

Einfluß von Boden-pH und Bodenwasserhaushalt auf die Gewässerversauerung im ostbayerischen Grundgebirge

Karl Auerswald

1. Einleitung

Nur ein kleiner Teil der Niederschläge gelangt direkt in die Gewässer. Der größte Teil erreicht erst nach einer Passage durch Böden den Vorfluter. Gleiches gilt für atmosphärische Schadstoffe. Dadurch üben die Böden einen entscheidenden Einfluß auf den Chemismus der Gewässer aus.

Niedrige pH-Werte und hohe Aluminiumkonzentrationen kennzeichnen für Fische ungünstige Lebensbedingungen. Plötzliche pH-Absenkungen während der Schneeschmelze und nach Starkregenereignissen können sich besonders ungünstig auf den Fischbestand auswirken (FISCHERSCHERL et al., 1986). Im folgenden sollen die chemischen und physikalischen Voraussetzungen typischer Böden im ostbayerischen Grundgebirge beschrieben werden, unter denen es zu solchen niedrigen pH-Werten und zu pH-Schocks kommen kann.

2. Bodenkundlicher Überblick

Auf den vorherrschenden Gneis und Granit tritt als zentraler Bodentyp die Braunerde auf. Stark vereinfachend läßt sich die folgende Abfolge von Böden als typisch herausarbeiten: In den Gipfelregionen finden sich häufig Felsfreistellungen, auf denen sehr flachgründige Böden, Syrosem oder Ranpetrosole (n. BOCHTER, 1984), entwickelt sind. Diese Böden haben besonders bei feinkörnigem Ausgangsgestein nur einen angedeuteten Mineralbodenhorizont, der mit zunehmender Grobkörnigkeit des Gesteins durch die schnellere physikalische Verwitterung etwas mächtiger wird. Diese Böden weisen besonders niedrige pH-Werte auf (Tab. 1).

Tabelle 1:

Syrosem auf grobkörnigem Granit

Horizont	Tiefe [cm]	o. S. [%]	C/N	T [%]	U [%]	S [%]	X [%]	CaCl ₂	pH	H ₂ O
L	0,5									
Of	2	82	25					3,1	3,6	
Oh ₁	3	80	25					2,5	3,1	
Oh ₂	3	85	47					2,5	2,9	
Ai	0-0,5	27	25	9	25	66	46	2,7	3,1	
mCn										

o. S. = organische Substanz, T, U, S = Ton, Schluff, Sand in % des Feinbodens, X = Steine in % des Gesamtbodens

Zwischen den Blöcken sind bereits Braunerden entwickelt. Die in Tab. 2 dargestellte Braunerde zeigt Eigenschaften, die charakteristisch für viele der Böden sind: Die Gehalte an organischer Substanz sind bis in große Tiefe hoch. Dies ist aus zwei Gründen von Bedeutung. Der hohe Gehalt an organischer Substanz ist verantwortlich für die hohe potentielle Kationenaustauschkapazität der Böden, und er könnte darüber hinaus ein Indikator dafür sein, daß die Böden bereits seit längerem stark versauert sind, da nach BLASER & KLEMMEDSON (1987) der Abbau der organischen Substanz gehemmt ist, wenn Aluminium in der Bodenlösung auftritt.

Ebenfalls charakteristisch ist das niedrige C/N-Verhältnis, das bei diesen Böden und den für diese Böden charakteristischen Humusformen (feinhumusarmer Moder bis rothumusartiger Moder) wesentlich weiter sein sollte (22-29 im Oh, nach AKS, 1980). Ein noch niedrigeres C/N-Verhältnis zeigt der Waldboden in Tab. 4. Das niedrige C/N-Verhältnis könnte ein Indikator für hohe, versauernd wirkende N-Einträge über die Atmosphäre sein. So konnte VON ZEZZSCHWITZ (1985) auf anderen Standorten nachweisen, daß sich dort aufgrund atmogener N-Einträge die C/N-Verhältnisse während der letzten Jahrzehnte verringert haben.

Ebenfalls charakteristisch ist die niedrige Trockenraumdichte. Die Trockenraumdichte ist bei den Lockerbraunerden (n. BRUNNACKER, 1967) mit Werten um 0,8 g/cm³ noch niedriger. Zwischen dem steinarmen, schluffreichen B- und einem häufig steinreicheren, sandig-grusigen C-Horizont ist meist eine ausgeprägte Substratdiskontinuität zu erkennen. Lockerbraunerden treten i. d. R. nur in Höhen über 800 m NN auf.

