

Originalarbeiten

(Aus dem Lehrstuhl für Bodenkunde der TU München, Vorstand: Prof. Dr. U. Schwertmann)

Wirkung von Standortsbedingungen auf Bodengenese und Strukturstabilität inneralpiner Ackerböden

Von K. AUERSWALD und R. HOFMANN

(Mit 3 Abbildungen)

Zusammenfassung

Inneralpine Ackerböden mit vergleichbarer Nutzung kommen innerhalb einer großen Bandbreite an Standortsbedingungen vor und weisen eine trotz zum Teil steiler Hänge nur mäßige Erosionsgefährdung auf. An ihnen läßt sich daher die Wirkung von Standortsbedingungen auf die Bodengenese und Strukturstabilität gut quantifizieren. Der Tongehalt von 44 inneralpinen Ackerböden zwischen Kufstein und Rovereto nahm mit steigendem Jahresniederschlag und steigender Durchschnittstemperatur zu, der Humusgehalt dagegen mit abnehmender Temperatur. Unter ähnlichen Klimabedingungen liegt der Tongehalt inneralpiner Böden unter und der Humusgehalt über dem von außeralpinen Böden. Beim Tongehalt wurde dies auf eine kürzere Zeit der Bodenbildung, beim Humusgehalt auf die große Zufuhr von Mist und den regelmäßigen Wechsel zwischen Acker- und Grünlandnutzung zurückgeführt. Bedingt durch den hohen Gehalt an organischer Substanz war das Aggregatporenvolumen um 60 % höher als bei außeralpinen Böden. Auch die Stabilität gegenüber rascher Befeuchtung war wesentlich höher. Sie nahm mit zunehmendem Gehalt an organischer Substanz zu, mit zunehmendem pH ab und konnte daher zu 72 % durch den Quotienten $\text{pH}/(\text{organische Substanz})$ beschrieben werden. Eine Wirtschaftsweise, die den Gehalt an organischer Substanz erhöht, senkt damit die Verschlammungsanfälligkeit, während eine pH-Erhöhung die Verschlammbarkeit erhöht. Die gängige Empfehlung der Stabilisierung von Ackerböden durch Kalkung ist daher neu zu überdenken.

Schlüsselworte: Alpen, Strukturstabilität, Aggregatdichte, Bodenentwicklung, Bodennutzung.

Influence of site properties on pedogenesis and structural stability of arable soils in the Alps

Summary

Arable soils occur in the Alps at heights above sea level from less than 200 to more than 1500 m and span a wide range of site conditions. Therefore, the

influence of site conditions on pedogenesis under uniform soil use can be quantified. The scarcity of erosion features in spite of slope angles well above 20° indicates a pronounced structural stability. Pedogenetic properties and structural stability were studied for 44 soils on a transect from Germany to Italy. Clay content in the topsoil increased with annual precipitation and mean temperature. In contrast, organic matter content decreased with increasing temperature. Even under similar climatic conditions, topsoils from the Alps have less clay and more organic matter than non-alpine soils. This difference in clay content was attributed to a shorter time of soil development. Larger organic matter content is caused by regular applications of manure in large quantities and by the temporary use as grassland. Pore volume of the aggregates was 60 % greater in alpine than in non-alpine soils due to their higher organic matter content. Aggregate stability against slaking was four times larger in Alpine soils. It increased with increasing organic matter content and decreasing pH. The recommended application of lime to increase structural stability is not supported by the findings.

Key-words: Alpine soils, structural stability, aggregate density, soil development, soil use.

1. Einleitung

Traditionell wird in den Alpen Ackerbau bis in Höhen über 1500 m über NN betrieben. In Zeiten schlechter Nahrungsmittelversorgung ging der Ackerbau sogar in Bereiche, in denen das Getreide zwei Jahre zur Reife benötigt (BÄTZING 1991). Besonders dort, wo die Gletscher keine breiten Talböden geschaffen haben, findet diese Nutzung selbst an sehr steilen Hängen mit Hangneigungen bis 100 % statt. Aufgrund der hackfruchtreichen Fruchtfolgen, in Südtirol beträgt der Getreideanteil beispielsweise nur 40 % der Ackerfläche (PROFANTER 1987), und den zum Teil hohen Niederschlägen von über 1000 mm · a⁻¹ wären bei so steilen Hängen extreme Bodenabträge durch Regen und Schmelzwassererosion zu erwarten. Diese werden aber nicht beobachtet. Eine Erklärung könnte eine besondere Stabilität des Oberbodens sein, was im folgenden untersucht werden soll. Gründe könnten vor allem ein hoher Gehalt an organischer Substanz sein, der die Aggregate stabilisiert und ein Verschlämmen der Oberfläche verzögert. Zum anderen könnten die Steilflächen, die häufig nicht befahren, sondern mit der Seilwinde oder in Handarbeit bearbeitet werden, besonders locker und damit wasserdurchlässig sein.

