in der Bodensequenz wurden während der Fahrt erläutert; dies gilt namentlich für die Pararendsinen, auf die während der Befahrung von Fiß/Ladis eingegangen wurde.

Die Exkursion erfuhr eine Bereicherung durch die Besichtigung rätoromanischer Haus- und Siedlungsformen in Pfunds und Fiß.

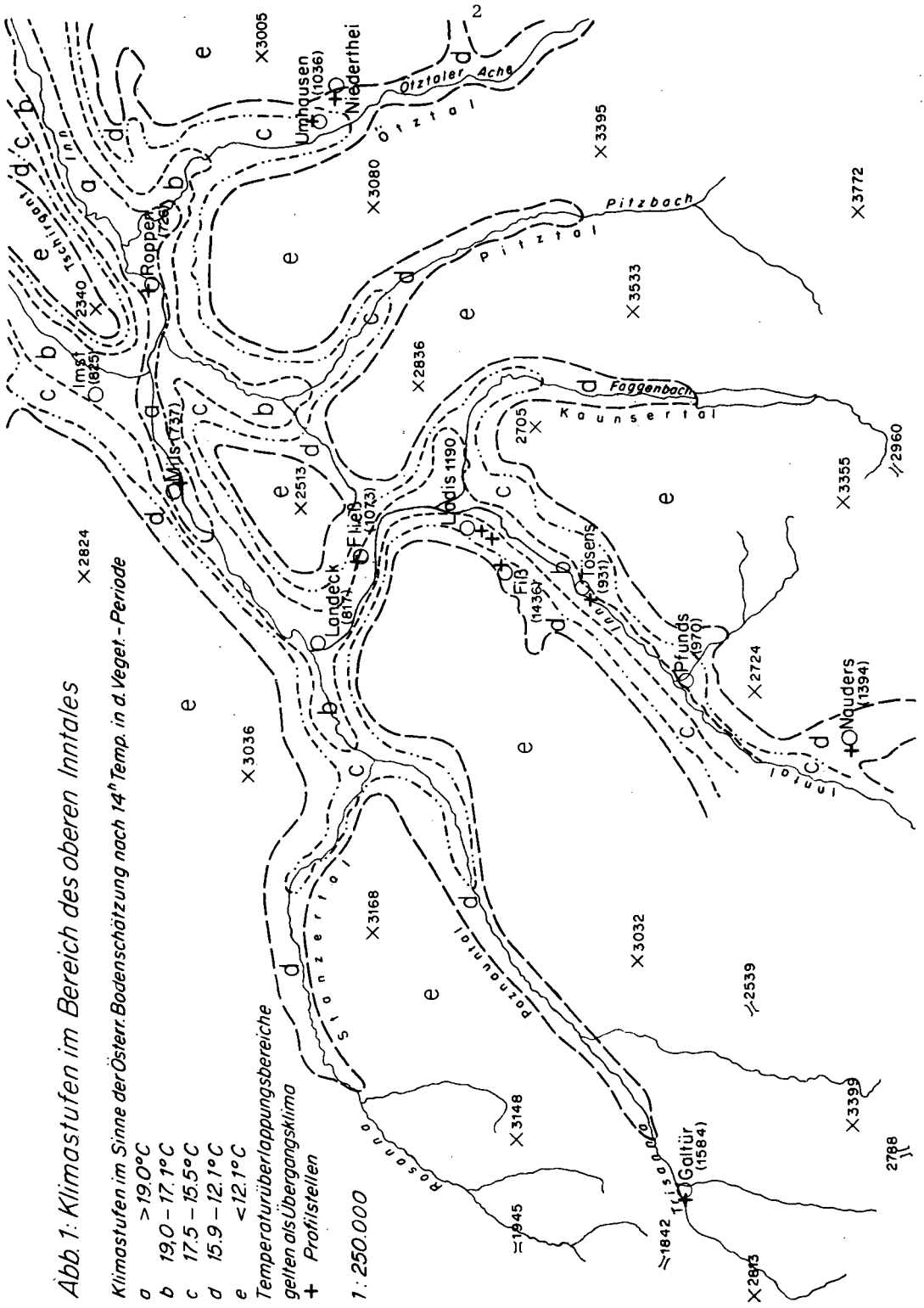
Abb. 1: Klimastufen im Bereich des oberen Inntales

Klimastufen im Sinne der Österr. Bodenschätzung nach 14^{ter} Temp. in d. Veget.- Periode

- a > 19,0°C
- b 19,0 – 17,1°C
- c 17,5 – 15,5°C
- d 15,9 – 12,1°C
- e < 12,1°C

Temperaturüberlappungsbereiche
 gelten als Übergangsklima
 + Profilstellen

1: 250.000



II. Bodenkundliche Zustandsbedingungen und bodenkundliche Problematik (von F.SOLAR)

1. Bodeneinheiten und Exkursionsthematik:

Im Exkursionsraum ist eine Vielzahl von Bodentypen verbreitet. Es treten Ranker, Rendسين und Pararendسين, Braunerden, Podsole und Pseudogleye auf; Braunlehme sind im Kalkalpin, also außerhalb des engeren Exkursionsraumes, verbreitet. Die Verbreitung dieser Bodeneinheiten ist der Bodenkarte von Tirol von W. ROTTER (1972) zu entnehmen.

Nun treten aber zusätzliche AC- bzw. ACD-Böden auf, deren Zuordnung zu den Rankern bzw. Pararendسين wegen ihres Tschernosem- bzw. Paratschernosemcharakters als unbefriedigend empfunden wird. Als Typuslokalität solcher Böden gilt die Interrassenleiste von Roppen (s. Profil 8). Diese Böden werden in der österreichischen Bodensystematik als Gebirgsschwarzerden geführt.

Die Gebirgsschwarzerden verdanken ihre typologische Eigenstellung der Initiative von J. FINK und K. SCHNETZINGER. Sie werden als Leit-Typus inneralpiner Trockenlagen geführt. Dagegen hat vor allem W. ROTTER (mündl.) eingewandt, daß Profile, die dem Idealprofil der Gebirgsschwarzerden noch am ehesten entsprechen, nicht im Trockenraum Nordtirols, sondern im humiden Kalkalpin auftreten.

Die Diskussion um die Gebirgsschwarzerden bringt augenscheinlich zum Ausdruck, daß im Nordtiroler Trockenraum zwei wesentliche bodenkundliche Problemkreise anstehen. Zunächst geht es um die Erfassung der Bodenvielfalt und der Bodenbildungsbedingungen. Als Zentralproblem gilt dabei die Abklärung des Problems der Gebirgsschwarzerde und deren Abgrenzung, vor allem gegen die Braunerden. Zweitens aber sollen vor diesem Hintergrund der Bodenvielfalt die Standortbedingungen, zunächst größenordnungsmäßig, erfaßt werden. Dabei geht es vor allem um das Zusammenwirken der verschiedenen Faktoren in verschiedener Höhen- und Klimalage auf verschiedenen Substraten und in verschiedener geomorphologischer Position.

2. Relevanz und Bedeutung des Klimafaktors:

Der Exkursionsraum gilt als inneralpines Trockengebiet. Die einschlägigen Daten sind Kapitel A/III und den Profilbeschreibungen zu entnehmen. Hier

wird lediglich auf die bodenkundlichen Aspekte dieses Klimas eingegangen.

Die Profile sind vom a- bis in das e-Klima gestreut (s. Abb. 1). Im a-Klima liegen die beiden Inntal-Profile von Mils und von Roppen (Prof. 7, 8), im b-Klima das Schwemmfächerprofil von Tösens (Profil 3). An der Grenze von b- zum c-Klima befindet sich das Profil auf der Terrasse von Fließ (Profil 6); die Grenze der beiden Klimastufen liegt hier wegen der allgemeinen Höhenverschiebung der Wärmeklimate relativ hoch. Unter c-Klima stehen die Schwemmfächerprofile von Umhausen/Ötztal (Profil 9, 10, 11); ebenso die Terrassenstirn-Profile von Fiß/Ladis (Profil 4, 5). Im d-Klima liegen die hochgelegenen Verebnungsreste einschließlich der Reschenfurche (Profil 2). An der Grenze des d-/e-Klimas befindet sich das Profil vom Tauferer Berg/Niederthai (Profil 12). Reines e-Klima hat das Profil von Galtür (Profil 1).

Dementsprechend ist die wärmeklimatische Differenzierung des Raumes sehr ausgeprägt. Weniger deutlich ist dagegen die regenklimate Differenzierung. Die jährlichen Regenmengen streuen von 600–780/800 mm; größere Mengen werden lediglich im Silvrettagebiet erreicht. Diese Differenzierung ist demnach nicht größer, als sie etwa im österreichischen Tschernosemgebiet ist, sofern die Lagen der südmährischen Trockeninsel mit den Lagen der Eisenstädter Bucht in Vergleich gesetzt werden. Allerdings sind die Minima im inneralpinen Gebiet Nordtirols um rund 100 mm höher als im Tschernosemgebiet; die Maxima übersteigen die Werte des Eisenstadt/Mattersburger Raumes um rund 50 mm. Das Verbreitungsgebiet der Gebirgsschwarzerde aber ist deutlich im Bereich unter 700 mm konzentriert.

Der Sachverhalt, daß ein regenklimate nur geringfügig differenzierter Raum wärmeklimatische stark aufgegliedert ist, führt zu einer der wesentlichsten Fragen, inwieweit nämlich wärmeklimatische Kompensations- und Übersteuerungseffekte auftreten, die für die Bodenbildung und den Bodenwasserhaushalt gleichermaßen von Relevanz sind. Solche Effekte treten in bestimmtem Umfang auch auf (s. Wasserhaushalt S. 32). Sie sind aber auch für die bodenzonale Gliederung von Bedeutung (s.o.). Sie sind aber nicht ausreichend, um in Lagen, die wärmeklimatische bedingtes Grünland wären, dafür auch die feuchteklimatischen Voraussetzungen zu schaffen. Daraus resultiert das Problem, daß in hoch-

gelegenen und kühlen Lagen kaum von der Ackerwirtschaft zu einer ertragreichen Grünlandwirtschaft übergegangen werden kann.

3. Relief:

Das Relief hat eine gegenüber dem Vorland modifizierte Bedeutung, weil es nicht mit bestimmten Bodensequenzen korreliert werden kann. Infolge der hochgreifenden Vergletscherung und intensiven glazigenen Überprägung fehlen ältere Bodenbildungen vollständig. Der Raum ab der Öztalmündung begann erst post Gschnitz eisfrei zu werden, die Hochtallagen wurden noch im Egessen- bzw. Daun-Stadium überformt (s.S. 11). Die Oberflächenformen sind jung und durch gewaltige postglaziale Massenbewegungen geprägt. Ältere Oberflächenformen sind als Reste bzw. in ihrer Kernlage noch erhalten; sie sind aber vollständig überformt, so daß von ihrer ursprünglichen Bodendecke nichts erhalten blieb. Die Böden sind also insgesamt jung: das Differenzierungsergebnis von rund 8.000 Jahren.

Der Raum kann generalisierend in die Tal- bzw. Hochtallagen i. a., in die Berglagen und in alte Verebnungsreste gegliedert werden. Die Tal- und Hochtallagen (Profile 1,3,7,8,9,10,11) und die Verebnungsreste (Profil 2,6) wurden durch eine Reihe von Profilen belegt. Die Berglagen wurden nur soweit erfaßt, soweit sie zwischen Tallagen und den Verebnungsresten eingeschachtelt sind (Profile 4, 5, 12); die Berglagen oberhalb der höchstgelegenen Verebnungsreste wurden nicht erfaßt.

Die rezenten Talböden zählen ausschließlich zur Aufazies; es fehlen vollständig die für mittlere Fließstreckenabschnitte charakteristischen mittleren Talboden zonen und ihre schweren Sedimente. Die Aufazies wird auf dem Inntalboden von Mils durch eine der möglichen Bodenvarianten erfaßt (Profil 7). Die Hochtallagen haben aus bodenkundlicher Sicht eher den Charakter von Schwemmfächern und werden durch das Profil von Galtür (Profil 1) repräsentiert.

Das charakteristische Formenelement der Talbodenrandzonen sind die Schwemmfächer der Seitengräben. Höher gelegene, postglaziale Terrassenleisten sind selten oder liegen verschüttet unter den Schwemmfächern. Schwemmfächerprofile wurden sehr eingehend untersucht, und zwar im Inntal bei Tösens (Profil 3) und im Öztal bei Umhausen (Profile 9,10,11); unter dem Schwemmfächer

von Umhausen liegt ein postglazialer Talbodenrest der Ötz verschüttet (s. Prof. 9). Der Boden einer postglazialen Terrassenleiste des Inn wurde bei Roppen an der Öztalmündung untersucht (Profil 8).

Sehr formprägend und oberflächengestaltend sind jüngere Bergsturzhalden. Sie haben eine relativ große Verbreitung, insbesondere im Ötztal (Tschirgant, Tumpen, Köfels/Tauferer Berg). Die Bergsturzmassen haben vielfach zur Aufstauung der Gerinne und zur Entwicklung treppenförmiger Flußallängsprofile geführt. Im Ötztal haben die Bergstürze vom Tschirgant und von Tumpen zwei aufeinanderfolgende Treppen bzw. Becken geschaffen; der Tschirgant-Bergsturz ist gleichzeitig der Ansatzpunkt für die Entwicklung der Innterrassenleiste von Roppen. Der Bergsturz von Köfels quer über das Ötztal hat zum Aufstau des Horlachbaches, zur Ausbildung des Hochtalbodens von Niederthai und zur Entwicklung des Stuibenfalles geführt. Böden auf Bergsturzmateriale werden durch das Profil vom Tauferer Berg/Niederthai (Profil 12) repräsentiert.

Die als Reste erhaltenen Verebnungsflächen sind jungtertiäre und präquartäre Talböden. Dazu zählen die verschieden hoch gelegenen Ebenheiten von Landeck innaufwärts, die im Engadin ihre Fortsetzung finden. Diesen wird auch die Norberthöhe/Reschen und, was den Kern der Anlage betrifft, auch das Mittelgebirge zugezählt. Die Böden dieser Landschaft repräsentieren die Profile von Nauders (Profil 2) und von Fließ (Profil 6); beide haben sich aus Moränenmaterial entwickelt. Böden von der Stirn jungtertiärer Terrassen wurden oberhalb Ried studiert (Profil 4,5).

4. Substrat:

Festes Gestein tritt im Exkursionsgebiet nur in Hang- und Schrofflagen substratbildend auf, z.B. an der Stirn der jungtertiären Terrassen von Fiß/Ladis, wo graue, kalkige Bündner Schiefer anstehen (Profil 4, 5). Das feste Gestein ist auf den übrigen Standorten unter glazialen und postglazialen Sedimenten begraben. Substratbildend treten Moränen (Profil 2,6), grobkörnig saures Bergsturzmateriale (Profil 12) und postglaziale Feinsedimentdecken auf Schutt oder Schotter auf (Profile 1,3,7,8,9,10,11).

Obwohl überwiegend nur Sedimente als Substrate auftreten, übernehmen

die Böden dennoch die wesentlichsten Merkmale jener Gesteinszonen, in denen sie liegen bzw. aus denen die Sedimente stammen. Die Böden liegen im wesentlichsten in drei verschiedenen Gesteinszonen bzw. tektonischen Bereichen: im zentralalpinen Kristallin der Silvretta- und Ötztaldecke (Profile 1,9,10,11,12), in den penninen Bündner Schiefern des Engadin-Fensters (Profile 2,3,4,5) und im kalkalpinen Bereich (Profile 7,8). Ein Profil liegt im Bereich des Landecker Quarzphyllites (Profil 6); er ist aber als Substrat bedeutungslos, da die darauf lagernde Moräne aus dem Raum der Bündner Schiefer dem Boden die Merkmale jener Zone vermittelt.

Das wesentlichste Differenzierungskriterium der Böden der verschiedenen Zonen sind der Chemismus und die Körnung. Die Böden des Engadin-Fensters und des Kalkalpins sind karbonatisch und neutral. Diese Zonen unterscheiden sich dadurch, daß die kalkalpinen Profile über eine volle Basensättigung verfügen, während im Bereich der Bündner Schiefer bereits eine leichte Entbasung stattgefunden haben kann. Außerdem sind die Böden des Engadin-Fensters die bindigsten des ganzen Exkursionsraumes und verfügen über die engsten Röhren: Schluff-Quotienten. Demgegenüber sind die Böden des Kristallins durchaus (stark) sauer und auch grobkörniger. Daraus resultieren charakteristische Züge der Basen- und Nährstoffdynamik im Alpin.

III. Die Klimaverhältnisse (von W.ROTTER und H.WILFINGER)

Inneralpines Trockengebiet: 600-800 mm Niederschlag, davon 50-55% von April-September. Niederschlagsobergrenze wird dort gezogen, wo der Niederschlag für die Grünlandwirtschaft ausreichend wird. Konsequenz dieser Niederschlagsverhältnisse: hochgelegene landwirtschaftliche Nutzflächen (s. Nauders) sind naturbedingtes Ackerland.

Verbreitung des Trockengebietes: Vintschgau - Reschen - Engadin - Oberes Inntal bis Ötztal (E davon, d.i. E Tschirgant, strömt NW-Drift über Seefelder Sattel in das Inntal) und mittlere Trockenzone der NS-Quertäler (z.B. Ötztal). Verbreitung generell dort, wo NW- oder S-Drift durch Gebirgsverlauf abgeblockt ist (s. Tirolatlas Bl. D 6).

Wärmeclima: Einzelne Klimastufen reichen, bedingt durch Massenerhebung und lokalklimatische Faktoren, höher als in anderen österreichischen Räumen (vgl. Waldviertel). Z.B. b-Klima bis 800/900 m (Mittelberg/Inntal), b-e-Klima bis 1000 m (Patsch). Lokal verstärkt durch Felswände. Klimastufenverbreitung s. Abb. 1. Dadurch steigt der Obstbau bis in das d-Klima (z.B. Nüsse in Fließ). Obstanbauzentren: Zirl (Wein, Apfel), Strecke Haiming-Roppen-Sautens (Apfel), Prutz (Apfel), Pfunds (Freilandmarillen). Einige wesentliche phänologische Klimadaten können Tab. 1 entnommen werden.

Ausaperungstermine: Anfang Mai:	Galtür (e-Klima)
Ende April:	Niederthal (d)
Mitte April:	Nauders (d), Umhausen (b), Fiß (d)
Ende März:	Fließ (c), Mils (a)
Mitte März:	Tösens (b), Roppen (a)

Die Hauptschneeschnmelze im Hochalpin im Juni sichert günstige Grummetentwicklung in den Auen des Trockengebietes (s. Mils).

Phänologische Daten

(nach Daten der Landesanstalt für Pflanzenbau und Samenprüfung in Rinn, Tirol)

Gemeinde	Roggen		Mais		Kartoffel		Wiese		Bemerkung
	<u>A</u>	<u>E</u>	<u>A</u>	<u>E</u>	<u>A</u>	<u>E</u>	<u>I</u>	<u>II</u>	
Nauders	M IX	A VIII	-	-	A-M V	E VII	M-E VI	A IX	
Tösens	M-E IX	A VIII	-	-	A V	A VII	M-E VI	A IX	
Fließ	W) M IX	M VII	A V	M X	A V	M VII	M-E VI	E VIII	
Galtür	-	-	-	-	-	-	M VII	A-M IX	wo es möglich ist
Mils bei Imst	W) A IX	M-E VII	E-A IV-V	A-M X	A-M V	A VII	E V	A VIII	
Roppen	W) A IX	M-E VII	E-A IV-V	A-M X	A-M V	A VII	E V	A VIII	
Umhausen	W) A IX	M VIII	-	-	A-M V	E VII	M VI	E VIII	reif
Niederthai	S) M V	M IX	-	-	M-E V	E-A VII	E VI	A IX	nicht reif
W) Winterroggen			<u>I</u>	1. Schnitt			A	Anfang	
S) Sommerroggen			<u>II</u>	2. Schnitt			M	Mitte	
A Anbau							E	Ende	
E Ernte									

IV. Zur Gletscher- und Landschaftsgeschichte (v.H.HEUBERGER)

Allgemeiner Überblick:

Das Exkursionsgebiet wird von folgenden Einheiten des Gebirgsbaues bestimmt:

1. Altkristallin der ostalpinen Silvretta- und Ötztaldecken. Es besteht vorwiegend aus Schiefergneisen, besonders aus Biotit-Plagioklas-Gneisen, deren wesentliche Umwandlung und Durchbewegung mit der variszischen Gebirgsbildung im jüngeren Paläozoikum abschloß (Heinisch u. Schmidt 1976). Im oberen Paznauntal und unteren Ötztal sind darin Ost-West verlaufend Hornblendegneise ähnlichen Alters eingelagert, ferner Granitgneise, die jüngstenfalls während der variszischen Gebirgsbildung, also ebenfalls im Paläozoikum, entstanden sind; sie haben dank ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegenüber der Verwitterung steilere, höhere Berge und Talengen entstehen lassen. Im Bereich des Reschenpasses sind auf dem Silvrettakristallin noch Reste der darüber abgelagerten mesozoischen Kalke erhalten (Piz Lat). - Den Nordrand des Altkristallins bildet der stark verwitternde Landecker Quarzphyllit (Purtscheller 1971, 98 f.): Haltepunkt Fließ.

2. Bündner Schiefer der penninischen Decken, die bei Prutz (Oberinntal) und oberhalb davon unter dem ostalpinen Altkristallin im Unterengadiner Fenster aufgeschlossen sind und eine sehr auffallende Talweitung verursachen. Auf der Norberthöhe und bei Ladis lagen die besichtigten Profile im Bereich der kalkigen grauen Bündnerschiefer, die wie die gesamten Bündnerschiefer stark verwittern.

3. Die nördlichen Kalkalpen, die im Exkursionsgebiet aus Triasgesteinen bestehen. Der Inn ist - im großen gesehen - ihre Grenze. Bei Landeck reicht das Kristallin ein Stück auf die Nordseite, während zwischen Zams (bei Landeck) und Waldele (knapp westlich der Ötztalmündung) die Triasgesteine auf die Südseite des Inntales übergreifen und dort Felsterrassen und Verflachungen aufbauen.

Die Talgeschichte reicht, soweit sie noch in Felsterrassen und sonstigen Verebnungen erkennbar ist, nicht weiter als in das jüngste Tertiär (Pliozän)

zurück. Auf dem jüngsten Terrassensystem standen wir bei Fließ, auf einem etwas älteren im Bereich der Norberthöhe. Der Reschenpaß hängt wohl kaum mit einer bedeutenderen Talverlegung zusammen. Dem pliozänen Inn wird der breite Talstrunk vom Pillersattel zum Pitztal zugeschrieben, der ungefähr der Grenze zwischen dem Silvrettakristallin und dem randlich darüberschobenen Ötztal-kristallin folgt. Unmittelbare Beweise dafür, daß der Inn hier floß, ehe er den Durchbruch nach Landeck schuf, existieren jedoch nicht.

Für das mögliche Alter der Bodenbildung entscheidend ist der Zeitpunkt, zu dem die Gletscher der letzten Eiszeit das Gelände freigaben. Nordtirol hatte in der Erforschung der letzten Spät- und Nacheiszeit von Anfang an eine besondere Stellung. Hier liegen die Typlokalitäten sämtlicher inneralpiner "Rückzugsstadien" der Gletscher nach der Würmeiszeit.

Das Exkursionsgebiet war während der Hocheiszeiten vom System des Inn-gletschers, des zweitgrößten alpinen Eisstroms, erfüllt. Er überschritt breit und mächtig den Reschenpaß und verstärkte damit den Etschgletscher. Seine Geschiebe wurden am Piz Lat (Norberthöhe - Reschenpaß) bis in 2600 m Höhe gefunden.

Über den Rückzug des Inn-gletschers im Oberinntal wissen wir wenig. Allem Anschein nach aber lag sein Zungenende bereits weit oberhalb des Exkursionsgebietes, als die Lokal-gletscher selbständig im Steinach- und Gschnitzstadium erneut vorstießen. Diese Gletschervorstöße werden ausführlicher im Bereich des Ötztales besprochen, wo sie am besten bekannt sind und wo während der Exkursion auch fossile Böden studiert wurden, die für die stratigraphische Gliederung gletschergeschichtliche Bedeutung haben.

Im Oberinntal müssen wir mit Eisfreiheit seit mehr als 12.000 bis 13.000 Jahren rechnen. Der Haltepunkt von Galtür lag dicht oberhalb von Endmoränen des Gschnitzstadiums, an deren Ablagerung die Gletscher des Jamtales und des Klein-Vermunt-Tales beteiligt waren. Im Bereich des Haltepunktes bei Mils war das Inntal zuletzt im Steinachstadium von einem Eisstausee hinter dem Ötztal-gletscher erfüllt (s.u.).

Die Schwemm- und Murkegelbildung reicht durchwegs bis ins Spätglazial zurück.

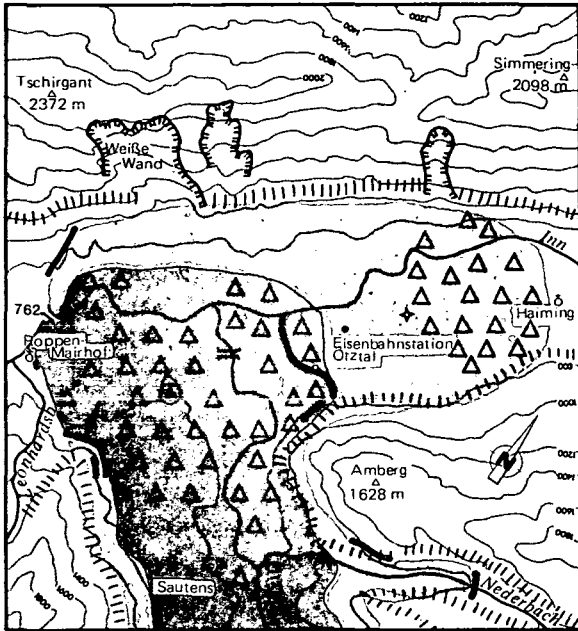
Die Öztalmündung:

Die Öztalmündung gehört zu den ostalpinen Schlüsselstellen der spätglazialen Landschafts- und Gletschergeschichte. Bergstürze sind hier mit spätglazialen Gletscherhochständen verknüpft, wobei begrabene Böden als wichtige begrenzende Horizonte auftreten. Ihre stratigraphische Bedeutung muß genauer beleuchtet werden (Heuberger 1966, 1968 a, 1975).

Der Inn trennt hier genau die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen von jenen des Ötztaler Altkristallins. Vom kalkalpinen Tschirgant brachen mehrere Bergstürze nieder, der letzte und größte von der Weißen Wand. Seine Trümmer (Trias: Wettersteindolomit und etwas Raibler Schichten) stürzten quer über das Inntal genau in die Öffnung des Ötztales. Dort tauchen sie bei Sautens - mehr als 6 km von der Ausbruchsnische entfernt - talaufwärts unter die jüngeren Flußaufschüttungen. Die sichtbare Ablagerungsfläche der Trümmermasse beträgt $13,2 \text{ km}^2$, der Rauminhalt schätzungsweise zwischen 210 und 280 Millionen m^3 .

Der große Tschirgantbergsturz erfolgte zu dem Zeitpunkt, als der Öztalgletscher zum letztenmal bis ins Inntal vorstieß und noch den Hangfuß des Tschirgant berührte. Er war der einzige Seitengletscher der Inn-Längstalfurche, der nach Auflösung des Eisstromnetzes der Würm-Eiszeit die Haupttalsohle überhaupt noch erreichte. Der gesamte große Tschirgantbergsturz fiel auf Eis und wurde vom Gletscher umgelagert. Nur die nördlichste Kuppe (847 m) des kristallinen Dürrberges mitten in der Öztalmündung ragte als Nunatak aus dem Eis. Es ist die einzige Stelle, wo die Bergsturztrümmer unverändert liegen blieben und daher nicht mit kristallinem Moränenmaterial des Öztalgletschers vermennt sind. Der Bergsturz einerseits und die Umlagerung zur Bergsturzmoräne andererseits erfolgten in genau einander entgegengesetzten Richtungen. Stau und Lee an der Felsinsel des Dürrberges zeigen nur die letzte Bewegung an, nämlich die durch den Gletscher.

