



# Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen



# Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen

Untersuchungen zur Genese  
von Blattanbrüchen in  
schluffreichen Almböden

Alexander Stahr

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften (Dr. phil. nat.)  
an der Johann Wolfgang Goethe-Universität  
im Fachbereich Geowissenschaften

**Impressum:**

Nationalpark Berchtesgaden  
Forschungsbericht 39/1997

Herausgeber:

Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6,  
D-83471 Berchtesgaden, Telefon 0 86 52/96 86-0, Telefax 0 86 52/96 86 40,  
im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums  
für Landesentwicklung und Umweltfragen

Alle Rechte vorbehalten!

ISSN 0172-0023  
ISBN 3-922325-41-6

Druck: Berchtesgadener Anzeiger

Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Titelbild:

Blattanbruch auf der Königstalalm.  
Grafik: Geo&Natur, Dr. E. Langenscheidt, Rothalmünster.

Fotos: A. Stahr

# Inhaltsverzeichnis

## Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen von Alexander Stahr

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	7
1.1	Blaiken – Indikatoren wirtschaftlichen Wandels .....	7
1.2	Blattanbrüche .....	9
<b>2</b>	<b>Stand der Forschung</b> .....	13
<b>3</b>	<b>Ziel der Untersuchung</b> .....	19
<b>4</b>	<b>Auswahl des Untersuchungsgebietes</b> .....	21
<b>5</b>	<b>Arbeitsmethoden</b> .....	22
5.1	Geländearbeiten .....	22
5.1.1	Feldbodenkundliche Profilaufnahmen .....	22
5.1.2	Vegetationskundliche Aufnahmen .....	22
5.1.3	Bodenphysikalische Feldmethoden .....	23
5.2	Labormethoden .....	23
5.2.1	Bodenchemische Analysen .....	23
5.2.2	Bodenphysikalische Laboruntersuchungen .....	23
<b>6</b>	<b>Lage, Abgrenzung und Beschreibung des Untersuchungsgebietes</b> .....	25
<b>7</b>	<b>Geologie</b> .....	26
7.1	Anstehende Gesteine .....	26
7.2	Quartäre Deckschichten .....	27
<b>8</b>	<b>Klima</b> .....	29
<b>9</b>	<b>Vegetation</b> .....	31
<b>10</b>	<b>Almwirtschaft</b> .....	35
10.1	Allgemeiner Überblick .....	35
10.2	Königstalalm .....	37
<b>11</b>	<b>Böden</b> .....	38
11.1	Bodentypen .....	38
11.2	Bodenchemismus und Mineralbestand .....	54
11.3	Bodenkundliche Charakterisierung ausgewählter Blaikenstandorte .....	62
11.3.1	Profil 1: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde .....	62
11.3.2	Profil 2: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder- Braunerde mit Hanggleymerkmalen im Unterboden .....	67

11.3.3	Profil 3: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde	70
11.3.4	Profil 4: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung	73
11.3.5	Profil 5: Stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung	76
11.3.6	Profil 6: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)	76
11.3.7	Profil 7: Stark erodierter kolluvial überdeckter Eisen-Podsol	82
11.3.8	Profil 8: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Hanggleymerkmalen im Unterboden	85
11.3.9	Profil 9: Mesotrophe Pseudogley-Moder-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)	88
11.3.10	Profil 10: Stark erodierte oligotrophe Pseudogley-Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)	91
11.4	Konsistenzgrenzen und Plastizität	94
11.4.1	Allgemeines	94
11.4.2	Konsistenzmerkmale der untersuchten Böden	96
11.5	Scherfestigkeit und Scherparameter	103
<b>12</b>	<b>Beobachtungen zur Entstehung und Dynamik der Blattanbrüche</b>	<b>110</b>
<b>13</b>	<b>Diskussion</b>	<b>113</b>
<b>14</b>	<b>Perspektiven</b>	<b>120</b>
<b>15</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>123</b>
<b>16</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>126</b>

*Möchten unsere Nachfolger dies alles zusammenfassen, die Natur wiederholt betrachten, die Beschaffenheit der Teile genauer bestimmen, die Bedingungen der Umstände schärfer angeben, die Masse entschiedener bezeichnen und dadurch das, was ihre Vorfahren getan, vervollständigen, oder wie man unhöflicher zu sagen pflegt, berichtigen.*

*Johann Wolfgang von Goethe*

# Danksagung

*Für die Betreuung der vorliegenden Arbeit sowie für zahlreiche anregende fachliche Diskussionen und Hinweise im Gelände gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. Norbert Stein (Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt am Main).*

*Dieser Dank sei auch Herrn Prof. Dr. Klaus Knoblich (Institut für angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen) für das Interesse an dieser Arbeit, für kritische Diskussionen, für die Bereitschaft zur Durchführung von Laboruntersuchungen am Institut für angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen und für seine Gutachtertätigkeit ausgesprochen.*

*Für anregende und hilfreiche fachliche Diskussionen sowie für sein Interesse an der vorliegenden Arbeit danke ich weiterhin Herrn Prof. Dr. Wolfgang Plass (Lehrstuhl für Bodenkunde der Universität Frankfurt am Main).*

*Herrn Dr. Ewald Langenscheidt (Nationalparkverwaltung Berchtesgaden), Herrn Dr. Heinrich Thiemeyer, Herrn Dr. Jürgen Heinrich (Institut für Physische Geographie der Universität Frankfurt am Main), Herrn Dr. Walter Grotenthaler (Bayerisches Geologisches Landesamt) sowie Herrn Prof. Dr. Klaus Fischer (Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Augsburg) und Frau Dr. Gotlind Blechschmidt (Kassel) spreche ich meinen Dank für ihre Diskussionsbereitschaft und für wertvolle Hinweise aus. Dieser gilt ebenso den Herren Dr. Erich Mands und Dr. Horst Jullmann (Institut für angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen) für anregende Diskussionen und insbesondere für die Durchführung von Laboranalysen am Institut für angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen.*

*Frau Doris Bergmann-Dörr und Frau Diplom-Geographin Dagmar Heil (Labor des Institutes für Physische Geographie der Universität Frankfurt am Main) sowie Herrn Hans-Joachim Plath (Labor für Bodenmechanik und Grundbau der Fachhochschule Frankfurt am Main) und insbesondere Herrn Alfred Schaub (Sedimentlabor des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Frankfurt am Main) danke ich für die freundliche Unterstützung bei den Laboranalysen.*

*Herrn Diplom-Geograph Bernhard Johannes (TU München/Nationalparkverwaltung Berchtesgaden) sei mein Dank für seine stete Diskussionsbereitschaft, die Bereitstellung von umfangreichem hydrologischen Datenmaterial und seine Hilfe bei der statistischen Auswertung von Labordaten ausgesprochen.*

*Herrn Diplom-Biologen Bernhard Hildebrand (Hanau-Steinheim) gilt mein besonderer Dank für die botanische Fachberatung, für die gewissenhafte Durchführung von pflanzensoziologischen Aufnahmen, für die Bestimmung gesammelter Pflanzen und insbesondere für zahlreiche anregende und kritische Diskussionen.*

*Mein besonderer Dank gilt ebenfalls Herrn Diplom-Geograph Christian Dommermuth für seine Hilfe bei den Grabungsarbeiten im unwegsamen Steilgelände, für zahlreiche Diskussionen und das Überlassen von wertvollem Fotomaterial.*

*Frau ROS Christl Wagner, aber auch allen anderen Mitarbeitern der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden bin ich für ihre freundliche Aufnahme, für die organisatorische Unterstützung und ihre stete Hilfsbereitschaft zu Dank verpflichtet.*

*Für die Durchsicht des Manuskriptes und die Redigierung des Textes danke ich Frau Elke Kohl (Maintal-Bischofsheim) und Frau Sandra Kohl M. A. (Obertshausen).*

*In Dankbarkeit widme ich diese Arbeit meiner Familie.*

*Frankfurt am Main, August 1995*

*Alexander Stahr*

# Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen

Untersuchungen zur Genese von Blattanbrüchen in schluffreichen Almböden

Alexander Stahr

## 1 Einleitung

Die beschleunigte Abtragung des Bodens durch den Eingriff des Menschen in das dynamische Gleichgewicht der Biosphäre ist ein weltweites Umweltproblem. Vor allem in Gebieten mit extremen klimatischen Verhältnissen, so z. B. in den Tropen und Subtropen, führt die fortschreitende Zerstörung der natürlichen Vegetationsdecke zu aufsehenerregenden Bodenverlusten.

Daß der massive Eingriff des Menschen in die natürliche Waldvegetation der Alpen zur Schaffung ausgedehnter Almregionen angesichts hoher Reliefenergie und extremer Klimaverhältnisse über Jahrhunderte keine ökonomisch und ökologisch bedenklichen Bodenverluste bewirkte, ist insbesondere darauf zurückzuführen, daß der Mensch frühzeitig lernen mußte, seine Nutzung unter dem Aspekt der Nachhaltigkeit zu gestalten, um die Lebensgrundlage langfristig zu sichern. Die Stabilität des künstlich geschaffenen Ökosystems wurde somit zwangsläufig aufrechterhalten. Infolge der jahrhundertelangen, auf Nachhaltigkeit bedachten almwirtschaftlichen Nutzung von Wiesen und Weiden entstanden pflanzensoziologisch ausgeglichene alpine Rasengesellschaften und Alpenfettweiden weit unterhalb der potentiellen Waldgrenze. Erosionsschäden, die trotz allem immer wieder im Steilrelief der Almen auftraten, hielten sich aufgrund sehr arbeits- und pflegeintensiver Bewirtschaftung der Kulturlandschaft zumeist in ökonomisch tolerierbaren Grenzen. Auch im Hinblick auf den mit der Entwaldung vor allem auf Humuskarbonatböden einhergehenden Humusschwund, einem der eigentlichen Bodenabtragung oftmals vorausgehender Prozeß, erwies sich die nachhaltige Bewirtschaftung der Almen als stabilisierend (BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983; GROTTENTHALER 1984:20).

Die Notwendigkeit intensiver Pflegemaßnahmen (z.B. Mahd, schwenden = mechanisches Entfernen von natürlichem Holzaufwuchs oder durch Feuer, reuten = Unkraut oder aufkommende Waldvegetation entfernen, entstrauchen, entsteinen, ausbessern von Bodenschäden) in der Kulturstufe der Almen ergibt sich in erster Linie aus der Tatsache, daß die Gefahr der Bodenabtragung auch bei ausschließlicher Grünlandnutzung, d. h. unter permanenter Vegetationsbedeckung gegeben ist. Dies ist selbst dann der Fall, wenn die Grasnarbe keinerlei Schädigungen durch Beweidung oder übermäßige Freizeitnutzung aufweist. Denn im Unterschied zum Flachland oder zu den Mittelgebirgen der gemäßigten Breiten

kommt im alpinen Raum der nivalen Massenabtragung und dem Massenversatz unter den bodenabtragenden Prozessen eine ungleich höhere Bedeutung zu. Bereits kleinere Hindernisse wie Gehölzanflug oder vereinzelte Steine bieten in steiler Hanglage Ansatzpunkte für die Schurfarbeit von Gleitschneedecken, Schneerutschungen oder Grundlawinen (zur Def. siehe HAEFELI & DE QUERVAIN 1955; BUNZA 1982:64–65; GROTTENTHALER 1984:18–19).

Aber selbst die permanente arbeitsintensive Beseitigung von potentiellen Schurfansatzpunkten gewährleistet keinen völligen Schutz vor Abtragungen des Solums. So können Lawinen und abrutschende Schneemassen etwa an Geländestufen wie auch bei unruhigem Mikorelief – von seiten der präventiven Almpflege kaum beeinflussbar – durch Stauchung des Solums und Aufreißen der Grasnarbe zu schweren primären Schädigungen der Bodenbedeckung führen (vgl. LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; BUNZA & CHRISTA 1978, 1981; KARL 1983:161). Um eine Ausweitung entstandener Bodenverletzungen zu unterbinden, sind Sanierungsarbeiten, z.B. durch Aufbringen von Grassoden oder Bodenmaterial mit anschließender Begrünung über die Aussaat von Wildheublumen, unumgänglich (siehe ZIELONKOWSKI 1974:14; MÖSSMER 1985:82; ZWECKL & SPANDAU 1987:126; vgl. hierzu a. KLAPP 1971:337–338; PALDELE 1994:101–111). Dies war früher unter anderem die Aufgabe von „Almputzern“, ein eigens und ausschließlich für Pflegemaßnahmen eingesetztes Almpersonal neben dem Senn (BLECHSCHMIDT 1989:88–89, 1990:40; s. a. LAATSCH & GROTTENTHALER 1973:14; GROTTENTHALER 1984:22; AMMERER & FEHN 1991:515; MEURER 1992:25).

### 1.1 Blaiken – Indikatoren wirtschaftlichen Wandels

Tiefgreifende strukturelle Veränderungen in der Almwirtschaft führten im bayerischen Alpenraum in den vergangenen Jahrzehnten vielerorts zur Arbeitsextensivierung mit geringerem Personalaufwand oder Brache (siehe z. B. ENGLMAIER 1980; BLECHSCHMIDT 1989). Einhergehend mit dem wirtschaftlichen Wandel ist seit den 60er und 70er Jahren eine deutliche Zunahme von „Blaiken“ (auch „Plaiken“) sowohl auf extensiv bewirtschafteten als auch auf brachliegenden Almen zu beobachten (KARL 1961, 1983; LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; LAATSCH 1974; SCHAUER 1975; KELCH & DREXLER & ZECH 1977; ZWECKL 1986; ZWECKL &



**Abb. 1:** Schneeschorfblaiken in flachgründigem, skelettreichem Boden. Die Aufnahme zeigt den SO-exponierten Hang der Rettenbäck-Alm in den Schlierseer Bergen vom 1667 m hohen Gipfel des Bodenschneid. Zahlreiche charakteristische Schneeschorfblaiken mit sehr unregelmäßiger Ausprägung und typischer Ausdehnung in Hangfallrichtung deuten auf ausbleibende oder nur ungenügende Almpflege hin. Sie sind typisch für flachgründige, skelettreiche Böden aus Kalkstein oder Dolomit (Festgestein, Skelettsubstrate) mit einem Ah-IC/mC- bzw. O-Ah-IC/mC- oder etwa einem O-Ah-BvlCv-IC/mC-Profil (Rendzinen, verbrauchte Rendzinen, Braunerde-Rendzinen).

SPANDAU 1987; BLECHSCHMIDT 1989, 1990; DOMMERMUTH & STAHR 1992; STAHR & DOMMERMUTH 1993; DOMMERMUTH 1994, 1995a, 1995b; u. a.).

Unter dem Begriff „Blaike“ [von blaicken, blecken = Blankes oder Weißes entblößen oder die Ablaikung = Entblößung von Erde, Erdfall (SCHMELLER 1869)] können prinzipiell sämtliche vegetationslose bis schütter bewachsene Abtragungsformen oder Schädigungen der Bodendecke verstanden werden, betrachtet man die Etymologie des Wortes. So findet sich auch in der SALZBURGER WALDORDNUNG (1659, zit. nach KARL 1961: 54) die recht allgemein gehaltene Definition: „Die Blaikten, Stelle eines Berghanges, an welcher sich die Dammerde losgerissen hat und gesunken ist, so daß an demselben der Sand oder das nackte Gestein zum Vorschein kommt (Blaickiger Grund)“. Die Entstehung einer Blaike kann daher auf den unterschiedlichsten denudativ wirksamen morphodynamischen Prozessen beruhen (z. B. Rutschungen, Murgänge, Schuttgänge oder etwa Schurfprozesse durch Gleitschnee und Lawinen). PENCK (1894, zit. nach STOCKER 1985:44–45) und STINY (1910) beispielsweise verwenden den Begriff für „vegetationslose Steilstellen mit Nachrutschungen und Abspülungserscheinungen“. SCHREYER & RAUSCH (1978:75–76) verstehen selbst Bodenschäden, die auf Tiefenerosion, d. h. verstärktem Oberflächenabfluß beruhen mit dem Begriff „Blaike“. STOCKER (1985) bezeichnet Kahlflächen an Steilhängen der alpinen und subalpinen Stufe der Zentralalpen als „Plaikten“, die durch rückschreitende Abtragung des Solums bis in das Anstehende übergreifen und durch Prozesse der Frostverwitterung, Mikro- oder Kammeissolifluktion

sowie Oberflächenabspülung entstehen. In der neueren deutschsprachigen Literatur (s. o.) – wie auch in vorliegender Arbeit – werden unter diesem Begriff jedoch zumeist vegetationslose oder nur schütter bewachsene flächenhafte Schädigungen der Bodendecke auf Wiesen und Weiden verstanden, die primär auf Bewegungen von Schneemassen, Massenselbstbewegungen oder auf Tritt von Mensch und Tier zurückzuführen sind (vgl. MÖSSMER 1985:81; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986: 49; BECHT & WETZEL 1992:155). Sie können Größenordnungen von wenigen bis zu mehreren hundert Quadratmetern erreichen.

Ausbleibende Pflegemaßnahmen, die zur Ausweitung und Zunahme von Erosionsschäden sowie über Veränderungen der Rasengesellschaften zu einem fortschreitenden weidewirtschaftlichen Produktivitätsschwund und letztendlich zur Aufgabe von Almen führen (SPATZ & WEISS & DOLAR 1978; SPATZ & FRICKE & PROCK 1993; RIEDL 1983; vgl. SCHRÖDER 1989:580), aber auch die mangelnde Behirtung des Weideviehs stellen die wesentlichen anthropogenen Einflußfaktoren für die zunehmende Bodenerosion in der Kulturstufe der Almen dar (s. a. KARL 1975:63). Als entscheidender natürlicher Faktor ist das Auftreten von sogenannten Gleitschneewintern zu sehen. Diese sind durch das spezifische Zusammentreffen mehrerer Faktoren wie z.B. nasser Schnee, hohe und langanhaltende Schneemenge

und bestimmte Temperaturverhältnisse charakterisiert (LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986:52–53, 57–58).

Dabei sollte jedoch stets bedacht werden, daß die eigentliche Ursache der beschleunigten Bodenabtragung letztendlich in der Rodung des natürlichen Bergwaldes zu sehen ist. Die Blaikenbildung auf Almen stellt folglich einen quasinatürlichen morphodynamischen Prozeß i. S. von MORTENSEN (1955) dar (s. a. RATHJENS 1978: 459, 1979:52–54), der sich durch die Art und Weise der Bewirtschaftung mehr oder weniger stark beeinflussen läßt. Oberhalb der potentiellen Waldgrenze wird die Entstehung und Dynamik von Blaiken allein durch natürliche, vor allem durch klimatische Faktoren gesteuert.

Wenn bislang von Bodenerosion und Erosionsschäden gesprochen wurde, dann nicht ausschließlich im engeren Sinn einer Ablösung und eines Abtransportes von Bodenteilchen durch Wasser und Wind. Denn die kulturbedingte Bodenerosion (BREBURDA 1983:14) auf Almen beruht – wie eingangs erwähnt – in hohem Maße auf nivaler Massenabtragung oder dem Massenversatz am Steilhang. So spricht z. B. BLECHSCHMIDT (1989) von „Blaikenerosion“. Hierin sind sämtliche Prozesse inbegriffen, die zur Zerstörung der Vegetations- und Bodendecke und letztendlich zur Blaikenbildung führen. Der Begriff „Bodenerosion“ ist daher in vorliegender Arbeit i. S. der allgemeiner gehaltenen Definitionen von RICHTER (1965) oder THIEMEYER (1988) zu verstehen. RICHTER (1965:2) definiert in Anlehnung an SCHULTZE (1952:4): „Unter Bodenerosion (Bodenabtragung) werden alle jene Erscheinungen der Abtragung (Denudation, Erosion und Akkumulation) verstanden, die den Haushalt der Landschaft über ein naturgegebenes Maß hinaus verändern. Sie werden vom Menschen ausgelöst und meist durch Wasser oder Wind bewirkt (Abspülung und Auswehung)“. Bei THIEMEYER (1988:15) findet sich die Definition: „Unter dem Begriff Bodenerosion werden alle Bodenumlagerungsprozesse durch Wasser-, Wind- und mechanische Einwirkung verstanden, die durch anthropogene Eingriffe ermöglicht bzw. unmittelbar verursacht werden.“ Aufgrund der Tatsache, daß Bodenerosion im Flachland und in den Mittelgebirgslandschaften außer durch Wasser und Wind in größerem Umfang auch durch Bodenbearbeitung stattfindet, bezieht sich THIEMEYER mit „mechanischer Einwirkung“ auf die technogene Bodenabtragung (Pflugerrosion). Jedoch können unter dem Begriff „mechanisch“ u. a. auch durchaus Prozesse wie Schneeschurf oder Viehtritt einbezogen werden.

Bisweilen über viele hundert Quadratmeter große Schneeschurfblaiken [Abb. 1 u. 4(1a)], von gleitenden oder rutschenden Schneemassen regelrecht abgehobelte, durch das Mitführen größerer Psephite und verholzter pflanzlicher Materialien häufig von Striemen und Schurfrinnen überzogene Hangpartien, sind weithin sichtbare Indikatoren für unzureichende Almpflege oder Brache (vgl. SPATZ 1981:52–53). Vegetationslose Tritt- oder Narbenversatzblaiken [Abb. 4(2)] infolge von lokaler Überbestoßung oder der Beweidung steiler Hänge bei feuchter Witterung mit einhergehendem Narbenversatz (trittinduzierte Verschiebung von Rasensoden) zeugen von weitgehend unregelmäßiger Weideführung. Hinzu kommen Belastungen der Almregionen durch den Sommertourismus, die sich häufig in irreparablen Trittschäden an Wanderwegen und ihrem Umfeld äußern (siehe MANGHABATI 1988; SPANDAU 1989; KEMPER 1992; AUERSWALD & SINOWSKI 1992; DOMMERMUTH & STAHR 1992).

Die Intensität und vor allem das Ausmaß, d. h. die langfristigen ökologischen Folgen der Bodenschädigungen durch Tritt und nivalen Schurf, wird von den jeweiligen Eigenschaften des Solums wie etwa dem Vorhandensein von mineralischen A- und B-Horizonten [sonst O-C Böden (s. hierzu BOCHTER 1984; KREUTZER & GROTTENTHALER 1991)], deren Gründigkeit, Bodenart, Skelettanteil und letztendlich von ihrem Scherwiderstand stark beeinflusst (vgl. z. B. BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:23, 30; MÖSSMER 1985:88–89; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986:52). Gleichwohl können Schurf- und Trittblaiken prinzipiell bei allen Substrat- bzw. Bodentypen beobachtet werden (DOMMERMUTH & STAHR 1992:20; s. a. GROTTENTHALER 1984:19).

## 1.2 Blattanbrüche

Ein im bayerischen Alpenraum nach bislang vorliegenden Beobachtungen (z. B. SCHAUER 1975; KARL 1961, 1983; BLECHSCHMIDT 1989, 1990; STAHR & DOMMERMUTH 1993; DOMMERMUTH 1994, 1995a, 1995b) hauptsächlich in schluffreichen, tiefgründigen Almböden aus Verwitterungsprodukten mergelig-kieselig-er Fazies der alpinen Trias, des Jura und der Kreide (z.B. Reichenhaller Schichten, Fleckenmergel-Serie, Aptychenschichten, Chiemgauer Schichten) stattfindender Prozeß der Blaikenbildung und Gegenstand dieser Untersuchung ist die Abtragung von bis zu mehreren Dezimetern mächtigen (zumeist 20–50 cm) kompakten Bodenschollen samt Vegetationsdecke.

Die Verlagerung der mitunter viele Quadratmeter umfassenden Bodenschollen erfolgt bei annähernd konstant bleibender Mächtigkeit der jeweils neu aus dem Verband gelösten Masse translationsförmig entlang hangparallel orientierter Scherflächen [Abb. 2 und 4(3)].

Im Unterschied zu typischen Blaiken infolge von nivalem Massenschurf oder intensiver Trittbelastung des Solums weisen die resultierenden Erosionsformen, in der Literatur durch die schichtweise bzw. blattförmige Bodenabtragung sinnigerweise als „Blattanbrüche“ bezeichnet, auffallend scharf ausgeprägte Abtragungsfronten auf (Abb. 2 und 38). Sie sind als steile Boden- oder Rasenkliffs mit häufiger Hohlkehlenbildung entwickelt und zeigen für gewöhnlich einen sichel- oder hufeisenförmigen Verlauf.

Charakteristisch ist weiterhin die nahezu plane Oberfläche der Erosionsformen und eine im Gegensatz zu Schnee- oder Lawinenschurfblaiken häufig größere laterale Ausdehnung als in Hangfallrichtung (s. a. SCHAUER 1975:1–2, Abb. 1 u. 4). Ihr Auftreten ist zumeist an Hangneigungen zwischen 30° und 40° gebunden (SCHAUER 1975:1; KARL 1983:163–164; DOMMERMUTH 1994: 207, 1995b:288).

Die aus dem Verband gelösten Boden- oder Rasenschollen werden oft nur über kurze Distanzen von wenigen Dezimetern bis Metern, aber auch weit hangabwärts, verlagert (SCHAUER 1975:1–2, Abb. 2; BUNZA 1982:26; KARL 1983:163; DOMMERMUTH 1994:96, 99). Setzungen der Bodendecke oder zumeist bogenförmig



**Abb. 2:** Blattanbrüche in tiefgründig entwickelten Böden aus Verwitterungsprodukten mergeliger Sedimente im Karwendelgebirge und Nationalpark Berchtesgaden. Die obere Aufnahme (Foto: G. Blechschmidt) dokumentiert das Zusammenwachsen mehrerer Blattanbrüche mit ihren typischen sichelförmigen Abtragungsfronten zu einer großflächigen Blaike mit insgesamt unregelmäßiger Form am Königskopf im Karwendelgebirge (Gramei-Hochleger 1700–1760 m ü. NN). Durch sekundäre Abspülung oder Schneeschurf wurde der lehmige Boden bei einer Hangneigung von 37° in weiten Bereichen der Blaike bis zum Anstehenden erodiert. Ausgangssubstrat der Bodenbildung sind gelbbraune Verwitterungsprodukte der Reichenhaller Schichten (Trias) aus kieseligen Dolomiten und Dolomitreccien mit tonigen bis sandig-mergeligen Zwischenlagen (siehe BLECHSCHMIDT 1989). Die untere Aufnahme zeigt einen etwa 80 m<sup>2</sup> großen Blattanbruch auf der Königstalalm im Jennergebiet des Nationalparks Berchtesgaden (1600 m ü. NN). Charakteristisch ist die nahezu plane, hangparallele Oberfläche der Blaike mit scharf ausgeprägter Abtragungsfront. Der Anbruch entstand in schluffig-lehmigem Boden (oligotrophe Moder-Braunerde) aus Verwitterungsmaterial jurassischer Sedimente (Oberlias – Untermaim).



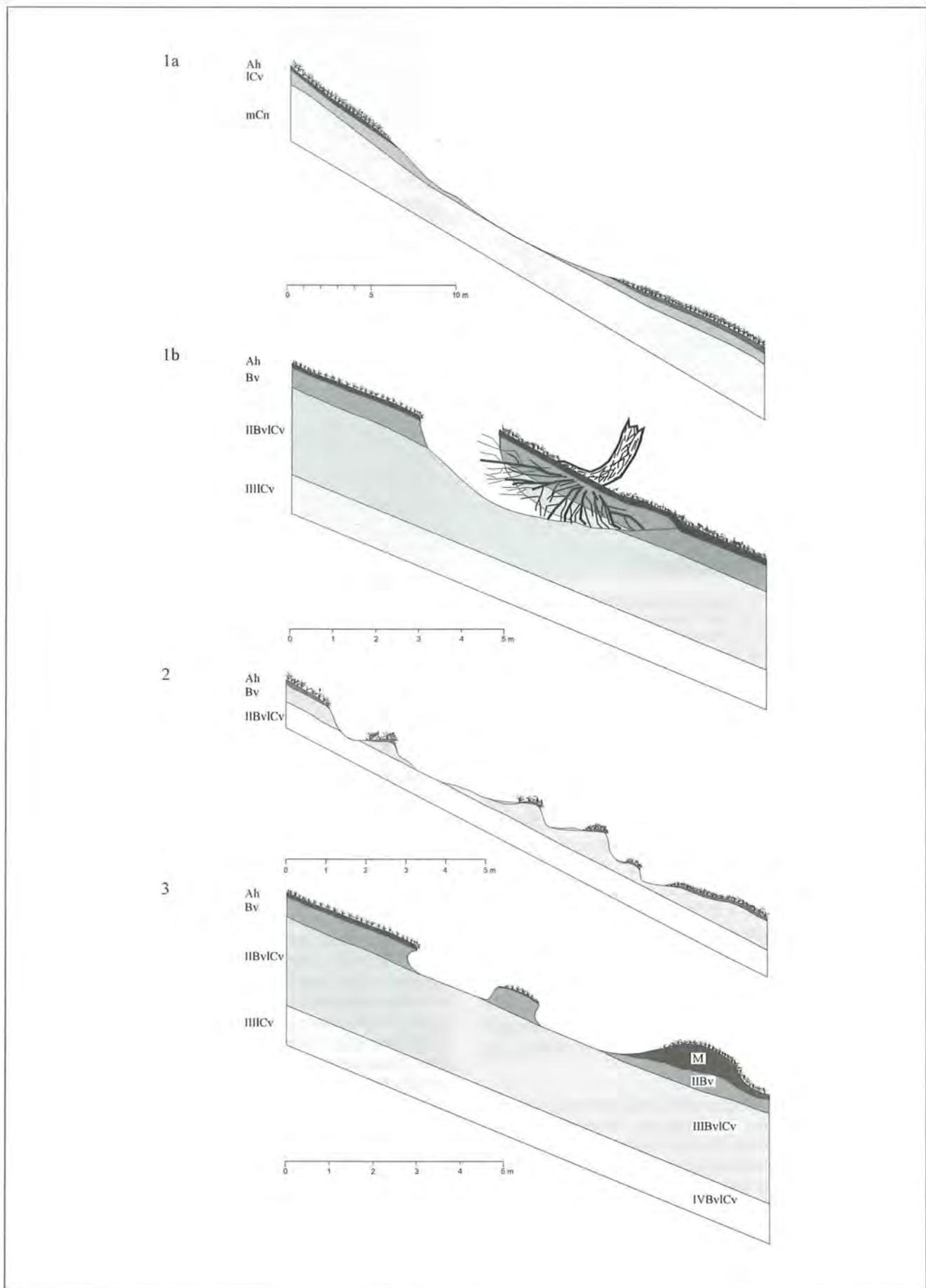
**Abb. 3:** Gleitschneerisse auf der Gotzentalm im Nationalpark Berchtesgaden (Foto: Ch. Dommermuth). Teppichartig von der Schneeauf-  
last und von Gleitbewegungen der Schneedecke umgelegte Gräser begünstigen neben Naßschneelagen im basalen Bereich das Abrutschen  
der Schneedecke entlang der Bodenoberfläche und die Entstehung von Schnee Brettern (Boden- oder Grundlawinen). Nicht nur langhalmige  
Lahnergräser (Lahner = Lawine), sondern auch relativ starre Grashorste können, wie die Beobachtungen auf Almen im Nationalpark zeigen,  
durch gleitende und rutschende Schneemassen in Hangfallrichtung umgebogen werden (vgl. BUNZA 1982:65). Sehr auffällig ist die Ähn-  
lichkeit der im Januar 1992 im Bereich der Gotzentalm im Jennergebiet des Nationalparks Berchtesgaden (siehe Abb. 6) aufgenommenen  
Gleitschneerisse („Lawinenmäuler“) zur Morphologie von Blattanbrüchen.

über viele Meter quer zum Hang verlaufende Risse im Solum sind häufige Begleiterscheinungen auf den betroffenen Almwiesen (vgl. BUNZA & KARL 1975:36–37). Sie sind als Initialstadium der Blaikenbildung anzusehen (SCHAUER 1975:1, 15; KIENHOLZ 1977:87; KARL 1983:163–164; BUNZA 1982:26–27; ZWECKL & SPAN-  
DAU 1987:123; STAHR & DOMMERMUTH 1993:17; vgl. a. BUNZA 1976). Sehr auffällig ist die Ähnlichkeit der Blattanbrüche auf den Almwiesen mit den im Volks-  
mund als „Lawinenmäuler“ bekannten Gleitschneerissen (ZENKE 1985:52; vgl. SCHAUER 1975:15, 26, Bild 11), deren Entstehung auf Gleit- oder Rutschbewegungen der Schneedecke entlang der Bodenoberfläche be-  
ruht (Abb. 3).

Schneeschorfblaiken (Profile 1a und b, Abb. 4) infolge von nivalem Massenschurf durch Schneegleiten, Schneerutsche oder Grundlawinen zeichnen sich in typischer Weise durch ihre allgemein langgestreckte Ausbildung in Hangfallrichtung aus und sind sehr unregelmäßig begrenzt (Abb. 1). Von Schneeschorf-  
blaiken der Ausprägung wie in Profil 1a dargestellt – sie können Größenordnungen von mehreren hundert Quadratmetern erreichen und in vielen Fällen nur Entwicklungstiefen von wenigen Zentimetern aufweisen – sind insbesondere skelettreiche, flach-  
gründige Böden wie Rendzinen betroffen (s. a. SCHAUER 1975:1; BUNZA 1982:64). Insbesondere strohdach- oder teppichartig umgebogene, langhalmige Lahnergräser infolge von ausbleibender Mahd oder Beweidung bilden eine relativ glatte Unterlage, durch welche Gleitbewegungen der Schneedecke gefördert

werden. Gehölzgruppen, Totholz, Blocküberlagerung oder etwa Viehgangeln erhöhen die „Rauhigkeit“ der Geländeoberfläche und können Schnee-  
bewegungen entgegenwirken, sofern sie sich im oberen Hangdrittel befinden. Die gleichen Strukturen wirken sich hingegen erosionsfördernd aus, befinden sie sich in Mittel- und vor allem in Unterhanglagen (AMMER & PRÖBSTL &  
MÖSSMER 1986:53). Mitunter führt das Heraushebeln von einzelnen Bäumen samt Wurzelstock auf flachgründigen Rendzinen auch zu rundlichen Schurfblaiken (LAATSCH & GROTTENTHALER 1973:20). In tiefgründig entwickelten Böden mit toniger bis lehmiger Bodenart wie z. B. Braunerden, Pelosole oder Terra-  
rae fuscae entstehen beim Auftreffen von Schneemassen auf größere Hindernisse mitunter tiefe Schurfrinnen (1b). Dabei können Bäume samt Wurzelstock, größere Felsbrocken, aber auch kleinere landwirtschaftliche Gebäude wie etwa Heuschober weit  
hangabwärts verfrachtet werden (LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:329–330). Sommerliche Starkregen weiten die primären Schädigungen der Bodendecke aus (vgl. GROTTENTHALER 1984:19). DOMMERMUTH (1994, 1995a) bezeichnet derart ent-  
standene Blaiken auch als „Schneedruckblaiken“.

Auf stark beweideten, steilen Almhängen bilden sich infolge der steten Trittbelastung des Solums Viehgangeln aus (auch Kuahwegl, Kuahgangl oder Isohypsenparallele zoogene Mikroformen linearer Prägung nach RIEDL 1983), die den Hang treppenartig überformen. Werden die Gangeln bei feuchter Witterung vom Vieh betreten, kommt es nicht selten zu Verletzungen der Bodendecke durch Lostreten einzelner Narbenstücke (Narbenversatz), die wiederum Ansatzpunkte für Erosion und Schneeschorf bilden. Das Zusammenspiel dieser bodenabtragenden



**Abb. 4:** Charakteristische Längsprofile von verschiedenen Blaikentypen (schematisch). Aufgrund ihrer jeweils charakteristischen Morphologie und unterschiedlichen Entstehungsweisen lassen sich die auf Almwiesen zu beobachtenden Blaiken prinzipiell in drei Grundtypen differenzieren (SONNTAG 1989; DOMMERMUTH & STAHR 1992; STAHR & DOMMERMUTH 1993), wenngleich in vielen Fällen fließende Übergänge bestehen.

Prozesse führt letztendlich zur Entstehung von ebenfalls unregelmäßig ausgebildeten Narbenversatz- oder Trittblaiken (2). Nicht nur die Überbestockung von Weiden, sondern auch die Konzentration weniger unbeaufsichtigter Tiere auf Hangpartien mit bevorzugten Futterpflanzen bei hirtloser Sömmern sind als wesentliche Ursachen der beschleunigten Bodenabtragung zu sehen. Die Ausbildung von Blaiken infolge der mechanischen Belastung des Solums durch Tritteinwirkung ist jedoch nicht ausschließlich auf Weideflächen beschränkt. Sie ist ebenfalls im Bereich von stark frequentierten Wanderwegen zu beobachten. Das Abschneiden von Wegen führt zu primären Vegetations- und Bodenschäden. Durch weitere mechanische Belastungen und Abspülung des freigelegten Bodens entstehen ausgedehnte Trittblaiken zwischen Serpentinauen.

Blattanbrüche (3) weisen im Gegensatz zu Schurf- und Trittblaiken durch die Abtragung von bis zu mehreren Dezimetern mächtigen, mitunter viele Quadratmeter umfassenden Bodenschollen scharf ausgeprägte, in der Regel sichelförmig verlaufende Abtragsfronten auf. Sie treten bevorzugt in tiefgründigen, schluffig-lehmigen Böden auf und erreichen zumeist Flächengrößen zwischen 2 m<sup>2</sup> und 200 m<sup>2</sup> (SCHAUER 1975:1). Bei nur flachgründig ausgebildeten Blattanbrüchen ist die Differenzierung zu Schneeschurfblaiken gelegentlich schwierig. Auch das mitunter zu beobachtende Zusammenwachsen mehrerer kleinerer Blaiken dieses Typs (Abb. 2) kann eine Abgrenzung zu Bodenschäden infolge von Schneeschurf erschweren, da sich hierdurch sekundär sehr unregelmäßige Formen ergeben können. Die schematische Darstellung (3) gibt die standörtlichen Verhältnisse wieder, die im Bereich des Nationalparks Berchtesgaden auf vielen Almen anzutreffen sind und bereits von DOMMERMUTH & STAHR (1992) sowie STAHR & DOMMERMUTH (1993) beschrieben wurden (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a, 1995b). Demnach erfolgt die schollenförmige Bodenabtragung auf Almwiesen im Nationalpark stets entlang von geologischen Schichtwechseln, die als präformierte Scherflächen anzusehen sind.

Hinsichtlich ihrer Morphologie und Dimension entsprechen derartige Blaiken Bodenabtragsformen unter Grünland, die HÖLLERMANN (1964:60–62), MOSER (1971), BRUNNER & SCHEIDEGGER (1975), CROZIER (1973, 1986), SCHAD et al. (1992) sowie DAMM (1993) aus verschiedenen alpinen Regionen (italienische und österreichische Zentralalpen) wie auch aus Hochgebirgen in Spanien, Neuseeland oder China (Osttibet) beschreiben und werden wie diese als morphologisches Ergebnis von Massenselbstbewegungen, bzw. Translationsbodenrutschungen angesehen (u. a. SCHAUER 1975; BUNZA 1982; KARL 1983). Lediglich KIENHOLZ (1977: 88–90) weitert den Begriff „Blattanbruch“ aus und verwendet ihn für Erosionsformen, die sowohl auf Translationsbodenrutschungen als auch unmittelbar auf Gleitschnee, Schneerutsche und Lawinen zurückgeführt werden (s. a. Kap. 2). Als Synonyma für „Translationsbodenrutschungen unter Grünland“, d. h. für eine flächenhafte oder konsequente Gleitung (REUTER & KLENGEL & PASEK 1978:161; LESER & PANZER 1981:110) auf einer präformierten Heterogenitätszone innerhalb des Solums, sind in der Literatur u. a. auch die Termini „Rasengleiten“ (BRUNNER & SCHEIDEGGER 1975), „Rasenschälrutsch“ (GÖTZINGER 1943), oder „Grasnarbenrutschung“ (MOSER 1971) zu finden.

Ogleich alleine der bereits von STINY (1931:52–58) verwendete und definierte Begriff „Blattanbruch“ (dort auch

„Plattenanbruch“ oder „Blattblaike“) – sieht man von KIENHOLZ (1977) ab – stets eine Translationsrutschung (planar block glide) bzw. Translationsbodenrutschung als Entstehungsursache impliziert (siehe u. a. SANKT-JOHANSEN 1964:35; KARL & DANZ 1969:28; LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:317; MOSER 1971:39, 1975: 190; BEINSTEINER 1981:62–63), liegen bislang keine Geländebeobachtungen oder detaillierte bodenkundliche Untersuchungen darüber vor, ob die schollenartige Bodenabtragung auf extensiv genutzten oder brachliegenden Almwiesen der montanen und subalpinen Stufe tatsächlich auf einer Massenselbstbewegung beruht, bzw. beruhen kann. Bereits KARL (1983:164) sah ebenso wie GRUNDER (1984:101–102, 159, 182) die „Abklärung der Bodenmechanik in der gleitanfälligen Bodenschicht“ als Notwendigkeit künftiger Forschungsaufgaben an.

Aus der Sicht von Naturschutz und Landschaftspflege sollen Almen, die nicht nur landwirtschaftliche Nutzflächen, sondern auch Lebensraum vieler standorttypischer Tier- und Pflanzenarten und somit ein Gen- und Artenreservoir von übergeordneter Bedeutung sind, grundsätzlich erhalten bleiben (SIMONS 1984:95). Daß hierbei dem Bodenschutz eine herausragende Bedeutung zukommt steht außer Zweifel. Aber auch aus wasserwirtschaftlicher Sicht, insbesondere im Hinblick auf einen vorbeugenden Hochwasserschutz, ist der Erhalt der wasserspeichernden Böden in der Kulturstufe der Almen sicherlich nicht von geringer Bedeutung. Für Versuche jedoch, die alpine Kulturlandschaft mit ihrem abwechslungsreichen, kleinräumigen Nebeneinander von Wiesen und Wäldern und daher letztendlich auch hinsichtlich ihrer Erholungsfunktion unter dem Aspekt zeitgemäßer Alternativen für den wirtschaftenden Almbauern zu erhalten und zu schützen, sollten Ursache und Dynamik der jeweils standortspezifischen Bodenabtragsprozesse bekannt sein (s. a. BRUNNER & SCHEIDEGGER 1975:25; GROTTENTHALER 1984:22).

## 2 Stand der Forschung

In der Literatur herrscht weitgehend Einigkeit darüber, daß die schollenförmige Abtragung von schluffreichen Almböden der montanen und subalpinen Stufe des bayerischen Alpenraums bzw. der nördlichen Kalkalpen auf Translationsbodenrutschungen im Verlauf sommerlicher Starkniederschläge beruht, deren morphologisches Ergebnis die Blaike oder der Blattanbruch ist (u. a. SCHAUER 1975; BUNZA 1982; KARL 1981, 1983; GROTTENTHALER 1984; ZWECKL 1986; ZWECKL & SPANAU 1987; LANGENSCHIEDT 1987; BLECHSCHMIDT 1989; SONNTAG 1989; vgl. auch KIENHOLZ 1977; GRUNDER 1984).

In einer ersten detaillierteren Untersuchung von KARL (1961) über die möglichen Ursachen dieser Form der Bodenabtragung bzw. Blaikenbildung auf Wiesen und Weiden im Bereich jurassischer Sedimente (Fleckenmergel, Kieselkalke) der Allgäuer Alpen werden jedoch

noch verschiedene Entstehungsprozesse diskutiert. Zwar findet der Begriff „Blattanbruch“ in dieser frühen Arbeit von KARL noch keine Verwendung, die charakteristische Morphologie dieses Blaikentyps mit z. B. scharf ausgebildeter Abtragungsfront wird aber eindeutig beschrieben und insbesondere fotografisch dokumentiert. Die untersuchten Standorte befinden sich ca. 10–12 km südlich von Oberstdorf im Rappental (Linkerskopf), auf den Bergen um Einödsbach (Heubaum, Einödsberg) und im Bacherloch unterhalb des Zuges Mädelegabel-Trettachspitze.

KARL weist im Rahmen dieser Untersuchungen auf die Bedeutung der Kausalität zwischen Brache und Veränderungen in der Vegetation im Hinblick auf die Genese der Blaiken hin. Bei den untersuchten Standorten handelt es sich nach KARL wahrscheinlich um ehemalige, unter dem Einfluß von Mahd und Beweidung entstandene Rostseggen-Rotschwengel-Rasen mit tiefreichenden Wurzelhorizonten. Ihre Entwicklung führte nach Einstellen der Nutzung zu mehr oder weniger stark verheideten Borstgrasbeständen mit nur geringmächtiger, der Bodenabtragung erheblich weniger Widerstand bietender Wurzelentwicklung. Diese Flächen wurden wenige Jahrzehnte vor 1960 noch regelmäßig gemäht und zum Teil in den Nachkriegsjahren von Schafen bestoßen. Vor allem im Bereich von schwach ausgebildeten Kleinterrassen, die nach KARL infolge von Tritteinwirkung der Weidetiere (Schafe) oder Stauchungen des Bodens durch Lawinen entstanden, wird innerhalb dieser veränderten Gesellschaften die Ausbreitung der horstbildenden Rasenschmiele (*Deschampsia caespitosa*) gefördert.

Während im Nardusbestand das Niederschlagswasser dem Autor zufolge rasch abfließt, staut es sich hinter den Kleinterrassen und begünstigt somit die Rasenschmiele, deren Horste durch das Einstellen der Mahd nun im Winter aus der übrigen Vegetation herausragen. Der Schneeschub findet, folgt man den Vorstellungen von KARL, an den Horsten der Rasenschmiele einen wesentlich günstigeren Ansatzpunkt als an den übrigen Arten, wodurch eine kleine Spalte im Boden geöffnet wird. Eindringendes Wasser, Frostsprengung und weiterer Schneeschub führen zum Herausheben der zunächst flachen Terrassen, die schließlich zum Überkippen gebracht werden. Dieser erste Anbruch weitet sich dann zu einer größeren Blaike aus (KARL 1961:58).

Begünstigend auf das Ablösen ganzer „Rasenwalzen“ (hiermit dürften größere Bodenschollen gemeint sein, die nach Beobachtungen des Verfassers an Blaikestandorten auf den Almwiesen um Einödsbach häufig auf und unterhalb von Blattanbrüchen vorzufinden sind) wirkt sich nach KARL aber auch der einheitliche Wurzelhorizont, der durch Einstellen der Mahd veränderten Grasgesellschaften sowie mitunter auftretende Podsolierung der Böden und die damit einhergehende mangelnde Bindung zwischen A- und B-Horizont aus. Hierbei wird jedoch nicht deutlich herausgestellt, ob es sich beim Ablösen der Rasenstücke um einen Rutsch- oder Schurfprozeß handelt. Da KARL (1961:60) auf herabgerutschte *Deschampsia*-Horste im Bereich von An-

brüchen hinweist, ist davon auszugehen, daß er das Ablösen von „Rasenwalzen“ als Folge von Bodenrutschungen ansieht.

Hinsichtlich des Einflusses der Podsolierung auf die Blaikenbildung äußert sich KARL bereits in einer früheren Arbeit über die Erosionsforschung im Hoch-Allgäu (KARL 1959). So führt die extensive Beweidung nach KARL zu Podsolierungsprozessen im Boden und zu einer flachen, auf den Humushorizont beschränkten Durchwurzelung. Wird der Verband dieses obersten Bodenhorizontes gestört, rutschen Rasenschollen auf dem Anreicherungs-horizont des Podsoles, der eine Gleitschicht bildet, ab (s. a. BUNZA 1982:29; ZWECKL 1986:47).

Das unregelmäßige Auftreten von Blaiken, d. h. auch ohne ersichtliche Bindung an das Kleinrelief, wird von KARL (1961:61) auf Stauchungen und Verletzungen der intakten Grasnarbe durch Lawinen zurückgeführt (s. a. BUNZA 1982:29). In diesem Zusammenhang wird ebenfalls betont, daß die deutliche Zunahme horstbildender Gräser nach Einstellen der Mahd die Auswirkungen von Lawinenabgängen auf die Bodenabtragung verstärkt. Als Argument dafür, daß Blaiken auf Lawinenabgänge zurückzuführen sind, wird die Beobachtung herangezogen, daß diese vor allem im unteren Drittel der von ihm untersuchten Hänge gehäuft auftreten.

Wenn auch in dieser frühen Arbeit zur Blaikenbildung auf Almwiesen- und Weiden versucht wird, die möglichen Ursachen und unterschiedlichen Faktoren der Blaikenbildung unter Anwendung vor allem pflanzensoziologischer Methoden aufzuzeigen, so werden diese insgesamt gesehen, wie bereits BLECHSCHMIDT (1989:5) anmerkt, jedoch noch wenig umfassend beschrieben. Obwohl KARL mehrere Profilbeschreibungen von Böden der untersuchten Standorte liefert, bleiben edaphische Faktoren der Blaikenbildung in seiner Ursachendiskussion weitgehend unberücksichtigt.

Eine in der Literatur weit verbreitete Vorstellung über die Ursachen der Blaikenbildung infolge schollenförmiger Bodenabtragung stammt von SCHAUER (1975). Er bezeichnet die Blaiken als Blattanbrüche, die durch Gleiten oder Rutschen einer geschlossenen Vegetationsdecke samt Wurzelschicht und Erdreich, d. h. durch eine Translationsbodenrutschung, entstehen.

Unter Anwendung pflanzensoziologischer Arbeitsmethoden wurden von Blattanbrüchen betroffene Almfelder mit tiefgründigen schluffig-lehmigen Böden in den Allgäuer Alpen (u. a. am Rauheck im Dietersbachtal, südöstl. von Oberstdorf; am Sonnenkopf bei Schöllang; am Widderstein/Hochtannbergpaß), den Lechtaler Alpen (Lechtal-Außerfern/Tirol), den Ammergauer Alpen, den Chiemgauer Alpen (Hochgern), den Lenggrieser Bergen sowie in den Tegernseer und Schlierseer Bergen untersucht. Zusätzlich wurden Korngrößenanalysen von betroffenen Böden durchgeführt. Ebenso wie KARL (1961) sieht SCHAUER im strukturellen Wandel der Almwirtschaft und der damit einhergehenden Veränderung der nach Rodung entstandenen Sekundärrasen (z. B. Blaugras- Horstseggenrasen, Goldhaferwiesen, Alpenfettweiden und Rostseggenrasen) eine wesentliche Voraussetzung der Entstehung und Zunahme dieser Bo-

denabtragungsform. Nach SCHAUER (1975:3–5) werden durch ausbleibende Mahd und Beweidung, aber auch durch Überbestockung von Almflächen einzelne Arten der grasreichen Wiesen- und Weidegesellschaften übermäßig gefördert und breiten sich konkurrenzlos aus.

Hierzu gehören insbesondere horstbildende Arten wie *Deschampsia caespitosa* (Rasenschmiele), *Dactylis glomerata* (Knäuelgras) oder *Nardus stricta* (Borstgras). Es entwickeln sich Pflanzengesellschaften, die nicht mehr ohne weiteres in pflanzensoziologische Systeme einzuordnen sind (s. a. KARL 1983:163). Daß innerhalb dieser gestörten Assoziationen Blattanbrüche stark zunehmen, ist nach SCHAUER auf zwei wesentliche Faktoren zurückzuführen. Zum einen bieten relativ starre Pflanzenhorste wie auch hochwüchsige Kräuter dem Schneekriechen zumindest im eingefrorenen Zustand erheblich mehr Widerstand als hangabwärts unter der Schneelast umgelegte langhalmige Lahnergräser wie z. B. *Calamagrostis varia* (Buntes Reitgras) oder *Avena parlatoresii* (Immergrüner Hafer). Der Widerstand der Pflanzen ist dabei um so größer, je höher sie sind, da die hangabwärtsgerichtete Scherwirkung in einem Schneeprofil mit steigender Entfernung von der Bodenoberfläche zunimmt (SCHAUER 1975:15; vgl. LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:315; BUNZA 1982:64; SALM 1990: 87–88).

Hinzu kommt, daß diese Gesellschaften nach SCHAUER einen gemeinsamen Wurzelhorizont aufweisen, der in etwa 25–30 cm Tiefe endet, wodurch ein potentieller Gleithorizont ausgebildet wird. Nur vereinzelte, für die mechanische Festigung bedeutungslose Wurzelhaare finden sich in größerer Bodentiefe. Gleichsam hebt auch KARL (1981:141, 1983) die Bedeutung der Durchwurzelung des Bodens im Zusammenhang mit der Entstehung von Blattanbrüchen hervor. Dem Autor zufolge, der in diesen jüngeren Publikationen die Überlegungen von SCHAUER aufgreift, tritt meist die Grenze zwischen der durchwurzelten und der nicht durchwurzelten Bodenschicht in tiefgründig entwickelten Almböden aus Lias-Sedimenten (Fleckenmergel) infolge mangelnder biologischer Verankerung als Gleithorizont auf. Am deutlichsten ist dies nach KARL (1983:163) bei *Nardus stricta* zu beobachten, das bis zu einer Tiefe von 20–30 cm einen dichten Wurzelfilz ausbildet, jedoch in die darunter liegenden Bodenschichten nicht eindringt. In leguminosenreichen Grasgesellschaften mit tiefreichendem Wurzelsystem treten Translationsbodenrutschungen nach KARL (1981:141) – wenn überhaupt – nur sehr selten auf.

Frieren die Grashorste in die Schneedecke ein, werden die Zugkräfte der kriechenden Schneedecke nach den Vorstellungen von SCHAUER flächenhaft auf den Boden übertragen. Dabei werden nicht nur einzelne Pflanzenhorste herausgerissen, sondern es entsteht bei ausreichender Schneelast und Scherkraft ein nicht selten bis zu 20 m langer, quer zum Hang verlaufender sichelförmiger Zugriß in der oberen stark durchwurzelten Bodenschicht (Abb. 5, A). Diese oft nur wenige Zentimeter breiten Zugrisse sind als Initialstadium eines Blattanbruchs zu sehen und nach KARL (1983:163) vielfach auf

Almwiesen nach der Schneeschmelze zu beobachten (vgl. auch LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:318; FREYER 1985:197).