Ebenfalls auf Höhen über 800 m NN ist eine weitere Besonderheit der ostbayerischen Grundgebirge beschränkt, der Firneisgrundschutt (n. PRIEHÄUSSER, 1958). Er ist ein stark verfestigtes, ohne physikalische Verwitterung nicht grabbares Hangsediment, dessen Verfestigung PRIEHÄUSSER (1958) auf die Auflast einer mächtigen Firneisdecke im Pleistozän zurückführt. Z. T. finden sich auf dem Firneisgrundschutt Hangpseudogleye, die im Sickerwasserleiter durch Reduktion und Transport mit dem Hangzugwasser nahezu ihr gesamtes oxidisches Eisen verloren haben. Frische Eisenoxidausfällungen in sehr langsam fließenden Bereichen tiefer gelegener Gewässer deuten bereits auf einen Stofftransfer zwischen Boden und Gewässer hin. Aber auch in tieferen Höhenlagen, in denen kein Firneisgrundschutt auftritt, sind die Böden stark

Tabelle 2**Braunerde zwischen Blockschutt**

Hori- zont	Tiefe [cm]	o. S. [%]	C/N	T [%]	U [%]	S [%]	X [%]	TRD [g/cm ³]	nFK [mm]	pH CaCl ₂
L	2									
Of	1	79	26							3,3
Oh	1	53	20							3,0
Ah	0- 5	5,7	25	17	27	56	15-45	0,9	22	3,6
AhBv	5- 40	2,5	24	12	24	64	45-60	1,2	23	4,2
Bv	40- 80	1,5	22	11	24	66	> 85			4,3
mCv	80-160+	0,3								4,7

TRD = Trockenraumdichte, nFK = nutzbare Feldkapazität (jeweils 100 cm³-Stechzylinder), X nach Geländean-
sprache.

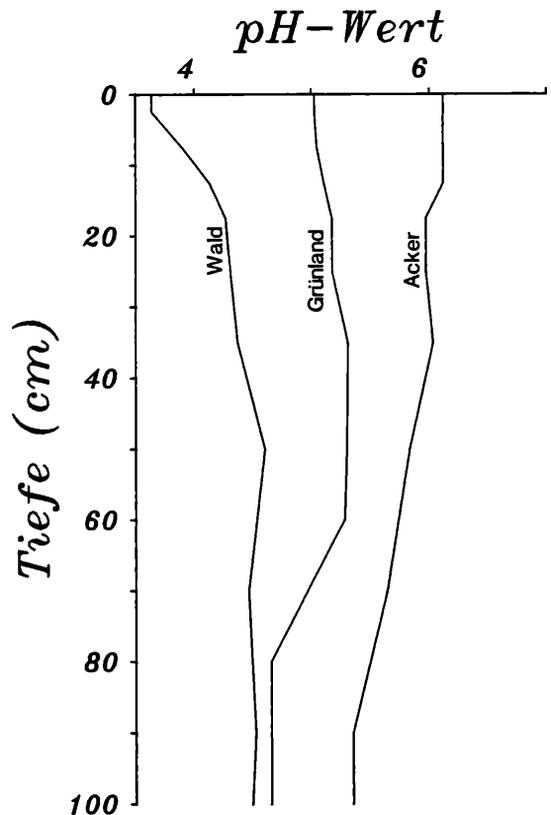
durch pleistozäne Prozesse geprägt. Durch die intensive physikalische Verwitterung, z. T. verbunden mit geringen Lößeinwehungen, sind die Oberböden feinkörniger, mit einem meist deutlichen Körnungssprung zum nicht verlagerten, zergrusten Ausgangsgestein (Tab. 4). Darüber hinaus kam es durch das Bodenfließen zu Verdichtungen, besonders im Bereich der Basisfließerde. Ein Beispiel dafür gibt Tab. 3.

3. Bodenchemische Voraussetzungen für eine Gewässerversauerung

Die pH-Werte der Gewässer steigen, selbst in stark sauren Bächen wieder relativ schnell an, wenn sie Zufluß aus landwirtschaftlich genutzten Gebieten erhalten (BAUER et al., 1988). Durch die landwirtschaftliche Zufuhr von basischen Substanzen, insbesondere durch Kalkung, haben landwirtschaftliche Oberböden im Mittel einen um 1-3 pH-Einheiten höheren pH-Wert als Waldböden (Abb. 1). Dabei ist die pH-Anhebung auf Ackerflächen wesentlich stärker als auf Grünland.