Der Öztalgletscher wuchs noch etwas und erreichte erst nach dem Bergsturz den höchsten Stand. Daher baute er Ufer- und Endmoränen aus kalkalpinen Bergsturztrümmern (meist kantig) auf, vermischt mit kristallinem Moränenmaterial aus dem Öztal (kantengerundet und gerundet). Der Gletscher schob dabei das kalkalpine Trümmerwerk über das ursprüngliche Bergsturzablagerungsgebiet

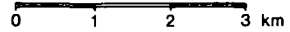


Ötztalgletscher, Steinachstadium

- Rand erkennbar
- Rand hypothetisch

Ötztalgletscher, Gschnitzstadium

- Rand erkennbar
- Rand hypothetisch
- △ Bergsturmoräne
- ⊙ Bergsturzschild auf gschnitzzeitlichem Nunatak (Dürrberg, 847 m)
- ⌒ Abbruchnische
- ⌒ Unterrand der steileren Hänge
- ≡ Brücken der Bundesstraße 1 (Oberinntal)
- ← Hinweis: Aufschluß Boden von Roppen
- ⋄ Aufschluß: Boden von Haiming



Nach H. Heuberger 1975,224

Abb. 1: Ötztal-Mündung

hinaus, so daß die Ufer- und Endmoränen im kristallinen Bereich südlich des Inns zugleich die meterscharfe Grenze des Dolomitschuttes sind.

Der bei der Exkursion besuchte Westrand dieses ehemaligen Gletscherhochstandes (und damit auch der kalkalpinen Trümmer) ist im Wald ober Roppen als rund 1 km lange Ufermoräne leicht zu erkennen. Abwärts verläuft er weniger auffällig ungefähr über die Roppener Kirche und über den Inn zum Fuß des Bürschlhügels (762 m, Wettersteindolomit) und weiter zur Innbrücke der Bundesstraße 1.

Dieser Gletscherhochstand wird dem spätglazialen Gschnitzstadium zugeordnet, dessen Typlokalität die großartigen Ufer- und Endmoränen bei Trins im Gschnitztal südlich von Innsbruck sind.

Der selbständig ins Inntal vorstoßende Ötztalglatscher hat außerdem Spuren eines noch älteren und etwas größeren Hochstandes hinterlassen, die bis Haiming reichen. Er wird dem Steinachstadium zugeordnet, dessen Typlokalität bei Steinach am Brenner einen bis ins Wipptal reichenden selbständigen Gschnitztalglatscher erkennen läßt. Der Ötztalglatscher dämmte damals zum letztenmal den Inn zu einem großen Eissee auf, der noch oberhalb von Landeck begonnen haben muß. Entsprechende Seeablagerungen kennt man im Imster Becken seit langem, doch stammen sie zumindest teilweise von noch älteren Eisstauseen des Inns hinter dem Ötztalglatscher. Der Westrand des Eisdammes verlief während des Steinach-Hochstandes als Kalbungsfront genau in der Fortsetzung der linken Ötztalflanke quer über das Inntal: über Roppen (Mairhof) und über den Bürschlhügel (762 m) zum ehemaligen Gasthof "Trankhütte" an der alten Arlbergstraße nördlich des Inns. Der Eissee ließ ihn nicht weiter nach Westen wachsen als den Westrand des gschnitzzeitlichen Ötztalglatschers.

Die hocheiszeitliche Eisstromhöhe, die stratigraphische Abgrenzung der spätglazialen Steinach- und Gschnitzmoränen des Ötztalglatschers gegeneinander und gegen die älteren Ablagerungen der Würmkaltzeit (Eisstromnetz) sind hier in einzigartiger Weise auf engem Raum durch eindeutige Funde belegt:

1. Auf dem Gipfel des Tschirgant (2.372 m) fand O. Ampferer (1902, 180) ein kristallines Gletschergeschiebe. Weitere Erratika-Funde inntalabwärts bezeugen eine höchste Oberfläche des Inngletschers von rund 2500 m an der Ötztalmündung.

2. An der Basis der Steinach-Grundmoräne des Ötztalglatschers wurde beim Umspannwerk Westtirol ein schwach entwickelter hydromorpher begrabener Boden (Boden von Haiming) freigelegt, der bewies, daß der Ötztalglatscher im Steinachstadium ins Inntal vorstieß, als dessen Sohle schon durch einige Zeit eisfrei war.
3. Unter der linken Gschnitz-Ufermoräne des Ötztalglatschers wurde im Wald ober Roppen ein wesentlich stärker entwickelter begrabener Boden angetroffen (Boden von Roppen), der sich auf der Steinach-Grundmoräne des Ötztalglatschers gebildet hatte. Der Ötztalglatscher war also im Gschnitzstadium in ein Gebiet vorgestoßen, das seit dem Steinachstadium, also schon längere Zeit, eisfrei war und im Zeichen von Boden- und höherer Vegetationsentwicklung gestanden ist.

An zwei Haltepunkten der Exkursion wurde hier die Bodenentwicklung studiert. Der Haltepunkt zwischen Roppener Innbrücke und Bürschlügel betraf Aufschüttungen des Inns nach den hier behandelten Bergstürzen und Hochständen des Ötztalglatschers.

Der Haltepunkt im Wald ober Roppen in 910-915 m Meereshöhe galt Aufschlüssen des begrabenen Bodens von Roppen an der Basis der Gschnitzmoräne des Ötztalglatschers. Eine 1967 angelegte Forststraße hatte diesen fossilen Boden bereits mehrfach angeschnitten. 1968-1970 ließ ihn der Verfasser an dieser Stelle durch Bulldozer auch unter dem Ufermoränenwall aufschließen. Für die Mittel dafür dankt er dem Verwaltungsausschuß des Österreichischen Alpenvereins, der Tiroler Landesregierung, ferner dem damaligen Bezirkshauptmann von Imst, Herrn Hofrat DDr. W. Kundratitz, für die Vermittlung der Landesgelder.

Der künstliche Aufschluß erfaßt das Profil

Gschnitzmoräne, größtenteils aus Wettersteindolomit (Bergsturz-
moräne),

begrabener Boden von Roppen,

Steinach-Grundmoräne, aus rein kristallinem Material

am obersten Rand, wo nachträgliche Umlagerungen durch Rutschungen auszuschießen sind. Daß der Boden den Gletschervorstoß überdauerte, verdanken wir wohl dem Umstand, daß der Ötztalglatscher beim Ausfächern ins Inntal hier am Rand (bereits im Inntal) kaum erodierte.

Zur stratigraphischen Sicherung des Profils seien einige Beobachtungen und Überlegungen angeführt, zunächst zur Unterlage des begrabenen Bodens: Der Boden von Roppen tritt am Außenrand der Gschnitz-Ufermoräne an die Oberfläche und geht damit in das heute sichtbare Gesamtbodenprofil des darüberliegenden Hanges ein. Diesen Moränenhang schließt 100 m höher, an der nächsten großen Rechtskehre der Forststraße, eine Ufermoräne des Öztalglitchers aus dem Steinachstadium ab (nicht die höchste, wie sich aus dem Gesamtzusammenhang ergibt). Damit ist auch morphologisch bewiesen, daß der Boden von Roppen auf Steinachmoräne liegt und nicht auf einer älteren.

Nun zum Charakter der Gschnitzmoräne: Der deutliche, hier einem 27° geneigten Hang aufgesetzte lange Wall besteht auf den ersten Blick nur aus Dolomitschutt mit z.T. riesigen Blöcken. Jenseits der Ufermulde findet man nicht ein einziges kalkalpines Stück. Könnte es sich nicht einfach um den Randwall des Bergsturzes handeln?

Folgende Tatsachen schließen das aus:

Soweit man den Wall und - in seiner Fortsetzung - einzelne Dolomitblöcke ins Ötztal verfolgen kann, steigt der Rand an; das gilt auch für die entsprechende rechte Ufermoräne auf der anderen Seite des Ötztales. Die Obergrenze von Bergsturzaflagerungen des Tschirgant müßte jedoch ötztalaufwärts absinken.

Hier, am Gegenhang des Tschirgant, entspräche ein Randwulst dem oben ausdünnenden Rand des Trümmerschuttes. Die Aufschlüsse entlang der Forststraße zeigen aber, daß die Dolomitschuttdecke hangaufwärts im Wall zumindest stellenweise sprunghaft von 1 m auf 5 m Dicke anwächst. Außerdem bedeutet der unmittelbare Innenabfall des Walles im gesamten Hangprofil fast durchwegs eine Versteilung. Das sind typische Merkmale einer Ufermoräne, die nicht zu einem Bergsturz passen.

Bei genauerer Suche findet man in dem Wall genug kristalline Stücke, auch große Moränenblöcke. In den feineren Korngrößen nimmt der Kristallinanteil stark zu. In einer Probe aus dem künstlichen Aufschluß der Ufermoräne - auf den ersten Blick reiner Dolomitschutt - fand Dr. W. Resch, der die Probe freundlicherweise im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck analysierte, in der Fraktion 0,1-0,3 mm einen Kristallinanteil von 45,8 % (Wei-

teres über diese Proben siehe Heuberger 1975, 226). Das wurde durch Gletscherschmelzwässer bewirkt, die den Bergsturzmoränenschutt durchtränkten.

Somit ist erwiesen, daß der Boden von Roppen die Moränen zweier Vorstöße des Ötztalgletschers trennt, also Zeugen von Klimaverschlechterungen, während er selbst nicht nur eine Zäsur, sondern auch eine ausgeprägte Klima-verbesserung anzeigt, ein Interstadial.

Leider gelang es bisher noch nicht, aus dem organischen Material im Boden von Roppen brauchbare radiometrische Altersbestimmungen zu gewinnen. Holzkohlestücke ergaben in den ^{14}C -Laboratorien von Wien (H. Felber) und Washington (M. Rubin) ein Radiokarbonalter von 2300 bis 4960 Jahren vor heute (VRI-98, 122, 123, 144, 190; W-2082). Schon die Streuung der Daten deutet den Mißerfolg an. Das älteste Datum fällt mitten ins Postglazial und damit in eine Zeit, da die Gletscher längst schon auf neuzeitliche Maße geschrumpft waren (Heuberger 1968 b, Patzelt 1972). Es mag sein, daß die Holzkohlestücke von jüngeren Wurzelresten stammen.

Glücklicherweise wurden in den letzten Jahren u. a. gerade im Ötztal zuverlässige Daten gewonnen, die eine bessere zeitliche Einordnung der spätglazialen Gletschervorstöße erlauben als bisher und damit auch das Alter des Bodens von Roppen eingrenzen. G. Patzelt und S. Bortenschlager wiesen in radiometrisch datierten Profilen innerhalb der Egesenmoränen des Ötztalgletschers bei Sölden nach, daß der Egesenvorstoß in der Jüngeren Dryas erfolgte (noch unveröffentlicht; freundliche mündliche Mitteilung). Damit fällt die frühere, gängigen Vorstellungen folgende Einstufung des Bodens von Roppen in das Alleröd-Interstadial (Heuberger 1968 b, 271). Nach den neuen Ergebnissen liegt das Alleröd vielleicht sogar vor den Daunvorstößen, mit Sicherheit vor dem Gschnitzvorstoß. Somit ist der Boden von Roppen jüngstenfalls der Bölling-Schwankung zuzuordnen, also mit Sicherheit älter als 12.000 Jahre.

Diese zeitliche Einstufung betrifft streng genommen nur die Basis der Gschnitzmoräne, die Bodenbildung jedoch nur unter der Voraussetzung, daß sie altersmäßig dieser Basis entspricht. Ohne Frage ist der begrabene Boden von Roppen an der Grenze zwischen Dolomitschutt und kristalliner Unterlage als stauender Horizont für das Hangwasser und gleichsam als Magnet für längere Wurzeln

im Dolomitschutt seit seiner Entstehung verändert worden. Seine im wesentlichen frühe Entstehung stand aber bisher außer Frage. Dazu passen auch mehrere Pollenproben aus dem Boden von Roppen, die freundlicherweise Prof. Dr. S. Bortenschlager am Institut für Botanische Systematik und Geobotanik der Universität Innsbruck untersuchte: Die Pollenzahl beträgt maximal über 300 Stück, die Verteilung schwankt entsprechend stark, doch überwiegen bei den Baumpollen deutlich Pinus, Betula und Alnus. Der hohe Anteil von Nichtbaumpollen, vor allem Gramineen, weist auf einen lichten gras- und krautreichen Föhrenwald hin - soweit man überhaupt von Wald sprechen kann. Da im Alleröd die Waldgrenze schon 200 bis 300 m an die heutige heranrückte (Patzelt 1975, 327), bestätigt dieser Befund das höhere Alter des Bodens von Roppen.

Das mittlere Ötztal:

Im Ötztal findet sich nicht nur eine der bestuntersuchten Moränenserien der spät- und postglazialen Gletschervorstöße. Bekannter ist das Tal durch seine Bergstürze, also nicht nur durch jenen an der Mündung. Internationales Aufsehen erregten die Untersuchungsergebnisse des Bergsturzes von Köfels, weniger weil er mit einem Volumen von mindestens 2 km^3 der weitaus größte kristalline Bergsturz der Alpen ist (Abele 1974), sondern vor allem durch Funde von Gesteinsschmelze ("Bimsstein") in seinem Verband. Diese Gesteinsschmelze schrieb man zunächst einem vulkanischen Ereignis zu. Als diese Hypothese sich als unhaltbar erwies, erklärte man den Bimsstein durch einen Meteoriteinschlag. Beide Hypothesen führen den Bergsturz auf ein außergewöhnliches Ereignis zurück. Daran schloß bereits der Ötztaler Kurat Trientl 1895 die Vermutung, dieses Ereignis habe sämtliche Bergstürze des Ötztales ausgelöst. Penck (1925, 225) schlug in genauer Fortsetzung noch Fernpaß- und Eibseebergsturz dazu.

Da Profil 9 der Exkursion neue Zusammenhänge in Verbindung mit diesem Problem aufdeckte, muß vor allem auf den Bergsturz von Köfels kurz eingegangen werden (Heuberger 1975, Erismann, Heuberger und Preuß 1977).

Beim Bergsturz von Köfels fuhr der vorher mindestens 400 m höhere

Funduskamm (zwischen Ötztal und Fundustal) nieder. Die Felsmasse - vorwiegend aus zweiglimmerigem Augengneis (Granitgneis) bestehend - blieb weitgehend im geschlossenen Verband, weshalb seine Fläche ($11,5 \text{ km}^2$ sichtbar) kleiner blieb als die des viel kleineren Tschirgantbergsturzes. Die Trümmermasse bildete einen rund 400 m hohen Riegel quer über das Ötztal. Höhere Teile der Bergsturzmasse führen über die Mündungsstufe des gegenüberliegenden Horlachtals hinweg und verstopften als Taufererberg die gesamte Horlachtalmündung. Der Hairlachbach fand seine Mündungsschlucht danach nicht mehr und stürzt seither als Stuibenfall 150 m hoch randlich über die Mündungsstufe.

Im Längenfelder Becken entstand hinter dem Bergsturziiegel ein Stausee. Infolge der Durchlässigkeit des Riegels stieg der Spiegel dieses Stausees nachweislich nie wesentlich über die heutige Beckensohle (1150 m) an, während der niedrigste Punkt der Riegelhöhe kaum tiefer lag als 1400 m. Die Maurachschlucht ("Maurach" heißt Trümmerwerk) zwischen Längenfeld und Umhausen wurde durch unterirdische Seeabflüsse vorbereitet und entstand durch Nachbrüche. Den ältesten Austritt der Ötztaler Ache aus dem Maurach zeigt noch ein alter Schwemmkegel (Ausräumungskegel) an, dessen Beginn bei rund 1100 m liegt - in guter Übereinstimmung mit der Spiegelhöhe des Längenfelder Bergsturzstausees. Die Ötztaler Ache hat sich inzwischen 80 m tiefer eingeschnitten.

1951 wurde für einen Kraftwerksplan ein Taststollen in knapp 1200 m Höhe vom Stuibenfall bis unter das Becken von Niederthai vorgetrieben. Er brachte den Beweis, daß der Taufererberg nicht aus anstehendem Augengneis besteht, wie es die Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Ötztal, noch zeigt, sondern daß die zerrüttete Augengneistrümmermasse auf der Mündungsstufe des Horlachtals aus unzerrüttetem Biotitplagioklasgneis liegt (Ascher 1952). Der Stollen fuhr auch die verstopfte Mündungsschlucht an. Holzfunde ergaben ein radiometrisch gemessenes Alter von 8710 ± 150 Jahren für den Bergsturz (Heidelberg 1957: H-341/293; briefliche Mitteilung); er erfolgte somit erst im Postglazial, weitab von allen Gletschern.

Dazu paßt die Datierung des Bimssteins von Köfels, dessen Alter mit Hilfe der Uran-Spaltspuren-Methode mit 8000 bis 8900 Jahren festgestellt wurde (Storzer, Horn und Kleinmann 1971, 242; Simon 1975, 167). Der Bimsstein selbst

entstand nicht durch einen Meteoriteinschlag, sondern durch Reibung an der Basis des gewaltigen Bergsturzes, wie Preuß (1971, 1974) annahm und Erismann, Heuberger und Preuß 1977 bewiesen.

Das Bodenprofil 12 auf den Bergsturztümmern des Taufererbergess nahe dem Stuibenfall ist damit zeitlich klar begrenzt.

Das Bodenprofil 9 (1.030 m ü. M.) bei der Schafwolleppich-Weberei Regensburger an der Straße unterhalb von Umhausen schneidet den Murkegel des Muhrbaches an. Unter dem Murschutt fand sich ein begrabener Boden, der an eine annähernd horizontale Schotterfläche gebunden ist. Diese besteht aus groben Geröllen der Ötztaler Ache und liegt rund 35 m über dem heutigen Achbett, der Höhe nach genau in der Fortsetzung des oben erwähnten ältesten Ausräumungskegels der Ötztaler Ache am Ausgang der Maurachschlucht. Die Verbindung ist heute durch den Murkegel des Stuibenbaches (Horlachtal) unterbrochen.

Wir haben es hier also mit dem ältesten Achbett nach dem Bergsturz von Köfels zu tun. Der Kegel des Muhrbaches ist an dieser Stelle eindeutig jünger. Die Murkegel dieser Talseite, aus kurzen steilen Gräben eines 3000 m hohen Kammes (relative Höhe 2000 m!) vorgebaut, sind z.T. heute noch aktiv und hatten siedlungsgeschichtlich große Bedeutung (Schwarz 1963). Heute drängen sie die Ötztaler Ache ganz an den linken Talrand. Umso mehr überrascht es, daß die Ötztaler Ache nach dem Bergsturz von Köfels, ohne von den Murkegeln behindert zu werden, in solcher Breite aufschottern konnte. Es gibt nun einen sicheren Anhaltspunkt dafür, daß die Vorläufer der heutigen Murkegel mindestens einige Zehner von Metern tief unter diesem Achbett begraben liegen. Dieser Anhaltspunkt ist der Lärchbühel (auch "Rauher Bichl" genannt), der rund 350 m nördlich des Aufschlusses aus den Murkegeln ragt. Er besteht aus zweiglimmerigem Augengneis und ist ein Ausläufer des Bergsturzes von Köfels. Nun entstand das alte, in Profil 9 aufgeschlossene Achbett zweifellos sehr rasch nach dem Bergsturz; die Ache schotterte bereits damals ganz offensichtlich im Becken von Umhausen die Trümmerrmassen des Bergsturzes zu. Die Mächtigkeit der hier begrabenen Bergsturztümmern muß zumindest einige Zehner von Metern betragen.

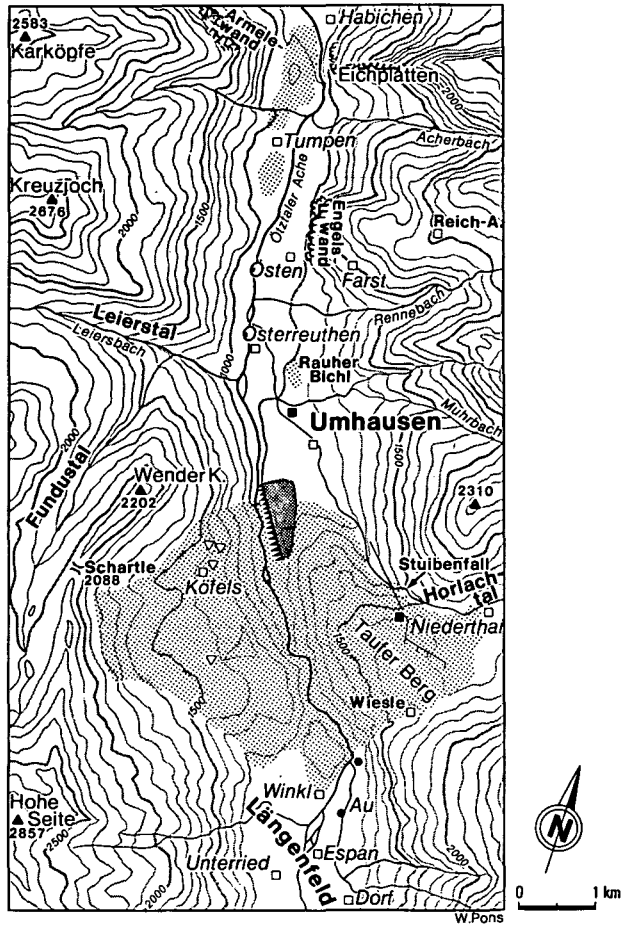









Abb. 2: Bergstürze im mittleren Ötztal

Legende:

- | | | | |
|---|------------------------|---|------------------------------------|
|  | Bergsturz-Ablagerungen |  | Alter Ausräumungskegel des Maurach |
|  | Ortschaften |  | Boden-Aufschlüsse |
| | |  | Bimsstein-Fundplätze |
| | |  | Bohrungen |
|  | hohe Steilböschung | | |

Die Sohle des Ötztales lag also vor dem Bergsturz hier einige Zehner von Metern tiefer als unmittelbar nachher. Eine solche tiefere Sohlenlage des Ötztales vor dem Bergsturz wird durch Bohrprofile im Längenfelder Becken bestätigt: Die Stausee-Sedimente reichen dort mindestens bis 1056 m ü.M. hinab, am Eingang der Maurachschlucht das fein zerriebene Bergsturzmateriale wahrscheinlich sogar bis 1020 m (Klebensberg 1951, 402, 407, 411). Das fordert für die Zeit vor dem Bergsturz auch im Becken von Umhausen eine tiefere als die heutige Talsohle.

Die Erklärung für diese plötzliche hohe Aufschotterung des Beckens von Umhausen unmittelbar nach dem Bergsturz von Köfels bietet die Entstehung des Bergsturzwiels von Tumpen, auf den sich heute noch das Achbett des Beckens von Umhausen einstellt, etwas tiefer freilich als ursprünglich, denn die Ache hat sich darin schon ein Stück eingeschnitten.

Da die Ache vor dem Bergsturz von Köfels im Becken von Umhausen tiefer als heute floß, unmittelbar nach diesem Ereignis aber zu mächtiger Aufschotterung gezwungen wurde, ergibt sich der Schluß, daß der Bergsturzwiel von Tumpen gleichzeitig mit dem Bergsturz von Köfels entstand und vielleicht durch diesen ausgelöst wurde. Die Ursache des Bergsturzes von Köfels ist heute ungeklärter denn je. Der ungeheure Schlag dieses riesigen, geschlossen abfahrenden Felspaketes gegen den rechten Hang des Ötztales und die Mündungsstufe des Horlachtales dürfte die ganze nähere Umgebung erschüttert haben (über die dabei entwickelte Energie siehe Erismann, Heuberger und Preuß 1977, 78).

Somit ergab sich aus dem Bodenprofil 9 Grund für die Annahme folgender Ereigniskette:

1. Bergsturz von Köfels, gleichzeitig Bergsturz von Tumpen von der rechten Talflanke (Abele 1974, 7, 189)
2. Durch den Bergsturzwiel von Tumpen Stau und mächtige Aufschüttung im Becken von Umhausen; dabei war die Ötztaler Ache, die schuttüberladen aus dem Maurach kam, im Vorteil gegenüber den seitlichen Murkegeln, die unter postglazialen Verhältnissen kaum schneller wuchsen als heute. Immerhin macht sich der Beitrag der Seitenbäche zur Aufschotterung petrographisch in den Achschottern des Profils 9 bemerkbar, in denen nicht die Augengneise

dominieren. Die Ausläufer des Bergsturzes von Köfels, die älteren Murkegel und Halden (Engelswand bei Östen!) liegen unter dieser jungen Talverschüttung begraben.

Nachdem sich die Bergstürze der Öztalmündung und des Fernpasses (Abele 1974) als spätglazial, also älter als das Ereignis von Köfels erwiesen, rettete diese Exkursion für den Bergsturz von Köfels wenigstens einen Trabanten: den Bergsturz von Tumpen. Offen ist noch das Alter des benachbarten Bergsturzes, der von der linken Talflanke (Harmeleswand) niederfuhr, den Piburger See aufstaute und die Talstufe von Habichen ober Ötz schuf. Er besteht wie der von Tumpen aus Granodiorit.

Die Bergstürze und Bergsturzmoränen des unteren Ötztales bestimmen die heute sichtbare Sohle des unteren Ötztales und über eine weite Strecke auch die des Inntales oberhalb der Öztalmündung. Inn und Öztaler Ache haben die Basis der Bergsturzablagerungen bis heute noch nicht erreicht.

Literatur zu diesem Beitrag siehe S.45

B. DIE BÖDEN DES OBEREN INNTALES UND SEINER SEITENTÄLER

von F. SOLAR

I. Allgemeine Charakteristik

1. Die Exkursionsprofile:

Ihrer Verbreitung und dem Exkursionsthema entsprechend liegt der Schwerpunkt auf den Braunerden (Prof. 1,2,5,6,9) und auf den Gebirgsschwarzerden (Prof. 3, 4, 8, 10, 11). Die Auswahl der übrigen Profile verfolgte den Zweck, die Bodenmannigfaltigkeit des Gebietes vor allem aber die Grenzbedingungen der Braunerde- und Gebirgsschwarzerdeentwicklung darzulegen. So repräsentiert der Auboden (Prof. 7) eine verbreitete Aubodenvariante, kann aber gleichzeitig auch als Initialstadium der Gebirgsschwarzerdengese aufgefaßt werden. Der ausgewählte Podsol veranschaulicht die Bodenentwicklung auf grobkörnigem, saurem Bergsturzmaterial und steckt gleichzeitig die Grenzbedingungen der Braunerdeentwicklung ab.

Exkursorisch wurden auch Pararendsinen (Terrasse von Fiß) und Anmoore (Hochtalboden von Niederthai) vorgeführt. Mit den Pararendsinen sollte

ein anderer AC-Boden vorgeführt und zum Vergleich den Gebirgsschwarzerden gegenübergestellt werden. Der für das Verständnis der Gebirgsschwarzerden ebenso wichtige Vergleich mit den Pseudogleyen des Exkursionsraumes mußte aus Zeitgründen unterbleiben.

Schließlich wurde noch ein fossiler, schwach entwickelter verbraunter Gley vorgeführt. Er hat sich interstadial entwickelt und liegt auf der Steinach-Moräne, begraben von der Gschnitz-Moräne im Wald oberhalb Roppen.

2. Kurzcharakteristik der Bodeneinheiten und ihrer Entwicklungsbedingungen:

Die Gebirgsschwarzerden treten verbreitet auf Schwemmfächern (Prof. 3, 10, 11) und postglazialen Terrassenleisten auf (Prof. 8); weitere Gebirgsschwarzerden in vergleichbarer Position wurden auch östlich von Nauders beobachtet. Sie können aber auch in Steilhanglagen entwickelt sein, wie z.B. an der Stirn der Fißer Terrasse (Prof. 4).

Sie treten in Seehöhen von 720-1000 m und dabei in den Klimastufen a (Prof. 8) und b (Prof. 2) auf. Man findet Gebirgsschwarzerden aber auch in größeren Höhen, bis rund 1500 m (Nauders), und zwar im c- und d-Klima, sofern die Niederschlagsmengen nicht wesentlich zunehmen (z.B. 660 mm Nauders). Im c-Klima wird bei 700 mm und auf saurem Substrat eine Grenzlage erreicht (Prof. 10, 11). Umgekehrt kann die Verbraunung aber schon bei 780 mm gehemmt sein (s.u., vgl. Prof. 6).

Die Gebirgsschwarzerden haben sich aus Feinsedimentdecken auf Schutt oder Schotter entwickelt (Prof. 3, 8; 10, 11); ein Profil liegt auf Lehmzersatz der Bündner Schiefer (Prof. 4). Dem unterschiedlichen Chemismus des Substrates entsprechend wurden sie in kalkige Gebirgsschwarzerden (Prof. 3, 4, 8) und in silikatische (saure) Gebirgsschwarzerden (Prof. 10, 11) gegliedert. Die kalkigen Subtypen haben eine weit geringere Verbraunungsneigung, sie können daher als die typische Gebirgsschwarzerde gelten; dem Idealprofil am nächsten kommt Profil 8. Als wesentliche Eigenschaft kann darüber hinaus die relativ hohe Natriumsättigung gelten. Diese findet sich auch in sauren Gebirgsschwarzerden, erreicht aber in Unterböden der kalkigen Gebirgsschwarzerde Extremwerte

(Prof. 8). Als zugehöriger Komplementäreffekt tritt Magnesiummangel auf.