Dabei können häufig mehrere Zugrisse übereinander, gerade oberhalb von bereits entstandenen Blattanbrüchen, beobachtet werden (SCHAUER 1975:2, Abb. 4). Sie kennzeichnen nach BUNZA (1982:27) das Initialstadium multipler retrogressiver Translationsbodenrutsche. Solche rückschreitenden Brüche sind zumeist Folge des einmal gestörten Gleichgewichtes in der oberen Bodenschicht (BUNZA 1982:27). In diesem Zusammenhang grenzt SCHAUER (1975:1) den Blaikentyp „Blattanbruch“ erstmals sehr deutlich von Schneeschurfblaiken ab, die u. a. durch Gleit- und nicht durch Kriechbewegungen der Schneedecke entstehen und vor allem auf Kalken und Dolomiten zu hangabwärts gerichteten, länglichen Abtragungsformen des Bodens führen.

Auf weidegenutzten Hängen entstehen Zugrisse ebenfalls gelegentlich, werden jedoch wieder zugetreten, da das opportunistisch vorgehende Weidevieh diese schmalen Hangleisten als Steige benutzt. Dadurch wird die Bildung von Blattanbrüchen nach SCHAUER (1975:15–16) und KIENHOLZ (1977:99) gehemmt. Auf ungenutzten Hängen bleiben sie nicht nur offen, sie entstehen auch viel häufiger, da die zahlreichen ungemähten oder nicht abgeweideten Grashorste vermehrt Ansatzpunkte für die kriechende Schneedecke bieten (SCHAUER 1975:15–16; KARL 1983:163).

Je steiler der Hang und je größer die Schneemasse, je stärker die Haftung und Verbindung der Schneedecke mit der Vegetationsdecke, und je dünner die durchwurzelte, zusammenhängende Bodenschicht, um so häufiger treten nach SCHAUER (1975:15) Zugrisse und damit Ansätze zu Blaiken auf. In einer bis etwa 80 cm Tiefe durchwurzelten Bodenschicht bilden sich daher dem Autor zufolge weit seltener Zugrisse, als in einem flachgründigen, teppichartig verwobenen Wurzelhorizont mit einer nur mehr geringen Reibung zwischen der abgleitenden Vegetations- und Bodenschicht und der zurückbleibenden Anbruchsfläche.

Kritik an der offenbar weit verbreiteten Auffassung vom Einfrieren der Gräser in der Schneedecke und dem Herauslösen der so mit dem Schnee verbundenen Narbe üben bereits wenige Jahre zuvor LAATSCH & GROTTENTHALER (1973). Da nach LAATSCH & GROTTENTHALER (1973:14) eine Schneedecke nur auf einer Naßschneelage gleitet, müßte über ihr aufrecht stehendes, langhalmiges Gras an einer verharschten Schneelage festgefroren sein, damit das Abreißen der Narbe vom aufgeweichten Mineralboden erfolgen kann. Eine derartige Situation ist den Autoren zufolge nur in seltenen Ausnahmefällen gegeben, da der erste Schnee das Gras bereits an den Boden drückt. Darüberhinaus setzt ein so fester Zusammenhalt zwischen Vegetation und Schneedecke Eis- und Harschbildung in der unteren Schneelage voraus, ein Prozeß, der das Gleiten verhindert (LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:330). Nach LAATSCH & GROTTENTHALER (1973:14) will man sich mit der Vorstellung vom Einfrieren der Gräser in der

Schneedecke Erosionsvorgänge auf glatten Hängen erklären, die den Schneemassen keinen Widerstand entgegensetzen.

Die in dieser Frage oftmals stark voneinander abweichenden Vorstellungen sind, abgesehen davon, daß offensichtlich von völlig unterschiedlichen Bewegungsarten der Schneedecke ausgegangen wird, nach SCHAUER (1975:15) darauf zurückzuführen, daß häufig Gras gleich Gras gesetzt wird, ohne die unterschiedlichen Wuchsformen einzelner Arten zu berücksichtigen. Der Einwand, durch den ersten Schnee würden die Gräser zu Boden gedrückt, trifft nach SCHAUER lediglich für langhalmige, sich weich umlegende Lahnergräser zu, an deren Standorten auch keine Blattanbrüche zu finden sind. Es sind nach SCHAUER hochwüchsige, starre Pflanzenhorste, die dem kriechenden Schnee Widerstand bieten.

Zusätzlich findet sich SCHAUER (1975:15) zufolge auf von Blattanbrüchen betroffenen Hängen im Bereich der Untergrenze des einheitlichen Wurzelsystems mitunter eine wenige Zentimeter mächtige hohlraumreiche, locker gelagerte Bodenzone. Diese Erscheinung wird als Folge von Auswaschung (subterrane, innere Erosion oder Suffosion) erklärt. Nach SCHAUER (1975:15, 17) fließt das Niederschlagswasser, durch initiale Zugrißbildung verstärkt, d. h. rasch in großen Mengen in den Boden gelangend, hangparallel an der Untergrenze des Wurzelsystems ab (vgl. auch BUNZA 1982:29, 1992:190–191; KARL 1983). Dabei entsteht ein Ausspülungshorizont, der aufgrund seiner besseren Wasserwegigkeit zum Gleithorizont wird (Abb. 5, B). Obwohl KARL (1961:60) erwähnt, daß häufig Sickerwässer im Bereich der Abtragungsfronten von Blattanbrüchen (Rasenkanten) austreten, findet sich in seiner Arbeit hingegen kein Hinweis auf subterrane Ausspülungsprozesse.

KARL (1983:162) sieht in der Zugrißbildung die entscheidende Voraussetzung, daß die für die Entstehung eines Gleithorizontes notwendigen Wassermengen in den Boden gelangen können. Nach seinen Angaben fließen auf alpinen Rasengesellschaften mehr als 40 % der Niederschläge zumindest bei Starkregen oberflächlich ab. Ohne Zugrisse würde der hohe Oberflächenabfluß für einen Hang schadlos abfließen, da bei geschlossenen Rasengesellschaften nur geringe Möglichkeiten des Eindringens von größeren Wassermengen in den Boden gegeben sind. Auf dieser nahezu hangparallelen Gleitfläche rutscht die obere Boden- und Vegetationsschicht bei starkem Wasserandrang ab (SCHAUER 1975; KARL 1983:163; s. a. BUNZA 1982:27, 1992:191).

Große Bedeutung für die Entstehung der Blattanbrüche wird der Körnung betroffener Almböden zugemessen. SCHAUER (1975:16) liefert zahlreiche Ergebnisse von Korngrößenanalysen, die an Proben durchgeführt wurden, welche dem Boden im Bereich von Blattanbrüchen auf den von ihm untersuchten Almflächen entstammen. Sie geben dem Autor zufolge gute Anhaltspunkte für die Standfestigkeit des Bodens. Die der schollenförmigen Abtragung unterliegenden Bodenschichten weisen hierbei einen jeweils höheren Schluffanteil gegenüber dem

zurückbleibendem Solum auf. Der Schluffanteil der oberen, abgetragenen Bodenbereiche am Gesamtboden bis 63 mm liegt im Mittel aus 23 untersuchten Proben bei 49,9 % (s. a. KARL 1983:163).

Es ist bekannt, daß schluffreiche Böden und Substrate im Hinblick auf ihre Konsistenz oft empfindlich auf Änderungen des Wassergehaltes reagieren (z. B. humus- und tonverarmte, bzw. lessivierte Al-Horizonte von Parabraunerden). Ihre nicht selten sehr geringe Plastizität bei gleichzeitig niedrig liegender Fließgrenze kann bereits bei geringer Erhöhung des Wassergehaltes rasch zur Abnahme der Gesamtkohäsion (s. hierzu Kap. 11.4.1.) und Änderung der Konsistenz führen (vgl. SIMMER 1987:91). Die nur schwach gebundenen Aggregate von humus- oder tonarmen Böden mit hohem Schluffgehalt (> 40 %) sind aufgrund dessen bei Wasserzufuhr leicht bis in die primären Einzelpartikel aufzulösen (RICHTER & NEGENDANK 1977; EVANS 1980, zit nach CATT 1992:63–64). Daher leiden z. B. gerade schwachbindige, schluffreiche Lößböden, obwohl sie in trockenem oder feuchtem Zustand nicht selten erstaunlich standfest sind, häufig unter plötzlichem Gefügezusammenbruch bei Starkregen. Es kommt schnell zur Verschlammung (soil surface sealing), Abspülung oder zum Verlust der Standfestigkeit des Bodens am Steilhang.

Diese Eigenschaften schluffreicher Böden und Lockergesteine finden auch im Hangstabilitätsindex von MOSER (1973:163) Berücksichtigung. Denn dort werden schluffige Tone bis schluffige Sande mit der maximalen Punktzahl für die eine Hanglabilität verursachenden Eigenschaften des Substrates versehen. Aufgrund ihrer sehr rasch abnehmenden Scherfestigkeit und steigenden Setzungsempfindlichkeit bei zunehmendem Wassergehalt sind schluffreiche Böden oder Sedimente oft auch als Baugrund problematisch (siehe z. B. CATT 1992:289). So gelten Böden, deren wirksame Korngruppe (nach TERZAGHI & PECK 1948, 1961) von Schluff gebildet wird, als besonders wasserempfindlich (unter der wirksamen Korngruppe sind die bis 20 % des Gesamtbodenmaterials vertretenen feinsten Bodenteilchen eines ungleichförmigen Bodens zu verstehen). Nimmt ihr Wassergehalt zu, können schon bei geringen Belastungen Grundbrüche auftreten. Starke Setzungen bei Bauwerken sind nicht selten.

In bezug auf die Genese der Blattanbrüche, respektive ihrer edaphischen Voraussetzungen, wird dementsprechend häufig allein schon in der Körnung des sich verlagernden Solums, d. h. einer daraus abgeleiteten hohen Empfindlichkeit gegenüber Änderungen des Wassergehaltes, ein maßgebender Faktor des Ursachenkomplexes gesehen (u. a. SCHAUER 1975; BUNZA 1982; KARL 1983; BLECHSCHMIDT 1989, 1990; vgl. auch LAATSCH & GROTTENTHALER 1973:28; KIENHOLZ 1977:88, 131; GROTTENTHALER 1984).

So geht SCHAUER (1975:17) davon aus, daß durchlässige, schluffreiche Böden, die dem Autor zufolge zur Einzelkornstruktur neigen, bei plötzlich starkem Wasserandrang sehr leicht ihre Standfestigkeit verlieren und unter Umständen schlagartig zerfließen (vgl. BUNZA

1992:191). Auch KARL (1983:163) bezieht sich in seinen Ausführungen über die edaphischen Faktoren der schollenförmigen Bodenabtragung auf zahlreiche Untersuchungen über Rutschungen und Erosionsprozesse, deren Ergebnisse zeigen, daß ein hoher Schluffanteil stark zur Erosionsanfälligkeit und Instabilität beiträgt. Daher werden schluffreiche Böden nach KARL meist sehr stark von der Erosion ergriffen und neigen mehr zu Rutschungen als andere.

Die einheitlich durchwurzelt Bodenzone der von Blattanbrüchen betroffenen Standorte liegt SCHAUER zufolge bei hohem Wasserandrang einer plötzlich zerfließenden Gleitschicht an ihrer Untergrenze auf und rutscht bei entsprechender Steilheit des Geländes ab (vgl. BUNZA 1992:116), zumal sich der Porenwasserdruck sehr rasch aufbauen kann (Abb. 5, C). Solange die Rasennarbe geschlossen ist, hält sich nach Ansicht von SCHAUER (1975:17) und KARL (1983:164) – infolge hohen Oberflächenabflusses – der Wassergehalt der Böden in Dimensionen, die ihre Standfestigkeit nicht beeinträchtigen.

Im Rahmen einer Untersuchung über die Ursachen der Blaikenerosion im Karwendel analysierte auch BLECHSCHMIDT (1989) Proben von Böden aus Verwitterungsprodukten mergeliger Sedimente hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung, die dem tiefgründigen Solum im Bereich von Blaikenstandorten entnommen wurden. Bei den Blaiken handelt es sich nach den Ausführungen von BLECHSCHMIDT (1989:5–7) ebenfalls um Abtragungsformen bzw. Blattanbrüche i. S. von SCHAUER (1975), die durch Verlagerung von kompakten Bodenschollen samt Vegetationsdecke entstehen (siehe Abb. 2). Die ermittelten Schluffanteile am Gesamtboden liegen zwischen 41,8 % und 51,4 % und sind somit vergleichbar hoch wie diejenigen, die von SCHAUER für Blaikenstandorte etwa in den Allgäuer Alpen oder Tegernseer Bergen angegeben werden.

Auf Grundlage der ermittelten Korngrößenverteilungen folgert BLECHSCHMIDT (1989:36, vgl. auch S. 17, 42–44, 140), daß die Böden im Karwendel z. B. aus mergeligen Raibler-, Kössener-, Aptychen- und Neokomschichten zur Dichtlagerung, aber auch zur Vernässung neigen und stark rutschgefährdet sind, weil schluffreiche Böden schwer koagulieren und ihre groben Poren aufgrund der geringen Bindigkeit des Materials leicht verschlammten, bevor der Oberboden bis zu seiner Wasserkapazität aufgefüllt ist. Im Verlauf von Starkregenereignissen in den Sommermonaten kommt es nach BLECHSCHMIDT (1989:47) sicherlich zur Neubildung von Blaiken durch Ab- und Unterspülung entlang von Zugrissen i. S. von SCHAUER (1975).

Faßt man die Vorstellungen von SCHAUER zusammen, werden zwei jeweils unterschiedliche, d. h. jahreszeitlich gebundene abtragungswirksame Prozesse der Blattanbruchbildung vorausgesetzt. Zum einen eine mächtige Schneedecke, die aufgrund ihres Aufbaues zu Kriechbewegungen neigt und bei entsprechenden Vegetationsverhältnissen (gehäuftes Auftreten von horstbildenden Gräsern) – infolge struktureller Veränderungen in der Almwirtschaft – initiale Zugrisse im Boden entstehen läßt.

Auf der anderen Seite führen die bei Starkregen in die Zugrisse eindringenden Wassermengen aus Niederschlag und Oberflächenabfluß zur Vernässung bzw. zur Ausspülung und aufgrund hoher Schluffanteile zur raschen, mitunter schlagartigen Aufweichung des Solums unterhalb eines einheitlich aufgebauten Wurzelhorizontes, wodurch letztendlich ganze Bodenschollen translationsförmig abrutschen.

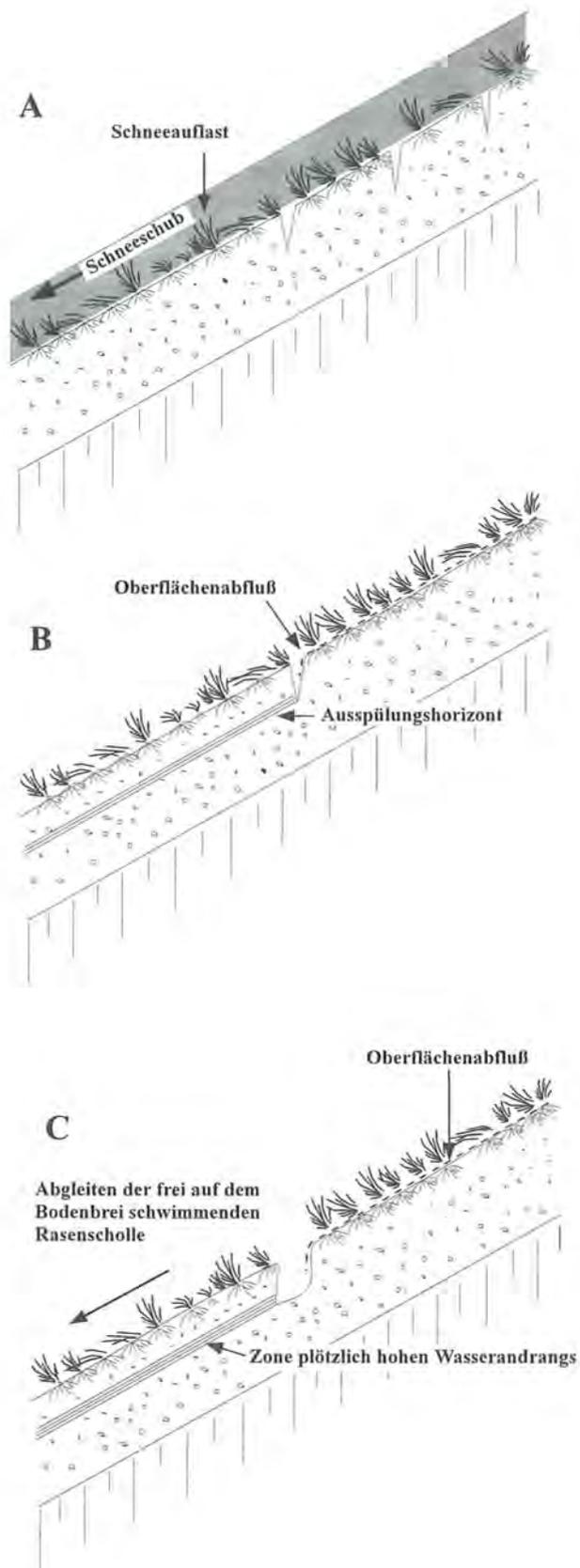
Auch hohe Schneeauflasten können dabei nach SCHAUER (1975:19) eine Rolle spielen, wobei jedoch auf diesen nur angedeuteten Aspekt nicht näher eingegangen wird. Sind nach KARL (1981:164) einmal Zugrisse im Boden geschaffen, dann bedarf es eines oder mehrerer sommerlicher Starkregen, um die Rasenschollen zum Abgleiten zu bringen.

ZWECKL (1986) sowie ZWECKL & SPANDAU (1987) führten im Rahmen des UNESCO-Projektes „Man and the Biosphere“ (MaB-Projekt 6 „Ökosystemforschung Berchtesgaden“) Untersuchungen zur Blaikenbildung im Jennergebiet (s. hierzu Kap. 4.) des Nationalparks Berchtesgaden durch. Im Mittelpunkt ihrer Betrachtungen stehen vor allem Einflußfaktoren wie Meereshöhe, Klima, Hangneigung, Exposition und Nutzung. Zur Erklärung der schollenförmigen Bodenabtragung, die auf den Almen des Nationalparks eine bedeutende Rolle unter den bodenabtragenden Prozessen einnimmt, werden von den Autoren die Vorstellungen von SCHAUER übernommen. Den Arbeiten zufolge beruhen Blattanbrüche auch auf den Almen im Nationalpark- bzw. Jennergebiet auf Translationsbodenrutschungen aufgrund des Eindringens von Niederschlagwasser in Zugrisse, wodurch ein Ausspülungshorizont entsteht, der zum Gleithorizont wird.

Auch in einer überwiegend auf der statistischen Auswertung von Geländebeobachtungen und bereits vorhandenem Datenmaterial basierenden Arbeit von SONNTAG (1989) über die Zusammenhänge zwischen Nutzung, Standortfaktoren und Blaikenbildung in den Berchtesgadener Alpen findet sich im Hinblick auf die Entstehung von Blattanbrüchen (hier als „Scherblaiken“ bezeichnet) keine davon abweichende Auffassung. Stichprobenartig durchgeführte Körnungsanalysen von Böden aus Werfener Schichten und Doggerkieselkalk mit Blaikenbildung zeigen nach SONNTAG (1989:32) das von SCHAUER (1975) für die Mergellagen der Allgäuer Alpen beschriebene typische Überwiegen des Schluff- und Tonanteils. Aus dem Verhalten getrockneter Proben bei Wasserzugabe (Verschlammungsbild) wird vom Autor auf die mögliche Tiefenlage von Rutschhorizonten geschlossen.

Demgegenüber stehen neuere Erkenntnisse, die im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen sowie zeitgleich erfolgten Geländearbeiten von DOMMERMUTH zur Bestandsaufnahme, Klassifizierung und Beurteilung von Massenverlagerungen in der Kulturlandschaft gewonnen und bereits gemeinsam publiziert wurden (DOMMERMUTH & STAHR 1992; STAHR & DOMMERMUTH 1993).

Die mehrjährigen Beobachtungen (1990–1994) auf Almen im Nationalpark Berchtesgaden zeigten, daß selbst



Die Scherkraft kriechender Schneemassen wird über die Vegetation und deren Wurzelsystem auf den Boden übertragen. Insbesondere horstbildende Gräser wie *Deschampsia caespitosa* (Rasenschmiele) oder *Dactylis glomerata* (Knäuelgras) bieten dem Schneekriechen zumindest im eingefrorenen Zustand erheblichen Widerstand. Bei genügender Schneeauflast entsteht ein bis zu mehrere Dekameter langer Zugriff quer zum Hang.

Im Verlauf von Starkregenereignissen dringt oberflächlich abfließendes Niederschlagswasser in die Zugrisse ein und fließt hangparallel an der unteren Grenze eines einheitlichen Wurzelhorizontes ab. Hierbei entsteht ein Ausspülungshorizont, der aufgrund seiner besseren Wasserwegigkeit zum Gleithorizont wird.

Bei plötzlichem Wasserandrang kommt es zum raschen Aufbau eines hohen Porenwasserdruckes. Aufgrund seiner hohen Schluffgehalte zerfließt der Boden schlagartig. Die Rasenschollen liegen plötzlich einer zu Brei zerflossenen Gleitschicht an der Untergränze des Wurzelhorizontes auf und gleiten bei entsprechender Steilheit des Geländes ab.

Abb. 5: Schematische Darstellung der Entstehung von Blattanbrüchen nach Schauer (aus SCHAUER 1975:17, verändert).

im Verlauf länger anhaltender Regenfälle von mitunter hoher Intensität keine neuen Blattanbrüche auf betroffenen Standorten entstehen. Auch bereits vorhandene Abtragungsformen erfahren kaum eine nennenswerte Ausweitung durch sommerliche Niederschläge. Dies bestätigen auch Beobachtungen des Verfassers in den Allgäuer Alpen, von GROTTENTHALER (1992, frendl. mündl. Mitt.) in verschiedenen Regionen der bayerischen Alpen sowie von BLECHSCHMIDT (1994, frendl. mündl. Mitt.) im Karwendelgebirge.

Im Frühjahr 1992 wurden jedoch während der Schneeschmelze erstmals neu entstandene und gegenüber den Vorjahren deutlich erweiterte Blattanbrüche angetroffen. Das abgetragene Material überdeckte weiträumig die Schneedecke, vielfach in Form von quadratmetergroßen Bodenschollen (STAHR & DOMMERMUTH 1993:17). Darüber hinaus zeigte sich auf den Almen im Nationalpark Berchtesgaden durchweg eine enge Bindung der schollenförmigen Bodenabtragung an hangparallel orientierten Heterogenitäten innerhalb der tiefgründigen Almböden in Form von Substratwechseln.

Die der Abtragung unterliegenden Bodenzonen sind stets lockerer gelagert und in der Regel feinkörniger texturiert als die zurückbleibenden zumeist skelettreichen Schichten. Es liegt somit eine Situation vor, welche den oberflächennahen Untergrund bodenmechanisch wirksam jeweils in eine labilere hangende und eine höhere Scherwiderstände aufweisende liegende Schicht teilt.

Daher wurde bereits in diesem frühen Stadium der Untersuchungen davon ausgegangen, daß eine durch Schneedeckenbewegungen induzierte Spannungszunahme in den oberen Bodenschichten nicht nur als Ursache für die initiale Zugrißbildung sondern auch für die eigentliche Abtragung der Bodenschollen zu sehen ist (DOMMERMUTH & STAHR 1992:20; STAHR & DOMMERMUTH 1993:17).

So greift DOMMERMUTH diese Überlegungen auch im Rahmen seiner Ausführungen über Ursachen und Auswirkungen beschleunigter Abtragungsvorgänge im Nationalpark Berchtesgaden auf (DOMMERMUTH 1994, 1995a). Er nimmt aufgrund oben genannter Beobachtungen an, daß Schneedeckenbewegungen entlang der Bodenoberfläche (Grund- oder Bodenlawinen) in Abhängigkeit von der Mikromorphologie (Morphologie der Bodenoberfläche und der Vegetation) eine flächige Übertragung des Drucks auf die hangenden, locker gelagerten Bodenschichten zur Folge haben.

Gleichzeitig auftretende Strömungsdrücke begünstigen seiner Auffassung nach, infolge einer starken Vernäsung des Bodens zur Zeit der Ausaperung, das Abscheren ganzer Bodenschollen. Die Blaikenbildung durch schollenförmige Bodenabtragung wird daher von DOMMERMUTH (1994, 1995a), entgegen den Auffassungen von SCHAUER (1975), KARL (1983) und zahlreichen anderen Autoren, nicht als reiner Prozeß der Massenselbstbewegung erachtet, sondern eher den Schurfprozessen zugerechnet.

Im Rahmen der Erläuterungen zur kombinierten geomorphologischen Gefahrenkarte 1:10.000 von Grindelwald (Schweiz) geht auch KIENHOLZ (1977:88-90) bereits davon aus, daß alleine schon Bewegungen der Schneedecke über die bloße Bildung von initialen Zugrissen i. S. von SCHAUER (1975) hinaus zur Entstehung von Erosionsformen führen können, die er als Blattanbrüche beschreibt. Nach KIENHOLZ (1977:88-90) entstehen Blattanbrüche unter alpinem Grünland sowohl gemäß den Vorstellungen von SCHAUER (1975), d. h. durch Translationsbodenrutschungen, als auch direkt durch Gleitschnee und zwar insbesondere dort, wo der Boden eine Rauigkeit aufweist, die dem gleitenden Schnee Angriffsflächen bietet (vgl. IN DER GAND 1968:319).

GRUNDER (1984) verweist im Rahmen einer Untersuchung zur Beurteilung von Naturgefahren im Berner Oberland und in der Landschaft Davos (Graubünden) zur Erläuterung der schollenförmigen Bodenabtragung unter Grünland ebenfalls auf die Vorstellungen von SCHAUER, betont aber gleichzeitig, daß diese, wegen völlig anderer geologischer Verhältnisse, nicht ohne weiteres auf die von ihm untersuchten Gebiete übertragbar sind. Aufgrund seiner Untersuchungsergebnisse sieht auch er vor allem die Entwicklung der Schneedecke als maßgebend für diesen Erosionsprozeß.

Diese Hypothese wird durch die Beobachtung unterstützt, daß nach Wintern mit starker Gleitschneeaktivität im darauffolgenden Sommer vermehrt Blaiken (gemeint sind Blattanbrüche, wenngleich der Begriff vom Autor nicht verwendet wird) zu verzeichnen sind. Eine Beziehung der Blaikendynamik zur Vegetationsentwicklung stellte sich nicht heraus. Die Zu- und Abnahme (Wiederbesiedelung) der Blaiken findet offenbar ohne Nutzungsänderung statt. GRUNDER betont ferner, daß über diesen, auch in der Schweizer Kulturlandschaft zu beobachtenden Prozeß der Bodenabtragung, noch zu wenig bekannt ist. In zukünftigen Arbeiten – so GRUNDER (1984:102) – muß der akuten Problematik der Blaikenbildung unbedingt noch nachgegangen werden.

Nach GRUNDER (1984:182) sollten zum besseren Verständnis der Bedingungen der Blaikenbildung neben dem Aufarbeiten von Schneedaten, der Beachtung der Vegetation sowie einer möglichen Nutzungsänderung u. a. die geotechnischen Bodeneigenschaften detailliert untersucht werden. Damit sollte es möglich sein, die Wechselwirkungen, die zu diesem Erosionsprozeß führen, besser zu verstehen, um gegebenenfalls entsprechende Maßnahmen zur Verhinderung der Blaikenbildung einleiten zu können.

### 3 Ziel der Untersuchung

Die Entstehung von Blattanbrüchen, insbesondere jedoch deren deutliche Zunahme, führt auf vielen Almen im Bayerischen Alpenraum durch die damit verbundene, vergleichsweise drastische Bodenabtragung seit längerem zu einer fortschreitenden Minderung der ökonomi-

schen und ökologischen Standortqualität. Zwar stellt die Blaikbildung im Gegensatz zu Muren, Schuttgängen oder Sturzprozessen keine unmittelbare Gefährdung von Siedlungen oder Verkehrswegen dar, führt aber zum direkten Verlust von nutzbarem Land und kann in ihrer Weiterentwicklung unter Umständen doch zu einem Geschlebeherd für Murgänge und Wildbäche werden (siehe GRUNDER 1984:100). Obwohl dieser andauernde Prozeß eigentlich Gegenstand der bodenkundlichen Forschung sein müßte, fand von dieser Seite in den letzten Jahrzehnten keine eingehende Beschäftigung mit dem Problem statt.

Generell fällt auf, daß in den bislang aus unterschiedlichsten wissenschaftlichen Richtungen (Landschaftsökologie, Landschaftstechnik, Geographie, Botanik u. a.) vorliegenden Untersuchungen zum Problem der Blaikbildung auf beweideten und aufgelassenen Almen im allgemeinen (in vielen Arbeiten werden die unterschiedlichen Blaikentypen nicht differenziert betrachtet) dem Faktor Boden und seinen Eigenschaften kaum nähere Beachtung geschenkt wird. Im Mittelpunkt bisheriger Arbeiten (u. a. SCHAUER 1975; MÖSSMER 1985; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986; ZWECKL 1986; ZWECKL & SPANDAU 1987; BLECHSCHMIDT 1989, 1990) stehen mögliche Einflußfaktoren auf die Blaikbildung wie etwa Exposition, Relief, Hangneigung, Seehöhe, Geologie, Vegetation, Realnutzung, Mikrorelief oder die Form der Almbewirtschaftung.

Lediglich in den Arbeiten von DOMMERMUTH (1994, 1995a) wird der Zusammenhang zwischen bestimmten Bodeneigenschaften und dem Auftreten unterschiedlicher Blaikentypen erstmals detaillierter beschrieben und statistisch untermauert. Als Einflußparameter werden Solummächtigkeit, Schichtung, Körnung, Lagerungsdichte und Skeletthalt herangezogen.

Es mag sicherlich verschiedene Gründe dafür geben, warum bislang keine detaillierteren Untersuchungen zur Entstehung der Abtragungsform „Blattanbruch“ – insbesondere von seiten der Bodenkunde – vorliegen, worüber aber an dieser Stelle nicht weiter spekuliert werden soll. Auf den Umstand, daß sich die Bodenkunde dem Forschungsobjekt „Alm“ allgemein, d. h. nicht nur im Hinblick auf das Erosionsproblem und den kalkalpinen Raum, in den vergangenen Jahrzehnten kaum oder nur partiell zugewandt hat [z. B. bodenkundliche Untersuchungen von Almflächen im Rahmen des „Man and the Biosphere“ (MAB) – Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern (siehe FRANZ 1975)], verweist bereits NESTROY (1984:68). Hieran hat sich auch bis vor wenigen Jahren nichts wesentliches geändert. Er mutmaßt, daß die Begründung dafür in der erschwerten Erreichbarkeit und Begehrbarkeit dieser Flächen und ihrem Schattendasein gegenüber den intensiv genutzten Gunsträumen der Tallagen und außeralpinen Bereiche zu suchen ist. Hinzu kommt nach NESTROY das Fehlen von ungestörten Profilen, der oft stockwerkartige Aufbau des Bodens mit einem stark differentiellen Anteil an parautochthonem und heterochthonem Material, wodurch die Profilaufnahme und die Interpretation ermittelter Bodenkennwerte erschwert werden.

Betrachtet man die Grundlagen, auf welchen die in der Literatur verbreiteten Vorstellungen zur Genese der Erosionsform Blattanbruch basieren, aus bodenkundlicher Sicht, wird der Forschungsbedarf recht deutlich. Nicht zuletzt aber auch aus dem Umstand heraus, daß im Gegensatz zur häufig direkt wahrnehmbaren Bodenabtragung durch Tritt oder Schneeschurf bislang keine Geländebeobachtungen vorliegen, welche die theoretischen Überlegungen zur Entstehung von Blattanbrüchen bestätigen.

So erscheint eine Beurteilung betroffener Almböden hinsichtlich ihrer Empfindlichkeit gegenüber Wassergehaltsänderungen, bzw. einer erhöhten Abtragungsgefährdung oder Rutschanfälligkeit allein auf Grundlage ihrer Kornverteilung als äußerst insuffizient. Denn die Rutschgefährdung oder Rutschempfindlichkeit (i. S. von KNOBLICH 1971) wie auch die Erodierbarkeit des Bodens durch Wasser und Wind (erodibility) werden nicht nur durch die Korngrößenverteilung, sondern von einer Vielzahl verschiedener Faktoren sehr wesentlich beeinflusst. Hierzu sind u. a. Qualität und Quantität von Tonmineralen, Gehalt an Al- und freien Fe-Oxiden,  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt, Kationenbelag des Sorptionskomplexes sowie der Anteil und die Qualität organischer Substanzen zu rechnen, die sich im Zuge der Bodenentwicklung wiederum entscheidend auf die Ausbildung der Bodenstruktur und ihre Stabilität auswirken (Aggregatstabilität, Scherfestigkeit). Durch den Einfluß dieser Faktoren kann die Aggregation unter Umständen derart ausgeprägt sein, daß feinkörnigere Substrate die Eigenschaften gröberer Körnungen annehmen (Pseudosande, Pseudoschluffe).

Andererseits besitzt etwa quarzreicher, d. h. ganz oder weitgehend aus Nichttonmineralien bestehender Detritus < 2 µm hinsichtlich seines Verhaltens gegenüber Wasser durchaus noch Schluffcharakter [KEIL (1959, zit. nach SANKTJOHANSER 1964:25) bezeichnet derartige Materialien daher als „Ultraschluff“], wogegen in der Schluff-Fraktion 2–63 µm (Feinschluff) höhere Anteile an Tonmineralen auftreten können. Bereits SANKTJOHANSER (1964:25) betont im Rahmen seiner Ausführungen über die bodenmechanischen Eigenschaften der Verwitterungsprodukte des bayerischen Flysch, daß von der Kornverteilung nicht ohne weiteres Rückschlüsse auf das Verhalten von Böden gegenüber Wasser gezogen werden können.

Aufgrund weitgehend fehlender bodenkundlicher Informationen stellt sich weiter ebenso die Frage, ob ein gleichförmiger, nur geringmächtig entwickelter Wurzelhorizont der Rasengesellschaften neben Nutzungseinflüssen (vgl. KLAPP 1971:79–80) auf einem arteigenen Wurzeltiefgang der Individuen beruht, also genetisch bedingt ist, oder aber eine Folge der physiologischen Gründigkeit des Standortes (Begrenzung der Durchwurzelbarkeit z. B. durch geologische und pedogene Lagen, Nässe, Luftmangel) darstellt.

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist, am Beispiel einer stark von Blattanbrüchen betroffenen Almlichte, detailliertere Kenntnisse über die Böden und ihre Eigen-

schaften zu erlangen. Auf dieser Grundlage soll überprüft werden, ob die Almböden aufgrund ihrer physikalischen und chemischen Kennwerte unter den gegebenen Standortbedingungen überhaupt einer Abtragung in Form von Massenselbstbewegungen unterliegen können oder ob Bewegungen von Schneemassen, wie es sich anhand der Beobachtungen im Nationalpark abzeichnet, für die Genese der Blattanbrüche von ausschlaggebender Bedeutung sind.

Daher wurden neben der Ermittlung etwa von bodenchemischen Kennwerten, Korngrößen, Skelettgehalten oder der Untersuchung morphologischer Bodeneigenschaften (z. B. Schichtung, Hydromorphierung) auch die Konsistenzmerkmale betroffener Böden, d. h. ihr Verhalten gegenüber Änderungen des Wassergehaltes und die am Hang herrschenden Kräfte und Spannungen, näher betrachtet. Insofern kann die vorliegende Untersuchung denn auch als quantitativer Beitrag zur Klassifikation alpiner Massenverlagerungen angesehen werden.

Darüber hinaus wird der Frage nach dem Einfluß der Vegetation und nach dem Einfluß von Art und Weise der Almbewirtschaftung auf die beschleunigte, schollenförmige Abtragung des Bodens nachgegangen. Der Einfluß hydrologischer Faktoren wie beispielsweise Beschaffenheit der Schneedecke, Schneehöhe und Bodenwassergehalt wird diskutiert.

Denn Maßnahmen, die eine weitere Zunahme der schollenförmigen Bodenabtragung zur Erhaltung der Kulturlandschaft verhindern oder zumindest eindämmen sollen, dürften ohne nähere Betrachtung des Stellenwertes auch dieser Einflußfaktoren im Rahmen des Ursachenkomplexes, bzw. über ihre wechselseitigen Beziehungen zu den Bodeneigenschaften wenig erfolgversprechend sein. Letztendlich sollte die Geländebeobachtung klären, zu welcher Jahreszeit und unter welchen Witterungsbedingungen Blattanbrüche entstehen oder bereits vorhandene Blaikten eine Ausweitung erfahren.

## 4 Auswahl des Untersuchungsgebietes

Die bodenkundlichen Untersuchungen wurden auf einer Lichtalmfläche der Königstalalm (zur genauen Lage siehe Kap. 6.) im Nationalpark Berchtesgaden innerhalb des 3257 ha umfassenden MAB-Testgebietes „Jenner“ durchgeführt (im folgenden kurz Jennergebiet). Namensgebend für das am Hagengebirgswestrand gelegene Jennergebiet ist der südöstlich von Berchtesgaden aufragende 1874 m hohe Jenner-Stock, einem beliebten Ziel touristischer Aktivitäten.

Dieses, im Rahmen des internationalen und interdisziplinären UNESCO Umweltprogrammes „Man and the Biosphere“ (MAB – Projekt 6 „Der Einfluß des Menschen auf Hochgebirgsökosysteme – Ökosystemforschung Berchtesgaden“) abgegrenzte Gebiet in den Berchtesgadener Alpen (s. hierzu ZWECKL & SPANAU 1987; SPANAU 1989), ist seit vielen Jahren immer wieder

Forschungsareal unterschiedlichster wissenschaftlicher Disziplinen.

Seit 1988 steht das Jennergebiet auch im Blickfeld des vom Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) beschlossenen Verbundprojektes „Bodenforschung im deutschen Alpenraum“. Das zur Erfassung unterschiedlicher naturräumlicher Gegebenheiten (Geologie, Klima, Böden) in drei Teilprojekte untergliederte Verbundprojekt (Allgäu, Tegernsee und Nationalpark Berchtesgaden) hat zum Ziel, detaillierte Erkenntnisse über Ursachen und Hergang von Bodenabtragung und Massenbewegungen in Hochgebirgsökosystemen zu erlangen (siehe NATIONALPARK BERCHTESGADEN 1993). Schwerpunkt der Projektgruppe Berchtesgaden bildet dabei die Untersuchung und Quantifizierung von Abspülungsprozessen nach Niederschlagsereignissen in Abhängigkeit vom Nutzungseinfluß mittels natürlich oder künstlich abgegrenzter Meßparzellen (siehe FELIX & JOHANNES 1993).

Weitere, über Abspülung hinausgehende Prozesse der Massenabtragung im Jennergebiet wurden im Rahmen des Projektes durch die Untersuchungen von DOMMERMUTH (1994, 1995a) erfaßt. Sie erfolgten ebenfalls unter Betreuung von Prof. Dr. N. Stein. Zu diesen Prozessen zählen Abtragung durch Sommer- und Wintertourismus, Blaiktenbildung durch Nivation und Beweidung sowie weitgehend natürliche Prozesse (Fluvialerosion, Rutschungen, Steinschlag und Felsstürze).

Hinsichtlich des quasinatürlichen Prozesses der Blaiktenbildung stand dabei neben der näheren Charakterisierung der einzelnen Formen (Schneeschorf- oder Schneedruckblaikten, Trittblaikten und Blattanbrüche) vor allem die Frage nach dem Einfluß von Bewirtschaftung, Geologie, Relief, Hangneigung, Exposition und oben bereits genannten Bodeneigenschaften (Solummächtigkeit, Schichtung, Korngrößenverteilung, Lagerungsdichte) auf die Entstehung und Verbreitung bestimmter Blaiktentypen im Vordergrund.

Die vorliegenden Untersuchungen zur Ursache und Dynamik von Blattanbrüchen unter bodenkundlichen Aspekten sollten daher ergänzend zu den umfangreichen Forschungsaktivitäten innerhalb des BMFT-Projektes ebenfalls im Jennergebiet erfolgen. Da dort aufgrund der weitgehend übereinstimmenden lokalspezifischen Konstellation der bodenbildenden Faktoren (Klima, Ausgangsgestein, Relief, hydrologische Verhältnisse, Flora und Fauna, menschliche Tätigkeiten) die gleichen Bodenbildungen anzutreffen sind wie z. B. auf Almen in den Allgäuer Alpen, Lechtaler Alpen, Ammergauer Alpen, Tegernseer und Schlierseer Bergen oder im Karwendelgebirge kann davon ausgegangen werden, daß die Ergebnisse der Untersuchungen prinzipiell auch auf diese Gebiete übertragbar sind (s. a. BLECHSCHMIDT 1989:18).

Gerade auch vor dem Hintergrund der Thematik „Almwirtschaft und Nationalpark“ erscheint die Frage nach den Ursachen der schollenförmigen Bodenabtragung und nach Maßnahmen welche diesem Erosionsprozeß Einhalt gebieten von besonderem Interesse. Denn aus

dem anfänglichen Konflikt zwischen Almbauern und Verfechtern der Nationalparkidee, der sich zwangsläufig aus den Belangen der traditionellen Almwirtschaft und den Zielen eines Nationalparks, die Natur sich weitgehend selbst zu überlassen ergab, erwuchs von seiten der Nationalparkverwaltung die Vorstellung einer harmonischen Verknüpfung von Kultur- und Naturlandschaft innerhalb der Nationalparkgrenzen (ZIERL 1987).

So können sich die Almen als Nutzungsinselfen in Verbindung zur bäuerlichen Kulturlandschaft in den Tälern problemlos in den Nationalpark einfügen. Sicherlich fand hierbei u. a. auch die subjektive Erfahrung einer Bereicherung des Landschaftsbildes durch Almweiden Eingang, die gerade für den Tourismus, einem wesentlichen wirtschaftlichen Faktor, als bedeutend anzusehen ist (SONNTAG 1989:3; vgl. ZIERL 1987:180).

Dabei stehen neben almwirtschaftlichen Gebäuden in landschaftsgebundener, überkommener Bauweise vor allem gepflegte Almlichter mit geregelter Weideführung an erster Stelle der Wünsche des Nationalparks an eine traditionelle Almwirtschaft (ZIERL 1987:181).

Unter diesen Voraussetzungen werden die heute noch bestohenen Almen auch in Zukunft dauerhafte Bestandteile einer jahrhundertalten, intakten Kulturlandschaft im Nationalpark sein, sofern in absehbarer Zeit wirksame Maßnahmen gegen die zunehmende Bodenabtragung erfolgen.

## 5 Arbeitsmethoden

### 5.1 Geländearbeiten

#### 5.1.1 Feldebodenkundliche Profilaufnahmen

Zur Untersuchung des Bodens wurden im Bereich der Abtragungsfronten typischer Blattanbrüche Schürfguben angelegt. Dabei erfolgte die Anlage der Gruben mindestens 20 cm oberhalb der Abtragungsfronten, um mögliche Veränderungen des Solums, insbesondere hinsichtlich seiner physikalischen Eigenschaften, weitgehend auszuschließen. Es ist davon auszugehen, daß der Aufbau der Bodendecke direkt neben bzw. oberhalb der Blaikten mit dem jeweils abgetragenen Bereich in den Anbrüchen weitgehend identisch ist. Dies bestätigte sich zumindest bei stichprobenartigen Aufgrabungen und Sondierungen mit dem 1 m-Pürkhauer-Bohrer ober- und unterhalb von Zugrissen und Setzungskanten, die als Initialstadium der Blattanbrüche anzusehen sind.

Die feldebodenkundliche Ansprache der aufgegrabenen Profile und die horizontweise Entnahme von Mischproben erfolgte in Anlehnung an die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODENKUNDE 1982). Die Proben wurden in den Monaten Juni, Juli und August entnommen. Zusätzlich erfolgten Sondierungen mit dem 1 m-Pürkhauer-Bohrer (soweit dies der Skelettanteil des Solums erlaubte) entlang reliefabhängig ausgewählter Profillinien (Catenen) zur Erfassung der räumlichen Verteilung der im Untersuchungsgebiet vertretenen Bodentypen. In einigen Fällen erfolgte auch eine Sondierung mit dem Bohrer über die Sohle von Aufschlüssen hinaus. Im Bohrstock wurden Horizontmerkmale und Horizontmächtigkeiten gemäß AG BODENKUNDE (1982) aufgenommen. Weiterhin wurden anhand des Bohrgutes Bodenart und Skelettgehalt nach AG BODENKUNDE (1982) ermittelt.

#### 5.1.2 Vegetationskundliche Aufnahmen

– Pflanzensoziologische Aufnahme nach dem Verfahren von BRAUN-BLANQUET (1964). Die Aufnahmen erfolgten im Juli 1993. Im Vordergrund des Interesses standen dabei weiter die ökologischen Zeigerwerte nach ELLENBERG (1979, 1986), bzw. die mittleren Zeigerzahlen (mittlere Faktorenzahlen als Durchschnittszahlen der Indikatorwerte aller vorkommenden Arten) zur Ergänzung der standortkundlichen Interpretation der Bodeneigenschaften vor allem hinsichtlich des Gesamtwasserhaushaltes (ökologischer Feuchtegrad), aber auch zur Determination der lokalen Wuchsbedingungen im unmittelbaren Umfeld der Blattanbrüche. Die einzelnen Arten oder ökologischen Artengruppen zeigen die längerfristige Wechselwirkung der vorherrschenden unterschiedlichen Umweltfaktoren als Bioindikatoren an (siehe AG FORSTEINRICHTUNG 1980; AG BODENKUNDE 1982). Weiterhin wurde insbesondere der morphologischen Ausbildung der Gesellschaften wie auch einzelner Individuen im Hinblick auf ihren möglichen Einfluß auf das Abtragungsgeschehen Beachtung geschenkt. Die Aufnahmen erfolgten daher nicht anhand einer Transektkartierung i. S. einer detaillierten vegetationskundlichen Charakterisierung des Untersuchungsgebietes, sondern in direkter Nähe der gegrabenen Aufschlüsse. Eine detaillierte Charakterisierung der Gesellschaften im Untersuchungsgebiet findet sich bei SPRINGER & SPATZ (1985).

Die Deckungsgrade werden nach Braun-Blanquet (1964) wie folgt klassifiziert:

r = sehr selten (Individuum vorhanden); + = spärlich (2–5 Individuen vorhanden); 1 = reichlich, jedoch mit geringem Deckungswert oder ziemlich spärlich, jedoch mit großem Deckungswert (6–50 Individuen vorhanden); 2 = sehr reichlich (5–25 % der Fläche deckend); 3 = 26–50 % der Fläche deckend; 4 = 51–75 % der Fläche deckend; 5 = 76–100 % der Aufnahmefläche deckend.

Die Berechnung der mittleren Zeigerzahlen (F = Feuchtezahl, R = Reaktionszahl, N = Stickstoffzahl) erfolgt durch Addition der Zeigerwerte sowie anschließender Division durch die Anzahl der bewerteten Arten. Klassifikation der Zeigerwerte nach Ellenberg (1979):

Feuchtezahl: 1 = Starktrochniszeiger; 2 = zwischen 1 und 3 stehend; 3 = Trochniszeiger; 4 = zwischen 3 und 5 stehend; 5 = Frischezeiger, Schwergewicht auf mittelfeuchten Böden, auf nassem sowie auf öfters austrocknenden Böden fehlend; 6 = zwischen 5 und 7 stehend; 7 = Feuchtezeiger, Schwergewicht auf gut durchfeuchteten, aber nicht nassen Böden; 8 = zwischen 7 und 9 stehend; 9 = Nässezeiger, Schwergewicht auf oft durchnässten (luftarmen) Böden; 10 = Wechselwasserzeiger, Wasserpflanze, die längere Zeiten ohne Wasserbedeckung erträgt; 0 = indifferent.

Reaktionszahl: 1 = Starksäurezeiger; 2 = zwischen 1 und 3 stehend; 3 = Säurezeiger, Schwergewicht auf sauren Böden, aber bis in den neutralen Bereich; 4 = zwischen 3 und 5 stehend; 5 = Mäßigsäurezeiger, auf stark sauren wie auf neutralen bis alkalischen Böden selten; 6 = zwischen 5 und 7 stehend; 7 = Schwachsäure- bis Schwachbasenzeiger, niemals auf stark sauren Böden; 8 = zwischen 7 und 9 stehend; 9 = Basen- und Kalkzeiger; 0 = indifferent.

Stickstoffzahl: 1 = stickstoffärmste Standorte anzeigend; 2 = zwischen 1 und 3 stehend; 3 = auf stickstoffarmen Standorten häufiger als auf mittelmäßigen bis reichen; 4 = zwischen 3 und 5 stehend; 5 = mäßig stickstoffreiche Standorte anzeigend; 6 = zwischen 5 und 7 stehend; 7 = an stickstoffreichen Standorten häufiger als an armen bis mittelmäßigen; 8 = ausgesprochene Stickstoffzeiger; 9 = an übermäßig stickstoffreichen Standorten konzentriert; 0 = indifferent.

### 5.1.3 Bodenphysikalische Feldmethoden

– Bestimmung der scheinbaren Dichte des Bodens (dB) in  $\text{g/cm}^3$  mittels Flüssigkeits- und Sand-Ersatzverfahren in Anlehnung an DIN-Vorschrift 18 125, Teil 2 (1986) sowie SIEDEK et al. (1982).

Aufgrund relativ hoher Skelettanteile erwies sich die Ermittlung der scheinbaren Dichte sowohl des Ober- als auch Unterbodens mittels Stechzylinderproben als nicht oder mit nur ungenügender Genauigkeit durchführbar (vgl. BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:12; DOMMERMUTH 1991:17, 1994:42). Die Möglichkeit, gezielt feinerreichere Stellen für die Entnahme von Stechzylinderproben aufzusuchen wurde verworfen, da sich hierbei von vornherein nur bedingt repräsentative Werte ergeben hätten. Die Bestimmung der scheinbaren Dichte des Bodens erfolgte daher durch die Entnahme von Proben unbekanntem Volumens und anschließendem Messen der ausgehobenen Grube.

#### 1. Oberboden:

Die Ermittlung von dB im Bereich der Oberböden erfolgte mittels Sand-Ersatzverfahren. Hierzu wurde Quarzsand der Körnung 0,6–1,2 mm verwendet (Dorsilit Kristallquarz-Sand Nr. 7 grob). Die mittlere Schüttdichte des Sandes ( $1,528 \text{ g/cm}^3$ ) ergab sich aus 15 Einzelversuchen bei einer Fallhöhe von 5–10 cm und langsamer Schüttung. Die Abweichungen der jeweiligen Einzelversuche war vernachlässigbar gering. Nach vorsichtigem Abheben der L- und O-Lagen mit einem Messer wurden aus den Oberböden ca. 10 X 15 cm große Gruben ausgehoben und langsam mit Sand gefüllt. Die Tiefe der Gruben richtete sich nach der Mächtigkeit des entsprechenden Horizontes. Die Bestimmung der Masse des verbrauchten Sandes erfolgte gravimetrisch. Das ausgehobene Bodenmaterial wurde bei  $105^\circ \text{ C}$  getrocknet und anschließend gewogen. Der Betrag der scheinbaren Dichte entspricht dem arithmetrischen Mittel aus drei bis vier Parallelbestimmungen.

#### 2. Unterboden:

Mit einer Gartenhandschaufel wurde die Bodenoberfläche in der jeweils gewünschten Tiefe geglättet und mittels Wasserwaage auf Ebenheit geprüft. Es wurden in etwa halbkugelige Gruben mit einer Breite von ca. 15 cm und einer Tiefe von ca. 10 cm vorsichtig ausgehoben. Die Volumenbestimmung des verbleibenden Hohlraums erfolgte nach Auslegen der Grube mit einer 0,05 mm starken PE-Folie durch Auffüllen mit Wasser (Dichte = 1) aus einem 1-Liter Meßbecher und Ablesung der verbrauchten Masse. Zur Prüfung der vollständigen Füllung des Hohlraums diente eine Wasserwaage als Meßbrücke. Die Masse des ausgehobenen Materials wurde wiederum gravimetrisch nach Ofentrocknung ( $105^\circ \text{ C}$ ) bestimmt. Die ermittelten Kennwerte der scheinbaren Dichte des Bodens wurden ebenso wie diejenigen der Oberböden gemäß AG BODENKUNDE (1982:128) zur effektiven Lagerungsdichte ( $L_d$ ) modifiziert. Die Bestimmung von dB erfolgte auch hier mit jeweils drei bis vier Parallelen. Abweichungen in den erhaltenen Daten der Parallelproben erwiesen sich als unerheblich (vgl. DOMMERMUTH 1994, 1995a). Der Kennwert für dB ist wiederum arithmetrisch aus den jeweiligen Einzeldaten ermittelt worden. Da bei der Durchführung von Ersatzmethoden vergleichsweise große Aufschlüsse erforderlich sind (treppenartiges Anlegen der Schürfgaben), wurden sie zur Vermeidung zusätzlicher Bodenschäden (Nationalparkgebiet, Wirtschaftswiese!) nur bei repräsentativ ausgewählten Profilen angewendet. Auf die Bestimmung etwa der Wasserspannungswassergehaltskurven (pF/WG-Kurven) oder von Parametern wie Porengrößenverteilung und Drucksetzungsverhalten, die noch detailliertere Informationen über die physikalischen Eigenschaften der Böden geliefert hätten, mußte mangels ungestört entnommener Stechzylinderproben verzichtet werden.

– Bestimmung der Bodenfarbe in feuchtem Zustand mittels der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1990).

## 5.2 Labormethoden

### 5.2.1 Bodenchemische Analysen

– Bestimmung der organischen Substanz durch nasse Oxidation mittels 2 N Kaliumdichromatlösung und  $\text{H}_2\text{SO}_4$  nach der Methode von RIEHM & ULRICH (1974) und Messung durch quantitative kolorimetrische Bestimmung der  $\text{Cr}^{3+}$ -Ionen (Lichtfelder-Methode) mit Spectralphotometer C 21 Spectronic von BAUSCH & LOMB.