Mit zunehmender Tiefe gleichen sich die pH-Werte der 3 Nutzungstypen an. Ab 80 cm sind sie unter Wald und Grünland sehr ähnlich. Ein pH-Wert von 4,5 kann daher als derjenige angesehen werden, der weder durch Säureeintrag unter Wald noch durch landwirtschaftlichen Baseneintrag stärker verändert wurde.

Der Kationenaustausch ist eine sehr schnelle Reaktion. Sie läuft wesentlich schneller ab als die Mineralverwitterung. Daher ist besonders bei schneller Sickerwasserbewegung der Kationenaustausch der wesentliche Prozeß der Protonen-

**Abbildung 1**

pH-Tiefenfunktionen unter Wald (n = 36), Grünland (n = 11) und Acker (n = 5) (in Wasser gemessen).

Tabelle 3**Braunerde aus Gneisfließerde**

Hori- zont	Tiefe [cm]	o. S. [%]	C/N	T [%]	U [%]	S [%]	X [%]	TRD [g/cm ³]	nFK [mm]	pH CaCl ₂
Ap	0- 25	6,0	12	18	42	45	25-45	1,27	30	4,4
Bv	25- 80	2,0	14	18	39	43	25-45	1,21	23	4,6
CvBv	80-120	0,4		12	38	50	50-60	1,35	22	4,6
SgCv	120-160	0,2		18	48	34	50-60	1,73	12	4,6
IICv	160-400+			11	37	52	25-45	1,51	30	4,8

Tabelle 4

Eigenschaften zweier Braunerden aus Gneis in Abhängigkeit von der Nutzung

Horizont	Tiefe [cm]	o. S. [%]	C/N	T [%]	U [%]	S [%]	KAK _{pot} [mäq/kg]	BS _{pot} [%]	-- pH -- CaCl ₂ H ₂ O	
Acker:										
Ap	0-12	6,5	11	11	46	43	280	84	6,5	
Bv	12-40	2,3	15	20	33	47	180	65	6,1	
mCv	40-80+	1,0		9	26	65	110	17	5,1	
Wald:										
L	2									
Of	2								3,4 4,2	
AehOh	0- 3	31	16				540	2,8	3,0 3,3	
Ah	3- 10	13	17	19	33	48	320	1,2	3,2 3,7	
Bv1	10- 40	7,8	20	11	24	65	280	0,0	3,9 4,4	
Bv2	40-100	1,2		11	18	71	100	0,0	4,4 4,8	

KAK = potentielle Kationenaustauschkapazität durch Perkolation nach Mehlich; BS = Basensättigung, Anteil der Alkali- und Erdalkalitionen an der KAK.

pufferung. Beide in Tab. 4 dargestellten Böden haben eine sehr hohe potentielle Kationenaustauschkapazität. Die Basensättigung, wie auch die pH-Werte, zeigt den Unterschied zwischen Acker und Wald deutlich: Der Waldboden weist nur in den obersten Horizonten eine Basensättigung > 0 auf. Je Gewichtseinheit Oberboden kann der Ackerboden ca. 30-mal mehr Protonen abpuffern als der Waldboden. Die fehlende Basensättigung in tiefen Horizonten ist typisch. Von 20 untersuchten Profilen wurde nur bei 2 Böden im Untergrund eine Basensättigung > 0 gefunden, obwohl die Untersuchungstiefe bei der Hälfte der untersuchten Profile größer als 1 m war. Auch den mit zunehmender Tiefe abnehmenden Einfluß der landwirtschaftlichen Basenzufuhr zeigt die Basensättigung noch deutlicher als der pH-Wert, da sie nicht logarithmiert angegeben wird.

Im Gegensatz zum Mineralboden, bei dem das pH mit zunehmender Tiefe zunimmt, steigen die pH-Werte in den organischen Auflagen nach oben an (Tab. 5), obwohl durch die atmosphärische Deposition von Säuren an der Oberfläche die niedrigsten pH-Werte zu erwarten wären. Die höheren pH-Werte der Streu sind auf die sog. „Basenpumpe“ der Pflanzen zurückzuführen. Pflanzen nehmen bei vorwiegender NH₄-Ernährung, wie sie auf sauren Standorten zu erwarten ist, mehr Kationen als Anionen auf. Zum Ladungsausgleich scheiden sie an der Wurzel Protonen aus und versauern dadurch die Rhizosphäre (RÖMHELD, 1986). Eine Rhizosphärenversauerung wird daher durch hohe atmogene N-Einträge gefördert. Die von den Pflanzen ausgeschiedenen Protonen stammen von schwachen organischen Säuren wie der Apfelsäure. Daher steigt der Malatgehalt in den Pflanzen mit zunehmender Ca²⁺-Aufnahme (MENGEL, 1968). Die Salze der schwachen organischen Säuren, im Beispiel Camalat, gelangen mit dem Laubfall auf die Bodenoberfläche. Sie können dort stärkere, mineralische Säuren abpuffern, die aus der Atmosphäre eingetragen werden und gehen in die undissoziierte Säure über. Das Kation wird dadurch frei und kann z. T. am Austauscher sorbiert werden. Daher sind am Austauscher der obersten Mineralbo-