Die Gebirgsschwarzerden haben durchaus geringe Rohtongehalte ($R < 10/13\%$), die Schluffgehalte dagegen können sehr hoch sein. Dementsprechend können die Rohton:Schluff-Verhältnisse sehr eng werden. Die Gebirgsschwarzerden sind aber schwerer, als es ihren Rohtongehalten entspricht, weil im Abschlämmbaren aktive Kolloidkomponenten enthalten sind. Es sind lehmige und stark lehmige Sande sowie stark lehmige Schluffe. Als Ausnahmefall kann der Lehm der Bündner Schiefer gelten (Prof. 4).

Gebirgsschwarzerden sind im allgemeinen trocken (Prof. 4) oder mäßig trocken (Prof. 3,8), doch in Grenzlagen ihres Verbreitungsgebietes (Prof. 10,11) liegen Gebirgsschwarzerden mit ausgeglichenem Wasserhaushalt. Wesentlich ist, daß - teils körnungsbedingt und teils durch die Basensättigungsverhältnisse bedingt - eine Perkolationshemmung vorliegt; sowohl die engen R:Z-Quotienten als auch die mäßige bis hohe Natriumübersättigung sind dafür verantwortlich.

Die Braunerden können räumlich eng verzahnt mit den Gebirgsschwarzerden auftreten. Diese Verzahnung wird vor allem in größerer Höhenlage bzw. unter kühl-feuchteren Bedingungen beobachtet. So ist die Braunerde von der Norbert-Höhe (Prof. 2) den Mull- und Modergebirgsschwarzerden von Nauders unmittelbar benachbart. Auf der Terrassenstirn von Fiß/Ladis treten Gebirgsschwarzerden (Prof. 4) und Braunerden (Prof. 5) nebeneinander auf; die Gebirgsschwarzerden nehmen die flachen und gekappten Riedelpositionen ein, die Braunerden die flachen Muldenlagen. Sehr eng ist auch die Verzahnung auf dem Schwemmfächer von Umhausen: dort sind die Braunerden (Prof. 9) zwar generell auf den tiefgründigeren Schwemmfächer-Randbereich konzentriert; dennoch aber hängt es sehr wesentlich vom Glimmeranteil und der (subrezentem) Brunn-ädrickeit ab, ob es eine Verbraunung im Schwemmfächerzentralteil gibt und wie sie ist. Keine Verzahnung konnte in den Lagen der a-Klimastufen von Roppen und b-Klimastufen von Tösens beobachtet werden.

Dieser Sachverhalt zeigt auf, daß zwischen rund 900 und 1600 m Seehöhe eine breite Übergangszone besteht, in der Braunerden und Gebirgsschwarzerden nebeneinander auftreten können, sofern die kühleren Lagen auch relativ niederschlagsarm sind. In tieferer Lage sind die Gebirgsschwarzerden vorherrschend.

Daraus wird aber auch klar, daß die Braunerden und die Gebirgsschwarzerden über sehr ähnliche Merkmale verfügen können. Die Braunerden können sich ebenfalls aus kalkigen und aus kalkfreien Substraten entwickeln; dementsprechend liegen sie als kalkige Braunerden (Prof. 2, 5) und als silikatische (saure) Braunerden vor (Prof. 1, 9). Als Variante tritt die entkalkte Braunerde auf (Prof. 6). Die Kalkgehalte der kalkigen Braunerden sind meist geringer als jene der kalkigen Gebirgsschwarzerde; dementsprechend werden dort im pH Neutralwerte, in den Gebirgsschwarzerden aber auch schwach alkalische Werte erreicht. Analog dazu gilt, daß im Neutralbereich die Gebirgsschwarzerden, im sauren Bereich aber die Braunerden stärker natriumgesättigt sind.

Die Braunerden haben ganz ähnliche Rohtonwerte wie die Gebirgsschwarzerden, sie sind also von gleicher Bodenart. Obwohl die Rohton:Schluff-Quotienten i. a. sehr eng sind, haben die Braunerden etwas weitere R : Z-Verhältnisse als die Gebirgsschwarzerden. Dieser Sachverhalt wirkt sich sowohl auf die Perkolationsgeschwindigkeit als auch auf die Humusbeschaffenheit aus.

Sehr wesentlich unterscheiden sich die beiden Bodentypen in ihren Humusgehalten und damit auch in ihrer UK. Die Humusgehalte können sich zwar geringfügig überschneiden, im Mittel aber sind sowohl die Krümen als auch die Unterböden der Braunerden rund um das Doppelte humusreicher als jene der Gebirgsschwarzerden.

Die wesentlichen Differenzierungskriterien zwischen den beiden Bodentypen haben also Bezug auf den Wasserhaushalt: sie bedingen diesen mit (R : Z, V, H %) oder werden durch den Wasserhaushalt mitbedingt (CaCO_3 , H %). Dementsprechend ist der Wasserhaushalt der Braunerden meist ausgeglichen (Prof. 9, 6), unter gegebenen Bedingungen aber auch mäßig feucht (Prof. 1). Trockene Standorte fehlen. Mäßig trockene Braunerden treten entweder in exponierten Lagen (Prof. 5) oder in Form mittelgründiger Profile auf (Prof. 2).

Die Verbraunung ist demnach auf das engste mit einem höheren absoluten bzw. relativen Feuchteangebot, mit höherem Gehalt an organischer Substanz und mit ungehemmter Perkolationsgeschwindigkeit gekoppelt. Perkolationshemmungen können sich aus der Körnung (R : Z), der Lagerung und der Beschaffenheit der Umtauschergarnitur am Sorptionskomplex ergeben.

Verbraunung tritt i. a. nicht auf, wenn $R:Z < 0,3$ ist. Die unter diesen Bedingungen stattfindende Weiterentwicklung der Gebirgsschwarzerde ist die Verfäulung. Dementsprechend können auf schluffreichen Substraten des Exkursionsraumes, die ähnlich jenen von Tösens sind (Prof. 3), auch mäßige Pseudogleye entstehen. Man findet sie im Mittelgebirge, auf der Exkursion wurden aber diese Böden nicht vorgeführt.

Die Verbraunung ist auf verdichteten Substraten gehemmt. Ein Beispiel dafür ist Profil 6, bei dem die Chromawerte des B-Horizontes (2, bzw. 3) relativ gering sind, wenn man sie zu den Chromawerten des humoseren, aber auch farbsatteren B-Horizonts in Prof. 2 in Vergleich setzt.

Die Gebirgsschwarzerden können demnach als ein sehr labiles Produkt gelten, das sowohl durch Verbraunung als auch durch Verfäulung degradieren kann. Damit sind sie verschiedenen Pararendsinen inneralpiner Beckenlagen ähnlich. Die Relevanz der angeführten Faktoren läßt sich durch Vergleiche mit den Bildungsbedingungen benachbarter alpiner Räume erhärten.

So treten beispielsweise Pararendsinen auf dichtlagernden, natriumübersättigten Grundmoränen auf, die Neigung zur Verfäulung und zu Tagwasserstau besitzen (vgl. Mitt. ÖBG 1971, 15; 50-55). Als Endglied dieser Entwicklung resultiert der Pseudogley (vgl. Mitt. ÖBG 1972, 16; 95-97). Verbraunung und mäßige Entbasung dieses Substrates treten erst nach dessen Umlagerung ein (vgl. Mitt. ÖBG 1971, Prof. 2), außerdem ist die Verbraunung auf schluffreichen Substraten gehemmt; sie tritt nur ein, wenn der Untergrund eine hohe Permeabilität besitzt (vgl. Mitt. ÖBG 1972, 16; 95-97).

Der Auboden von Mils (Prof. 7) repräsentiert die mittelgründigen Grauen Auböden der Innauen. Daneben haben sich aber auch - meist tiefgründige - Braune Auböden entwickelt. Der Graue Auboden ist hinsichtlich seiner chemischen Merkmale (CaCO_3 , V, NaV) und der Körnung der Roppener Gebirgsschwarzerde sehr ähnlich, doch sind die Humusgehalte in der Au weit höher; die engen C:N-Verhältnisse sind besonders zu vermerken. Der Boden ist dementsprechend sorptionsaktiver.

Der Unterschied zu den übrigen Böden des a-Klimaraumes liegt im Wasserhaushalt. Sie sind infolge der Eingriffe am Inn zwar nicht mehr voll trockenfest, haben aber zumindest noch zur Zeit der Hauptschneesmelze im Sommer eine ausreichende Grundwasserversorgung.

Der Podsol vom Tauferer Berg (Prof. 12) ist nicht allein deshalb interessant, weil er die Bodenbildungen auf jüngerem Bergsturzmaterial repräsentiert und die Grenzbedingungen der Braunerdeentwicklung absteckt. Er ist auch ein interessanter Vergleichsboden für das Studium des Wasserhaushaltes und für die Beurteilung der Nährstoffdynamik "unter natürlichen Bedingungen". Sein Wasserhaushalt ist ausgeglichen-krumentrocken. Die d/e-Klimagrenzlage vermag die Bodenart trotz 800 mm Niederschlag nicht voll zu kompensieren. Die Ausgeglichenheit des Gesamtprofils resultiert aus dem Auftreten von Sickerfronten in 200 cm Tiefe.

Das wesentliche Charakteristikum der Nährstoffdynamik ist die Stoffverteilung im Profil, die das Produkt der Bioakkumulation und der stoffindividuell modifizierten Auswaschung ist. Die hohe Nährstoffanreicherung in den Krumen und die vorliegenden Nährstoffrelationen liefern Kriterien für die Beurteilung des Nährstoffzustandes auch der anderen Böden.

Der fossile Boden oberhalb Roppen ist nur schwach entwickelt und besitzt keine Horizontierung. Er tritt als schwach verlehmt, schmales Band zwischen der Stainach- und der Gschnitz-Moräne auf und ist stark mit Eisen angereichert. In diesen Horizont sind Pinusnadeln eingebettet. Im Grenzflächenbereich der beiden Moränen treten Sickerfronten auf. Er ist hydromorph zumindest überprägt.

II Bodenmerkmale und Bodeneigenheiten

1. Körnung und Bodenart:

In der Körnung überwiegt die Sandfraktion, in einzelnen Profilen (1, 2, 3, 7) aber auch der erweiterte Schluff (2-60 μ). Die Rohtongehalte reichen mehrheitlich nur bis knapp 14%. Ausnahmen bilden einerseits die vergleyte Braunerde (Prof. 1), die rund 10-20 % Rohton besitzt, und andererseits die Profile auf den anstehenden Bündner Schiefern (Prof. 4, 5). Die Kornverteilung ist Abb. 3 zu entnehmen.

Der Rohton und der erweiterte Schluff (2-60 μ) sind positiv korreliert, entsprechend: 1 Z = 0,18 R bzw. 1 R = 5,65 Z. Zum Sandgehalt sind beide negativ korreliert, entsprechend 1 Z = 1,13 S bzw. 1 R = 6,39 S. Die positive Korrelation

zwischen R und Z ist aber begrenzt und reicht nur bis zu Schluffgehalten von 55-65 % bzw. Rohtongehalten von 10-15 %. Oberhalb dieser Grenze beginnt der Bereich der positiven Korrelation zwischen Sand und Schluff bzw. der negativen Korrelation zum Rohton.

Eine wesentliche Bedeutung für die Beurteilung der Bodenart kommt vor allem im Alpin der Fraktion des Abschlämbbaren ($< 10 \mu$) zu. Die Werte streuen von 0/10-40 %. Dementsprechend sind die Böden auch um rund eine Klasse schwerer, als es den Rohtongehalten entspricht. Im Abschlämbbaren steckt ein Teil der sorptionsaktiven Kolloide. Dies geht auch daraus hervor, daß die UK und die Plastizität und Klebrigkeit mit dem Abschlämbbaren besser als mit dem Rohton übereinstimmen. Dieser Sachverhalt läßt sich im alpinen Raum immer wieder beobachten (vgl. Mitt. ÖBG 1972, 16; 102).

Ein wesentliches Charakteristikum und maßgebend für die gesamte Perkolationsdynamik ist das Rohton:Schluff-Verhältnis (Schluff im Sinne von ATTERBERG = $2 - 20 \mu$). Es ist ganz allgemein bedeutend enger als im Vorland, aber den Werten im übrigen Zentralalpin sehr ähnlich. Die R:Z-Quotienten streuen von 0,19-0,64. Sie sind in den Gebirgsschwarzerden (0,19-0,64; $m = 0,33$) im allgemeinen enger als in den Braunerden (0,29-0,64; $m = 0,41$). Sie sind aber auch beim Podsol überraschend eng (0,22-0,25).

Die R:Z-Quotienten wirken im engen Bereich perkolationshemmend und nehmen damit Einfluß auf die Entbasung und die Humus- und Stickstoffdynamik.

2. Humus:

Die Humusgehalte streuen von 0,3-19,4 %. Die Gehalte hängen zunächst von der Art des Horizontes ab, sie verändern sich aber auch generell mit der Seehöhe; durch den Grundwassereinfluß treten innerhalb vergleichbarer Lagen bedeutende Modifikationen auf.

Die Humusgehalte der unbearbeiteten Krumen (A bzw. A_1) von Braun- und Gebirgsschwarzerden liegen zwischen 5-20 %. In diesen Horizonten nehmen die Humusgehalte mit der Seehöhe am stärksten zu (0,23%/100 m). Die Bearbeitung der Krumen hat nicht allein eine Abnahme des Humus (4-6 %), sondern auch ein weit schwächeres Reagieren auf Seehöhenänderungen zur Folge (0,3%/

100 m). Für die mit der Seehöhe verbundenen Humusgehaltsänderungen scheint das Wärmeklima maßgebender als die Niederschlagsmengen zu sein; so können Böden in niederschlagsärmeren d-Klimaten humusreicher als in niederschlagsreicheren b/c-Klimaten sein (vgl. Prof. 2, 6; s.a. Prof. 3).

Die Humusgehalte der A_2 -Horizonte (1,5-10,4%) sowie der AB- und AD-Horizonte (0,9-4,6 %) liegen je nach Lage der Profile teils über und teils unter den Humuswerten der AP-Horizonte. Der seehöhenbedingte Humusanstieg dieser Horizonte nimmt eine Mittelstellung ein; er ist geringer als in den A- bzw. A_1 -Horizonten und größer als in den Ap-Horizonten (0,13%/100 m bzw. 0,06%/100 m). Die B-Horizonte können noch immer 0,5/1-2,4 % Humus besitzen. Die Humusgehalte dieser Horizonte scheinen ab etwa 1400 m Seehöhe verstärkt anzusteigen.

Der Grundwassereinfluß bedingt generell eine Humuszunahme (Prof. 1,7). Diese Zunahmen sind in den wärmeren Klimastufen zufolge erhöhter Pflanzenproduktion größer als in den kühleren. Demzufolge ist die seehöhenbedingte Humuszunahme im semiterrestrischen bzw. hydromorphen Bereich geringer als im terrestrischen. Ein Ansatzpunkt für die Beurteilung der unterschiedlichen, vom Wasserhaushalt abhängigen Produktion der organischen Substanz im a-Klima des Inntales sind die Humusgehalte der Profile 7 und 8; sie differieren um 240 %.

Da die Humusgehalte sehr wesentlich von der Seehöhe bzw. vom Klima und damit vom Wasserhaushalt abhängen, können sie auch als Differenzierungskriterien für die Bodentypen, namentlich aber für die Braun- und Gebirgsschwarzerden gelten. So liegen die Humusgehalte der Gebirgsschwarzerden zwischen 1 und 7 %, die Gehalte der Braunerden aber zwischen 1 und 10/20 %. Die Krümmenmittelwerte der Gebirgsschwarzerden liegen bei 5 %, jene der Braunerden aber bei 9,3 %; die Mittelwerte für die unmittelbar darunter angeordneten Horizonte sind 2,0 % bzw. 4,5 %. Die Braunerden sind dementsprechend humusreicher. Die Unterschiede werden allerdings geringer, wenn man den Vergleich auf den terrestrischen Bereich beschränkt; dann haben die Gebirgsschwarzerden ein Krümmenmittel von 5 %, die Braunerden aber ein Krümmenmittel von 6 %.

Die vorherrschende Humusform ist Mull. Dieser ist in den Braunerden homogener; in den B-Horizonten tritt er auch als Kryptomull auf. In den Gebirgs-

schwarzerden neigt er verstärkt zu filmförmiger Anordnung, was durch die Basensättigungsverhältnisse noch gefördert wird. Mullartiger Moder (Moder-Gebirgsschwarzerden) und Grobmoder (Podsol) wurden nur auf einzelnen skelettreichen Böden beobachtet.

Mit dem Humusgehalt ist auch der Stickstoffgehalt eng verknüpft. Die Stickstoffwerte steigen mit dem Humus an, u. zw. um rund 0,083% je 1% Humus. Der Humus wird aber trotzdem relativ stickstoffärmer, weil die C-Gehalte stärker als die N-Gehalte ansteigen. Die C : N-Quotienten werden bei Humuszunahme dementsprechend weiter.

Die Aufweitung der C : N-Quotienten erfolgt gruppenweise verschieden. Die Aufweitung ist in den N-ärmeren Proben ($N < 0,2\%$) stärker und erfolgt linear mit der Humuszunahme; der Regressionskoeffizient beträgt $\sim 3,4$. In der N-reicheren Gruppe ist der Anstieg mit H % schwächer und folgt einer flachen e-Funktion ($\exp. \sim 0,04 H$).

Die Rohton:Schluff-Quotienten modifizieren die relativen N-Verluste bei der Humusanreicherung. Die C : N-Verhältnisse werden enger, wenn sich auch die R : Z-Quotienten verengen. Die Beziehung zwischen diesen Parametern wird wiederum durch den N-Gehalt modifiziert.

Mehrheitlich besteht eine lineare Beziehung zwischen den C:N- und R:Z-Quotienten, wobei der R : Z-Koeffizient $\sim 14,8$ beträgt. Eine lineare Beziehung gilt auch für den Podsol; dort allerdings erweist sich der R : Z-Quotient wenig wirksam. Der Schluff kommt in der dritten Gruppe vermehrt zum Tragen; in dieser nimmt das C : N-Verhältnis nach einer flachen e-Funktion zu ($\exp. 1.3-R:Z$). In dieser Gruppe ist das R:Z-Verhältnis relativ weit.

3. Umtauschkapazität:

Die T-Werte haben eine sehr große Streuung (3-116 mval %). Die höchsten Werte haben jeweils die Krümen (26-116), die niedrigsten die C- bzw. D-Horizonte (3/5-19/22). Die B-Horizonte haben Werte von 17-18 mval %. Daraus geht einerseits hervor, daß als Hauptsorptionsträger der Humus auftritt und daß die Werte höher sind, als es der an $R < 2 \mu$ beurteilten Körnung zukommt.

Die Umtauschkapazität steigt mit dem Humus entsprechend einer Wurzelfunktion an. Der Anstieg kann gruppenweise stärker oder schwächer sein. Im Durchschnitt geht H mit dem Exponenten $\sim 0,6$ in die Gleichung ein. Die stärksten Abweichungen nach oben hin treten bei engen R:Z-Quotienten auf (vgl. Prof. 3). Das bedeutet ferner, daß die organische Substanz mit dem engsten C:N-Verhältnis auch die sorptionsaktivste ist.

Da sich die Böden nach dem Humusgehalt deutlich unterscheiden, gilt dies auch für die UK. Das Mittel aller Krumen liegt bei 41,3 mval. Unter dem Mittel liegen sowohl die Braunerden als auch die Gebirgsschwarzerden, weil das Mittel wesentlich von der sehr sorptionskräftigen Humusaufgabe des Podsoles bestimmt wird. Werden als Vergleich die Mittel der unmittelbar auf die Krume folgenden Horizonte herangezogen (23,2 mval %), dann liegen die Braunerden (25,5) bereits geringfügig darüber, die Gebirgsschwarzerden aber noch immer darunter (20,0); der AE des Podsoles ist dabei noch immer relativ sorptionsaktiv. Die Braunerden und Gebirgsschwarzerden unterscheiden sich an Hand der UK sehr deutlich, und zwar sowohl in den Krumen (39,8 mval% bzw. 36,0 mval%) als auch in den darunterfolgenden Horizonten (25,5 bzw. 20,0 mval%).

Analog der Humusverteilung in den Profilen nimmt auch die UK mit der Profiltiefe ab. Ausnahmen von dieser Verteilung treten auf, wenn fossile A-Horizonte vorliegen oder wenn die Sorptionsträger eine intensive Umlagerung erfahren. Letzteres trifft für den Podsol zu, wo sowohl der Humus als auch die UK nach VT IV verteilt sind und dadurch ein Minimum im AE und ein zweites Maximum im B_{sh} geschaffen wird.

4. Reaktion:

Die Böden sind nach der Reaktion sehr stark differenziert. Die pH-Werte liegen zwischen 3,2 und 8,0 (n KCl). Die Endpunkte dieser Skala bilden die Podsole und die schwach alkalische Gebirgsschwarzerde (Prof. 8). Dazwischen reihen sich die sauren Gebirgsschwarzerden und Braunerden (4,2-5,1) und die neutralen Gebirgsschwarzerden und Braunerden (6,3-7,2) samt den Auböden (7,1-7,4). Innerhalb der einzelnen Bereiche haben die Braunerden geringfügig niedrigere pH-Werte als die Gebirgsschwarzerden.

Mit zunehmender Versauerung ändert sich der pH-Verteilungstypus. In den neutralen und schwach alkalischen Böden nehmen die pH-Werte nach unten hin zu (VT I). In den sauren Böden aber tritt die stärkste Versauerung in den Horizonten unmittelbar unter den Krümen auf, woraus pH-Verteilungen nach Typus IV resultieren (Prof. 1, 12).

5. Basensättigung:

Basensättigung und Reaktion sind eng miteinander verknüpft. Die Beziehung zwischen beiden ist in der Mehrzahl linear. In Einzelfällen nimmt die Entbasung verstärkt zu, wenn während der Versauerung V-Werte von $\sim 65\%$ einmal erreicht sind; die Basensättigung strebt dann bereits bei $\text{pH} \sim 4$ gegen Null.

Die V-Werte streuen dementsprechend stark. Die Böden sind schwächst bis voll gesättigt (V 2-100). Die Reihung der Böden nach V ist analog ihrer Reihung nach pH:

Podsol (2-38) \sim saure, vergleyte Braunerde (3-6/34) < saure Braunerde, saure Gebirgsschwarzerde (39-67) < neutrale Braunerde, neutrale Gebirgsschwarzerde, Auboden (82-100).

Auch die Verteilung der V-Werte im Profil ist ein Spiegelbild der pH-Verteilung. Bei schwacher Versauerung (Prof. 3, 6) sind die Krümen stärker entbast als die Unterböden (VT II). Bei stärkerer Versauerung ($\text{pH} < 5,5$) werden die Basen (bioakkumulativ) in den Krümen angereichert und die V-Werte nehmen nach unten hin ab (VT I). Sehr starke Versauerung im Verein mit der Auswaschung führt zur verstärkten Entbasung im Profilmittelteil und zu Verteilung nach Typus IV (Prof. 12).

6. Umtauschergarnitur und Basenhaushalt:

Der Basenhaushalt ist durch charakteristisch alpine Züge ausgewiesen. Diese äußern sich am deutlichsten an Hand der individuellen Basensättigung. Die Umtauschergarnitur ist nur unter bestimmten Bedingungen in der sonst üblichen Weise $\text{Ca} \gg \text{Mg} > \text{K} > \text{Na}$ ausgelegt. Das Kalzium kann vielmehr im sauren Bereich völlig fehlen und dabei nicht allein durch den Wasserstoff, sondern auch durch eine der drei übrigen Basen substituiert sein; meist tritt Natrium an seine Stelle.

Wird demnach auf den S-Wert bezogen, so treten auf der einen Seite das Kalzium auf der anderen aber die beiden Alkalien und das Magnesium als Komplementärionen auf. Die Substitution des Kalziums erfolgt dabei in Abhängigkeit von der Entbasung bzw. dem pH.

Der Kalziumsättigungsgrad vollgesättigter Böden liegt über 80 %. Die Sättigungszustandsänderungen während der Entbasung lassen sich an Hand eines Sättigungstriagrammes verfolgen. Sie sind dort durch die mittlere Zustandsänderungskurve ausgezeichnet. Der Scheitel dieser Kurve, d. i. der Schnittpunkt mit der Alkaliäquivalent-Linie (SP), trennt zwei verschiedene Entbasungsbereiche. Im ersten, d. i. der Kurvenast oberhalb des SP, variieren AV und Mg gleichsinnig, wenn sich die Kalziumsättigung ändert. Dieser erste Entbasungsbereich ist der Bereich des Komplementärverhaltens von Kalzium auf der einen und den drei übrigen Basen auf der anderen Seite. Bei weiterer Entbasung gibt das Magnesium seinen Komplementärcharakter weitgehend auf; als Ausnahme können die Podsole gelten. Unter Extrembedingungen (Versauerung + Hydromorphismus, Prof. 1) werden CaV und MgV zu Null und die Basensättigung wird ausschließlich durch das Natrium bestritten.

Von dieser durch die mittlere Zustandsänderungskurve angezeigten Dynamik kann das Magnesium in Einzelfällen insofern abweichen, als bereits im Neutralbereich $MgV = 0$ sein kann (Prof.7). Die gesamte Entbasung kann in solchen Fällen entlang der MgV-Nulllinie erfolgen. Dabei unterscheidet sich die Mg-Dynamik des alpinen Raumes von den Normalfällen dadurch, daß es im hydromorphen Bereich nicht nur nicht zur relativen Magnesiumanreicherung kommt, sondern im Gegenteil zur Magnesiumverarmung.

a) Kalziumsättigung (CaV):

Die Kalziumsättigung reicht von 0-92 %. Die CaV-Werte der Neutralböden und der schwach sauren Böden liegt zwischen 75 und 92%. Im sauren Bereich dagegen streuen die CaV-Werte zwischen 0 und 50 % (bezogen auf T); wird jedoch nur die Basenrelation ins Auge gefaßt, dann liegen nur einzelne Proben unter $CaV = 50$ %.

Die Kalziumverarmung erfolgt gemeinsam mit der Entbasung. Die Form der Verarmung ist verschieden, je nachdem, ob nur die Basenrelationen oder

die Relationen der gesamten Umtauschergarnitur in Betracht gezogen werden. Im erstgenannten Fall (bezogen auf S) ist die CaV-Abnahme im Anfangsstadium der Entbasung bis $V \cong 50$ relativ gering und ab $V \cong 50$ stärker; dabei ist CaV eine Wurzelfunktion des Logarithmus von V. Im zweitgenannten Fall aber (bezogen auf T) folgt die Kalziumverarmung der Umkehrfunktion. Die Kalziumverarmung ist demnach im Anfangsstadium der Entbasung geringer, wenn man sie zu den Basen in Relation setzt, und stärker, wenn man die gesamte Umtauschergarnitur in Betracht zieht.

Die Kalziumsättigung der Profile nimmt i. a. nach der Tiefe hin ab. Diese Typ I-Verteilung ist im sauren Bereich am deutlichsten, weil dort Ca in den Krümen angereichert und dabei den Unterböden entnommen wird. Im stark sauren Bereich erfolgen die stärksten Kalziumentnahmen unmittelbar unter der Krüme, woraus Typ IV-Verteilungen resultieren. In einzelnen neutralen Böden (Prof. 2,7) tritt in den Krümen eine Kalziumübersättigung auf, diese wird endoperkolativ abgebaut und das Kalzium wird im Profilmittelteil angereichert. Daraus resultieren als Konträreffekt zum sauren Bereich Typus III-Verteilungen.

b) Natriumsättigung:

Die Natriumsättigung streut von 0-100 % bezogen auf S und von 0-30 % bezogen auf T. Das auf S bezogene Mittel ist rund dreimal größer ($m = 16,5$, $s = 21,8$) als das auf T bezogene Mittel ($m = 5,7$, $s = 5,6$). Die hohen Mittelwerte ergaben sich aus dem Sättigungszustand einzelner, extrem natriumgesättigter Proben; solche treten einerseits bei voller Basensättigung und andererseits bei fortgeschrittener Entbasung auf ($V < 50\%$). Die Mehrzahl der Werte liegt zwischen 3 und 5 %.

Die Natriumsättigung erfährt demnach charakteristische Veränderungen während der Entbasung. NaV-Minima treten auf bei $V \sim 65\%$ bzw. $pH \sim 5,6$. Die Werte nehmen von hier aus sowohl bei weiterer Versauerung als auch bei Aufsättigung zu. Die genaue Form der NaV-Zustandsänderung hängt davon ab, ob auf S oder auf T bezogen wird. Wird lediglich auf S bezogen, dann läßt sich die NaV-Zustandsänderung als e-Funktion beschreiben. Wird aber auf T bezogen und Natrium damit zur gesamten Umtauschergarnitur in Relation gesetzt, dann ist die Funktion eine Wellenlinie; sie hat bei $V 45\%$ ($NaV \sim 10\%$) und bei $V 100\%$

(NaV \sim 8 %) je ein Maximum und bei V 0 % und V 65 % je ein Minimum.