– Bestimmung des pH-Wertes in 0,01 M  $\text{CaCl}_2$ -Lösung, in 0,1 N KCL-Lösung entsprechend DIN 19 684 Teil 1 (1977) sowie in entionisiertem  $\text{H}_2\text{O}$  durch elektrometrische Messung mit einer Glaselektrode am Digitalmultimeter DIGI 610 E (WTW). Dabei wurden jeweils 10 g lufttrockener Boden < 2,0 mm mit 25 ml  $\text{H}_2\text{O}$ (dest.) und je 25 ml der Salzlösungen in Suspension gebracht.

– Bestimmung des Carbonatgehaltes, quantitativ mit Gasvolumeter nach SCHEIBLER, gemäß DIN 19684 (1977), Teil 5 [diese Methode kam aufgrund des allgemein stark bis sehr stark sauren Milieus der Böden nur stichprobenartig zur Anwendung. Der Carbonatgehalt wurde im Gelände mit Hilfe 10 %-iger Salzsäure entsprechend AG BODENKUNDE (1982:94) geschätzt (Mischungsverhältnis: 1 Teil HCl (37 %), 3 Teile  $\text{H}_2\text{O}$ )].

– Bestimmung des Gesamtstickstoffs  $\text{N}_{(\text{ges.})}$  gemäß DIN 19 684, Blatt 34 (1977) mit Aufschlußapparatur BÜCHI 430 und Destillationsapparatur BÜCHI 320.

– Bestimmung des dithionitlöslichen Anteils der Eisenoxide ( $\text{Fe}_d$ ) nach der Methode von MEHRA & JACKSON (1960), Extraktion und Messung mit AAS (PERKIN-ELMER).

– Bestimmung des oxalatlöslichen Anteils der Eisenoxide ( $\text{Fe}_o$ ) gemäß DIN-Vorschrift 19 684, Teil 6 (1977), Extraktion und Messung mit AAS (PERKIN-ELMER).

– Ermittlung des Aktivitätsgrades: Verhältnis dithionitlösliches Eisen ; oxalatlöslichem Eisen; bezogen auf oxalatlösliches Eisen = 1.

– Ermittlung der Kationenaustauschkapazität und der austauschbaren Kationen nach der Methode von MEHLICH sowie DIN-Vorschrift 19 684, Teil 8 (1977). Bestimmung der potentiellen Kationenaustauschkapazität ( $\text{KAK}_{\text{pot}} = \text{T-Wert}$  in  $\text{mmol/z}/100 \text{ g Boden}$ ) mit Triäthanolamin in  $\text{BaCl}_2$ -Lösung bei pH 8,1 und Messung am AAS (PERKIN-ELMER). Bestimmung der effektiven Kationenaustauschkapazität ( $\text{KAK}_{\text{eff}}$ ) bei dem pH-Wert des Bodenmaterials mit AAS (PERKIN-ELMER). Bestimmt werden die Kationen  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^+$  und  $\text{Na}^+$  (Summe der austauschbaren Kationen in  $\text{mmol/z}/100 \text{ g Boden} = \text{S-Wert}$ ).

– Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphats und Kaliums ( $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{K}_2\text{O}$ ) nach der Calciumlactat-Methode (CAL-Methode) nach SCHÜLLER (1969). Kalium-Messung mit AAS (PERKIN-ELMER). Phosphat-Messung nach der Molybdänblau Methode photometrisch im Spektralphotometer C21 Spectronic von BAUSCH & LOMB.

### 5.2.2 Bodenphysikalische Laboruntersuchungen

– Bestimmung der Bodenfarbe in feuchtem Zustand mittels der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1990).

– Korngrößenanalyse des Feinbodens nach Lufttrocknung und Abtrennung der Fraktionen < 2,0 mm durch Naßsiebung und Pipettmethode nach Köhn, gemäß DIN 19 683 Teil 1 und Teil 2 (1973). Die Proben wurden durch 0,4 N  $\text{NaP}_2\text{O}_7$  dispergiert. Proben mit mehr als 1,5 % organischer Substanz wurden zur Humuszerstörung mit einer 15 Gew.-%igen  $\text{H}_2\text{O}_2$ -Lösung vorbehandelt.

– Korngrößenanalyse des Grobbodens (Bodenskelett) nach Lufttrocknung und Abtrennung der Fraktionen < 2,0 mm durch Naßsiebung. Feinbodenanhaftungen an den Komponenten > 2,0 mm wurden mittels Ultraschallbehandlung entfernt.

– Bestimmung der Wasser-Masseanteile an der Fließ- und Ausrollgrenze ( $W_L$  und  $W_p$ ) und des Plastizitätsindex ( $IP = W_L - W_p$ ) nach DIN 18 122 Teil 1 (1976) mit dem Fließgrenzengerät nach Casagrande sowie dem Ausrollgrenzengerät Modell „Stuttgart“ der Fa. STUMP-BOHR GmbH. Die Bestimmung des gravimetrischen Wassergehaltes an der Fließgrenze erfolgte nach Anfeuchtung [ $H_2O_{(dest.)}$ ] und 24 stündiger Quellung des ungetrockneten, feldfrischen Materials < 0,4 mm mittels Mehrpunktmethode mit je 3–4 Durchgängen. Zur Kontrolle der erhaltenen Daten

wurde ebenfalls die Einpunktmethode (MATSCHAK & RIETSCHEL 1964) angewandt. Unterschiede zwischen den Methoden erwiesen sich als vernachlässigbar gering. Der jeweils gerätechonisch ermittelte Wert von  $W_p$  ( $W_{PM}$ ) wurde nach SIEDECK et al. (1982) um  $W_{PM}/0,9382 - 0,0038$  zum manuellen Verfahren hin korrigiert. Da die konventionelle Bestimmung der Konsistenzgrenzen mittels beschriebener Methode einer starken Subjektivität unterliegt (siehe z. B. ELLIES & GAYOSO 1986), wurde die Ermittlung von  $W_L$  und  $W_p$  zur weiteren Kontrolle anhand ausgewählter Proben ebenfalls am Institut für angewandte Geowissenschaften der Universität Gießen freundlicherweise durchgeführt. Auch hier ergaben sich jedoch keine signifikanten Differenzen.

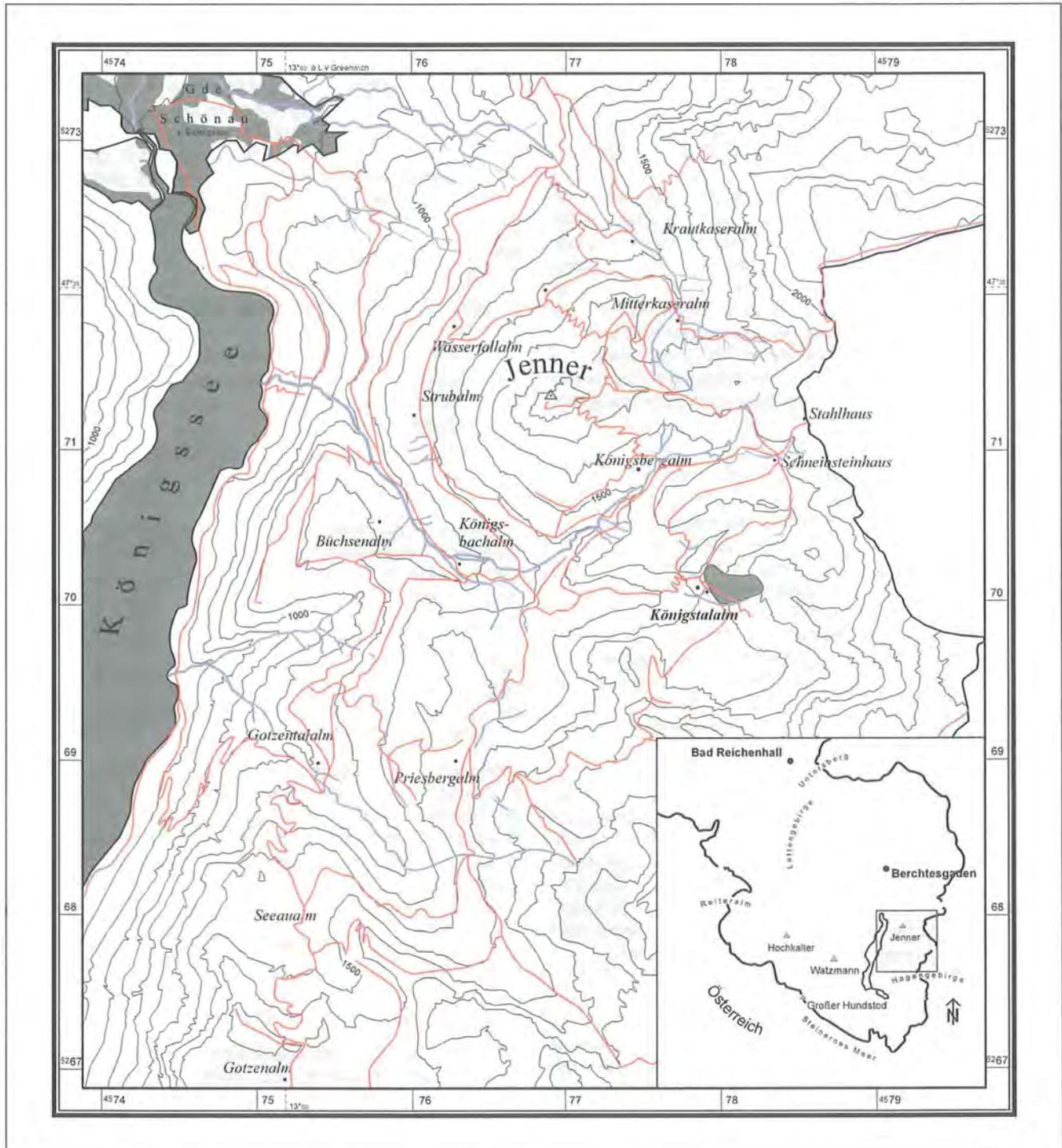


Abb. 6: Lage des Untersuchungsgebietes (Kartengrundlage: GIS Nationalparkverwaltung Berchtesgaden).



Abb. 7: Die Königstalalm im Nationalpark Berchtesgaden (Foto: Ch. Dommermuth).

– Röntgendiffraktometrische Diagnostizierung der Tonminerale. Die Untersuchung wurde anhand von Texturpräparaten (Körnung < 0,002 mm) durchgeführt. Zur Bestimmung der mineralogischen Phasen wurde das Probenmaterial nach Einregelung der Tonteilchen in einer mit Ammoniak versetzten wässrigen Suspension auf einen Objektträger aufgebracht und dem Gerät (SIEMENS Diffraktometer D 500, 40 KV/30 mA Betriebsspannung und Scintillationszähler mit vorgeschaltetem Graphit-Monochromator) zugeführt. Zur weiteren Identifizierung von Tonmineralen innerhalb der 7 Å-Gruppe (Kaolin- und Septochlorit-Gruppe) und 12–15 Å-Gruppe (Montmorillonit, Vermiculit, Sudoit, Chlorit, Nondronit) erfolgte eine Bedampfung der Präparate mit Ethylenglycol (Aufspaltung des Beugungsmaximums bei quellfähigem Montmorillonit in der 12–15 Å-Gruppe) sowie eine Erhitzung der Texturpräparate durch einstündiges Glühen bei 575°C (Zusammenbruch des Kaolinitgitters und Ausbleiben der Beugungsmaxima des Kaolinites im Röntgendiagramm). Die mineralogische Zuordnung erfolgte nach Auswertung großmaßstäblicher Aufzeichnungen der Beugungsmaxima (zur Analyse-methode siehe z. B. auch FECHNER 1991). Zur genauen Identifizierung der kristallinen Phasen wurden die Ergebnisse mit den Referenzdaten der JCDD- vormals JCPDS- bzw. ASTM-Kartei (International Center for Diffraction Data) verglichen. Die Quantität der spezifischen Mineralphasen innerhalb der einzelnen Proben wird bei der tabellarischen Darstellung durch eine entsprechende Anzahl an Kreuzen kenntlich gemacht = halbquantitative Darstellung.

– Bestimmung der Dichte der festen Bodensubstanz  $d_f$  ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ). Die Bestimmung erfolgte rechnerisch nach FLEISCHMANN (1990:4) mittels der Gleichung:  $d_f = 2,65 - 0,0115 \cdot \text{org. Substanz}$ . Dabei wird eine ungefähre Dichte der mineralischen Komponente von  $2,65 \text{ g}/\text{cm}^3$  zu Grunde gelegt. Der Wert entspricht der Dichte des Quarzes als Hauptbestandteil vieler, wie auch der untersuchten Böden.

– Gravimetrische Bestimmung des Wassergehaltes des Bodens nach DIN 18 121, Teil 1 (1972).

– Bestimmung der wirksamen Scherparameter Kohäsion ( $c'$ ) und Winkel der inneren Reibung ( $\varphi'$ ). Die Scherversuche erfolgten im Rahmenschergerät nach CASAGRANDE mit den Abmessungen  $10 \times 10 \times 2,5 \text{ cm}$  an gestörten Proben als „consolidated quick tests“ (SCHULTZE & MUHS 1967). Die Proben wurden nach einer Konsolidierungszeit von 24 Stunden unter Normalspannungen von 0,37, 0,75 und  $1,12 \text{ kp}/\text{cm}^2$  mit einer Steigerung der Schubspannung von  $0,5 \text{ kp}/\text{cm}^2$  nach jeweils einer Minute abgeschert. Durch die Konsolidation wird der Einfluß der Neutralspannung (Kraftübertragung über die Wasserphase) auf die Gesamtspannung weitgehend ausgeschlossen. Als Bruchspannung wurde bei den Versuchsauswertungen die von KNOBLICH (1971) vorgeschlagene Spannung angenommen, die in der Lage ist, eine Scherverschiebung von  $1 \text{ mm}/\text{Min}$  herbeizuführen. Die Versuchsdurchführung erfolgte an Proben mit Wassergehalten an der Fließgrenze (zur Versuchsdurchführung s. a. ZIRFAS 1976:60; HOSSEINZADEH 1976:58–59; LOIZIDES 1977:52; PIRUZI 1977:89).

## 6 Lage, Abgrenzung und Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Bereich der ca. 7 km südöstlich von Berchtesgaden innerhalb des Nationalparks gelegenen Königstalalm (TK 1:25.000, Blatt 4441 Hoher Göll, R <sup>45</sup>7787, H <sup>52</sup>7012, Abb. 6) in

einer Höhenlage zwischen 1500 m und 1700 m ü. NN (= tief-subalpine Stufe in den Berchtesgadener Alpen).

Es umfaßt den SW-exponierten, bis zu 38° geneigten Weidehang direkt oberhalb der beiden Almkaser (Kaser von lateinisch casa = Hütte, Haus) sowie einen Teilbereich des sich unmittelbar anschließenden, in den Oberhanglagen bis zu 45° steilen NW-exponierten Abfalls des „Ruck“ (Abb. 6).

Dieser sich in südöstlicher Richtung erstreckende, im wesentlichen aus mergeligen Sedimenten des Jura, aber auch aus Kalken der alpinen Trias aufgebaute Rücken stellt den höchsten Punkt der seit Anfang der 50er Jahre nur mehr extensiv bewirtschafteten Königstalalm dar.

In der rechten Bildhälfte sind die zahlreichen Blattanbrüche mit ihren charakteristischen sichelförmigen Abtragungsfronten auf dem SW-exponierten Hang oberhalb der beiden Almkaser zu erkennen. Im Hintergrund erhebt sich der 2231 m hohe Kalkgipfel des Hohen Bretts.

Die obere Grenze der in etwa 1530 m ü. NN beginnenden, von lichtem Nadelwald flankierten SW-exponierten Untersuchungsfläche bildet eine konvex ausgebildete Hangkante in ca. 1700 m ü. NN. Im Vergleich zu anderen Almen im Jenner- bzw. Nationalparkgebiet weist diese Almlichte neben Weideflächen auf der Priesbergalm die umfangreichsten Bodenschäden durch Blattanbrüche auf.

Dabei erreichen die nahezu 50 typischen Blattanbrüche Größenordnungen zwischen etwa 2 m<sup>2</sup> und 100 m<sup>2</sup>. In der überwiegenden Mehrzahl befinden sie sich in den Mittel- und Oberhanglagen mit mehr als 30° Neigung. Im darüber nur noch ca. 24° steilen Gelände sind keine Blaiken mehr anzutreffen (Abb. 7). Auch hier ist seit Beginn der Arbeitsextensivierung wie auf vielen Almen im Nationalparkgebiet und allgemein im bayerischen Alpenraum (z. B. SCHAUER 1975) eine starke Zunahme an Blattanbrüchen zu verzeichnen. Dies wird recht anschaulich durch eine Luftbildserie von 1953 bis 1990 in den Arbeiten von DOMMERMUTH (1994, 1995a) dokumentiert.

Abgesehen von den zahlreichen Blattanbrüchen sowie unterschiedlichen Erosionsvorgängen (fluviale Abtragung, Nivation) im Bereich einer Quellnische in ca. 1650 m ü. NN und innerhalb eines von dort aus den Hang herabziehenden Dellensystems sind auf dem SW-exponierten Hang verschiedentlich kleinere Schädigungen des Solums infolge von Schneeschurf zu beobachten. So konnten nach dem Winter 1991/92 mehrere, samt Wurzelstock aus dem tiefgründigen, lehmigen Boden gerissene Gehölze (juvenile Koniferen und Grünerlen) in verschiedenen Hangpartien vorgefunden werden. Zum Teil wurden diese vom Schnee bis zum Hangfuß verfrachtet. Größere Trittschäden in Form von Narbenversatzblaiken fehlen in dieser Exposition. Lediglich im Umfeld zweier Wanderpfade, die das untere, von Viehgangeln überprägte Hangdrittel queren, sind häufiger Viehtrittlöcher (Narbenauflösung), Narbenversatz und Spülrinnen aufgrund von Bodenverdichtung festzustellen.

Im Gegensatz zur SW-exponierten Untersuchungsfläche zeigt der stärker vom Weidevieh frequentierte NW-exponierte Hang umfangreiche Schneeschurf- und Viehtrittschäden. Sowohl Schneeschurfblaiken als auch Trittblaiken erreichen hier Größenordnungen von bis zu mehreren hundert Quadratmetern (s. hierzu a. STAHR & DOMMERMUTH 1993, DOMMERMUTH 1994, 1995a). Ausgeprägte Blattanbrüche mit einer Größe von bis zu etwa 150 m<sup>2</sup> finden sich lediglich im orographisch linken Hangabschnitt, innerhalb dessen die NW-exponierte Untersuchungsfläche abgegrenzt wurde (Abb. 18). Sie setzen in einigen Fällen direkt unterhalb einer Baumgruppe an. Andere befinden sich innerhalb des lichten Baumbestandes. Zum Teil sind die Blattanbrüche durch Viehtritt überprägt, ohne jedoch ihre charakteristische Form verloren zu haben.

## 7 Geologie

### 7.1 Anstehende Gesteine

Das Anstehende im Untersuchungsgebiet bildet eine mit ca. 35° gegen den SW-exponierten Hang einfallende und 120° streichende Serie von Mergeln und Kieselkalcken des Oberlias bis Untermalm (siehe HAHN 1985; LANGENSCHIEDT 1988:11–18). Diese jurassischen Sedimente mit starken Faziesdifferenzierungen und sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten finden innerhalb des Nationalparks vor allem am Hagengebirgswestrand eine größere Verbreitung. So z. B. neben dem Untersuchungsgebiet am Ruck im Bereich der westlichen und nördlichen Umrahmung des Jenners, am Farrenleiten, an den Westhängen des Hohen Bretts oder auf den Roßfeldern.

Die jurassischen Sedimente lagern der beherrschenden, bis zu 1200 m mächtigen geologischen Einheit in den Berchtesgadener Alpen, dem triassischen Dachsteinkalk (Nor, Rhät), zum Teil diskordant auf, der als Hauptgebirgsbildner (Watzmann- und Hochkaltermassiv) das wichtigste formenbildende Gestein in diesem Raum darstellt (FISCHER 1984:16). Nach Auffassung verschiedener Autoren (u. a. GANSS & GRÜNFELDER 1979:33; DOBEN 1981:117) sind die Vorkommen der jurassischen Sedimente als Erosionsrelikte der tertiären Verwitterung anzusehen.

Im Gegensatz zu den beiden großen Faziesgruppen des Dachsteinkalkes, der Lagunenfazies (gebankter Dachsteinkalk) sowie dem massigen Dachsteinkalk in Riff- und Riffschuttfazies (s. hierzu z.B. LANGENSCHIEDT 1994:37–45), die sich mit ca. 92 % – 100 % Kalzitanteil durch eine außerordentlich hohe Reinheit des feinkristallinen Gesteins auszeichnen (siehe LANGENSCHIEDT 1995), neigen die mergeligen bis kieseligen, zu schluffreichen, lehmigen Substraten verwitternden Jurasedimente mit einem Kalzitanteil von 14 % – 62 % mit Ausnahme der Rotkalke (72 % – 81 % Kalzitanteil) kaum zu Verkarstungserscheinungen.

Sie liefern das Ausgangssubstrat tiefgründiger, feinerde-reicher Böden und zeichnen sich im Landschaftsbild ge-genüber dem Dachsteinkalk in der Regel durch sanftere, fast mittelgebirgsähnliche Formen aus. Aufgrund des-sen, aber auch infolge ihres Quellenreichtums und häu-fig perennierenden Oberflächengewässern werden die-se Bereiche im Nationalpark fast ausnahmslos almwirt-schaftlich genutzt. So spiegelt die Nutzung, d. h. insbe-sondere die Verteilung von Wald und Weide im National-park, aber auch in vielen anderen Gebieten des bayeri-schen Alpenraums (vgl. z. B. BLECHSCHMIDT 1989) häufig recht genau die geologischen Verhältnisse wider. Ein Umstand, dem die mergeligen bis tonigen Sedimen-te der alpinen Trias, des Jura und der Kreide die Be-zeichnung „Almhorizonte“ verdanken (RATHJENS 1982: 114).

Die jurassische Serie im Untersuchungsgebiet beginnt mit zumeist dunkelgrauen Fleckenkalken und -mergeln (oberes Domerium bis unteres Toarcium) aus einer Wechsellagerung von plattigen bis bankigen, diffus ver-kieselten, Hornstein führenden Kalken (5–30 cm) und 1–10 cm mächtigen Mergeln, die dem Dachsteinkalk so-wie Lias-Rotsedimenten (Rotkalke) unweit der Almkaser diskordant aufliegen (LANGENSCHIEDT 1981:86; HAHN 1985:70). Charakteristisch für dieses Sediment und sehr auffällig sind die namengebenden, bis zu mehreren Zen-timeter großen zumeist länglichen oder ovalen Flecken des Gesteins. Sie werden als Freßbauten von Würmern gedeutet (LANGENSCHIEDT 1981:86).

Im Hangenden folgen mikrofaziell als Filament-Radiolarien-Wackestone anzusprechende Filamentkalke des oberen Untertoarcium bis Obertoarcium (LANGENSCHIEDT 1981:81–82; HAHN 1985:77) mit kalkig bis kieseliger Matrix und charakteristischem flaserigem Ge-füge.

Nach oben wird die Grenze der Filamentkalke durch das Auftreten der Chiemgauer Schichten (Doggerkiesel-schichten, früher Doggerkieselkalk, Doggerhornstein-kalk oder kieselreiche Obere Jüngere Allgäuschichten) markiert (Aalenium bis tieferes Callovium), die sich mi-krofaziell an die liassischen Fleckenkalke anschließen. Die Chiemgauer Schichten werden am Ruck von teils fleckigen Kieselkalken und grau-schwarzen, bioturbaten Hornsteinknollenkalken aufgebaut (HAHN 1985:78; LAN-GENSCHIEDT 1994:56) und weisen im Untersuchungs-gebiet Bankmächtigkeiten zwischen 10 und 15 cm auf. Im Hangenden werden sie von Ruhpoldinger Radiolarit (grauer und roter Radiolarit) überlagert. Der graue Ra-diolarit (Callovium bis unteres Oxfordium), der mikrofazi-ell als Radiolarienbiomikrit mit Filamenten in kalzitisch bis kieseliger, toniger Matrix zu bezeichnen ist (LAN-GENSCHIEDT 1981:88), wird aus einer Folge von grau-schwarzen Kieselkalken mit einer Bankmächtigkeit von 10–25 cm aufgebaut. Seine Färbung dürfte auf fein ver-teilten Pyrit zurückgehen (LANGENSCHIEDT 1994:58). Die einzelnen Bänke werden durch geringmächtige, im Zentimeterbereich liegende graue, teils blättrige Ton- und Mergellagen voneinander getrennt (LANGENSCHIEDT 1981:88, 1994:58; HAHN 1985:81). Den Hangendanteil des Ruhpoldinger Radiolarits bildet der rote Radiolarit

(Callovium bis Kimmeridgium) aus bräunlichroten und violettroten, plattig-bankigen Kieselgesteinen mit Bank-mächtigkeiten zwischen einem und zwanzig Zentime-tern. Zwischen den Platten und Bänken sind dünne, oft nur millimeterdicke, blättrige Mergel und Schiefertone eingelagert (LANGENSCHIEDT 1981:89). Als Pigment wird beim roten Radiolarit Hämatit angenommen (HAHN 1985:82; LANGENSCHIEDT 1994:58).

## 7.2 Quartäre Deckschichten

Die jurassischen Gesteine treten nur an sehr wenigen Stellen zu Tage, so z. B. im Bereich des Quellaustritts im SW-exponierten Mittelhang. Sie werden in beiden Expo-sitionen des Untersuchungsgebietes nahezu lückenlos von quartärem Lockersediment überlagert, dessen geo-logische Schichtung unterschiedliche morphodynami-sche Aktivitätsphasen dokumentiert. Denn neben kollu-vialen Lagen von stark schwankender Mächtigkeit, die sowohl Folge des subrezentens als auch rezenten Abtra-gungsgeschehens sind (z. B. Blaikenbildung und Akku-mulation von Solumsediment), läßt sich der oberflächen-nahe Untergrund bei der Mehrzahl aufgeschlossener Profilwände in zwei, mitunter auch drei deutlich vonein-ander differenzierbare Hangschuttkörper gliedern.

Der polygenetische Aufbau des oberflächennahen Un-tergrundes äußert sich profildiagnostisch insbesondere im sprunghaften Wechsel des Skelettgehaltes, der Ske-lettgröße, der Bodenfarbe oder der Lagerungsdichte, deren plötzliche, bereits beim Graben wahrnehmbare Zunahme zumeist in Verbindung mit einem deutlichen Farbwechsel auch bei Profilen mit zur Tiefe hin nahezu unverändertem Skelettanteil nicht durch pedogeneti-sche Prozesse erklärbar ist. Dabei kann an einem Schichtwechsel die Änderung aller dieser diskriminie-renden Merkmale gleichzeitig oder auch nur eines Merk-mals erfolgen.

Auf einen quantitativen Schichtungsnachweis etwa i. S. von K. STAHR (1979) durch Quotientenbildung auf Basis der Kornver-teilungsdaten des Feinbodens wurde im Rahmen der Unters-uchungen verzichtet. Der polygenetische Aufbau des ober-flächennahen Untergrundes im Arbeitsgebiet ist bereits im Gelände anhand der morphologischen Merkmale an der Profil-wand evident. Zudem zeigen verschiedene neuere Unters-uchungen (siehe Diskussion bei VÖLKEL 1995:178), daß eine sol-che Form des Schichtungsnachweises nicht überall unbeding-t zum gewünschten Erfolg führt.

Die an einigen Aufschlußwänden zu beobachtende Ein-regelung von Längsachsen größerer Komponenten in Gefällrichtung weist auf den solifluidalen Charakter der Hangschutte hin. Der situmetrische Befund ist jedoch bei der überwiegenden Mehrzahl der Aufschlüsse nicht eindeutig. Dies kann in der starken Inklination der Unter-suchungsflächen begründet sein. Denn nach FURRER (1972:101) wirkt die Solifluktion mit dem ihr gemäßen Einregelungscharakter auf Flächen von 3° – 30° Neigung und verliert über diese hinaus zumeist den Einre-gelungscharakter (vgl. WEISE 1983:128). FURRER räumt jedoch ein, daß dies nicht zwingend der obere Gren-zwinkel sein muß. Andererseits zeichnen sich die pse-

philitischen Gesteinsfragmente der polygonal verwitternden Jurasedimente häufig durch das Fehlen ausgeprägter Längsachsen aus. Daher ist der Nachweis einer Einregelung auch bei geringeren Hangneigungen erschwert.

Aufgrund der stellenweise aber recht deutlichen Einregelung des Schuttes kann davon ausgegangen werden, daß es sich bei den aufgeschlossenen Deckschichten um periglaziale Fließerden handelt, die während des Jungpleistozäns im unmittelbaren Umfeld der lokalen Vergletscherung oder nach deren Rückzug auf den noch weitgehend vegetationslosen Hängen entstanden.

Von dieser Vergletscherung als Teil eines weitverzweigten Eisstromnetzes im Spätwürm (SCHNEIDER 1979) zeugt z. B. ein nur mehr lithologisch nachweisbarer, d. h. morphologisch kaum noch in Erscheinung tretender Moränenwall des Gschnitz-Stadials (FISCHER 1994, freudl. mündl. Mitt.; vgl. a. HAHN 1985:92), der sich ehemals am Fuße des NW-exponierten Hanges unmittelbar oberhalb des Königstalmooses in südwestliche Richtung erstreckte.

Daß auf den vielfach mehr als 30° geneigten Steilhängen der heutigen Almen und Bergwaldstandorte des Jennergebietes umfangreiche solifluidale Umlagerungen im Spätglazial stattfanden, zeigen die Untersuchungen von BOCHTER & NEUBURG & ZECH (1983:17, 23). Sie fanden auf der nordwestlich des Königstals in 1150 m Höhe gelegenen Büchsenalm eine von Lehmen der Liasverwitterung solifluidal überlagerte würmzeitliche Moräne vor und beschreiben für den Bereich der Vogelhüttenalm (1210 m ü. NN) eine mindestens 1 m mächtige Solifluktionsschuttdecke ebenfalls aus tonig-lehmigen Verwitterungsprodukten des Lias mit einzelnen größeren oder kleineren Blöcken aus Dachsteinkalk. Eindeutige Hinweise auf eine weiträumigere Verbreitung solifluidal umgelagerter Hangschuttdecken in der hochmontanen Stufe der Berchtesgadener Alpen (ca. 1100–1400 m) selbst auf Hängen mit bis zu 35° Neigung liefern auch die Untersuchungen von BOCHTER (1984).

Eine Parallelisierung der in beiden Expositionen jeweils aufgeschlossenen oder erbohrten Schuttfolgen ist aufgrund ihrer verschiedentlich stark voneinander differierenden Körnung und Skelettgehalte nur in Teilbereichen des Untersuchungsgebietes zweifelsfrei möglich. In diesen Hangpartien – so vor allem auf dem SW-exponierten Mittelhang – zeigen die quartären Deckschichten bei zahlreichen Aufschlüssen und Sondierungen jedoch deutlich übereinstimmende Merkmalskombinationen, die sich nach Beobachtungen des Verfassers sowie nach DOMMERMUTH (1994, 1995a) auch bei mehrschichtigen Profilen anderer Almstandorte innerhalb des Nationalparks wiederfinden (z. B. Priesbergalm, Mitterkaseralm, Krautkaseralm).

Der in diesen Bereichen jeweils hangende, sehr locker gelagerte Schuttblock (im Mittel  $< 1,20 \text{ g/cm}^3$ ) ist gegenüber dem Liegenden im Feinboden um durchschnittlich 10 % schluffreicher, deutlich skelettärmer ( $\pm 10\text{--}25\%$ ) und auffallend heller, gelblichbraun gefärbt. Er erreicht eine relativ konstante Mächtigkeit von ca. 20–50 cm. Beim Liegenden, häufig sehr skelettreichen ( $> 60 \text{ Gew.}\%$ ) und zumeist scharf, mitunter wellig vom Hangenden abgegrenzten Schuttkörper sind stark schwankende Sedi-

mentmächtigkeiten von 40 cm bis weit über einen Meter zu beobachten. In dieser Schuttdecke herrschen stets die dunkelbraunen bis dunkelgrauen Farben der jurassischen Sedimente vor. Darunter folgt mit deutlichem Übergang eine durchschnittlich 40 cm mächtige, infolge chemischer und physikalischer Verwitterung oftmals bereits sehr stark gelockerte und gut grabbare Zersatzzone des Anstehenden.

Das Überwiegen des Mittelschluffes (6,3–20  $\mu\text{m}$ ) innerhalb der Schluff-Fraktion nahezu sämtlicher aufgeschlossener Schuttkörper, als eine der vorherrschenden Kornfraktionen äolischer Suspensionsfrachten, deutet auf einen höheren Anteil an Fernsediment hin (siehe Kap. 11.3., Tab. 4–13). Allerdings ist der Grobschluff (63–20  $\mu\text{m}$ ) als charakteristischste Fraktion äolisch entstandener Sedimente gegenüber der Feinschluff-Fraktion (6,3–2  $\mu\text{m}$ ) mit zumeist geringeren Anteilen vertreten. Eine Dominanz des Grobschluffes muß aber nicht obligates Kriterium äolisch transportierten Materials sein (siehe z. B. CATT 1992:50).

Untersuchungen von THALHEIM (1994:35) im Erzgebirge zeigen beispielsweise, daß sich gerade in den mittleren und höheren Berglagen sowie in den Kammlagen das äolische Korngrößenmaximum innerhalb der periglazialen Deckschichten zum Mittelschluffbereich hin verschiebt. Hinzu tritt jedoch der Umstand, daß die oben beschriebenen Verhältnisse innerhalb der Schluff-Fraktion selbst noch in der Zersatzzone des ohnehin zu schluffreichem Substrat verwitternden Anstehenden auftreten.

So können allein auf granulometrischer Basis, d. h. ohne weitere laboranalytische Befunde (z. B. Schwermineralspektren, Tiefenfunktion des  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Mol-Verhältnisses), letztendlich keine verifizierbaren Aussagen über eine Beteiligung äolischer Fremd-komponenten am Aufbau der Hangschutte getroffen werden. Gleichwohl ist ein höherer Eintrag äolischen Materials unter den extremen Klimaverhältnissen im Spätglazial mehr als wahrscheinlich (vgl. FRANZ 1979:43–44), zumal in der Literatur des öfteren Hinweise auf tiefgründige äolische Decken ( $> 1 \text{ m}$ ) im Bereich der Dachsteinkalke zu finden sind (z. B. FREYER 1988:103, 148–149; vgl. BOCHTER 1984:12) und von BOCHTER (1983:46) silikatische Solifluktionsschuttdecken über Ramsadulomit-Hangschutt mit höheren Schluffanteilen (Schlufflehm bis schluffigtoniger Lehm) für das Nationalparkgebiet beschrieben werden.

ZECH & VÖLKL (1979) untersuchten Verwitterungslehme aus Hauptdolomit und Plattenkalk in den Bayerischen Kalkalpen westlich und östlich des Innquertals. Aufgrund des hohen Schluffgehaltes der Substrate und einer schwermineralogisch klar nachzuweisenden zentralalpiner Komponente nehmen sie an, daß im Spätglazial ein besonders intensiver äolischer Eintrag aus den Zentralalpen stattfand. So wird z. B. auch das tiefgründige, schluffreiche Ausgangssubstrat von *Terrae fuscae* B-Horizonten auf dem Rax-Plateau der nordöstlichen Kalkalpen (Niederösterreich) und am Nordrand des Hölleengebirges (Oberösterreich) als äolisches, aus den Kristallgebieten während des Spätglazials angewehtes Sediment angesehen (SOLAR 1964:31–34; DOLLINGER 1985:49–50; s. a. GRACANIN 1972:176; FRANZ 1979:44). SCHÖNHALS (1957) fand bei Mittenwald eine über Kalk- und Dolomitschutt weit verbreitete äolische Deckschicht aus kristallinem Material der Zentralalpen. Daher erscheint es als recht unwahrscheinlich, daß sich die Deckschich-

ten im Untersuchungsgebiet ausschließlich aus lokalem Verwitterungsmaterial zusammensetzen. Für eine stärkere Beteiligung äolischer Fremdkomponenten, zumindest am Aufbau der hangenden Deckschicht, spricht z. B. auch ihre auffallend gelblich-braune Färbung und der deutlich höhere Schluffanteil gegenüber dem liegenden Sediment (s. a. Diskussion in Kap. 11.1.).

Daß ebenfalls rezent eine stete, wenn auch vergleichsweise geringe Akkumulation äolisch, selbst über sehr große Distanzen verfrachteter Partikel im Untersuchungsgebiet erfolgt, belegt der des öfteren zu beobachtende auffällig hohe Al-Glimmeranteil (Muskovit) in den Oberböden und vor allem in den organischen Pedokompartimenten. Eine Erscheinung, die von FREYER (1988:101) ebenfalls für Böden im Bereich der Dachsteinkalke beschrieben wird (s. a. FISCHER 1984:49). Anstehende Gesteine mit höheren Glimmeranteilen wie die Werfener Schichten (s. hierzu LANGENSCHIEDT 1994:28–30) finden im Berchtesgadener Raum eine nur sehr geringe Verbreitung und sind zudem in der Regel von Vegetation bedeckt. Glimmerreiche Geschiebe der Fernmoränen tieferer Tallagen dürften infolge ihrer ebenfalls weitgehenden Vegetationsbedeckung kaum noch als Lieferanten von Bedeutung sein. Daher ist von weiteren Transportwegen auszugehen. Als Auswehungsgebiete kommen nach FREYER (1988:102) in erster Linie wiederum die Hochlagen der Hohen Tauern in Frage, von denen aus Materialien durch kräftige Südströmungen bis in den Bereich der nördlichen Kalkalpen gelangen.

Die Beobachtungen im Untersuchungsgebiet wie auch auf anderen Almen im Nationalpark lassen die Vermutung zu, daß es sich zumindest bei einem Teil der jeweils aufgeschlossenen Schuttkörper um Glieder einer ehemals weiträumiger verbreiteten charakteristischen Abfolge spätpleistozäner Solifluktionsschuttdecken handelt, die sich vergleichbar den periglazialen Deckschichten im außeralpinen Raum bereits im Gelände durch unterschiedliche Skelettanteile, Farben und Bodenarten deutlich voneinander differenzieren lassen. Auf nähere Aspekte und zahlreiche noch offene Fragen bezüglich ihrer möglichen Verbreitung, Genese, stratigraphischen Einordnung sowie sedimentpetrographischer oder lithofazieller Merkmale kann und soll jedoch in Anbetracht der Thematik der vorliegenden Arbeit nicht weiter eingegangen werden. Dies bleibt Aufgabe weiterer Forschungen.

Gerade im Hinblick auf die Thematik der Untersuchung ist in erster Linie die Auswirkung der geologischen Schichtung des oberflächennahen Untergrundes auf die Standorteigenschaften von Bedeutung. So kommt der Substratschichtung hinsichtlich der edaphischen Voraussetzungen der Blaikenbildung insofern eine herausragende Bedeutung zu, als die schollenförmige Bodenabtragung im Arbeitsgebiet wie auch auf anderen stärker geneigten Lichtweideflächen im Nationalpark – wie bereits mehrfach angedeutet – durchweg entlang von Schichtwechsellinien erfolgt. Und zwar unabhängig von der Durchwurzelungstiefe und pedogenen Lagen (STAHR & DOMMERMUTH 1993:17; DOMMERMUTH 1994, 1995a).

Betrachtet man die oben erwähnten Körnungsanalysen von SCHAUER (1975:16) näher, welche an Proben durchgeführt wurden, die aus der jeweils abgleitenden und zurückbleibenden Schicht von Blattanbrüchen in den Ammergauer und Allgäuer Alpen stammen, fällt neben deutlichen Unterschieden im Schluffgehalt vor allem ein signifikanter Sprung des Skelettanteils auf. Hieraus ergibt sich die durchaus berechtigte Annahme,

daß die schollenförmige Abtragung des Solums auch dort stets entlang von geologischen Schichtgrenzen erfolgt.

Mangels eines mineralogisch gesicherten Nachweises äolischer Fremdkomponenten in den aufgeschlossenen Deckschichten sowie unzureichender Informationen über eine möglicherweise weiträumige Verbreitung einer charakteristischen Schuttdeckensequenz wird im folgenden vom Gebrauch der Bezeichnungen abgesehen, die verschiedene Autoren (z. B. SCHILLING & WIEFEL 1962; SEMMEL 1968; PLASS 1966; K. STAHR 1979; FRIED 1984; ALTERMANN & LIEBEROTH & SCHWANECKE 1988) für ubiquitär ausgebildete periglaziale Fließerden im mitteleuropäischen Raum verwenden oder vom Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vorgeschlagen werden (siehe KLEBER 1991; ALTERMANN 1993). Denn diese Bezeichnungen [z. B. Deckfolge, Hauptfolge (SCHILLING & WIEFEL 1962) oder Oberlage, Hauptlage (AK BODENSYSTEMATIK d. DBG 1991, zit. nach ALTERMANN 1993)] haben nicht nur räumlichen Charakter, sondern sind in der Regel sedimentpetrographisch, z. B. durch das Auftreten oder Fehlen äolischer Fremdkomponenten, definiert (vgl. z. B. FRIED 1984:38–42; ALTERMANN 1993:825–826).

Zudem implizieren diese Termini, als Beispiel sei hier die Bezeichnung „Deckschutt“ genannt, meist auch einen zeitlichen Aspekt. So wird die als Deckschutt bezeichnete Fließerde (SEMMEL 1964, 1968; PLASS 1966) durch die typische Schwermineralassoziaton des allerödzeitlichen Laacher Trachyttuffes der Jüngeren Dryas (= Egesen Stadium des alpinen Spätglazials) zugeordnet (SEMMEL 1968; BARGON et al 1971; PLASS 1981; FRIED 1984; BIBUS 1986; u. a.), auch wenn SEMMEL (1994:31–32) unlängst äußerte, daß er aufgrund widersprüchlicher paläobotanischer Befunde diesbezüglich einen weiteren Forschungsbedarf sieht.

Jedoch bestehen bislang nicht hinreichend erklärte Diskrepanzen hinsichtlich der alpinen und außeralpinen Landschafts- und Klimaentwicklung im jüngeren Spätglazial (vgl. VEIT 1988:25–27). Daher erscheint eine Übertragung dieser Bezeichnungen auf alpine Verhältnisse ohnehin als problematisch. Dies ändert auch nicht die Tatsache, daß SCHÖNHALS (1957) sowie SCHÖNHALS & POETSCH (1976) die Existenz einer äolischen Deckschicht jungtundrenzeitlichen Alters in der Umgebung von Seefeld und Leutasch (Tiroler Kalkalpen) diskutieren.

## 8 Klima

Die Gebirgsgruppe der Berchtesgadener Alpen ist neben den Allgäuer Alpen eine der niederschlagsreichsten Regionen des bayerischen Alpenraumes. RATHJENS (1939:58) beschreibt das Klima als kühl und sehr feucht. Wie der gesamte Bereich des Alpennordrandes ist auch das Gebiet des Nationalparks und seines Umfeldes durch ein deutliches Niederschlagsmaximum in den

**Tab. 1: Mittlere Monatssummen des Niederschlages und Jahressumme der Station Engedey (592 m ü. NN) in mm im Zeitraum 1941–1988**

Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
119	95	104	112	142	187	211	192	119	93	108	119	1601

Quelle: Nationalparkverwaltung Berchtesgaden

**Tab. 2: Monatliche Mittel und Jahresmittel der Temperatur (°C) im Zeitraum 1951–1970 der Station Berchtesgaden (542 m ü. NN)**

Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
-2,9	-1,7	2,0	7,1	11,1	14,8	16,2	15,3	12,8	7,5	2,7	-1,6	7,0

Quelle: Nationalparkverwaltung Berchtesgaden

Sommermonaten charakterisiert (vgl. Tab. 1), wobei sich insbesondere Nordstauwetterlagen entscheidend auf die Niederschläge auswirken (FISCHER 1984:20). Längere Trockenperioden sind selten (FELIX & JOHANNES 1993:40). Die Klimaparameter Niederschlag, Temperatur und Wind korrelieren in der Regel eng mit der Meereshöhe (s. ENDERS 1979). Auftretende Föhnlagen und lokale Relieffaktoren können diese Relation jedoch mitunter enorm verringern. Nach ENDERS (1979) ist für das Jennergebiet mit einem mittleren Jahresniederschlag von 1800 mm bei einer Schwankungsbreite zwischen 1500 mm und ca. 2300 mm zu rechnen. Dabei entfallen nahezu 40 % des Jahresniederschlages auf die Monate Juni, Juli und August. So wurde die maximale Tagessumme des Niederschlages im Untersuchungszeitraum am 31. Juli 1991 mit 83,4 mm an der Station Krautkaser (1136 m ü. NN) gemessen (FELIX & JOHANNES 1993:40). Aber auch im Herbst kann es mitunter zu tagelangen Stauregen kommen, welche dem „Salzburger Schnürlregen“ entsprechen (FISCHER 1984:20).

Das Jahresmittel der Lufttemperatur beträgt in Berchtesgaden (542 m NN) 7,0° C (Tab. 2), für die Jennerbergstation (1800 m über NN) 2,3° C (ENDERS 1979). In Anlehnung an ENDERS sowie BOLLER (1986:9) ergibt sich für den Bereich des Untersuchungsgebietes Königstalalm eine mittlere Temperatur zwischen 3,2° und 4,0° C. Es herrschen somit kühl-humide Verhältnisse. Die Höhe der mittleren Jahrestemperaturschwankung, als Maß für die Kontinentalität, liegt für die Station Berchtesgaden bei 19,1° C und deutet das bereits kontinental getönte Übergangsklima des Nationalparkgebietes im Bereich zwischen maritimen Alpennordrand und kontinentalen Einflüssen an, die in verschiedenen Regionen der Zentralalpen vorherrschen. Das Temperaturmittel des kältesten Monats (Januar) liegt in 1600 m Höhe bei -5° C. Die mittlere Temperatur des wärmsten Monats (August) liegt in gleicher Höhe bei 12° C. Dabei beträgt die Vegetationszeit in dieser Höhenlage drei Monate.

Die Dauer der Schneebedeckung in den Berchtesgadener Alpen steigt von etwa 110 Tagen in 600 m über NN auf ca. 270 Tage in 2000 m Höhe (LIPPERT 1966). Für das Untersuchungsgebiet selbst ist nach den Angaben von LIPPERT mit einer Dauer der Schneebe-

deckung von 200–245 Tagen zu rechnen (vgl. DOMMERMUTH 1994:33–34). In Höhenlagen über 1600 m NN sind Schneefälle auch in den Sommermonaten nicht selten. Im Frühjahr, bei bestimmten Großwetterlagen auftretende Föhneinbrüche (s. hierzu z. B. RATHJENS 1982:51; WEISCHET 1988:178–180; SCHÖNWIESE 1988:77) beschleunigen die Ausaperung. Sie sind im Berchtesgadener Land nicht selten und können tagelang andauern (FISCHER 1984:24).

Der durch die trocken-adiabatische Erwärmung der absinkenden Luft im Lee des Alpenkammes trockenwarme, böig bis stürmische Fallwind (Südföhn) kann abtragungswirksame Gleitbewegungen der Schneedecke oder das Auftreten von Schneerutschungen und Lawinen infolge einer raschen Schneeschmelze fördern (vgl. WILHELM 1974:83). Aber auch ein frühzeitiger Aufbau einer langanhaltenden mächtigen Schneedecke nach warmem Herbst- bzw. Spätsommerwetter begünstigt die Gleitschneebildung (LAATSCH & GROTTENTHALER 1973). Da der Boden dabei vor dem Einschneien in der Regel nicht gefriert, entsteht eine Naßschneelage im basalen Bereich der Schneedecke durch Abgabe von Bodenwärme an ihre Unterseite (siehe LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986; ZWECKL & SPANDAU 1987; BLECHSCHMIDT 1989:58). Vor allem der SW-exponierte Sonnenhang der Königstalalm mit Neigungen zwischen 30° und 40° ist nach den Ausführungen von LAATSCH & GROTTENTHALER (1972:330) sowie BUNZA & CHRISTA (1978: 10–11) und ZWECKL (1986:97) für die Bildung von Gleitschneedecken geradezu prädestiniert.

Wie einleitend erwähnt (siehe Kap. 1.1.), stellt der Witterungsverlauf sowohl in der Kulturstufe der Almen als auch oberhalb der potentiellen Waldgrenze den entscheidenden natürlichen Einflußfaktor für die Blaikenbildung dar. KELCH & DREXLER & ZECH (1977) sowie LAATSCH & GROTTENTHALER (1973) machen den Witterungsverlauf für die Zunahme von Blaiken im Kampenwandgebiet und in der Region des Landkreises Miesbach verantwortlich. So konnte etwa im Landkreis Miesbach nach den Gleitschneewintern 1951/52, 1962/63, 1966/67 und 1969/70 eine deutliche Zunahme von Blaiken beobachtet werden (LAATSCH & GROTTENTHA-

LER 1973). Ebenso waren im Anschluß an den Winter 1973/74 nach BUNZA (1985, freundl. mündl. Mitt., zit. nach ZWECKL 1986:70) viele Blaikenneubildungen in den Alpen zu beobachten.

Hingegen gibt es für das Berchtesgadener Gebiet keine Aufzeichnungen über das Auftreten typischer Gleitschneewinter in den letzten Jahrzehnten (ZWECKL 1986:70; ZWECKL & SPANAU 1987:124). Es ist jedoch nach Befragungen von ZWECKL (1986:70) sowie ZWECKL & SPANAU (1987:124) kein Winter bekannt, der größere Schäden durch Schneeschurf in dieser Region mit sich brachte. Folglich schließen die Autoren den Witterungsverlauf als Ursache für die Zunahme von Blaiken zumindest für das Gebiet des Nationalparks aus. Nach ihrer Auffassung ist die anthropogene Einflußnahme über die Almbewirtschaftung i. S. von SCHAUER (1975) entscheidend für die Dynamik der Blaikenbildung auf Almflächen unterhalb der Waldgrenze.

Ein für Gleitschneewinter charakteristischer Schneedeckenaufbau konnte jedoch beispielsweise im Frühjahr 1992 im Nationalparkgebiet an der unweit nordöstlich des Untersuchungsgebietes gelegenen Profilmessstelle „Schneibsteinhaus“ angetroffen werden. Die Schneetemperatur betrug in der basalen Schicht etwa 0° C bei gleichzeitig sehr hohem Wassergehalt. Auf der Königsbergalm (Messstelle Sulzbergkaser in 1580 m ü. NN) wurden im Winter 1991/92 Schneehöhen von ca. 200 cm mit Wasseräquivalenten von bis zu 600 mm registriert (RAU 1993; DOMMERMUTH 1994:33–34, 85–88). Die Werte für Schneehöhen und Wasseräquivalente lagen damit gegenüber den Wintern 1990/91 und 1992/93 bedeutend höher (siehe RAU 1992, 1993; DOMMERMUTH 1994:86–87, Abb. 12 u. 13). Einhergehend mit diesen schneehydrologischen Verhältnissen im Winter bzw. Frühjahr 1992 (Naßschnee im basalen Bereich der Schneedecke, große Schneehöhe) war allgemein eine hohe Schneedeckendynamik im Nationalparkgebiet zu verzeichnen. Der Gleitschneewinter 1991/92 bewirkte auf zahlreichen Almen des Jennergebietes eine deutliche Verstärkung des Abtragungsgeschehens und führte auch auf der Königstalalm zur Ausweitung und Entstehung von Schneeschurfblaiken, Trittschäden und insbesondere von Blattanbrüchen (siehe Kap. 12.).

## 9 Vegetation

Auf dem SW-exponierten Hang oberhalb der Almkaser erstreckt sich von etwa 1530 m ü. NN bis in eine Höhenlage von ca. 1670–1680 m ein *Nardetum alpigenum* (Borstgrasrasen oder Bürstling-Weiderasen). Es ist die charakteristische Pflanzengesellschaft hochmontaner bzw. tief-subalpiner (ca. 1000–1800 m ü. NN), unregelmäßig beweideter oder nur sporadisch genutzter Almstandorte auf sauren und zumeist lehmigen Almböden mit Verarmung oder nur geringer Verfügbarkeit an Nährstoffen, die ehemals von Piceeten (*Vaccinio-Piceetea*), Acerifageten oder Knieholzgesellschaften bestanden waren

(OBERDORFER 1978:209, 214). Nach Untersuchungen von BOEKER (1957) gehören Borstgrasrasen und -heiden zu den Grünlandgesellschaften mit den geringsten durchschnittlichen Basensättigungen des Bodens (in der Regel < 10 %), der sich unter Nardeten zumeist durch einen Reichtum an organischer Substanz auszeichnet (vgl. hierzu Kap. 11.2. und 11.3., Tab. 6–11).

Da das Borstgras oder der Bürstling (*Nardus stricta*) als Charakterart dieser Assoziation mit beginnender Blüte nur noch ungern von Rindern und Schafen angenommen wird, aber auch eine ausgesprochene Resistenz gegen Viehtritt und Verbiß aufweist, kann es sich bei fehlendem Weideumtrieb, Unternutzung und gleichzeitig ausbleibender Mahd ungehindert ausbreiten (vgl. SCHIECHTL & STERN 1985:30; SPRINGER & SPATZ 1985:148; HARTL & PEER 1987:88–89; REISIGL & KELLER 1987:34).

Die Artengarnitur dieser nach Wald- oder anderen Rasengesellschaften durch Auslese anthropogen bedingten Ersatzgesellschaft entstammt ebenso wie diejenige des subalpinen, bzw. hoch-subalpinen *Aveno-Nardetum* (ca. 1800–2200 m ü. NN (vgl. hierzu OBERDORFER 1978:213; BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:6)) fragmentarischen Schneeböden (Wächtenhänge oder Lawinenrunsen der hochmontanen bis subalpinen Stufe mit lang anhaltender Schneebedeckung), feuchten und beschatteten Felsrasen, offenen Quellfluren und Moorrändern (OBERDORFER 1978:209, 214; HARTL & PEER 1987:88; REISIGL & KELLER 1987:34).