denhorizonte noch „basische“ Kationen sorbiert, trotz der in diesen Horizonten niedrigen pH-Werte (Tab. 4). Dementsprechend gelangen in die Gewässer bei Säureschüben vermehrt die undissoziierten Formen der organischen Säuren (JACKS & WERME, 1986).

Die Streubreite der pH-Werte in den oberen Horizonten ist größer als im Oh, da diese Horizonte jünger und damit stärker durch den Basengehalt der Streu differenziert sind. So treten in den L-Lagen dann höhere pH-Werte auf, wenn Birken mit großem Wurzelraum und damit höherer Kationenaufnahme auf dem Standort wachsen im Vergleich zu flachwurzelnden Fichten (LILJELUND, 1987). Auch mit zunehmender Feinkörnigkeit und damit größerer Nährstofffreisetzung des Ausgangsgesteins, steigen die pH-Werte in den oberen organischen Horizonten an (AUERSWALD & BÖHM, 1988).

4. Bodenphysikalische Voraussetzungen für eine Gewässerversauerung

Am stärksten differenzieren die pH-Werte nutzungsbedingt in der Nähe der Bodenoberfläche. Falls die Gewässer ebenfalls flächennutzungsbedingte Unterschiede zeigen, muß das Wasser stark von diesen Schichten geprägt sein. Dafür spricht auch, daß das pH im Gewässer bereits wenige Stunden nach sommerlichen Starkregenernissen oder nach der Schneeschmelze stark abfällt. Dies ist nur durch einen Oberflächenabfluß

Tabelle 5

Mächtigkeit und mittlere pH-Werte (im Wasserextrakt) in organischen Auflagen von Waldstandorten

Horizont	Mächtigkeit [cm]	n	pH-Wert	
			Mittel	Std.abw.
L	1,2	15	4,5	0,5
Of	3,3	35	4,1	0,4
Oh	2,8	28	3,4	0,2
Σ	7,3			

oder oberflächennahen Zwischenabfluß zu erklären. Schmelzwasser erreicht über das Sickerwasser und den Basisabfluß das Gewässer erst nach mehreren Monaten (BENGTSSON, 1988). Die pH-Absenkung ist umso tiefer in das Bodenprofil vorgedrungen, je flacher der Hang ist (Abb. 2). Auch dies läßt sich dadurch erklären, daß mit zunehmender Hangneigung ein zunehmender Anteil des Wassers nicht mehr vertikal versickert, sondern hangparallel abgeführt wird. Es erreicht dadurch schneller das Gewässer. Aus dem Abflußmodell von LUTZ (1984) läßt sich ableiten, daß eine Verdopplung des gewogenen Gefälles die Anstiegszeit bis zum Scheitelpunkt der Abflußanglinie um 24 % verkürzt. Dafür steigt die Scheitelwasserspende um 32 %.

Zu einer lateralen Wasserbewegung im Boden kann es dann kommen, wenn die Wasserzufuhr zu einer Schicht von oben größer ist als die Abfuhr nach unten. Ist bereits die Wasserzufuhr durch den Niederschlag größer als die Wasserleitfähigkeit der Bodenoberfläche, kommt es zum Oberflächenabfluß, der in noch kürzerer Zeit als der Zwischenabfluß das Gewässer erreicht.