Auch die Natriumverteilung in den Profilen ist komplementär zum Kalzium ausgelegt. Dementsprechend ist VT III der häufigste Verteilungstypus der Natriumsättigung. Diese Verteilung ist völlig analog zum Kalzium, im sauren Bereich am deutlichsten (Prof. 1, 12). Dabei ist die Natriumsättigung der Unterböden ($m = 21,1$; $s = 23,6$) etwa sechsmal größer als die Natriumsättigung der Krumen ($m = 3,7$; $s = 0,8$). Die Differenzen zwischen den Krumen ($m = 2,6$; $s = 0,9$) und den Unterböden ($m = 6,9$; $s = 6,2$) vermindern sich auf etwa ein Drittel, wenn auf T und nicht auf S bezogen wird.

Treten Stockwerksprofile auf (Prof. 7), dann können sich auch Typ III-Verteilungen ergeben; NaV bleibt aber auch dann komplementär zum CaV ausgelegt.

Der vorliegende Natriumsättigungszustand bedeutet, daß einerseits Perkolationshemmungen und andererseits Basendisharmonien vorliegen. Letztere finden ihren Ausdruck im Magnesium- und im Kalziummangel. Natriumbedingter bzw. mitbedingter Ca- und Mg-Mangel treten im sauren Bereich auf; im Neutralbereich wird Mg-Mangel mitausgelöst.

c) Kalihaushalt:

Die Absolutwerte des austauschbaren Kali (CAL- K_2O) streuen von 0 bis 40/53 %; das Mittel liegt bei 9,6 mg%. Die Krumen (3-53 mg%) sind kalireicher als die Unterböden (0-25 mg%); in beiden ist die Streuung groß.

Die Kalisättigung steigt mit den Absolutwerten an. Dabei ist KV mehrheitlich eine Wurzelfunktion von K. Die Funktion wird durch den Humusgehalt und die UK modifiziert; deshalb ist der Anstieg der Funktion in den Unterböden stärker als in den Krumen. In sorptionsschwachen Unterböden (Prof. 7, 8) und in sauren Böden mit hoher Alkaliaffinität (Prof. 12; 9, 10) entartet die Wurzelfunktion zu einer steil ansteigenden Geraden; dort werden schon bei $K \sim 5$ Sättigungswerte von KV 10 % erreicht.

Die Kalisättigung ist, wie bei allen Basen, auch eine Funktion des V-Wertes. Ganz ähnlich wie die NaV hat auch die KV ein Minimum, wenn die Entbasung das Anfangsstadium gerade überschreitet. Dieses Minimum liegt bei $V \sim 70$ %. Die sich ergebenden Parabeläste lassen sich befriedigender als 2e-Funktionen

darstellen: die eine nimmt bei den Böden mit niedrigen NaV ihren Ausgang im Neutralbereich und reicht bis in den sauren Bereich, die zweite Funktion gilt für V 70-100 %.

Die KV-Verteilung in den Profilen hängt ab vom Kaligehalt des Substrates, vom Kalidüngungszustand, vom Basensättigungszustand und von der Kaliselektivität der Bioakkumulation. In hochgedüngten Böden dominiert erwartungsgemäß die Typ I-Verteilung (Prof. 1, 2). Hohe Kalidüngung vermag auf kalireichen Substraten mit hoher Alkaliaffinität den Substratfaktor nicht zu überprägen, so daß sich trotz Hochdüngung Typ II-Verteilungen ergeben (Prof. 8). In Böden mit starker Bioakkumulation und gleichzeitig starker Auswaschung stellt sich das Gleichgewicht in Form von Typ III-Verteilungen ein (Prof. 12).

Der Substratfaktor und der Basensättigungszustand prägen die KV-Verteilung besonders dann, wenn $K < 10$ ist. In mäßig entbasten Böden sind die Krümmen stets stärker entbast und dementsprechend schwächer kaligesättigt als die Unterböden; es resultieren daraus der VT II (Prof. 6). In Stockwerksprofilen können sowohl der VT III (Prof. 7, 10) als auch der VT IV (Prof. 9) auftreten.

Für die Pflanzenernährung sind drei Fakten maßgeblich. Zunächst ist zu beachten, daß ein gegebener Kaliabsolutgehalt zwei verschiedenen Kalisättigungsbereichen angehören kann, die sich nach pH und V wesentlich unterscheiden können. Ferner ist wesentlich, daß die Absolutgehalte eines Sättigungsbereiches in Abhängigkeit von Humus und UK stark streuen können. Schließlich sind die Möglichkeiten der negativen Komplementäreffekte im Auge zu behalten.

Der Kalihaushalt wird sowohl durch Kalimangel als auch durch Kaliüberschußsituationen ausgewiesen. Kalimangel tritt unter V 60-80 % auf; in diesem Bereich sind sowohl die Absolutgehalte (4-10 mg%) als auch die Relativgehalte (1-1,5%) gering. Zufälligerweise ist der Wasserhaushalt der in Frage stehenden Böden ausgeglichen, so daß der Mangel weniger als auf Trockenstandorten in Erscheinung tritt. Mit Kaliüberschüssen muß vor allem auf sauren Böden mit $V < 30$ % gerechnet werden; in solchen Fällen streuen die Absolutwerte zwischen 4 und 40 mg%, die Sättigung aber liegt über 5%. Die Kaliüberschußsituationen sind im sauren Bereich mit Ca- und Mg-Mangel gekoppelt.

d) Magnesiumhaushalt:

Das austauschbare Magnesium erreicht 0-71 mg %, das Mittel ist 15,6 mg% ($s = 14,5$). Die Krümmenwerte liegen mit einer Ausnahme (Prof. 6) über dem Mittel, die Unterbodenwerte aber darunter. Das hohe Ausmaß der Bioakkumulation (71 mg%) wird durch die Podsolkrume (Prof. 12) angezeigt.

Die Magnesiumsättigung hängt von einer Reihe von Faktoren ab; die beiden wesentlichsten sind der Magnesiumabsolutgehalt und der Entbasungszustand. Das Magnesium reagiert dabei ähnlich wie die beiden Alkaliionen.

Die Magnesiumsättigung steigt mit den Absolutgehalten zunächst an, gleichgültig, ob auf den S-Wert oder auf den T-Wert bezogen wird. Die Bezugspunktwahl beginnt sich erst auszuwirken, wenn $Mg > 35$ mg% ist. Darüber nimmt H stärker zu als Mg, so daß der MgV abzufallen beginnt, wenn die Gesamtrelation gerechnet wird. Da aber die übrigen Basen, namentlich das Kalzium, vom H-Anstieg stärker als das Magnesium betroffen werden, nehmen die auf den S-Wert bezogenen MgV-Werte weiter zu. Demnach kann für die Mehrzahl der Böden zumindest bis $Mg > 35$ eine einheitliche Wurzelfunktion gerechnet werden. In einzelnen sorptionsschwachen Unterböden kann auch die MgV/Mg-Funktion zur Geraden entarten; es sind dieselben Unterböden, vorwiegend des Ötztales, die auch die Entartung der KV/K-Funktion zur Geraden bewirken.

Das Komplementärverhalten des Magnesiums und des Kalziums auf der einen Seite und das differenzierte Verhalten des Magnesiums zum Wasserstoff auf der anderen bewirken, daß die Magnesiumdynamik während der Entbasung unterschiedlich beurteilt werden muß. In Relation zu den Basen allein nimmt der Magnesiumsättigungsgrad während der Entbasung mehrheitlich zu; nur in Einzelfällen wird eine Abnahme angedeutet. In Relation zur gesamten Umtauschergarnitur aber besitzt das Magnesium ein Maximum, wenn die stärkere Entbasung gerade beginnt ($V 65\%$); an diesem Punkt befinden sich Kalzium + Wasserstoff gegenüber dem Magnesium im Minimum. Bei weiterer Versauerung nimmt die MgV wegen starker HV (+NaV)-Zunahmen, bei Basensättigung aber wegen der CaV (+NaV)-Zunahmen ab; da die MgV unter $V 100\%$ stark streuen ($m=5,7$; $s=2,8$), sind die MgV-Abnahmen gegen den Vollsättigungsbereich hin nicht eindeutig.

Das austauschbare Magnesium ist durchwegs nach dem Typus I verteilt; Ausnahmen können in Stockwerksprofilen auftreten (Prof. 7, 9). Dementsprechend sind auch die Krümen stärker als die Unterböden gesättigt. In Mg-Mangelfällen aber wird das Magnesium verstärkt unmittelbar unter den Krümen entnommen, was zu VT IV führt.

Vom Standpunkt der Pflanzenernährung weisen die Böden eine Magnesium-unterversorgung auf. Die Unterversorgung ist weit häufiger eine relative als eine absolute. Die Störung des Magnesiumhaushaltes ist in erster Linie auf H, Ca und Na und in zweiter auf N und P zurückzuführen.

Eine allgemeine Unterversorgung haben alle Böden außerhalb des Ötztalles; im Ötztal wirkt sich lediglich die Versauerung aus. Besonders schwerwiegend ist der Magnesiummangel in den Braunerden von Galtür und Nauders und in der Gebirgsschwarzerde von Tösens (Prof. 1, 2, 3). In diesen Böden wird der Mangel durch unterschiedliche Komplementäreffekte ausgelöst. In Tösens stören Na und H, darüber hinaus auch P; in den übrigen Profilen stört in erster Linie das Kalzium, zuzüglich können von N und P Störeffekte ausgehen. In den Unterböden neutraler Profile gehen Störeffekte vom Kalzium und vom Natrium aus.

Gerade der Magnesiumhaushalt erfordert auch die Berücksichtigung der Unterböden, die meist niedrige Absolutgehalte aufweisen. Die daraus resultierenden geringen Sättigungen werden durch die Alkalizunahmen und im Neutralbereich auch durch Kalziumzunahmen weiter gedrückt.

Der Magnesiummangel ist weitgehend naturbedingt. Anthropogene Störeffekte gehen in erster Linie von der N- und P-Überdüngung und erst in zweiter von der K-Überdüngung aus.

Die Mg-Absolutgehalte steigen mit den N-Gehalten linear an. Sie steigen zunächst auch mit den P-Werten an, jedoch nicht linear und nur bis zu bestimmten P-Gehalten. Die Sättigung aber nimmt sowohl mit N als auch mit P ab. Aus den sich ergebenden Kurven läßt sich der Punkt der Überdüngung deutlich erkennen.

Weil zwar die übrigen Basen, nicht aber der Wasserstoff mit N stärker zunehmen als das Magnesium, ergibt sich ein genereller MgV-Abfall mit steigendem N, wenn auf den S-Wert bezogen wird, und andererseits ein MgV-Maxi-

mum bei $\sim 0,15\%$ N, wenn auf den T-Wert bezogen wird. Bei sehr hohen Stickstoffgehalten ($N \approx 0,65\%$) kann die MgV mit N wieder ansteigen. Da die MgV sowohl mit der Entbasung als auch mit dem Humusgehalt zunimmt, nimmt die MgV auch mit dem C:N-Verhältnis zu. Die Zunahmen gelten für den gesamten C:N-Bereich, wenn nur die Basen in Betracht gezogen werden; unter Berücksichtigung der potentiellen Azidität aber tritt ein Maximum bei $C:N \sim 1$, von da an weiter jedoch ein Abfall auf. Der Einsatz der Stickstoffdüngung wird demnach disharmonisch, wenn unter $N > 0,15$ nicht auch Magnesium zuge düngt wird.

Ganz ähnliche Zusammenhänge bestehen auch zwischen dem Magnesium- und dem Phosphathaushalt.

7. Phosphathaushalt:

Die Phosphatgehalte ($CAL-P_2O_5$) liegen zwischen 1 und 52 mg%, das Mittel ist 9,4 mg% ($s=11,2$). Die Krümen haben 4-52 mg% ($m=20$; $s=15$), die Unterböden 1-26 mg% ($m=5,4$; $s=5,97$). Die z.T. hohen P-Spiegel der Unterböden zeigen, daß für den P-Zustand der Böden und seine starke Differenzierung nicht allein der anthropogene Faktor maßgeblich ist.

Das Phosphat ist überwiegend nach Typ I verteilt. Die Abnahmen von den Krümen zu den Unterböden sind meist sehr sprunghaft; eine Ausnahme stellt diesbezüglich die vergleyte Braunerde von Galtür dar (Prof. 1). Auf phosphatarmen, ungedüngten Böden (Prof. 12) resultieren daraus Typ IV-Verteilungen; diese ergeben sich aus der Verarmung der Eluvialhorizonte durch Bioakkumulation und durch Auswaschung in die B_{hs} -Horizonte. Der P-Gehalt der Krümen (23 mg%) spiegelt den P-Bedarf wider und beleuchtet auch die unter "natürlichen Bedingungen" auftretenden Nährstoffrelationen.

Der Raum ist nach den P-Gehalten differenziert. Das Ötztal ist generell phosphatarm. Die Unterversorgung verschiedener Krümen wird dadurch gemildert, daß selbst in Extremfällen (Prof. 10) das Solum noch rund 300 kg P_2O_5/ha besitzt. Die Unterversorgung kann durch maßvolle Entzugsdüngung behoben werden. Gravierender erscheinen in diesem Raum Disharmonien, die bei P-Überdüngung vor allem im Bezug auf das Magnesium auftreten können.

Die Beziehung zwischen den P- und Mg-Absolutgehalten ist durch ein aus-

geprägtes Maximum ausgewiesen; dieses Maximum kann in Abhängigkeit von verschiedenen Modifikationsfaktoren von 5–22 mg% P_2O_5 gleiten. Die Lage des Maximums hängt ab vom pH bzw. vom Entbasungsgrad, von den Mg-Reserven des Bodens und vom Grad der Bioakkumulation. Die Kurven steigen im sauren Bereich steiler als im Neutralbereich an. Aus der Lage der Maxima ist zu entnehmen, wie weit P unter verschiedenen Bedingungen aufgedüngt werden kann, ohne daß die absolute Mg-Versorgung gestört wird.

Die relative Mg-Versorgung reagiert weit empfindlicher auf P-Zunahmen als die absolute.

Da die übrigen Basen, vor allem die Alkalien, mit P ansteigen können, fällt die MgV (bezogen auf den S-Wert) mit steigendem P-Gehalt kontinuierlich ab. Dabei unterschreiten die möglichen MgV-Höchstwerte bei $P_2O_5 \sim 7,5, \sim 15, \sim 22$ den ersten, zweiten und dritten kritischen Punkt; in der Mehrzahl der Fälle werden diese schon viel früher unterschritten. In Relation zur gesamten Umtauschergarnitur beginnen die möglichen MgV-Maximalwerte erst bei $P_2O_5 \sim 15$ abzufallen. Dieser Sachverhalt zeigt, daß die Phosphatdüngung in allen Fällen mit der Magnesiumdüngung gekoppelt werden soll.

8. Wasserhaushalt:

Infolge der Beschaffenheit der bodeneigenen Wasserhaushaltsparameter (Schwere, Gründigkeit, z.T. Humus) und infolge der herrschenden Klimaverhältnisse ist der Wasserhaushalt vorwiegend im trockenen Ast angesiedelt. Es dominieren trockene (Prof. 4) und mäßig trockene Böden (Prof. 2, 3, 5, 7, 8). Nur drei Böden haben einen ausgeglichenen Wasserhaushalt (Prof. 6, 9, 10); ein weiterer, ebenfalls insgesamt ausgeglichener Boden ist krumentrocken (Prof. 12). Böden feuchten Charakters sind nur untergeordnet vertreten; dazu zählt die mäßig feuchte Braunerde von Galtür (Prof. 1). Auf Schwemmfächern kann örtliche Wechselfeuchtigkeit auftreten (Prof. 11).

Diese Differenzierung ist weniger häufig auf Unterschiede in den bodeneigenen Merkmalen als auf Unterschiede in den allgemeinen Standortmerkmalen zurückzuführen. Die den Wasserhaushalt bestimmenden Bodenmerkmale sind zu wenig differenziert, um die großen allgemeinen Standortunterschiede zu

überprägen. In solchen Fällen wird der Wasserhaushalt maßgeblich von der Lage und dem Relief und den Klimaverhältnissen geprägt. Auf Grund bodeneigener Merkmale wurden der örtlich wechselfeuchte Wasserhaushalt und der ausgeglichene bis krumentrockene Wasserhaushalt sowie mit Einschränkung auch der mäßig feuchte Wasserhaushalt festgelegt.

Die klimabedingten Wasserhaushaltsstufen sind im Niederschlag/Temperatur-Diagramm als getrepte Linien dargestellt. Der getrepte Grenzverlauf zeigt die von Wärmeklima zu Wärmeklima variierende Regenwirksamkeit. Die wesentlichen Wirksamkeitsänderungsbereiche sind durch mehr oder minder deutliche Scheitel- und Wendepunkte ausgewiesen. Die Deutlichkeit der Änderungen nimmt mit steigender Feuchtigkeit ab. Die ausgeschiedenen Felder beziehen sich auf ebene bis mäßig geneigte Lagen.

700 mm im guten b-Klima markieren einen Punkt, der für die Grenzziehung zwischen ausgeglichenen und mäßig trockenen Böden wesentlich ist. Gegen das d-Klima hin nimmt die Regenwirksamkeit steil zu, gegen das a-Klima hin aber steil ab. Ein Minus von rund 40 mm genügt im d-Klima, um den Wasserhaushalt vergleichbarer Böden ausgeglichen zu gestalten. Im a-Klima dagegen trifft dies erst zu, wenn die Niederschlagsmengen 1000 mm übersteigen.

Dieser Sachverhalt veranschaulicht, daß die Mehrzahl der Böden in den a- und b-Klimastufen des Oberinntales mäßig trocken ist. Auch die leichten Auböden sind infolge der starken Grundwasserschwankungen nicht voll trockenfest. Ausgeglichen wird der Wasserhaushalt erst im c-Klima, sofern die Böden tiefgründig genug und nicht exponiert sind (Prof. 6, 9, 10). Mittelgründige Böden können aber noch im d-Klima mäßig trocken sein, wenn die Niederschlagsmengen unter 700 mm liegen (Prof. 2).

Böden mit ausgeglichenem Wasserhaushalt sind auf die c- und d-Klimate konzentriert. An der b/c-Klimagrenze reichen 780 mm Regen gerade noch aus, um den Wasserhaushalt auf tiefgründigen Böden ausgeglichen zu halten (Prof. 6). Umgekehrt reichen im c-Klima des Ötztals 700 mm gerade noch, um den Wasserhaushalt mittelgründiger Böden ausgeglichen zu gestalten (Prof. 10).

Der ausgeglichene Wasserhaushalt schlägt gegen mäßig feucht um, wenn an der d/e-Klimagrenze 950 mm Regen fallen. Diese Grenze ist für leichte Böden

relevant und verschiebt sich mit der Bodenschwere. Auf sehr leichten Böden reichen 800 mm nicht, um Krumentrockenheit zu verhindern (Prof. 12).

Mäßiger Grundwassereinfluß wird im c-Klima deutlich übersteuert (Prof. 1). Diese Übersteuerung wirkt sich profilmorphologisch nur in verstärkter Humusperkolation aus, nicht aber in einer verstärkten Vergleyung; sie engt auch nicht den staufreien Bodenraum ein. Die Auswirkung wird in erster Linie am Bestand deutlich. Die Übersteuerung beträgt, gemessen an schwach vergleyten Braunerden der a-Klimate eine volle Wasserhaushaltsstufe und kann diese, örtlich eng begrenzt, auch übersteigen.

Generalisierend kann gelten, daß die wärme-klimatische Modifikation und Übersteuerung des Regenklimas mit dem c-Klima beginnt und im allgemeinen, bezogen auf vergleichbare Böden des a-Klimate, rund eine Wasserhaushaltsstufe beträgt. Dies trifft jedoch nicht zu, auch nicht im d-Klima, wenn die jährlichen Niederschlagsmengen unter 700 mm bleiben.

Der Wasserhaushalt ist für die Bodenwirtschaft des Nordtiroler Trockenraumes ein begrenzender Faktor. Seine Regulierung ist vor allem im Hinblick auf eine ertragsreiche Grünlandwirtschaft wesentlich. Die Regulierung wurde und wird z.T. noch durch Grabenbewässerung besorgt (Waale); sie ist die typische Bewässerungsform von Schwemmfächerlagen. Gegenwärtig sind an verschiedenen Orten Umstellungen auf Beregnungsanlagen in Gang.

III. Zusammenfassung

Im oberen Inntal, im Paznauntal und im Ötztal haben sich unter verschiedenen endo- und exogenen Bedingungen postglazial verschiedene Böden entwickelt. Sie sind ein interessantes und bedeutendes Objekt für das Studium verschiedener Bodenbildungs- und Standortbedingungen unter dem besonderen Aspekt inneralpiner Trockenlagen.

Der Raum ist als höhenmäßig breit angelegte Übergangszone von den AC- zu den ABC-Böden aufzufassen. Das pedogenetische Kernproblem stellen die Gebirgsschwarzerden. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt in den a- und b-Klimaten unterhalb 950m Seehöhe. In den höhergelegenen Lagen entwickeln sich bevorzugt Braunerden. Die Hauptdifferenzierungskriterien der beiden Bodentypen sind der

Wasserhaushalt und alle Merkmale, die ihn prägen oder von ihm geprägt werden. Die Gebirgsschwarzerden degradieren sowohl durch Verbraunung als auch durch Verfählung. Ihre Abgrenzung gegen Pararendsinen ist nicht problemlos.

Die Bodenmerkmale und -eigenschaften haben typisch alpine Züge. Die resultierenden standortskundlichen Kernprobleme sind der Wasser- und der Nährstoffhaushalt.

Die tiefergelegenen und landwirtschaftlich intensiv genutzten Böden der a- und b-Klimate sind überwiegend mäßig trocken. Der Wasserhaushalt beginnt in der Regel erst mit dem c-Klima ausgeglichen zu werden. Die geringen Niederschläge können in bestimmtem Umfang durch das Wärmeklima kompensiert und übersteuert werden. Die Böden sind weitgehend beregnungsbedürftig. Die Lösung des Wasserhaushaltsproblems ist nicht allein in den wärmeren, sondern vor allem auch in den kühleren Lagen von Wichtigkeit.

Der Nährstoffhaushalt ist durch große Unterschiede in der Reaktion und Basensättigung, durch wechselnd hohe Nährstoffmengen und durch Basen- und Nährstoffdisharmonien gekennzeichnet.

Der Basenhaushalt ist durch das ausgeprägte Komplementärverhalten des Kalziums zu den übrigen Basen charakterisiert. Disharmonische Entwicklungen ergeben sich während der Entbasung. Hydromorphismus verstärkt den alpinen Charakter, namentlich im Hinblick auf das Magnesium.

Das bodenwirtschaftliche Hauptproblem ist die Magnesium-Unterversorgung, die vor allem auf Böden mit intensiver Stallmistdüngung zum Ausdruck kommt. Die Unterversorgung ist in der relativen Form gravierender als in der absoluten. Unterversorgt sind vor allem die Grünlandstandorte. Der Mangel an Stickstoff und Phosphat wird bei Überschreitung gewisser Grenzwerte kritisch.

Kalziummangel tritt nur auf den sauren Böden auf. Er ist aber i. a. geringer als der Magnesiummangel. In Extremfällen müssen außergewöhnlich hohe Magnesium- und Kalziummengen aufgewendet werden.

Soll z. B. im Extremfall Galtür (Prof. 1) die Basensättigung nur auf V 50% erhöht werden, dann sind auf die Tiefe von 20 cm bereits 8300 kg Kalzium und 870 kg Magnesium erforderlich. Wird eine Volloptimierung dieser Tiefe ins Auge gefaßt, dann werden 15.000 kg Kalzium und 1600 kg Magnesium gebraucht. Soll das gesamte Solum nur auf V 50 % harmonisch aufgedüngt werden, dann wird die riesige Menge von 36.000 kg Kalzium und 3700 kg Magnesium je ha benötigt.

Das Nährstoffdishermonitatsproblem ergibt sich einerseits aus der beschränkten Menge der natürlichen Reserven und andererseits auch aus dem hohen Anfall betriebseigener Dünger. Dieses Problem ist besonders auf hofnahen Flächen akut und kommt vor allem dort zum Tragen, wo durch Jahrhunderte Bergmahderwirtschaft betrieben wurde.

Literatur zur Gletscher- und Landschaftsgeschichte von H. HEUBERGER:

- ABELE, G.: (1974), Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen; Wiss. Alpenvereinshefte 25, 230 S.
- AMPFERER, O.: (1902), Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges; Verhandl. d. Geol. Reichsanstalt, 170-180
- ASCHER, H.: (1952), Neuer Sachbestand und neue Erkenntnisse über das Bergsturzgebiet von Köfels (nach Befunden im Taststollen, welcher ins Horlachtal vorgetrieben wurde); Geologie u. Bauwesen 19, 128-134
- ERISMANN, Th., HEUBERGER, H. u. PREUSS, E.: (1977), Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz - "Friktionit"; Tschermaks Min. u. Petr. Mitt. 24, 67-119
- GWINNER, M.P.: (1971), Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik; Stuttgart (Schweizerbart), 477 S.
- HEINISCH, H. u. SCHMIDT, K.: (1976), Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen; Geol. Rundschau 65/2
- HEUBERGER, H.: (1966), Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain- und Ötztal; Wiss. Alpenvereinshefte 20, 126 Seiten
- (1968a), Die otztalmundung; Veröff. d. Univ. Innsbruck 1, Alpenkndl. Studien 1 (Festschrift H. Kinzl), 53-90
- (1968b), Die Alpengletscher im Spät- u. Postglazial; Eiszeitalter und Gegenwart 19, 270-275
- (1975), Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, kultur-geographische Gliederung. Innsbrucker Geogr. Studien 2, 213-249

- KLEBELSBERG von, R.: (1935), Geologie von Tirol; Berlin (Gebr. Borntraeger), 872 Seiten
 (1951), Das Becken von Längenfeld im Ötztal. Ein Beispiel für: Geologie und Kraftwerksplanung; Schlern-Schriften 77, 399-422
- PATZELT, G.: (1972), Die spätglazialen Stadien und postglaziale Schwankungen von Ostalpengletschern; Berichte d.Deutsch.Botan.Ges.85, 47-57
 (1975), Unterinntal-Zillertal-Pinzgau-Kitzbüchel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung; Innsbrucker Geogr. Studien 2, 309-329
- PENCK, A.: (1925), Der postglaziale Vulkan von Köfels im Ötztale; Preuß. Ak. d. Wiss.; Sitzungsber. 12, 218-225
- PREUSS, E.: (1971), Über den Bimsstein von Köfels/Tirol; Fortschritte Min. 49, Beiheft 1, 70
 (1974), Der Bimsstein von Köfels im Ötztal/Tirol. Die Reibungsschmelze eines Bergsturzes; Jahrb.d.Ver. zum Schutze d.Alpenpflanzen und -tiere, München, 39, 85-95
- PURTSCHELLER, F.: (1971), Ötztaler und Stubai Alpen; Sammlung geol. Führer 53. Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger), 111 Seiten
- SCHWARZ, R.: (1963), Muren und Murschäden im Ötztal; Schlern-Schriften 229, 55-63
- SIMON, W.: (1975), Bimsstein zwischen Gneistrümmern im Ötztal. Der Aufschluß 26, 161-168
- STORZER, D., HORN, P. and KLEINMANN, B.: (1971), The age and the origin of Köfels structure, Austria; Earth and Planetary Science Letters 12, 238-244
- TRIENTL, A.: (1895), Die Bimssteine von Köfels; Tiroler Landeszeitung (Imst), Jg. 1895, Nr. 50, 6.

BEITRÄGE ZUR KENNTNIS DER BODENLANDSCHAFTEN DES NORDBURGENLANDES

Vorwort

Die Jahresexkursion der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft führte am 15. und 16. September 1976 in das Nordburgenland. Zur Kenntnis der Böden dieses Raumes wurde in den beiden letzten Jahrzehnten vor allem von Mitarbeitern des Institutes für Bodenforschung und Baugologie an der Universität für Bodenkultur, von der amtlichen Österr. Bodenschätzung und von der Bundesanstalt für Bodenkartierung und Bodenwirtschaft Wesentliches beigetragen. Die schon vorliegenden Unterlagen wurden zum Zwecke der Vorbereitung der Exkursion durch eine Reihe von Vorexkursionen ergänzt, die wie auch bei früheren Exkursionen der Ö.B.G. in enger Zusammenarbeit zwischen den drei genannten Institutionen durchgeführt wurden. Die nachstehend veröffentlichten 5 Beiträge fassen, auf älteren Untersuchungen aufbauend, das bei der Exkursion gewonnene Bild von den besuchten Bodenlandschaften zusammen.