Führen innerhalb der wenigen natürlichen Areale (ENGEL 1987:93) etwa lang anhaltende Nässe und Nährstoffarmut zur Konkurrenzkraft des Bürstlings, so werden derart begünstigende ökologische Faktoren auf Almweiden durch seine Trittsistenz und das selektive Verhalten des Viehs erweitert oder ersetzt. Die Widerstandsfähigkeit des häufig als lästigstes Unkraut bezeichneten Borstgrases bringt es daher mit sich, daß es sich – unabhängig vom geologischen Ausgangssubstrat der Pedogenese – auf allen extensiv genutzten Rasenflächen mit versauerten Böden durchsetzt (SPRINGER & SPATZ 1985:148; HARTL & PEER 1987:88–89; REISIGL & KELLER 1987:34; s. a. HAMANN 1985:36).

Nardeten oder Weideflächen mit hohem Anteil an Borstgras finden sich folglich außer auf der Königstalalm denn auch auf nahezu allen anderen extensiv genutzten Almen im Nationalparkgebiet, die in vielen Fällen ebenfalls stark von Blattanbrüchen betroffen sind (siehe z. B. BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983; SPRINGER & SPATZ 1985; SONNTAG 1989; DOMMERMUTH 1994, 1995a). Die Weidewirtschaft ist auf derartigen Standorten aufgrund des geringen Futterwertes der Gesellschaft bei hohem Deckungsgrad von *Nardus stricta* letztendlich ohnehin nur noch extensiv möglich und nicht selten in Frage gestellt (vgl. FEHN 1968:53; SPATZ & KLUGPÜMPPEL 1978:155–156; SPRINGER & SPATZ 1985: 151, 161).

Aber auch andere, für ein reines *Nardetum alpigenum* zum Teil eher seltenere Arten innerhalb der auf dem SW-Hang anzutreffenden Assoziation erlangen durch Bewei-

dung entscheidende Konkurrenzvorteile. Hierzu gehören zum einen gegenüber dem Tritteinfluß unempfindliche oder weniger empfindliche Arten wie *Festuca rubra* (Rot-Schwingel), *Deschampsia caespitosa* (Rasenschmiele), *Ranunculus nemorosus* (Hain-Hahnenfuß), *Achillea millefolium* (Gemeine Schafgarbe), *Lotus corniculatus* (Gemeiner Hornklee) oder *Trifolium repens* (Weiß-Klee). Hinzu treten Arten mit eng dem Boden anliegenden und somit vom Vieh kaum erreichbaren Rosettenblättern wie z. B. diejenigen von *Arnica montana* (Arnika), *Campanula barbata* (Bärtige Glockenblume) und *Antennaria dioica* (Gemeines Katzenpfötchen) sowie Pflanzen, die aufgrund ihrer Giftigkeit (*Veratrum album* – Weißer Germer) oder weniger schmackhaften Inhaltsstoffe (z. B. *Gentiana punctata* – Punktierter oder Tüpfel-Enzian) vom Vieh gemieden oder nur ungern angenommen werden [nach IVINS (1955, zit. nach KLAPP 1971:415) ist die Schmackhaftigkeit als Summe der Eigenschaften aufzufassen, die das Futter für ein Tier attraktiv machen, wobei die Bereitschaft, eine Futterart aufzunehmen entscheidender ist, als ihr Nährwert (vgl. SPATZ & KLUG-PÜMPEL 1978)].

Als weitere, nunmehr charakteristische Vertreter des *Nardetum alpigenum* sind im Untersuchungsgebiet neben *Nardus stricta* u. a. *Potentilla erecta* (Aufrechtes Fingerkraut oder Blutwurz), *Agrostis tenuis* (Rotes Straußgras), *Calluna vulgaris* (Heidekraut), *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere) sowie *Anthoxanthum odoratum* (Gemeines Ruchgras) anzutreffen. Da unter den vorkommenden Arten noch vergleichsweise häufig wertvolle bis gute Futterpflanzen anzutreffen sind [u. a. *Trifolium repens*, *Festuca rubra*, *Agrostis tenuis*, *Alchemilla vulgaris* (Gemeiner Frauenmantel)], ist die Gesellschaft noch nicht als weidewirtschaftlich völlig unproduktiv einzustufen.

Mit dem Auftreten von Trennarten wie *Campanula barbata*, *Arnica montana* sowie *Antennaria dioica* liegt die Assoziation nach SPRINGER & SPATZ (1985:23) in Ausbildung mit Bärtiger Glockenblume vor (s. a. REISIGL & KELLER 1987:41). In Anbetracht der Artenzusammensetzung, ist die für sehr steile und sonnige Hänge typische, blumenreiche Variante des *Nardetums* (SPRINGER & SPATZ 1985:152) nach LIPPERT (1966) als *Nardetum alpigenum trifolietosum* anzusehen (s. a. OBERDORFER 1978:214).

Interessant ist der Vergleich zwischen den sehr hohen  $N_{(ges.)}$ -gehalten in den Oberböden der SW-exponierten Lichtweidefläche von bis zu 0,65 % (Kap. 11.2. und 11.3.) und den lediglich zwischen 2 und 4 liegenden, anhand verschiedener Vegetationsaufnahmen (z. B. Tab. 3) errechneten, mittleren Zeigerzahlen für Stickstoff (nach ELLENBERG 1979). Der überwiegende Anteil des Stickstoffs liegt demnach in organisch gebundener Form, also nicht pflanzenverfügbar vor (z. B. Huminstoff-N). Innerhalb dieses bodensauren Magerrasens jedoch immer wieder in allen Hanglagen anzutreffende tiefwurzelnde Individuen wie *Chaerophyllum hirsutum* ssp. *villarsii* (Rauher- oder Villars-Kälberkropf), *Veratrum album*, *Chrysanthemum leucanthemum* (Wiesen-Wucherblume oder Gewöhnliche Margerite), *Dianthus superbus* (Pracht-Nelke) oder *Cirsium spinosissimum* (Alpen-Kratzdistel) weisen als N-Zeiger hingegen auf höhere Gehalte an mineralischem, bzw. pflanzenverfügbarem Stickstoff in größeren Boden-

tiefen hin. Da die steileren Mittelhang und insbesondere die sehr stark geneigten Oberhangbereiche vom Vieh nicht aufgesucht werden, oberhalb des Untersuchungsgebietes aber Beweidung stattfindet, ist eine laterale Zufuhr von gelösten mineralischen N-Verbindungen durch Hangzugwasser denkbar. Aber auch weniger tief wurzelnde, höhere Nährstoff- bzw. N-Gehalte zeigende Arten wie z. B. *Festuca rubra*, *Carex pilulifera* (Pillen-Segge), *Trifolium repens*, *Trifolium pratense* (Wiesen-Klee) oder *Listera ovata* (Großes Zweiblatt) deuten die insgesamt an pflanzenverfügbarem Stickstoff reichere Ausbildungsform der Assoziation an.

Es ist zu vermuten, daß höhere Gehalte an pflanzenverfügbarem Stickstoff lokal durch das häufige Auftreten von Gemen hervorgerufen werden (siehe BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:27). Ebenso könnte die gelegentliche Aufbringung von Handelsdünger oder Stallmist hierbei eine gewisse Rolle spielen. Inwieweit dies tatsächlich jemals der Fall war, konnte jedoch nicht in Erfahrung gebracht werden. Aufgrund der extensiven Bewirtschaftung der Alm erscheint aber gerade Letzteres zumindest für die vergangenen Jahrzehnte als recht unwahrscheinlich. Denn wurde früher der kostbare Dung auf den Almwiesen gesammelt und anschließend gleichmäßig durch Schwenzen über die gesamte Almfläche ausgebracht, so kommt der Stallmist durch mangelnde Arbeitskräfte im allgemeinen nur noch im direkten Umfeld von Almhöfen zum Einsatz. Die im Umkreis der Almhöfen bekannte Zonierung stickstoffzeigender Arten in Form von Lägerfluren ist somit u. a. auch unmittelbare Folge dieser Entwicklung (MEURER 1992:46).

Werden extensiv bewirtschaftete Almen über längere Zeit nicht bestoßen, tritt das Borstgras bei zunehmender Artenvielfalt zurück (HARTL & PEER 1987:88). Ehemalige Knieholzgesellschaften oder (*Vaccinio-*) *Piceeten* sowie *Aceri-Fageten* machen – häufig über ein Fichten-Pionierstadium und alternierend mit Resten der Borstgrasrasen – letztendlich ihr Recht wieder geltend (OBERDORFER 1978:209, 214).

Begünstigend auf die Entwicklung und den Fortbestand des *Nardetums* sind sicherlich drei wesentliche Faktoren. Zum einen wurde auf der Königstalalm nach Auskunft des bewirtschaftenden Almbauern Johann Brandner (Schönau am Königssee) zumindest seit Anfang dieses Jahrhunderts nicht gemäht. Lediglich kleine Flächen in unmittelbarer Nähe der Kaser dienten zur Heugewinnung. Andererseits sind die sehr steilen Oberhangbereiche von Schafen beweidet worden, die noch bis Anfang der 60er Jahre auf der Königstalalm anzutreffen waren (Abb. 9). Im Gegensatz zum Rind stellt die extreme Steilheit der oberen Hangpartien für Schafe kein Problem dar. Denn in der Regel weiden Schafe wie auch Ziegen noch in Hanglagen mit bis zu 40° Neigung (BRUGGER & WOHLFARTER 1983:18, zit. nach BLECHSCHMIDT 1989:96).

Es ist davon auszugehen, daß in dieser steilen Hanglage jedoch kein geregelter Weidebetrieb erfolgte, die Schafe also selektiv bei der Futteraufnahme vorgehen konnten. Aber auch Gemen – mitunter in größerer Zahl – sind des öfteren auf dem Oberhang beim Äsen zu beobachten. Rinder weideten hier nie. Nur die steilen Mittelhanglagen von über 30° Neigung wurden bis zum Beginn der hirtlosen Galtviehhaltung sporadisch mit Rindern bestoßen (vgl. hierzu a. SPRINGER & SPATZ 1985:158, 161–162). Die Beweidung der steilen Hanglagen war nicht zuletzt durch die ausgeprägte Trittsicher-

heit und Wendigkeit der ehemals aufgetriebenen heimischen Rinderrasse, den sogenannten „Berchtesgadener Katzen“ (Pinzgauer Rind), möglich (vgl. FEHN 1968:51; AMMERER & FEHN 1991:513). So geben BRUGGER & WOHLFARTER (1983:18, zit. nach BLECHSCHMIDT 1989:95–96) allgemein für Kühe eine obere Grenze der Inklination von Weideflächen von ca. 23° an.

Da der Oberhang und vermutlich auch weite Bereiche des Mittelhangs noch nie einer geregelten Beweidung unterlagen, ist davon auszugehen, daß der Bürstlingsrasen auf diesen Flächen selbst schon zur Blütezeit der Almwirtschaft im 19. Jahrhundert oder sogar bereits seit der Frühzeit almwirtschaftlicher Nutzung die wohl vorherrschende Assoziation darstellte, sofern auch in weit zurückliegender Zeit nicht in größerem Umfang gemäht wurde (vgl. SPRINGER & SPATZ 1985:152; SCHIECHTL & STERN 1985:30). Ihre Ausbreitung bis zum Hangfuß dürfte schließlich als direkte Folge der nunmehr jahrzehntelangen hirtelosen Galtviehhaltung zu sehen sein.

Ein Zusammenhang zwischen der auffälligen Zunahme von Blattanbrüchen, insbesondere im Mittel- und Oberhang, seit Anfang der 50er Jahre und der Vegetationsentwicklung ist daher entgegen den in Kapitel 2 dargestellten Vorstellungen verschiedener Autoren nicht erkennbar. Überdies konnte direkt oberhalb von Blattanbrüchen in vielen Fällen nicht unbedingt eine Dominanz horstbildender Arten festgestellt werden, was auch von DOMMERMUTH (1994, 1995a) wiederholt betont wird.

Einen Hinweis auf intensivere Beweidung gibt die erst im unteren Hangdrütel einsetzende deutliche Vergangelung mit verstärktem Auftreten von N-Zeigern wie z. B. *Veratrum album*. Aber auch die horstbildende, feuchte Standorte bevorzugende Rasenschmiele ist in diesen Bereichen anders als in den Mittel- und Oberhanglagen des öfteren anzutreffen. Fördernd auf ihr gehäuftes Auftreten innerhalb der vergangelten Hangpartien dürfte sich von seiten der Standortbedingungen die höhere, langanhaltende Bodenfeuchte infolge von Verdichtung oder Homogenisierung des Solums auswirken (vgl. SCHAUER 1975:5; SPATZ & FRICKE & PROCK 1993). Hinzu kommen die höheren Gehalte an organischen Substanzen der hier anzutreffenden meist tiefgründigen Kolluvien (Kap. 11.2.) und der damit verbundene Anstieg der Feldkapazität.

Die Sukzession in Richtung einer Wald- oder Knieholzgesellschaft wird schließlich durch die extreme Steilheit der Lichtweidefläche weitgehend behindert, wenn nicht sogar verhindert [= arretierte Entwicklung (HILDEBRAND 1994, freundl. mündl. Mitt.)]. Denn trotz des Aufkommens von *Alnus viridis* (Grünerle) sowie sporadischem Anflug von *Larix decidua* (Lärche) und *Picea abies* (Fichte) in beiden Expositionen ist eine rasche Wiederbewaldung der Almlichten in Anbetracht der starken Schneedeckendynamik kaum zu erwarten (vgl. KARL 1961:54; SCHAUER 1975:5). Zwar deutet sich z. B. im zentralen Bereich des NW-exponierten Hanges durch das gehäufte Vorkommen von *Alnus viridis* eine Sukzession zu einem Alnetum viridis (Grünerlengebüsch) an, jedoch lassen verschiedentlich bereits entwurzelte Pflanzen und

zahlreiche Schneeschurfblaiken in unmittelbarer Umgebung die weitere Entwicklung zu einer ausgedehnten Knieholz- oder gar Waldgesellschaft als recht fraglich erscheinen.

Daß die Steilheit der Lichtalmfläche in diesem Zusammenhang einen entscheidenden Faktor darstellt, zeigt sich darin, daß gerade die gegenüber Lawinen und Schneedruck weitgehend unempfindliche Grünerle (KÖRNER & HILSCHER 1978:187) hier nur bedingt Fuß fassen kann. Zudem finden vor allem Lichtbaumarten wie die Lärche infolge der dichten Grasnarbe schlechte Keimbedingungen vor (vgl. SPRINGER & SPATZ 1985:141; MEURER 1992:31). Gerade die harten, sich im Vergleich zu denjenigen anderer Gräser recht langsam zersetzenden Blätter des Bürstlings liegen als schwer durchdringbare Decke auf dem Boden (REISIGL & KELLER 1987:34–35). Somit läßt der Bürstling je nach Deckungsgrad nur wenig Licht und Raum für Gehölzanflug, was den Prozeß der letztendlichen Wiederbewaldung ohnehin, d. h. auch auf schwach geneigten Weidehängen, stark verlangsamt (vgl. SPRINGER & SPATZ 1985:141). Pflanzen mit Ausläufern oder kriechenden Rhizomen wie *Potentilla erecta* können den Raum zwischen den Horsten nutzen. Wo Lücken auftreten, wachsen die Wurzeln Richtung Bodenoberfläche. Daher kann sich die Blutwurz in nahezu allen Nardeten behaupten (REISIGL & KELLER 1987:35, 38).

Günstige Bedingungen zur Keimung der Gehölze finden sich hingegen im unmittelbaren Bereich der Blattanbrüche oder anderer Abtragungsformen. Die auf bzw. am Rande älterer Erosionsflächen denn auch gelegentlich anzutreffenden juvenilen Baum- und Straucharten haben jedoch, wie die Beobachtung zeigt, infolge der starken Schneedeckendynamik zumeist keine Gelegenheit das Stangenholzalter zu erreichen (vgl. MEURER 1992:31). Auch der Umstand, daß zur Vermeidung potentieller Schurfansatzpunkte gelegentlich – wenn auch offensichtlich nicht umfassend – vom Almbauern geschwendet wird, trägt hierzu bei. Besonders eindrucksvoll zeigten sich die Auswirkungen von Schneedeckenbewegungen im Frühjahr 1992. Die mit dem Gleitschneewinter 1991/92 einhergehende starke Schneedeckendynamik führte an verschiedenen Stellen der untersuchten Hänge zum Heraushebeln und zum hangabwärtigen Abschieben einzelstehender juveniler Lärchen, aber auch anderer Gehölze im direkten Umfeld von Blaikenrändern.

Ein sehr anschauliches Beispiel für die Abtragungswirksamkeit von Schneedeckenbewegungen – sei es in Form von Gleitschnee, Schneerutschungen oder Grundlawinen – bieten zwei freistehende Altälchen, die im Verlauf früherer Gleitschneewinter samt ihren Wurzelstöcken vom NW-exponierten Mittelhang bis in das sich am Hangfuß anschließende Königstalmoos abgeschoben wurden. Die Verlagerung der beiden Koniferen wird durch die oben erwähnte Luftbildserie von 1953 bis 1990 in DOMMERMUTH (1994, 1995a) dokumentiert.

Oberhalb von ca. 1670 m – 1680 m ü. NN geht das Nardetum bei zunehmendem Auftreten acidophiler Arten wie

etwa *Vaccinium uliginosum* (Rauschbeere) oder *Vaccinium myrtillus* (Heidelbeere) allmählich in eine Zwergstrauchreiche Gesellschaft (*Vaccinium uliginosum*-Gesellschaft) über, welche bis in eine Höhe von etwa 1850 m ü. NN reicht. Das in dieser Höhenlage durch zunehmende Anteile an sandig, grusig verwitterndem Radioarität kiesel-säurereiche und durchlässigere Substrat, dürfte der sukzessiven Ausbreitung der Zwergsträucher ebenso förderlich sein wie ausbleibende Nutzung und Schwendung (vgl. SPATZ & FRICKE & PROCK 1993).

Das direkte Umfeld der beiden Almkaser wird bis zum Fuß des SW-Hanges von einem ausgedehnten *Rumicetum alpinum* (Alpenampfer-Lägerflur) eingenommen, das in charakteristischer Ausbildung mit Dominanz von *Rumex alpinus* (Alpenampfer) ebenfalls in Hangfußbereichen des stark von Viehgangeln überzogenen NW-exponierten Hanges anzutreffen ist (vgl. SPRINGER & SPATZ 1985:113, Abb. 21). Diese nitrophile hochwüchsige Wildkrautflur markiert die übermäßig stark vom Weidevieh frequentierten Almbereiche. Sie ist die charakteristische Gesellschaft für hütten- bzw. stallnahe Lagerplätze mit nährstoffangereicherten, zumeist tiefgründigen, feuchten bis nassen und intensiv zertretenen Böden, in denen das Wasser folglich nicht mehr ausreichend versickern kann.

Das unmittelbare Anschließen von Lägerfluren und Borstgrasrasen ist auch auf anderen Almen im Nationalpark (Gotzenalm, Priesbergalm) zu beobachten. Nach SPRINGER & SPATZ (1985:152) kann eine solche Erscheinung im Landschaftsbild als Endstadium der unregelmäßig Weidenutzung über Jahrhunderte hinweg bezeichnet werden.

Auf dem NW-exponierten Hang reicht im Anschluß an die von einem *Parnassio Caricetum fuscae* (Braunseggen-Sumpf) unterbrochenen Lägerfluren am Hangfuß eine als *Deschampsia caespitosa*-Stadium zu bezeichnende, nicht mehr eindeutig in pflanzensoziologische Systeme einzuordnende Assoziation bis in eine Höhenlage von ca. 1550 m ü. NN. Das starke Auftreten der Rasenschmiele deutet hier die extensive Beweidung mit oberflächlich verdichteten, sehr feuchten bis nassen und dementsprechend sauerstoffarmen Böden an.

Kann bei geregelter Weidenutzung auf Lichtweiden, abgesehen von einer geringfügigen Tendenz zur Erhöhung der Lagerungsdichte im Oberboden, kein negativer Einfluß auf die Bodenstruktur festgestellt werden (NATIONALPARK BERCHTESGADEN 1993:32; SPATZ 1981; s. a. BOCHTER 1978), so spiegeln diese gestörten Vegetationsverhältnisse doch recht deutlich die Gefügeschäden infolge der unregelmäßig Weideführung auf der Königstalalm wider (s. a. Kap. 11.1.). Das massive Auftreten von *Deschampsia caespitosa* wird zusätzlich durch das selektive Freßverhalten des Viehs und die in dieser Hangpartie verbreiteten humusreichen und somit eine höhere Feldkapazität aufweisenden kolluvialen Akkumulationen gefördert (siehe Kap. 11.1., 11.2.). Als Pflanzenstandort für die Viehernährung besitzen diese Bereiche, wenn überhaupt, so nur äußerst geringe Bedeutung.

Die in dieser Hangpartie zahlreichen Viehgangeln werden infolge des ebenfalls gehäuft auftretens von *Lastrea limbosperma* (Bergfarn) an den Rändern dieser isohypsenparallelen Strukturen sehr auffällig und weithin sichtbar nachgezeichnet.

Oberhalb von ca. 1550 m ü. NN trägt der NW-Hang ein floristisch sehr uneinheitliches *Caricetum ferruginae* (Rostseggenrasen oder Rostseggen-Halde). Der Rostseggenrasen ist eine typische Gesellschaft frischer bis feuchter und tiefgründiger basenreicher Böden aus mergeligem Substrat mit großer soziologischer Mannigfaltigkeit. Entsprechend den hohen Feuchtigkeitsansprüchen ist diese Assoziation flächen- und artenmäßig am reichsten in den niederschlagsreichen Randketten der Alpen (OBERDORFER 1978:200).

Als charakteristische Vertreter dieser Assoziation sind beispielsweise *Carex ferruginea* (Rostsegge), *Polygonum viviparum* (Knöllchen-Knöterich oder Lebendgebärender Knöterich), *Potentilla erecta* (Blutwurz) oder *Anthoxanthum odoratum* (Wohlfriechendes Ruchgras) anzutreffen. Daß diese Gesellschaft trotz saurem Milieu vertreten ist, dürfte außer dem Umstand, daß die feintexturierten, sehr frischen bis feuchten Böden im Sommer nie austrocknen (siehe Kap. 11.1.), auch auf die insgesamt höheren pH-Werte im tieferen Unterboden im Vergleich zu denjenigen des SW-exponierten Hanges zurückzuführen sein (vgl. Tab. 6–15, Kap. 11.3.). So erreicht auch die Basensättigung untersuchter Peda auf diesem Hang in den B-Horizonten teilweise Größenordnungen von fast 50 % bei vergleichsweise hohem Anteil sorbierter  $Ca^{2+}$ -Ionen, was offensichtlich eine ausreichende Nährstoffversorgung der Assoziation sichert (vgl. Tab. 14, Kap. 11.3.9.).

Das häufigere Vorkommen von *Nardus stricta* sowie die lokale Konzentration von *Deschampsia caespitosa* und *Agrostis tenuis* weist auch in diesem Teil des Untersuchungsgebietes neben den weithin sichtbaren, großflächigen Trittblaiken auf die unregelmäßig Weideführung hin.

Auf den Blaikenflächen selbst geht die Wiederbesiedlung – wenn überhaupt – nur sehr langsam von statten. So sind einige Blattanbrüche auf dem SW-exponierten Mittel- und Oberhang bereits seit Anfang der 50er Jahre vorhanden und weiterhin, wenn auch sehr langsam (vgl. Kap. 12.), in Ausweitung begriffen (siehe DOMMERMUTH 1994:132–139, 1995a). Nivation aber auch Viehtritt behindern nicht nur die Wiederbewaldung, sondern auch die Wiederbesiedlung der Blaiken. Zudem sind im Bereich der Abtragungsformen, gerade auf dem SW-exponierten Hang, die skelettreichen, dichtgelagerten, von Stauwasser beeinflussten Unterböden (siehe Kap. 11.1.) freigelegt. Geringe  $O_2$ -Diffusionsraten kennzeichnen folglich diese Standorte. Darüberhinaus sind auf den Blaiken des SW-exponierten Hanges in vielen Fällen Steinpflaster ausgebildet (Kap. 12.).

So finden sich auf den Blaiken Arten, die in der Mehrzahl steinige Triften, Felsschutt aber auch feuchtere Substrate als Standorte bevorzugen. Neben Arten wie z.B. *Plantago atrata* (Berg-Wegerich), *Chrysanthemum leucanthemum* (Wiesen-Wucherblume), *Rhinanthus glacia-*



**Abb. 8:** Konzentration von *Deschampsia caespitosa* auf kolluvialen Ablagerungen unterhalb eines Blattanbruches. Die Akkumulationen von Solumsediment durch abgetragene Bodenschollen und sekundär verspültem Material unterhalb der Blattanbrüche bieten der feuchteliebenden Rasenschmiele günstige Standortbedingungen. Die höheren Anteile an organischer Substanz bis in größere Tiefe und das gestörte Bodengefüge erhöhen die maximale Haftwassermenge des schluffig-lehmigen Solums und bedingen somit eine länger andauernde hohe Bodenfeuchte. Die Aufnahme zeigt weiterhin das sporadische Vorkommen von *Veratrum album*, was auf lokal höhere Konzentrationen von pflanzenverfügbarem Stickstoff innerhalb des bodensauren Magerrasens hinweist.

*lis* (Klappertopf), *Polygala alpestris* (Alpen-Kreuzblume), *Pimpinella (saxifraga) alpina* (Kleine Bibernelle), *Hypericum maculatum* (Geflecktes Johanniskraut), *Ajuga pyramidalis* (Pyramiden Günsel), *Campanula scheuchzeri* (Scheuchzer's Glockenblume) oder *Galium hircynicum* (Felsen- oder Harzer-Labkraut) tritt vor allem *Tussilago farfara* (Huflattich) mit zum Teil höherem Deckungsgrad auf. Durch sein Aerenchym sowie lange Ausläufer ist der Huflattich als Pionierpflanze sehr gut an bewegten Schutt und Luftmangel angepaßt. Im Bereich von kolluvialen Akkumulationen unmittelbar unterhalb von Blaiken bedingt der ausgeglichene Wasserhaushalt häufig eine Konzentration von *Deschampsia caespitosa* und *Agrostis tenuis* (Abb. 8).

Mitunter erfolgt eine sukzessive Wiederbesiedelung der Blaiken, wie es auch KARL (1961:60) für Blattanbrüche in den Allgäuer Alpen beschreibt, durch Anwurzeln von abgetragenen Rasen- bzw. Bodenschollen. Vollständig begrünete Blaiken von größerem Umfang können verschiedentlich in den tieferen Mittel- und Unterhanglagen beobachtet werden. Die Akkumulation von Solumsediment auf ehemaligen Abtragungsf lächen in diesen Hangpartien bietet hierfür offenbar günstige Voraussetzungen. Dabei ist nicht auszuschließen, daß die Wiederbegrünung einiger ehemaliger, anhand des Mikroreliefs noch deutlich erkennbarer Blattanbrüche eine Folge von

länger zurückliegenden Almpflegemaßnahmen, etwa durch Aufbringung von Bodenmaterial, Düngung oder Aussaat von Wildheublumen, ist.

## 10 Almwirtschaft

### 10.1 Allgemeiner Überblick

Bereits im 12. Jahrhundert erstreckte sich im Gebiet zwischen Jenner und Gotzen das wichtigste Almgebiet der Berchtesgadener Alpen. Wahrscheinlich nahm der Aufschwung der Berchtesgadener Almwirtschaft im Jahre 1120 nach der Gründung des Augustinerchorherrenstifts Berchtesgaden seinen Anfang. Jedoch liegen erst aus der Zeit um 1400 gesicherte Nachweise über das Bestehen von Almen in Form von Erbrechtsbriefen vor (FEHN 1968; BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983: 8–10; s. a. KÜFNER 1994:189). Folgt man den Ausführungen von AMMERER & FEHN (1991:515–520) sowie von AMMERER (1991:686–687), so dürften Anzahl und Ausdehnung der Almen im Jennergebiet zu diesem Zeitpunkt bereits den gegenwärtigen Verhältnissen entsprechen haben. Eine früheste Urkunde, welche die Existenz von Almen im Berchtesgadener Land erwähnt, stammt aus dem achten nachchristlichen Jahrhundert (FEHN

1968:37; BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983: 8–10; KÜFNER 1994:189). Aufgrund der Tatsache, daß der darin erwähnte Namen „Gauzo-Alm“ in älteren Arbeiten (HAUTHALER 1898; VON RIEZLER 1913, zit. nach FEHN 1968:37) mit der östlich des Königssees gelegenen Gotzenalm in Zusammenhang gebracht wird, muß nach BOCHTER & NEUERBURG & ZECH (1983:8) mit einer knapp 1200-jährigen weidewirtschaftlichen Beeinflussung des Gebietes zwischen Jenner und Gotzen gerechnet werden. Auch wenn dieser Zusammenhang durch die Arbeiten anderer Autoren nicht unbedingt Bestätigung findet (s. hierzu FEHN 1968:37–39), kann von einer mindestens 800-jährigen almwirtschaftlichen Nutzung im Jennergebiet ausgegangen werden.

Auch hier hat die Almwirtschaft wie in vielen Teilen des Alpenraums vor allem in den vergangenen Jahrzehnten eine deutliche Umstrukturierung erfahren. Diese Wandlung ist in erster Linie in einer sich verschlechternden Personalsituation nach 1945 infolge der Kriegsauswirkungen sowie der aufkommenden Tourismusbranche ab den 50er und 60er Jahren begründet (siehe GOSE 1987). Es wurde für den Almbauern immer schwieriger, qualifiziertes Almpersonal zu finden, das vor allem Bereitschaft zeigte, für vergleichsweise geringen Lohn den Sommer über unter harten Arbeitsbedingungen auf die Alm zu gehen (KÜFNER 1994:196). Auf der anderen Seite waren die für das Almpersonal unattraktiven Löhne für den wirtschaftenden Bauern sehr hoch, da sie in keinem Verhältnis zu den relativ kleinen Viehherden standen. Während vor 1939 durchweg noch ausgebildetes Personal die Almen im Berchtesgadener Land betreute, so wurde diese Arbeit nach dem Krieg zunehmend von Familienangehörigen der Almbauern übernommen (FEHN 1968:54). Aber auch hohe Bewirtschaftungskosten zur Instandhaltung der Almgebäude und Almwege, und die Tatsache, daß viele Almbauern im Berchtesgadener Raum nur kleine Talgüter mit 8–12 ha landwirtschaftlicher Nutzfläche bewirtschaften, spielten hierbei eine Rolle. Denn die kleinen Talgüter sind durchweg Nebenerwerbsbetriebe, für die es sehr schwierig ist, ohne ausreichendes Personal den zusätzlichen Zeit- und Arbeitsaufwand zur Almbewirtschaftung zu leisten (vgl. KÜFNER 1994:195). Arbeitsextensivierung und Brache waren die Folgen. Kann für die Jahre 1953/54 davon ausgegangen werden, daß zumindest im Nationalparkgebiet jeder Almbauer noch eigenes qualifiziertes Personal zur Behirtung und Pflege der Weiden zur Verfügung hatte, sind 1989 von 60 bestoßenen Almen im Landkreis Berchtesgadener Land 21 ohne jegliches Personal (WY SOCKI 1991:433). Aber bereits seit der Blütezeit der Almwirtschaft in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts verringerte sich die Anzahl der Almen im Gebiet des Nationalparks bis 1929 um etwa die Hälfte. Allerdings wurden in diesem Zeitraum nur sehr hochgelegene und folglich schlecht erreichbare Almen aufgegeben (siehe DOMMERMUTH 1994:101, 103, Abb. 18).

Um dieser allgemeinen, für die Almwirtschaft negativen Entwicklungstendenz entgegenzuwirken, wurden seit 1966 verschiedene Fördermaßnahmen ins Leben gerufen. So begann das Bundesland Bayern, als in den Jah-

ren 1969/70 der Tiefstand des Rinderauftriebs erreicht war und Bedenken über den Fortbestand der Almwirtschaft aufkamen, beispielsweise mit der Älpungsprämie für Jungvieh. Zwei Jahre später beteiligte sich auch der Landkreis Berchtesgadener Land mit der Gewährung einer zusätzlichen Auftriebsprämie (KÜFNER 1994:196). Im Jahre 1989 wurde das Bayerische Kulturlandschaftsprogramm verabschiedet (BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN 1989), das u. a. die finanzielle Förderung der Unterhaltung und der Neuerrichtung von Almgebäuden sowie von Behirtung und Almpflegemaßnahmen beinhaltet (s. a. ALMWIRTSCHAFTLICHER VEREIN OBERBAYERN 1993:60). Durch diese Maßnahmen bleibt die Zahl der bestoßenen Almen derzeit zumindest konstant. Die Zahl des Almpersonals wie auch die Anzahl der aufgetriebenen Rinder hat sich seit etwa 1970 stabilisiert (WY SOCKI 1991:431; GRÖSS 1992:67; DOMMERMUTH 1994:103–104). Nach KÜFNER (1994:196–197) zeigt die Zahl des Almpersonals gegen Ende der 80er Jahre sogar steigende Tendenz.

Mit dem Inkrafttreten der Verordnung über den Alpen- und den Nationalpark Berchtesgaden vom 8. Juli 1978 am 1. August 1978 auf der Grundlage des Bayerischen Naturschutzgesetzes (BayNatSchG) Art. 8, Abs. 1 und 4 aus dem Jahre 1973 (s. hierzu a. ZIERL 1981) blieb die rechtstitelmäßige Ausübung der Licht- und Waldweiderechte im neu errichteten Nationalpark weiterhin erlaubt. Es handelt sich um alte Rechte nach dem Gesetz über die Forstrechte (FoRG) vom 3. April 1958, welche die notwendige Bestoßung der Almen zur Durchfütterung eines bestimmten Viehbestandes der Talbetriebe und somit ihren Erhalt gewährleistete. Wenn auch die Beweidung zu einer wesentlichen Änderung der natürlichen Vegetationsentwicklung führt und daher den Zielen eines großräumigen Naturschutzes (i. S. eines Nationalparks) grundsätzlich entgegen steht, wurde mit Rücksicht auf die wirtschaftlichen Belange der Talbetriebe und die Erholungsfunktion der Almlichten – wie in Kap. 4 bereits dargelegt – die pflegliche Nutzung der Lichtweideflächen zugelassen.

Die Tatsache, daß die Berglandwirtschaft heutzutage, gerade im Hinblick auf den Erhalt der Kulturlandschaft, aber auch alter bäuerlicher Traditionen, an Bedeutung gewinnt (ZIERL 1987: 180–181) und weniger als ökonomischer Faktor zu sehen ist (vgl. NESTROY 1984:68), zeigt sich u. a. im Vergleich mit der Zahl der aufgetriebenen Rinder und dem Rinderbestand im Landkreis. Denn eine seit Beginn der 70er Jahre relativ konstante Zahl von ca. 1600 aufgetriebenen Tieren steht einem Gesamtbestand von z. B. 36 850 Stück im Jahre 1988 entgegen (WY SOCKI 1991:431–432). So äußerte sich NESTROY (1984:68) bereits vor über einem Jahrzehnt dahingehend, daß die tiefgreifende Umstrukturierung im Bereich der Wirtschaftsform Alm in den letzten Konsequenzen noch nicht abzusehen ist und in einer Wiederentdeckung und Neubewertung der Alm ausmünden wird. Jedoch stellt letztendlich auch der Erhalt der Kulturlandschaft durch den Almbauern einen nicht zu unterschätzenden ökonomischen Faktor für den alpinen Raum dar. Denn die Landwirtschaft pflegt so das für den Tourismus lebenswichtige „Produktionsmittel Landschaft“ (KIENHOLZ 1977:41).

Damit die Beeinträchtigung der vorrangigen Aufgabe eines großflächigen Naturschutzes wie auch der wissen-

schaftlichen Beobachtung aber möglichst gering gehalten wird, ist die Nationalparkverwaltung gemäß § 10 Abs. 1 der Verordnung über den Alpen- und den Nationalpark Berchtesgaden bestrebt, wo nötig, eine Bereinigung der Waldweiderechte durch Trennung von Wald und Weide im Einvernehmen mit dem Almbauern durchzuführen (s. a. KÜFNER 1994:200). Denn einer Gesamtfläche des Nationalparks von 21000 ha stehen 4350 ha gegenüber, die mit Almweiderechten belegt sind. Davon sind 2350 ha – also 54 % – Waldweidefläche. Zum Ausgleich werden der Almwirtschaft im Gegenzug Ersatzflächen zur Verfügung gestellt. Dabei erfolgt die Aufstockung der Lichtweideflächen selbst in Form von Rodungsflächen innerhalb des Nationalparks (ZIERL 1987: 180). In den letzten Jahren konnte auf diese Art und Weise bereits auf mehreren Almen und in verschiedenen Heimweidebezirken eine erfolgreiche Bereinigung durchgeführt werden. Eine mehrere hundert ha große Waldweiderechtsfläche konnte somit freigestellt werden (KÜFNER 1994:200).

Im Rahmen einer effektiven und pfleglichen Nutzung der Lichtweideflächen ist weiterhin die Verwendung von Mineraldüngern und Herbiziden zulässig, soweit keine Auswirkungen auf Lebensgemeinschaften außerhalb der Almlichter zu befürchten sind. Dies muß nach SPATZ (1981:51) gerade im Hinblick auf die Abtragungsgefährdung der Almböden als positiv bewertet werden. Denn die gedüngte Weidenarbe besitzt eine wesentlich höhere Regenerationsfähigkeit als eine ungedüngte. Treten auf einer gedüngten, kleereichen Weidenarbe Bodenschädigungen etwa infolge von Viehtritt auf, verheilen sie nach SPATZ (1981:51) innerhalb weniger Wochen, während sie auf einer unproduktiven Extensivweide jahrelang sichtbar sind. Besonders günstig wirkt sich in diesem Zusammenhang die Düngung bei gleichzeitig geregelter Beweidung (Umtriebsweide) aus. Auch die Wiederbegrünung von bereits vorhandenen Erosionsflächen verläuft wesentlich schneller, wenn gedüngt wird.

## 10.2 Königstalalm

Die Königstalalm, als eine von insgesamt 11 heute noch bewirtschafteten Almen im Jennergebiet, dient in den Monaten Juli und August als Hochleger (Leger = alemannisch für Staffel). Damit gehört die Königstalalm zu denjenigen Großalmen im Jennergebiet, die ein Zwei- oder Dreistaffelsystem mit Nieder-, Mittel- und Hochlegern ausgebildet hatten (AMMERER & FEHN 1991:519), um während des Almsommers eine bessere Anpassung an die Vegetationsentwicklung der verschiedenen Höhenstufen zu erzielen. Sie erstreckt sich über eine Höhenlage zwischen ca. 1500 m und 1850 m ü. NN. Die entsprechenden Niederleger der zum Zweistaffelsystem zählenden Königstalalm sind die Krautkaseralm und die mit 83 Weidetagen die längste Beweidungsdauer aller Niederleger im Jennergebiet aufweisende Wasserfallalm (BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:20).

Die Lichtweideflächen dieser sogenannten Berechtigungs- oder Servitutsalm nehmen mit 60,49 ha etwa

22 % der Gesamtweidefläche ein (Licht- und Waldweide). Die Almrechte sind an das Talanwesen gebunden. Der Almbauer ist nicht Eigentümer der Weideflächen, sondern besitzt lediglich die Berechtigung zum Auftrieb einer festgesetzten Anzahl von Weidetieren, zur Unterhaltung eines Almkasers und zur Entnahme von dafür notwendigem Holz aus dem Wald (siehe z. B. SONNTAG 1989:20; KÜFNER 1994:192). Die gegenwärtige Berechtigung lautet auf 47,1 Großvieheinheiten (GVE) bei 68 Weidetagen.

Infolge der Arbeitsextensivierung im Laufe der vergangenen Jahrzehnte zeigt die Auftriebsentwicklung (Abb. 9), wie generell im bayerischen Alpenraum, eine deutliche Verlagerung in Richtung einer stärkeren Galtviehhaltung. Unter dem Begriff Galtvieh (galt = trocken) wird im allgemeinen Vieh verstanden, das keine Milch liefert, so etwa Jungrinder, Ochsen und Bullen unter Umständen aber auch Schafe und Pferde (AMMERER & FEHN 1991:515). Auf der Königstalalm sind es vor allem Jungrinder, die im Vergleich zur Kuh auch Futter mit geringerer Qualität annehmen.

Die arbeitsintensive, einen höheren Personalaufwand bedingende Pflege der Lichtweide zur Erhaltung einer hohen Futterqualität und die damit in Zusammenhang stehende Beaufsichtigung des Viehs (Abtrieb von steileren Hangpartien bei Nässe zur Vermeidung von Bodenverdichtung, Gefügerstörung oder Narbenversatz und geregelter Weideumtrieb zur Vermeidung eines partiellen Überbesatzes und Selektion) kann daher weitgehend entfallen. Zudem müssen die Tiere nicht gemolken werden. Die ebenfalls arbeitsaufwendige Milchverarbeitung zu Butter und Käse oder der rasche Abtransport der unverarbeiteten Milch ist nicht mehr notwendig. Darüberhinaus können anstelle einer Kuh mehrere Jungrinder aufgetrieben werden (1 Jungvieh von einem bis zwei Jahren = 0,7 GVE, 1 Jungvieh unter einem Jahr = 0,3 GVE), die auf wesentlich steileren Hängen weiden (32° – 35°) als Kühe (BRUGGER & WOHLFARTER 1983:18, zit. nach BLECHSCHMIDT 1989:95–96).

Die mit der hirtelosen Galtviehhaltung im allgemeinen einhergehende Bodenbelastung und Zunahme der Blaukeimbildung zeigt sich sehr deutlich im Bereich der NW-exponierten Mittel- und Unterhangpartien der Königstalalm. Durch das Ausbleiben eines der Witterung und der Vegetation angepaßten Weideumtriebes sowie einer aufgrund von Zeit- und Personalmangel zu kurz kommenden Almpflege sind dort vom Beginn der 60er Jahre an (vgl. mit Abb. 9) bis zum heutigen Zeitpunkt zahlreiche Trittblaiken entstanden (s. hierzu DOMMERMUTH 1994:134–139, Abb. 29 A – E). Vordem weist dieser Almbereich keinerlei nennenswerte Schädigungen durch Viehtritt auf.

Da das Galtvieh weitgehend sich selbst überlassen ist, wird dieser Almbereich mit den bedeutend schmackhafteren Futterpflanzen der Rostseggen-Halde bevorzugt aufgesucht. Dieser lokale Überbesatz wird zusätzlich durch die Aufnahme von Pensionsvieh gefördert, welche auch auf Berechtigungsalmen innerhalb des Rechtstitels erlaubt ist. Der Mitauftrieb von Fremdvieh bei nicht aus-

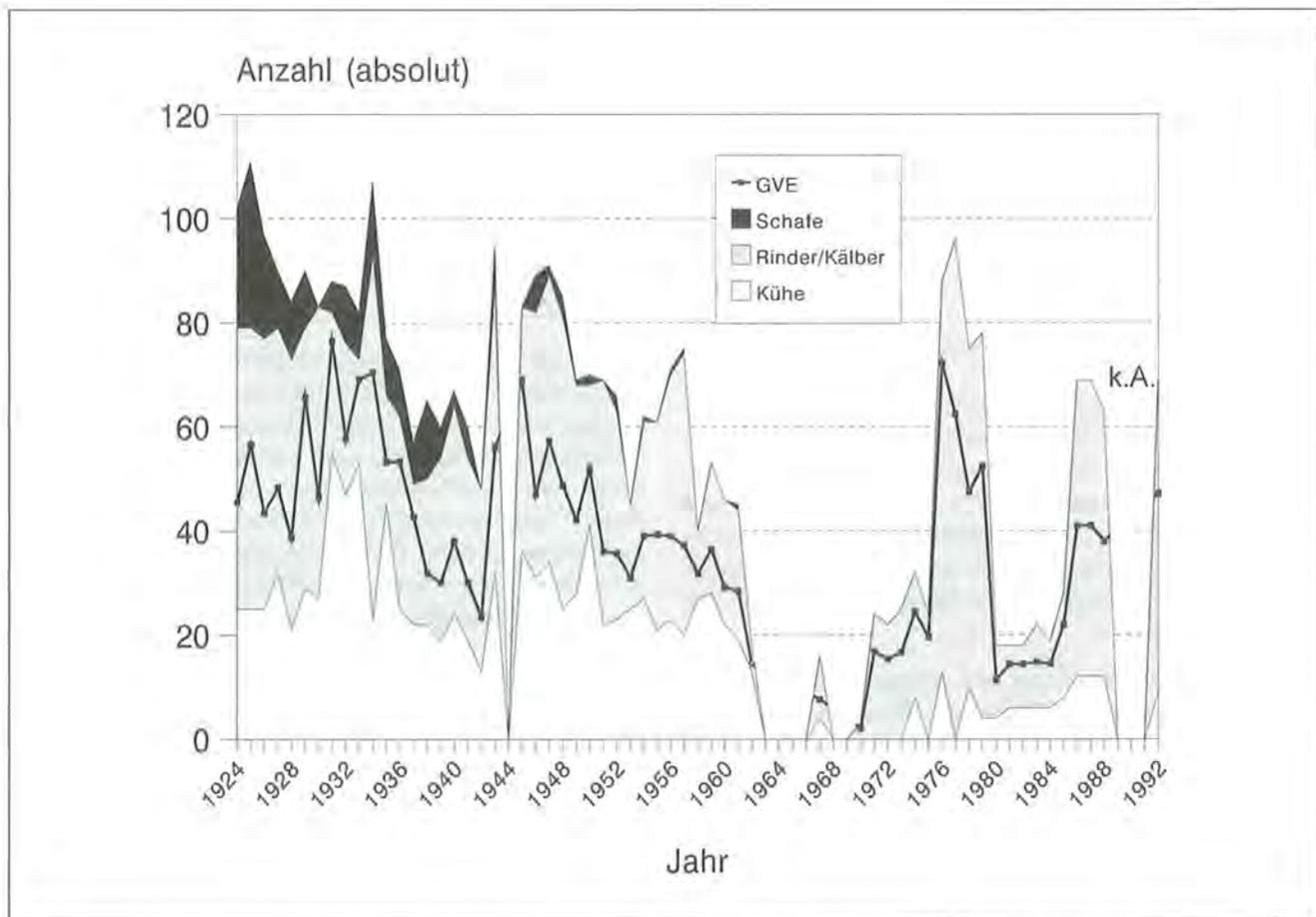


Abb. 9: Auftriebsentwicklung auf der Königstalm (Quellen: Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, DOMMERMUTH 1995a).

reichendem eigenen Viehbestand ist im Hinblick auf eine gleichmäßige Weideauslastung prinzipiell als durchaus sinnvoll zu werten, jedoch nur unter der Voraussetzung einer pfleglichen Almnutzung mit geregelter Weideführung (KÜFNER 1994:196).

Die bis zu 650 m<sup>2</sup> großen Blaiken – es handelt sich um die größten Viehtrittblaiken im gesamten Nationalpark (CAMRATH 1995) – sind nahezu isohypsenparallel entlang der Viehgangeln orientiert. Dabei führten Schneeschurf und die anhaltende Trittbelastung zu ihrer Ausweitung. Wie die Beobachtung zeigt, wird das bereits sehr stark geschädigte, vegetationslose Solum auch während feuchter Witterungsperioden immer wieder vom Vieh betreten. Neben einer völlig zerstörten, d. h. homogenisierten natürlichen Bodenstruktur finden sich auf diesen, in Anlehnung an HORN (1984, 1985) stellenweise nur mehr als „Morast“ zu bezeichnenden Flächen zahlreiche, bis zu mehrere Dezimeter tiefe, wasserstauende Trittlöcher. Als Standort wertvoller Futterpflanzen dürften diese Bereiche über einen langen Zeitraum keine Bedeutung mehr besitzen. Auch von Schneemassen weit hangabwärts geschobene größere Felsbrocken weisen in diesen Hangbereichen auf die, mit der Galtviehhaltung einhergehende, nur unzureichende Almpflege hin. Ihr Transport hinterließ tiefe Schurfgrinnen im lehmigen Solum (vgl. ZWECKL & SPANDAU 1987:127).

Wenngleich bereits zu Beginn der 50er Jahre Blattanbrüche auf der SW-exponierten Untersuchungsfläche

auftraten (siehe DOMMERMUTH 1994, 1995a), ist auch bei diesem Blaikentyp, wie oben erwähnt, eine überaus deutliche Zunahme seit Beginn der Arbeitsexensivierung festzustellen. Unter Berücksichtigung der Ausführungen über die Vegetationsentwicklung auf diesem Hang, erscheint das Ausbleiben von Maßnahmen, die unter der Bezeichnung Almpflege subsummiert werden können, wiederum als ein wesentlicher Faktor.

## 11 Böden

### 11.1 Bodentypen

Als charakteristischer Bodentyp für mergelig-kieselige Verwitterungsprodukte des Jura im bayerischen Alpenraum ist die oligotrophe (saure, basenarme) Braunerde mit qualitativen Modifikationen durch zusätzliche Merkmale anderer Bodentypen auch im Untersuchungsgebiet verbreitet. Die Basensättigung (V-Wert) der B-Horizonte in SW-Exposition liegt ausnahmslos unter 20 %. (siehe Kap. 11.3., Tab. 6–11). Im Bereich der NW-exponierten Untersuchungsfläche erreicht ihre Basensättigung zum Teil Werte von  $\pm 50$  % (Tab. 14), so daß dort im kleinräumigem Wechsel neben sauren auch mittelbasische Braunerden mit V-Werten zwischen 20 % und 70 % auftreten. Dabei handelt es sich hauptsächlich um hydromorphe Subtypen in verschiedenen Varietäten

(quantitative Modifikationen) und Subvarietäten (unterschiedliche Erosionsstadien, Akkumulationen von Solumsediment). Im Bereich des SW-exponierten Oberhanges treten podsolige und podsolierte Subtypen ebenfalls mit graduellen Merkmalsunterschieden und in verschiedenen Subvarietäten hinzu.

Kennzeichnend für die überwiegende Mehrzahl der angesprochenen, tiefgründigen Braunerde-Profile auf der Königstalalm wie auch für diejenigen auf vielen anderen Almstandorten im Nationalpark ist die relativ helle, bräunlichgelbe (10YR 6/4 bis 6/6), im feuchten Zustand (~ Wassersättigung bei Feldkapazität) zumeist gelblichbraune (10YR 5/4 bis 5/6) Färbung der subpolyedrisch strukturierten B-Horizonte (Abb. 10). Lediglich zum SW-exponierten Oberhang hin weisen die Unterböden aufgeschlossener und erbohrter Braunerde-Peda eine zunehmend rötliche Färbung auf. Die Verschiebung des MUNSELL-Farbtons (hue-Wert) von 10YR nach 7.5YR dürfte auf steigende Anteile an bräunlich- bis violettrot pigmentierten Verwitterungsrückständen des im Oberhangbereich anstehenden roten Radiolarits in den quarzären Deckschichten beruhen.

Mit einem Anteil der Kornfraktionen 2–63 µm von bis zu 63,0 Gew.-% (46,4 % – 63,0 %) am Feinboden und zwischen 40,3 % und 50,6 % am Gesamtboden bis 63 mm sind die Braunerde-B-Horizonte in den Mittel- und Unterhanglagen insgesamt als schluffreich zu charakterisieren (vgl. RICHARD & LÜSCHER & STROBEL 1978a:21). Geringere Schluffanteile (30 % – 40 % bezogen auf die Fraktionen < 2 mm) wurden nur bei einigen Proben aus B-Horizonten des SW-exponierten Oberhanges ermittelt. Somit ergeben sich im Hinblick auf die Körnungsanalysen, die SCHAUER (1975:16) sowie BLECHSCHMIDT (1989:42–43) von Blaikendstandorten im Bereich jurassischer sowie kretazischer Sedimente, z. B. aus den Allgäuer Alpen, den Tegernseer Bergen und dem Karwendel liefern, für die überwiegende Mehrzahl beprobter Braunerde-Peda durchaus vergleichbar hohe Schluffanteile.

Dabei läßt der hohe Schluffgehalt, vor allem aber die auffallend gelblichbraune Farbe der meisten B-Horizonte – wie bereits in Kap. 7.2. angesprochen – einen größeren Anteil an äolischen Fremdkomponenten im Ausgangssubstrat vermuten. Die Färbung des Solums ist daher nicht unbedingt als ausschließliche Folge der Pedogenese zu sehen. Andererseits handelt sich in Anbetracht von Gefügemorphologie und bodenchemischen Kennwerten (siehe Kap. 11.2. und 11.3.) sicherlich nicht um schwach ausgebildete Übergangsformen zur Braunerde oder gar um Böden mit Ah-C-Profil (Regosole), deren bräunliche Farbtöne und lehmige Bodenarten ein Braunerdestadium, d. h. phänotypische Merkmale dieses Bodentyps, vortäuschen, welche jedoch lediglich auf der Substratfarbe und möglicherweise vorverwitterten äolischen Komponenten beruhen (siehe Diskussion bei PLASS 1966, 1968, 1981; BARGON et. al 1971; FRIED 1984:72–73; HEINRICH 1989:50–51).

Die in NW-Exposition aufgeschlossenen Braunerde-Peda sind trotz gleicher geologischer Situation (siehe HAHN 1985) zumeist deutlich feinkörniger, d. h. toniger texturiert als diejenigen auf dem SW-exponierten Hang. So umfassen die Bodenarten der B-Horizonte in zuletzt genannter Exposition vornehmlich die Gruppen lehmiger

Schluff bis schluffiger Lehm (UI – Lu), auf dem NW-exponierten Hang die Gruppen schluffiger Lehm bis toniger Lehm (Lu – Lt). Dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die Deckschichten des NW-exponierten Hanges höhere Anteile an solifluidal eingemischtem Feinmaterial glazialen Ursprungs enthalten. Dafür spricht z. B. die Tatsache, daß sich die im Königstal aber auch in anderen Bereichen des Hagengebirgswestrandes nachweisbaren Lokalmoränen überwiegend aus verstreuten gröberen Gesteinsblöcken in pelitischer Matrix zusammensetzen (HAHN 1985:92). Sie werden dadurch häufig als Wasserstauer wirksam. Königstal-Moos, Priesberger Moos oder Seeleinsee bieten hierfür anschauliche Beispiele (siehe LANGENSCHIEDT 1994: 68). In der, aus solifluidaler Vermischung von Verwitterungsprodukten des Anstehenden mit unsortiertem, Psephite aus Dachsteinkalk führendem glazialen Material resultierenden Inhomogenität der Hangschutte dürfte auch der relativ kleinräumige Wechsel von oligotrophen und mesotrophen Braunerde-Peda in dieser Exposition begründet sein.