Eine verminderte Tiefenversickerung ist gut verständlich bei gefrorenem Boden, unverwittertem Ausgangsgestein (vgl. Boden in Tab. 1) oder bei starker Verdichtung der Böden im Untergrund, z. B. im Bereich des Firneisgrundschutts oder der Basisfließerde (vgl. Boden in Tab. 3). Aber auch bei nicht gefrorenem, nicht verdichtetem Boden kann die Versickerung behindert sein, wenn sich die Porengrößenverteilungen zweier Horizonte unterscheiden. Ein Beispiel dafür gibt Abb. 3. Bei hohen Wassergehalten, d. h. niedriger Wasser-

spannung, leitet der grobporenreiche Horizont das Wasser besser als der feinporenreiche; beide weisen annähernd die gleiche Trockenraumdichte auf. Bei niedrigem Wassergehalt sind die Verhältnisse umgekehrt. Nur in kleinen Feuchtigkeitsbereichen sind die Wasserleitfähigkeiten beider Horizonte gleich.

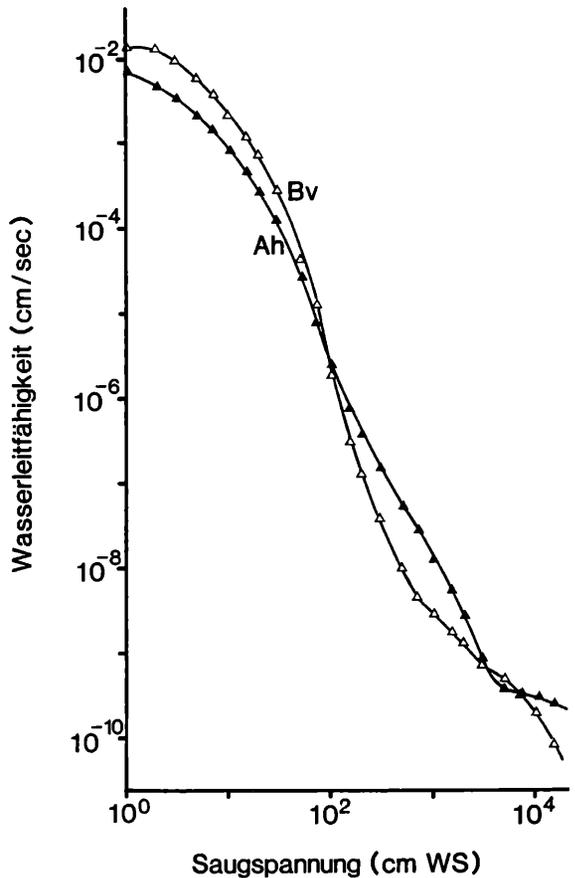


Abbildung 3
Wasserleitfähigkeit eines feinporenreichen Ah und eines grobporenreichen Bv einer sandigen Braunerde (n. BECHER, 1970, verändert).

Die verminderte Wasserleitfähigkeit grobporener Horizonte bei geringem Wassergehalt ist besonders ausgeprägt bei stark sauren, humushaltigen Böden, wie sie im betrachteten Gebiet vorherrschen. Unter diesen Bedingungen sind die Mineralkörner von organischen Filmen umgeben. Bei Austrocknung werden sie dadurch hydrophob. Eine Wiederbenetzung, die Voraussetzung für eine Wasserleitung ist, wird daher stark behindert (HARTGE, 1978).

Daß diese relativ geringen Unterschiede in der Wasserleitfähigkeit tatsächlich zu einem bevorzugten lateralen Abfluß in der jeweils besser leitenden Schicht führen, läßt sich experimentell belegen (Abb. 4). Bei wassergesättigter Packung, wenn auch grobe Poren wassergefüllt sind, leitet ein grobporener Grobsand Wasser besser als ein feinerporiger Feinsand. Das Wasser bewegt sich daher bevorzugt im oberliegenden Grobsand (Abb. 4 A).

Bei lufttrockener Packung, wenn nur kleine Poren noch wassergefüllt sind, leitet der Feinsand besser. Ein oberflächennaher Abfluß tritt daher