Um die Auswirkungen klimatischer Faktoren auf Bodeneigenschaften zu bestimmen, eignen sich Ackerstandorte wegen ihrer relativ einförmigen Nutzung besser als Wald- oder Grünlandstandorte, deren Nutzung stark klimaabhängig ist, so daß sich die Wirkungen Standort und Vegetation kaum trennen lassen. Hinzu kommt, daß durch die gleichmäßige Mischung des Pflughorizontes auch keine unterschiedlichen Tiefenfunktionen auftreten, sondern z. B. die Gehalte an Ton und organischer Substanz von Oberböden in unterschiedlichen Höhenstufen unmittelbar miteinander verglichen werden können. Daher läßt sich bei diesen Böden der Einfluß des Klimas auf Bodeneigenschaften besonders gut untersuchen. Dabei kann gerade in den Alpen eine sehr große klimatische Bandbreite geprüft werden. Durch Einbeziehung von Böden aus den Nord- und Südalpen und dem Alpenhauptkamm treten die beiden wichtigsten klimatischen Kenngrößen, der Jahresniederschlag und die Jahresdurchschnittstemperatur, nicht mehr miteinander korreliert auf. Hohe Niederschläge sind sowohl bei

niedrigen Temperaturen (am Nordrand) wie bei hohen Temperaturen (am Südrand der Alpen) möglich. Dies schafft die statistischen Voraussetzungen, damit die Einflüsse beider Klimavariablen getrennt quantifiziert werden können. Inneralpine Ackerböden stellen damit sowohl aufgrund ihrer geringen Erosionsneigung als auch aus pedogenetischer Sicht äußerst interessante Studienobjekte dar, die gleichwohl bislang nur wenig untersucht sind. Diese Lücke soll hier teilweise geschlossen werden.

2. Material und Methoden

Im zeitigen Frühjahr 1992 wurden an 44 Ackerstandorten in den Alpen, im Bereich zwischen Kufstein und Rovereto (Abb. 1), Oberböden beprobt. Alle Böden waren zum Entnahmezeitpunkt gepflügt. Vereinzelt war gerade Saatbettbereitung durchgeführt worden. Alle Böden waren damit unbedeckt und wiesen einen ähnlichen Bodenzustand auf. Zum Vergleich werden 69 außer-alpine Ackerböden herangezogen, die das Spektrum der Ackerstandorte in Bayern abdecken. Auch diese Böden waren im Frühjahr unmittelbar nach der Saatbettbereitung zur Maissaat beprobt worden.

An den Entnahmestandorten wurde die Hangneigung mit einem Neigungsmesser bestimmt und die Feldlänge in Gefällerichtung gemessen, um die Erosionsdisposition abschätzen zu können. Die Exposition und die Höhenlage wurden aus topographischen Karten entnommen. Andere Standortseigenschaften (Ausgangsgestein, vorherrschender Bodentyp, Jahresmitteltemperatur, Niederschläge) wurden ebenfalls Karten entnommen (GEYER et al. 1922/23, ROTTER 1972, FLIRI 1972). Die Spanne der Standorts- und Bodeneigenschaften ist in Tabelle 1 angegeben.

Tabelle 1

Spannweite der Standorts- und Bodeneigenschaften der inneralpinen Oberböden

Range of soil and site characteristics

		Minimum	Mittel	Maximum
Standortseigenschaften				
Höhe über NN	[m]	250	878	1650
Hangneigung	[%]	1	30	80
Hanglänge	[m]	10	60	200
Jahrestemperatur	[°C]	4,7	7,9	12,3
Jahresniederschlag	[mm · a ⁻¹]	650	945	1550
Bodeneigenschaften:				
Körnung ohne Humuszerstörung:				
Ton	[%]	4	10	27
Schluff	[%]	21	44	75
Sand	[%]	14	46	75
Körnung mit Humuszerstörung:				
Ton	[%]	4	15	4
Schluff	[%]	17	37	61
Sand	[%]	10	48	78
Steingehalt	[%]	4	30	65
Organische Substanz	[%]	2,0	6,1	13,2
Carbonat-C	[%]	0,0	0,9	7,4
pH		5,2	6,6	7,5
Perkolationssumme	[ml · (10 min) ⁻¹]	267	870	1489
P _{std1}	[ml · (10 min) ⁻¹]	134	464	904
Aggregatdichte	[kg · L ⁻¹]	1,14	1,44	2,02
Aggregatporenvolumen	[m]	35	45	55

niedrigen Temperaturen (am Nordrand) wie bei hohen Temperaturen (am Südrand der Alpen) möglich. Dies schafft die statistischen Voraussetzungen, damit die Einflüsse beider Klimavariablen getrennt quantifiziert werden können. Inneralpine Ackerböden stellen damit sowohl aufgrund ihrer geringen Erosionsneigung als auch aus pedogenetischer Sicht äußerst interessante Studienobjekte dar, die gleichwohl bislang nur wenig untersucht sind. Diese Lücke soll hier teilweise geschlossen werden.