Die Exkursionsroute ist auf der nachstehenden Übersichtskarte eingetragen.

H. FRANZ

PROBLEME DER GEOLOGIE DES BURGENLÄNDISCHEN SEEWINKELS

von A. BERNHAUSER, Wien

Bekanntlich ist der Burgenländische Seewinkel Teil eines umfangreichen Senkungsfeldes, das u. a. das Wiener Becken und die Kleine ungarische Tiefebene umfaßt. Diese Gruppe von Becken entstand durch den Einbruch von Teilen des Alpen-Karpathenbogens. - Halten wir uns an die Interpretation der Großtektonik von Wunderlich (1975, S 281ff.), so müssen wir die Beckengruppe als abgesenktes "Auge" einer Randzyklone zur "Alpen-Apennin-Zyklone" auffassen. (Wunderlich deutet Faltengebirgsbogen als großräumige thermische Ausgleichsstrukturen, welche in ihrer Form und Dynamik am ehesten mit Tiefdruckgebieten vergleichbar sind, wenn sich der Bewegungsablauf auch auf wesentlich andere Zeiträume erstreckt.)

Sicher ist, daß das unter dem Seewinkel liegende Grundgebirge Hochgebirgscharakter hat, dessen Hauptzüge heute nicht nur in der Mächtigkeit der tertiären Beckenfüllung, sondern auch in Andeutungen in der Oberflächenmorphologie erkennbar sind. So entsprechen die Synklinen (Kapuvarer und Illmitzer S.) den Talzügen, die (Nickelsdorfer- und Andauer-) Antiklinalzüge den Bergzügen (dies u. ff. Tauber 1959). Durch Nachsacken der aufgelagerten Lockersedimente entsteht z. T. der flachwellige Charakter des Großraumes. Tauber (ibid.) führt auch die SE-Schrägstellung der Parndorfer Platte mit gutem Grund auf die Tektonik zurück, scheint doch der ganze Tertiärsockel mit auflagerndem Schotterkörper in die Illmitzer Synklinale zu kippen, wobei die tatsächliche Schrägstellung durch die von N-S rasch an Mächtigkeit zunehmende Schotterkappe noch etwas verschleiert wird.

Ebenso ist das Abkippen des Leithafeldes in die Zurndorf-Gattendorfer Niederung von der Straße Gattendorf-Kittsee mit freiem Auge deutlich erkennbar. Auch hier scheint eine leichte NW-SE-Verstellung vorzuliegen. Dazu passen auch die Beobachtungen, die Verf. (1962/63) im Raum Kittsee machen konnte. Im Ganzen scheint ein NW-SE-Abkippen des Großraumes gegen einen Schwerpunkt in dem Bereich zwischen Moson-Magyaróvár und Győr, mithin gegen die Große Schüttinsel vorzuliegen.

Der von uns betrachtete Raum wird durch den Ruster Höhenzug und das Leithagebirge vom inneralpinen Wiener Becken getrennt. Diese von Tauber (ibid.) als Horste des abgesenkten Gebirgsbogens aufgefaßten Randgebirge sind beiderseits von Bruchlinien begrenzt, von welchen diejenige zwischen dem Ruster Höhenzug und dem Seebecken eine Sprunghöhe von ca. 800 m aufweist. Daraus könnte man, selbst unter Berücksichtigung einer Hebung des Horstes die Hypothese ableiten, daß das heutige Seebecken zu Beginn der ältestquartären Schotterablagerungen noch höher lag als die Parndorfer Platte. Setzt man die Eiszeit nur mit 1 Million Jahre an und stellt sich die Bewegung kontinuierlich vor, so wäre das ein relativer Betrag von 0,8 mm/Jahr. Nun erfolgt aber die Absenkung dieses Gebietes zweifellos schon seit dem ausklingenden Tertiär. Das Ausdünnen der Schotter der Niederterrasse (Würm II - post-parndorf) am östlichen Seeufer und ihr schließliches Auskeilen wird generell so erklärt: das heutige Seebecken sei zur Zeit der Schotterablagerungen noch über dem Niveau der Einsedimentierung gelegen (ad Würm e.g. Tauber ibid.).

Die Annahme erspart es zweifellos, nach den Spuren eines Donauarmes zu suchen, der um die Parndorfer Platte weit ausgreifend die hier fehlenden Schotter ausgeräumt hätte, wie es Hassinger (1905) seinerzeit annahm. Da die "jungen" Seewinkelschotter, wie schon Szadeczky-Kardoss (1938) feststellte, von Moson bis zum Ostufer des Neusiedlersees praktisch ident durchziehen, andererseits Frasl (1961) durch Schwermineralanalysen unter dem Würmschotter im Bereich des Apetloner Püspöckhofes Riß nachweisen konnte (Gänserndorfer- unter Praterterrasse), ergibt sich zwangsläufig folgender Ablauf der Sedimentgeschichte: Die neuerliche Absenkung des Beckens nach der Verlandung des oberpannonen Süßwassersees begann etwa im Gebiet der großen Schüttinsel und schritt allmählich nach NE und SW fort. Diese Bewegung erzwang nicht nur eine NE-Verlegung des Donaubettes, sie verhinderte auch über weite Strecken jede "klassische" Terrassenbildung. Im Beckenraum liegen sehr häufig die jüngsten Schotter am höchsten und bedecken die älteren. Hier fehlen natürlich auch Tertiärsockel.

Wir haben hier eine "broadening-river-Landschaft" der periglazialen Donau, die in ein immer breiteres und tieferes Becken viele Kubikkilometer alpinen

Moränenschuttetes einsedimentierte. Dabei dürfte sich die Beckenquerachse stetig von NW nach SE verschoben haben, vielleicht in Zusammenhang mit der Anlage eines rautenförmigen Bruchsystems, ähnlich wie es Schaffer (1951) von der Böhmisches Masse berichtet. Man kann sich mühelos vorstellen, daß ein staffelartiges Rückbrechen gegen die Beckenränder, also im W gegen die Grenze zum inneralpinen Wiener Becken (i. e. Ruster Höhenzug und Leithagebirge) das jetzt, d. h. postglazial, ein anderes tektonisches Schicksal erfährt als das Kis Alföld - die Kleine ungarische Tiefebene - den Schüttungsraum ständig erweiterte. Dabei stieg selbstverständlich die Flächenausdehnung des Beckens analog.

Die beiden jüngsten Brüche - oder besser - Bündel von eng benachbarten Bruchlinien, dürften der Mönchhofer und der Neusiedler Bruch sein. Wobei der mindestens bis ins Daz-Levantin aktive Mönchhofer Bruch nach Ansicht von Tauber (1959) die gänzzzeitlichen Schotter der Parndorfer Platte nicht mehr stört.

Der jüngste und äußerst wahrscheinlich heute noch aktive besteht aus dem Ruster Randbruch und dem (vielleicht identen) Neusiedler Bruch (einschließlich des von H. Schmidt anlässlich der Leithagebirgsexkursion am 9.6.1963 vorgestellten antithetischen Bruchpaares zwischen Schützen und Jois). Verf. (1967) konnte die Fortsetzung des Neusiedler Bruchsystemes anhand einer Sedimentgrenze zwischen Löß und Schottern N von Neusiedl fixieren. Er ist der Ansicht, daß der Bruch, knapp westlich der Straße Gattendorf-Kittsee vorbeiziehend, in der ebenfalls mit bodenkundlichen Mitteln festgestellten Gruppe von Brüchen W von Kittsee (Verf. 1962/63) weiterstreichend wahrscheinlich die Donau überquert. Vielleicht kann in absehbarer Zeit entschieden werden, ob er in der von Banacký (1965) erwähnten Bruchlinie zwischen den Kleinen Karpathen und der Niederung Záhorská nížina (der slowakische Abschnitt der Marchniederung) seine Fortsetzung findet. Er wäre dann einer der wichtigsten Linien der posttertiären Tektonik. An dieser Störung kippen (u. ff. werden nur die Verhältnisse S der Donau besprochen) sowohl das Leithafeld als auch die vom Verf. (1962/63) beschriebene Terrassengruppe gegen das Tief des Senkungsfeldes. Im Bereich der Parndorfer Platte ist der Bruch oberflächlich nur anhand der niveaugleich aneinanderstoßenden Bodentypen zu fixieren. Möglicherweise entspricht dem Schwe-reanomalieplus, das Tauber (1959) mitteilt, E Parndorf ein kleiner Horst im

Grundgebirge, durch den die Parndorfer Platte als Rest einer viel größeren Schotterflur erhalten blieb.

Dafür, daß die tektonische Absenkung am Ruster Randbruch noch heute anhält spricht u.a. der von Tauber (1964/65) besprochene Grundwasserstrom von der Donauflur in Richtung Seebecken. Weiters weist Tauber (ibid.) darauf hin, daß entlang der Bruchlinien mineralisierte Tiefenwässer (conate water, i.e. im Tertiär zwischen den Sedimentkörnern zurückgebliebenes Meerwasser) aufsteigen, die unterwegs chemische Umwandlungen durchmachen. Verf. (1962/63) betrachtet dies als den Schlüssel zur Salzbodenentstehung im Seewinkel. Durch das Niederschlagsdefizit, verbunden mit der Abflußlosigkeit des Raumes, können Salze, die in der mittleren Verdunstungszone des Grundwassers ausfallen, nicht ausgewaschen werden und bilden einen von der geologischen Entstehung des jeweiligen Sedimentes unabhängigen "salzführenden Horizont", analog zu den "Kittrauden" einer durch Temperatúrausfällung entstandenen Kalkausscheidungszone im Wr. Neustädter Steinfeld.

Wo das "gespannte" (d.h. unter Druck stehende) Tiefenwasser die Reliefoberfläche erreicht, bilden sich Lacken, die je nach Schüttung temporär oder perennierend sind.

Verf. (1961/62) hat Lacken in Strömungsrinnen (wie sie auch aus dem heutigen Neusiedlersee bekannt sind) zwischen den (älteren) Seedämmen mit N-S gerichteter Längsachse, Lacken ohne deutliche Achsenordnung in der "Älteren Verlandungszone", der Zone der "Stillwasserverlandung" und in die Paratschernoseme der prae-paudorf Schotterkegel eingesenkte Lacken unterschieden. Die Lacken mit deutlicher Achsenausrichtung liegen sicher in den schon von Tauber (1959) erwähnten Nachsackungsmulden in den Lockersedimenten über dem Relief des Grundgebirges. Da die Nachsackungen unregelmäßig erfolgen dürften, und zwar - bei gleicher Korngröße - um so stärker, je leichter das conate water ausgepreßt werden kann, entstehen keine langgestreckten Seen, sondern relativ kleine, unregelmäßig geformte Lacken, die wohl von höheren Landstreifen voneinander getrennt werden, aber meist flach ausstreichen (z.B. Fuchslochlacke). Für eine dritte Gruppe von Lacken (z.B. Darscho) scheint auf Grund der SE-Uferwälle die von Riedl (1964/65) vermutete Entstehung aus Toteiskörpern möglich.

Sauerzopf (1959 a) konnte anhand von Strandterrassen am Ruster Höhenzug nachweisen, daß der höchste Seespiegelstand 5 m über dem heutigen Niveau lag. Diese 120 m Linie ist gleichzeitig E des Seebeckens, wie Verf. im Gelände immer wieder beobachten konnte, die praktische Obergrenze der Salzbodenbildung. Es scheint das höchste Oberflächenniveau zu sein, das mineralisierte Tiefenwässer in diesem Raum jemals erreicht haben. Bezeichnenderweise gibt es tiefer als 120 m auch kaum echte Löss, sondern kalkreiche, hellgelbe Aulehme auf alkalischem Untergrund, die man cum grano salis unter der Sammelbezeichnung "Schwemmlösse" grob zusammenfassen oder, besser ausgedrückt, oberflächlich beschreiben könnte. Verf. hat hier in Anlehnung an Fink (1960) die Bezeichnung "Tschernosem aus Aulehm" - als Spezifizierung des Komplexes "Tschernosem auf (früh) trockengefallenen Niederterrassen" - oder die allgemeinere Bezeichnung "trockengefallener schwarzerdeähnlicher Auboden" verwendet. Diese Bodenbildungen sind weitverbreitet, z.B. im Bereich der Nickelsdorfer Antiklinale von Apetlon über Frauenkirchen-St. Andrä bis Halbthurn.

In Nachsackungszonen, die nicht mehr ins (gleitend ineinander übergehende) Lacken-Solontschakniveau absinken, herrschen anmoorige Auböden auf Seeton oder Seekreide als Kryptosalzböden vor (z.B. Golser Mulde, Zitzmannsdorfer Wiesen u.a.).

Der See selbst und der Hanság liegen lt. Tauber (1959) über einer begrabenen Depression des kristallinen Grundgebirges, also in einer Nachsackungszone. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der wechselnde Seeumriß, wie Sauerzopf (1959 b) mitgeteilt hat, auf unregelmäßige Nachsackungen der Muldenfüllung (zumindest teilweise) zurückzuführen ist.

Eine weitere Frage, die hier nur kurz gestreift werden soll, betrifft die Frage der Schotter. Franz (1976) konnte anlässlich der Exkursion der Österr. Bodenkundlichen Gesellschaft am 17./18. Sept. 1976 in einer Schottergrube nächst der Straße Gattendorf-Kittsee Driftblöcke (gekritzelt, aber nicht deutlich poliert) bis zu Kubikmetergröße vorstellen, die auf Grund ihres Erhaltungszustandes synchron mit dem Schotterkörper abgelagert wurden und "primär" liegen. An anderen Stellen, z.B. in der verfallenen Schottergrube beim Sportplatz von Zurndorf, sind die derzeit sichtbaren Driftblöcke deutlich kleiner, mit glatter Ober-

fläche und so stark aufgemürbt, daß man schon von "Gerölleichen" sprechen kann. Sie sind sicher Bestandteile umgelagerter Schotterkörper und liegen hier "sekundär" eingebettet in deutlich jüngeres Material.

Es muß also damit gerechnet werden, daß sedimentgeschichtlich gleich alte Schotterkörper im Bereich Parndorf-Zurndorf-Nickelsdorf-Prellenkirchen durchaus heterogen zusammengesetzt sein können. Ihre Ablagerung durch die Donau steht aber außer Zweifel.

Anders verhält es sich mit den Schottern S der Parndorfer Platte. Schon Schaffer (1951) hat angenommen, daß im Altquartär ein Vorläufer der Pitten zum Neusiedler See floß, und neuerdings hat Fuchs (1974) die Vermutung ausgesprochen, ein Teil der Seewinkelschotter stamme von der Raab. Das würde bedeuten, daß die Querachse des Senkungsfeldes eine S-Verschiebung mitgemacht hat und die beiden Flußläufe dadurch entsprechend in ihren heutigen, immerhin sehr stark geschwungenen Lauf gedrängt wurden, wo sie bei Győr den Kern des Senkungsfeldes erreichen.

Daß die Senkungstätigkeit weit ins Quartär hinein anhielt, wenn es sich nicht sogar um eine dem Quartär eigentümliche tektonische Phase handelt, wurde vom Geologischen Institut D. Stúr, Bratislava (Banacký, 1965) überzeugend herausgearbeitet. Die Autoren konnten in dem am besten untersuchten Senkungsfeld zwischen Karpaten und March durch Bohrungen ein Absinken Mindel-Rezent von mehr als 100 m Riß-Rezent noch immer über 50 m nachweisen. Die tektonischen Bewegungen der Donau-Niederung zwischen Bratislava und Komarnó dürften in der gleichen Größenordnung liegen. Versucht man, sich ähnlich umfangreiche Bewegungsvorgänge auch an der W-Begrenzung des Senkungsfeldes - also im Neusiedlerseeraum - vorzustellen, sieht man, daß die von uns angesetzten Größenordnungen und Zeitabläufe der Seewinkelentstehung sehr gut mit den Ergebnissen vom Nordrand des Senkungsfeldes zusammenstimmen und daß wir bei Vorliegen neuerer Ergebnisse von Tiefbohrungen eher mit einem intensiveren Geschehen konfrontiert werden könnten. Die Untersuchungsergebnisse aus der West- und Südslovakei bestätigen jedenfalls unsere grundsätzliche Auffassung vom Geschehen in diesem Senkungsfeld ganz exakt.

Literatur

- BANACKY, V., HARCAR, J., SABOL, A.: (1965), Neue Kenntnisse über den Einfluß der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der slovakischen Niederungen; Geol. Praçe, Zprávy 36, Bratisl.
- BERNHAUSER, A.: (1961/62), Zur Verlandungsgeschichte des burgenländischen Seewinkels; Wiss. Arb. a.d.Burgenland 29
 (1962/63), Über Quartärterrassen im Gemeindegebiet von Kittsee, Burgenland; ibid. 31
 (1967), Erläuterungen zur bodenkundlichen Karte der Gemeinde Neusiedl am See I (Bgl. d.); ibid. 38
- FINK, J.: (1960), Bemerkungen zur Bodenkarte Niederösterreichs; Mitt. Österr. Bodenk. Ges. 4
- FRANZ, H.: (1976), Die Terrassen zwischen Donau und Leitha und die Böden der Leithaniederung; Exkursionsführer der Österr. Bodenk. Ges. Seewinkelexkursion 17/18; Sept. 76
- FUCHS, W.: (1974/4), Bericht über Exkursionen i. d. Oststeiermark, in das südl. Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter; Verh. Geol. Bundesanst.
- HASSINGER, H.: (1905), Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seiner Randgebiete; Geogr. Abh. Bd. VIII, Leipzig
- RIEDL, H.: (1964/65), Beiträge zur Morphogenese des Seewinkels; Wiss. Arb. a.d.Burgenland 34
- SAUERZOPF, F.: (1959), a) Zur Entwicklungsgeschichte des Neusiedlerseegebietes; ibid. 25
 b) Die Wasserstandsschwankungen des Sees; ibid. 25
- SCHAFFER, F.X.: (1951), Geologie von Österreich; Wien
- SZADECZKY-KARDOSS, E.: (1938), Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene; Sopron
- TAUBER, A.F.: (1959), Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes; Wiss. Arb. a.d. Bgl. d. 23
 (1964/65), Geologische Typologie und Genese der Mineralquellen und Mineralwässer im Neusiedlerseegebiet; ibid. 34
- WUNDERLICH, H.G.: (1975), Das neue Bild der Erde; Hamburg

DIE SCHOTTERTERRASSEN DER PARNDORFER PLATTE UND DES SEEWINKELS
von H. FRANZ

- Die von der Österr. Bodenkundl. Gesellschaft am 15. und 16. September 1976 besuchten Gebiete des Nordburgenlandes gliedern sich in 4 Teilbereiche:
1. die Parndorfer Platte und die angrenzenden Terrassenlandschaften um die Hainburger Berge und nordöstlich der Leitha
 2. die Leithaniederung südöstlich des Leithadurchbruches durch die Parndorfer Platte
 3. den Seewinkel, in dem eine einzige Schotterterrasse und mehrere diese durchziehende Senken auftreten
 4. das Neusiedlerseebecken einschließlich der Hansagniederung.

Die über die Geologie dieses Raumes geäußerten Lehrmeinungen weichen besonders hinsichtlich des Geschehensablaufes während des Quartärs immer noch ziemlich stark voneinander ab, was nicht zuletzt darauf zurückgeht, daß für die Klärung einzelner Probleme noch zu wenig exakte Unterlagen zur Verfügung stehen. Im folgenden soll versucht werden, einige neue Gesichtspunkte, insbesondere zur Entstehung der Terrassenlandschaft, aufzuzeigen, zu denen die Herren Dr. Bernhauser, Dipl. Ing. Nelhiebel und Doz. Dr. Solar wertvolle Informationen beigetragen haben. Die dieser Arbeit beigegebene Karte wurde von Dipl. Ing. Nelhiebel entworfen. Die Ergebnisse der im Zusammenhang mit der Untersuchung des Gebietes durchgeführten Schwermineraluntersuchungen werden von Dr. H. Müller in einem eigenen Beitrag dargestellt.

Wiener Raum

(vgl. Fink u. Maydan 1954)

Tertiäre Terrassen

Raum südlich der Hainburger Berge

(vgl. Wessely 1961)

Tertiär: Höchste Verebnungsflächen in 340 - 354 m ohne Schotter. Verebnungsfläche in 280 - 320 m mit Schotterüberstreuung.
Verebnung südlich Wolfsthal in 230 - 260 m.

Quartäre Terrassen

Laaerbergterrasse, Tegelsöckel
in 240 m, darüber 3-4 m Schot-
ter, Wienerbergterrasse, Tegel-
sockel ~ 210 m

Arsenalterrassen, Tegelsöckel
~ 190 m

Mittelterrassen bei Seyring
Tegelsöckel der höheren Terrasse
~ 175 m

Gänsersdorfer Terrasse, Tegel-
sockel 160-165 m.

Praterterrasse, Sockel bei etwa
130-132 m, Schotteroberkante bei
~ 160 m (Reichsbrückenpegel 157 m,
Mannswörth 150 m).

Quartär

Terrassen südöstlich und nordöstlich von
Edelstal "Raubwaldniveau".

Tertiärer Sockel 190-200 m, Schotterober-
kante 191-220 m.

Petronell-Prellenkirchener Niveau,
Tertiärsockel ~ 180 m, Schotteroberkante
165-180 m.

Terrasse westlich Wolfsthal, bei Gatten-
dorf und Zurndorf, Tegelsöckel ~ 140 m,
Schotteroberkante in 146-160 m.

Terrasse bei Kittsee, Pama und Deutsch
Jahrndorf, 134-144 m (4-5 m über dem re-
zenten Schwemmland der Donau).

Die Gegenüberstellung führt zu zwei bemerkenswerten Feststellungen :
erstens, daß sich die quartären Terrassen des Hainburger Raumes bis auf die
dort nicht sicher nachweisbaren Mittelterrassen mit denen des Wiener Raumes
korrelieren lassen, wobei ihr Tertiärsockel jeweils um rund 20 m tiefer liegt
als bei Wien, und zweitens, daß auch der Niveauabstand der Terrassen voneinan-
der in beiden Räumen annähernd der gleiche ist, was darauf schließen läßt, daß
die Terrassenfolge in beiden Räumen nicht wesentlich durch tektonische Vorgän-
ge gestört wurde. Eine Ausnahme bildet die jüngste Terrasse, die offensichtlich
durch sehr junge Bewegungen beeinflusst wurde. Die Vergleichbarkeit der Ter-
rassen des Wiener und des Hainburger Raumes verdient deshalb besonders her-
vorgehoben zu werden, weil keine der Terrassen zwischen beiden Räumen unge-
stört durchläuft, vielmehr junge Bewegungen im inneralpinen Becken zu Niveau-
verstellungen geführt haben.

Es verdient hier darauf hingewiesen zu werden, daß Pécsi (1956, 1957) im ungarischen Stromabschnitt der Donau, dort wo diese Gebirgsabschnitte durchfließt, eine Vielzahl von Terrassen nachgewiesen hat, während die meisten von diesen im Raum der Kleinen und Großen Ungarischen Tiefebene infolge der jungen und jüngsten tektonischen Absenkung dieser Räume fehlen. Pécsi betont und stellt dies auch in den seinen Arbeiten beigegebenen Profillängsschnitten durch den Donaulauf dar, daß die älteren Terrassen in den jungen Ebenen tektonisch abgesenkt sind und daß die verschieden alten Schotter hier in einer normalen Schichtfolge übereinander lagern. Kehren wir nun aber nach diesem Hinweis zu unserem Exkursionsgebiet zurück.

Das Terrassenniveau von Petronell-Prellenkirchen findet südlich der Leitha im Niveau von Parndorf und Neudorf seine Fortsetzung, es ist derzeit nahe südlich des Leithadurchbruches an der Straße Neudorf-Potzneusiedl in zwei Schottergruben gut aufgeschlossen.

Die auf der Exkursion besichtigten Schottergruben an der Straße Neudorf-Gattendorf nahe der Abzweigung der Straße Gattendorf-Potzneusiedl und die Terrasse nördlich der Straße Gattendorf-Kittsee, in der sehr große Driftblöcke aufgeschlossen sind, gehören einem Niveau an, das sich von Gattendorf bis Zurndorf fortsetzt. Die Schottergrube bei Gattendorf an der Kreuzung der Straße Gattendorf-Zurndorf mit der Bahnlinie Gattendorf-Kittsee und die ehemalige Schottergrube des heutigen Sportplatzes von Zurndorf an der Straße Gattendorf-Zurndorf gehören demselben Niveau an, welches sich zwischen Zurndorf und der Bahnlinie Wien-Budapest noch weiter nach Südosten erstreckt. Wessely (1961) rechnet dem gleichen Niveau die Terrasse westlich von Wolfsthal zu und stellt Niveaugleichheit mit den der Gänserndorfer Terrasse zugehörigen Schottern bei Petronell fest. Er korreliert dieses Schotterniveau deshalb mit der Gänserndorfer Terrasse. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß an der Schottergrube nördlich der Straße Gattendorf-Kittsee mit den großen Driftblöcken ein steiler Erosionsrand von mehreren Metern Sprunghöhe gegen die Straße gebildet ist und daß in dieser Grube die in den anderen Aufschlüssen dieses Niveaus allenthalben beobachtbaren kryoturbar verwürgten Deckschichten mit Resten intensiv gefärbter Paläoböden fehlen, weil sie offensichtlich abgetragen sind. Es konnten bei

der Exkursion in dieser Schottergrube mehrere große Driftblöcke besichtigt werden, von denen einer aus Mauthausener Granit und ein anderer - etwa Kubikmeter großer Block - aus Pegmatit bestehen.

Festzuhalten ist ferner, daß an der Straße Gattendorf-Kittsee in mehreren aufgelassenen Schottergruben ältere durch Eisenoxyhydrate gefärbte Schotter in einem um mehrere Meter tiefer gelegenen Niveau aufgeschlossen sind, was bei der Vorbereitung der Exkursion dazu geführt hatte, diese Schotter mit der Gänserndorfer Terrasse, die der Driftblockterrasse aber mit den Mittelterrassen des Wiener Raumes zu korrelieren. Versuche, dieses tiefere, stark abgetragene Schotterniveau im Raume Gattendorf-Pama morphologisch gegen die Praterterrasse abzugrenzen, führten zu keinem Ergebnis, da die älteren Schotter nach Südosten allmählich absinken, wie sie auch gegen die Leithaniederung hin allmählicher Abtragung unterlagen. Es ist offensichtlich, daß die Schotter einer jungen Absenkung unterworfen waren, und es ist daher denkbar, daß sie sich ursprünglich im Niveau der Driftblockterrasse befunden haben. Von den Praterschottern sind sie durch höheren Verwitterungsgrad deutlich verschieden.

Pécsi (1956) hat aus dem Stromabschnitt Bratislava-Budapest zwei der Würmeiszeit zugehörige Terrassen beschrieben, die eine, 9 bis 12 m über dem rezenten Flußniveau, ordnet er dem Ende der Würmeiszeit zu, die andere, 16 bis 25 m über der rezenten Donau, dem Anfang des Würm. Sollte sich diese Zweiteilung der Würmterrasse in der Kleinen Ungarischen Tiefebene bestätigen, wäre es denkbar, daß sie schon im Raume Gattendorf-Pama vorhanden ist. Zur Verifizierung wären vergleichende Begehungen und Sedimentuntersuchungen im benachbarten ungarischen Raum erforderlich, wozu derzeit leider keine Möglichkeit besteht.

Ist die Deutung Wesselys richtig, dann fehlen im Raum südlich der Hainburger Berge die Mittelterrassen, es sei denn, sie sind in dem breiten, erosiv verschliffenen Raum, der sich allenthalben zwischen dem Arsenalniveau der Parndorfer Platte und den Äquivalenten der Gänserndorfer Terrasse erstreckt, zwar vorhanden, aber morphologisch nicht mehr identifizierbar. In den mir bekannten Aufschlüssen ist kein intermediäres Terrassenniveau zwischen dem Niveau der Parndorfer Platte und dem nunmehr als Gänserndorfer Terrasse bezeichneten nachweisbar.

Die Schotter der Schottergrube südsüdöstlich Nickelsdorf an der Straße nach Kleylehof gehören entweder der Gänserndorfer Terrasse an, die dort stark abgetragen ist, so daß von den kryoturbaten Deckschichten nichts mehr erhalten blieb, oder sie sind der älteren Würmterrasse im Sinne von Pécsi (1956) zuzuordnen. Die Position ist ähnlich derjenigen der alten Terrassenschotter an der Straße Gattendorf-Kittsee.