Im Durchschnitt erreichen die B-Horizonte eine Mächtigkeit von ca. 20–50 cm. Sie entspricht stets der im Aufschluß jeweils hangenden Deckschicht. Mit relativ scharfer, mitunter welliger Begrenzung folgt ein zumeist ebenfalls stark, wenn auch deutlich weniger schluffhaltiger, IIBC-Übergangs-Horizont (im Durchschnitt ca. 48,0 % Schluff in der Fraktion < 2 mm), in welchem bereits die dunklen Farben der C-Horizonte bzw. jurassischen Sedimente dominieren, aber noch morphologische Merkmale typischer Braunerde-B-Horizonte (z. B. subpolyedrisches Gefüge) auftreten. Auch vergleichsweise hohe Gehalte an oxalatlöslichem Fe und organischer Substanz sowie sehr niedrige pH-Werte (Kap. 11.2., 11.3.) weisen trotz der vom Ausgangssubstrat geprägten Bodenfarbe auf bereits tiefgreifende pedogenetische Prozesse und den Übergangscharakter dieses Horizontes hin. Folgt man den Ausführungen von VEIT (1988:131–135), so kann davon ausgegangen werden, daß schon im Spätglazial eine schnelle und tiefreichende Entkalkung, d. h. eine intensive Vorverwitterung des schluffreichen Hangschuttetes, stattgefunden hat.

In SW-Exposition sind die BC-Horizonte mittel bis sehr stark skeletthaltig (> 30 Gew.-%). Im Bereich der NW-exponierten Untersuchungsfläche werden lediglich Skelettanteile von bis zu 15 Gew.-% erreicht. Durch dunklere Färbung und einen Wechsel des Skelettgehaltes oder der Bodenart deutlich abgegrenzt folgt der fließend in das Anstehende übergehende mCv- bzw. ICv-Horizont mit polyedrischem bis kohärentem Gefüge der Feinbodenmatrix.

Die Pseudovergleitung der Braunerden auf den zwischen 30° und 40° geneigten Untersuchungsflächen tritt stets in Form einer diffusen Rostfleckung des Unterbodens in Erscheinung. Häufig ist die sehr kleinflächige, bei den Böden in SW-Exposition stellenweise diskontinuierlich auftretende Rostfleckung des Aggregatzentrums an der Profilwand nur undeutlich erkennbar. Die feiner texturierten Böden des NW-Hanges zeigen insgesamt eine etwas intensivere introvertierte Rostfleckung in größerer Verteilungsdichte.

Eine fahlgrau-rostfarbene marmorierte Stauwassersohle (Staukörper) wie auch eine Stauzone (Stauäseleiter) mit gebleichten Aggregatoberflächen als phänologische Charakteristika typischer Plateau-Pseudogleye sind an den Profilwänden in beiden Expositionen kaum oder nicht zu differenzieren. Nur bei wenigen Profilen lassen sich einige deutlich gebleichte Sektionen (2,5Y 7/4, feucht) innerhalb der B-Horizonte erkennen. Die nicht selten kohärente Struktur von Cv-Horizonten kann als profilmorphologisches Indiz für eine Stauwassersohle von nur geringer Durchlässigkeit gewertet werden (Sd-Horizont). Fe/Mn-Oxidkonkretionen als Kennzeichen einer ausgeprägten, vergleichsweise wasserdurchlässigen Stauzone mit periodischer Staunässe (i. S. von BLUME 1968a:188) und raschem Wechsel zwischen Naß- und Trockenphase fehlen jedoch bei allen angesprochenen Profilen.

Die Ausprägung der redoximorphen Merkmale spricht somit in charakteristischer Weise für einen Bodenwasserhaushalt, der sich infolge eines hohen Niederschlagsangebotes sowie einer textur- und strukturbedingt geringeren Wasserleitfähigkeit des Solums gegenüber gut durchlässigen SW-Horizonten durch ein

weitgehendes Ausbleiben von Trockenphasen und einen langsamen Wechsel zwischen Naß- und Frischphase auszeichnet. Folgt man den Vorstellungen von BLUME (1968a:209, 1968b:130), diffundiert unter solchen Bedingungen das bei temporärer Wassersättigung unter Reduktion gelöste und lateral ins Aggregatinnere verlagerte Eisen und Mangan mit beginnender Entwässerung – dem neuen Tensions- und Redoxgradienten folgend – weit in Richtung der Aggregatoberfläche zurück. Da das reduzierte Fe und Mn nur sehr zögernd mit Sauerstoff in Kontakt kommt, verteilt es sich über einen größeren Bereich des Intraaggregatraumes. Die Ausprägung der introvertierten Verrostungen spricht weiter dafür, daß Phasen der Wassersättigung zeitweilig länger anhalten. Denn bei nur wenigen Tagen andauernder Sättigung wird sich nach Auffassung von BLUME (1968b:130–131) Fe und Mn gar nicht erst bis zum Aggregatzentrum ausbreiten. Die Soluten werden bereits vorher durch erneute Austrocknung zur Umkehr gezwungen. In derartigen Fällen bleiben Rostflecken nahe der Aggregatoberfläche und das Aggregatzentrum verbraunt.

Für das Vorherrschen wechselfeuchter Standortverhältnisse sprechen profildiagnostisch jedoch nicht nur diffus



**Abb. 10:** Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moderbraunerde. Dieses für den SW-exponierten Hang der Königstalalm typische Braunerde-Pedon mit einem Ah-(Sgw)Bv-II(Sgw)BvlCv-III(Sd)Cv/IIImCv-Profil wurde in einer Höhenlage von 1590 m ü. NN unmittelbar oberhalb der Abtragungsfrente eines größeren Blattanbruches aufgeschlossen (= Profil 1, Kap. 11.3.1.). Der sprunghafte Wechsel der Bodenfarbe zwischen dem B- und BC-Horizont in einer Solumtiefe von 24 cm beruht auf der geologischen Schichtung des Profils, welches auf der Aufnahme eine gewisse Ähnlichkeit mit demjenigen einer Parabraunerde aufweist. Eine Lessivierung des Bodens fand jedoch nicht statt. Dies zeigt bereits die Tongehaltsdifferenz von lediglich 1,6 % zwischen B- und BC-Horizont (siehe Kap. 11.3.1., Tab. 6). Der helle, gelblichbraune Farbton des schluffreichen B-Horizontes (Tab. 6) läßt einen höheren Anteil an äolischen Fremdkomponenten vermuten. Die schollenförmige Abtragung des Solums erfolgt entlang der Substratgrenze, wobei das dunklere Material der liegenden, mehr als 20 % skelettreicheren Deckschicht die Oberfläche der Blaike bildet. Sie entspricht in etwa dem in Abb. 4 (3) schematisch dargestellten Blattanbruch. Die nur sehr diffus, in geringer Verteilungsdichte und im Falle dieses Profils diskontinuierlich auftretende Rostfleckung des Solums ist auf der Aufnahme nicht erkennbar.

verteilte Rostfleckungen im Aggregatinnern und das Fehlen konkretionärer Oxidationssektionen, sondern auch die mitunter auffallend leuchtend rötlichgelbe bis orangene Färbung von introvertierten Verrostungen (7.5YR 6/8, feucht). Sie ist Hinweis für die Präsenz von Lepidokrokid ( $-\text{FeOOH}$ ), dem typischen pedogenen Fe-Mineral stauwasserbeeinflusster, carbonatfreier Ton- und Lehmböden mit gehemmter  $\text{O}_2$ -Zufuhr.

In Anbetracht der extremen Hangneigungen ist davon auszugehen, daß textur- und strukturbedingt sowohl langsam ziehendes Hangstauwasser (BLUME 1973:189) als auch Haftnässe profilprägend wirksam sind (Haftnässe-Stauwasser-Pseudovergleyung). Und zwar insofern, als der im Aufschluß gemäß AG BODENKUNDE (1982) soweit visuell erfaßbare und geschätzte Makroporenanteil ( $> 50 \mu\text{m}$  = schnell drainende, weite Grobporen) der subpolyedrischen B-Horizonte mit ca. 10–15 Vol.-% auf der einen Seite sehr deutlich über demjenigen etwa typischer schluff- und feinstsandreicher Haftnässepseudogleye liegt [Anteil an weiten Grobporen meist  $< 4 \%$  (siehe z. B. MÜLLER & RENGER & VOIGT 1973; AG BODENKUNDE 1982:163)]. Auf der anderen Seite verweist die, eine langsame Entwässerung anzeigende Ausprägung der Hydromorphiemerkmale auf den höheren Anteil der Porengrößen 0,2–50  $\mu\text{m}$  (Mittelporen und langsam drainende, enge Grobporen), so daß ein nicht unbedeutender Anteil des Bodenwassers mehr oder weniger stark im Inter- und Intraaggregatporenraum der schluffig-lehmigen Matrix gebunden und trotz starker Inklinations als schwach bewegliches Haftwasser (Menisken- oder Kapillarwasser) in den Mittelporen (0,2–10  $\mu\text{m}$ ) festgehalten wird (SgwBv-Horizonte). Begünstigend auf die Staueigenschaften des Solums wirken sich hierbei sicherlich die vergleichsweise hohen Anteile an organischer Substanz in den B-Horizonten von bis zu 3 % aus (siehe Kap. 11.2. und 11.3.), die zur Vergrößerung der maximalen Haftwassermenge oder Feldkapazität führen.

Das Auftreten von Haftnässe dürfte insbesondere im Frühjahr während und unmittelbar nach der Schneeschmelze bis zum Beginn der Vegetationsperiode im Juni infolge starker Vernässung des Solums bei gleichzeitig verminderter Evaporation und fehlender Transpirationsleistung durch die Vegetation der Fall sein. Untersuchungen von GUGGENBERGER (1978) zum Wasserhaushalt von Almböden im Bereich des Stubnerkogels (Badgastein) beispielsweise zeigen, daß die größten Wasserverluste des auch dort stauwasserbeeinflussten, sandig-schluffigen Solums in den Sommermonaten nicht durch Versickerung, sondern durch Evapotranspiration zu erwarten sind. Zumindest partiell kann daher vor Beginn der Vegetationsperiode auch nach Entwässerung der Grobporen bereits bei Feldkapazität länger anhaltender Luftmangel in den Unterböden auftreten.

Die verhältnismäßig geringe Verteilungsdichte von Rostflecken und die nur vereinzelt zu beobachtende deutlichere Bleichung von Aggregatoberflächen im Unterboden könnten vermuten lassen, daß Sättigungsphasen mit anaeroben Bedingungen zwar mitunter auftreten, aber recht selten und nicht von sehr langer Dauer sind. Die Ausprägung von Hydromorphiemerkmalen kann jedoch durch die sehr unterschiedlichen Zeichnergebnen-

schaften verschiedener Ausgangssubstrate und höhere Gehalte an organischer Substanz bekanntlich sehr stark beeinflusst werden. So zeigen beispielsweise Pseudogleye aus carbonatreichen Tonmergeln oder Pseudogley-Pelosole auch bei starker Wechselfeuchte oft nur diffuse, kleinflächige und undeutliche Hydromorphiemerkmale (BLUME 1968a:202; REHFUESS 1990:93). Auch durch reliktsche Pseudogleymerkmale, die allerdings für schluffig-lehmige Böden wie diejenigen im Untersuchungsgebiet bei einem mittleren Jahresniederschlag von deutlich mehr als 1500 mm weitgehend auszuschließen sind, können Profilmorphologie und rezenter Wasserhaushalt mitunter stark divergieren. Entsprechend schwierig oder gar unmöglich ist es demzufolge, allein aus dem Grad der Rostfleckung sichere Rückschlüsse auf den aktuellen Wasserhaushalt eines Bodens zu ziehen (siehe WITTMANN 1973:529; REHFUESS 1990:92–93). Ebenso problematisch gestaltet sich umgekehrt eine differenziertere typologische Ansprache stauwasserbeeinflusster Böden ohne Berücksichtigung hydroökologischer Aspekte.

Gerade die mergeligen, dunkelbraunen bis -grauen oft starke Eigenfleckung aufweisenden Ausgangssubstrate der Pedogenese im tieferen Unterboden (BC- und C-Horizonte) der aufgeschlossenen Braunerde-Peda sind als ausgesprochen schlechte Zeichner einzustufen (siehe Kap. 11.3., Profile 9 und 10). Hinzu kommen die höheren Gehalte an organischer Substanz in den B-Horizonten, aber auch bis in größere Bodentiefen (Kap. 11.3.), welche im allgemeinen die Auskristallisation von Fe/Mn-Konkretionen hemmen und ohnehin eine diffuse Fe-Verteilung im Profil bedingen (siehe z. B. ZECH & VÖLKL 1979:664; SCHLICHTING 1963:126).

Wie Beobachtungen in den Jahren 1990–1993 an den Aufschlüssen zeigen, tritt ungebundenes Wasser in den grobporenen, weitgehend anhydromorphen Oberböden kaum, in tieferen Profilabschnitten vor allem im Frühjahr vor dem Einsetzen der Vegetationsperiode und seltener in der übrigen Jahreszeit auf. Ein Austrocknen der Oberböden war jedoch, bei einem gemäß AG BODENKUNDE (1982:143) geschätzten Bodenfeuchtezustand in den Sommermonaten zwischen feu 2 und 3 (schwach feucht bis feucht – pF-Bereich 4,0–2,1) im Verlauf der Geländearbeiten nicht festzustellen. Die B-Horizonte wurden während der Vegetationsperiode (Juni, Juli, August) in SW-Exposition je nach Witterungsverhältnissen ebenfalls in schwach feuchtem bis feuchtem, gelegentlich auch in stark feuchtem Zustand angetroffen (feu 4 – pF-Bereich 2,1–1,4). Der tiefere Unterboden (BC- und C-Horizonte) erwies sich zumeist als stark feucht, die C-Horizonte bisweilen auch als naß (feu 5 – pF-Bereich  $< 1,4$ ). Für die mehrheitlich feiner texturierten, skelettärmeren Braunerde-B- und BC-Horizonte im Bereich der NW-exponierten Untersuchungsfläche ergab sich während der Bodenansprachen im Sommer in Abhängigkeit vom Niederschlagsangebot ein geschätzter Bodenfeuchtezustand von feu 3 bis 4 (feucht – stark feucht – pF-Bereich 2,7–1,4). Die C-Horizonte dieser Untersuchungsfläche waren häufig stark feucht bis naß (– pF-Bereich 2,1– $< 1,4$ ).

Zusätzlich ließen sich an verschiedenen Profilwänden auf dem SW-exponierten Hang kurz nach der Schneeschmelze oder nach länger andauernden Regenfällen in den Sommermonaten Hangwasseraustritte im Unterboden beobachten. Neben Pseudogleymerkmalen treten daher bei einigen Braunerde-Peda mitunter auch Gleyphänomene, d. h. Konzentrierungen von Fe(III)-Oxiden auf den Aggregatoberflächen in tieferen Bodenzonen, auf. Jedoch sind auch diese Erscheinungen in der Regel nur sehr kleinflächig und undeutlich ausgebildet. Lediglich psephitische Komponenten oberhalb der von Hangwasser durchströmten Profillbereiche fallen gelegentlich durch sehr auffällige „Rostüberzüge“ auf.

Mit Beginn der Vegetationsperiode wechseln die Böden langsam von der Naß- zur Frisch- bzw. zur Feuchtephase in NW-Exposition. Dies kommt letztendlich sehr deutlich durch die Vegetation zum Ausdruck. Denn diese kann als Bioindikator über die mittlere Feuchtezahl nach ELLENBERG (1979) neben aufwendigen Meßreihen zum Gang der Bodenfeuchte recht zuverlässig zur Einschätzung des langjährigen mittleren Feuchtezustandes eines Bodens dienen (vgl. WITTMANN 1973:529). So spiegelt

die mittlere Feuchtezahl als Maß für den ökologischen Feuchtegrad (s. hierzu a. LESER & KLINK 1988:108–113) den Summeneffekt einzelner, den Wasserhaushalt an einem Standort bestimmenden Faktoren wie z. B. Klima, Wasserbindungsvermögen und Wasserdurchlässigkeit des Solums wider, ohne Extremverhältnisse anzuzeigen.

Verschiedenen Vegetationsaufnahmen auf dem SW-exponierten Hang zufolge ist der ökologische Feuchtegrad des Borstgrasrasens bei einer jeweils mittleren Feuchtezahl von 5,4 als frisch einzustufen (ein Beispiel liefert Tab. 3). Gemäß AG FORSTEINRICHTUNG (1980:145) ließe sich der ökologische Feuchtegrad noch differenzierter als grundfrisch und sommerregenfrisch charakterisieren. Für die NW-exponierte Weidefläche errechnete sich entsprechend der höheren geschätzten Bodenfeuchte, auf die bereits das Auftreten des Rostseggenrasens hinweist (vgl. Kap. 9.), eine mittlere Feuchtezahl von 5,8. Hier findet sich denn auch eine im Verhältnis deutlich größere Anzahl an typischen Feuchtezeigern (Tab. 4). Nach der prozentualen Aufschlüsselung der Assoziationen nach Trockenzeigern, Frischezeigern sowie Feuchte- und Nässezeigern unter Verwendung des

Tab. 3: Pflanzensoziologische Aufnahme nach BRAUN-BLANQUET (1964). F = Feuchtezahl, R = Reaktionszahl, N = Stickstoffzahl (ELLENBERG 1979, 1986).

Lage: Königstalalm (Nationalpark Berchtesgaden)  
 Höhe (m ü. NN): 1591  
 Inklination: 33°  
 Exposition: SW  
 Relief: Gestreckter bis schwach konkaver Mittelhang  
 Bodentyp: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde  
 Assoziation: Nardetum alpigenum trifolietosum (Borstgrasrasen)  
 Aufnahmefläche: 1 m<sup>2</sup>  
 Deckung: 90 % (Kryptogamen spärlich)  
 Aufnahmedatum: 04.07.1993

	Deckung	F	R	N
<i>Nardus stricta</i> Borstgras	3	0	2	2
<i>Cirsium spinosissimum</i> Alpen-Kratzdistel	1	6	0	8
<i>Vaccinium myrtillus</i> Heidelbeere	1	0	2	3
<i>Agrostis tenuis</i> Rotes Straußgras	+	0	3	3
<i>Anthoxanthum odoratum</i> Gemeines Ruchgras	+	0	5	0
<i>Arnica montana</i> Arnika	+	5	3	2
<i>Briza media</i> Gemeines Zittergras	+	0	0	2
<i>Calluna vulgaris</i> Heidekraut	+	0	1	1
<i>Carex pallescens</i> Bleich-Segge	+	6	4	4
<i>Carex pilulifera</i> Pillen-Segge	+	5	3	5
<i>Gentiana punctata</i> Tüpfel-Enzian	+	5	2	2
<i>Hieracium lachenalii</i> Gemeines Habichtskraut	+	5	4	2
<i>Luzula alpin pilosa</i> Verkahlende Simse	+	7	4	3
<i>Pimpinella saxifraga</i> Kleine Bibernelle	+	3	0	2
<i>Potentilla erecta</i> Blutwurz	+	0	0	2
<i>Ranunculus nemorosus</i> Hain-Hahnenfuß	+	5	6	0
<i>Vaccinium vitis-idae</i> Preiselbeere	+	4	2	2
<i>Dianthus superbus</i> Prachtnelke	+	8	8	2
Mittlere Zeigerzahlen:		5,4	3,4	2,8

Außerhalb der Aufnahmefläche:

*Thesium alpinum* – Alpen Leinblatt (4, 0, 0), *Listera ovata* – Großes Zweiblatt (6, 7, 7), *Lotus alpinus* – Alpen Hornklee (-, -, -), *Veratrum album* – Weißer Germer (0, 0, 6), *Tofieldia calyculata* – Kelch-Simsenlilie (8, 8, 3), *Larix decidua juv.* – Europäische Lärche (4, 0, 3), *Dactylorhiza maculata* – Geflecktes Knabenkraut (8, 7, 2), *Leucorchis albida* – Weißzüngel (0, 0, 0)

Tab. 4: Pflanzensoziologische Aufnahme nach BRAUN-BLANQUET (1964). F = Feuchtezahl, R = Reaktionszahl, N = Stickstoffzahl (ELLENBERG 1979, 1986).

Lage: Königstalalm (Nationalpark Berchtesgaden)  
 Höhe (m ü. NN): 1555  
 Inklination: 37°  
 Exposition: NW  
 Relief: Konkaver Mittelhang  
 Bodentyp: Mesotrophe Pseudogley-Moder-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)  
 Assoziation: Caricetum ferruginae (Rostseggenrasen)  
 Aufnahme­fläche: 1 m<sup>2</sup>  
 Deckung: 95 % (Kryptogamen spärlich)  
 Aufnahme­datum: 04.07.1993

		Deckung	F	R	N
<i>Carex ferruginea</i>	Rostsegge	1	5	8	4
<i>Cirsium spinosissimum</i>	Alpen-Kratzdistel	+	6	0	8
<i>Vaccinium myrtillus</i>	Heidelbeere	+	0	2	3
<i>Anthoxanthum odoratum</i>	Gemeines Ruchgras	+	0	5	0
<i>Carex pilulifera</i>	Pillen-Segge	+	5	3	5
<i>Gentiana punctata</i>	Tüpfel-Enzian	+	5	2	2
<i>Hieracium lichenalii</i>	Gemeines Habichtskraut	+	5	4	2
<i>Luzula alpin pilosa</i>	Verkahrende Simse	+	7	4	3
<i>Potentilla erecta</i>	Blutwurz	+	0	0	2
<i>Alchemilla vulgaris</i>	Gemeiner Frauenmantel	+	6	0	6
<i>Aposeris foetida</i>	Stinkkohl	+	5	6	5
<i>Carex flacca</i>	Blaugrüne-Segge	+	6	8	0
<i>Chaerophyllum hirs. vill.</i>	Behaarter Kälberkropf	+	8	0	7
<i>Crepis aurea</i>	Gold-Pippau	+	5	5	7
<i>Dactylorhiza maculata</i>	Geflecktes Knabenraut	+	8	7	2
<i>Geranium sylvaticum</i>	Wald-Storchschnabel	+	6	6	7
<i>Huperzia selago</i>	Tannen-Teufelsklaue	+	6	3	5
<i>Larix decidua</i>	Europäische Lärche	+	4	0	3
<i>Leucanthemum vulgare</i>	Gemeine Margerite	+	4	0	3
<i>Rhinanthus glacialis</i>	Grannen-Klappertopf	+	0	0	0
<i>Selaginella selaginoides</i>	Gezählter Moosfarn	+	7	7	3
<i>Senecio fuchsii</i>	Fuchs, Kreuzkraut	+	5	0	8
<i>Tofieldia calyculata</i>	Kelch-Simsenlilie	+	8	8	3
<i>Veratrum album</i>	Weißer Germer	+	0	0	6
<i>Veronica chamaedrys</i>	Gamander-Ehrenpreis	+	4	0	0
<i>Nardus stricta</i>	Borstgras	+	0	2	2
<i>Homogyne alpina</i>	Gemeiner Alpenlattich	+	6	4	0
Mittlere Zeigerzahlen:			5,8	4,9	4,4

Außerhalb der Aufnahme­fläche:

*Carex pallescens* – Bleiche Segge (6, 4, 4), *Cynosurus cristatus* – Wiesen-Kammgras (5, 0, 4), *Juniperus sibirica* – Zwerg-Wacholder (0, 0, 0), *Polygonum viviparum* – Knöllchen-Knöterich (3, 3, 0), *Traunsteinera globosa* – Kugelknabenkraut (5, 8, 0), *Dactylis glomerata* – Wiesen-Knäuelgras (5, 0, 6), *Deschampsia caespitosa* – Rasenschmiele (7, 0, 3)

Feuchtedreiecks in AG BODENKUNDE (1982:276) oder der Variante in LESER & KLINK (1988:112), welches Einflüsse von Wechselfeuchtigkeit und Wechselfrischheit aufzeigt, die in der mittleren Feuchtezahl nicht zum Ausdruck kommen, ist die SW-exponierte Lichtweide als mäßig wechselfeucht oder wechselfrisch, die NW-exponierte als wechselfeucht zu bezeichnen. Gleiche Ergebnisse liefern auch die vegetationskundlichen Aufnahmen in beiden Expositionen von DOMMERMUTH (1994, 1995a).

Dies bedeutet, daß Luftmangel infolge von Haftnässe und langsam ziehendem Hangstauwasser, wie es auch die Geländebeobachtungen m. E. zeigen, vorwiegend in der vegetationsfreien Zeit und gelegentlich bei längeren sommerlichen Regenperioden im durchwurzelteten Solum auftritt. Im Verlauf der übrigen Vegetationsperiode ent-

spricht der Wasserhaushalt des Borstgrasrasens dem eines frischen und derjenige der NW-exponierten Untersuchungsfläche dem eines sehr frischen bis mäßig feuchten Standorts (vgl. hierzu AG FORSTEINRICHUNG 1980:145–147).

Vor diesem Hintergrund sind die Braunerden auf den Untersuchungsflächen unter Berücksichtigung verschiedener Ermittlungs- und Einstufungsschemata für den Grad der Vernässung (MÜLLER & RENGER & VOIGT 1973:642; AG BODENKUNDE 1982:165; KUNTZE & ROESCHMANN & SCHWERDTFEGER 1994:189) als schwach bis mittel staunäß zu charakterisieren und bodentypologisch als schwach pseudovergleyte Braunerden (SW-Hang) und Pseudogley-Braunerden (NW-Hang) anzusprechen.

Die zumeist relativ hohe Feuchte der lehmigen, im Verlauf der Vegetationsperiode kaum austrocknenden Böden auf der Königstalalm zeigen auch die Ergebnisse von FELIX & JOHANNES (1993). Sie führten in den Jahren 1990 und 1991 im Rahmen des BMFT-Projektes Messungen zum Gang der Bodenfeuchte im Bereich der Parzelle Königstalalm durch. Die Tensiometer-Messungen an einer lehmig texturierten, basenarmen Baunerde auf dem 33° geneigten SE-exponierten Hang der Königstalalm in 20, 30 und 60 cm Profiltiefe ergaben permanent hohe Bodenwassergerhalte in den Monaten Juni bis Oktober (Profilbeschreibungen und Bodenkennwerte finden sich bei FLEISCHMANN 1990; NATIONALPARKVERWALTUNG BERCHTESGADEN 1991: 75; FELIX & JOHANNES 1993). Ähnliche Ergebnisse erbrachten auch die Bodenfeuchtemessungen auf allen anderen im Rahmen des BMFT-Verbundprojektes eingerichteten Untersuchungsparzellen im Jennergebiet mit unterschiedlichen Bodentypen (verbraunte Rendzinen, Rendzina-Braunerden mit sandig-lehmiger oder schluffig-lehmiger Bodenart). Die Schwankungen der Saugspannung bzw. der Bodenwassergerhalte weisen allgemein eine geringe Amplitude auf. Sie variieren innerhalb eines Bereiches in dem die Feldkapazität erreicht ist oder sogar eine Wassersättigung darüber hinaus vorliegt. In rund 50 % des gesamten Meßzeitraumes wurde auf den Parzellen eine pF 1,8 entsprechende Saugspannung unterschritten. Nur in ca. 10–15 % dieser Zeit (Trockenperioden im August, September und Oktober 1991) lagen die Saugspannungen im Bereich der Parzelle

Königstal über pF 2,5 (FELIX & JOHANNES 1993:60–61). Im Verlauf der längeren und sehr warmen Hochdrucklage von Ende August bis 11. September 1991 wurde der Meßbereich von 900 hPa jedoch überschritten. Niederschlagsfreie Zeitintervalle sind nach FELIX & JOHANNES (1993:61, 64) für gewöhnlich aber so kurz, daß gelegentlich auftretende Wasserdefizite sofort wieder ausgeglichen werden.

Diese hydromorphen Subtypen der oligotrophen oder mesotrophen Braunerde aus schluffreichen Deckschichten finden sich auch auf vielen anderen Almstandorten im Nationalpark (vgl. z. B. BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983; HORN 1984, 1985). Sie bieten der Almwirtschaft neben tiefgründigen Kolluvien und tonreichen Bodentypen wie pseudovergleyte Pelosole, Pelosol-Pseudogleye und Pelosol-Terrae fuscae im Hinblick auf die Wasserversorgung der Wiesen- und Weidegesellschaften optimale Voraussetzungen. Denn trotz einer in den nördlichen Kalkalpen extrem hohen mittleren klimatischen Wasserbilanz der Hauptvegetationsperiode (KWBv > +500, s. hierzu AG BODENKUNDE 1982:46–47) sind die flachgründigen, skelettreichen Rendzinen des Dachsteinkalkes und der Dolomite infolge ihrer nur geringen Speicherkapazität für pflanzenverfügbares Was-



**Abb. 11:** Akkumulation von Solumsediment auf dem SW-exponierten Unterhang (Foto: Ch. Dommermuth). Die Aufnahme dokumentiert sehr eindrucksvoll die Entstehung kolluvialer Akkumulationen im Unterhang. Das den Schnee bedeckende Bodenmaterial entstammt sowohl im Frühjahr 1992 während der Schneeschmelze neu entstandenen wie auch erweiterten Blattanbrüchen auf dem SW-Hang. Immer wieder, wenn auch in sehr unregelmäßigen Zeitabständen erfolgende umfangreiche Materialverlagerungen führen zu kolluvialen Ablagerungen, die weit über 100 cm Mächtigkeit erreichen. Das die zeitlichen Intervalle zwischen intensiveren Phasen der Abtragung mitunter recht groß sind, wird sehr deutlich durch fossile Ah-Horizonte innerhalb der Solumsedimente belegt. Zudem zeigt die Aufnahme, daß die Akkumulation von Bodenmaterial eine sehr ungleichmäßige Verteilung erfährt. Daher kann die Bodenentwicklung in den Unterhangbereichen zumindest partiell über eine größere Zeitspanne ungestört ablaufen, sofern intensivere Trittschäden ausbleiben. In der linken Bildhälfte sind zahlreiche Blattanbrüche mit ihren charakteristischen sichelförmigen Abtragungsfrenten zu erkennen.



**Abb. 12:** Hangabwärtige Verlagerung von kompakten Bodenschollen auf dem SW-Hang (Foto: Ch. Dommermuth). Die auf der Fotografie zu erkennenden Bodenschollen entstammen einem im Frühjahr 1992 nach sehr schneereichem Winter neu entstandenen Blattanbruch sowie der Ausweitung von vier weiteren Blattanbrüchen im Oberhang. Einige der bis in die Mittel- und Unterhangbereiche verlagerten Schollen erreichen dabei Größenordnungen von mehr als einem Quadratmeter. Die Mächtigkeiten der verlagerten Schollen stimmen in der Regel weitgehend mit denjenigen der Abtragungsfrenten bzw. der jeweils hangenden geologischen Schichten im Anbruchbereich überein.

ser (nutzbare Feldkapazität) als Weidestandorte recht ungünstig. Die Lage der Almen wurde seit altersher so gewählt, daß sie selbst in trockeneren Sommern dem Weidevieh stets frisches Futter bieten konnten. Neben vorhandenen Quellen und Oberflächengewässern sowie der guten Erreichbarkeit spielte die Ausgeglichenheit des Wasserhaushaltes der Böden somit eine entscheidende Rolle für die Rentabilität einer Alm. Die Böden sollen frisch bis feucht sein, auch während der Vegetationsperiode stark vernäßte Standorte wurden hingegen gemieden (GUGGENBERGER 1978:114). Dies ist in Anbetracht der vergleichsweise kleinräumigen Vorkommen mergelig-kieseliger Gesteine innerhalb des Kalkalpins sicherlich mit ein Grund dafür, daß selbst sehr stark geneigte Hänge mit schluffig-lehmigen bis tonigen Substraten als Lichtweideflächen oder Mähwiesen genutzt wurden.

In Bezug auf die Frage nach der Genese der Blattanbrüche erscheint gerade der wechselfeuchte Charakter der Böden von großer Bedeutung, da nach der Auffassung von SCHAUER (1975) und KARL (1983) größere, einen Anbruch auslösende Wassermengen erst nach initialer Zugrißbildung in den Boden gelangen. Auftretendes Hangstauwasser (i. S. von BLUME 1968a) sowie ebenfalls unmittelbar nach der Schneeschmelze im

Frühjahr oder im Verlauf länger anhaltender sommerlicher Niederschläge zu beobachtende Stauflüsse in den Makroporen mit einhergehender mehr oder weniger ausgeprägter Hydromorphierung deuten jedoch bereits im Gelände auf die Stabilität der Böden selbst bei geringen Wasserspannungen oder im Bereich positiver Wasserdrücke hin. Hinzu kommen die verschiedentlich an den Profilwänden zu beobachtenden Austritte von Hangzugwasser, das trotz starker Inklinierung der Lichtalmflächen keine nennenswerten Materialverlagerungen bewirkt. Deutlich erkennbare Ausspülungshorizonte i. S. von SCHAUER (1975) lassen sich daher auch unterhalb von größeren, quer zum Hang verlaufenden Zugrissen im Solum nicht beobachten.

Auch DOMMERMUTH (1994, 1995a) betont aufgrund von mehrjährigen Geländebeobachtungen wiederholt die geringe Erodierbarkeit der schluffig-lehmigen Almböden im Nationalpark und das Fehlen von Ausspülungshorizonten unterhalb von Zugrissen wie sie SCHAUER für die Allgäuer Alpen beschreibt. Unterstellt man den Almböden aufgrund ihres Schluffreichtums eine hohe Empfindlichkeit gegenüber zunehmenden Wassergehalten, müßte es zum Zeitpunkt von Sättigungsphasen auch ohne vorherige Zugrißbildung durch Kriechbewegungen der Schneedecke des öfteren zu Rutschvorgängen auf den mitunter extrem geneigten Lichtalmflächen kommen. Es ist zweifelhaft, ob unter solchen Voraussetzungen eine almwirtschaftliche Nutzung über viele Jahr-

hunderte hinweg sinnvoll oder möglich gewesen wäre. SCHAUER (1975:5) liefert ebenfalls einen Hinweis dafür, daß die Böden der von ihm untersuchten Standorte zu Staunässe neigen (s. a. BUNZA 1982:26), was angesichts des dort ebenfalls kühl-humiden Klimas sowie weitgehend gleichen geologischen Verhältnissen und Ausgangssubstraten der Bodenbildung wie auf den Almen im Jennergebiet nicht überrascht. Diesem Umstand wird jedoch im Rahmen seiner Vorstellungen zur Entstehung der Blattanbrüche keine weitere Beachtung geschenkt.

In nahezu allen Reliefpositionen des Untersuchungsgebietes lassen sich kolluviale Mineralbodenhorizonte mit oligotropher Dynamik in stark differierender Mächtigkeit beobachten. Auf dem NW-exponierten Hang wurden nur wenige Profile angetroffen, die keine kolluviale Beeinflussung aufweisen. Pseudogley-Braunerden mit einer Ah-SgwBv-IIISgwBvIcV-III(Sd)IcV/mCv-Horizontabfolge bilden hier die Ausnahme. Zumeist handelt es sich in den Mittel- und Oberhanglagen beider Untersuchungsflächen um geringmächtige, oft innerhalb kurzer Distanzen in ihrer Gründigkeit stark schwankende Solumsedimente, die lediglich als kolluviale Bedeckungen zu bezeichnen sind (Ah- + M-Horizont < 4 dm). Sie zeigen in der Regel ebenfalls hydromorphe Merkmale in Form einer diffusen, teilweise extrem schwach ausgebildeten und kaum erkennbaren Rostfleckung.

Die kolluvialen Lagen unterschiedlichsten Alters überlagern vielfach stark bis sehr stark erodierte Braunerde-Subtypen (hydromorphe und podsolige-podsolierte Subvarietäten auf dem SW-exponierten Oberhang). Ah-(Sgw)M-IIISgwBv-IIIISgwBvIcV-IVIcV/mCv-, Ah-(Sgw)M-IIISgwBvIcV-IIIICv/mCv-, (Sgw)M-IIISgwBvIcV-IIIICv/mCv- oder etwa Ahe-(Sgw)M-IIISv-IIIICv-IIIICv/mCv-Profile sind häufig anzutreffen (Abb. 13, 14, 15). Daneben finden sich auch kolluvial überdeckte (Normal-)Profile, die keine nennenswerte Abtragung zeigen [z. B. Ah-(Sgw)M-IIIfAh-IIISgwBv-IIIISgwBvIcV-IVIcV/mCv- oder SgwM-IIIfAh-IIISgwBv-IIIISgwBvIcV-IVIcV/mCv-Profile]. In den Unterhanglagen beider Expositionen nimmt die Mächtigkeit der Solumsedimente stark zu. Kolluvien mit Solumtiefen von weit über einem Meter, die fossile Ah-Horizonte aufweisen, sind hier nicht selten (Abb. 13).

Die im Untersuchungsgebiet vorzufindenden Solumsedimente lassen sich im Gelände oft eindeutig als korrele Sedimente der Blattanbrüche identifizieren. Ihre Entstehung ist daher zum großen Teil primär auf gravitative Verlagerungen zurückzuführen (Abb. 11). Gerade im Akkumulationsbereich von Blattanbrüchen wird dies sehr deutlich. Neben unmittelbar von gleitenden, bzw. rutschenden Schneemassen transportiertem, durch Regenfälle und Schmelzwasser verspültem oder in den Mittel- und Unterhanglagen durch Viehtritt abgeschobenem Material bilden mitunter quadratmetergroße, samt Vegetation verlagerte Bodenschollen das Hangende der ursprünglichen Bodenoberfläche (Abb. 12). Erst durch nachfolgende Wasser- und Schneerosion (Schurf), Tritteinwirkung von seiten des Weideviehs oder Prozessen der Pedoturbation wird das zuvor weitgehend kompakt verlagerte Material sekundär verteilt, bzw. verspült.

Somit entspricht die verwendete Bezeichnung „Kolluvium“ letztendlich nicht exakt der Definition gemäß AG BODENKUNDE

(1982:72) i. S. einer rein fluviatil oder äolisch transportierten Auftragsmasse aus Solummaterial. Die Verwendung des Begriffes „Kolluvium“ mit dem entsprechenden Haupt-Horizontsymbol M (von lateinisch migrare = wandern) für gravitativ umgelagertes Solummaterial auf den Untersuchungsflächen erscheint jedoch nicht nur hinsichtlich seiner Etymologie (Kolluvium von lateinisch colluvio = Wirrwarr) als gerechtfertigt. Denn es handelt sich prinzipiell um Akkumulationen von zuvor pedogen verändertem und anschließend „gewandertem“ Substrat.

Eine sehr auffällige Form der Hydromorphierung des Solums ist in den häufiger vom Weidevieh frequentierten Hanglagen vor allem im Umfeld von Viehgangeln durch die Ausbildung von alpinen Weidepseudogleyen zu beobachten. Kennzeichnend für diese, auf trittbelasteten Almwiesen mit unregelmäßiger Weideführung sehr oft, jedoch nicht in flächenhafter Ausbildung anzutreffenden Böden (siehe u. a. SCHNETZINGER 1972; ZECH & VÖLKL 1979; NESTROY 1984:71; BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983; HAMANN 1985:74; HORN 1985; MÖLLER 1988) ist eine, infolge von Anaerobie zumeist hellgraue (2.5Y 7/2, feucht) bis hellbräunlichgraue (2.5Y 6/2, feucht), naßgebleichte Zone an der Basis des stark durchwurzelten Oberbodens bzw. im Übergang zum Unterboden.

Die Trittbelastung des Solums führt in diesem Profilbereich in Abhängigkeit von dessen Eigenstabilität (mobilisierbarer Scherwiderstand) und somit auch vom jeweiligen Wassergehalt im Moment der Lastaufbringung zu einer mehr oder weniger starken dreidimensionalen plastischen Verformung der Bodenmatrix. Über die Abnahme des Interaggregatporenraumes und Erhöhung der Kontaktzahl von Aggregaten und Primärteilchen erfolgt eine oberflächennahe Verdichtung des Solums (vgl. HORN 1984). In Gegenwart von schwach oder ungebundenem Bodenwasser kommt es darüber hinaus, durch einen trittinduzierten Porenwasserüberdruck infolge der Spannungsübertragung auf die inkompressible Wasserphase zur Überschreitung der Eigenstabilität der Aggregate und Zerstörung bzw. Homogenisierung des Bodengefüges. Die Matrix gelangt somit über die Rückentwicklung zur Kohärenzstruktur in den Normalschrumpfungsbereich. Vorrangig dynamische Kompression mit hohen Punktlasten (kleine Druckflächen) bei kurzfristiger Belastung durch laufende Tiere intensiviert diese Prozesse (HORN 1984). Infolge der Porengrößenverteilung bzw. der Abnahme gas- und wasserleitender Fließquerschnitte (vorallem weiter Sekundärporen > 50 µm) sowie der Porenkontinuität wird der O<sub>2</sub>-Transport im verdichteten oder knetend, d. h. ohne wesentliche Verringerung des Gesamtporenvolumens verformten Profilabschnitt unter Erniedrigung des Redoxpotentials gehemmt (HORN 1985). In Verbindung mit gleichzeitig verstärktem Stauwassereinfluß (lang anhaltende Haftnässe oder nur mehr äußerst langsam ziehendes Hangstauwasser) erfolgt dann selbst bei Hangneigungen von weit über 30° eine Naßbleichung dieser Bodenzone (vgl. HORN 1985:52–53). SONNTAG (1989) bezeichnet diese Erscheinung auch als „Trittvergleyung“.

Derart oberflächennahe Stauwassermerkmale finden sich in ganz ähnlicher Ausprägung (Marmorierung mit schlierenförmiger Naßbleichung und Rostflecken) eben-

so bei zuvor gut dränierten und durchlüfteten land- oder forstwirtschaftlich genutzten Böden nach technogener Druckbelastung durch Befahrung mit schweren Fahrzeugen bei feuchter Witterung und der dadurch hervorgerufenen Homogenisierung des Bodengefüges (REH-FUESS 1990:171-172; vgl. hierzu a. HARTGE 1987; HORN et al. 1994).

Begünstigend auf die Ausbildung der reduktomorphen Lagen dürften sich die relativ hohen Gehalte der Almböden an organischer Substanz wie auch die Tatsache auswirken, daß die Vegetation, sieht man von der Oberfläche von Viehgangeln und Trittblaiken ab, in den beweideten Hangpartien zumeist nicht völlig zertreten wird. Durch fakultativ und obligat anaerobe Mikroorganismen im vernähten Profilabschnitt produzierte niedermolekulare organische Reduktoren und Komplexbildner (z. B. Polyhydroxycarbonsäuren und deren Aldehyde, Aminosäuren) wie auch gleichsam wirkende, aus den O-Lagen eingespülte Huminstoffe sowie niedermolekulare Wurzelexudate (Phenolcarbonsäuren) im Bereich der Exorhizosphäre dicotyler Pflanzen (DOMMERGUES 1978; FISCHER & FLESSA & SCHALLER 1989; FLESSA & FISCHER 1992; s. a. MARSCHNER & TREEBY & RÖMHELD 1989; GUCKERT 1992) verstärken die bei niedrigem  $O_2$ -Partialdruck direkt mikrobiell induzierten Redoxprozesse. Sie erlauben daher bereits bei höheren Redoxpotentialen die Reduktion von Fe(III)- und Mn(III/IV)-Oxiden (W. R. FISCHER 1983:614-615; s. a. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:131).

Daß die Bleichung der Matrix im Übergang zwischen A- und B-bzw. A- und M-Horizont auftritt, kann insbesondere als Folge der Elastizität und der scherfestigkeitserhöhenden Wirkung des in den O-Lagen und oberen Zentimetern der Ah-Horizonte stark ausgeprägten Wurzelfilzes gesehen werden. Während nach dem Abklingen der Kompression die Verformung in diesem Bereich des Solums zu einem großen Teil vergleichsweise rasch zurückgeht, verbleibt die darunterfolgende weniger intensiv durch Wurzeln verfilzte Bodenzone über längere Zeit im homogenisierten, bzw. über- oder vorverdichteten Zustand (siehe HORN 1984; HARTGE 1991, 1993; HARTGE & HORN 1991:35, 53). Dieser, bei manchen Mooren sowie in den A- und insbesondere O-Horizonten von Wald- oder Grünlandstandorten besonders ausgeprägte Effekt des „federnden Bodens“ (HARTGE & HORN 1991:53), wird besonders deutlich, betrachtet man nahezu vegetationslose Viehgangeln auf dem SW-exponierten Unterhang. Im Unterschied zu weniger intensiv oder kaum trittbelasteten Standorten mit erhaltener bzw. weitgehend erhaltener Grasnarbe, sind hier naßgebleichte Sektionen unmittelbar an der Oberfläche zu beobachten. Da infolge von Kompression ineinander verkeilte Mineralkörner nicht wieder relativ rasch durch Anhebung befreit werden, bleibt die oft plattig strukturierte Matrix bei fortgesetzter Beweidung über einen längeren Zeitraum bis an die Oberfläche im vorkomprimierten Zustand, sofern eine dynamische Beanspruchung in Gegenwart von Wasserüberschuß und die damit induzierte Zunahme von spezifischen Partikeloberflächen ausbleibt, welche eine Quellung und Anhebung ermöglichen (siehe HORN 1984:5). Hinzu kommt, daß bereits infolge von Verdichtung oder Homogenisierung auf Häften beruhende, mehr oder weniger intensiv ausgeprägte Reduktionserscheinungen gerade im Bereich der Viehgangeln durch oberflächlich in Verebnungen und

Mulden gestauten Regen- oder Schmelzwasser verstärkt werden.

Hinsichtlich der Ausprägung von Hydromorpiemerkmalen, Gefügemorphologie und Mächtigkeit der plastisch verformten Bodenzone bestehen sehr starke räumliche Variabilitäten. Dies ist neben Intensität und Häufigkeit der Belastung vor allem auf den Bodenwassergehalt im Augenblick der Kompression, auf die jeweilige Größe der Elastizität des Wurzelfilzes und seiner strukturstabilisierenden Wirkung, Entlastungs- und Dehnungsbrüche sowie dadurch induzierte Wasserbewegungen und -umverteilungen zurückzuführen. Aber auch Bioturbation, das gelegentlich oberflächliche Auffrieren des noch schneefreien Bodens im Spätherbst oder der Prozeß von Quellung und Schrumpfung, spielen hierbei eine Rolle (siehe u. a. HORN 1984, 1985; HARTGE 1987:78; FREYER 1985:196).

So erreichen die reduktomorphen Bodenzone in den häufiger vom Vieh frequentierten Unterhanglagen stellenweise eine Mächtigkeit von mehr als einem Dezimeter, zumeist jedoch nur wenige Zentimeter. Häufig sind sie nur undeutlich als schwacher Saum wahrzunehmen oder treten lediglich fleckenhaft auf. Im naßgebleichten, konkretionsfreien Profilabschnitt sind Fe(III)-Oxidkonzentrationen mitunter ausschließlich in Form von extrovertierten Belägen in Wurzelkanälen, ähnlich dem Srw-Horizont des Stagnogleys, zu beobachten. Bei der Mehrzahl angesprochener Profile zeigen die Reduktionsbereiche neben Naßbleichung jedoch mehr oder weniger deutliche Marmorierung sowie extrovertierte Verrostungen in Rißsystemen infolge von Pedoturbation (Trenn- und Scherbrüche) und damit induzierter Luftzutritte. Ihre Struktur ist vielfach kohärent oder durch ein Mischgefüge infolge eines kleinräumigen Nebeneinanders von kohärenten und plattigen Partien, Dehnungs- oder Entlastungsrissen, Polyedern, Subpolyedern und Krümeln charakterisiert.

Der entsprechende Abschnitt des stauwasserbeeinflussten Ah-Horizontes wurde bei Profilbeschreibungen daher mit einer Kombination gegensätzlicher und durch einen Wichtung ausschließenden Querstrich getrennte Merkmalssymbole versehen [z. B. AhS(rd/w)]. Dies soll dem Umstand gerecht werden, daß die trittinduzierte Homogenisierung oder Verdichtung der Matrix einerseits über eine längere Zeitspanne zu sehr geringer Wasserleitfähigkeit,  $O_2$ -Mangel und letztendlich zur Naßbleichung des Solums führt, andererseits aber Prozesse der Pedoturbation im wiederholten Wechsel eine Lockerung und Heterogenisierung, d. h. eine höhere Gas- und Wasserleitfähigkeit, dieses Profilabschnittes bedingen.

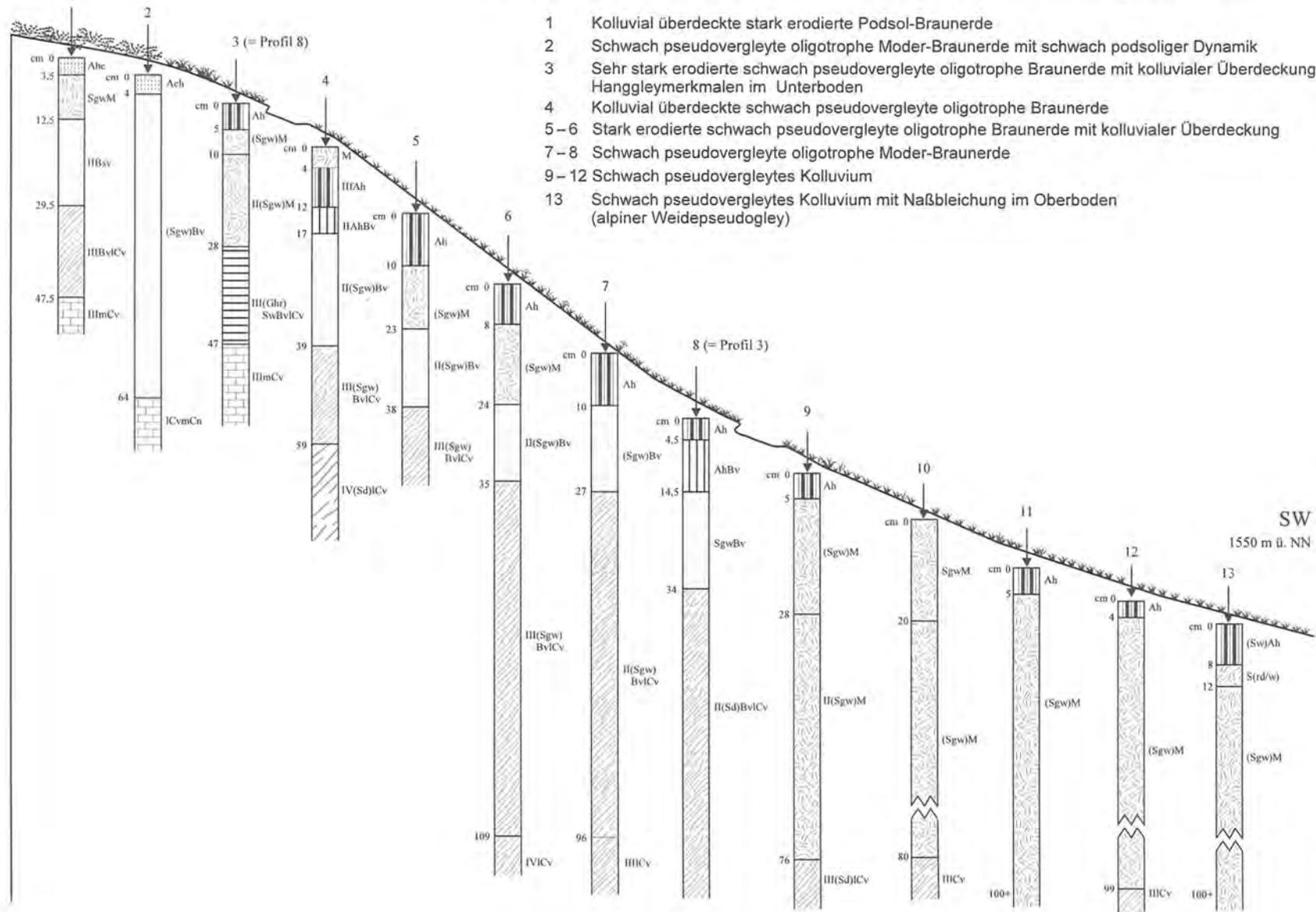
Im Gegensatz zum phänologisch oftmals konvergenten „Alpinen Pseudogley“ (siehe BURGER & FRANZ 1969; SCHNETZINGER 1972; POSCH 1977; NEUWINGER 1978; GUGGENBERGER 1978; FRANZ 1980; VEIT 1988: 104, hier als „Alpiner Podsol“ bezeichnet), spielt Bodengefrorenis, d. h. temporärer Wasserstau über noch gefrorenem Unterboden im Frühjahr, unter Umständen mit zusätzlicher Podsolierung in der übrigen Jahreszeit, beim Weidepseudogley als profilprägender Faktor prinzipiell keine Rolle (siehe z. B. ZECH & VÖLKL 1979). So treten gebleichte Horizonte in den Mittel- und Unterhanglagen des Untersuchungsgebietes ausschließlich in

*Vaccinium uliginosum*-  
Gesellschaft

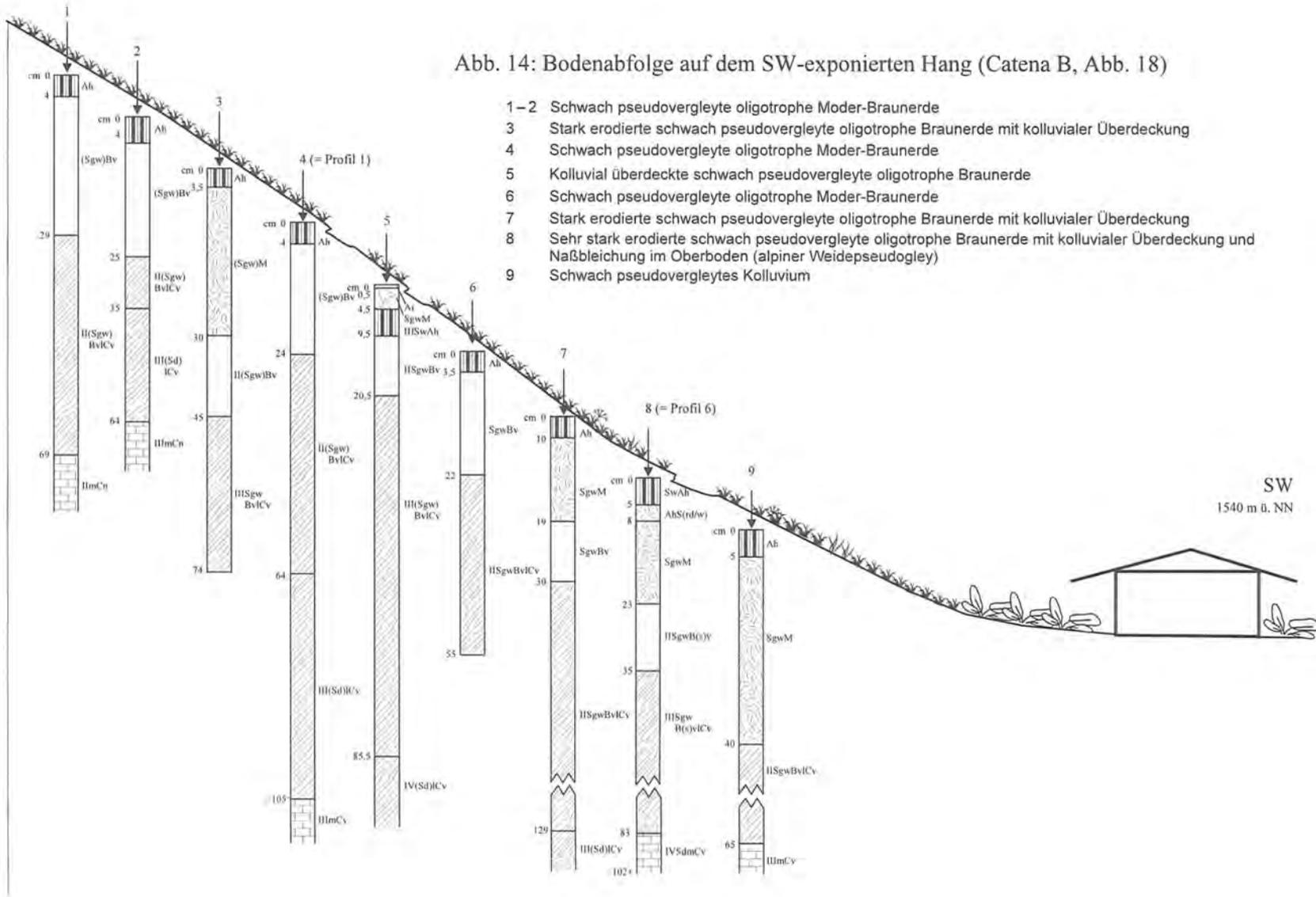
*Nardetum alpicenum trifolietosum*

NE

1685 m ü. NN



NE  
1625 m ü. NN





den vom Vieh aufgesuchten Arealen auf. Darüber hinaus zeigt die Geländebeobachtung, daß der Boden vor Schneefällen in der Regel nicht tiefgründig gefriert.