2. Material und Methoden

Im zeitigen Frühjahr 1992 wurden an 44 Ackerstandorten in den Alpen, im Bereich zwischen Kufstein und Rovereto (Abb. 1), Oberböden beprobt. Alle Böden waren zum Entnahmezeitpunkt gepflügt. Vereinzelt war gerade Saatbettbereitung durchgeführt worden. Alle Böden waren damit unbedeckt und wiesen einen ähnlichen Bodenzustand auf. Zum Vergleich werden 69 außer-alpine Ackerböden herangezogen, die das Spektrum der Ackerstandorte in Bayern abdecken. Auch diese Böden waren im Frühjahr unmittelbar nach der Saatbettbereitung zur Maissaat beprobt worden.

An den Entnahmestandorten wurde die Hangneigung mit einem Neigungsmesser bestimmt und die Feldlänge in Gefällerrichtung gemessen, um die Erosionsdisposition abschätzen zu können. Die Exposition und die Höhenlage wurden aus topographischen Karten entnommen. Andere Standortseigenschaften (Ausgangsgestein, vorherrschender Bodentyp, Jahresmitteltemperatur, Niederschläge) wurden ebenfalls Karten entnommen (GEYER et al. 1922/23, ROTTER 1972, FLIRI 1972). Die Spanne der Standorts- und Bodeneigenschaften ist in Tabelle 1 angegeben.

Tabelle 1

Spannweite der Standorts- und Bodeneigenschaften der inneralpinen Oberböden
Range of soil and site characteristics

		Minimum	Mittel	Maximum
Standortseigenschaften				
Höhe über NN	[m]	250	878	1650
Hangneigung	[%]	1	30	80
Hanglänge	[m]	10	60	200
Jahrestemperatur	[°C]	4,7	7,9	12,3
Jahresniederschlag	[mm · a ⁻¹]	650	945	1550
Bodeneigenschaften:				
Körnung ohne Humuszerstörung:				
Ton	[%]	4	10	27
Schluff	[%]	21	44	75
Sand	[%]	14	46	75
Körnung mit Humuszerstörung:				
Ton	[%]	4	15	4
Schluff	[%]	17	37	61
Sand	[%]	10	48	78
Steingehalt	[%]	4	30	65
Organische Substanz	[%]	2,0	6,1	13,2
Carbonat-C	[%]	0,0	0,9	7,4
pH		5,2	6,6	7,5
Perkolationssumme	[ml · (10 min) ⁻¹]	267	870	1489
P _{std 1}	[ml · (10 min) ⁻¹]	134	464	904
Aggregatdichte	[kg · L ⁻¹]	1,14	1,44	2,02
Aggregatporenvolumen	[m]	35	45	55