Die Verbreitung der Gänserndorfer Terrasse von Wolfsthal mit Unterbrechung über Berg nach Gattendorf und weiter bis in den Raum südlich von Zurndorf, ferner in den Raum südlich von Nickelsdorf, wohin sie ursprünglich um das Haidl herum gereicht haben muß, läßt erkennen, daß im Bereich des Leithadurchbruches zwischen Potzneusiedl und Gattendorf nirgends Pratereschotter liegen, die Donau demnach mit ihrem Sedimentationsbereich in der Würmeiszeit nicht mehr in den nördlichen Teil der Leithaniederung gereicht hat, daß dies aber wohl noch in der Rißeiszeit, in der die Schotter der Gänserndorfer Terrasse abgelagert wurden, der Fall war.

Die Ablenkung der Donau in ihren heutigen Lauf und ihre Verzweigung um die Große und Kleine Schüttinsel ist demnach erst nach der Rißeiszeit, also in geologisch sehr junger Zeit erfolgt. Sie ist offenbar eine Folge der ebenfalls sehr jungen Absenkung der Kleinen Ungarischen Tiefebene zwischen Preßburg und Komorn, die heute noch andauert, was durch die starke Aufschotterung der Donau in diesem Raum bezeugt wird. Bekanntlich muß in diesem Flußabschnitt der Donau die Schifffahrtsrinne laufend mit hohen Kosten geräumt werden, um den Donaulauf schiffbar zu erhalten.

Die Schotter der Praterterrasse reichen aber weiter südlich bei Pama und Deutsch Jahrdorf noch an die Leithaniederung heran, die Donau wurde von dieser erst nach der Ablagerung der Würmterrasse abgedrängt, sie ist demnach stufenweise nach Osten zurückgewichen. Da, wie wir sehen werden, die Umwandlung der Neusiedlerseeniederung in ein abflußloses Seebecken gleich jungen Alters ist, ergibt sich, daß die Hydrographie in der Kleinen Ungarischen Tiefebene nahezu subrezent tiefgreifende Veränderungen erfahren hat. Einen weiteren Beweis für diese Tatsache liefert das völlige Fehlen jungquartärer Terrassen schon im Raume von Moson-Magyaróvár, was schon von Szadeczky-Kardoss

(1938) festgestellt worden ist. Nach seinen Beobachtungen nimmt die Mächtigkeit der quartären Donauschotter in der Kleinen Ungarischen Tiefebene ostwärts ständig zu, eine Bohrung bei Magyaróvár hat sie bei 220 m Endtiefe noch immer nicht durchörtert. Hier liegt der Fall der Sedimentation auf sinkendem Untergrund vor, bei der kein Wechsel zwischen Erosions- und Akkumulationsperioden und daher auch keine Terrassenbildung stattfindet.

Es bleibt nun noch übrig, etwas über die älteren Terrassen im Raume südlich der Hainburger Berge und der Parndorfer Platte zu sagen. Aus der eingangs gegebenen Gegenüberstellung der Terrassen des Wiener Raumes und des nördlichsten Burgenlandes und des angrenzenden niederösterreichischen Raumes ergibt sich, daß die Terrassenabstände in beiden Räumen durchaus vergleichbar und die Terrassen in beiden Räumen danach korrelierbar sind. Es entspricht, wie schon in der Exkursionskarte dargestellt, die Raubwaldterrasse bei Edels-
tal der Wienerbergterrasse und die Terrasse von Prellenkirchen-Petronell der Arsenalterrasse, welche in der Günzeiszeit abgelagert wurde.

Der Leithadurchbruch zwischen Deutsch Haslau und Gattendorf durchschneidet die Arsenalterrasse, die südlich der Leitha im Raum von Parndorf und Neudorf niveaugleich ihre Fortsetzung findet. Die Leitha hat ihren Durchbruch durch die Parndorfer Platte offenbar schon im älteren Quartär bewerkstelligt und noch in der Rißeiszeit in einen Arm der Donau gemündet, der die Schotter der Gänserndorfer Terrasse im Raume Gattendorf-Zurndorf abgelagert hat. Die Absenkung der Leithaniederung östlich von Gattendorf ist nach der Rißeiszeit, im Südwesten sogar nach der Ablagerung der Würmschotter erfolgt, so daß diese unter junge und jüngste feinkörnige Leitha-Alluvionen untersinken, im größeren nordwestlichen Teil wie im Neusiedlerseebecken ganz fehlen.

Für die Altersstellung der Schotter der Parndorfer Platte ergaben sich am Abbruch der Parndorfer Platte gegen das Neusiedlerseebecken, wie wir hoffen, neue Anhaltspunkte. Ich hatte vor Jahren in der Sandgrube am Ungerberg bei Weiden und in der Sandgrube an der Straße Zurndorf-Mönchhof gleich oberhalb Mönchhof in den Sanden unter den Schottern, die den Sanden in scharfer Diskordanz aufliegen, Schneckenschalen gefunden. Diese waren so brüchig, daß sie teils beim Einsammeln, teils danach beim Transport zerfielen, so daß Dr. Lozek

ihre Artzugehörigkeit leider nicht feststellen konnte. Als ich nun erneut mit Dr. H. Müller im Oktober zwecks Einsammlung von Proben für Schwermineraluntersuchung das Gebiet befuhr, besuchten wir die alten Fossilfundplätze neuerlich und fanden am Ungerberg eine Reihe relativ gut erhaltener Schneckenschalen, die ich neuerdings an Dr. Lozek sandte. Leider liegt noch kein Ergebnis seiner Untersuchung vor, ich hoffe aber, daß er die Schnecken, mindestens 2 Arten, wird bestimmen können. Außerdem fand sich im Sand ein völlig zersetzter Baumstrunk mit zwischen den Wurzelläufen eingeklemmtem schwerem Tonmaterial. Wir werden versuchen, auch dieses Material einer Untersuchung zuzuführen. Leider ließen sich aus dem Ton keine Pollen isolieren (teste Kral). Zweifellos besteht zwischen der Ablagerung der obersten erhaltenen Sandschichten und der Sedimentation der diskordant darüber lagernden Schotter ein beträchtlicher Zeitabstand. Mindestens müßte sich aber durch die Molluskenschalen das Alter der obersten Sandschichten und die Art ihrer Ablagerung (lakustrisch oder fluviatil) ermitteln lassen. Zur Zeit werden die Sande zur Gänze ins Pliozän gestellt.

Ich kehre nun nochmals zur Tektonik der Parndorfer Platte zurück. Aus diesem Raume kennt man einerseits ältere Bruchlinien, über die die Quartär-Schotter transgredieren und andererseits junge Synklinalen und Antiklinalen, die sich noch im rezenten Relief zu erkennen geben.

An älteren Brüchen hat Tauber (1959) den Neusiedler Bruch, der von Neudorf bei Parndorf über Neusiedl am See in das Seebecken zieht, und den Mönchhofer Bruch, der vom Edmundshof über Mönchhof und Illmitz zum Sandeck verläuft, beschrieben. Von größerem Interesse für die rezente Landschaft sind die jüngeren Strukturen. Es sind zwei Antiklinalen und zwei Synklinalen, die ebenfalls von Tauber (1959) beschrieben wurden. Der Verlauf dieser Strukturen ist S-förmig geschwungen mit allgemeiner Richtung NNE-SSW. Die nordwestliche Antiklinale geht vom Raum nordwestlich Nickelsdorf aus, durchsetzt die Parndorfer Platte und zieht dann über St. Andrä im Seewinkel südwärts, wo sie zwischen Pamhagen und Mexikopuszta den Einserkanal quert. Sie wird im Nordwesten von einer Synklinale begleitet, die zwischen Zurndorf und Nickelsdorf beginnt und über den Edmundshof nach Halbthurn und dann weiter über St. Andrä

nach Illmitz zieht. Die zweite Antiklinale tritt östlich Andau aus ungarischem auf österreichisches Gebiet über und setzt sich von Andau südwärts in den Hanság und wieder nach Ungarn fort. Zwischen den beiden Antiklinalen zieht eine Synklinale über Tadten nach Süden. Die Lacken des Seewinkels ordnen sich z.T. in den Bereich der beiden Synklinalen ein. Auf der Parndorfer Platte sind die alten Schotter in ihrem Bereich mehr oder weniger weitgehend ausgeräumt und die entstandenen Hohlformen von jungem Löß bedeckt.

Die Schotter der Parndorfer Platte zeigen südwärts eine markante Niveauabsenkung. Während ihre Oberkante im Raume von Parndorf wie bei Prellenkirchen in rund 180m Höhe liegt, weist sie am Haidl bei Nickelsdorf nur noch 160m, z. T. abgetragen bei der Hubertuskapelle nächst Kleylehof 152 m Höhe auf. Die Schotteroberkante liegt aber auch schon nordwestlich der Edmundshofer Synklinale nur noch bei 160 m Höhe und steigt von da nordwärts ganz allmählich an, ohne daß irgendwo eine Abgrenzung zweier verschiedener Terrassenniveaus gegeneinander erkennbar wäre. Es scheint vielmehr die Schotterflur der Parndorfer Platte den allgemeinen Absenkungsvorgang gegen Südosten mitgemacht zu haben und deshalb heute in dieser Richtung an Höhe zu verlieren.

Die Seewinkelschotter gehören einer einzigen Terrasse an, sie verlieren gegen Süden und Südwesten an Mächtigkeit und werden dabei auch feinkörniger. Sie werden in der Literatur so gut wie einhellig als Niederterrassenschotter angesehen und damit zeitlich mit der Praterterrasse korreliert. Wir haben bei der Exkursion, Beobachtungen von Dozent Solar folgend, die Schotter mit den Gänserndorfer Schottern korreliert und sie damit zeitlich der Rißeiszeit zugeordnet. Dafür waren vor allem 3 Argumente maßgebend:

1. Die Zerdellung der Schotter, die vor allem im Raum nördlich von Andau und Tadten deutlich in Erscheinung tritt und von Solar bei der Kartierung der Seewinkelböden nachgewiesen wurde.
2. Das Auftreten schwacher Kryoturbationen in den Deckschichten der Schotter
3. stratigraphische Befunde, von denen besonders die Lößmulde von Albert Kasimir-Puszta erwähnt sei, die fast niveaugleich die Seewinkelterrasse vertritt.

Schwierigkeiten bereiteten uns schon bei der Exkursion die wenigen

Schwermineralanalysen, die für die Seewinkelterrasse ein von der Gänserndorfer Terrasse deutlich abweichendes Schwermineralspektrum ergaben, was übrigens schon Frasl (1961) festgestellt hat.

Nachdem ich nun mit H. Müller neuerlich eine große Zahl von Aufschlüssen der Seewinkelterrasse besichtigt und die Literatur eingehend studiert habe, bin ich zu dem Ergebnis gekommen, daß die Seewinkelschotter doch der Praterterrasse entsprechen und damit letzteiszeitlich sind. Es haben mich folgende Argumente zu dieser Auffassung geführt:

1. Die Gänserndorfer Terrasse ist durch spezielle Deckschichten (alte Flugsande) gekennzeichnet.
2. Diese Deckschichten sind intensiv kryoturbat durchmischt, vielfach sind in die kryoturbate Zone intensiv gefärbte Bodenreste eingewürgt.
3. Der Schotterkörper ist stark verwittert, das Material ist infolge Freisetzung von Eisen rostig verfärbt.
4. Die Terrassenoberfläche ist stark zerdellt, wobei die Hohlformen beträchtlich unter die Schotteroberfläche einschneiden.
5. Alle diese Merkmale fehlen den Seewinkelschottern, sie sind auffällig frisch, die Deckschichten nicht verfärbt, die Kryoturbationen, wo vorhanden, schwach, Reste von Paläoböden sind nirgends zu finden. Die Zerdellung ist - wo vorhanden - flach und erklärt sich tektonisch aus der jungen Absenkung des Geländes gegen den Hanság.
6. Szadeczky-Kardoss (1938) stellt ausdrücklich fest, daß diese Schotter von Moson-Magyaróvár bis an das Ostufer des Neusiedlersees verbreitet sind. Bei Moson-Magyaróvár sind es aber die Schotter der Praterterrassen der Donau, die entlang der Donau mit den Schottern bei Kittsee, Pama und Deutsch Jahrndorf in Verbindung stehen.

Pécsi (1957) hat diese Aussagen ergänzt und präzisiert. Er stellt fest, daß das Mittelstück der Kleinen Ungarischen Tiefebene, die sogenannte "Mosoner Senke", vom großen Interglazial angefangen kräftig gesunken ist und diese Senkung selbst im Holozän noch anhält. Das Material des aus dem Ende des Pleistozäns stammenden Geschiebes liegt hier tiefer als 10 m unter der Oberfläche. In diesem Abschnitt, so schreibt er wörtlich, gibt es keine Terrassen.

Daraus folgt, daß die Sedimentation im Seewinkel früher aufgehört hat als im Raum von Moson-Magyaróvár, wobei es durchaus denkbar ist, daß sie im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen in den Randgebieten der Kleinen Ungarischen Tiefebene auch früher aussetzte als die Ablagerung der Schotter auf der Praterterrasse des Wiener Raumes. Dies würde die stärkere Überdeckung mit lößartigen Sedimenten - Schwemmlöß im Sinne der ungarischen Geologen - und die im Raume nördlich von Andau von F. Solar festgestellte Zerdellung erklärbar machen.

Der Zusammenhang der Seewinkelschotter mit der Donau ist kürzlich von W. Fuchs (1974) in Zweifel gezogen worden. Er glaubt die Schotter von der Raab ableiten zu können, was schon auf Grund der petrographischen Zusammensetzung unmöglich ist. Bei der Exkursion wurde immer wieder auf den hohen Gehalt kalkalpinen Materials, insbesondere nordalpiner Trias, hingewiesen, die gerade auch in den Seewinkelschottern reichlich vertreten ist. Derartige Gesteine können nicht aus dem Einzugsgebiet der Raab stammen. Außerdem ist der flächenmäßige Zusammenhang mit den Schottern der Praterterrasse der Donau ein Beweis für die Herkunft der Seewinkelschotter von der Donau.

Es ist nun noch kurz auf das Verhältnis der Seewinkelterrasse zum Neusiedlerseebecken einzugehen. Hassinger hat die Entstehung des Seebeckens auf die Erosionstätigkeit eines pleistozänen Donauarmes zurückgeführt. Diese Vorstellung ist unhaltbar, denn ein Donauarm, der so weit nach NW ausgegriffen hätte, wäre mit sehr geringem Gefälle geflossen und hätte eine solche Erosionsarbeit nicht leisten können. Außerdem fehlen, wenn man von der "Schotterinsel" in der Mitte des Sees auf der Höhe von Rust absieht, im Seebecken Schotterablagerungen. Die Schotter reichen nur noch einige Kilometer nördlich von Podersdorf nahe an das heutige Seeufer heran, im nördlichsten Teil des Seebeckens fehlen sie vollständig, ebenso ist am westlichen Seeufer kein Äquivalent zu finden. Die auffällige Verbreitung der Schotter muß deshalb durch das zur Zeit ihrer Ablagerung vorhandene Relief bedingt gewesen sein, das Seebecken muß in dieser Zeit höher gelegen sein als der Ablagerungsraum der Schotter, wie dies Solar (mündlich) postuliert hat. Dafür, daß hier junge und jüngste Absenkungen vorliegen, gibt es einige Hinweise:

- a) Der Schotterkegel, den die Wulka in den Neusiedlersee einschüttet, hat zu seiner Entstehung nach vorliegenden Schätzungen höchstens 9000 Jahre gebraucht (Landeskunde S.112, zitiert nach Sauerzopf 1959).
- b) Die Sedimente der Podersdorfer Mulde, die einem hohen Seestand entsprechen, überlagern die Seewinkelschotter. Nahe dem Profil nördlich Podersdorf, wo wir den Dammsand einer Feuchtschwarzerde aufgelagert fanden, haben wir in einer heute einplanierten und verbauten Sandgrube seinerzeit folgendes Profil beschrieben (Franz, 1961):
1. 0-30(50) cm Seesand, daraus in den obersten 15 cm schwach humoser A-Horizont unter Trockenrasen gebildet
 2. 30(50)-70(90) cm A_{fos} einer Feuchtschwarzerde aus schluffigem Lehm mit Kiesbesatz
 3. A_{fos} C und C-Horizont bis 130(150) cm mit darin eingesenkten Hockergräbern aus spätrömischer Zeit (wie bei Oggau)
 4. D₁ 130(150)-270(290) cm kalkreicher Feinsand mit Kiesbesatz, ziemlich stark verfestigt mit Kalkausscheidungen
 5. D₂ 270(290)-290(310) cm grober grauer Sand mit Kieslagen
 6. D₃ 310(330)-330(350) cm feiner gelber Sand
 7. D₄ 330(350)-350(370) cm Schotter (den ich als letzten Ausläufer der Seewinkelschotter deute - vielleicht nach deren Ablagerung erosiv verlagertes Schottermaterial) in Grobsandpackung
 8. D₅ ab 350(370) cm grauer, glimmerreicher Schwimmsand, der auch die Seewinkelschotter unterlagert. (In diesen Sanden findet man Kiefern- und Eichenholz im Grundwasserniveau ganz frisch bei Tadten, Wallern und Apetlon, aber mit der C¹⁴-Methode nicht mehr altersbestimmbar, also offenbar vor Würm.)

Aus dieser Abfolge leite ich ab, daß sich die Seesedimente des hohen Standes des Podersdorfer Niveaus erst nach den Seewinkelschottern abgelagert haben. Dasselbe gilt offenbar auch für die Ablagerungen der Golser Mulde.

Beide entstanden im Gefolge der sehr jungen Absenkung des Seebeckens, der der Neusiedlersee seine Entstehung verdankt.

Die Seewinkelschotter wurden in einer ersten Phase dieser Einsenkung,

vor dem Einsinken des Seebodens selbst abgelagert.

Der Seedamm ist eine ganz junge Bildung. Er war in dem eben besprochenen Profil nördlich Podersdorf einem steilen Erosionsrand der älteren Seesedimente mit der Feuchtschwarzerde und den Hockergräbern an- und aufgelaagert. Er ist keine Nehrung, wie Tauber angenommen hat, sondern ein Brandungswall, wie die meisten Autoren heute annehmen (Sauerzopf 1959, Franz 1961).

Zusammenfassung

Aus den aufgezeigten Sachverhalten ergibt sich, daß sowohl das Donaugebiet zwischen Preßburg und Komorn als auch das Neusiedlerseebecken durch Absenkungsvorgänge jüngsten Datums geprägt sind. Die Absenkung scheint nicht völlig synchron verlaufen zu sein, zur Zeit der Ablagerung der Seewinkelschotter scheint der Raum des Seewinkels stärker gesunken zu sein als der des rezenten Donaulaufes. Dies mag veranlaßt haben, daß mindestens ein Arm der Donau so weit nach Nordwesten verlagert wurde. Heute sinkt der Raum zwischen Preßburg und Komorn stärker ab, was zu einer schrittweisen Verlagerung der Donau vom Seebecken weg gegen Nordwesten geführt hat. Das hat einerseits das Seebecken abflußlos gemacht und andererseits die Leitha gezwungen, weit südlich ihrer einstigen Einmündung eine neue Verbindung mit der Donau zu suchen.

Die jungen Absenkungen ließen eine sehr junge, morphologisch und hydrographisch unausgereifte Landschaft entstehen, die auch ökologisch labil ist. Der Neusiedlersee unterliegt, sicher durch den Bau des Einserkanales künstlich beschleunigt, einer raschen biogenen Verlandung. An seinem Westufer rückt der Schilfgürtel, wie Untersuchungen P. Weissors gezeigt haben, alljährlich ein Stück weiter gegen die offene Seefläche vor. Der verlandende, z. T. abflußlose See ist extrem verschmutzungsgefährdet. Der Donaulauf selbst neigt zur Aufschotterung und zur Verzweigung in Arme, was zur Bildung der Großen und Kleinen Schüttinsel geführt hat. Die Raab wurde durch die Senkungsvorgänge von Süden nach Norden angezogen.

Einer umfassenden Darstellung aller dieser Vorgänge und ihrer ökologischen Folgen steht die Schwierigkeit entgegen, daß sie eingehende Untersuchungen im Grenzbereich zwischen Österreich und Ungarn erfordern würden, die sich gegenwärtig nicht durchführen lassen.

Literatur

- FINK, J.: (1956), Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich; Eiszeitalter und Gegenw. 7, 40-77
(1961), Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie; Mitt. Geol. Ges. Wien 53, 1960
- FINK, J. u. MAJDAN, H.: (1954), Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes; Jahrb. Geol. B.A. 97/2, 211-249
- FRANZ, H., HÖFER, K. u. SCHERF, E.: (1937), Zur Biosoziologie des Salzlackengebietes am Ostufer des Neusiedlersees; Verh. zool. bot. Ges. Wien, 86-87, 297-364
- FRANZ, H. u. HUSZ, G. (mit Beiträgen von KÜPPER, H., FRASL, G. u. LOUB, W.) (1961), Das Neusiedlerseebecken. In: Exkursionen durch Österreich anlässlich der Tagung d. Deutsch. Bodenk. Ges. in Wien, 1961 Mitt. Österr. Bodenk. Ges. 6, 52-75
- FUCHS, W.: (1965), Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland); JB. Geol. B.A. 108, 155-194
(1974/4), Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, in das südliche Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter; Verh. geol. Bundesanst. 1974/4, A 118-121
- GATTINGER, T.E.: (1975), Das hydrologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees; Verh. Geol. B.A. Jg. 1975/4, 331-346
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. u. RABEDER, G.: (1976), Exkursionen durch den österr. Teil des nördl. Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte; Mitt. Kommiss. f. Quartärforschung der Österr. Akad. Wiss. 1, 113 S., 7 Taf.
- KOPF, F.: (1963), Wasserwirtschaftliche Probleme des Neusiedler Sees und des Seewinkels; Österr. Wasserwirtschaft 15, 190-203
(1966), Der Neusiedler See vor hundert Jahren; Burgenld. Heimatblatt 28, 65-69
(1974), Der neue Wasserhaushalt des Neusiedler Sees; Österr. Wasserwirtsch. 26, 169-180
- PECSI, M.: (1956), Neuere talentwicklungsgeschichtliche und morphologische Angaben vom Donautal zwischen Bratislava und Budapest; Magyar Tudományos Akademia Földrajztudományi Kutesoport 38
(1957), Parallelisierung der Donauterrassen und der Terrassen in der Umgebung Wiens und des Eisernen Tores; Magyar Tudományos Akademia Földrajztudományi Kutesoport 38

- SAUERZOPF, F.: (1956), Das Werden des Neusiedler Sees; Burgenld. Heimatb. 18/1, 1-6
(1959), Zur Entwicklungsgeschichte des Neusiedlerseegebietes; Wiss. Arbeiten aus dem Burgenland, 23, 187-111
- SZADECZKY - KARDOSS, E. V.: (1937), Über die Entwicklungsgeschichte des Leithaflusses; Földr. Közl.
(1938), Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene; Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Sopron, 10, S. 1
- TAUBER, A.F.: (1959), Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes; Wiss. Arb. a.d. Burgenland 23, 18-24
(1959), Zur Oberflächengeologie des Seewinkels; Wiss. Arb. a.d. Burgenland 23, 24-31
- TAUBER, A.F. u. WIEDEN, P.: (1959), Zur Sedimentschichtfolge im Neusiedlersee; Wiss. Arb. a.d. Burgenland 23, 68-73
- THENIUS, E.: (1952), Über die Alterseinstufung der Arsenalterrasse: Mitt. Geol. Ges. Wien 45
- WALTEN, W.: (1959), Diskussionsbeitrag zum Problem Bodenprofil Lange Lacke bei Apetlon am Neusiedlersee; Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, Heft 35, 138-143
- WESSELY, G.: (1961), Geologie der Hainburger Berge; Jahrb. Geol. B. A. 104/2, 273-349.

SCHWERMINERALANALYSEN VON SEDIMENTEN AM NW-RAND DER

KLEINEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

von H. MÜLLER

1. Einleitung und Problemstellung

Bei der Exkursion der Bodenkundlichen Gesellschaft im Herbst 1976 wurden neben bodenkundlichen Fragen auch morphologische und quartärgeologische Probleme behandelt. Die Terrassensysteme im nördlichen Burgenland und im Seewinkel sind von ihrer Morphologie her nicht immer leicht erkennbar, wobei noch hinzukommt, daß junge tektonische Bewegungen eine Parallelisierung mit den Terrassen des Wiener Raumes erschweren.

Es wurde versucht, mit Hilfe von Schwermineralanalysen die Zusammengehörigkeit von Schotterfluren in diesem Raume zu klären.

2. Probenmaterial

1. Schottergrube links der Straße Kittsee-Berg
2. Schottergrube südlich der Straße Gattendorf-Kittsee
3. Schottergrube südlich Kleylehof
4. Schottergrube Nickelsdorf gegen Kleylehof
5. Schottergrube südlich Halbthurn
6. Schottergrube bei Kapelle St. Hubertus
7. Schottergrube bei Ochsenbrunnlacke, Paulhof
8. Aushub für einen Leitungsmast südlich Podersdorf, südlich Triangulierungspunkt bei der Straße
9. Schottergrube südlich der Straße Frauenkirchen-Podersdorf, gleich westlich der Kurve
10. Schottergrube beim Freizeitzentrum Berg
11. Schottergrube an der Straße Neudorf-Potzneusiedl. Im Osten Abfall gegen die Leithaniederung. Löß und Kryoturbationen mit eingewürgten Bodenresten
 - a) rote Sandreste unter dem Kolluvium, 1,5 m unter der Oberkante
 - b) Schotterprobe 1 m unter Ca-Horizont, 3 m unter Oberkante
 - c) Basissand unter dem Schotterkörper

12. Schottergrube an der Straße Neudorf-Gattendorf. 2,5 m mächtiges Kolluvium aus Sand und Schotterresten, kryoturbat gestört, mit Lößauflagen. Probe aus ungestörtem Schotterkörper, weiß, 1 m unter Kolluvium
13. Schottergrube Gattendorf neben Bahnlinie Gattendorf-Kittsee, 3,5 m unter Oberkante. Kolluvium im SO abgetragen, im NO vorhanden mit Tschernosem auf Löß
14. Triftblockschottergrube Straße Gattendorf-Kittsee. Probe 4 m unter Oberkante
15. Schottergrube Straße Pama-Jahrndorf. Probe 2 m unter Oberkante
16. Schottergrube Haidl bei Nickelsdorf, 2,5 m unter Oberkante im ungestörten Schotterkörper
17. a) Schottergrube Mönchhof, Straße nach Zurndorf. 0,5 m über dem Sand
b) Probe aus dem Sandkörper, durchsetzt mit Bändern und Schnüren von Leithakalkgeröllen
18. Schottergrube an der Straße Mönchhof-Frauenkirchen. Im obersten Bereich stark verschwemmtes Material mit leichten Kryoturbationen. Probe 2 m unter Oberkante
19. Schottergrube zwischen Wallern und Pamhagen, östlich der Straße, Probe 1 m unter Oberkante
20. Schottergrube Straße Illmitz-Podersdorf, bei Rübenwaageöstlich der Straße. Probe 1 m unter Oberkante.

3. Methodik

Das Probenmaterial wurde vor der Naßsiegung mit Säure behandelt, um das vorhandene Kalziumkarbonat zu zerstören. Von der Fraktion 63-200 μ wurden mit Azetylentetrabromid die Schwerminerale abgetrennt, dann wurden Streupräparate hergestellt. Die Bestimmung der Schwerminerale wurde dankenswerter Weise von Dr. R. Seemann (Naturhistorisches Museum) durchgeführt.

4. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle dargestellt.

Schwermineralspektren (Tabelle 1)

Nr.	op	BC	dM	Gr	Zi	Tu	Ru	Ap	Hb	Ep	Zo	St	Si	Di	An	Br	Ti
1	14	+	86	82	+	2	1		2	7	2	4	+		+		
2	19	+	81	76	+	1	2	1	4	7	5	3	1				
3	23	2	75	13	1	1		6	46	21	7	2	1	1			1
4	11	1	88	63	1	+	1	1	13	11	4	3	1	2			
5	17	1	82	11	+	1		1	58	17	6	4	1	1			
6	14	3	83	16	2		+	3	8	59	6	4	+	2			
7	17	2	81	38		+	1	1	27	20	4	5	2	2			
8	26	9	65	46	1	1	3	7	16	20	4	2	+	+			
9	5	1	94	31	1	+	1		29	23	7	6	1	+	1		
10	6	3	91	68	2		1	1	9	10	4	4	1				
11a	43	3	54	43	1	1	7	2	10	23	8	3	1	1	+		
11b	26	3	71	55	1	1	11	5	2	13	5	5	2		+		
11c	14	6	80	73	+	+	2	1	1	13	6	2		2	+	+	
12	10	5	85	55	1				21	8	5	8	2	+			
13	16	5	79	53	1		1		19	11	5	5	1	4			
14	21	1	78	46	1	1	2	+	24	11	8	4	+	3			
15	30	2	68	70	1	4		2	9	7	4	2		1			
16	42	2	56	27	2	1	4	1	6	41	8	4		4	1	1	+
17a	45	8	47	28	1		6		2	39	14	4		4			+
17b	23	5	72	74	+		1	1	3	16	4	1		+			
18	18	13	69	53	1	+	1	5	16	14	7	2		1			
19	16	3	81	39	1		1	4	35	7	8	2	2	1			
20	17	7	76	43	2	+	2	4	29	10	6	3	+	1			

Zeichenerklärung:

op = opake Minerale, BC = Biotit, Chlorit, dM = durchsichtige Minerale, Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, grüne und braune Hornblende, Epidot, Zoisit, Staurolith, Sillimanit, Disthen, Andalusit, Bromit, Titanit.