Obwohl Weidepseudogleye auf der Königstalalm wie auch auf anderen Almen im Nationalpark in Hanglagen von über 30° Neigung auftreten und die Homogenisierung des Bodengefüges zu einer Kohärenzstruktur mit geringerem Scherwiderstand führt (siehe u. a. HORN et al. 1991), besteht kein Zusammenhang zwischen der Verbreitung dieses Bodentyps und der Entstehung von Blattanbrüchen. Dies ergibt sich bereits aus der Tatsache, daß die Mehrzahl der Blattanbrüche in Hangpartien auftritt, deren Böden keine Gefügeschäden durch Trittbelastung aufweisen. Geringfügige Naßbleichung kann zwar mitunter an Abtragungsfronten von Blattanbrüchen beobachtet werden (Kap. 11.3., Profile 6, 9, 10), die Verlagerung von Bodenschollen erfolgt aber auch in diesen Fällen stets entlang von geologischen Schichtgrenzen, die deutlich unterhalb der plastisch verformten Profilbereiche verlaufen.

In den häufiger vom Vieh aufgesuchten Unterhangpartien erreichen Bleichhorizonte stellenweise Mächtigkeiten von weit über einen Dezimeter. Infolge des geringeren Scherwiderstandes ihrer zumeist kohärenten, naßgebleichten und somit auch von stabilisierenden Stoffen (z. B. Fe-Oxide) befreiten Matrix wird die Grasnarbe bei Vernässung im Verlauf oder nach länger anhaltenden Regenfällen häufig durchtreten (Narbenauflösung) oder seitlich abgeschoben (Narbenversatz). Fortgesetzter unregelmäßiger Weidegang führt zur Ausweitung dieser anfänglich kleinräumigen, primären Vegetations- und Bodenschäden und letztendlich zu großflächigen Trittblaiken, wie sie auf dem NW-exponierten Hang anzutreffen sind. Die negativen Folgen der Ausbildung von Weidepseudogleyen auf die Wirtschaftlichkeit der Weideflächen (s. a. NESTROY 1984:71) zeigt sich aber auch ohne größere Schädigungen der Grasnarbe. Und zwar alleine schon durch das vermehrte Vorkommen von *Deschampsia caespitosa*. Langanhaltende hohe Bodenfeuchte schaffen der, für die Viehernährung wertlosen Rasenschmiele deutliche Konkurrenzvorteile. In diesem Zusammenhang muß auch die vielfach vertretende Meinung, daß die heutzutage schwereren Rinderrassen zur verstärkten Schädigung von Weideböden führen, relativiert werden. Denn die negativen Beeinträchtigungen des Solums auf der Königstalalm wie auch auf anderen Almen im Nationalparkgebiet sind nahezu ausnahmslos der Galtviehhaltung zuzuschreiben. Da die Größe des kinetischen Energieinputs durch Trittbelastung oder des Tritteffektes, wie ihn SPANAU (1989) für touristische Aktivitäten beschreibt, nicht zuletzt von der Hangneigung und der Fortbewegungsgeschwindigkeit abhängt, dürfte die Wendigkeit gerade des leichten Jungviehs in Verbindung mit anderen Faktoren wie der lokalen Konzentration und dem Weidegang bei feuchter Witterung durch unregelmäßige Beweidung von nicht unerheblicher Bedeutung für die rasche Zunahme von Bodenschäden auf den steilen Lichtalmflächen sein (s. hierzu auch PALDELE 1994:133).

Entgegen der, für das Nationalparkgebiet vorliegenden Forstlichen Standortskartierung (FREYER 1988) wurden in den NW-exponierten Unter- und Mittelhanglagen (ca. 1500 m – 1580 m ü. NN) wie auch im Mittelhang der SW-exponierten Untersuchungsfläche (ca. 1570 m – 1670 m ü. NN) keine podsolierten oder zumindest morphologisch eindeutig als podsolig anzusprechende Böden vorgefunden. Dies bestätigen auch zahlreiche neuere Profilaufnahmen von DOMMERMUTH (1994, 1995a).

Die Braunerde-Subtypen dieser Reliefpositionen weisen zwar im A-Horizont wie auch vielfach im Unterboden pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werte zwischen 4,2 und 3,8 (Aluminium-Pufferbereich nach ULRICH & MAYER & KHANNA 1979; s. a. ULRICH 1981; ULRICH et al. 1984) und somit bereits eine Acidität auf, durch die Podsolierungsprozesse zunehmend in Gang gesetzt werden (ZIECHMANN & MÜLLER-WEGENER 1990:229), zeigen aber noch keine charakteristische Bleichung von Kornoberflächen. Auch die auffällige Violetstichigkeit typischer Ahe- bzw. Aeh-Horizonte podsoliger Peda ist nicht erkennbar.

Dabei steht zweifellos außer Frage, daß bereits im merklichen Umfang mobile Humusfraktionen insbesondere Huminstoffe (Fulvosäuren) in den Unterboden verlagert werden, betrachtet man die bodenchemischen Kennwerte (Kap. 11.3., Tab. 6–15) sowie die Qualität und Quantität der Tonmineralgarnitur untersuchter Peda (Kap. 11.2., Tab. 5). In Anbetracht der pH-Werte der Böden können somit vor allem oxidierte Stufen des Eisens und Aluminiums eine Mobilisierung und Translokation in komplexer Bindung durch Huminstoffe oder niedermolekulare organische Säuren (z. B. von heterotrophen Organismen erzeugte Polyphenole, Milch-, Zitronen- oder Oxalsäure) etwa in Form wasserlöslicher Fe-Chelate erfahren (siehe z. B. HERMANN & GERKE 1992). In unter Umständen auftretenden Perioden mit stärkerer Vernässung der Oberböden ist dann zusätzlich eine verstärkte Mobilisierung von Eisen und Mangan in reduzierter Form als wasserlösliches Fe<sup>2+</sup> und Mn<sup>2+</sup> möglich. Denn der Protonenverbrauch bei der Auflösung von Eisen- und Manganoxiden ist geringer, wenn diese durch Reduktion erfolgt, welche unter anaeroben Bedingungen im gesamten pH-Bereich der Böden stattfinden kann (SCHWERTMANN & NIEDERBUDDE 1993:249). Das Auftreten zumindest podsoliger Braunerden wäre aufgrund der pH-Werte und klimatischen Verhältnisse daher theoretisch durchaus denkbar.

Für die Tatsache, daß in diesen Hangpartien jedoch keine sauergebleichten Horizonte anzutreffen sind, können verschiedene Erklärungsmöglichkeiten herangezogen werden. So kann dies z. B. als Folge von Beweidung gesehen werden. Hierdurch können sauergebleichte Böden zu Braunerden degradieren, wenn die Eluvial-Horizonte mit dem Unterboden durch Viehtritt vermischt werden (REHFUESS 1990:74). Eine flächenhafte Degradierung (i. S. einer Rückstufung innerhalb der Chronosequenz) infolge eines solchen Prozesses der Bioturbation erscheint jedoch gerade in den steileren und somit vom Vieh weitaus seltener aufgesuchten Mittelhanglagen als wenig wahrscheinlich.

Auch eine gestörte Bodenentwicklung, wie sie die umfangreichen Rodungen zur Gewinnung der Almfläche sicherlich temporär mit sich brachte (vgl. HAMANN 1985:43–44), könnte in diesem Zusammenhang als beeinflussender Faktor angenommen werden. Hierbei sollte man aber berücksichtigen, daß sich Podsole im Hochgebirge unter günstigen Bedingungen (durchlässiges Substrat, kühl-humides Klima, geringe Karbonatgehalte des Substrates etc.) innerhalb einiger Jahrhunderte ausbilden können (REHFUESS 1990:74; s. a. FITZE

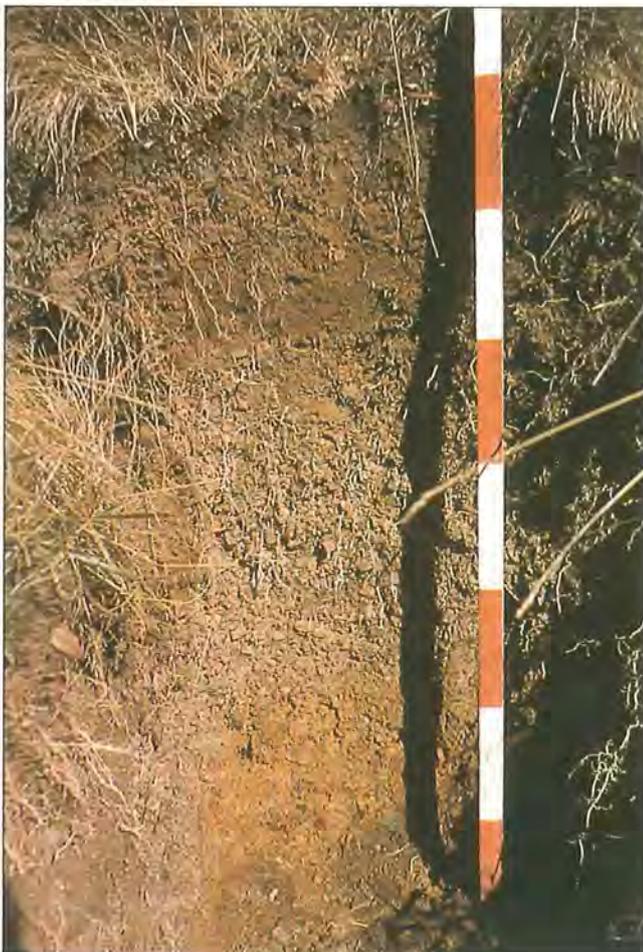
1980, 1982; SEMMEL 1993:76). Daher scheint das Fehlen deutlich sauergebleichter Horizonte unter dem Aspekt einer nahezu tausendjährigen Almgeschichte in erster Linie in der Körnung des Substrates begründet zu sein. Aber auch die relativ hohen Eisengehalte des Bodens (Kap. 11.3., Tab. 6–15) können hierbei womöglich von Bedeutung sein. Hohe Fe-Anteile hemmen in tonig-lehmigen Böden auch bei geringem Basengehalt und tiefem pH die Podsolierung (REHFUESS 1990:73). Die bei niedrigem V-Wert in der Regel lange in der Bodenlösung aktiv bleibenden, d. h. einer nur zögernden Mineralisierung, Neutralisierung oder Polymerisierung unterliegenden organischen Säuren werden nach Auffassung von REHFUESS (1990:73) vermutlich durch starke Sorption an Fe-Oxide rasch inaktiviert (vgl. SCHNITZER & KHAN 1978:52; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992: 378).

Eine entscheidende Rolle dürfte jedoch den relativ hohen Schluffgehalten zukommen. Sie steuern einer Pedogenese in Richtung podsolierter Böden trotz niedriger pH-Werte entgegen (FRIED 1984:68–77; vgl. SEMMEL 1975:327, 1986:75–76). Indirekt findet dies durch den Umstand Bestätigung, daß sich das von REHFUESS angegebene Alter von Hochgebirgs-Podsolen auf Beispiele aus der hochmontanen, subalpinen und alpinen Stufe der Zentralalpen bezieht. Die Böden zeichnen sich dort jedoch, unabhängig von ihrer petrographischen Zusammensetzung, in der Regel durch eine Dominanz der Kornfraktionen > 0,063 mm aus (STAHR 1991:151; s. a.

FRANZ 1979:36–39; HOFMANN & AUERSWALD & KAINZ 1992:174), welche die Perkulierbarkeit und somit durch höhere Sickerwassermengen und stärkere Auswaschung die Podsolierung begünstigen. Darüber hinaus fehlt in diesen Hanglagen eine für Podsolstandorte charakteristische, sehr nährstoffarme und nur schwer zersetzbare Streu liefernde Vegetation wie etwa reine Koniferenbestände oder Gesellschaften mit hohem Anteil an Zwergsträuchern (z. B. *Calluna vulgaris*, *Vaccinium* sp.).

Nach REHFUESS (1990:73) können beispielsweise mäßig basenhaltige Böden unter gras- und krautreichen Laubmischwäldern noch Braunerdedynamik aufweisen, während daneben unter reiner Fichte oder Kiefer die Podsolierung bereits deutlich eingesetzt hat. Daß der Streutyp auf Standorten mit vergleichbaren Klimabedingungen und ähnlicher Bodencharakteristik neben den Substrateigenschaften wesentlich die Steuabbaurate und somit die Pedogenese beeinflusst, zeigen auch Untersuchungen von SCHINNER (1978) an Almböden in der oberen subalpinen Stufe der Hohen Tauern. Aufgrund der Tatsache jedoch, daß auch die Unterböden der Braunerde-Subtypen häufig im pH-Bereich zwischen 4,2 und 3,8 liegen und ihre bodenchemischen Kenndaten überaus deutliche Hinweise auf eine bereits stattfindende, wenn auch mehr oder weniger gehemmte Verlagerung gelöster organischer Stoffe im Solum geben, könnten die angesprochenen Peda nach ULRICH (1988:173–175) als „Kryptopodsolen“ bezeichnet werden.

Die scheinbar konträren Ergebnisse der Bodenansprachen beruhen möglicherweise auf dem Faktum, daß zumindest auf dem NW-exponierten Hang verschiedentlich auch abseits von deutlichen Tritts Spuren Weidepseudogleye anzutreffen sind. Bei nur



**Abb. 16:** Stark erodierter kolluvial überdeckter Eisen-Podsol. Unter der stark humosen kolluvialen Überdeckung mit lehmiger Bodenart und einer auf der Aufnahme nicht zu erkennenden sehr schwachen, diffusen Rostfleckung, ist ein ca. 30 cm mächtiger, stark skeletthaltiger Eluvialhorizont von hellgrauer bis hellbräunlichgrauer Färbung ausgebildet. Mit relativ scharfer Begrenzung folgt ein durch Anreicherung von Sesquioxiden in typischer Weise stark gelblich-brauner (vgl. WIECHMANN 1991:888), fast „rostfarbener“ Bs-Horizont. Der Ahe- oder Aeh-Horizont wurde völlig erodiert. Eine sichtbare Anreicherung von eingespülten organischen Substanzen über dem Bs-Horizont, wie sie für Eisen-Humus- oder typische Podsole mit einem Ahe-Ae-Bh-Bs-C-Profil charakteristisch ist, fand hier nicht statt. Das Profil mit einer Ah-(Sgw)M-IIIfAe-IIIBs-Horizontabfolge wurde unmittelbar oberhalb eines Blattanbruches im Übergang vom *Nardetum alpigenum trifoliosum* zur *Vaccinium uliginosum*-Gesellschaft in einer Höhe von 1682 m ü. NN aufgeschlossen (= Profil 7, Kap. 11.3.7.). Der für den SW-exponierten Oberhangbereich vergleichsweise mächtige Eluvialhorizont bildet nach Abtragung des kolluvialen, lehmigen Materials die Oberfläche der etwa 30 m<sup>2</sup> großen Blaike.

geringer Entwicklungstiefe und undeutlicher Ausprägung ist die naßgebleichte Reduktionszone unter Umständen phänologisch kaum vom sauergebleichten Eluvialhorizont podsoliger Peda zu unterscheiden. Demzufolge können sich Schwierigkeiten hinsichtlich der Profilsprache und taxonomischen Beurteilung ergeben, wodurch ohne weiteres genetische Fehlinterpretationen möglich sind (siehe POSCH 1977:111; ZECH & VÖLKL 1979: 661; NESTROY 1984:70; HAMANN 1985:74). Als entscheidendes Indiz für Redoxreaktionen als vorherrschenden pedogenetischen Prozeß erwies sich profildiagnostisch auch bei nur geringfügiger Bleichung die wenigstens partiell stets vorhandene Kohärenzstruktur des entsprechenden Profilschnittes mit exvertierter Rostfleckung in Rißsystemen und entlang von Wurzelbahnen. Hieraus lassen sich indirekt Trittbelastung und Homogenisierung auch ohne deutliche Trittsuren ableiten. Auf die Tatsache, daß stark saure, lehmig texturierte Almböden aus Fleckenmergeln, Kieselkalken oder Kieselchiefern, wie z. B. Braunerden, Pelosole aber auch Kolluvien mit oligotropher Dynamik, selten Spuren von Podsolierung, häufig jedoch deutliche Pseudovergleyung durch Beweidung aufweisen, wird bereits von BOCHTER & NEUERBURG & ZECH (1983) hingewiesen (s. a. GRACANIN 1972:182).

Erst im Oberhangbereich des SW-exponierten Hanges zeigen die, infolge eines Substratwechsels am Übergang zum Ruhpoldinger Radiolarit gröber texturierten Böden deutliche Podsolierungsmerkmale bzw. Podsolierung. Die aufgeschlossenen und erbohrten Profile sind bodentypologisch als podsolige Braunerden (Aeh- oder Ahe-Mächtigkeit < 3 cm) bis Podsol-Braunerden sowie als Eisen-Podsole (Abb. 16), teils stark erodiert und kolluvial überdeckt, anzusprechen.

Die höheren Gehalte an sandig-grusig verwitterndem Radiolarit im Hangschutt schlagen sich hinsichtlich der Korngrößenverteilung des Feinbodens neben allgemein höheren Sandanteilen vor allem in einem prozentualen Anstieg der Grobsandfraktion nieder (siehe Kap. 11.3., Profil 7). In diesem Abschnitt des Untersuchungsgebietes in einer Höhenlage zwischen ca. 1670 m und 1710 m verstärkt auftretende acidophile Zwergsträucher (*Vaccinium* sp.) liefern eine N-arme, stark lignifizierte, nährstoffarme und durch Gerbstoffe und Harze imprägnierte, schwer zersetzbare Streu. Die Humusform ist in der Regel rohhumusartiger Moder. Grobkörnigeres, durchlässigeres Substrat mit hohem Kieselsäureanteil, kühl-humide Klimaverhältnisse und nährstoffarme, die Entstehung von stark chelataktiven organischen Säuren fördernde Vegetationsrückstände bilden somit eine Faktorenkonstellation, welche die Podsolierung in diesem Bereich des Untersuchungsgebietes begünstigt.

Die hellgrauen bis hellbräunlichgrauen, mitunter sehr skelettreichen Eluvialhorizonte mit oft charakteristischem Einzelkorn- oder Singulärgefüge erreichen dabei auf kurze Distanzen sehr unterschiedliche Mächtigkeiten von weniger als 2 cm bis ± 30 cm. Dies erinnert an die Ausführungen von BLUME (1973:193) über Hangpodsole des Sandstein-Schwarzwaldes. Auch dort ist ein ähnlich starker Wechsel der Bleichhorizontmächtigkeiten (10–100 cm) charakteristisch. BLUME vermutet, daß im wesentlichen Hangzugwasser (Interflow) dafür verantwortlich zu machen ist.

Das die sehr unterschiedlichen Entwicklungstiefen der sauergebleichten A-Horizonte im Arbeitsgebiet, bzw. die

Intensität der Podsolierungsprozesse in gewissem Umfang auf dem Einfluß von Hangzugwasser basieren, ist in Anbetracht der hohen Reliefenergie sicherlich nicht auszuschließen. Der verschiedentlich hohe Gehalt an organischer Substanz in tieferen, durch Hangzugwasser beeinflussten Profilschnitten von Böden unterhalb der podsolierten Bereiche weist zumindest sehr deutlich auf eine intensive laterale Verlagerung gelöster Bodeninhaltsstoffe hin (siehe Kap. 11.3.8., Profil 8).

Besonders auffällig ist jedoch der Umstand, daß die Ae- bzw. Aeh- oder Ahe-Horizonte im Untersuchungsgebiet nicht in flächenhafter Verbreitung auftreten. Ein Phänomen, das ebenso wie die stark wechselnden Entwicklungstiefen dieser Horizonte allgemein im Bereich von kalkig-kieseligen Radiolariten im Nationalparkgebiet beobachtet werden kann (FREYER 1988:140). Als Ursache hierfür nimmt FREYER kleinstandörtliche Unterschiede im Mikrorelief an.

Aufgrund der Tatsache, daß in diesem Bereich des SW-exponierten Hanges einerseits Solumsedimente vorzufinden sind, die gelegentlich stark erodierte bzw. verkürzte Podsol-Profile mit relativ mächtigem Ae-Horizont überdecken (Abb. 16), andererseits aber lediglich podsolige bis podsolierte Braunerden in unmittelbarer Nähe davon auftreten, liegt die Vermutung nahe, daß der rasche Wechsel der Mächtigkeit von Eluvialhorizonten und das Aussetzen dieser Horizonte zumindest partiell auch als unmittelbare Folge der Rodungen zur Gewinnung der Almfläche zu sehen ist (vgl. hierzu NEUWINGER 1978: 245; FRANZ 1979:58–59). Demnach würde es sich um unterschiedliche Generationen von sauergebleichten Böden handeln, wobei nur schwach entwickelte Profile die Bodenbildung der letzten Jahrhunderte unter Almnutzung repräsentieren.

Die häufig in der Literatur vertretene Ansicht, daß die Grenze zwischen Eluvial- und Illuvialhorizont podsolierter Böden am Hang eine potentielle Gleitfläche translationsförmiger Bodenbewegungen (Translationsbodenrutschungen) infolge der nur geringen Kohäsion des sauergebleichten Profilschnittes darstellt (siehe z. B. KARL 1959, 1961; ANDERLE 1971; BUNZA 1982; ZWECKL 1986), kann für die Blaikenbildung im Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden. Die schollenförmige Abtragung des Bodens auf dem SW-exponierten Oberhang findet unabhängig von dieser Horizontgrenze wie bei allen untersuchten Blattanbrüchen ausschließlich entlang lithogener Inhomogenitäten statt. Dies trifft auch für andere Almstandorte mit podsolierten Böden im Jennergebiet zu (siehe DOMMERMUTH 1994, 1995a). So erfolgt beispielsweise die schollenförmige Verlagerung von lehmig texturiertem Material im Fall des in Abbildung 16 beschriebenen Podsolprofils oberhalb des Eluvialhorizontes, d. h. entlang der Schichtgrenze zum liegenden sehr stark skeletthaltigen und sandigen II/Ae-Horizont.

Neben hydromorphen und podsolierten Braunerde-Subtypen, Kolluvien und kolluvial überdeckten Profilen, sind auf dem SW-exponierten Mittelhang im unmittelbaren Umfeld der in Kap. 6. erwähnten Quellnische Gleye ausgebildet. Aufgrund des nur sehr kleinräumigen Auftre-

tens dieser Quellgleye wurden diese im Rahmen der vorliegenden Untersuchung jedoch keiner näheren Betrachtung unterzogen.

## 11.2 Bodenchemismus und Mineralbestand

Die untersuchten Böden sind tiefgründig entkalkt und mit pH(Salz)-Werten von 3,1 bis 5,6 (KCl) bzw. zwischen 3,4 und 5,8 (CaCl<sub>2</sub>) insgesamt sehr stark bis mäßig (mittel) sauer. Jedoch treten mäßig saure Reaktionen mit pH(Salz)-Werten > 5,0 im allgemeinen erst in tieferen Bodenzonen (C-Horizonte) unter zunehmendem Einfluß des mergeligen Ausgangssubstrates bzw. Anstehenden auf. Die ermittelten pH-Werte der Boden-Wasser-Suspensionen, als Indikatoren für die rezente H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>-Ionen-Konzentration der Bodenlösung (kurz H-Ionen oder H<sup>+</sup>), liegen zwischen 3,8 und 6,6 (Tab. 6–15). Dabei deuten bereits die jeweiligen Differenzen zwischen der Gesamt- oder potentiellen Acidität und den pH(H<sub>2</sub>O)-Werten (aktuelle oder aktive Acidität) allgemein auf die stärkere Belegung der Austauscherplätze mit H<sup>+</sup>- und Al<sup>3+</sup>-Ionen hin (siehe Kap. 11.3., Profile 1–10). Da Letztere aufgrund ihrer hohen Ladung eine wesentlich bessere Eintauschfähigkeit als Hydronium-Ionen besitzen, treten sie unterhalb pH 5 mit zunehmendem Anteil an den stark sauren Positionen der permanenten Ladungen von Tonmineralen auf. So erreicht die Al-Sättigung (austauschbares Al in mmol/z/100 g Feinboden bezogen auf die effektive Kationenaustauschkapazität) sehr stark saurer Ah- und stark saurer Braunerde-B-Horizonte mitunter Größenordnungen von nahezu 70 % (siehe Kap. 11.3., Profile 1, 2, 6).

In den Oberböden betragen die pH(H<sub>2</sub>O/Salz)-Differenzen durchschnittlich 0,6 ± 0,2, in den B-Horizonten der Braunerde-Subtypen 0,7 ± 0,3 pH-Einheiten. Erst in größerer Profiltiefe (BC- und C-Horizonte) erreichen die Differenzen deutlich mehr als eine pH-Einheit (1,1–1,4), wodurch aktuelle Säureinflüsse im Bereich der oberen Profilschnitte angezeigt werden. Zwar weisen auch die im Nationalpark Berchtesgaden unübersehbaren neuartigen Waldschäden auf einen verstärkten Eintrag saurer, H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCl, HNO<sub>3</sub> oder H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> enthaltender Niederschläge (= nasse Deposition) sowie versauernd wirkender atmogener Depositionen wie beispielsweise SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub> oder Gemische nitroser Gase (N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub>) hin (= trockene Deposition von Säurebildnern), jedoch dürfte der sich abzeichnende Säureeinfluß in Anbetracht der Standortverhältnisse in erster Linie auf ökosysteminternen Versauerungsprozessen beruhen. Eine bedeutende Rolle kommt in diesem Zusammenhang sicherlich der verstärkten Zufuhr von stark sauer wirkenden Huminstoffen aus den L- und O-Lagen in die oberen Mineralbodenhorizonte zu. Im Fall von beprobten Profilen in stärker vom Vieh frequentierten Hangpartien (z. B. Profile 9 und 10, Kap. 11.3.9., 11.3.10.) ist jedoch auch durch den Eintrag von Ammonium mit zusätzlichen Versauerungsschüben zu rechnen, da bei dessen mikrobiellen Oxidation zu Nitrat Protonen freigesetzt werden (NH<sub>4</sub><sup>+</sup> + 2O<sub>2</sub> ⇌ NO<sub>3</sub><sup>-</sup> + 2H<sup>+</sup> + H<sub>2</sub>O).

In den A- und B-Horizonten liegen die pH(Salz)-Werte fast ausnahmslos in einem Bereich des Protonenumsatzes [ $< \text{pH}(\text{CaCl}_2) 4,5\text{--}4,8$ ], in welchem verstärkt Aluminium als Reaktionsprodukt der Überführung freier H-Ionen aus der Bodenlösung in eine undissoziierte Form durch Protonenakzeptoren wie primäre Silikate, Tonminerale, Al-Hydroxide aber auch Al-organischen Verbindungen (organisch komplexiertes Al) auftritt (siehe SCHWERTMANN & SÜSSER & NÄTSCHER 1987; VAN DE SAND & FISCHER 1994). Aufgrund der bekanntlich stark koagulierenden Wirkung von austauschbaren Al-Ionen bzw. Polyhydroxy-Aluminium wie z. B. [Al<sub>6</sub>(OH)<sub>12</sub>]<sup>6+</sup> auf die Teilchen der Ton- und Feinschluff-Fraktion kann bereits anhand der stark sauren Bodenreaktion auf eine erhöhte Aggregatstabilität der lehmigen Böden geschlossen werden. Die den schluffreichen, sauren Almböden aus Verwitterungsprodukten mergelig-kieseliger Sedimente häufig zugeschriebene Wasserempfindlichkeit (leichte Verschlämbarkeit, schlagartiges Zerfließen des Bodens bei starkem Wasserandrang) und daraus abgeleitete Rutschneigung (u. a. SCHAUER 1975:17; BLECHSCHMIDT 1989:36) muß daher bereits an dieser Stelle zumindest als fraglich erscheinen.

Die Oberböden der untersuchten Profile erreichen in der überwiegenden Mehrzahl pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werte zwischen 3,8 und 4,2 und somit einen Bereich der Versauerung (Aluminium-Puffer), in dem Podsolierungsprozesse zunehmend in Gang gesetzt werden. Jedoch zeigen die angesprochenen Braunerdeprofile, wie bereits oben diskutiert, noch keine auffällige Mineralkornbleichung (Kornpodsoligkeit) im Oberboden. Auch aus den jeweiligen Tiefenfunktionen des Aktivitätsgrades (Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>) ergeben sich bei den Braunerde-Peda keine signifikanten Hinweise auf intensivere Podsolierungsprozesse. Eine Maskierung von bereits verstärkt stattfindender Podsolierung, etwa durch die hohen Anteile an organischen Substanzen in den Oberböden, ist daher auszuschließen.

Lediglich bei einigen schwach ausgeprägten alpinen Weideseudogleyen, die im Bereich der häufiger vom Weidevieh frequentierten Unter- und Mittelhanglagen aufgeschlossen wurden, ist ein leichter Anstieg des Aktivitätsgrades zu größeren Profiltiefen hin zu verzeichnen (z. B. Kap. 11.3.6., Tab. 11). Dieser beruht jedoch in erster Linie nicht auf Podsolierung, sondern vielmehr auf Redox-Prozessen infolge lang anhaltender trittinduzierter Anaerobie im oberflächennahen Bereich der Böden. Eisenverbindungen [Fe(III)] werden im verdichteten oder homogenisierten Solum infolge von O<sub>2</sub>-Mangel entweder direkt von seiten fakultativ und obligat anaerober Mikroorganismen oder indirekt durch mikrobiell gebildete organische Säuren unter Verwendung als Wasserstoffakzeptor reduziert. Sie können dann teilweise auch als Metallorganische-Komplexe in Richtung eines Potentialgradienten vertikal und lateral mobilisiert werden. Bei Kontakt mit luftführenden Poren in tieferen Bodenzonen werden die Fe-Verbindungen reoxidiert und als amorphe Oxid-Hydroxide gefällt.

Entsprechend ihres Puffervermögens nimmt der Säuregrad bei der Mehrzahl der untersuchten Böden zu größeren Profiltiefen hin mit deutlichem pH-Tiefengradienten ab. In einigen Fällen (z. B. Profile 3 und 10, Kap. 11.3.) ist jedoch eine leichte Abnahme des pH-Wertes unterhalb des A-Horizontes, oder auch unterhalb von

kolluvialen Überlagerungen feststellbar. Als Ursache hierfür kommen z. B. ungleichmäßig erfolgende äolische Einträge von puffernd wirkenden Protonenakzeptoren ( $\text{CaCO}_3$ , primäre Silikate) oder eine verstärkte Infiltration von organischen Säuren,  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen bzw. metallorganischen Komplexen in Frage. Letztere Möglichkeiten könnten zumindest bei Profilen mit trittinduzierter Naßbleichung im Oberboden zutreffen (z. B. Profil 10, Kap. 11.3.), da die Oxidation reduzierter Substanzen bei Luftkontakt unterhalb des plastisch verformten Profilabschnittes durch die Abgabe von H-Ionen zur pH-Erniedrigung führt [z.B.  $4\text{Fe}^{2+} + \text{O}_2 + 10\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 4\text{Fe}(\text{OH})_3 + 8\text{H}^+$ ].

Der Anteil an organischer Substanz ist sowohl in den Oberböden als auch in tieferen Horizonten im Vergleich zu vielen terrestrischen Mittelgebirgs- und Flachlandböden relativ hoch. Er erreicht in Ah-Horizonten Größenordnungen von nahezu 10 Gew.-% (4,5–9,6 %). In B-Horizonten der Braunerde-Subtypen liegt er zwischen 1,0 und 3,0 %, in den BvCv-Übergangshorizonten zwischen 0,8 und 1,7 %. Selbst die Zersatzzonen (Ic/mCv-Horizonte) erweisen sich bisweilen noch als schwach humos. Entsprechend hohe Anteile an organischer Substanz finden sich daher auch in kolluvialen Mineralbodenhorizonten, zumal häufig größere Mengen an Vegetationsrückständen und frischem Pflanzenmaterial durch die schollenförmige Abtragung des Bodens im Solumsediment inkorporiert sind. Die Gehalte an Humus (i. S. der Gesamtheit der postmortalen organischen Substanz) liegen bei den analysierten Proben aus M- bzw. Übergangs-M-Horizonten zwischen 2,0 % und 5,1 %. Im Fall eines extrem stark erodierten und kolluvial überdeckten Braunerde-Pedons, welches auf dem SW-exponierten Hang unterhalb von deutlich podsolierten Profilen aufgeschlossen wurde, erreicht der Gehalt an organischer Substanz im BC-Übergangshorizont bei gleichzeitig schwacher Naßbleichung durch Hangzugwasser sogar 6,0 % (siehe Profil 8, Kap. 11.3.8.). Weniger auffällig hingegen sind die erwartungsgemäß hohen Gehalte an organischer Substanz in den Illuvialhorizonten podsolierter Böden von bis zu 3,0 %.

Aufgrund der sich verringernden Abbaugeschwindigkeit der organischen Substanz mit sinkender mittlerer Jahrestemperatur bei gleichzeitig steigendem Niederschlagsangebot sind hohe Anteile an Humus für Hochgebirgsböden jedoch nicht ungewöhnlich. Darüber hinaus sind alpine Böden, so auch auf der Königstalalm, vor Beginn der Vegetationsperiode in den Sommermonaten häufig durch Schmelzwasser vernäßt. Daher ist die Destruenttätigkeit bei gleichzeitig niedrigen Bodentemperaturen zusätzlich eingeschränkt. Als weiterer Faktor kommt im Untersuchungsgebiet die saure Reaktion der Böden hinzu. Niedrige pH-Werte bedingen ebenso wie gedrosselte  $\text{O}_2$ -Zufuhr und geringe Temperaturjahresmittel verminderte biochemische Oxidationen (mikrobielle Respiration) und behindern eine rasche Transformation des organischen Materials in energiearme Endprodukte wie z. B.  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , oder  $\text{NH}_4^+$ .

Durch das Zusammenwirken dieser Standortfaktoren übersteigt die jährliche, vergleichsweise hohe Biomass-

senproduktion der von Gräsern dominierten Assoziationen im Untersuchungsgebiet (vgl. hierzu BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:28; NESTROY 1984:70) die Abbauleistung des Edaphons. Die Böden weisen daher durchschnittlich ca. 1,5 bis 5,0 cm mächtige Humuslagen (L- und O-Lagen) auf. In den Unter- und Mittelhanglagen des Untersuchungsgebietes sind die, nicht selten durch mechanische Bodenbelastungen infolge von Viehritten gestörten (Narbenversatz, Narbenauflösung, Verdichtung) organischen Pedokompartimente als mullartiger bis typischer Moder ausgebildet. Auf dem SW-exponierten Oberhang ist bei zunehmend schwerer zersetzbarer Streu und podsolierten Böden zumeist rohhumusartiger Moder anzutreffen.

In Übereinstimmung mit BOCHTER (1984:49) werden Begriffe wie „organische Auflage“ oder „Auflagehumus“ im Folgenden vermieden, da L- und O-Lagen, wie BOCHTER treffend formuliert, integrale Bestandteile des Bodens sind und somit dem Boden nicht aufliegen können. Denn andernfalls bestünden nach BOCHTER O-C-Profile unter vielen Bergwäldern der nördlichen Kalkalpen lediglich aus organischen Auflagen über anstehendem Gestein und wären keine Böden mehr.

Es herrschen somit insgesamt gesehen Standortbedingungen vor (gedrosselte  $\text{O}_2$ -Zufuhr infolge stets gut durchfeuchteter L-, O- und A-Horizonte ohne daß in ihnen längerfristig Staunässe auftritt, niedrige Temperaturmittel, saure Bodenreaktion), unter denen der Stoffumsatz nach initialem bzw. partiellem Abbau der anfallenden Organik in der metabolischen Phase oder über kometabolischem Wege wie im Fall des Lignins (HALDER 1992:48–52; KÖGEL-KNABNER & GUGGENBERGER 1995) durch die Polymerisation hochmolekularer Huminstoffe (Fulvosäuren, Huminsäuren, Humine) aus reaktionsfähigen Spaltprodukten dominiert wird (s. hierzu u. a. BURGER & FRANZ 1969:253–254; FRANZ 1979:42–43; GISI et al. 1990:174, 178). Diese chemisch nicht eindeutig definierten, nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand mit kaum oder nicht veränderten Streustoffen (Lipide, Proteine, Polysaccharide, Lignine) zu Huminstoff-Systemen assoziierten organischen Mischpolymerisate (ZIECHMANN & MÜLLER-WEGENER 1990:45–69; BEYER 1995:16, 153) sind infolge ihrer komplexen und widerstandsfähigen Strukturen gegenüber raschem mikrobiellen Abbau weitgehend geschützt. Insbesondere jedoch dann, wenn sie mit Al- und Fe-Ionen metallorganische Komplexe oder mit Tonmineralen, aber auch größeren Partikeln (BROERSMA & LAVKULICH 1980, zit. nach BOHNE 1991:46) über Wasserstoff-, Ionenbrücken und Ion-Dipolbindungen sehr stabile, persistente, d. h. vergleichsweise inerte organomineralische Verbindungen bilden. Nach den Vorstellungen von BROADBENT & JACKMANN & MC NICOLL (1964, zit. nach BLASER & KLEMMEDSON 1987:340) werden dabei bestimmte funktionelle Gruppen der organischen Polymere z. B. durch die Bindung von Al und Fe blockiert, so daß keine Enzymreaktionen mehr stattfinden und die biokatalytische Spaltung der Makromoleküle verhindert wird. Durch ihre Assoziation mit Huminstoffen können daher auch relativ kurzlebige Humusfraktionen wie etwa Polysaccharide [u. a. extrazelluläre Schleimstoffe der Mikroorganismen (siehe hierzu z. B. SCHNITZER & KHAN

1978:82–83; TISDALL & OADES 1982:151; ANDERSON 1991:412–413]) außer durch Verbindungen mit Metallionen und Tonmineralen oder ihrer Okklusion in Aggregaten bedeutend länger im Boden verweilen (ANDERSON 1991:414; SCHNITZER 1992:76; SCHWERTMANN & NIEDERBUDE 1993:253).

Wie die Untersuchungen im Rahmen des Verbundprojektes „Bodenforschung im deutschen Alpenraum“ zeigen, ist die organische Substanz in den A-Horizonten von Gebirgsböden im Nationalpark Berchtesgaden zu etwa 60–70 % in organomineralischen Komplexen gebunden (NATIONALPARK BERCHTESGADEN 1993:30). Die hohen Anteile an organischer Substanz in den untersuchten Böden beruhen somit auf einer verminderten Mineralisationsrate bei gleichzeitiger Neubildung und Anreicherung von relativ stabilen, stark reaktionsfähigen organischen Verbindungen (Dauerhumus = passiver Pool der organischen Bodensubstanz).

Zudem wird unter sauren Bedingungen aber auch bei O<sub>2</sub>-Mangel die Akkumulation von acyclischen Kohlenwasserstoffen wie Lipiden (Wachse, Cutine) gefördert (ANDERSON 1991:414). Die Aliphaten [z. B. verschiedene (n)-Alkane oder freie (n)-Fettsäuren] wirken zusätzlich zu ihren hydrophoben Eigenschaften und ihrer erhöhten Abbauresistenz hemmend auf die Mikroorganismen (DINEL & SCHNITZER & MEHUY 1990; GISI et al. 1990:169) und führen aufgrund ihrer langen Verweildauer im Boden ebenfalls zu einer Anreicherung von organischer Substanz (SCHNITZER 1992:79). Als nennenswerte Quellen für das pflanzliche Oberflächenlipid Cutin kommen innerhalb der grasreichen Gesellschaften im Arbeitsgebiet neben zahlreichen krautigen Pflanzen z. B. durchaus auch die Rückstände horstbildender Gramineen wie etwa von *Nardus stricta*, *Deschampsia caespitosa* oder *Dactylis glomerata* (Knäuelgras) in Frage.

Geht man von den ökologischen Rahmenbedingungen aus, welche nach bisherigem Kenntnisstand den Entstehungsweg und die Eigenschaften der innerhalb einer polymeren Reihe konventionell auf Grundlage ihrer Lauge- bzw. Säurelöslichkeit (trotz bekannter Unzulänglichkeiten) differenzierbaren Huminstoff-Fractionen bestimmen (z. B. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:58–59, 65), ist angesichts der pedoökologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet allgemein mit einer eher langsamen abiologischen Polymerisation leicht wasserlöslicher, mobiler Fulvosäuren gegenüber der biotischen Huminstoffbildung über Stoffwechsel- und Autolyseprodukte im Verdauungstrakt der Bodentiere zu rechnen. So wird nach CERNESCU & CICOTTI (1964, zit. nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:65) unterhalb einer Basensättigung von ca. 80 % bei hohen Anteilen saurer Kationen – analog zu Hochmooren – das Verhältnis Huminsäuren/Fulvosäuren deutlich von Fulvosäuren mit niedrigerem Molekulargewicht dominiert. Dies bedeutet, daß letztendlich auch die Humifizierung durch das stark saure Milieu mehr oder weniger stark gehemmt ist.

Jedoch spricht das noch häufige Vorkommen von Primärzersettern (insbesondere kleinere Arten von Lumbriciden), die vereinzelt auch in größeren Bodentiefen anzutreffen sind, trotz niedriger pH-Werte und Stauwasserbeeinflussung der Braunerden dafür, daß der Huminstoffsynthese auf chemischem Wege, d. h. über nieder-

molekulare, insbesondere durch heterotrophe Organismen entstandene cyclische oder lineare Spaltprodukte, von großer Reaktivität (z. B. Ligninabbauprodukte) nicht der außerordentlich hohe Stellenwert zukommt, wie dies z. B. bei Podsolen der Fall ist. Infolge der durchaus noch regen Tätigkeit des Edaphons ist auch die biotische Humifizierung am Stoffumsatz beteiligt. Dies äußert sich profilmorphologisch in einem zumeist deutlich ausgeprägten biogenen Krümelgefüge der sehr dunkelgrau-braun gefärbten und folglich an Huminstoffen (Huminsäuren, Fulvosäuren u. a.) reichen Oberböden.

Bei den vorkommenden Regenwürmern handelt es sich offensichtlich um ubiquitäre oder säuretolerante Arten, die nach SCHRADER (1991) einerseits durch die Abgabe von puffernd wirkenden Schleimsubstanzen ihr Milieu beeinflussen (pH-Umschlag) und andererseits durch aktive Ventilation (häufiges Auf- und Abkriechen im Gang) eine raschere Oxidation in der Gangwand hervorrufen. Sie schützt die Tiere vor der Toxizität reduzierter Substanzen. Zudem dürften sich die relativ hohen Anteile an organischer Substanz und die partielle Düngung durch die Weidetiere (= günstiges Nahrungsangebot) sowie das schluffig-lehmige Substrat (= gute Grabbarkeit und hohe Stabilität der Gänge gegenüber Sand- oder Tonböden) durchaus begünstigend auf die teilweise höheren Regenwurmbundanzen – trotz des sauren Milieus – auswirken (vgl. KAINZ & AUERSWALD & PHILIPP 1991).

Für die Entwicklung der Podsole, podsoligen und Podsol-Braunerden im Bereich des SW-exponierten Oberhanges sind Fulvosäuren sicherlich die entscheidende Huminstoff-Fraktion, da sie sehr effizient mit polyvalenten Kationen (Al, Fe) unter Bildung mobiler wasserlöslicher Komplexe reagieren. Sie sind somit hauptsächlich für Metalltransporte in der gesättigten, wie auch ungesättigten Bodenzone verantwortlich (FINGER & POST & KLAMBERG 1990:307; SCHNITZER 1992:69; s. a. REHFUESS 1990:71). Nicht zuletzt aber auch aufgrund der Tatsache, daß Huminstoffe im Vergleich zu niedermolekularen organischen Säuren bekanntlich mit hoher Konzentration im Solum auftreten. Den wesentlichen Anteil an organisch gebundenem Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) im Solum stellt daher die hochmolekulare organische Fraktion (siehe u. a. SCHNITZER & KHAN 1978:57; SCHNITZER 1992:79; FINGER & KLAMBERG 1993:19).

So lassen sich vor diesem Hintergrund auch die des öfteren noch relativ hohen Anteile an C<sub>org</sub> im Unterboden der Braunerden auf die Infiltration mobiler Humusfraktionen zurückführen. Neben der Umlagerung von hochmolekularen Biopolymeren sowie in geringerem Umfang von niedermolekularen Humusfraktionen aus den huminstoffreichen organischen Pedokompartimenten und den A-Horizonten durch das Sickerwasser sind natürlich auch andere Faktoren für die Anreicherung organischer Substanzen im Unterboden in Betracht zu ziehen. Hierzu gehören mechanische Prozesse der Bioturbation durch Vertreter der Makro- und Megafauna (z. B. Diplopoden, Lumbriciden oder Nager wie Mäuse und Murmeltiere, deren Bauten im Untersuchungsgebiet gelegentlich anzutreffen sind) ebenso wie Wurzelrückstände, welche lokal den Gehalt an organischer Substanz bestimmen. Wie die Beobachtung zeigt, bleiben die bioturbativen Prozesse jedoch mit wenigen Ausnahmen, wie z.

B. der Grabarbeit von Murmeltieren, weitgehend auf die oberen Profilschnitte (A- und B-Horizonte) beschränkt.

Auf eine, den Gehalt an organischer Substanz im Unterboden bestimmende Infiltration mobiler Huminstoffe verweisen denn auch die allgemein sehr engen C/N-Relationen in tieferen Bodenzonen (BC- und C-Horizonte), die durchweg zwischen 7 und 13 liegen (Kap. 11.3., Tab. 6–15). Der  $N_{(\text{ges})}$ -Gehalt korreliert in der Regel eng mit den  $C_{\text{org.}}$ -Anteilen, wobei der Stickstoff offensichtlich Bestandteil der mobilen organischen Substanz ist (vgl. BOCHTER 1984:39). Auch die hohen  $N_{(\text{ges})}$ -Gehalte und damit entsprechend engen C/N-Verhältnisse in den meisten Ah-Horizonten von Profilen nicht beweideter Hangpartien (0,36–0,65 % Gesamt-N) weisen in Anbetracht der vorherrschenden Standortverhältnisse und der N-Armut anzeigenden Borstgras-Gesellschaft des SW-exponierten Hanges in Richtung einer verstärkten Anlagerung von freiwerdenden N-Verbindungen (z. B. Aminosäure-N) an Huminstoffe oder ihrer Transformation in Huminstoff-N (Brückenstickstoff) über einen heterocyclischen Einbau in polymerisationsfähige aromatische Verbindungen (siehe z. B. NIEMEYER 1985; vgl. a. BOCHTER 1984:37–39). Dabei deuten jedoch in den nicht beweideten Partien des SW-exponierten Hanges immer wieder auftretende tief- und flachwurzelnde N-Zeiger wie z. B. *Chaerophyllum hirsutum* ssp. *villarsii*, *Listera ovata* oder *Carex pilulifera* auch auf lokal höhere Gehalte an mineralischem Stickstoff in unterschiedlichen Bodentiefen hin. Die Verlagerung von gelösten N-Verbindungen mit dem Hangzugwasser aus der Weidefläche oberhalb des Hanges und lokale N-Düngung etwa durch häufig äsende Gamsen wurden als mögliche Ursachen hierfür bereits in Kap. 9. diskutiert.

In Teilbereichen des Untersuchungsgebietes sind hohe Stickstoffgehalte ohne Zweifel auf die N-Düngung durch Exkremente der Weidetiere zurückzuführen. Sie kommen auf Lichtweideflächen in erster Linie als externe N-Quelle in Frage und führen stets zu N-Gewinnen (BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983; vgl. KLAPP 1971:151–153). Untersuchungsergebnisse von SPATZ et al. (1992:304) zeigen, daß bei Weidegang, vor allem unter Urinflecken, sehr hohe Konzentrationen von mineralischem Stickstoff auftreten. Die N-Düngung infolge von Beweidung spiegelt z. B. das gehäufte Vorkommen stickstoffzeigender Pflanzen wie etwa *Veratrum album* in den vom Vieh bevorzugt aufgesuchten Hangpartien wider. Ganz offensichtlich wird der N-Eintrag infolge des Weidebetriebs z. B. auf dem von Viehgängen überzogenen NW-exponierten Unterhang, bzw. Hangfuß, der über weite Bereiche eine nitrophile Alpenampfer-Lägerflur (*Rumicetum alpini*) trägt. In gewissem Umfang sind sicherlich auch die verschiedentlich in der Krautschicht beider Expositionen vertretenen Leguminosen (z. B. *Trifolium*-Arten) als N-Quelle in Betracht zu ziehen.

Andererseits können sehr enge C/N-Quotienten im Unterboden auf nichtaustauschbarem  $NH_4^{+}$ -N (nativer  $NH_4^{+}$ -N) beruhen (z. B. REHFUESS 1990:41), der im Kristallgitter von Dreischicht-Tonmineralen, vor allem in Illiten, fixiert ist (SCHACHTSCHABEL 1961; s. a. SCHWERTMANN & NIEDERBUDDE 1993:241). Da der Ammonium-Stickstoff beim Kjeldahl-Aufschluß mit erfaßt wird, werden zu enge C/N-Verhältnisse der organischen Substanz vorgetäuscht. Eine gewisse Beeinflussung des C/N-Verhältnisses der analysierten Proben durch diese N-Fraktion ist daher nicht auszuschließen. Jedoch deuten die engen C/N-Relationen (< 10) bei häufig nur relativ geringen Tongehalten des

Probenmaterials darauf hin, daß im wesentlichen organisch gebundener Stickstoff vorliegt. Dies zeigt z. B. auch das enge C/N-Verhältnis von lediglich 8 des aus dem Eluvialhorizont eines Eisen-Podsols entnommenen Probenmaterials bei einem Tongehalt von 4,8 % (siehe Kap. 11.3., Profil 7, Tab. 12).

Beleg für die Annahme, daß die allgemein niedrigen C/N-Relationen und noch vergleichsweise hohen Anteile an organischer Substanz im Unterboden auf die mobile Huminstoff-Fraktion zurückzuführen sind, ist vor allem die durchweg hohe, teilweise sogar als außerordentlich hoch zu bezeichnende potentielle Kationenaustauschkapazität (KAKpot) der untersuchten Proben. Selbst das aus dem Eluvialhorizont des in Abb. 16 beschriebenen Eisen-Podsols entnommene Ae-Material weist trotz extrem geringen Tongehaltes (4,8 %) noch eine KAKpot von 9,51 mmol/z/100 g Feinboden (im folgenden kurz mmol) auf (siehe Kap. 11.3.7., Tab. 12).

Dies, vor allem aber die allgemein starken Differenzen zwischen KAKpot und aktueller, bzw. effektiver KAK (KAKeff) selbst in größerer Solumtiefe kann als wesentliches Indiz für höhere Gehalte an mobilen Huminstoffen im Unterboden der Braunerden gesehen werden, deren eminentes Reaktionsvermögen auf der Sorbtion funktionseller Carboxyl- und Phenol-Gruppen basiert.