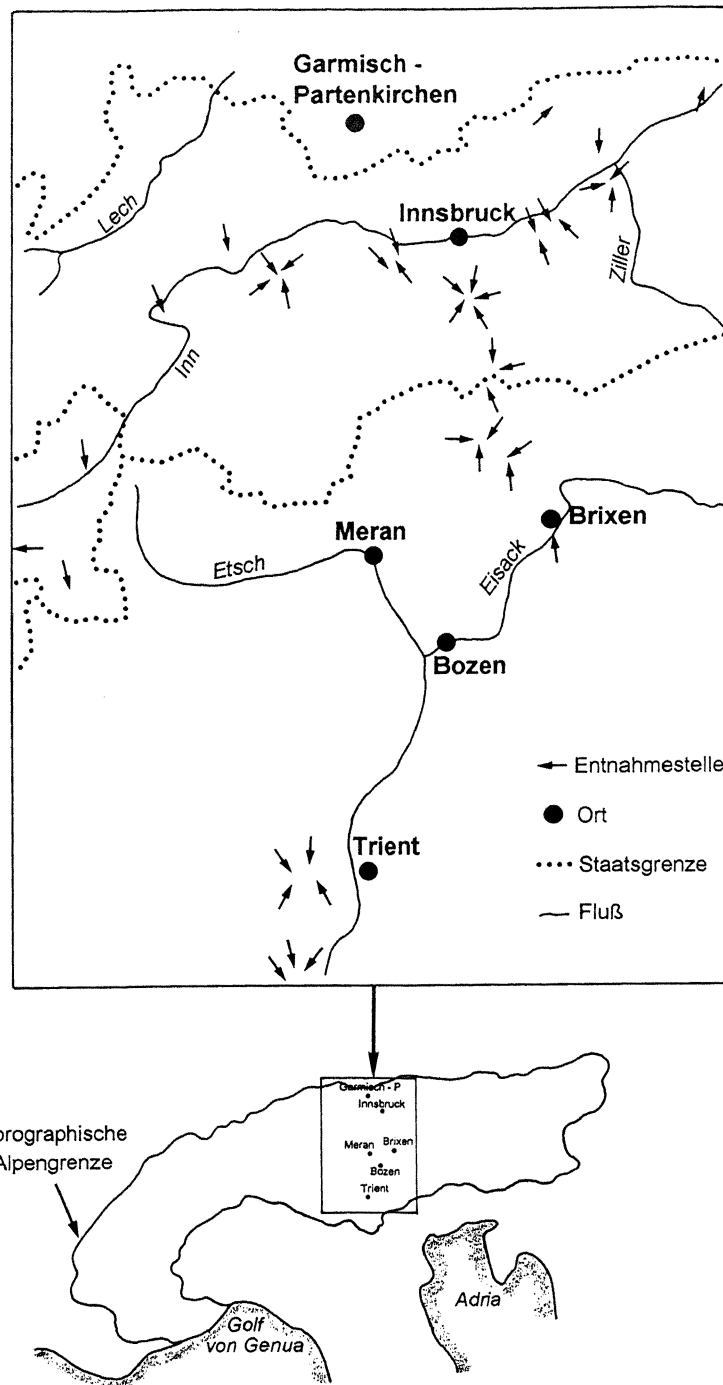


Abb. 1: Lage der Probenahmestellen
Location of sampling sites

Als Maß für die Aggregatstabilität wurde die Perkolationsstabilität nach BECHER und KAINZ (1983) bestimmt, da sie ein Maß ist für die Stabilität des Oberbodengefüges bei erosivem Regen und daher auch eng mit dem Verhalten von infiltrierendem und abfließendem Wasser korreliert (NEYER 1994). Dazu wurden in dreifacher Wiederholung 10 g lufttrockene Aggregate von 1 bis 2 mm Größe unter einem konstanten hydrostatischen Druck von 20 hPa mit destilliertem Wasser perkoliert. Die Summe der in 10 min durchgeflossenen Wassermenge wird als Stabilitätsmaß verwendet.

Trockenraumdichte und Porenvolumen hängen sehr stark von der Bodenbearbeitung und der nachfolgenden Setzung ab. Da die Bearbeitung und die seitdem verstrichene Zeit unterschiedlich war, sind sie als Maß für die standortstypische Lockerheit nur wenig geeignet. Daher wurde die Aggregatdichte nach BECHER et al. (1990) an jeweils ca. zehn Aggregaten mit 8 bis 12 mm Durchmesser bestimmt. Nicht bei allen Böden ließen sich Aggregate dieser Größe gewinnen, die stabil genug waren, um die Behandlung zu überstehen. Die Zahl der Stichproben ist daher bei der Aggregatdichte geringer. Da die Böden sehr unterschiedlich zusammengesetzt waren, wird im folgenden nur das Porenvolumen verwendet. Es wurde aus der Aggregatdichte berechnet. Dabei wurden für die Festsubstanz Dichten von $2,65 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$ für Silikate, von $2,70 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$ für Karbonate und von $1,40 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$ für die organische Substanz zugrunde gelegt.

Die Korngrößenverteilung wurde nach 16 Stunden Schütteln in Na-Pyrophosphatlösung ermittelt (SCHLICHTING und BLUME 1966). Zusätzlich wurde bei den inneralpinen Böden die Korngrößenverteilung nach vorheriger Zerstörung der organischen Substanz bestimmt. Gesamtkohlenstoff wurde durch thermische Veraschung und Messung des CO_2 im IR-Gasanalysator bestimmt. Der Karbonatkohlenstoff wurde nach vorheriger Veraschung der organischen Substanz bei 550°C ebenso bestimmt. Der organische Kohlenstoff ergibt sich als Differenz zwischen Gesamt- und Karbonatkohlenstoff. Umgerechnet in organische Substanz wurde mit dem Faktor 1,72. Das pH wurde an 5 g Boden in 50 ml 0,01 m CaCl_2 -Lösung gemessen.

Die Signifikanzniveaus werden mit *, **, *** bezeichnet, wenn die Irrtumswahrscheinlichkeit weniger als 5, 1 bzw. 0,1 % beträgt. Nicht signifikante Korrelationen werden mit n.s. gekennzeichnet.

3. Ergebnisse und Diskussion

Tongehalt:

Die inneralpinen Böden weisen einen geringen Tongehalt auf, meist um 10 %. Die außeralpinen Böden haben dagegen meist um die 20 % Ton, wobei aber auch Böden bis über 50 % Ton noch beackert werden (Abb. 2). Der geringe Tongehalt der inneralpinen Böden ist nicht auf ungenügende Dispergierung wegen der starken Humosität zurückzuführen (SCHLICHTING und BLUME 1966). Nach Zerstörung der organischen Substanz wurden im Mittel zwar 5,1 % (95 %-Vertrauensbereich: $\pm 1,3$) mehr Ton gefunden. Dennoch bleibt eine Differenz von 5,1 %. Außerdem korrelierte die zusätzlich freigesetzte Menge sehr eng mit dem Tongehalt ($r^2=0,70^{***}$), aber kaum mit der organischen Substanz ($r^2=0,18^{**}$). Daraus wird gefolgert, daß die Tonfreisetzung eine Folge der zusätzlichen Mechanik bei der Humuszerstörung ist und nicht auf einer vorherigen Flockung des Tons durch die organische Substanz beruht. Im folgenden wird daher der Tongehalt ohne Humuszerstörung benutzt.