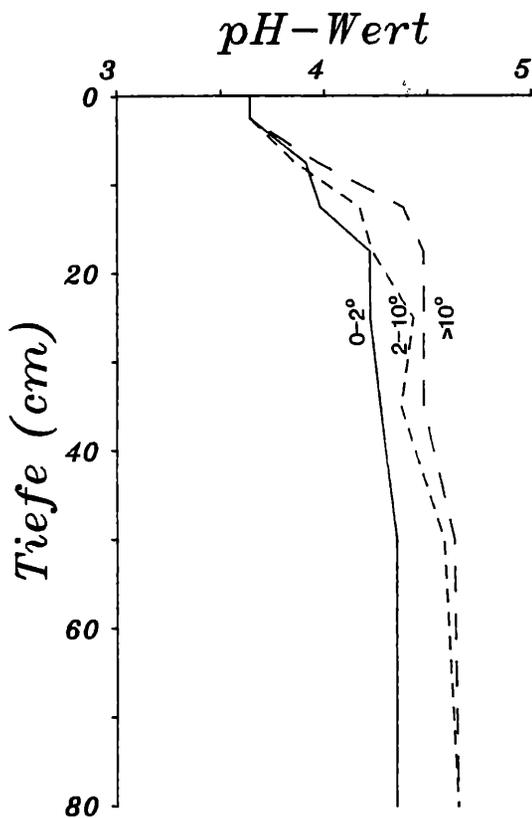


Abbildung 2
pH-Tiefenfunktion von Waldstandorten bei 0-2° (n = 10), 2-10° (n = 12) und > 10° Hangneigung (n = 6).

bei ausgetrocknetem Boden dann auf, wenn der Feinsand die obere Lage bildet (Abb. 4 B).

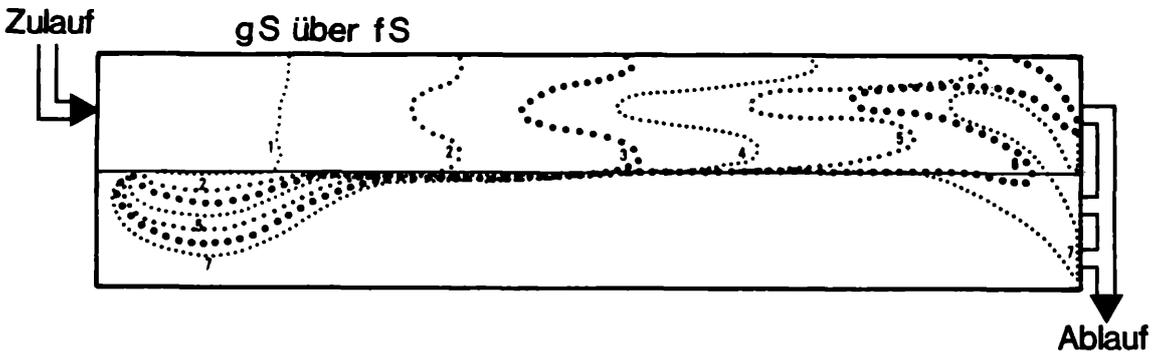
Zwischen beiden Extremen treten ungesättigte Verhältnisse auf. Hier erfolgt die Wasserleitung zunächst bevorzugt im besser wasserleitenden Feinsand mit mehr kontinuierlichen, wassergefüllten Poren. In dem Maß, in dem durch die Wasserzufuhr in den Grobsand dessen Poren mit Wasser gefüllt werden, weil es auf dem undurchlässi-

gen Gefäßboden zu einem Wasserstau kommt, und damit die Wasserbewegung vom ungesättigten in den gesättigten Fluß übergeht, steigt die Wasserleitfähigkeit der Grobsandschicht. Dadurch überwiegt zu späteren Zeitpunkten dann die Wasserbewegung im Grobsand (Abb. 4 C).

Unter natürlichen Verhältnissen, d. h. bei sehr stark horizontalen Böden und bei wesentlich größeren Hangneigungen als in dem Modellver-

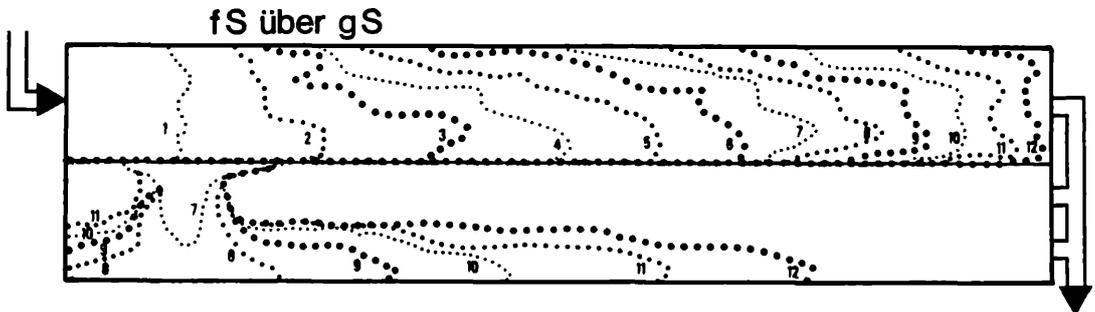
A

Gesättigte Packung (1–9 cm WS)