So errechnen sich beispielsweise für den T-Wert des aus Bv-Horizonten entnommenen Probenmaterials Beträge zwischen 14,83 und 24,51 mmol. Die ermittelten Beträge für die KAKeff hingegen erreichen in den entsprechenden Horizonten lediglich 7,75 mmol. Die stark differierenden Beträge verweisen überaus deutlich auf den hohen Beitrag an pH-abhängigen variablen Ladungen der Huminstoffe als wichtigste Kationentauscher neben den weitgehend permanente Ladung tragenden silicatischen Tonmineralen. Der unterschiedliche Verlauf der KAKeff für die Tonfraktion und die organische Substanz mit variabler Ladung wird in Abb. 17 anschaulich.

Noch deutlicher wird dieser Sachverhalt erwartungsgemäß bei Proben aus den stark bis sehr stark humosen Oberböden. Hier errechnen sich für die KAKpot Beträge von 20,03 bis 41,80 mmol, für die KAKeff hingegen lediglich 8,01–11,13 mmol. Den entscheidenden Einfluß der hochmolekularen organischen Substanz auf die chemischen Kennwerte der Almböden dokumentiert auch ohne aufwendige analytische Charakterisierung der vorhandenen organischen Stoffgruppen etwa mittels Naßchemie (Extraktion), Pyrolyse-Feldionisation Massenspektrometrie (Py-FIMS) oder  $^{13}\text{C}$ -NMR-Spektroskopie eine Probe, die dem stark humosen Unterboden (6,0 %) eines auf dem SW-exponierten Hang aufgeschlossenen Pedons mit Hangleymerkmalen entnommen wurde (Kap. 11.3.8., Profil 8, Tab. 13). Die KAKpot erreicht im schwach gebleichten, an Fe-Oxiden verarmten Profilsbereich (0,09 % oxalatlösliches Fe) einen Betrag von 50,20 mmol bei einem Tonanteil von lediglich 17,1 % und einer KAKeff von 17,72 mmol. Dabei ist der auffallend hohe Betrag des T-Wertes sicherlich Folge der außerordentlich guten Austauschleistung der COOH-Gruppen von Fulvosäuren. Denn gerade bei den wasserlöslichen Fulvosäuren ist die Anzahl der sorbierten

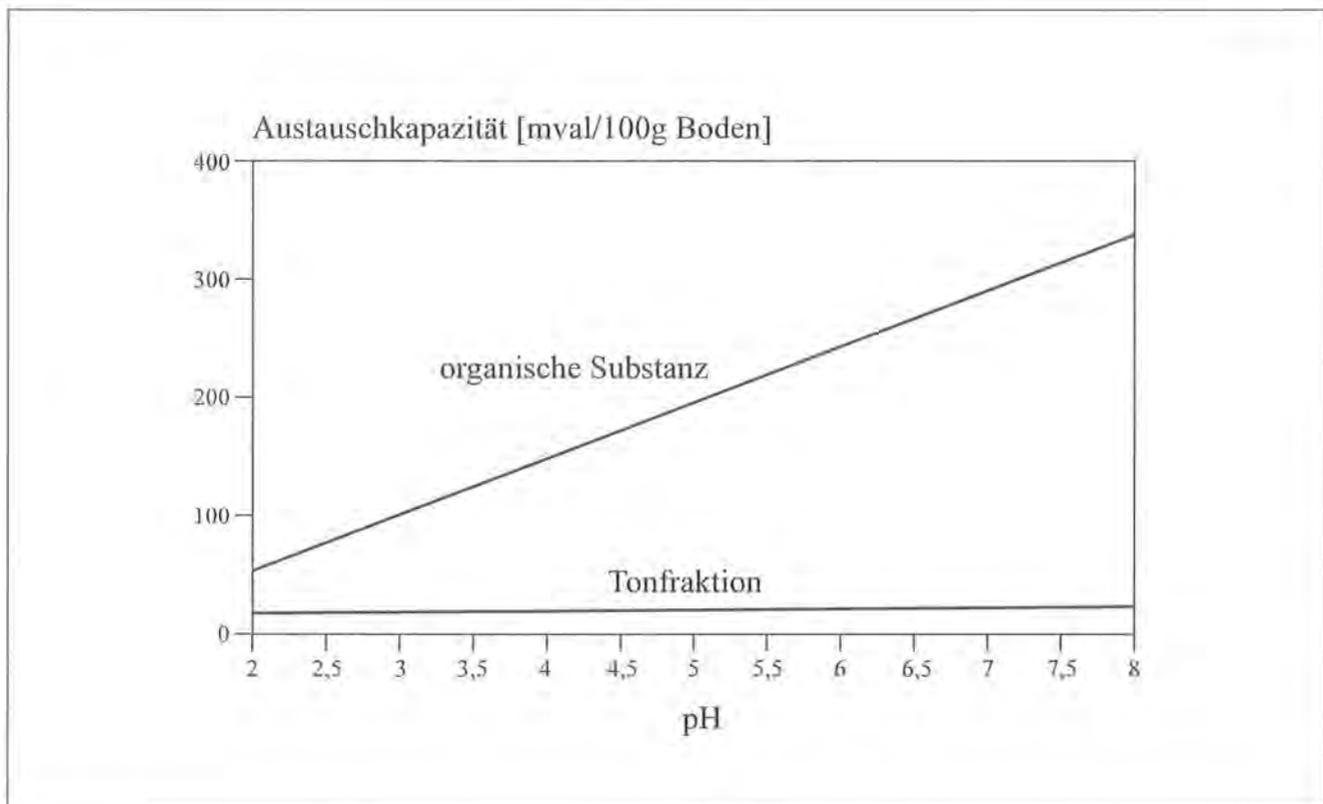


Abb. 17: Verlauf der Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>eff</sub>) in mval/100 g für die organische Substanz und die Tonfraktion mit ansteigendem pH-Wert (aus ZIECHMANN & MÜLLER-WEGENER 1990:222).

sauren COOH-Gruppen pro Moleküleinheit, mit einer gegenüber den phenolischen OH-Gruppen höheren Säurestärke ( $pK_s$ -Werte von etwa  $\pm 5$  gegenüber  $pK_s$ -Werten von 9–10 der OH-Gruppen) beträchtlich größer als bei Huminsäuren, was sich in ihrem deutlich höheren Beitrag zur KAK<sub>pot</sub> äußert (siehe u. a. ZIECHMANN 1980; FINGER & POST & KLAMBERG 1990; SCHNITZER 1992; STEVENSON 1994).

Den überragenden Einfluß der organischen Substanz gegenüber dem mineralogischen Inventarium auf die Qualität des Austauschkomplexes der untersuchten Böden belegen die Ergebnisse röntgenographischer Untersuchungen (semiquantitativ) an Proben von ausgewählten Profilen beider Expositionen. Sie zeigen, daß sich die Tonmineralgarnitur in allen Fällen aus Chlorit und Kaolinit, also Schicht- bzw. Al-Silikate ohne innerkristallinem Quellvermögen, sowie Illit als randlich aufweitbarem dioktaedrischem Dreischichtmineral zusammensetzt (Tab. 5). Die Ad- und Desorption von Kationen ist daher weitgehend auf die äußeren Oberflächen dieser Austauscher beschränkt, ihr Beitrag zur KAK<sub>pot</sub> mithin vergleichsweise gering. Den Hauptbestandteil der Kornfraktion < 2µm bilden Quarz und Feldspat [Kalifeldspat (Orthoklas), Na-Feldspat (Plagioklas)]. Die identifizierten Kaolinite können aufgrund der im bayerischen Alpenraum vorherrschenden Klimaverhältnisse als Produkt präquartärer Verwitterungsbedingungen angesehen werden (SCHÜTZ 1994:15; vgl. SCHWERTMANN & NIEDERBUDDE 1993:214), wobei jedoch auch eine rezente Bildung dieses Zweischicht-Tonminerals, gerade bei höheren Gehalten des Solums an organischen Säuren,

nicht völlig auszuschließen ist (HEIM 1990:57). Quellfähige Dreischichtminerale wie dioktaedrische Smectite (Montmorillonit, Beidellit, Nontronit) oder Vermiculite, die mit ihrer großen spezifischen Oberfläche als mineralische Kolloide wesentlich zur KAK<sub>pot</sub> beitragen, konnten bei keiner Probe nachgewiesen werden.

In Anbetracht der stark sauren Bodenreaktion überrascht dies nicht. Denn zum einen läßt das gegebene Milieu eine nennenswerte Entstehung aufweitbarer Dreischichtminerale durch autogene Neubildung aus Endprodukten der Silikatverwitterung [Al-Ionen bzw. Al(OH)<sub>3</sub> und z. B. Orthokieselsäure = (H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub>)] kaum erwarten. Dies ist in der Hauptsache darin begründet, daß in der Bodenlösung auftretende Al<sup>3+</sup>-Ionen nur in sehr geringem Maße auf reaktionsfähige Kieselsäure treffen, da deren Löslichkeit mit steigender Acidität bzw. unterhalb des neutralen bis schwach alkalischen pH-Bereiches stark abnimmt. Hinzu kommt, daß infolge von Protonenpuffer-Reaktionen oder der Verwitterung primärer Silikate freigesetztes Aluminium durch die Anwesenheit stark chelataktiver Fulvosäuren wie auch niedermolekularer organischer Stoffe teilweise komplexiert wird. Es wäre dem Prozeß der Tonmineralneubildung daher ohnehin in mehr oder weniger starkem Umfang entzogen. Auf der anderen Seite begünstigt der pH-Bereich der untersuchten Böden die Al-Chloritisierung quellfähiger, wie auch randlich aufweitbarer Dreischicht-Tonminerale (HEIM 1990:81), infolge der Einlagerung polymerer und nicht austauschbarer Al-Hydroxykationen in die Zwischenschichträume. Aufweitbare und bedingt aufweitbare Schichtsilikate, deren Genese auf einer Degradation (= einfache Transformation infolge fortschreitendem Austausch von K durch H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>-Ionen) dioktaedrischer Glimmer beruht (z. B. HEIM 1990:61–62, 72), verlieren infolgedessen ihre Quellfähigkeit, und werden bei gleichzeitigem Absinken der KAK in pedogene bzw. sekundäre Chlorite umgewandelt (auch Bodenchlorite oder Aluminiumchlorite). Zwar wird auch hierbei die für eine Bildung

von Al-hydroxo-Komplexen notwendige Hydrolyse von freier Aluminium ( $Al^{3+} + 3H_2O \rightleftharpoons Al(OH)_3 + 3H^+$ ) durch komplexierende Humusfraktionen behindert (siehe z. B. RÜHLICKE 1984; REHFUESS 1989:390; SCHWERTMANN & NIEDERBUDDE 1993:216), gleichwohl dürfte die Chloritisierung sowohl von autogenen Mineralneubildungen, die bei ehemals höherem pH der Substrate sicherlich in gewissem Umfang stattfanden, als auch der Glimmerderivate nicht völlig unterbunden sein. Denn bereits der geringste Befall von quellfähigen Struktureinheiten durch polymere Al-Hydroxide führt zur Blockierung von Zwischenschichten und zum Verlust ihrer Quellfähigkeit (HEIM 1990:81). Die in den Proben nachgewiesenen Chlorite (Tab. 5) weisen in diese Richtung. Inwieweit es sich dabei um primäre, synsedimentär oder im Nachhinein äolisch als Detritus in das Sediment verfrachtete Chlorite oder um sekundäre Bodenchlorite handelt, läßt sich anhand der Analyseergebnisse letztendlich jedoch nur vermuten. Auch die jeweilige Tiefenfunktion des Tonmineralspektrums innerhalb der analysierten Profile ergibt hierzu keine Hinweise. Nach HAHN (1985:70–83) sowie LANGENSCHIEDT (1994, frdl. mündl. Mitt.) sind primäre Chlorite in den jurassischen Sedimenten des Untersuchungsgebietes kaum an-

zutreffen, was für eine sekundäre Al-Chloritisierung spricht. Mitunter grüngraue Farben in den anstehenden Radiolariten sind nach HAHN (1985:82) als  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ -Verbindungen zu deuten. Höhere Chloritanteile innerhalb der jurassischen Fleckenmergelserie weisen nur die im Gebiet nördlich des kleinen Jenners anstehenden Crinoidenkalke auf (SCHANG 1983:67).

Zudem kann auch die K-Anlieferung infolge fortschreitender Verwitterung von Gerüstsilikaten (Feldspatabbau) und die damit verbundene Behinderung der Glimmeraufblätterung zu Smectiten eine gewisse Rolle für das Fehlen aufweitbarer Tonminerale spielen. Dieser negative Effekt zeigt sich beispielsweise auch bei erhöhter Kaliumdüngung landwirtschaftlich genutzter Böden (z. B. ZIECHMANN & MÜLLER-WEGENER 1990:32). Letztendlich dürfte unter den stark sauren bzw. sehr stark sauren Bedingungen in den Ah- und B-Horizonten der Braunerde-Subtypen mit Tonmineralverlusten durch Tonzerstörung im Zuge von Puffer-Reaktionen und Al-Freisetzung zu rechnen sein (siehe u. a. VEERHOF & BRÜMMER 1993; SCHWERTMANN & NIEDERBUDDE 1993:219). Denn neben primären Al-Silikaten (Glimmer), sind insbesondere Tonminerale als Quelle für das freigesetzte Aluminium zu sehen.

**Tab. 5: Bestand und Quantität der spezifischen Mineralphasen (semiquantitativ) innerhalb der Tonfraktion von Proben ausgewählter Profile im Untersuchungsgebiet (Profilerläuterungen siehe unter 11.3.1., 11.3.2., 11.3.4., 11.3.6., 11.3.10.).**

Probe	Quarz	Kaolinit	Illit	Chlorit	Vermiculit	Smectit	Feldspat ( $KAlSi_3O_8$ ) ( $NaAlSi_3O_8$ )
<b>Profil 1</b>							
Ah	+++++	-	Sp.	++	-	-	+++
(Sgw)Bv	+++++	Sp.	Sp.	++	-	-	++
II(Sgw)BvICv	+++++	+++	+	++	-	-	++
III(Sd)ICv	+++++	+	+	+	-	-	++
<b>Profil 2</b>							
Ah	+++++	-	+	Sp.	-	-	++
SgwBv	+++++	Sp.	+	+	-	-	++
II(Sgw)BvICv	+++++	Sp.	+	+	-	-	++
III(Sd)ICv	+++++	+	++	+	-	-	++
<b>Profil 4</b>							
Ah	+++++	-	+	Sp.	-	-	+
SgwM	+++++	-	+	Sp.	-	-	+
II(Sd)BvICv	+++++	Sp.	+	Sp.	-	-	+
<b>Profil 6</b>							
SwAh	+++++	-	+	Sp.	-	-	++
AhS(rd/w)	n. b.						
SgwM	+++++	Sp.	+	+	-	-	++
II(Sgw)B(s)v	+++++	Sp.	+	+	-	-	++
III(Sgw)- B(s)vICv	+++++	Sp.	Sp.	Sp.	-	-	+
IV(Sd)mCv	+++++	Sp.	+	Sp.	-	-	+++
<b>Profil 10</b>							
S(rd/w)Ah	+++++	Sp.	++	+	-	-	++
SgwM	+++++	Sp.	++	Sp.	-	-	++
II(Sgw)Bv	+++++	+	++	+	-	-	++
III(Sgw)BvICv	+++++	+	++	+	-	-	++
IVSdICv	+++++	+	++	Sp.	-	-	++

- = Phase nicht nachweisbar, sp. = Spuren (~ < 1 %), += sehr geringer Gehalt (~ < 10 %), ++ = geringer Gehalt (~ 10–20 %), +++ = mittlerer Gehalt (~ 20–40 %), ++++ = höherer Gehalt (~ 40–60 %), +++++ = hoher Gehalt (~ 60–80 %).

Der zumeist hohe oxalatlösliche Fe-Anteil der Böden bis in größere Profiltiefen als relativ genauer Indikator für die Quantität an schlecht kristallisiertem Ferrihydrit ( $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  = wasserhaltiges, amorphes Fe(III)-Oxid) am Gesamtgehalt an pedogenen Fe-Oxiden (CAMPBELL & SCHWERTMANN 1984; CHILDS 1992; BORGGGAARD 1992) weist ebenfalls auf die verstärkte Anwesenheit hochmolekularer organischer Substanzen hin (siehe Bodenkennwerte der Profile 1–10, Kap. 11.3.). Die gegenüber anderen Humusfraktionen bevorzugte Sorption von Huminstoffen an peptogene Fe- oder Al-Oxide bzw. Sesquioxid-Gele induziert eine Verzögerung oder Hemmung ihrer Kristallisation (Alterung) durch Blockierung der Wachstumskeime (siehe u. a. SCHWERTMANN 1966, 1991; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992: 75). Daher wird in Böden mit höherem Corg.-Anteil amorpher Ferrihydrit weitgehend stabilisiert (CHILDS 1992:445). Eine Umwandlung zu besser kristallisierten Fe-Oxiden wie Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) oder Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) erfolgt nur zögernd oder unterbleibt. Dies wird indirekt durch die Aussage von BLUME (1968a:212, 214) untermauert, daß Fe-Oxide im Unterboden von Stauwasserböden, obgleich sie mehrfach gelöst werden, rasch auskristallisieren, die  $\text{Fe}_\text{o}$ -Gehalte mithin gering sind. Letztendlich ergibt sich aus der Kristallisationshemmung durch die organische Substanz der vielfach relativ hohe  $\text{Fe}_\text{o}/\text{Fe}_\text{d}$ -Quotient in den Unterböden der untersuchten Profile.

Sehr deutlich wird der kristallisationshemmende Einfluß der organischen Substanz im Fall der B-Horizonte podsolierter Peda (siehe Profil 7, Tab. 12). Größere Mengen an Huminstoffen im Illuvialhorizont führen im allgemeinen in charakteristischer Weise zu einem signifikanten Anstieg des  $\text{Fe}_\text{o}$ -Gehaltes, nachweislich Ferrihydrit (KASSIM & GAFOOR & ADAMS 1989), und folglich des Aktivitätsgrades (vgl. z. B. WIECHMANN 1978, 1981). So erreicht letztendlich auch der Gesamtgehalt an pedogenen Fe-Oxiden, bzw. der dithionitlösliche Fe-Anteil, die höchsten Werte in den Unterböden der podsolierten Profile.

Eine signifikante Beziehung zwischen dem Gehalt an dithionitlöslichem Fe und dem prozentualen Anteil der Tonfraktion der einzelnen Horizonte beprobter Peda kann den Labordaten nicht entnommen werden (Tab. 6–15). Perkolationsverlagerungen der Tonfraktion zeichnen sich daher in den tiefgründig entkalkten Böden nicht ab. Da Al-, Fe- und Mn-Oxide sowie -Hydroxide, die im Verlauf der Lessivierung mitverlagert werden, ihre Maximalgehalte im Tonanreicherungshorizont bzw. wenig darüber erreichen, müßte sich dies in einem sehr deutlichen Anstieg des  $\text{Fe}_\text{d}$ -Gehaltes im Verlauf seiner Tiefenfunktion widerspiegeln. Denn in der Regel korreliert der Gehalt an dithionitlöslichem Fe mit dem pedogenen Tonanteil. Nur in Ausnahmefällen zeigt sich ein leicht erhöhter  $\text{Fe}_\text{d}$ -Wert mit steigendem Tonanteil im Unterboden, der aber keinen Maximalwert darstellt (siehe Tab. 6). Auch Kalium, das als Bestandteil leicht zu verlagernder Illite und Smectite in Tonanreicherungshorizonten akkumuliert wird, zeigt keine signifikant erhöhten Werte bei steigenden Tongehalten im Unterboden. So können an den aufgeschlossenen Profilwänden, d. h. zumindest

makromorphologisch, auch keine charakteristischen Illuviationscutane auf Aggregatoberflächen oder etwa Sekundärporenwandungen beobachtet werden.

Abgesehen davon ist eine Tonverlagerung aufgrund der sauren Bodenreaktion und den hierdurch vermehrt auftretenden, stark koagulierend wirkenden  $\text{Al}^{3+}$ -Ionen sowie geringer Wasserdampfgradienten bei Stauwassereinfluß (BECHER & HARTGE 1973) und einer ausbleibenden, die Durchschlammung begünstigenden Austrocknung des Solums ohnehin nicht zu erwarten. Nach Untersuchungen von SCHWERTMANN (1965, 1969, zit. nach BECHER & HARTGE 1973:438) ist die Tonfraktion lediglich im pH-Bereich zwischen 5 und 7 dispergierbar und wandlungsfähig. Hinzu kommt das Fehlen stark quellfähiger und somit leichter dispergierbarer mineralischer Bodenkolloide (Tab. 5). Die bei einigen Braunerdeprofilen mitunter deutlichen Tongehaltsdifferenzen im Unterboden sind folglich als lithogen bzw. schichtungsbedingt zu interpretieren.

Pflanzenverfügbare, essentielle Makronährstoffe wie Kalium ( $\text{K}_2\text{O}$ ) und Phosphor ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) sind neben Stickstoff erwartungsgemäß in den stark bis sehr stark humosen Oberböden angereichert. Hier wie auch in den Humuslagen stattfindende mikrobielle Mineralisationsprozesse steuern die Nachlieferung von phytogenem Kalium und pflanzenverfügbarem Phosphat. Die ermittelten K(CAL)-Gehalte liegen in den A-Horizonten zwischen 8,2 und 19,0 mg/100 g Feinboden. Da an den Austauschern lediglich ein geringer Anteil des austauschbaren Kaliums gebunden wird und vor allem das an den Ladungspunkten innerhalb der Schichtsilikate (Tonminerale, Glimmer) fixierte Kalium im Gleichgewichtsverhältnis zu dem K-Anteil in der Bodenlösung steht, sind die Gehalte an pflanzenverfügbarem Kalium unter Berücksichtigung von Qualität und Quantität der Tonminerale, aber auch der verminderten Mineralisationsrate durch kühl-humides Klima recht hoch, zumal milieubedingt mit zusätzlicher K-Auswaschung durch die Bildung von sekundären, nicht aufweitbaren Bodenchloriten gerechnet werden kann.

Die vergleichsweise hohen K(CAL)-Gehalte (vgl. z. B. SCHALLER 1988:282) beruhen vermutlich auf dem äolischen Eintrag von primären Schichtsilikaten (schnell nachliefernde Mineralreserve) sowie den höheren Feldspatanteilen im Solum (Tab. 5). So sind etwa Podsole aus Granit und Glimmerschiefer, die im durchwurzelten Bereich noch große Mengen an Kalium-Feldspäten und Muskoviten aufweisen und aufgrunddessen über eine ausreichende K-Nachlieferung durch Verwitterung verfügen, nach REHFUESS (1990:79–80) vorzüglich mit Kalium ausgestattet.

Die Gehalte an laktatlöslichem  $\text{P}_2\text{O}_5$  liegen in den aus A-Horizonten entnommenen Proben zwischen 2,05 und 5,70 mg/100 g Feinboden. Sie nehmen ebenso wie diejenigen an Kalium in der Regel mit zunehmender Profiltiefe deutlich ab (siehe Kap. 11.3.). Obwohl diese Gehalte, etwa im Vergleich zu denjenigen, die für ackerbaulich genutzte Böden mit hochwertigen Kulturpflanzen empfehlenswert sind (siehe z. B. MUNK 1985; JUNGK et al. 1993), als niedrig angesehen werden müssen (Gehaltsklasse A = < 7 mg/100 g Boden nach SCHALLER 1988:282), liegt jedoch für einen Grünlandstandort sicherlich kein Mangel vor (vgl. z. B. KLAPP 1971:146–153). So erweist sich z. B. das stark auf den Untersuchungsflächen vertretene Borstgras sogar als phos-

phorsäuremeidend (KRUIJNE & DE VRIES 1960, zit nach KLAPP 1965:70).

In Anbetracht der Bodenacidität sind relativ niedrige Gehalte an pflanzenverfügbarem Phosphor neben einer verminderten Mineralisationsrate auch als Folge der verstärkten Al-Freisetzung sowie höherer Fe-Gehalte zu sehen. Denn durch die ausgeprägt amphoterer Eigenschaften der Fe-, Mn- oder Al-Oxide und -Hydroxide mit einem isoelektrischen Punkt (pH-Wert mit Netto-Oberflächenladung = 0, auch Ladungsnullpunkt oder  $pH_0$ ) im schwach sauren bis stark alkalischen Bereich, fungieren diese bei sehr niedrigem pH als Anionentauscher. Aufgrund des überwiegend stark sauren Milieus kommt ihnen somit als Kationentauscher, trotz ihres erheblichen Beitrags zur Gesamtoberfläche des Bodens (große spezifische Oberfläche), keine Bedeutung zu. Jedoch stellen sie wirksame Sorbentien für das Phosphatanion dar, welches durch Ligandenaustausch relativ fest gebunden wird (spezifische Bindung). Es entstehen schwer lösliche Al- und Fe-Phosphate. Dazu dürften auch die hohen Gehalte der untersuchten Böden an Ferrihydrit (~  $Fe_0$ -Anteil) beitragen, dem durch seine hohe spezifische Oberfläche eine wesentliche Rolle bei der Phosphatadsorption zuzuschreiben ist (SCHWERTMANN & NIEDERBUDE 1993:244).

Die Menge an austauschbaren Alkali- und Erdalkalitionen variieren mit Ausnahme von  $Na^+$  deutlich in Abhängigkeit von der Solumtiefe bzw. der geologischen Schichtung der Profile (siehe Tab. 6–15, Kap. 11.3.). Den überwiegenden Anteil der austauschbaren, aus chemischer Sicht zwar falsch, aber konventionell in der bodenkundlichen Standortlehre als „Basen“ bezeichneten Alkali- und Erdalkali-Ionen bildet bei allen analysierten Profilen  $Ca^{2+}$ . Die ermittelten Mengen an austauschbarem  $Ca^{2+}$  sind jedoch in den A- und B-Horizonten der Braunerden wie auch in den meisten kolluvialen Lagen vergleichsweise gering. Lediglich bei Profilen des NW-exponierten Hanges lassen sich höhere Anteile nachweisen (Kap. 11.3.9., Tab. 14). In noch deutlich geringerer Menge sind  $Mg^{2+}$  und  $K^+$  an den Austauschern sorbiert. Die  $Na^+$ -Belegung ist allgemein äußerst gering (Tab. 6–15). Eluvialhorizonte podsolierter Peda sind extrem arm an austauschbaren Elektrolyten (siehe Kap. 11.3.7., Tab. 12).

Angesichts der vergleichsweise geringen Tonmineralanteile und dem Fehlen quellfähiger Mineralphasen ist die organische Substanz als Hauptsorptionsträger für Nährstoffe in den untersuchten Gebirgsböden anzusehen. Wenn auch die großen Humusvorräte der Böden aufgrund des hohen Beitrags der organischen Substanz an pH-abhängiger variabler Ladung im Hinblick auf die Austauscherqualitäten und Nährstoffversorgung unter dem gegebenen Milieu letztendlich doch nur bedingt zum Tragen kommen, ergeben sich jedoch hieraus in vielfältiger Weise günstige physikalische Standorteigenschaften. Dies ist gerade im Hinblick auf die Beurteilung der edaphischen Faktoren der beschleunigten Abtragung schluffreicher Almböden von entscheidender Bedeutung.

Die organische Substanz fördert bei ausreichender biologischer Aktivität bekanntlich in hohem Maße die Bildung eines porenreichen, wasserstabilen Aggregatgefüges im Oberboden mit hoher Wasserleitfähigkeit, Feld- und Infiltrationskapazität. Neben kurzfristig, temporär wirkenden Verklebungen durch Ausscheidungen von interme-

diären Stoffwechselprodukten des Edaphons wie bakterielle Schleimstoffe (Polysaccharide) oder der verfestigenden Wirkung z. B. von Haarwurzeln und Hyphen vesikulär-arbuskulärer Mykorrhizapilze der Endomykorrhiza (TISDALL & OADES 1982:152–156) sind hierbei langfristig wirkende intensive Verbindungen zwischen organischen und anorganischen Kolloiden oder Koagulaten in Form organomineralischer Komplexe maßgebend. Nach FORSTER & ZECH (1992) ist die organische Substanz untersuchter Gebirgsböden im Nationalpark Berchtesgaden bei ähnlicher Textur als entscheidende Einflußgröße der Aggregatstabilität zu werten. Abweichend von bisherigen Befunden (vgl. z. B. SCHNITZER 1992) ist dabei von einem bedeutenden Beitrag der Huminstoffe auszugehen (s. a. HOFMANN & AUERSWALD & KAINZ 1992:175–176).

Unumstritten ist ebenfalls die allgemein positive Wirkung der organischen Substanz auf die mechanischen Eigenschaften des Bodens. Die Werte für die Scherparameter Kohäsion und Winkel der inneren Reibung nehmen in Abhängigkeit von Qualität und Quantität organischer Substanzen deutlich zu (z. B. ZIRFAS 1976; HARTGE & BACHMANN & MANGOLD 1988; BACHMANN & ZHANG 1991; BACHMANN & ZHANG & SCHÄFER 1993; siehe Kap. 11.5.). So kann die mechanische Festigkeit z. B. von Sandböden bereits durch geringe Anteile an organischer Substanz von 1–2 Gewichtsprozenten erheblich erhöht werden (HARTGE 1975, zit. nach BACHMANN & ZHANG 1991:47; HARTGE & BACHMANN & MANGOLD 1988). Nach HARTGE & HORN (1991:49) reichen jedoch offensichtlich bereits schon geringere Mengenanteile (< 1 %) an organischer Substanz aus, um eine deutliche Zunahme des Winkels der inneren Reibung und der Kohäsion hervorzurufen. Dabei ist es den Autoren zufolge nicht einmal notwendig, daß im Boden Aggregate im strengen Sinn des Wortes entstehen.

Auch im Hinblick auf die Konsistenz des Bodens, bzw. den Grad ihrer Änderung mit variierendem Wassergehalt, sind höhere Anteile an organischer Substanz von entscheidender Bedeutung. Die Wassergehalte an den Konsistenzgrenzen und der Plastizitätsindex, als Maß der Empfindlichkeit des Bodens gegenüber Änderungen des Wassergehaltes und somit auch indirekt für die Aggregatstabilität (vgl. HARTGE & HORN 1991:51–52), werden zu höheren Beträgen verschoben (siehe Kap. 11.4.). Des weiteren wird der Zerfall von trockenen Bodenaggregaten, infolge von Luftporensprengung bei schnellem Vorrücken einer radialen Infiltrationsfront (HILLEL 1980; MITSCHKE & GÄTH & FREDE 1991; POTRATZ 1993; GÄTH 1993; s. a. ROTH & HELMING & FOHRER 1995) durch die benetzungshemmende Wirkung organischer Substanzen vor allem höherer Humifizierungsgrade und der damit einhergehenden Einschränkung der Wasserinfiltrationsrate ins Aggregatinnere, deutlich vermindert (ZHANG & HARTGE 1991, 1992).

Allein schon unter Berücksichtigung dieser Aspekte, bzw. bei Betrachtung ihrer bodenchemischen Eigenschaften, können die Almböden trotz relativ hoher

Schluffanteile kaum als erosions- oder gar rutschgefährlich erachtet werden. Ihre relativ hohen Anteile an organischer Substanz, aber auch an Eisen und Aluminium, wirken stark gefügestabilisierend, wodurch selbst bei temporärer Sättigung des Solums am Steilhang keine nennenswerten Materialverlagerungen stattfinden. Die hohe Wasserstabilität des schluffreichen Solums zeigt sich bereits im Aufschluß. Auch bei starker Vernässung und Hangwasseraustritten im Frühjahr blieben die angelegten Grabungswände durchweg stabil. Frisches Aushubmaterial wie auch die freigelegten Unterböden im Bereich der Blaiken unterlagen auch bei stärkeren Regenfällen keiner raschen Verspülung (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a). Auf diese auffällig hohe Stabilität schluffig-lehmiger Böden aus mächtigen Verwitterungsdecken der Jura-Folgen in Hanglagen über 30° wird ebenfalls von FREYER (1985:135) hingewiesen.

Nach NESTROY (1984:71) steht die Mächtigkeit des Solums in einem Gleichgewichtszustand mit den Hangneigungen, so daß die Erosion jeweils die Profilweiterentwicklung egalisiert. Der Reifegrad bzw. die Entwicklungstiefe eines Bodens im Hochgebirge widerspiegelt demzufolge die Reliefenergie des Standorts. Folgt man dieser Aussage, so spiegelt die relativ tiefgründige Entwicklung der Böden im Untersuchungsgebiet trotz extremer Inklination ihre Stabilität wider.

### 11.3 Bodenkundliche Charakterisierung ausgewählter Blaikenstandorte

Im Rahmen der Untersuchungen wurden an den Abtragungsfronten von 25 charakteristischen Blattanbrüchen in beiden Expositionen Aufschlüsse zur feldbodenkundlichen Untersuchung und Probennahme angelegt. Im folgenden werden ausgewählte Profile vorgestellt und näher charakterisiert, welche die wesentlichen im Untersuchungsgebiet vertretenen und von Blattanbrüchen betroffenen Bodentypen repräsentieren.

#### 11.3.1 Profil 1: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde

Unmittelbar oberhalb der sichelförmigen Abtragungsfront eines ca. 80m<sup>2</sup> großen Blattanbruches wurde auf dem SW-exponierten Hang ein für das Untersuchungsgebiet typisches Braunerdeprofil aufgeschlossen (Abb. 10). Die Grabung in gestreckter Mittelhanglage erfolgte in einer Höhenlage von 1590 m ü. NN (Abb. 18). Die Inklination beträgt 33°:

L		
Of	1,5–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–4 cm,	dunkelgraubrauner (10YR 4/2, feucht), stark humoser, schluffiger Lehm, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), sehr stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Diplopoden, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu

(Sgw)Bv	4–24 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/4, feucht), schwach humoser, sandig lehmiger Schluff, Subpolyedergefüge, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, sehr diffuse, diskontinuierliche Rostfleckung, Untergrenze scharf zu
II(Sgw)BvICv	24–64 cm,	brauner (10YR 5/3, feucht), sehr schwach humoser, sandig lehmiger schluff, Subpolyeder- bis Polyedergefüge, stark grusig, schwach durchwurzelt (W 2), stark sauer, Lagerungsdichte gering, sehr diffus rostfleckig, Übergang deutlich begrenzt zu
III(Sd)ICv	64–105 cm,	dunkelbrauner (10YR 3/3, feucht), sehr schwach humoser, schluffig sandiger Lehm, Kohärent- bis Polyedergefüge, mittel grusig, nicht bis sehr schwach durchwurzelt (W 1) im oberen Horizontbereich, stark sauer, Lagerungsdichte mittel, Übergang fließend in
IIImCv	105 cm+,	Lias-Fleckenmergel

Sprunghafte Wechsel des Skelettgehaltes, aber auch von Bodenfarbe, effektiver Lagerungsdichte und Körnung, die sich bereits anhand der Profilmerkmale im Aufschluß nicht auf vertikale Translokationsprozesse zurückführen lassen (z. B. Einlagerungsverdichtung infolge von Lessivierung oder Sesquioxid-Verlagerung), sind Evidenz für die geologische Schichtung des Profils.

Profilmorphologisch besonders auffällig ist der plötzliche Anstieg des Skelettgehaltes von 31,7 % auf 57,6 % am Übergang vom (Sgw)Bv- zum liegenden II(Sgw)BvICv-Horizont (Abb. 19), der insbesondere in der Grobgrusfraktion mit einem Wechsel von 2,02 % auf 12,73 % zum Ausdruck kommt (Tab. 6). Einhergehend mit diesem Schichtwechsel erhöht sich die effektive Lagerungsdichte des Bodens sprunghaft. Dies ist bereits beim Einstechen des Spatens oder eines Messers unmittelbar ober- und unterhalb der Schichtgrenze auch ohne aufwendige Untersuchungsmethoden deutlich spürbar (s. hierzu a. DIEZ 1991:97). Sie steigt von einem mittleren Wert im (Sgw)Bv- von 1,15 g/cm<sup>3</sup> auf 1,37 g/cm<sup>3</sup> im II(Sgw)BvICv-Horizont an.

Wenngleich die Feinbodenmatrix unterhalb der Schichtgrenze bereits eine spürbar höhere Lagerungsdichte aufweist, ist dieser plötzliche Anstieg auch als Folge der durch den höheren Skelettgehalt induzierten Massenzunahme pro Volumeneinheit zu sehen. Mit einem Anteil der Kornfraktionen 2–63 µm von 47,2 % bis 63,0 % am Feinboden ist das gesamte Pedon als schluffreich zu charakterisieren.

Die hangabwärtige Verlagerung des ehemaligen Solums im Anbruch erfolgte entlang der geologischen Schichtgrenze in 24 cm Tiefe, die somit einer präformierten Scherzone gleichzusetzen ist. Durch den rückschreitenden Narbenabtrag frisch aus der Abtragungsfront herausgelöste Bodenschollen zeigen dies in aller Deutlichkeit. Ihre Mächtigkeit entspricht durchweg derjenigen

# Königstalalm

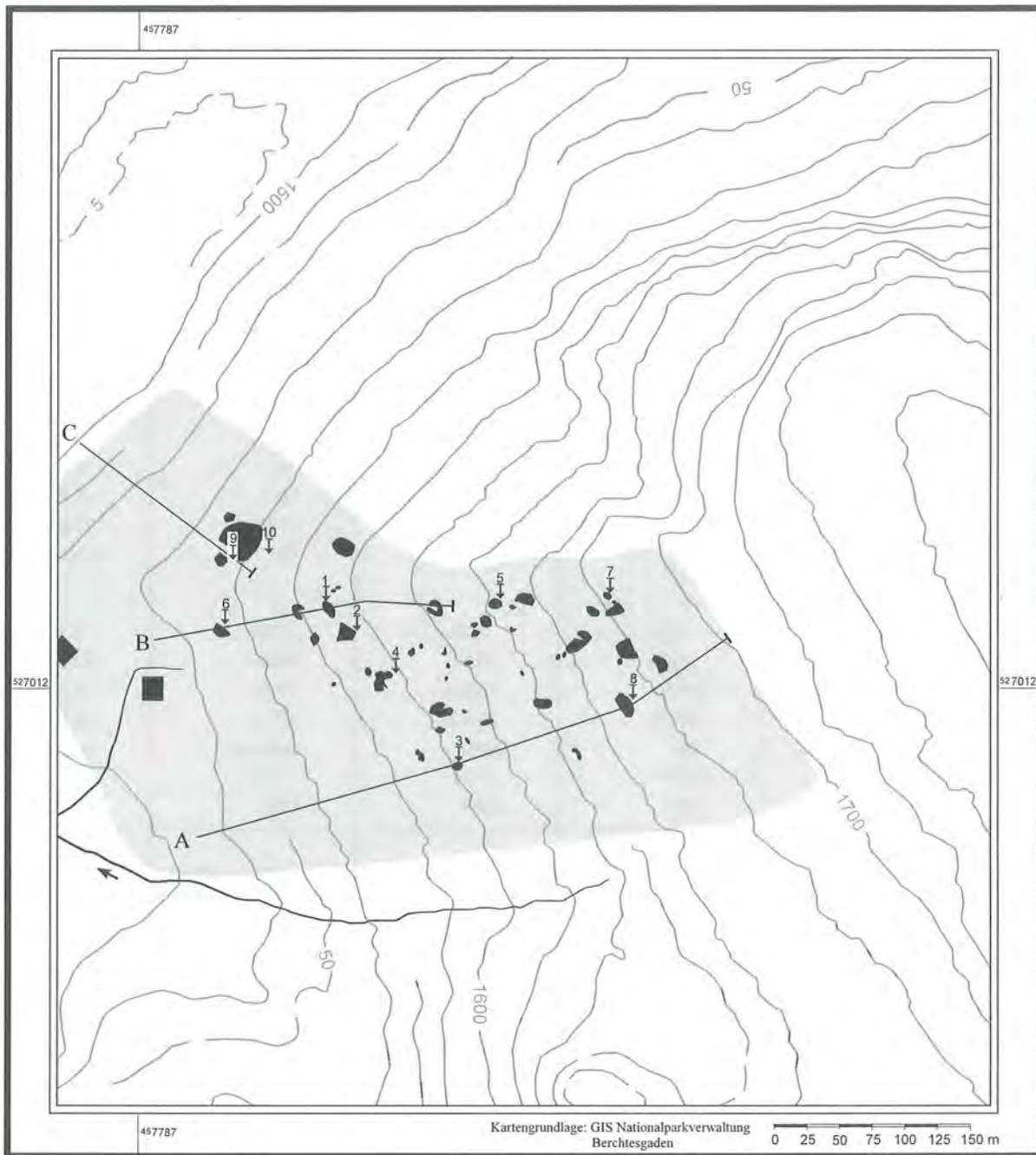
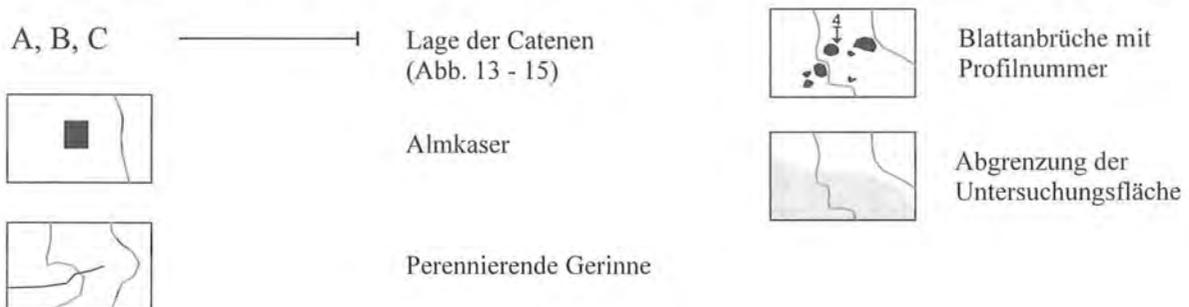


Abb. 18: Verteilung der Blattanbrüche auf dem NW- und SW-exponierten Hang der Königstalalm, Abgrenzung der Untersuchungsfläche und Lage der Profile 1 bis 10



**Tab. 6: Bodenkennwerte zu Profil 1**

Höhe (m ü. NN):	1590			
Exposition:	SW			
Relief:	Gestreckter bis schwach konkaver Mittelhang			
Inklination:	33°			
Bodentyp:	Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde			
Horizont:	Ah	(Sgw)Bv	II(Sgw)Bv/Cv	III(Sd)ICv
Tiefe (cm):	0-4	4-24	24-64	64-105
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	10YR 4/2	10YR 5/4	10YR 5/3	10YR 3/3
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):				
2-0,63 mm (gS):	9,1	9,0	16,0	17,5
0,63-0,2 mm (mS):	4,8	5,0	6,5	6,4
0,2-0,063 mm (fS):	8,3	6,5	6,3	5,9
Summe (Sand):	22,2	20,5	28,8	29,8
0,063-0,02 mm (gU):	13,5	12,7	17,0	16,6
0,02-0,0063 mm (mU):	21,2	29,8	21,0	17,3
0,0063-0,002 mm (fU):	19,9	20,5	18,2	13,3
Summe (Schluff):	54,6	63,0	56,2	47,2
< 0,002 mm (Ton):	23,1	16,5	14,9	23,0
Textur:	Lu	Uls	Uls	Lsu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	7,12	2,02	12,73	6,10
6,3-20 mm (mGr):	8,60	15,21	26,06	20,55
2-6,3 mm (fGr):	12,61	14,50	18,85	17,40
Summe (Grus):	28,33	31,73	57,64	44,05
Makrogefüge:	kru	sub	sub-pol	koh-pol
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	0,70	1,15	1,37	n.b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	3,7	4,1	4,4	4,2
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	3,8	4,4	4,5	4,7
pH (H <sub>2</sub> O):	4,3	5,1	5,2	5,6
CaCO <sub>3</sub> (%):	0,0	0,0	0,0	0,3
Org. Substanz (%):	4,5	1,1	0,8	0,6
Corg. (%):	2,6	0,6	0,5	0,4
Nges. (%):	0,36	0,12	0,05	0,03
C/N:	7	5	10	13
KAKpot (mmol/z/100g):	24,67	18,68	12,87	19,20
KAKeff (mmol/z/100g):	11,13	7,28	4,72	13,1
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	7,38	3,24	2,34	2,16
S-Wert (mmol/z/100g):	2,93	3,68	2,12	10,70
V-Wert (%):	11,9	19,7	16,5	55,7
H-Wert (mmol/z/100g):	21,74	15,00	10,75	8,50
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	2,06	2,93	1,75	9,67
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,39	0,63	0,33	0,92
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,01	0,02	0,02	0,03
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,48	0,10	0,02	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	3,39	0,44	0,58	1,16
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	11,5	1,50	2,00	3,50
Fe <sub>o</sub> (%):	0,24	0,27	0,18	0,12
Fe <sub>d</sub> (%):	0,94	1,26	1,15	1,26
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,26	0,21	0,16	0,10

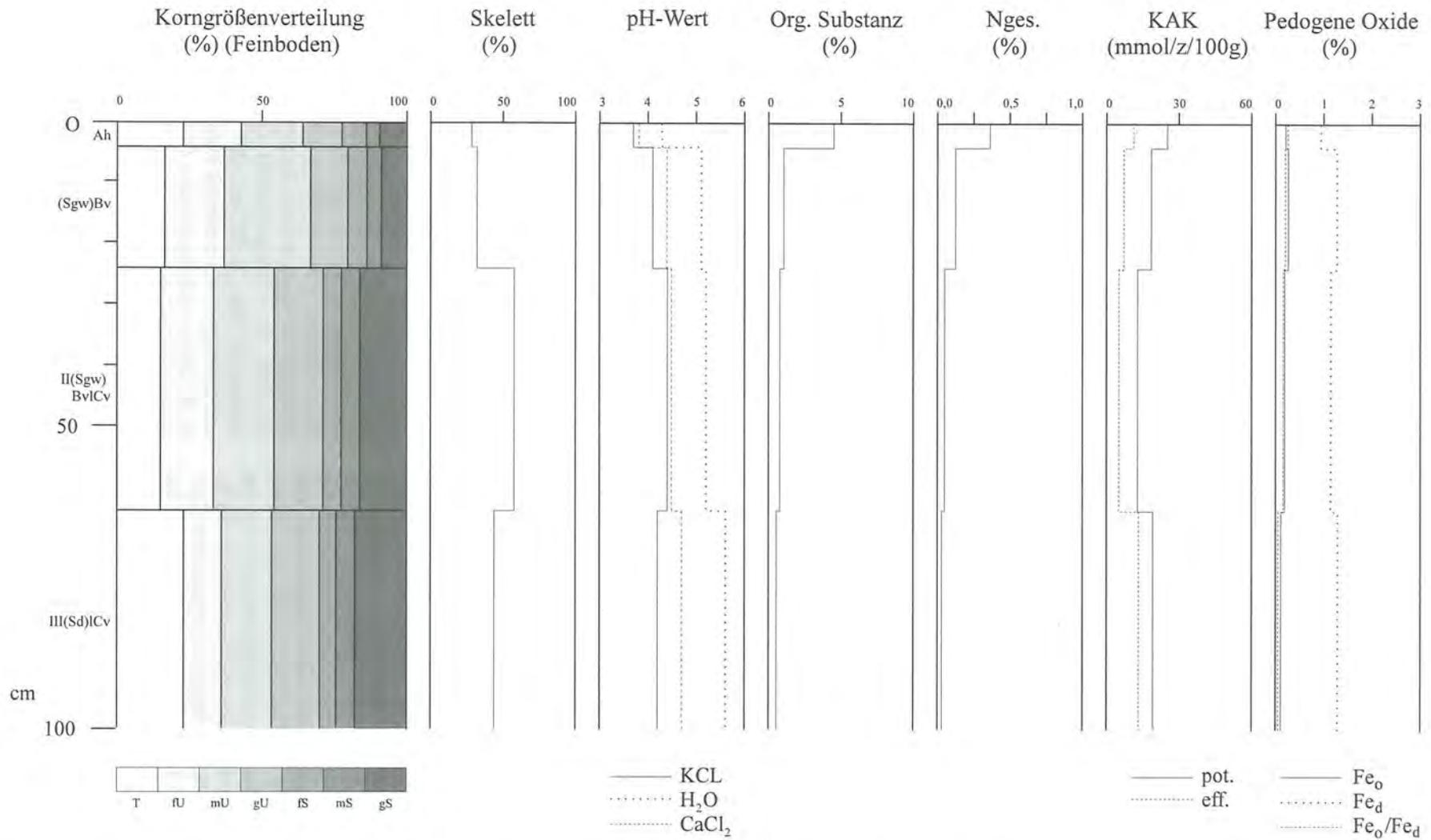


Abb. 19: Bodenkennwerte zu Profil 1: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde

des im hangenden Sediment ausgebildeten (Sgw)Bv-Horizontes. Der liegende Schuttkörper bzw. II(Sgw) BvICv-Horizont bildet die nahezu ebene, hangparallele Oberfläche des Blattanbruches.

Die introvertierte, diffuse Rostfleckung des Unterbodens ist an der Profilwand nur undeutlich wahrzunehmen, Fe-/Mn-Konkretionen fehlen. Partiiell zeigt der B-Horizont überhaupt keine Rostfleckung. Dies läßt darauf schließen, daß temporär länger anhaltende Wassersättigungen bei diesem Pedon diskontinuierlich und nicht horizontweise auftreten. Stauwasserohle und Stauzone sind an der Aufschlußwand nicht differenzierbar. Im Unterboden mit ausgeprägtem, für B-Horizonte der Braunerden typischem Subpolyedergefüge dominieren noch weitgehend anhydromorphe Merkmale. Zwar deutet die Anwesenheit von introvertierten Fe-Oxidkonzentrierungen zumindest zeitweiligen O<sub>2</sub>-Mangel infolge von Haftnässe oder langsam ziehendem Hangstauwasser an, ihre sehr geringe Verteilungsdichte und ihr diskontinuierliches Auftreten weisen aber auf eine nur schwache Pseudovergleyung des Pedons hin.

Die über eine Vegetationsaufnahme (Tab. 3) unmittelbar oberhalb der Abtragungsfront des Blattanbruches errechnete mittlere Feuchtezahl nach ELLENBERG (1979) liegt bei 5,4. Entsprechend den Ausführungen in Kap. 11.1. ist der Standort als frisch bzw. mäßig wechselfeucht, der Boden als schwach pseudovergleyt mit einem langsamen Wechsel zwischen Naß- und Frischphase einzustufen. Dies bedeutet, daß während der Vegetationsperiode in den Sommermonaten Juni, Juli und August zumindest im A- und B-Horizont in der Regel keine, bzw. keine sehr langanhaltende Stauwasserbeeinflussung auftritt. Mit längeren Staunässephasen ist im B-Horizont lediglich vor Beginn der Vegetationsperiode bei hohem Schmelzwasseranfall sowie gleichzeitig verminderter Evaporation und fehlender Transpirationsleistung durch die Rasengesellschaft zu rechnen.

Das aufgeschlossene Pedon ist tiefgründig entkalkt und mit pH-Werten (KCl) zwischen 4,4 und 3,7, bzw. 3,8 bis 4,7 (CaCl<sub>2</sub>) stark bis sehr stark sauer. Die Basensättigung erreicht im B- und BC-Übergangshorizont Werte von < 20 %. Als Bodenform liegt demnach eine schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde aus quartären Deckschichten über Lias-Fleckenmergel vor. Der für alpine aber auch temporär stauwasserbeeinflusste Standorte nicht ungewöhnlich hohe Humusanteil des Oberbodens (vgl. SCHLICHTING 1973:3; BLUME 1968a: 219) beträgt 4,5 %. Im B-Horizont liegt er bei 1,1 % und erreicht selbst im IIIICv-Horizont noch Gehalte von 0,6 %. Dabei sind die relativ hohen Anteile an organischer Substanz im Unterboden hinsichtlich der Ausprägung der Pseudogleyphänomene sicherlich nicht unbedeutend, da sie zusätzlich eine diffuse Fe-Verteilung im Profil bedingen (ZECH & VÖLKL 1979:664; vgl. SCHLICHTING 1963:126).

Entsprechend dem Verwitterungseinfluß und der Kristallisationshemmung durch die organische Substanz steigt der Gehalt an röntgenamorphem Fe (Fe<sub>o</sub>) im Profil von unten nach oben an. Der Aktivitätsgrad wird zum III(Sd)

ICv-Horizont hin nahezu gleichmäßig enger und zeichnet gleichsam die verwitterungsbedingte Fe-Freisetzung sowie den organisch gebundenen Fe-Anteil nach. Intensivere Podsolierungsprozesse lassen sich trotz sehr niedriger pH-Werte im Oberboden anhand der ermittelten Fe-Daten (Tab. 6), wie auch profildagnostisch, nicht nachweisen. Wie Abb. 19 zu entnehmen ist, zeigt die Tiefenfunktion des Quotienten aus oxalat- und dithionitlöslichem Fe einen recht gleichförmigen Verlauf.

Die KAKpot liegt über die gesamte Profiltiefe vergleichsweise hoch und erreicht im stark humosen Oberboden ihr Maximum mit einem Betrag von 24,67 mmol (Tab. 6). Unter Berücksichtigung von Tongehalt und Tonmineralspektrum des Solums (Tab. 5) wird der entscheidende Einfluß des Anteils an organischer Substanz im Oberwie auch im Unterboden auf die KAKpot deutlich. Der Gesamtgehalt an Alkali- und Erdalkalitionen variiert mit Ausnahme von Na<sup>+</sup> deutlich in Abhängigkeit von der Solumtiefe (Tab. 6). Den überwiegenden Anteil der austauschbaren „Basen“ bildet Ca<sup>2+</sup>. Die Na<sup>+</sup>-Belegung ist über die gesamte Profiltiefe wie bei allen angesprochenen Böden äußerst gering. Entsprechend der Bodenreaktion liegen die Beträge der KAKeff weitaus niedriger und erreichen vom Ah- zum II(Sgw)BvICv-Horizont lediglich 36,7 % – 45,1 % der jeweils potentiellen KAK. Dies deutet die hohe Beteiligung von variablen Ladungen der Huminstoffe am Austauscherkomplex auch in größerer Solumtiefe an. Erst im III(Sd)ICv-Horizont steigt der KAKeff-Wert deutlich an. Die Sättigung mit Alkali- und Erdalkalitionen (V-Wert) erreicht hier trotz sehr niedrigem pH(Salz)-Wert 55,7 %. Dieser Anstieg ist möglicherweise in einer kapillaren Zufuhr von Elektrolyten aus Bereichen niedrigerer Wasserspannung im IIIImCv-Horizont begründet, da sich der Gesteinszersatz im Aufschluß als deutlich feuchter erwies, als das hangende Material. Derartige Verhältnisse konnten auch bei vielen anderen Aufschlüssen beobachtet werden. Offensichtlich zieht Hangwasser im Zersatz und den darunter liegenden offenen Klüften im Anstehenden in Abhängigkeit vom Niederschlagsangebot mehr oder weniger langsam talwärts.