Der Tongehalt steigt mit Niederschlag ($r^2=0,30^{***}$) und Temperatur ($r^2=0,16^{**}$) an. Der Niederschlag variierte dabei zwischen 600 und $1600 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,

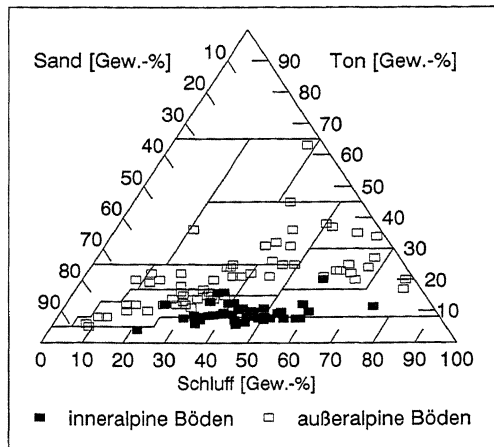


Abb. 2: Vergleich der Textur inner- und außeralpiner Oberböden unter Acker-
nutzung.

*Texture of arable topsoils from alpine
and non-alpine sites.*

die Durchschnittstemperatur zwischen 5,3 und 12,3 °C (Tab. 1). Die multiple Regression mit beiden Variablen erklärte 37 %, unter Ausschluß von zwei Böden sogar 54 %. Demnach muß die Temperatur um 1,8 °C oder der Jahresniederschlag um 100 mm steigen, damit der Tongehalt um 1 % zunimmt. Dies steht im Einklang mit der Vorstellung, daß die chemischen Reaktionen, die zur Tonbildung führen, temperaturabhängig sind und andere Reaktionsprodukte ausgewaschen werden müssen.

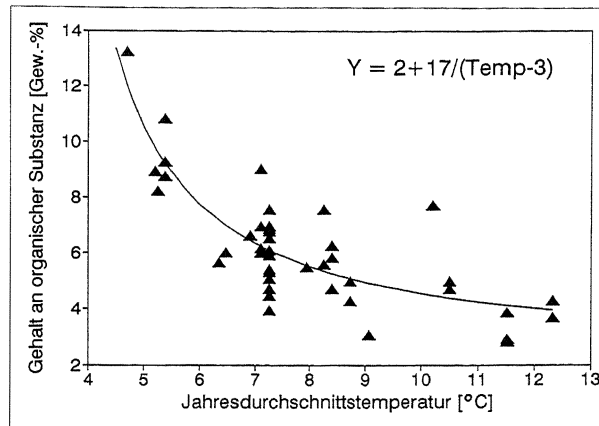
Für den Bereich der außeralpinen Böden wäre aufgrund der Regression der inneralpinen Böden ein Tongehalt von 12 % zu erwarten, also 8 % weniger als typischerweise vorkommt. Dies könnte auf die kürzere Zeit der Pedogenese der inneralpinen Böden zurückzuführen sein.

Humusgehalt:

Die Gehalte an organischer Substanz der inneralpinen Böden variieren zwischen 2,0 und 13,2 Gew.-%. Sie sind im Mittel doppelt so hoch wie die Gehalte der außeralpinen Böden. Es wird allgemein davon ausgegangen, daß der Gehalt an organischer Substanz mit zunehmendem Tongehalt zunimmt (SCHACHTSCHABEL et al. 1984). Dies trifft aber weder für die inneralpinen ($r^2=0,01^{n.s.}$) noch für die außeralpinen Böden ($r^2=0,06^{n.s.}$) zu. Würde man beide Probenkollektive gemeinsam betrachten, würde sich durch die höheren Gehalte an organischer Substanz und niedrigeren Tongehalte der inneralpinen Böden gegenüber den außeralpinen Böden sogar eine hochsignifikante negative Korrelation ergeben.

Der Gehalt an organischer Substanz der inneralpinen Böden steigt dagegen hoch signifikant mit zunehmender Höhe an ($r^2=0,49^{***}$). Dies wird von GANNSEN (1957) durch zunehmende Niederschläge in höheren Lagen erklärt. Das sehr weite Probenkollektiv zeigt aber, daß das nicht zutrifft ($r^2=0,001^{n.s.}$). Die Beziehung verbessert sich auch nicht, wenn die Niederschläge nach Jahreszeiten aufgegliedert werden, von der Vorstellung ausgehend, daß Schnee eine andere Wirkung haben könnte als Regen. Um einen möglicherweise störenden Temperatureinfluß auszuschalten, wurde das Kollektiv in drei annähernd gleich besetzte Temperaturklassen (5,3–7,1 °C; 7,3–8,3 °C; 8,4–12,3 °C) aufgeteilt. Dadurch verbesserten sich die Korrelationen nur unwesentlich ($r^2=0,22^{n.s.}$, $r^2=0,27^*$ und $r^2=0,02^{n.s.}$). Vor allem aber änderte sich die Richtung der Regressionen zwischen den Klassen. Trotz der Signifikanz in einem Fall dürfen die Re-