Die Entnahmepunkte sind in der beigegebenen Lageskizze eingetragen (arabische Zahlen).

Für einen Vergleich der einzelnen Spektren wurden die drei wichtigsten Minerale, nämlich Granat, grüne und braune Hornblende und Epidot, herangezogen. Die Proben ließen sich im wesentlichen in 6 Gruppen ordnen, wobei von den zusammengehörigen Spektren die Mittelwerte errechnet wurden.

a) <u>Parndorfer Platte:</u>	Gr	Hb	Ep
Spektren 6, 16, 17a	23,7	5,3	46,3

Die Spektren sind durch einen hohen Epidotgehalt, wenig Hornblende und mittlere Granatgehalte ausgezeichnet.

Spektrum 11b	55	2	13
Neusiedl am See (P. SZABO)	48	5	27

Die hohen Granat- und die relativ niedrigen Epidotgehalte der Spektren 11b und Neusiedl am See stehen mit den anderen Analysen der Parndorfer Platte nicht im Einklang. Es mag sein, daß die Parndorfer Platte in der Schwermineralzusammensetzung sehr inhomogen ist.

b) Basissand:

Es sind dies Proben aus den Sanden unter den mächtigen Schotterablagerungen, die wahrscheinlich schon dem Oberpannon zugerechnet werden können.

Spektrum 11c	73	1	13
Spektrum 17b	74	3	16

Diese Proben zeichnen sich durch einen hohen Gehalt an Granat aus.

Oberpannon von Neusiedl	64	0	13
-------------------------	----	---	----

Ein Spektrum aus dem Oberpannon von Neusiedl hat eine sehr ähnliche Zusammensetzung. Vergleichbar sind auch zwei Spektren von G. FRASL aus dem Seewinkel.

Dammsande von Podersdorf	84	1	10
Salzführender Horizont bei der Einsetzlacke	60	2	23

c) Dünenzone (Zentralwestliches Niveau, Podersdorfer Niveau)

und die nordwestlichen Randmulden der Schotterplatte:

Spektren 7, 8, 9, 20	39,5	25,3	18,3
----------------------	------	------	------

Diese Spektren zeigen etwas mehr Granat als Hornblende und Epidot.

d) Seewinkel Schotterflur Ostflügel:

	Gr	Hb	Ep
Spektren 3, 5, 19	21	46	15

Diese Proben sind durch einen hohen Hornblendegehalt charakterisiert. Das Spektrum 18 mit einem höheren Granatgehalt fällt heraus und würde besser in die Gruppe der Dünenzone passen.

Spektrum 18	53	16	14
-------------	----	----	----

e) Gänserndorfer Terrasse:

Spektren 2, 4, 12, 13, 14	58,6	16,2	9,6
---------------------------	------	------	-----

Granat ist das dominierende Schwermineral. Spektren von E. Frasl haben eine vergleichbare Zusammensetzung.

Gänserndorfer Terrasse des Marchfeldes (9 Proben)	20-45	13-25	15-34
--	-------	-------	-------

f) Praterterrasse:

Spektren 1, 10, 15	80	6,6	8
--------------------	----	-----	---

Bemerkenswert ist der sehr hohe Granatgehalt und der sehr niedrige Gehalt an Hornblende und Epidot. Diese Werte weichen sehr stark von den Spektren der Praterterrasse von E. Frasl (4 Proben) ab.

	10-28	33-51	18-28
--	-------	-------	-------

Literatur

- FINK, J.: (1962), Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitt. der Geol. Ges. in Wien, Bd. 54, S 1-25.
- (1973), Zur Morphogenese des Wiener Raumes. Zeitschr. f. Geomorphologie N.F. Suppl. Bd. 17, S 91-117.
- FRASL, E.: (1955), Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, Sonderheft D.
- (1957), Schwermineraluntersuchungen an jungquartären Ablagerungen und Böden im Leithagebirge und im Raume von Rust. Verh. d. Geol. Bundesanstalt, S 184.
- (1961), Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. Mitt. d. Österr. Bodenk. Ges., Heft 6, S 62-67.

DIE BODENVERHÄLTNISSE IM RAUME NÖRDLICH DES SEEWINKELS

von P. NELHIEBEL

Als Ergänzung zum Beitrag von Prof. FRANZ soll hier versucht werden, den Raum nördlich des Seewinkels aus der Sicht des Feldbodenkundlers zu skizzieren und die wichtigsten der in diesem Gebiet vorkommenden Böden an Hand der beiliegenden Profile zu erläutern.

Klimatisch zeichnet sich das Gebiet durch sehr hohe Jahrestemperaturmittel ($9-10^{\circ}\text{C}$) und 14 h-Temperaturen ($20-22^{\circ}\text{C}$) sowie durch geringe Niederschlagsmengen (550-600 mm) aus.

Die in der Folge vorkommenden Bezeichnungen der einzelnen Landschaftsräume haben im Zuge der Bodenkartierung des Gebietes Verwendung gefunden.

Das Niederungsgebiet umfaßt den Bereich der rezenten Mäander der Donau nördlich Kittsee und die Leithaniederung von Bruck/Leitha bis Nickelsdorf. Der auch als ehemalige Austufe der Donau anzusprechende Bereich nördlich von Kittsee weist einheitlich und großflächig trockengefallene Graue Auböden (Profil I) von hoher Ackerqualität auf. Die Bezeichnung "trockengefallen" wurde hier deswegen gewählt, weil die Böden profilmorphologisch Auböden darstellen, der unmittelbare Einfluß der Donau jedoch durch den Hochwasserschutzdamm weitgehendst unterbunden ist. In der Austufe der Leitha bzw. der Kleinen Leitha (nördlich Gattendorf und Zurndorf sowie Nickelsdorf) findet man vorwiegend einheitlich ausgeprägte vergleyte Graue Auböden aus feinem, kalkhaltigem Schwemmaterial (Profil II), das über Anmooren abgelagert worden ist. In der Leithaniederung besitzen mittelschwere und schwere kalkhaltige Feuchtschwarzerden (Profil III) aus feinem Schwemmaterial ein klares Übergewicht. Diese hochwertigen Böden werden ausschließlich als Acker genutzt. In den Rohrlußwiesen (nordöstlich von Gattendorf bzw. nördlich von Zurndorf) ist ein verhältnismäßig großflächiges Auftreten von Typischen Gleyen (Profil IV) zu beobachten, die nur als Grünland nutzbar sind. In der Leithaniederung sind aber auch Tschernoseme vertreten. Vor allem aus Schwemmlöß sind hier tiefkrumige und tiefgründige Böden dieses Typs entstanden, aber auch aus kalkhaltigem Sand,

der flache, aber markante Rücken bildet, ist in diesem Landschaftsraum ein ziemlich weit verbreiteter Tschernosem (Profil V) hervorgegangen.

Das Gebiet von Kittsee (südlich der Ortschaft), Pama und Deutsch Jahndorf sowie das Gebiet südöstlich von Nickelsdorf bilden zusammen den Landschaftsraum Tiefere Terrassen. Der überwiegende Teil dieses Raumes ist einem Tschernosem aus Löß oder lößähnlichem Material vorbehalten, einem stets hochwertigen Boden, der tiefkrumig und tiefgründig ist (Profil VI). Aber auch das vereinzelte Auftreten von Paratschernosemen (seicht- bis mittelgründig über Schotter; sehr trocken) im Raume Kittsee und Pama ist zu erwähnen; südöstlich von Nickelsdorf ist dieser Bodentyp schon häufiger anzutreffen. Am Rande soll noch auf die zwischen Kittsee und Pama kleinflächig vorkommenden Sanddünen hingewiesen werden; hier treten meist sehr leichte und sehr trockene Kulturrehoböden von geringer Qualität auf.

Zu den Höheren Terrassen wurden die Parndorfer Platte und das Niveau von Potzneusiedl-Gattendorf-Zurndorf zusammengefaßt. Auf der Parndorfer Platte, vor allem im westlichen und nordwestlichen Teil dieser Terrasse, sind seicht- bis mittelgründige (über Schotter), sehr trockene Paratschernoseme (Profil VII) weit verbreitet. Neben den eben erwähnten Böden treten Paratschernoseme auf, die wegen ihrer besonderen Ausprägung hervorgehoben werden sollen. Diese Böden (Profil VIII) sind aus kalkfreiem Feinmaterial entstanden, das über kalkhaltigem Feinmaterial und Schotter liegt. Für den Stockwerksaufbau dieser Paratschernoseme spricht vor allem der deutliche pH-Sprung zwischen den kalkfreien (pH um 6,0) und kalkhaltigen (pH 7,5-8,0) Horizonten. Beobachtungen und Untersuchungen zufolge handelt es sich hier wahrscheinlich um keine Entkalkung, denn selbst in vollständig entkalkten Horizonten von Tschernosemen liegt der pH-Wert noch bei 7. Zur Verbreitung des Paratschernosems im Bereich der Parndorfer Platte sei noch bemerkt, daß dieser Bodentyp hier keinesfalls eindeutig dominiert, wie vielfach angenommen wurde. Den gesamten Südwest- bzw. Südrand der Terrasse begleitet nämlich, nördlich von Neusiedl/See beginnend und bis in den Raum Halbturn reichend, ein bis zu 4 km breiter Lößstreifen. Aus dem Löß, der außerdem noch in den - meist tektonisch bedingten - Dellen der Parndorfer Platte abgelagert ist, könnten sich hochwertige Tschernoseme

(Profil IX) entwickeln. Bringt man die flächenmäßige Verbreitung der kalkfreien Böden (Paratschernoseme) auf der Parndorfer Platte in Relation zur Verbreitung der kalkhaltigen Böden (meist Tschernoseme), so kann man mit einem Ergebnis von ungefähr 1 : 1 rechnen. Auf dem Niveau Potzneusiedl-Gattendorf-Zurndorf treten hauptsächlich Löbtschernoseme auf, die gute Qualität aufweisen. Daneben sind seicht- bis mittelgründige Paratschernoseme anzutreffen.

Schließlich soll noch kurz auf das Hügel- und Berggebiet eingegangen werden, das den Randbereich der Hainburger Berge (Spitzerberg, Sonnenbergen) sowie den Talkessel von Edelstal umfaßt. Hier sind zumeist aus Löß oder lößähnlichem Material entstandene tiefkrumige und tiefgründige Tschernoseme anzutreffen. An exponierten Stellen tritt Tertiärmaterial zutage. Daraus haben sich mäßig trockene und mittelschwere Tschernoseme entwickelt. Auch schwach entwickelte Lockersedimentbraunerden aus Tertiärmaterial findet man ab etwa 200m Seehöhe.

Die Lage der Profile ist in der beigegebenen Lageskizze eingetragen und mit römischen Zahlen bezeichnet.

Profil I

Landschaftsraum: Niederungsgebiet (ehem. Austufe der Donau)

Relief: eben

Seehöhe 137 m

Aufnahmedatum: 25-07-72 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: feines kalkhaltiges Schwemmaterial

Bodentyp: trockengefallener Grauer Auboden

			Humus % (Walkley)	CaCO ₃ % (Scheibler)	pH in nKCl
0-25 cm	A _{1p}	sandiger Schluff, undeutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kiesanteil	2,7 Mull	19,3	7,3
25-80 cm	A ₂	sandiger Schluff, deutlich blockig, erdfrisch	1,7 Mull	21,8	7,6
80-100 cm	A _{3g}	lehmiger Schluff, deutlich blockig, erdfrisch	0,9 Mull	23,9	7,6
ab 100 cm	C _g	Schluff, erdfrisch	keine Analysen		

Wasserhältnisse: mäßig trocken

Profil II (= Exkursionsprofil)

Landschaftsraum: Niederungsgebiet (Austufe der Kleinen Leitha)

Relief: eben

Seehöhe: 135 m

Aufnahmedatum: 21-06-76 Kulturart: Grünland

Ausgangsmaterial: feines kalkhaltiges Schwemmaterial

Bodentyp: vergleyter Grauer Auboden

0-20 cm	A	lehmiger Schluff, undeutlich krümelig, erdfrisch	4,3 Mull	18,4	7,2
20-40 cm	AC _g	lehmiger Schluff, undeutlich blockig, erdfrisch	1,0 Mull	18,8	7,5
40-90 cm	C _g	Schluff, undeutlich blockig, erdfrisch	0,6 Mull	20,9	7,5
ab 90 cm	A _{beg}	sandiger Lehm, deutlich blockig, erdfrisch	1,3 Anmoorhumus	0,2	7,1

Wasserverhältnisse: gut versorgt

Anmerkung: mäßig überschwemmungsgefährdet

Profil III (= Exkursionsprofil)

Landschaftsraum: Niederungsgebiet (Leithaniederung)

Relief: eben

Seehöhe: 133 m

Aufnahmedatum: 21-06-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: feines kalkhaltiges Schwemmaterial über Schotter

Bodentyp: kalkhaltige Feuchtschwarzerde

0-25 cm	A _{1p}	Lehm, blockig, erdfrisch	5,6 Anmoor-mull	6,1	7,5
25-45 cm	A ₂	Lehm, blockig, erdfrisch	3,5 "	7,8	7,6
45-55 cm	AG	Lehm, blockig, erdfrisch	1,6 "	20,0	7,9
55-80 cm	G	lehmiger Schluff, blockig, erdfeucht	0,2	28,4	8,0
ab 80 cm	D	Sand, erdnaß, vorherrschend Kies und Schotter	keine Analysen		

Wasserverhältnisse: gut versorgt

Profil IV

Landschaftsraum: Niederungsgebiet (Leithaniederung)

Relief: eben

Seehöhe: 135 m

Aufnahmedatum: 08-05-72 Kulturart: Grünland

Ausgangsmaterial: feines kalkhaltiges Schwemmaterial

Bodentyp: Typischer Gley

0-20 cm	A	lehmiger Ton, undeutlich krümelig, erdfeucht	3,8	Anmoor- mull	1,7	7,0
20-50 cm	AG	lehmiger Ton, deutlich blockig, erdfeucht	1,5	"	0,2	7,0
50-120 cm	G _{or}	Lehm, strukturlos-massiv, erdnaß	0,5		4,9	7,3
ab 120 cm	DG	Grobsand, strukturlos, erdnaß		keine Analysen		

Wasserverhältnisse: feucht

Anmerkung: Grundwasser zur Zeit der Aufnahme ab 50 cm

Profil V

Landschaftsraum: Niederungsgebiet (Leithaniederung)

Relief: flacher Rücken, eben

Seehöhe: 140 m

Aufnahmedatum: 09-05-72 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: kalkhaltiger Sand

Bodentyp: Tschernosem

0-25 cm	A _{1p}	lehmiger Sand, deutlich krümelig, erdfrisch	3,8	Mull	9,1	7,7
25-40 cm	A ₂	sandiger Lehm, deutlich krümelig, erdfrisch	1,7	Mull	18,5	8,2
40-60 cm	AC	lehmiger Sand, undeutlich krümelig, erdfrisch	0,8	Mull	26,4	8,5
ab 60 cm	C	Sand, strukturlos, erdfrisch	0,1		28,9	8,5

Wasserverhältnisse: trocken

Anmerkung: bis 150 cm keine wesentliche Änderung des C-Horizontes

Profil VI

Landschaftsraum: Tiefere Terrassen

Relief: Terrassen, eben

Seehöhe: 138 m

Aufnahmedatum: 24-07-72 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: kalkhaltiges Feinmaterial (Löß)

Bodentyp: Tschernosem

0-25 cm	A _{1p}	lehmiger Schluff, deutlich krümelig, erdfrisch, einzelne Kiese	2,1 Mull	10,1	7,5
25-50 cm	A ₂	lehmiger Schluff, deutlich krümelig, erdfrisch	1,7 Mull	11,5	7,6
50-65 cm	AC	lehmiger Schluff, undeutlich krümelig, erdfrisch	1,1 Mull	26,0	7,7
65-140 cm	C	sandiger Schluff, deutlich blockig, erdfrisch	0,3	33,9	7,8
ab 140 cm	D	vorherrschend Kies und Schotter (Schotterkörper)	keine Analysen		

Wasserverhältnisse: mäßig trocken

Profil VII (= Exkursionsprofil)

Landschaftsraum: Höhere Terrassen (Parndorfer Platte)

Relief: Terrasse, eben

Seehöhe: 177 m

Aufnahmedatum: 02-09-71 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: kalkfreies Feinmaterial über Schotter

Bodentyp: Paratschernosem

0-25 cm	A _{1p}	sandiger Lehm, undeutlich krümelig, erdfrisch, mäßiger Kies- und Schotteranteil	2,8 Mull	0,0	6,2
25-40 cm	A ₂	sandiger Lehm, undeutlich krümelig, erdtrocken, mäßiger Kies- u. Schotteranteil	2,3 Mull	0,0	6,3
40-50 cm	AD	sandiger Lehm, undeutlich blockig, erdtrocken, sehr hoher Kies- u. Schotteranteil	2,3 Mull	0,0	5,9

ab 50 cm D Sand, vorherrschend Kies und
Schotter (Schotterkörper) keine Analysen

Wasserverhältnisse: sehr trocken

Profil VIII

Landschaftsraum: Höhere Terrassen (Parndorfer Platte)

Relief: Terrasse, eben

Seehöhe: 168 m

Aufnahmedatum: 10-08-73 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: kalkfreies Feinmaterial über kalkhaltigem Feinmaterial
und Schotter

Bodentyp: Paratschernosem

0-25 cm	A _{1p}	sandiger Lehm, deutlich krümelig, erdfrisch, gerin- ger Kies- und Schottergehalt	2,9 Mull	0,0	6,1
25-40 cm	A ₂	sandiger Lehm, undeutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	2,9 Mull	0,0	5,9
40-55 cm	AD	sandiger Lehm, undeutlich krü- melig, erdtrocken, mäßiger Kies- und Schottergehalt	1,8 Mull	14,0	7,7
55-90 cm	D ₁	lehmiger Sand, undeutlich blockig, erdtrocken, hoher Kies- und Schottergehalt	0,9	31,2	7,8
ab 90 cm	D ₂	vorherrschend Kies und Schotter (Schotterkörper)			keine Analysen

Wasserverhältnisse: trocken

Profil IX

Landschaftsraum: Höhere Terrassen (Parndorfer Platte)

Relief: flacher Rücken, eben

Seehöhe: 175 m

Aufnahmedatum: 17-04-74 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: kalkhaltiges Feinmaterial (Löß)

Bodentyp: Tschernosem

0-25 cm	A _{1p}	lehmiger Schluff, deutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kies- und Schotteranteil	2,4 Mull	3,8	7,3
25-40 cm	A ₂	lehmiger Schluff, deutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kies- und Schotteranteil	1,9 Mull	10,1	7,4
40-55 cm	AC	lehmiger Schluff, deutlich krümelig, erdfrisch, einzelne Kiese	1,0 Mull	28,0	7,7
55-120 cm	C	sandiger Schluff, deutlich blockig, erdfrisch	0,3	34,6	7,8
ab 120 cm	D	vorherrschend Kies und Schotter (Schotterkörper)	keine Analysen		

Wasserverhältnisse: mäßig trocken

Literaturverzeichnis

- BERNHAUSER, A.: Über Quartärterrassen im Gemeindegebiet von Kittsee, Bgl. Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, Heft 31
- FINK, J. u. MAJDAN, H.: (1954) Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes, Jahrb. d. Geolog. BA.
(1966) Paläogeographie der Donau. Limnologie der Donau, Stuttgart
- FRANZ, H.: (1961), Exkursionen durch Österreich; Abschnitt Wien-Bruck/Leitha-Hackelsberg. Mitt. d. Österr. Bodenk. Ges. Heft 6
- KÜPPER, H.: (1955), Exkursionen im Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken auf den Pannonischen Raum. Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt
- TAUBER, A.: Geologie des Bezirkes Neusiedl am See. Landestopographie des Bgl., Bez. Neusiedl/See, Eisenstadt 54
- WESSELY, A.: (1961), Geologie der Hainburger Berge. Jahrb. d. Geolog. BA.

DIE BODENVERHÄLTNISSE DES SEEWINKELS

von P. NELHIEBEL

Der etwa 400 km² große Seewinkel liegt am Nordwestrand der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Er wird im Norden durch den Abbruch (Wagram) der Parndorfer Platte, im Westen durch den Neusiedler See, im Osten und im Süden durch die Staatsgrenze gegenüber Ungarn begrenzt. Der Seewinkel, der sicher zu den landschaftlich interessantesten und reizvollsten Räumen unseres Landes gehört, liegt etwa 114–126 m über dem Meeresspiegel und ist somit die am tiefsten gelegene Landschaft Österreichs. Es handelt sich, geologisch gesehen, um ein großes Senkungsfeld mit relativ jungen Ablagerungen und einer Tektonik, die tief ins Quartär hineinreicht.

Der im Pannonischen Klimabereich liegende Seewinkel weist mit 9–10°C die höchsten Jahrestemperaturmittel und mit über 20°C die höchsten 14 h-Temperaturen des Bundesgebietes auf. Die Jahresniederschlagsmengen liegen bei 500–600 mm. Von besonderer Bedeutung ist der klimatische Einfluß des rund 300 km² großen Neusiedlersees.

Der Raum wurde in Anlehnung an die von F. Solar anlässlich der Exkursion vorgelegte Karte in Landschaftseinheiten gegliedert. Solars Darstellung ist in der beiliegenden Karte des Seewinkels stark vereinfacht wiedergegeben. Diese Landschaftseinteilung ist überdies bereits von F. Solar in der Arbeit "Stoffhaushalt der Rübenböden des Seewinkels" (Die Bodenkultur 26/2, 1975, 111–138) veröffentlicht.

Wie aus der Karte zu ersehen ist, wird der größte Teil des Gebietes von der Schotterflur eingenommen. Es folgen die Seerandzone, der Hansag mit Randflur und die Muldenzone innerhalb der Schotterflur sowie die Randmulden der Schotterflur. Schließlich wurde noch der Seedamm als eigene Landschaftseinheit dargestellt, was aufgrund seiner markanten Ausprägung berechtigt erscheint. Die einzelnen Landschaftseinheiten unterscheiden sich durch ihre Morphologie, ihr bodenbildendes Material, ihre Böden und nicht zuletzt durch ihre Wasserverhältnisse.

Wie bereits erwähnt, wird der größte Teil des Seewinkels von der Schotterflur oder Terrasse des Seewinkels eingenommen. Der auch als Seewinkelschotter bezeichnete Schotterkörper, der etwa ab 120 m Seehöhe auftritt, besteht zumeist aus verfärbten, vorwiegend silikatischen Schottern. Wie man in zahlreichen Schottergruben feststellen kann, ist der Schotter zum Teil kryoturbar gestört. Als wesentliches pedologisches Merkmal dieser Landschaftseinheit ist das häufige Auftreten von Paratschernosemen zu nennen. Diese Böden, die hier aus rötlich-braun gefärbtem kalkfreiem Feinmaterial entstanden sind, fehlen in allen anderen Landschaftseinheiten des Seewinkels. Rund ein Viertel aller Böden der Schotterflur kann diesem Bodentyp zugeordnet werden. Der Paratschernosem in seicht- bis mittelgründiger Ausprägung (über Schotter) hat sich besonders gut als Weingartenstandort bewährt. Auf dem durch Kalkfreiheit und leichtere Bodenart gekennzeichneten Paratschernosem weisen die Weingärten keine Chlorose auf. Auf diese Erkrankung des Weinstocks, die sich durch rasches Vergilben der Blätter im Frühjahr und Frühsommer und damit verbundene Wachstumschädigungen äußert, wird später noch zurückgekommen werden. Natürlich ist der Paratschernosem auch als Ackerstandort durchaus geeignet; er bringt bei Beregnung gute Zuckerrübenenerträge. Im Raum Frauenkirchen konnten 30 cm mächtige Paratschernoseme als beregnete Rübenstandorte angetroffen werden (Profil XVII). Die Qualität der beregneten Rübe des Seewinkels läßt im allgemeinen allerdings viel zu wünschen übrig. Untersuchungen zufolge ist das teils auf den hohen Na-Gehalt des Beregnungswassers, teils auf Zustandsänderungen des Boden-Natriums zurückzuführen. Auch die Verschlechterung des Bodenstandes wie z.B. Strukturzerfall, Verschlämmung und damit erschwerte Bearbeitbarkeit dürften im unmittelbaren Zusammenhang mit der Beregnung stehen. Den Hauptanteil der Böden der Schotterflur bilden Tschernoseme. Im westlichen Teil sind sie aus vorwiegend sandigem Ausgangsmaterial entstanden, das hier eine große Anzahl von mehr oder minder flachen Rücken bzw. Dünen bildet (Profil XII). Im Osten der Landschaftseinheit laufen fast parallel zur Staatsgrenze ziemlich markante Rücken, die aus Löß oder lößähnlichem Material aufgebaut sind. Die aus diesem Material (Profil XIV) entstandenen Tschernoseme sind als hochwertig anzusprechen. In konkaven Positionen der Schotterflur sind meist

hochwertige Feuchtschwarzerden anzutreffen, bei denen mit einer gewissen, meist schwachen Versalzung zu rechnen ist.

Die Seerandzone beginnt südlich von Weiden/See, begleitet den gesamten rezenten Seerand des Neusiedlersees und findet südlich von Pamhagen ihre Fortsetzung in Ungarn. Charakteristisch für diese Landschaftseinheit, die von der Schotterflur durch einen ziemlich deutlichen Erosionsrand getrennt ist, ist das Fehlen eines Schotterkörpers. Es ist aber zu betonen, daß der Raum vor allem in seinem mittleren und südlichen Teil nicht als schotterfrei zu bezeichnen ist. Hier treten nämlich hauptsächlich silikatische Schotter auf, die zumeist in einer sandig-lehmigen Packung anzutreffen sind. Weiters ist für die Seerandzone das sehr häufige Auftreten von größeren, kleineren und kleinsten Salzseen oder Salzlacken bezeichnend. Der Vollständigkeit halber ist zu erwähnen, daß ähnliche Salzlacken auch in der Muldenzone innerhalb der Schotterflur in großer Zahl vorhanden sind. Zu den Salzlacken (Zicklacken; Zick = Salz, ungarisch) ist zu sagen, daß es sich dabei um abflußlose Pfannen handelt, die meist nur 30–50 cm tief sind. Durch die stetige Verdunstung des Wassers nimmt die Salzkonzentration in den Lacken ständig zu. Im Laufe des Sommers sinkt der Wasserstand beträchtlich und im Juli sind die Zicklacken der Seerandzone meist gänzlich ausgetrocknet. Die in den Schotter eingesenkten Lacken in der Muldenzone der Schotterflur weisen hingegen auch in trockenen Sommern (z.B. 1976) noch immer einen beträchtlichen Wasserstand auf. Dies dürfte auf eine Speisung durch das Grundwasser zurückzuführen sein. Es bleibt nun noch zu betonen, daß in der Seerandzone Tschernoseme fast vollkommen fehlen. Nur im Bereich der vielen flachen Rücken und Wälle östlich von Illmitz und Apetlon findet man neben den leichten, sandigen Feuchtschwarzerden in seltenen Fällen Entwicklungen in Richtung Tschernosem bzw. kleinflächig auch diesen Bodentyp.