B

Lufttrockene Packung



C

Ungesättigte Packung (20–30 cm WS)

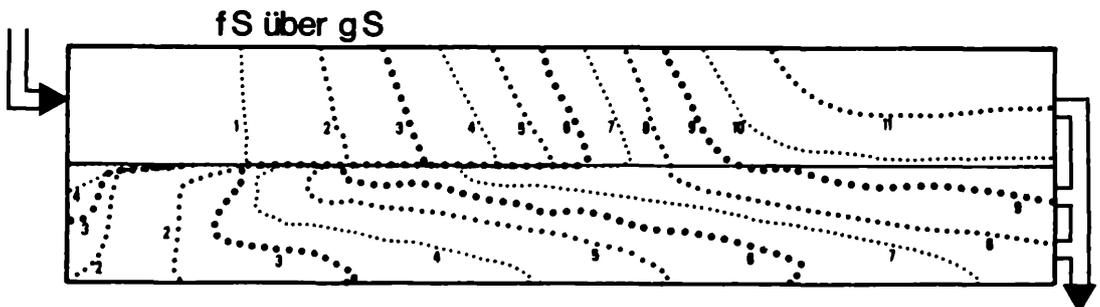


Abbildung 4

Fortschreiten einer Wasserfront in 3 min-Intervallen in Abhängigkeit von der Wassersättigung und der Substratschichtung (fS = Feinsand (0,1-0,2 mm); gS = Grobsand (0,5-1 mm); Gefäßlänge 38 cm, Packungshöhe 9 cm; Neigung: 5,6°; nach KOTTRUP, 1987, verändert).

such, ist eine laterale Wasserbewegung noch eher zu erwarten. Sie wird v. a. bei hohem Wasserangebot, also bei Starkregen und während der Schneeschmelze, auftreten. Versuche mit künstlichen Starkregen zeigen, daß unter Wald der hangparallele Abfluß bis zu 36 % des Niederschlages betragen kann (KARL et al., 1985). Noch zusätzlich verstärkt wird ein hangparalleler Abfluß durch eine hohe räumliche Variabilität der Wasserleitfähigkeit (WILSON et al., 1989), wie sie für Mittelgebirgslagen typisch ist.

5. Diskussion

Die niedrigsten pH-Werte unter Wald und auch die stärksten pH-Differenzierungen zwischen verschiedenen Nutzungen treten in den oberen Bodenhorizonten auf. Gleichzeitig tritt hier eine sehr hohe Austauschkapazität und eine ausgeprägte Differenzierung in der Menge austauschbarer Alkali- und Erdalkalitionen zwischen den verschiedenen Nutzungen auf. Daher ist bei rascher Wasserbewegung eine Differenzierung in der Qualität des Sickerwassers vor allem in den oberen Horizonten möglich.

Besonders bei hohem Wasserangebot kann Wasser lateral abfließen. Die niedrigsten pH-Werte in Gewässern und die stärksten pedogenen Differenzierungen im Gewässer-pH sind daher bei der Schneeschmelze und während Starkregenereignissen zu erwarten, wie dies auch von BAUER et al. (1988) festgestellt wurde. Durch den lateralen Abfluß erreicht das Wasser in solchen Situationen sehr schnell das Gewässer. Dadurch kann es zu den gefürchteten pH-Schocks kommen, die zur Fischlosigkeit der Gewässer führen (FISCHER-SCHERL et al., 1986).

Durch die laterale Wasserbewegung kann auch erklärt werden, wieso die pH-Differenzierungen durch die Nutzung (Abb. 1) wie auch durch das Ausgangsgestein (AUERSWALD & BÖHM, 1988), die beide bevorzugt in den obersten Horizonten auftreten, zu einer analogen Differenzierung im Gewässer-pH führen und warum sich durch die landwirtschaftliche Basenzufuhr pH-Wert und Basensättigung in größerer Tiefe kaum ändern.

Die Kompartimente des Ökosystems versauern daher bei gegebener Säurezufuhr je nach physikalischer Struktur unterschiedlich. Durch den lateralen Transport von Protonen versauert das Gewässer, gleichzeitig wird dadurch aber die Bodenversauerung vermindert. Dadurch steigt der pH-Wert in tieferen Bodenschichten mit zunehmender Hangneigung schneller an (Abb. 3).

Danksagung

Die Bodenanalysen wurden am Bayerischen Geologischen Landesamt durchgeführt. Prof. Dr. U. Schwertmann wird für die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

Literatur

AKS, ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG (1980):
Forstliche Standortsaufnahme; Landwirtschaftsverlag, Münster-Hiltrup, 4. Aufl., 188 S.