Abb. 3: Einfluß der Jahresdurchschnittstemperatur auf den Gehalt an organischer Substanz inneralpiner Oberböden unter Ackernutzung.
Influence of mean annual temperature on organic matter content of arable soils in the Alps.



gressionen daher nicht interpretiert werden. Ein Einfluß des Niederschlags ist damit nicht nachweisbar.

Der Gehalt an organischer Substanz nahm dagegen hoch signifikant mit zunehmender Temperatur ($r^2=0,52^{***}$) und deshalb mit abnehmender Höhenlage ab. Offenbar wird der Gehalt an organischer Substanz stärker durch die Bedingungen bei der Zersetzung als durch die Produktion von organischer Substanz bestimmt, da sowohl Produktion wie Zersetzung mit zunehmender Temperatur zunehmen sollten (JENNY 1980, AYANLAJA und SANWO 1991). Die beste Anpassung lieferte ein kurvilinearere Zusammenhang ($r^2=0,69^{***}$; Abb. 3):

$$\text{Organische Substanz} = 2 + 17/(\text{Temperatur}-3) \quad (1)$$

Demnach wäre für die außeralpinen Böden ein Gehalt von ca. 5 Gew.-% zu erwarten, während meist nur um die 2 % gefunden werden. Die Gründe für die wesentlich höheren Gehalte der inneralpiner Böden dürften zum einen in der Egart-Wirtschaft, dem Wechsel zwischen Acker- und Grünlandnutzung, und zum anderen in der hohen Zufuhr von Mist aus der Grünlandnutzung auf die wenigen Ackerflächen liegen.

Porenvolumen:

Die inneralpiner Aggregate sind wesentlich lockerer als die außeralpinen Aggregate. Der Modus der außeralpinen Aggregate liegt bei 29 Vol.-%, der der inneralpiner bei 47 Vol.-%. Die engste Beziehung besteht zur organischen Substanz, die 60 % der Variation der inneralpiner Böden beschreibt, wenn zwei Standorte mit hohem Steingehalt ausgeschlossen werden. Die Vermutung liegt nahe, daß in den 8 bis 12 mm großen Aggregaten Steine eingeschlossen waren und damit das Porenvolumen niedrig ausfiel. Der Einfluß der organischen Substanz auf die Trockenraumdichte ist noch etwas höher als auf das Porenvolumen wegen der geringeren spezifischen Dichte der organischen Substanz (Ergebnisse nicht dargestellt).

Sehr ähnlich liegt die Regression zwischen Porenvolumen und organischer Substanz unter Einbeziehung der außeralpinen Böden ($r^2=0,61^{***}$). Demnach nimmt das Porenvolumen um 2,5 % zu, wenn der Gehalt an organischer Substanz um 1 % steigt. Der Unterschied zwischen den inneralpiner und den außeralpinen Böden beruht nur auf ihren unterschiedlichen Gehalten an organischer Substanz. Weitere Faktoren trugen zur Erklärung nicht bei. Insbeson-

dere war keine Beziehung zum Tongehalt feststellbar, der die Trockenraumdichte des Gesamtbodens stark beeinflusst (RENGER 1971). Betrachtet man nur die inneralpinen Böden, nahm das Porenvolumen in einer multiplen Regression sogar mit zunehmendem Tongehalt ab ($r^2=0,79^{***}$). Demnach ist die größere Lockerheit toniger Böden vor allem auf eine Zunahme des Interaggregatporenraumes, nicht aber auf eine des Intraaggregatporenraumes zurückzuführen.

Perkulationsstabilität:

Die Perkolationssumme variierte zwischen 267 und 1490 ml·(10 min)⁻¹ und war damit im Mittel viermal größer als bei den außeralpinen Böden (27 bis 400, eine Probe 1230 ml·(10 min)⁻¹). Da die inneralpinen Böden im Mittel etwas sandiger sind, hohe Sandgehalte aber ebenfalls die Perkolation fördern und damit eine hohe Stabilität vortäuschen, wurden die Perkolationssummen (P) um den Sandeinfluß bereinigt. Dabei wurden zwei Modelle zugrunde gelegt. In einem Fall wurde die standardisierte Perkolation (P_{std1}) relativ zum Sandgehalt berechnet, nach:

$$P_{std1} = P \cdot (100 - \text{Sand}) / 100 \quad (2)$$

Im zweiten Fall wurden Sandpackungen unterschiedlicher Größe und Sortierung perkoliert. Die Perkolationssumme nahm mit zunehmendem mittleren Durchmesser des Sandes (in mm) zu ($n=33$; $r^2=0,93$):

$$P_{\text{Sand}} = -83 + 1263 \cdot \text{Durchmesser} \quad (3)$$

Die aufgrund der Gehalte an Fein-, Mittel- und Grobsand zu erwartende Sandperkolation wurde von der gemessenen abgezogen.