Die Seerandzone zeigt erstmals den sogenannten salzführenden Horizont. Wo dieser an fleckigen Schwemmlöß erinnernde Horizont auftritt, zeigen die daraus bzw. darüber zur Ausbildung gelangten Böden eine mehr oder minder große Versalzung und nehmen in extremen Fällen die Merkmale und Eigenschaften von Salzböden an. In der Folge sollen die im Seewinkel auftretenden Salzböden kurz charakterisiert werden. Der Solontschak zeigt einen A_{sa}-G-Profilaufbau, wobei

es sich beim G-Horizont um den salzförenden Horizont handelt. Der Boden ist äüßerst humusarm, steht unter unmittelbarem Grundwassereinfluß und ist oft überstaut. Bei Abtrocknung zeigt er deutliche Salzausblöhungen (meist Na_2CO_3). Die Vegetation ist bei diesem Bodentyp auf Halophyten beschränkt. Als wichtigste Vertreter der im Seewinkel auftretenden Halophytenflora sind die Salzkresse, die Salzmelde, die Salzaster, das Glasschmalz und der Meerstranddreizack zu nennen. Der Solontschak enthält über 300 mg/100 g Boden wasserlösliche Salze, weist aber eine Na-Sättigung von weniger als 15 % und einen pH-Wert um 8 auf. Der Solonetz mit dem klassischen Profilaufbau $\text{A-B}_h\text{-G}$ tritt im Seewinkel in modifizierter Form, nämlich als sekundärer, überlagerter Solonetz auf. Man kann dann meist von einem $\text{A-A}_{\text{fos}}\text{-B}_{\text{hfos}}\text{-G}$ -Profil sprechen. Charakteristisch ist der relative Humusreichtum im A_{fos} und B_{hfos} -Horizont sowie die prismatische Struktur, die als "Säulchenstruktur" bekannt ist. Im feuchten bzw. nassen Zustand zeigt der Boden eine breiige Konsistenz. Im trockenen Zustand bilden sich Schwundrisse, und es kommt zu einer außerordentlichen Verhärtung des Bodens, die eine Bearbeitung unmöglich macht. Nun zum Chemismus: der Gehalt an wasserlöslichen Salzen beträgt weniger als 300 mg%, die Na-Sättigung liegt über 15% und der pH-Wert über 8,5. Die Vegetation ist auf dem Solonetz (Profil XIII) bereits artenreicher und, je nach Mächtigkeit der Überlagerung, nicht mehr ausschließlich auf Salzpflanzen beschränkt. Zwischen beiden Bodentypen steht der Solontschak-Solonetz, der die Merkmale und Eigenschaften dieser Böden vereint. Das heißt, der Gehalt an wasserlöslichen Salzen liegt über 300 mg%, die Na-Sättigung ist höher als 15% und der pH-Wert steigt über 9. Die kurz geschilderten Salzböden kommen in der Seerandzone im grundwassernahen Bereich vor, also in unmittelbarer Nähe der Salzlacken sowie auf den weiten, konkaven Wiesenflächen, die sich südöstlich Illmitz und Apetlon gegen den Schilfgürtel des Neusiedlersees ausbreiten. Dort, wo sie nicht melioriert wurden, können diese Böden nur als Grünland genutzt werden. Der Bestand der Wiesen ist unter den für Grünland meist günstigen Wasserverhältnissen sehr lückig, da aufgrund der Versalzung der osmotische Druck so stark steigen kann, daß die Pflanzen nicht in der Lage sind, Wasser aufzunehmen. Sie werden physiologisch trockengestellt. Zur Verteilung der Salzböden in der Seerandzone sei noch gesagt, daß

die Häufigkeit ihres Auftretens südlich Podersdorf zunimmt. Liegt ihr Anteil im südlichen Bereich bei 20-30 %, so kann man nördlich Podersdorf nur etwa 5 % aller kartierten Böden als echte Salzböden ansprechen. Der größte Teil der Landschaftseinheit wird von mehr oder minder versalzten Feuchtschwarzerden eingenommen. Der Bodenschwere nach sind sie im nördlichen Bereich schwerer und im mittleren bzw. südlichen Teil eher leichter. Verhältnismäßig große Flächen nehmen - im Raum Illmitz beginnend und bis Mexikopuszta reichend - die sogenannten Grauen Böden ein. Sie treten hauptsächlich in zwei charakteristischen Ausprägungen auf: tiefkrumig und tiefgründig mit mehreren begrabenen Humushorizonten (Profil XX) oder mit einem 20-30 cm mächtigen A-Horizont über G. Es handelt sich um graubraune Böden, deren Farbe fast als Reduktionsfarbe von Gleyen angesprochen werden könnte. Eine exakte typologische Zuordnung dieser Böden konnte noch nicht durchgeführt werden. Das Ausgangsmaterial, das erhöhte Salzgehalte aufweist, dürfte aus Seetransgressionen stammen. Die Grauen Böden stehen fast ausschließlich unter Ackernutzung und stellen dort, wo sie tiefkrumig ausgebildet sind, gute Ackerstandorte dar.

Eine besondere Landschaftseinheit ist der Seedamm. Es handelt sich dabei um einen Brandungswall, der hauptsächlich aus Sanden und Schottern aufgebaut ist. Wie pollenanalytische Untersuchungen ergaben, ist er erst in historischer Zeit entstanden. Südlich Weiden beginnend, zieht er sich zunächst oft nur 5-10 m breit und 1-2 m über dem Umland bis in den Raum Podersdorf, wo er südlich der Ortschaft immer breiter und höher wird, um im Sandeck vorläufig seinen Abschluß zu finden. Zwischen dem Sandeck und Neudegg ist er fast verschwunden bzw. nur sehr undeutlich sichtbar. Seinen letzten Teil auf österreichischem Gebiet bildet das Neudegg südlich von Apetlon. Pedologisch betrachtet treten im Bereich des Seedammes meist Rohböden aus Sand und Schotter auf (Profil X), welche im Zuge der Weingartennutzung, vor allem in Podersdorf und Illmitz, zu Rigolböden umgestaltet wurden bzw. sich in Richtung Tschernosem entwickeln. Oft findet man unter dem Dammsand (Roh- oder Rigolboden) begrabene Salzböden oder Feuchtschwarzerden. Die Weingärten im Bereich des Seedammes gedeihen recht gut ("Sandweine"), denn der Dammsand, oft über wenig durchlässigem Material abgelagert, hält erstaunlich lange die Feuchtigkeit

(Profil XV). Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, daß alle Lacken und Seen des Seewinkels ihre eigenen mehr oder minder deutlich ausgeprägten Dämme bzw. Brandungswälle besitzen.

Wir kommen jetzt zur Muldenzone innerhalb der Schotterflur. Die deutlich abgesenkten Mulden weisen an ihren tiefsten Stellen zumeist Salzlacken auf, die jedoch einen Schottergrund haben und, wie bereits erwähnt, nie zur Gänze austrocknen. Die in der Nähe der Lacken liegenden Salzböden, hier meist Solonetze, unterscheiden sich dadurch von denen der Seerandzone, daß sie jeweils einen beträchtlichen Schotteranteil im Profil aufweisen (Profil XVI). Der salzführende Horizont ist hier von Terrassenschottern durchsetzt. Der größte Teil der Muldenzone wird von versalzten Feuchtschwarzerden eingenommen, die zumeist unter Ackernutzung stehen.

Die Randmulden der Schotterflur im Raum von Gols und Mönchhof zeigen pedologisch fast ausschließlich versalzte, stark kalkhaltige Feuchtschwarzerden (Profil XI), die einen deutlichen Stockwerksaufbau besitzen. Die zumindest im Oberboden sehr schweren Feuchtschwarzerden, die heute mäßig feuchte Wasserverhältnisse haben, sind erst ab dem Bau des Golser Kanals in den frühen fünfziger Jahren kultiviert worden und stellen heute vielfach Weingartenstandorte dar. Besonders im Jahre 1976 wurden weite Flächen dieser Weingärten von der Chlorose erfaßt. Hohe Karbonatgehalte und merkliche Versalzung können im Verein mit schwerer Bodenart und damit zusammenhängenden Verdichtungserscheinungen als begünstigende Faktoren für die Chlorose angenommen werden.

An der tiefsten Stelle des südöstlichen Seewinkels liegt in etwa 115–120 m Seehöhe der Hansag, auch Wasen genannt, eine Moorlandschaft, die in Ungarn jenseits des Einserkanals ihre Fortsetzung findet. Der auf ungarischem Staatsgebiet verlaufende Einserkanal wurde im Jahre 1895 errichtet und stellt die Verbindung zwischen dem Neusiedlersee und der Rabnitz dar. Er sollte der Entwässerung des Neusiedlersees und des Hansag dienen. Durch ein weitverzweigtes Kanal- und Grabensystem, das in den Einserkanal mündet, konnte der Hansag weitgehendst entwässert und somit für den Ackerbau nutzbar gemacht werden. Heute herrschen im Kerngebiet des Hansag mehr oder minder trockengefallene Niedermoore in verschiedener Mächtigkeit über salzführenden G-Horizonten

vor (Profil XIX). Unter dem G - Material tritt meist unverfärbter, vorwiegend silikatischer Schotter auf. Im Hochsommer ist der Torfhorizont der Niedermoore völlig ausgetrocknet und sehr leicht entzündbar. Der letzte große Moorflächenbrand wütete in den Jahren 1945-47. Auf den trockengefallenen Niedermoorflächen werden heute alle Feldfrüchte angebaut. In feuchteren Sommern (z.B. 1975) sind tiefer gelegene Flächen z. T. überstaut, was natürlich zu Behinderungen führt. Es sind auch heute noch echte, nasse Niedermoore vorhanden, die z.T. nur eine extensive Grünlandnutzung zulassen. Der Grundwasserstand liegt im Frühjahr bei weniger als 1 m, später sinkt er auf 1,5-2 m ab. Die oft beträchtlichen Salzmengen im unterlagernden Material werden durch die enorme Oberflächenwirkung der organischen Substanz der Niedermoore, Anmoore und anmoorigen Feuchtschwarzerden nicht so wirksam wie in mineralischen Böden. In der Randflur des Hansag herrschen kalkhaltige Feuchtschwarzerden von hoher Ackerqualität vor (Profil XVIII).

Profilbeschreibungen

Profil X

Landschaftseinheit: Seedamm

Relief: Wall, eben

Seehöhe: 118 m

Aufnahmedatum: 03-05-74 Kulturart: extensives Grünland

Ausgangsmaterial: Kalksand und Schotter

Bodentyp: Kalkhaltiger Lockersedimentrohboden

		Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-20 cm A	Sand, strukturlos, erdtrocken, hoher Kies- und Schottergehalt	4,2 Moder	13,3	7,4	-	-
20-40 cm C ₁	Sand, strukturlos, erdtrocken, vorherrschend Kies und Schotter		keine Analysen			
40-60 cm C ₂	Sand, strukturlos, erdtrocken, geringer Kies- und Schottergehalt	0,3	14,1	8,0	-	-
60-70 cm A _{beg}	Sand, strukturlos, erdtrocken, hoher Kies- und Schottergehalt	1,2 Moder	13,3	7,9	-	-
ab 70 cm D	Grobsand, erdtrocken, vorherrschend Kies- und Schotter		keine Analysen			

Wasserverhältnisse: sehr trocken

Profil XI

Landschaftseinheit: Randmulde der Schotterflur (Golser Mulde)

Relief: eben

Seehöhe: 122 m

Aufnahmedatum: 21-06-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial : Feines, kalkhaltiges Schwemmaterial (Seesedimente?)

Bodentyp: Versalzte, kalkhaltige Feuchtschwarzerde

		Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-20 cm A _p	lehmgiger Ton, undeutlich blockig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	3,0 Anm.- Mull	8,4	7,4	Na 0,3 Mg 33,6	75
20-40 cm AC _g	lehmgiger Ton, deutlich blockig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	1,2 Anm.- Mull	38,6	7,9	Na 0,4 Mg 36,5	78
40-65 cm G _{or}	Lehm, deutlich blockig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	0,3	47,8	8,2	Na 1,0 Mg 42,1	94
65-75 cm D	lehmgiger Sand, strukturlos, erdfrisch, mäßiger Kies- und Schottergehalt	0,1	23,9	8,3	Na 0,9 Mg 37,4	91
75-110 cm DG ₁	lehmgiger Sand, erdfeucht, strukturlos bis undeutlich blockig, hoher Kies- und Schotteranteil	0,0	18,4	8,3	Na 0,8 Mg 23,4	86
ab 110 cm DG ₂	Sand, strukturlos, erdfeucht, sehr hoher Kies- und Schottergehalt	0,2	20,1	8,0	Na 1,0 Mg 29,5	80

Wasserverhältnisse: mäßig feucht

Profil XII

Landschaftseinheit: Schotterflur

Relief: flacher Rücken (Düne?), eben

Seehöhe: 125 m

Aufnahmedatum: 02-08-74 Kulturart: Weingarten

Ausgangsmaterial: Sandiges, kalkhaltiges Feinmaterial

Bodentyp: Tschernosem

		Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-40 cm A ₁	lehmiger Sand, krümelig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	2,2 Mull	6,8	7,7	-	-
40-55 cm A ₂	lehmiger Sand, krümelig, erdfrisch geringer Kies- und Schottergehalt	2,0 Mull	5,0	7,8	-	-
55-70 cm AC	lehmiger Sand, undeutlich krümelig, erd- frisch, mäßiger Kiesgehalt	0,6 Mull	30,3	7,9	-	-
ab 70 cm C	lehmiger Sand, kleinblockig, erdfrisch, mäßiger Kiesgehalt	0,5	33,6	8,2	-	-

Wasserverhältnisse: trocken

Profil XIII

Landschaftseinheit: Übergang Seedamm - Seerandzone

Relief: flacher Rücken, eben

Seehöhe: 121 m

Aufnahmedatum: 21-06-76 Kulturart: extensives Grünland

Ausgangsmaterial: Kalkhaltiger Sand (Damm sand) über tonig-lehmigen Sedimenten

Bodentyp: Überlagerter Solonetz

			Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-10 cm	O _f	Sand, erdtrocken, strukturlos, zer- setzter Bestandesabfall	2,4 Moder- mull	14,2	8,1	Na 0,5 Mg 36,6	157
10-35 cm	A	Sand, strukturlos, erdtrocken	3,4 Mull	42,2	7,9	Na 6,7 Mg 18,7	184
35-70 cm	A _{beg}	Ton, erdtrocken, deutlich blockig, geringer Kiesgehalt	1,9 Mull	15,5	7,9	Na 6,4 Mg 21,6	159
70-95 cm	A _{fos} (^B _{h fos})	Lehm, erdfrisch, undeutlich prismatisch, geringer Kiesgehalt	1,0 Mull	32,6	8,2	Na 5,6 Mg 28,7	264
95-110cm	AC _{fos}	Lehm, erdfrisch, deutlich blockig, geringer Kiesanteil	0,3	47,8	8,4	Na 3,6 Mg 35,9	326
110-140"	C	Lehm, undeutlich blockig, erdfrisch, geringer Kiesanteil					
ab 140cm	G ₁	sandiger Lehm, erdfeucht					

Wasserverhältnisse: wechselfeucht mit Überwiegen der Trockenphase

Profil XIV

Landschaftseinheit: Schotterflur

Relief: flacher Rücken, eben

Seehöhe: 124 m

Aufnahmedatum: 14-08-75 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: Kalkhaltiges Feinmaterial (Löß oder lößähnlich)

Bodentyp: Tschernosem

					Humus	CaCO ₃	pH	Sättigung	Salze
					%	%	nKCl	%	mg
					Form				
0-25 cm	A _{1p}	lehmiger Schluff, erdfrisch, deutlich krümelig			2,6 Mull	4,3	7,2	-	-
25-40 cm	A ₂	lehmiger Schluff, erdfrisch, deutlich krümelig			2,6 Mull	4,7	7,3	-	-
40-65 cm	AC	lehmiger Schluff, erdfrisch, undeutlich krümelig			1,3 Mull	25,8	7,4	-	-
65-80 cm	C	lehmiger Schluff, erdfrisch, deutlich blockig			0,5	34,9	7,5	-	-
ab 80 cm	D	lehmiger Sand, erdfrisch, undeutlich blockig			0,0	29,0	7,7	-	-

94

Wasserverhältnisse: mäßig trocken

Anmerkung: ab 150 cm Schotter + Sand

Profil XV

Landschaftseinheit: Seedamm

Relief: Wall, eben

Seehöhe: 117 m

Aufnahmedatum: 11-08-76 Kulturart: Weingarten

Ausgangsmaterial: Kalkhaltiger Sand (Dammssand)

Bodentyp: Rigolboden

		Humus % form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-15 cm	A _{rig1}	0,3 Moder- mull	10,1	8,1	-	-
15-40 cm	A _{rig2}	0,2 Moder- mull	10,9	8,2	-	-
40-60 cm	C _{g1}	0,0	9,3	8,3	-	-
60-75 cm	C _{g2}	0,0	9,5	8,5	-	-
75-95 cm	C _{g3}	0,0	11,4	8,5	-	-
ab 95 cm	D					keine Analysen

Wasserhältnisse: trocken

Anmerkung: ab 130 cm feinerer Sand

Profil XVI

Landschaftseinheit: Muldenzone innerhalb der Schotterflur

Relief: eben

Seehöhe: 121 m

Aufnahmedatum: 28-05-76 Kulturart: Grünland

Ausgangsmaterial: Feines und grobes Schwemmaterial

Bodentyp: Solonetz

		Humus %	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg	%
0-5 cm	A	4,4	1,2	7,4	Na 2,5 Mg 24,2	66	
5-25 cm	A _{fos1} (B _{hfos1})	1,5	3,9	7,7	Na 21,6 Mg 34,6	190	
25-35 cm	A _{fos2}	1,0	14,4	8,2	Na 25,6 Mg 29,2	232	
35-50 cm	D		keine	Analysen			
ab 50 cm	G _{or}	0,2	28,8	8,3	Na 19,2 Mg 36,7	150	

Wasserverhältnisse: wechselfeucht

Anmerkung: Grundwasser ab etwa 90 cm

Profil XVII

Landschaftseinheit: Schotterflur

Relief: eben

Seehöhe: 121 m

Aufnahmedatum: 22-06-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: Kalkfreies Feinmaterial über Schotter

Bodentyp: Paratschernosem

0-30 cm A _p	sandiger Lehm, undeutlich krümelig, erdtrocken, geringer Kies- u. Schottergehalt
30-45 cm AD	sandiger Lehm, undeutlich blockig, erdtrocken, vorherrschend Kies und Schotter
45-60 cm D ₁	lehmiger Sand, strukturlos, erdtrocken, sehr hoher Kies- und Schotteranteil
ab 60 cm D ₂	Sand, strukturlos, erdfrisch, sehr hoher Kies- und Schotteranteil

Wasserhältnisse: sehr trocken

Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
1,4 Mull	0,0	6,3	-	-
1,1 Mull	0,0	6,4	-	-
0,6	0,0	6,5	-	-

keine Analysen

Profil XVIII

Landschaftseinheit: Hansag mit Randflur

Relief: eben

Seehöhe: 118 m

Aufnahmedatum: 12-05-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: Feines, kalkhaltiges Schwemmaterial

Bodentyp: Kalkhaltige Feuchtschwarzerde

			Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-30 cm	A _{1p}	sandiger Lehm, deutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kies- u. Schottergehalt	4,4 Anm.- Mull	6,3	7,5	-	-
30-40 cm	A ₂	sandiger Lehm, deutlich krümelig, erdfrisch, geringer Kies- und Schottergehalt	2,1 Anm.- Mull	4,6	7,7	-	-
40-65 cm	AC	sandiger Lehm, undeutlich krümelig, erdfrisch, mäßiger Kies- u. Schottergehalt	0,8 Anm.- Mull	22,5	7,9	-	-
ab 65 cm	G ₀	sandiger Lehm, deutlich blockig, erdfeucht, geringer Kies- und Schotteranteil	0,3	39,0	8,2	-	-

98

Wasserverhältnisse: gut versorgt

Anmerkung: Grundwasser ab etwa 130 cm

Profil XIX

Landschaftseinheit: Hansag mit Randflur

Relief: eben

Seehöhe: 116 m

Aufnahmedatum: 20-09-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: Stark vererdeter Torf über feinem,
kalkhaltigem Schwemmaterial (Seesedimente?)

Bodentyp: Niedermoor

			Humus %	Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-35 cm	T _{erd}	stark vererdeter, zersetzter Torf, erdfrisch	45,5		1,4	7,0	Na 1,5 Mg 11,8	
35-45 cm	AG _{beg}	Lehm, deutlich blockig, erdfrisch	2,6	Anm.-- Mull	42,6	7,7	Na 4,1 Mg 14,8	
45-75 cm	G _{or1}	Lehm, undeutlich blockig, erdfeucht	1,0		54,0	7,7	Na 5,6 Mg 22,3	keine Analysen
75-90 cm	G _{or2}	Lehm, deutlich blockig, erdfeucht, mäßiger Kiesgehalt	0,3		15,6	7,7	Na 6,4 Mg 20,4	
ab 90 cm	GD	lehmiger Sand, undeutlich blockig, erd- feucht, hoher Kies- u. Schottergehalt			keine Analysen			

Wasserhältnisse: wechselfeucht mit Überwiegen der Feuchtphase

Profil XX

Landschaftseinheit: Seerandzone

Relief: flache Mulde, eben

Seehöhe: 118 m

Aufnahmedatum: 07-09-76 Kulturart: Acker

Ausgangsmaterial: Feines, kalkhaltiges Schwemmaterial

Bodentyp: "Grauer Boden"

	Humus % Form	CaCO ₃ %	pH nKCl	Sättigung %	Salze mg
0-25 cm A _{1p}	2,8 Mull	9,7	7,9	Na 0,5 Mg 20,7	80
25-45 cm A _{2beg}	2,4 Mull	45,8	8,0	Na 1,0 Mg 27,8	100
45-70 cm A _{3beg}	2,9 Mull	49,2	8,0	Na 3,8 Mg 36,3	106
70-95 cm A _{4beg}	3,8 Anm.- Mull	49,2	8,1	Na 5,9 Mg 36,9	140
ab 95 cm AG	0,8 Anm.- Mull	21,7	8,5	Na 4,0 Mg 24,0	90

Wasserhältnisse: gut versorgt

Anmerkung zu allen Profilen:

Sättigung: % vom S-Wert

Salze: H₂O-lösliche Salze in mg/100 g Feinboden

Literaturverzeichnis

- BERNHAUSER, A.: (1962), Zur Verhandlungsgeschichte des Bgld. Seewinkels. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 2^o
- (1965), Entwurf einer bodenkundl. Karte der Zitzmannsdorfer Wiesen. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 34
- (1967), Erläuterungen zur bodenkundl. Karte von Neusiedl/See. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 38
- (1967), Erläuterungen zur bodenkundl. Karte von Pamhagen, Bgld. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 38
- (1970), Erläuterungen zur bodenkundl. Karte von Andau, Tadten und Wallern, Bgld. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 44
- FRANZ, H., HUSZ, G.: (1961), Abschnitt Hackelsberg-Neusiedl-Podersdorf-Ilmitz. Mitteilungen der Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 6
- (1961), Die Salzböden u. d. Alter der Salzsteppe im Seewinkel. Mitteilungen der Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 6
- FRASL, G.: (1961), Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. Mitteilungen der Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 6
- FUCHS, W.: (1974), Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, i. d. südl. Bgld. und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter; Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt, Heft 4
- GATTINGER, T.E.: (1975), Das Hydrogeol. Einzugsgebiet des Neusiedlersees. Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt, Heft 4
- GRILL, R.: (1971), Ber. üb. Begehungen auf d. Bl. Wien u. Pressburg d. Österr. Karte 1:200.000. Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, Heft 4
- HUSZ, G.: (1965), Einiges zur Theorie und Praxis der Salzbodenmelioration mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Seewinkel. Die Bodenkultur, Heft 3
- (1965), Zur Kenntnis der quart. Sedimente d. Seewinkelgebietes. Wiss. Arbeiten aus dem Bgld., Heft 32
- (1966), Zur Systematik der Salzböden des Seewinkels in Österreich. Die Bodenkultur, Heft 4
- KÜPPER, H.: (1961), Erläuterungen zur Aussicht vom Hackelsberg. Mitteilungen der Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 6
- LÖFFLER, H.: (1974), Der Neusiedler See, Naturgeschichte eines Steppensees. Molden-Verlag Wien
- SAUERZOPF, F.: (1964), Land am Neusiedlersee. Eisenstadt
- SOLAR, F.: (1975), Der Stoffhaushalt von Rübenböden des Seewinkels unter bes. Berücksichtigung d. Disharmonitätsproblems. Die Bodenkultur, Heft 2

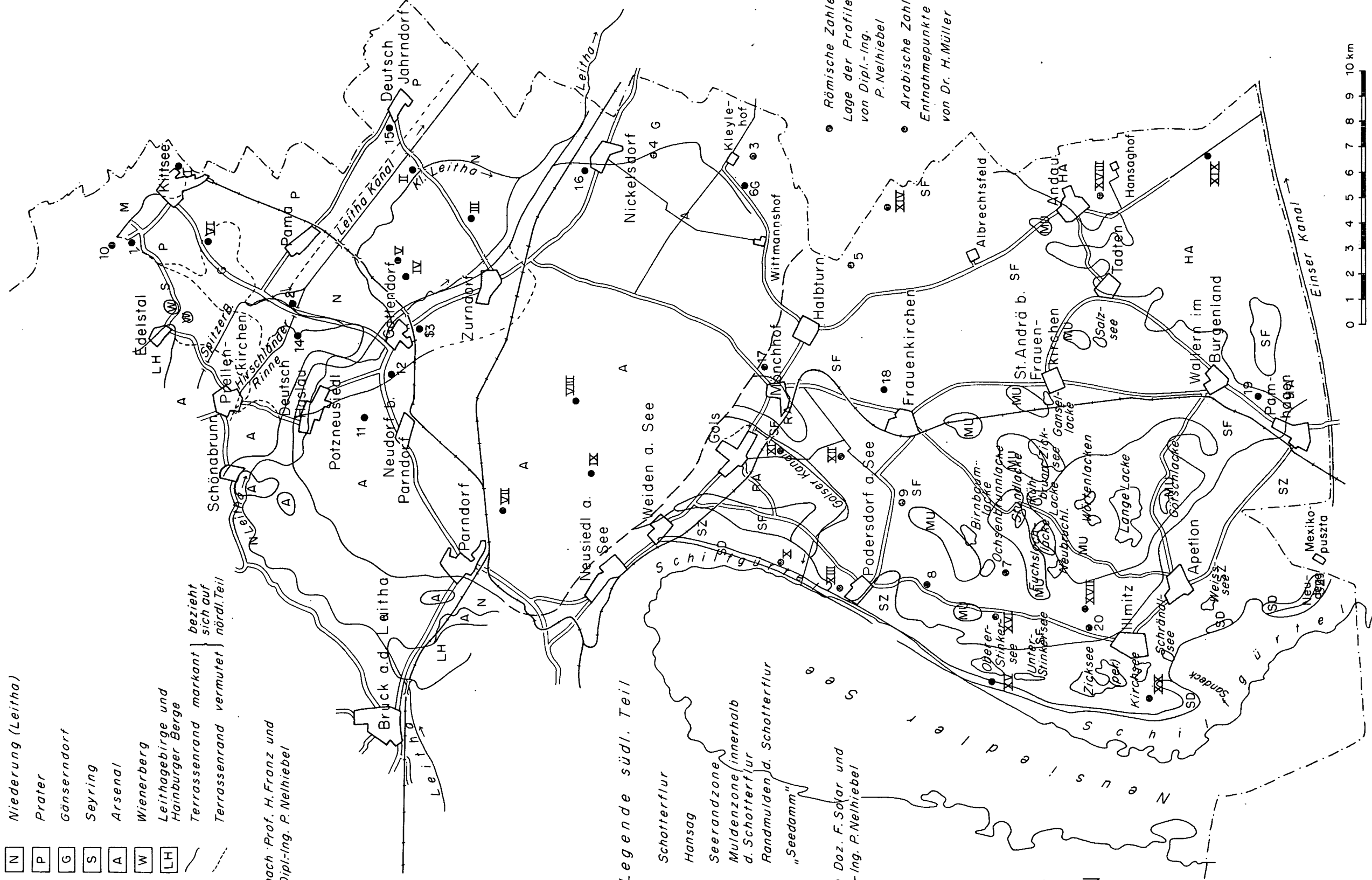
- SOLAR, F.: (1975), Legende zu den Bodenkarten Wr. Becken/Burgenland samt
Bodenkarte Seewinkel, Blätter 2,3, Wien
- TAUBER, A.: (1954), Geologie des Bezirkes Neusiedl/See. Landestopographie
des Bgld., Bez. Neusiedl/See, Eisenstadt.

Übersichtskarte des Exkursionsraumes 1976
(Landschaftseinheiten, Profil- und Probenentnahmestellen)

Legende nördl. Teil

- M Rez Mäander
- N Niederung (Leitha)
- P Prater
- G Gänserndorf
- S Seyring
- A Arsenal
- W Wienerberg
- LH Leithagebirge und Hainburger Berge
- Terrassenrand markant } bezieht sich auf nördl. Teil
- Terrassenrand vermutet } nördl. Teil

nach Prof. H. Franz und
Dipl.-Ing. P. Nelhiebel



Legende südl. Teil

- SF Schotterflur
- HA Hansag
- SZ Seerandzone
- MU Muldenzone innerhalb d. Schotterflur
- RA Randmulden d. Schotterflur
- SD "Seedamm"

nach Doz. F. Solar und
Dipl.-Ing. P. Nelhiebel

• Römische Zahlen: Lage der Profile von Dipl.-Ing. P. Nelhiebel

• Arabische Zahlen: Entnahmepunkte von Dr. H. Müller