AUERSWALD, K.; BÖHM, A. (1988):
pH-Werte von Böden in 3 Wassereinzugsgebieten Ostbayerns; in: Bayer. Landesanstalt für Wasserforschung: Gewässerversauerung im nord- und nordostbayerischen Grundgebirge. München, 251-277.

BAUER, J.; LEHMANN, R.; HAMM, A. (1988):
pH-Wert-Veränderung an ungepufferten Seen und Fließgewässern durch saure Deposition und ökologische Aspekte der Gewässerversauerung; in: Bayer. Landesanstalt für Wasserforschung: Gewässerversauerung im nord- und nordostbayerischen Grundgebirge. München, 1-250.

BECHER, H. H. (1970):
Eine Methode zur Messung der Wasserleitfähigkeit im ungesättigten Zustand; Diss. Hannover, 125 S.

BENGTSSON, L. (1988): Movement of meltwater in small basins. – *Nordic Hydrology* 19: 237-244.

BLASER, P.; KLEMMEDSON, J. O. (1987):
Die Bedeutung von hohen Aluminiumgehalten für die Humusanreicherung in sauren Waldböden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 150: 334-341.

BOCHTER, R. (1984):
Bodenbildung auf Kalk- und Gneisbergsturzböcken unter subalpinem Fichtenwald. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 147: 604-613.

BRUNNACKER, K. (1967):
Die Lockerbraunerde im Bayerischen Wald. – *Geol. Bl. NO-Bayern* 15: 65-76.

FISCHER-SCHERL, T.; HOFFMANN, R.; SCHMITT, P.; LEHMANN, R. (1986):
Einfluß der Gewässerversauerung auf die Fischfauna in bayerischen Fließgewässern. – *Fischer & Teichwirt* 4/84.

HARTGE, K. H. (1978):
Einführung in die Bodenphysik; Enke, Stuttgart, 364.

JACKS, G.; WERME, G. (1986):
An acid surge in a well-buffered stream. – *Ambio* 5: 282-285.

KARL, J.; PORZELT, M.; BUNZA, G. (1985):
Oberflächenabfluß und Bodenerosion bei künstlichen Starkniederschlägen. – *DVWK-Schriften* 71: 39-102.

KOTTRUP, C. (1987):
Beobachtung von Interflow in einem geschichteten Medium mit Hilfe organischer Farbstoffe; Dipl. Arbeit Bodenkunde, Hannover, 83 S.

LILJELUND, L.-E. (1987):
Differences between broad-leaved and coniferous stands with special reference to acidification. – *Acidification Research in Sweden* 5/87: 11-12.

LUTZ, W. (1984):
Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. – *IHW-Heft* 24, Karlsruhe (TH), 235 S.

MENGEL, K. (1968):
Ernährung und Stoffwechsel der Pflanze; Fischer, Jena, 3. Aufl., 436 S.

PRIEHÄUSSER, G. (1958):
Über den Aufbau und die Oberflächenformen der Ablagerungen aus dem Firneis der letzten Kaltzeit (Endwürm) im Bayerischen Wald.-*Geol. Bl. NO-Bayern* 8: 152-157.

RÖMHELD, V (1986):
pH-Veränderungen in der Rhizosphäre verschiedener Kulturpflanzenarten in Abhängigkeit vom Nährstoffangebot. – *Kali-Briefe* 18: 13-30.

SCHALLER, G.; FISCHER, W. R. (1985):
Kurzfristige pH-Pufferung von Böden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 148: 471-480.

WILSON, G. V.; ALFONS, J. M.; JARDINE, P. M.
(1989):

Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. – Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 679-685.

ZEZSCHWITZ, E. von (1985):

Immissionsbedingte Änderungen analytischer Kennwerte nordwestdeutscher Mittelgebirgsböden. – Geol. Jb. F20: 41 S.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Karl Auerswald
Lehrstuhl für Bodenkunde
TU München-Weihenstephan
D–8050 Freising

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Laufener Spezialbeiträge und Laufener Seminarbeiträge \(LSB\)](#)

Jahr/Year: 1990

Band/Volume: [4_1990](#)

Autor(en)/Author(s): Auerswald Karl

Artikel/Article: [Einfluß von Boden-pH und Bodenwasserhaushalt auf die Gewässerversauerung im ostbayerischen Grundgebirge 23-29](#)