Aus Gleichung 3 folgt, daß bei einem Sand mit gleicher Größensortierung wie die perkolierten Aggregate ein Durchfluß von 1800 ml·(10 min)⁻¹ zu erwarten wäre. Der Boden mit der höchsten Durchflußmenge (1490 ml·(10 min)⁻¹) kommt nahe an diesen Höchstwert.

Bei Anwendung beider Modelle blieb der große Stabilitätsunterschied zwischen inner- und außeralpinen Böden erhalten. Auch konnte kein Zusammenhang zum Sandgehalt mehr gefunden werden ($r^2=0,01^{n.s.}$), d. h. die Korrekturen gewichteten den Sandeinfluß weder zu stark noch zu schwach, da sonst die Beziehung signifikant wäre. Da die Sandkorrektur mit Gleichung 3 in manchen Fällen zu negativen und damit unmöglichen sand-bereinigten Perkulationssummen führte, wird im folgenden nur P_{std1} verwendet.

Der Gehalt an organischer Substanz war die beste einfache Variable, um P_{std1} zu beschreiben. Er erklärte 18 % der Variation des Logarithmus von P_{std1} . Wesentlich besser war die Erklärung durch den Logarithmus von pH/(organische Substanz). Damit konnten 72 % des Logarithmus von P_{std1} aller inner- und außeralpinen Böden erklärt werden. Demnach nimmt die nicht bereinigte Perkolation mit zunehmendem Sand- und Humusgehalt zu und mit steigendem pH ab.

Die Perkulationsstabilität erfaßt das Zerbrechen der Aggregate in kleinere Teilchen bei raschem Befeuchten. Dadurch werden aus großen Poren kleine. Nach dem Hagen-Poiseuille'schen Gesetz sinkt dadurch die Durchflußmenge. Perkulationsraten von 200 bis 10 ml·min⁻¹ entsprechen einer Abnahme des hydrodynamischen Porendurchmessers von 30 auf 10 µm. Aus Gleichung 3 folgt, daß bereits bei Grobschluffteilchen kein Durchfluß innerhalb von 10 min zu erwarten ist. Die Perkulationsstabilität testet damit nicht die Dispergierung, sondern die Zerteilung der Aggregate in Mikroaggregate. Wesentlicher Prozeß dabei ist die Luftporensprengung (AUERSWALD 1993). Die große Lockerheit der inner-

alpinen Aggregate ist mit dafür verantwortlich, daß Luftsprennung bei rascher Befeuchtung weniger auftritt. Die Luft wird durch die vielen Poren weniger leicht eingeschlossen und kann mit zunehmendem Porendurchmesser einen weniger großen Druck aufbauen (AUERSWALD 1993). Da die Luftsprennung auch der wesentliche Prozeß ist, der bei unbedeckten, kohäsiven Böden die Oberfläche einebnet, die Infiltration verringert und die Ablösung von transportierbaren Teilchen fördert (AUERSWALD 1993, NEYER 1994), ist die Perkulationsstabilität ein gutes Maß für die Erodierbarkeit (KAINZ und WEISS 1988).

Gerade die Böden an Steilhängen der hochgelegenen Täler zeichnen sich wegen der vorherrschenden Gneise und Glimmerschiefer häufig durch einen hohen Sandgehalt und ein niedriges pH aus. Zusammen mit dem hohen Gehalt an organischer Substanz aufgrund der niedrigen Durchschnittstemperaturen sind so Böden von hoher Perkulationsstabilität entstanden, die nur eine geringe Neigung zur Verschlammung haben und dadurch ihre große Infiltrationsfähigkeit auch bei Starkregen bewahren. Auch von BENITO und DIAZ-FIERROS (1992) war bei Böden mit hohen Humusgehalten eine Zunahme der Stabilität mit abnehmendem pH festgestellt worden. NEYER (1994) konnte ebenfalls die Perkulationsstabilität am besten mit dem Quotienten $\text{pH}/(\text{organische Substanz})$ erklären. Aufgrund der geringeren Spannweite seines Probenkollektivs war es bei ihm nicht notwendig, mit den Logarithmen zu arbeiten. NEYER (1994) verfolgte in seinen Versuchen einen anderen Ansatz als den hier zugrunde liegenden. Statt unterschiedliche Standorte zu vergleichen, arbeitete er auf nur einem Lößboden, der durch unterschiedliche, aber praxisrelevante Düngungsstrategien innerhalb von drei Jahren unterschiedliche pH- und Humusgehalte aufwies. Die gute Übereinstimmung der beiden ganz unterschiedlichen Versuchsansätze und die hohen Korrelationskoeffizienten, die in beiden Fällen bei großem Stichprobenumfang erreicht werden konnten (diese Untersuchung: $r^2=0,72^{***}$ bei $n=113$; NEYER 1994: $r^2=0,80^{***}$ bei $n=36$) sichern das Ergebnis ab. Es steht im Widerspruch zur gängigen landwirtschaftlichen Empfehlung, durch Kalkung ein Verschlämmen der Bodenoberfläche zu verhindern. Dies führt vielmehr zu einem Stabilitätsverlust und ist daher unerwünscht.

Durch die große Stabilität gegenüber rascher Befeuchtung, wie sie bei erosivem Starkregen typisch ist, verschlammten die inneralpinen Böden kaum, ihre Rauigkeit und ihre hohe Infiltrationsfähigkeit aufgrund des großen Porenvolumens bleiben damit auch bei erosivem Regen erhalten. Damit ist ein Ackerbau auch an steilen Hängen noch möglich, ohne daß es zu großen Bodenabträgen kommt. Die wesentlichen Elemente der alpinen Ackernutzung, der regelmäßige zeitliche Wechsel zwischen Grünland und Acker, die hohe Zufuhr an Mist und die geringe Befahrungsintensität der Flächen, die zum Teil nur von Hand oder mit der Seilwinde bearbeitet werden, wären daher auch in anderen stark erosionsgefährdeten Lagen, z. B. in den Mittelgebirgen, effektive Maßnahmen, um den Ackerbau umweltverträglich betreiben zu können.

Danksagung

Herrn G. MARKART, Subalpine Waldforschung, Innsbruck, wird für die Hilfe bei der Beprobung gedankt. Frau M. HÜBNER führte einen Teil der Analysen durch.

Literatur

- AUERSWALD, K., 1993: Bodeneigenschaften und Bodenerosion – Wirkungswege bei unterschiedlichen Betrachtungsmaßstäben. Bornträger, Stuttgart, 208 S.
 AYANLAJA, S. A. and J. O. SANWO, 1991: Management of soil organic matter in the farming systems of the low land humid tropics of West Africa: A review. *Soil Technology* 4, 265–279.

- BÄTZING, W., 1991: Die Alpen – Entstehung und Gefährdung einer europäischen Kulturlandschaft. Beck, München, 286 S.
- BECHER, H. H. und M. KAINZ, 1983: Auswirkungen einer langjährigen Stallmistdüngung auf das Bodengefüge im Lößgebiet bei Straubing. Z. Acker-Pflanzenbau 152, 152–158.
- BECHER, H. H., K. MÜLLER und E. SCHNEIDER, 1990: Bestimmung der Dichte kleiner Einzelaggregate durch Tauchwägung nach Paraffin-Tränkung. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 153, 369–371.
- BENITO, E. and F. DIAZ-FIERROS, 1992: Effects of cropping on the structural stability of soils rich in organic matter. Soil Tillage Res. 23, 153–161.
- FLIRI, F., 1972: Klimakarten. In: Tirol-Atlas. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- GANNSEN, R., 1957: Beiträge zur Kenntnis der Böden des Oberrheingrabens und angrenzender Gebiete. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 79, 107–119.
- GEYER, G., W. HAMMER und H. BECK, 1922/23: Geologische Karte der Republik. Die Ostalpen, ihre Ausläufer und Vorländer nebst den Anrainern 1:500.000. Geologische Bundesanstalt Wien, Kartographisches Institut.
- KAINZ, M. und A. WEISS, 1988: Eignung verschiedener Aggregatstabilitätsmethoden zur Charakterisierung der Erosionsanfälligkeit. Mitt. Deutsch. Bodenkundl. Ges. 56, 81–84.
- JENNY, H., 1980: The soil resource – origin and behavior. Ecological Studies 73, Springer, New York.
- NEYER, H., 1994: Die Auswirkung von Gülle und Mais auf den Bodenabtrag. Diss. TU München, 142 S.
- PROFANTER, P., 1987: Bodenschutz und Berglandwirtschaft. Naturschutzblatt 3/1987, 3–9, Bozen.
- RENGER, M., 1971: Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 130, 53–67.
- ROTTER, W., 1972: Bodendaten. In: Tirol-Atlas, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- SCHACHTSCHABEL, P., H.-P. BLUME, K.-H. HARTGE und U. SCHWERTMANN, 1984: Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Aufl., Enke, Stuttgart.
- SCHLICHTING, E. und H.-P. BLUME, 1966: Bodenkundliches Praktikum. Parey, Hamburg.

(Manuskript eingelangt am 26. April 1994, angenommen am 13. Juni 1994)

Anschrift der Verfasser:

Dr. habil. Karl AUERSWALD und Dipl.-Ing. agr. Ralph HOFMANN, Lehrstuhl für Bodenkunde der TU München-Weihenstephan, D-85350 Freising