Hinsichtlich der floristischen Zusammensetzung des die Blaike umgebenden Nardetums ist der Standort durch eine große Artenfülle charakterisiert. Unter den Gräsern herrscht *Nardus stricta* vor. Eine deutliche Dominanz horstbildender Arten ist jedoch entlang der Abtragungsfront nicht zu beobachten. Angesichts des unmittelbar oberhalb der Abtragungsfront vorzufindenden Artenspektrums (Tab. 3) fällt auf, daß lediglich Feinwurzeln und diejenigen von potentiell tiefwurzelnden Individuen (z. B. *Cirsium spinosissimum*, *Raununculus nemorosus* oder *Veratrum album*) verschiedentlich über die Untergrenze des B-Horizontes hinausreichen. Im Gegensatz zu den Ausführungen von SCHAUER (1975), ließe sich die in relativ konstanter Tiefe verlaufende Untergrenze intensiverer Durchwurzelung demnach als edaphisch oder schichtungsbedingt interpretieren. Vermutlich führen der erhöhte Skelettanteil, vor allem aber die merklich höhere Lagerungsdichte der Feinbodenmatrix des II(Sgw)BvICv-Horizontes und eine größere Bodenfeuch-

te mit einhergehendem Sauerstoffmangel zur Begrenzung der physiologischen Gründigkeit.

Den Einfluß der Bodendichte auf die Wurzelentwicklung verdeutlichen z. B. Experimente von E. E. HILDEBRAND (1983, in REHFUESS 1990:176–178) an Fichten- und Buchenkeimlingen. Diesen zufolge ist die Naturverjüngung etwa der Buchenkeimlinge bei Lagerungsdichten > 1,25 g/cm<sup>3</sup> stark behindert. Bei Dichten von über 1,35 g/cm<sup>3</sup> und gleichzeitiger Bodenvernässung blieben sie sogar völlig aus. Als Ursache hierfür wird jedoch weniger ein erhöhter mechanischer Widerstand als vielmehr Sauerstoffmangel im Wurzelraum angenommen. Denn gerade vernäßte Substrate weisen bekanntlich einen geringeren Eindringungswiderstand auf. Daher dürfte auch im Fall des untersuchten Braunerde-Pedons Sauerstoffmangel für die Tiefenentwicklung des Wurzelsystems sicherlich ebenfalls ein entscheidender Faktor sein.

Somit fallen bei diesem Pedon geologische Schichtgrenze und Untergrenze intensiverer Durchwurzelung zusammen. Berücksichtigt man die zwar nicht quantifizierbare, in bestimmtem Maße jedoch festigende Wirkung des Wurzelsystems, ergibt sich eine Situation, die den Boden nahe der Geländeoberfläche bodenmechanisch wirksam in zwei Schichten teilt. Eine vergleichsweise locker gelagerte, stark durchwurzelte Bodenschicht, deren Skelettanteil von einer feinkörnigen, sehr schluffhaltigen Matrix umgeben ist, bildet das Hangende einer deutlich dichter gelagerten, schwach durchwurzelten Bodenzone mit hohem Gehalt an psephitischen Komponenten, die durch zahlreiche Kornkontakte ein von Feinmaterial erfülltes Korngerüst bilden. So können im Fall einer mechanischen Beanspruchung des Solums durch Bewegungen der Schneedecke, unterhalb der Schichtgrenze höhere Scherwiderstände mobilisiert werden. Eine mechanische Beanspruchung der Bodendecke kann beispielsweise durch rutschende, schwere Naßschneemassen des Frühjahrs auftreten. Sie rufen im Solum besonders große Scherspannungen hervor, wodurch es häufig zum Abscheren geschlossener Narbenteile kommt (LAATSCH & GROTTENTHALER 1973:14; KIENHOLZ 1977:90; BUNZA 1982:65).

### 11.3.2 Profil 2: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde mit Hanggleymerkmalen im Unterboden

Bei einer weiteren Grabung unweit von Profil 1 in 1595 m Höhe ü. NN direkt oberhalb der Abtragungsfrent eines ebenfalls ca. 80 m<sup>2</sup> großen Blattanbruches (Abb. 18) weist das aufgeschlossene Pedon bei einer Inklination von 34° Pseudogleyphänomene und gleichzeitig Merkmale semiterrestrischer Böden, d. h. echter Grundwasserböden auf:

L		
Of	3–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–6 cm,	dunkelbrauner (10YR 3/3, feucht), stark humoser, schwach toniger Lehm, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), sehr stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Diplopoden, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu

SgwBv	6–30 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/5, feucht), schwach humoser, schluffiger Lehm, Subpolyedergefüge, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4) bis ca. 20 cm unter GOF, darunter mittel bis schwach durchwurzelt (W 3–W 2), sehr stark sauer, diffus Rostfleckig, zur Basis hin zunehmend verrostete Aggregatoberflächen, Lumbriciden, Wurmgänge, Diplopoden, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang scharf und wellig begrenzt zu
IISgwBvICv	30–45 cm,	dunkelgelblichbrauner (10YR 4.5/4, feucht), schwach humoser, schluffig sandiger Lehm, Polyedergefüge, mittel grusig, sehr schwach durchwurzelt (W 1), stark bis sehr stark sauer, undeutliche Rostfleckung, Austritt von Hangsickerwasser, Lagerungsdichte mittel, Übergang deutlich zu
III(Sd)ICv	45–80 cm+,	olivbrauner (2.5Y 4/3, feucht), sehr schwach humoser, schluffig sandiger Lehm, Kohärent- bis Polyedergefüge, mittel grusig, nicht durchwurzelt, stark sauer, sehr diffus rostfleckig, Lagerungsdichte hoch

Auch dieses schwach pseudovergleyte, mit pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werten zwischen 3,8 und 5,0 sehr stark bis stark saure Braunerdeprofil zeigt deutliche geologische Schichtwechsel. Besonders auffällig ist hierbei der sehr ausgeprägte, sprunghafte Wechsel von Bodenfarbe und Schluffgehalt am Übergang vom SgwBv- zum IISgwBvICv-Horizont (Abb. 20, Tab. 7).

Die ebene und hangparallele Oberfläche des Blattanbruches fällt auch hier mit dem geologischen Schichtwechsel am Übergang zum IISgwBvICv-Horizont zusammen. Es liegt wiederum die bereits oben beschriebene und prinzipiell für einen Großteil der von Blattanbrüchen betroffenen Standorte im Nationalparkgebiet zutreffende Situation vor, daß eine locker gelagerte skelettärmere Bodenschicht das Hangende einer skelettreicheren, dichter gelagerten und somit gegenüber mechanischer Beanspruchung stabileren Schicht bildet (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a).

Mit Ausnahme des stark humosen, krümeligen Oberbodens weist das schluffreiche Solum sehr kleinflächige introvertierte Konzentrierungen von Fe-Oxiden auf. Gegenüber Profil 1 sind diese jedoch gleichmäßiger über das Solum verteilt. Die gelegentlich leuchtend rötlichgelbe Farbe von Verrostungen im Aggregatinnern (7.5YR 6/8, feucht) deutet auf Lepidokrokit und damit auf einen wechselfeuchten Bodenwasserhaushalt mit langsamen Wechseln zwischen Naß- und Frischphase hin. Sesquioxidkonkretionen lassen sich auch bei diesem Pedon nicht beobachten. Eine direkt oberhalb des Aufschlusses durchgeführte Vegetationsaufnahme ergab wiederum eine mittlere Feuchtezahl von 5,4 und weist diesen Standort ebenfalls als frisch aus.

**Tab. 7: Bodenkennwerte zu Profil 2**

Höhe (m ü. NN):	1595
Exposition:	SW
Relief:	Gestreckter bis schwach konkaver Mittelhang
Inklination:	34°
Bodentyp:	Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde mit Hanggleymerkmalen im Unterboden

Horizont:	Ah	SgwBv	IIsgwBvICv	III(Sd)ICv
Tiefe (cm):	0-6	6-30	30-45	45-80+

<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	10YR 3/3	10YR 5/5	10YR 4.5/4	2.5Y 4/3
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):				
2-0,63 mm (gS):	15,2	8,9	19,0	16,8
0,63-0,2 mm (mS):	4,9	5,4	7,4	7,4
0,2-0,063 mm (fS):	5,6	6,6	5,8	6,2
Summe (Sand):	25,7	21,0	32,1	30,4
0,063-0,02 mm (gU):	11,7	17,8	15,5	14,5
0,02-0,0063 mm (mU):	18,7	23,1	17,0	17,5
0,0063-0,002 mm (fU):	17,7	20,5	16,2	14,4
Summe (Schluff):	48,1	61,4	48,7	46,3
< 0,002 mm (Ton):	26,2	17,6	19,1	23,3
Textur:	Lt2	Lu	L	usLsu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	2,10	2,20	0,72
6,3-20 mm (mGr):	11,10	17,34	19,51	9,92
2-6,3 mm (fGr):	12,00	14,95	21,00	19,50
Summe (Grus):	22,99	34,37	42,71	30,14
Makrogefüge:	kru	sub	sub-pol	koh-pol
Ld (g/cm³):	0,86	1,05	1,37	n.b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	3,6	3,9	4,0	4,5
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	3,8	4,0	4,3	5,0
pH (H <sub>2</sub> O):	4,2	4,5	4,9	5,8
Org. Substanz (%):	5,8	1,8	1,3	0,6
Corg. (%):	3,4	1,0	0,7	0,3
Nges. (%):	0,38	0,11	0,19	0,04
C/N:	9	9	4	8
KAKpot (mmol/z/100g):	25,34	18,24	19,12	16,44
KAKeff (mmol/z/100g):	10,60	7,75	7,29	11,45
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	6,30	5,40	3,96	0,90
S-Wert (mmol/z/100g):	3,60	1,75	2,89	10,45
V-Wert (%):	14,2	9,6	15,1	63,6
H-Wert (mmol/z/100g):	21,73	16,49	16,23	5,99
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	2,58	1,48	2,54	9,56
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,50	0,19	0,32	0,73
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,08	0,02	0,01	0,04
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,45	0,06	0,03	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	3,21	0,58	0,67	0,27
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	12,9	0,2	1,2	0,0
Fe <sub>o</sub> (%):	0,30	0,33	0,37	0,12
Fe <sub>d</sub> (%):	1,05	1,18	1,44	1,15
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,29	0,28	0,26	0,10

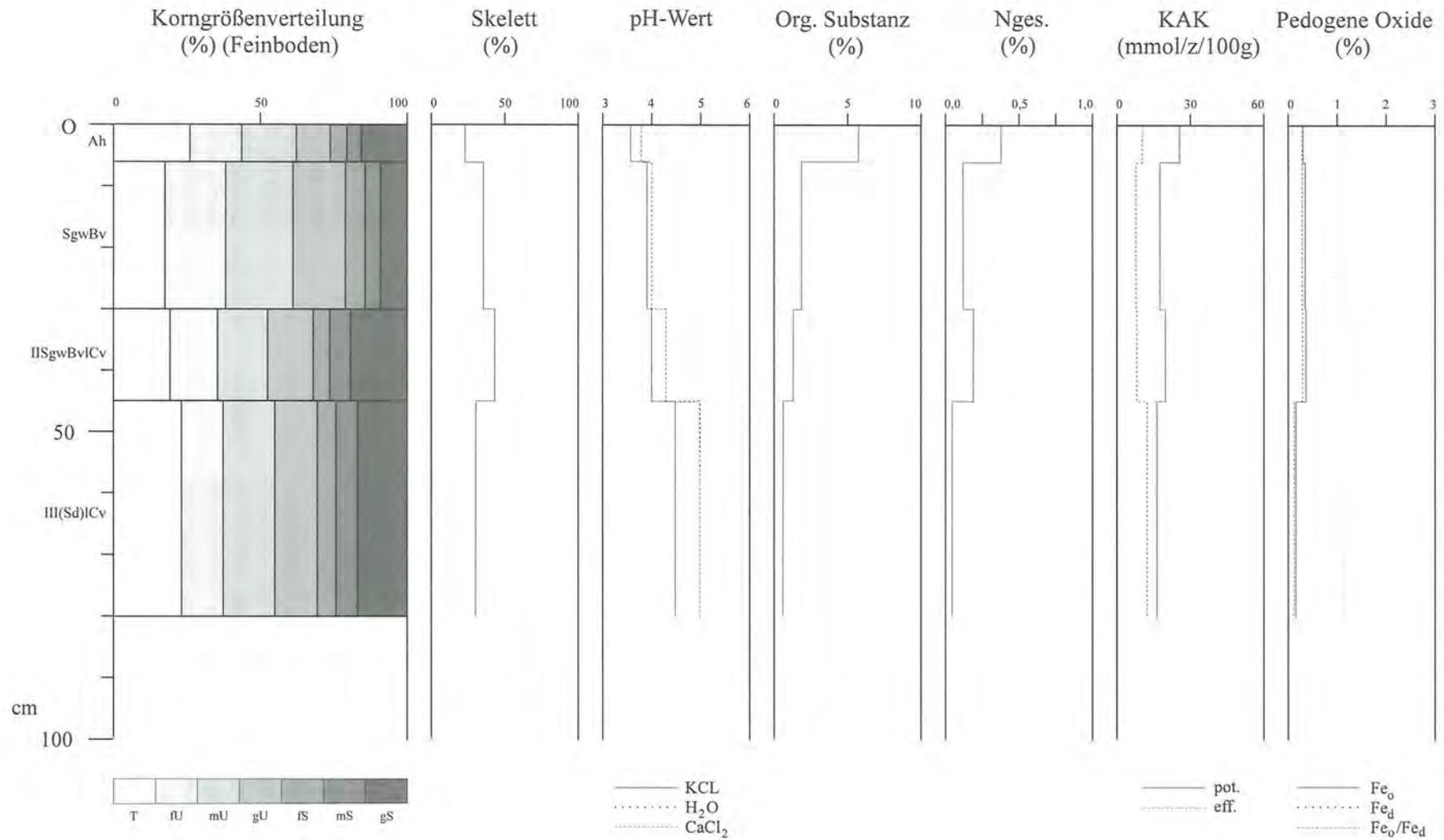


Abb. 20: Bodenkennwerte zu Profil 2: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde mit Hanggleymerkmalen im Unterboden

Gleichzeitig deuten extrovertierte Fe-Konzentrierungen (verrostete Aggregatoberflächen bzw. Fällung von Fe-Oxidhydraten an Sekundärporenwandungen) im unteren Bereich des SgwBv-Horizontes bzw. am Übergang zum liegenden SgwBvICv-Horizont Verhältnisse an, die den Grundwasserböden ähnlich sind. Beobachtungen nach der Schneeschmelze oder unmittelbar nach länger anhaltenden Regenfällen in den Sommermonaten zeigten einen deutlichen Austritt von Hangzugwasser im Bereich des IISgwBvICv-Horizontes. Im relativ dunkel gefärbten IISgwBvICv-Horizont sind Hydromorphieeigenschaften aufgrund der sehr ungünstigen Zeicheneigenschaften des Materials nur undeutlich wahrzunehmen.

Folgt man den bislang vorliegenden Erkenntnissen und Modellvorstellungen zur Genese von Redoxmorphie-Phänomenen (z. B. BLUME 1968a, 1968b), diffundiert bei derartigen Verhältnissen durch Wasserentzug aus dem stark durchwurzelten Profilschnitt infolge andauernder Evapotranspiration in der Vegetationsperiode ionares wie auch organisch gebundenes Fe bis an die Aggregatoberfläche und wird dort oxidiert. Mit dem Hangzugwasser verlagerte Fe<sup>2+</sup>(Mn<sup>2+</sup>)-Verbindungen (mikrobiell oder durch organische Säuren reduzierte und somit wasserlösliche Fe- und Mn-Oxide) gelangen, einem Tensions- oder Oxidationsgradienten folgend, durch Konvektion oder Diffusion zur wasserungesättigten Bodenzone. Die Soluten werden bei steigendem Redoxpotential bzw. bei Kontakt mit luftführenden Poren oder Wurzelröhren wiederum oxidiert und fern vom Aggregatinnern als Hydroxide gefällt. Pseudogley- und Gleyphänomene treten somit im B-Horizont nebeneinander auf, da temporär Staunässe, temporär Hangzugwasser (Hanggrundwasser) mit kapillarem Aufstieg profilprägend wirksam sind. In diesen hydroökologischen Verhältnissen dürfte auch der Grund für den, in Tab. 7 und Abb. 20 ersichtlichen, leichten Anstieg des Feo-Gehaltes vom Ah- zum IISgwBvICv-Horizont hin bzw. von oben nach unten im Profil zu sehen sein. Denn die rötlichbraunen Verrostungen in oder in der Nähe von Sekundärporen redoxmorpher Peda bestehen zumeist aus schlecht kristallisiertem Ferrihydrit (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:380).

Bei der Schätzung der aktuellen Bodenfeuchte und der Konsistenz im Gelände gemäß AG BODENKUNDE (1982:122, 143) lag der Boden zum Zeitpunkt der beobachteten Hangwasseraustritte mit Ausnahme des Oberbodens im gesamten Profilsbereich in weich-, im durchströmten Bereich in breiig-plastischer Konsistenz vor (Bodenfeuchtezustand feu 4–5). Trotz starker Vernässung des Solums und einer Hangneigung von 34° kam es jedoch entlang der Abtragungsfrent der Blaike zu keinerlei Materialverlagerungen.

Im Gegensatz zu Profil 1 endet die stärkere Durchwurzelung bereits innerhalb des B-Horizontes in ca. 18–20 cm Tiefe unter der Geländeoberfläche. Dies legt den Schluß nahe, daß die zeitweilig hohe Feuchte bzw. Vernässung im basalen Bereich des SgwBv-Horizontes infolge von kapillar aufsteigendem Hangzugwasser und der damit behinderte Gasaustausch, ähnlich wie bei Waldbaumarten auf pseudovergleyten Standorten, trotz geringer Lagerungsdichte einen begrenzenden Faktor für das Wurzelwachstum darstellt (vgl. KLAPP 1971:126; KÖSTLER & BRÜCKNER & BIBELRIETHER 1968:69; NATIONAL-PARK BERCHTESGADEN 1993:30). Inwieweit in diesem Zusammenhang andere Faktoren eine Rolle spielen, kann im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen nicht

geklärt werden. Denkbar wäre z. B. auch eine Anreicherung des Spurengases Ethylen im nassen Unterboden (s. hierzu HELAL 1991; ZECHMEISTER-BOLTENSTERN & SMITH 1995), welches sich hemmend auf das Wurzelwachstum auswirkt (SMITH & RUSSEL 1969, zit. nach PRITCHARD & CURRIE 1982:176).

### 11.3.3 Profil 3: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde

Daß sich neben einer länger andauernden Vernässung des Unterbodens während der Vegetationsperiode durch Hangzugwasser, relativ hohe Lagerungsdichten – wie in Kap. 11.3.1. bereits diskutiert – hemmend auf die Tiefentwicklung des Wurzelsystems auswirken, zeigt sich bei verschiedenen Blaikestandorten auf dem SW-exponierten Hang überaus deutlich. Ein Beispiel hierfür liefert ein Aufschluß, der in einer Höhenlage von 1605 m ü. NN im orographisch linken Hangbereich angelegt wurde (Abb. 18). Mit der unmittelbar oberhalb eines etwa 25 m<sup>2</sup> großen Blattanbruches durchgeführten Grabung wurde folgendes Profil freigelegt:

L		
Of	4–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–4,5 cm,	sehr dunkelgraubrauner (10YR 2.5/2, feucht), stark humoser, schwach lehmiger Sand, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang allmählich zu
AhBv	4,5–14,5 cm,	dunkelgelblichbrauner (10YR 4/3.5, feucht), humoser, schluffig lehmiger Sand, Subpolyedergefüge, schwach krümelig, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), sehr stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu
SgwBv	14,5–34 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/4, feucht), stellenweise sehr schwach hell olivbrauner (2.5Y 5/4, feucht), schwach humoser, schluffig lehmiger Sand, Subpolyedergefüge, mittel grusig, mittel durchwurzelt (W 3), stark sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte gering, Übergang scharf zu
II(Sd)BvICv	34–64 cm+	dunkelgelblichbrauner (10YR 4/3.5, feucht), sehr schwach humoser, schluffig lehmiger Sand, Polyedergefüge, stark grusig, nicht bis sehr schwach durchwurzelt (W 1) im oberen Horizontbereich, stark sauer, diffuse Rostfleckung, Lagerungsdichte mittel

Das schwach pseudovergleyte Solum der sauren, basenarmen Moder-Braunerde (Tab. 8) ist bis in eine Tiefe von 34 cm sehr stark bis mittel durchwurzelt. Mit dem in dieser Bodentiefe verlaufenden geologischen Schicht-

Tab. 8: Bodenkennwerte zu Profil 3

Höhe (m ü. NN): 1605  
 Exposition: SW  
 Relief: Konkaver Mittelhang  
 Inklination: 38°  
 Bodentyp: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde

Horizont: Ah AhBv SgwBv II(Sd)BvICv  
 Tiefe (cm): 0-4,5 4,5-14,5 14,5-34 34-64+

<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	10YR 2.5/2	10YR 4/3.5	6.25YR 5/4	10YR 4/3.5
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):				
2-0,63 mm (gS):	41,4	18,6	20,6	23,3
0,63-0,2 mm (mS):	18,2	9,7	8,9	9,2
0,2-0,063 mm (fS):	13,4	11,7	6,9	7,1
Summe (Sand):	73,0	40,0	36,4	39,6
0,063-0,02 mm (gU):	5,1	8,8	8,2	11,2
0,02-0,0063 mm (mU):	10,2	21,4	22,7	18,4
0,0063-0,002 mm (fU):	5,1	16,1	17,9	16,0
Summe (Schluff):	20,3	46,3	48,8	45,7
< 0,002 mm (Ton):	6,6	13,7	14,8	14,7
Textur:	Sl2	Slu	Slu	Slu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	0,00	0,81	6,38
6,3-20 mm (mGr):	7,08	8,90	15,28	26,88
2-6,3 mm (fGr):	14,35	16,25	21,37	20,30
Summe (Grus):	21,43	25,15	37,46	53,56
Makrogefüge:	kru	kru-sub	sub	pol
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	0,72	0,82	1,12	1,48
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	4,2	3,9	4,1	4,2
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	4,3	4,0	4,2	4,5
pH (H <sub>2</sub> O):	4,8	4,6	4,9	5,4
Org. Substanz (%):	6,4	3,9	1,6	0,7
Corg. (%):	3,7	2,3	0,9	0,4
Nges. (%):	0,47	0,23	0,12	0,04
C/N:	8	10	8	11
KAKpot (mmol/z/100g):	34,12	20,14	17,20	12,50
KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
S-Wert (mmol/z/100g):	12,63	2,66	2,19	5,00
V-Wert (%):	37,0	13,2	12,8	40,0
H-Wert (mmol/z/100g):	21,49	17,48	15,01	7,49
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	10,91	2,12	1,87	4,42
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,96	0,34	0,25	0,52
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,01	0,00	0,01	0,02
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,75	0,20	0,06	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Fe <sub>0</sub> (%):	0,31	0,33	0,29	0,19
Fe <sub>d</sub> (%):	1,05	1,10	1,12	1,15
Fe <sub>0</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,30	0,30	0,26	0,17

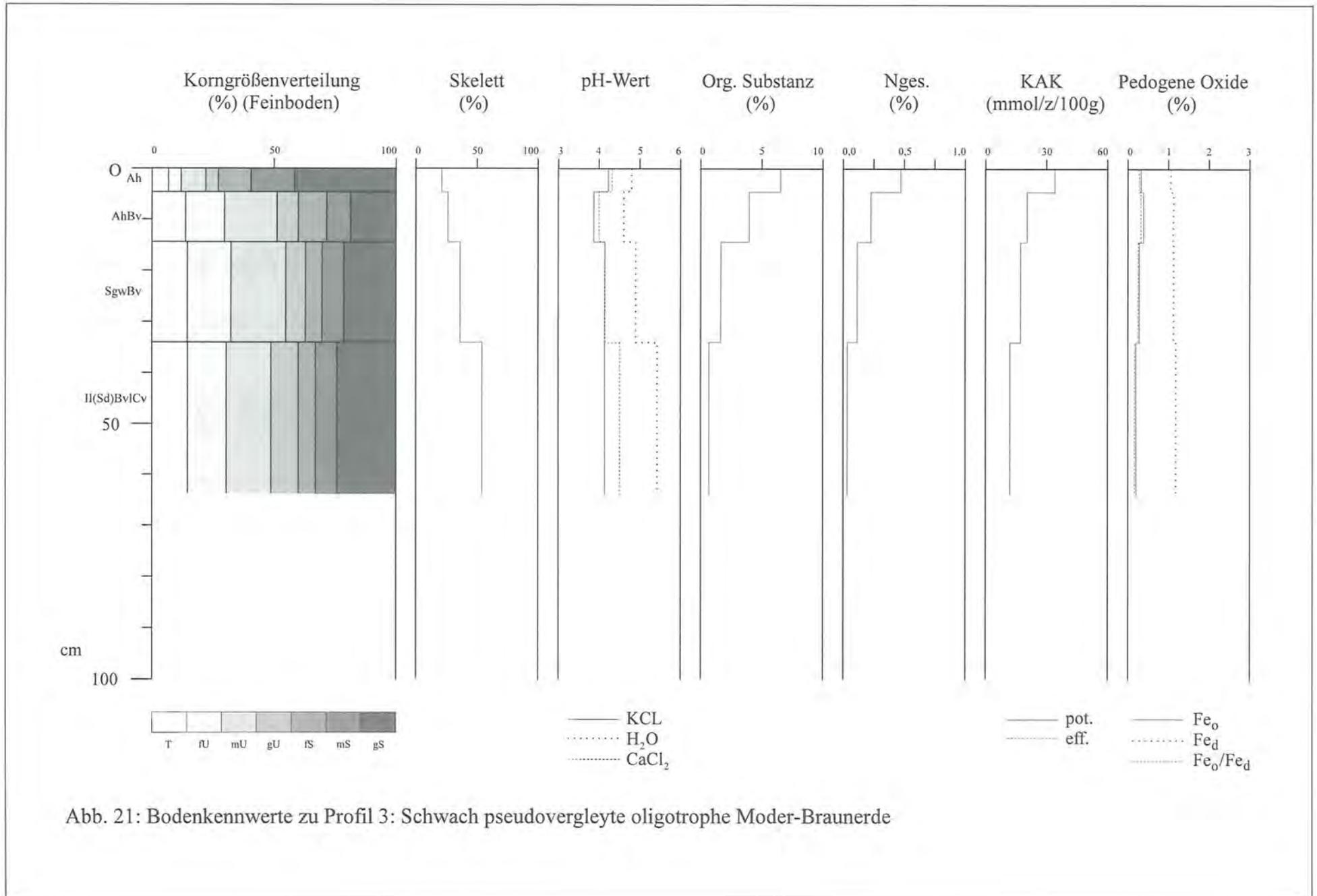


Abb. 21: Bodenkennwerte zu Profil 3: Schwach pseudovergleyte oligotrophe Moder-Braunerde

wechsel, der sich morphologisch wiederum vor allem in einem plötzlichen Anstieg des Skelettgehaltes von 37,46 % auf 53,56 % äußert (Abb. 21), endet die Durchwurzelung recht abrupt. Der Substratwechsel markiert gleichzeitig die Oberfläche des Blattanbruches. Lediglich vereinzelte Wurzeln reichen wenige Zentimeter in den oberen Bereich des II(Sd)BvICv-Horizontes hinein. Dabei wechselt die Lagerungsdichte entlang des Substratwechsels sprunghaft.

Sie steigt von einem mittleren Wert im SgwBv-Horizont von 1,12 g/cm<sup>3</sup> auf 1,48 g/cm<sup>3</sup> innerhalb der oberen 20 cm des liegenden II(Sd)BvICv-Horizont an, der nicht bis an seine Untergrenze aufgeschlossen wurde. Deutliche Hinweise auf eine stärkere Zufuhr von Hangzugwasser finden sich bei diesem Braunerde-Profil nicht. Daher erscheint in diesem Fall insbesondere die relativ hohe Lagerungsdichte des im liegenden Schuttkörper ausgebildeten BC-Übergangshorizontes als wachstumsbegrenzender Faktor für das Wurzelsystem der Grasgesellschaft aufzutreten.

#### 11.3.4 Profil 4: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung

Noch deutlicher wird der Einfluß der Lagerungsdichte auf die Wurzelentwicklung bei einem Aufschluß, der ebenfalls auf dem SW-exponierten Mittelhang in einer Höhe von 1598 m ü. NN angelegt wurde. Die Grabung erfolgte an einer größeren, ca. 100 m<sup>2</sup> umfassenden und sehr unregelmäßig ausgebildeten Blaike (Abb. 18), deren Entstehung auf das Zusammenwachsen von mehreren kleinen Blattanbrüchen zurückzuführen ist. An der für einen Blattanbruch somit insgesamt recht untypisch verlaufenden Abtragungsfrent wurde folgendes Profil aufgeschlossen:

L		
Of	3,5–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–6 cm,	sehr dunkelgraubrauner (6.25YR 3/2, feucht), stark humoser, schwach toniger Lehm, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), stark bis sehr stark sauer, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu
SgwM	6–19 cm,	olivbrauner (6.25YR 4/3, feucht), humoser, schluffig sandiger Lehm, Subpolyederggefüge, schwach krümelig, mittel grusig, mittel bis stark durchwurzelt (W 3–W 4), sehr stark sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang scharf zu
II(Sd)BvICv	19–134 cm,	olivbrauner (2.5Y 4.5/4, feucht), sehr schwach humoser, schluffig sandiger Lehm, Polyederggefüge, mittel grusig, sehr schwach durchwurzelt (W 1) im oberen Horizontbereich, stark sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte mittel, Übergang deutlich zu
III mCv	134 cm+	Lias-Fleckenmergel

Bei dem aufgeschlossenen Pedon handelt es sich um ein ehemaliges Braunerde-Profil dessen B-Horizont, vermutlich durch frühere Blaikenbildung, völlig abgetragen wurde. Der zurückgebliebene II(Sd)BvICv-Horizont wird von einer dunklen, krümeligen bis subpolyedrischen und diffus rostfleckigen kolluvialen Lage überdeckt, in welcher die erneute Blaikenbildung stattfindet. Einzelne, frisch aus der Abtragungsfrent herausgelöste Schollen des kolluvialen Materials bedeckten während der Profilaufnahmen die nahezu ebene Oberfläche der Blaike.

Derartig stark bzw. sehr stark erodierte Profile lassen sich häufig an Abtragungsfrenten von Blattanbrüchen auf den Almen im Nationalpark beobachten. Dabei besteht in solchen Fällen durchaus die Möglichkeit, daß es sich bei den der Abtragung unterliegenden Schichten nicht nur um akkumuliertes Solumsediment, sondern auch um Material handelt, welches im Zuge von früheren Almpflegemaßnahmen zur Abdeckung von Erosionsflächen aufgebracht wurde (= anthropogener Auftragsboden). Für das oben beschriebene Profil erscheint jedoch die Akkumulation von kolluvialen Material durch Blaikenbildung sehr wahrscheinlich, da sich hangaufwärts nicht weit davon entfernt weitere Blattanbrüche befinden. Im Hinblick auf die Bodenansprache sind solch extrem stark verkürzte Profile aber auch insofern problematisch, als die bodentypologische Bezeichnung „Braunerde“ infolge des überaus hohen Erosionsgrades gegenüber dem Normalprofil der Braunerde im Untersuchungsgebiet nach AG BODENKUNDE (1982:179) bereits in Frage gestellt werden kann. Gleiches würde ebenso für die Bodenansprache auf den Blaiken selbst gelten. Auf die Bezeichnung Braunerde-Regosol, bzw. kolluvial überdeckter Braunerde-Regosol, die aufgrund der Horizontabfolgen auf älteren, bereits ganz oder teilweise von Vegetation bedeckten Blattanbrüchen oder bei Profilen wie dem oben beschriebenen möglich wäre (Ai/Ah-SgwBvICv- und Ah-SgwM-II Sgw/(Sd)BvICv-Profile), wurde aus pedogenetischen Gesichtspunkten jedoch in allen derartigen Fällen verzichtet. Daher werden auch extrem verkürzte Profile zur Verdeutlichung des Abtragungsgeschehens und nicht des „Ist-Zustandes“ noch mit der Bodentypenbezeichnung „Braunerde“ versehen (sehr stark erodierte Braunerde).

Auffällig ist bei diesem mit pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werten zwischen 3,9 und 4,2 insgesamt wiederum sehr stark bis stark sauren Pedon (Abb. 22, Tab. 9) die vergleichsweise hohe Lagerungsdichte des über einen Meter mächtigen liegenden Schuttkörpers, bzw. BC-Übergangshorizontes, dessen Untergrenze bei der Grabung nicht aufgeschlossen wurde. Sie weist bereits in einer Tiefe von 10–20 cm unterhalb der Oberfläche der Blaike einen mittleren Wert von 1,56 g/cm<sup>3</sup> auf. Die stellenweise starke Durchwurzelung des kolluvialen Mineralbodenhorizontes endet unmittelbar an der Horizontgrenze. Nur wenige Feinwurzeln wachsen über diese Grenze hinaus, denn für das Wurzelwachstum bedeuten Dichtewerte über 1,5 g/cm<sup>3</sup> nicht nur zunehmenden Luftmangel, sondern nun auch selbst bei höherer Bodenfeuchte einen verstärkten mechanischen Eindringungswiderstand (RICHARD & LÜSCHER & STROBEL 1978b:16).

Tab. 9: Bodenkennwerte zu Profil 4

Höhe (m ü. NN):	1598		
Exposition:	SW		
Relief:	Gestreckter bis schwach konkaver Mittelhang		
Inklination:	32°		
Bodentyp:	Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung		
Horizont:	Ah	SgwM	II(Sd)BvICv
Tiefe (cm):	0-6	6-19	19-134
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>			
Farbe (MUNSELL):	6.25YR 3/2	6.25YR 4/3	2.5Y 4.5/4
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):			
2-0,63 mm (gS):	15,9	17,7	17,0
0,63-0,2 mm (mS):	7,5	7,6	7,5
0,2-0,063 mm (fS):	6,7	6,5	6,0
Summe (Sand):	30,1	31,8	30,5
0,063-0,02 mm (gU):	7,2	10,6	11,0
0,02-0,0063 mm (mU):	22,7	19,1	18,6
0,0063-0,002 mm (fU):	10,6	14,9	17,3
Summe (Schluff):	40,5	44,6	46,9
< 0,002 mm (Ton):	29,4	23,6	22,6
Textur:	Lt2	Lsu	Lsu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):			
20-63 mm (gGr):	0,00	0,00	0,82
6,3-20 mm (mGr):	5,64	7,99	10,35
2-6,3 mm (fGr):	13,20	15,54	18,62
Summe (Grus):	18,84	23,53	29,79
Makrogefüge:	kru	kru-sub	pol
Ld (g/cm³):	0,66	1,12	1,56
	Ld 1	Ld 1	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>			
pH (KCL):	4,0	3,9	4,2
pH (CaCl₂):	4,2	4,0	4,6
pH (H₂O):	4,6	4,6	5,4
Org. Substanz (%):	4,9	2,6	0,8
Corg. (%):	2,8	1,5	0,5
Nges. (%):	0,38	0,21	0,07
C/N:	8	7	7
KAKpot (mmol/z/100g):	28,40	21,67	17,63
KAKeff (mmol/z/100g):	10,42	7,47	8,65
Al³⁺ in KAKeff (mmol/z/100g):	2,70	4,32	0,90
S-Wert (mmol/z/100g):	7,42	2,67	7,65
V-Wert (%):	26,1	12,3	43,4
H-Wert (mmol/z/100g):	20,98	19,00	9,99
Austauschbare Kationen:			
Ca²⁺ (mmol/z/100g):	5,95	2,27	7,01
Mg²⁺ (mmol/z/100g):	0,87	0,28	0,56
Na⁺ (mmol/z/100g):	0,01	0,00	0,03
K⁺ (mmol/z/100g):	0,59	0,12	0,05
P₂O₅ (mg/100g):	2,05	0,98	0,93
K₂O (mg/100g):	16,2	3,2	2,2
Feₒ (%):	0,36	0,35	0,19
Feₐ (%):	1,20	1,18	1,22
Feₒ/Feₐ:	0,30	0,30	0,16

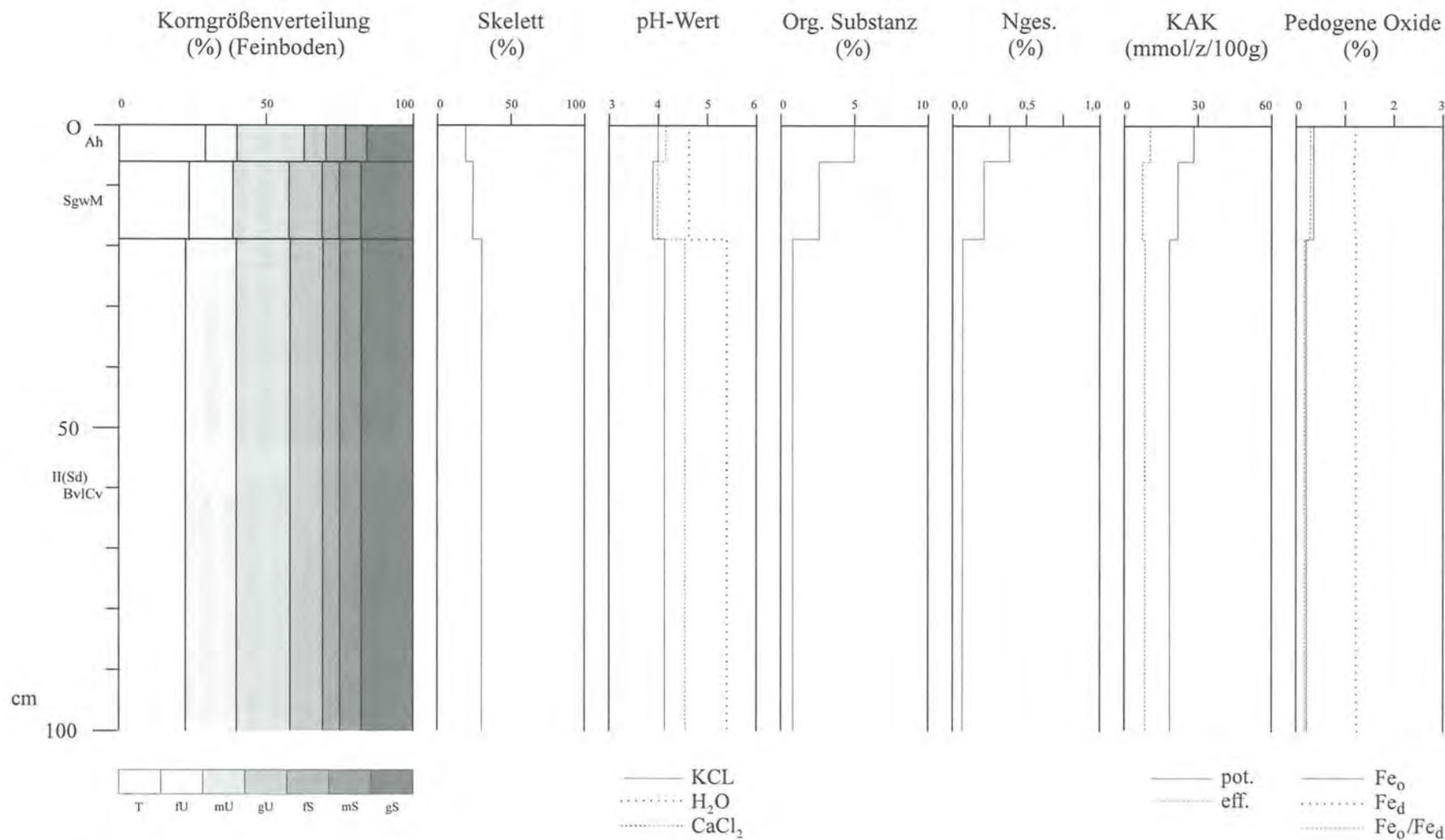


Abb. 22: Bodenkennwerte zu Profil 4: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung

Zudem weisen diffuse Rostfleckungen des BC-Horizontes auf temporäre Wassersättigung hin. Somit ergeben sich zum ohnehin geringen Porenvolumen zeitweilig zusätzliche Durchlüftungsschwierigkeiten, die zusammen mit dem verstärkten mechanischen Widerstand im tieferen Unterboden zur Begrenzung der physiologischen Gründigkeit führen. Die Ausbildung eines einheitlichen Wurzelhorizontes ist an diesem Blaikenstandort somit recht eindeutig edaphisch bedingt und nicht auf einen arteigenen, nur geringen Wurzeltiefgang des sich auch in dieser Hangpartie durch eine große Artenfülle auszeichnenden Borstgrasrasens zurückzuführen.

### 11.3.5 Profil 5: Stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung

In einer Höhenlage von 1643 m ü. NN wurde auf dem SW-exponierten Mittelhang oberhalb eines etwa 40 m<sup>2</sup> großen Blattanbruches ein Profil freigelegt (Abb. 18), das hinsichtlich Durchwurzelung und Tiefenlage der Blaikenoberfläche völlig andere Verhältnisse als die oben beschriebenen Profile 1–4 aufweist:

L		
Of	4–0 cm,	Humuslagen
Ah	0–6 cm,	dunkelbrauner (10YR 3/3, feucht), stark humoser, schluffig lehmiger Sand, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), sehr stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend in
(Sgw)M	6–26 cm,	hellgelblich-olivbrauner (6.25YR 5/4, feucht), schwach humoser, schluffiger Lehm, Subpolyedergefüge, schwach krümelig, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), sehr stark sauer, sehr schwach rostfleckig, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang scharf zu
II SgwBv	26–54 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/5, feucht), schwach humoser, schluffig sandiger Lehm, Subpolyedergefüge, stark grusig, bis ca. 47 cm Tiefe mittel bis schwach durchwurzelt (W 3–W 2), stark bis sehr stark sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte gering, Übergang deutlich begrenzt zu
III SgwBvCv	54–69 cm,	dunkelgelblich-olivbrauner (6.25 YR 4/4, feucht), sehr schwach humoser, mittel sandiger Lehm, Polyedergefüge, sehr stark grusig, stark sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte mittel, Übergang fließend in
Iv mCv	69 cm+,	Chiemgauer Schichten

Der Blattanbruch entstand auch hier innerhalb einer kolluvialen Lage, die sich neben einem deutlich geringeren Skelettanteil und schwach krümeliger Struktur vor allem durch eine hell olivbraune Farbtonung (2.5Y 5/4) klar erkennbar vom gelblichbraunen SgwBv-Horizont absetzt. Ein fossiler A-Horizont ist nicht vorhanden, so daß die-

ses Profil gemäß AG BODENKUNDE 1982:170) gegenüber dem Normalprofil als stark erodiert zu bezeichnen ist. Die geologische Schichtung des schluffreichen Pedons zeigt sich wiederum bereits im Aufschluß durch den sprunghaften Wechsel der Skelettanteile und der Bodenfarbe, auch in tieferen Profilschnitten (Abb. 23, Tab. 10).

Der schwach pseudovergleyte, diffus rostfleckige Boden ist insgesamt stark bis sehr stark sauer und hinsichtlich seiner chemischen Kennwerte durchaus mit Profil 1 vergleichbar (Abb. 23, Tab. 10). Wenngleich der prozentuale Anteil der Sandfraktion bei diesem für den SW-exponierten Hang typischen Braunerde-Pedon gegenüber Profil 1 in allen Horizonten erhöht ist, zeichnet sich Podsolierung trotz pH(CaCl<sub>2</sub>)-Werten zwischen 3,9 im Oberboden und 4,3 im tieferen Unterboden anhand der Tiefenfunktion der Fe-Daten und Profilmerkmale auch hier nicht ab. Wie Abb. 23 zu entnehmen ist, steigen der Anteil an röntgenamorphem Fe sowie der Aktivitätsgrad entsprechend den Gehalten an organischer Substanz im Profil von unten nach oben an.

Auffallend ist die Tatsache, daß die Untergrenze der Durchwurzelung sehr deutlich über die Oberfläche der Blaiken hinausreicht. Das uneinheitlich ausgebildete Wurzelsystem wurde durch die schollenförmige Abtragung des Solums gekappt. Nach Beobachtungen von DOMMERMUTH (1994:156, 209–210, 1995a) ist dies vielfach an Blaikenstandorten im Jennergebiet festzustellen und als eindeutiger Beleg dafür zu werten, daß ein kausaler Zusammenhang zwischen der Entstehung von Blattanbrüchen und der Ausprägung des Wurzelsystems, wie er von SCHAUER (1975) und KARL (1983) betont wird, nicht gegeben ist.

Der Blattanbruch befindet sich, wie auch weitere größere Blaiken, in unmittelbarer Nähe des den Borstgrasrasen orographisch rechts flankierenden Nadelholzbestandes. Es ist auf den Almen im Jennergebiet häufig zu beobachten, daß Blattanbrüche direkt, d. h. wenige Meter unterhalb von lichten Baumbeständen oder Waldrändern sowie im Bereich von Oberhangkanten auftreten. Dies zeigt ganz eindeutig, daß die Anbrüche nicht auf die Schurf- oder Stauchwirkung von bereits abgleitenden oder rutschenden Schneemassen i. S. von LAATSCH & GROTTENTHALER (1973:14) zurückzuführen sind (s. a. Kap. 11.3.9. und 11.3.10.). Schließt man Translationsbodenrutschungen als Entstehungsursache der Blattanbrüche aus, so muß die Nivation, wie auch DOMMERMUTH (1994:159, 166) folgert, in derartigen Fällen bereits im Augenblick des Ablösens von Schneemassen wirksam werden.

### 11.3.6 Profil 6: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)

Im Gegensatz zu den SW-exponierten Ober- und Mittelhanglagen können im Bereich des extensiv beweideten,

**Tab. 10: Bodenkennwerte zu Profil 5**

Höhe (m ü. NN):	1643			
Exposition:	SW			
Relief:	Gestreckter bis schwach konkaver Mittelhang			
Inklination:	36°			
Bodentyp:	Stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung			
Horizont:	Ah	(Sgw)M	II SgwBv	III SgwBv/Cv
Tiefe (cm):	0-6	6-26	26-54	54-69
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	10YR 3/3	6.25YR 5/4	10YR 5/5	6.25YR 4/4
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):				
2-0,63 mm (gS):	22,0	13,8	21,0	26,8
0,63-0,2 mm (mS):	12,5	7,0	7,5	9,0
0,2-0,063 mm (fS):	6,7	2,9	2,9	6,6
Summe (Sand):	41,2	23,7	31,4	42,4
0,063-0,02 mm (gU):	13,0	12,8	13,3	10,7
0,02-0,0063 mm (mU):	19,0	22,0	17,3	14,3
0,0063-0,002 mm (fU):	14,7	20,6	18,2	11,2
Summe (Schluff):	46,7	55,4	48,8	36,2
< 0,002 mm (Ton):	12,1	20,9	19,8	21,3
Textur:	Slu	Lu	Lsu	Ls3
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	0,26	8,73	16,35
6,3-20 mm (mGr):	7,82	14,44	27,16	30,10
2-6,3 mm (fGr):	15,80	21,37	21,70	19,40
Summe (Grus):	23,62	36,06	57,56	65,79
Makrogefüge:	kru	kru-sub	sub	pol
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	3,7	3,9	4,0	4,1
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	3,9	4,0	4,2	4,3
pH (H <sub>2</sub> O):	4,3	4,5	4,8	5,0
Org. Substanz (%):	6,2	2,0	1,1	0,9
Corg. (%):	3,6	1,2	0,6	0,5
Nges. (%):	0,41	0,12	0,06	0,06
C/N:	9	10	10	8
KAKpot (mmol/z/100g):	27,47	18,14	14,83	15,95
KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
S-Wert (mmol/z/100g):	2,50	0,91	1,34	3,47
V-Wert (%):	9,1	5,0	9,1	21,7
H-Wert (mmol/z/100g):	24,97	17,23	13,49	12,48
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	1,74	0,75	1,18	3,11
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,37	0,10	0,15	0,32
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,02	0,02	0,01	0,02
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,36	0,04	0,00	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	2,32	0,89	0,49	0,45
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	11,0	6,0	1,2	2,0
Fe <sub>o</sub> (%):	0,35	0,31	0,25	0,23
Fe <sub>d</sub> (%):	1,30	1,41	1,24	1,17
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,27	0,22	0,20	0,20

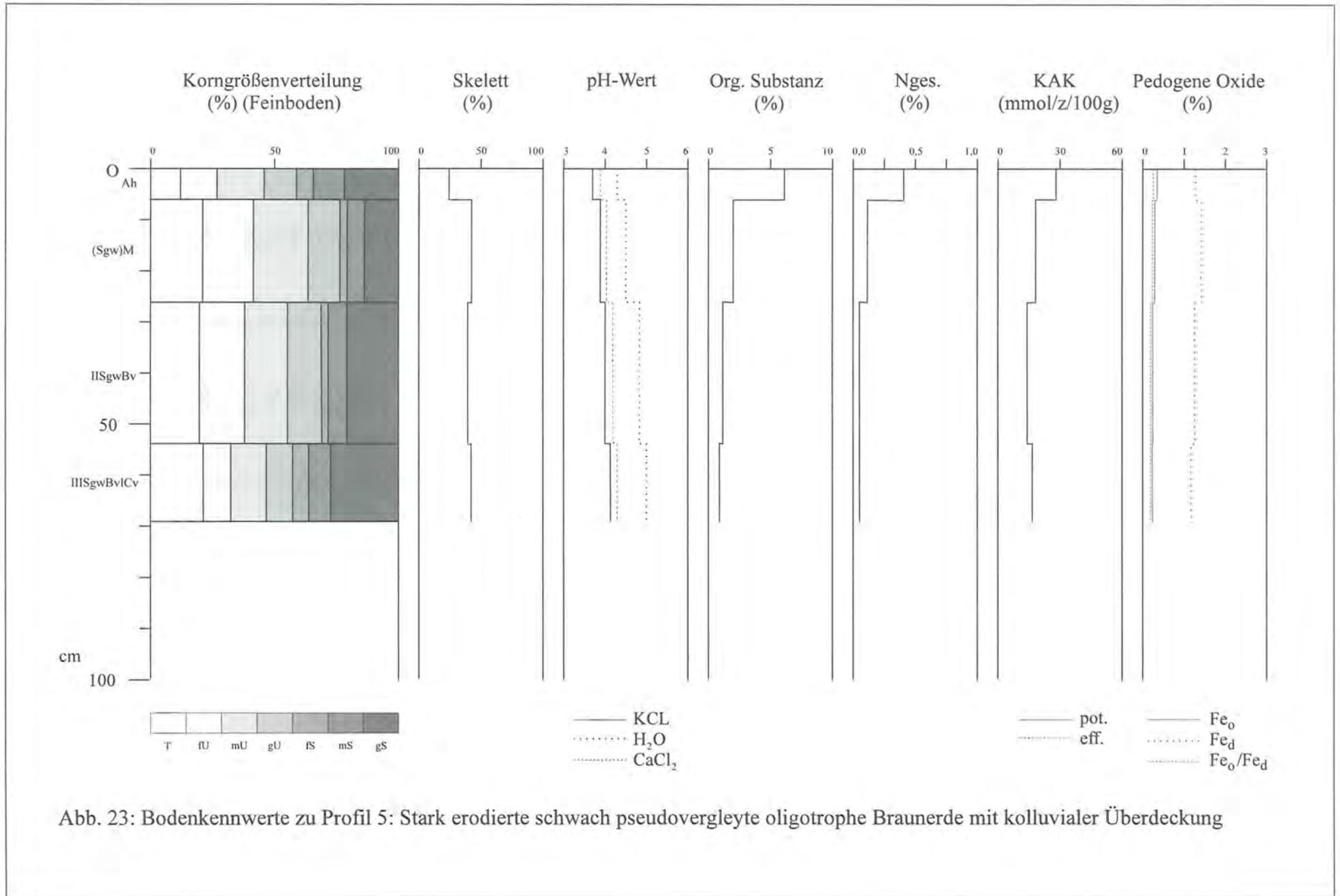


Abb. 23: Bodenkennwerte zu Profil 5: Stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung

von mehr oder weniger deutlichen Trittsuren und Viehgangeln überzogenen Unterhangs nur wenige, zum Teil recht undeutlich ausgebildete kleinere Blattanbrüche (2 m<sup>2</sup>–max. 20 m<sup>2</sup>) beobachtet werden. Die Abtragungsfrenten der Anbrüche sind durch den Viehtritt stellenweise stark überprägt. Der charakteristische sichelförmige Verlauf der Blaikenoherkanten ist jedoch in der Regel noch deutlich zu erkennen.

An der Abtragungsfrent eines ca. 20 m<sup>2</sup> großen Anbruchs wurde in einer Höhenlage von 1550 m ü. NN unweit der Almkaser ein Profil aufgeschlossen (Abb. 18), daß sich insbesondere durch die Ausbildung eines trittinduzierten Bleichhorizontes im Übergang vom Ober- zum Unterboden auszeichnet. Die Grabung erfolgte bei einer Hangneigung von 30° unmittelbar unterhalb einer schwach ausgeprägten Trittsur:

L		
Of	3,5–0 cm,	Humuslagen
Oh		
SwAh	0–5 cm,	sehr dunkelgraubrauner (10YR 3/2.5, feucht), humoser, schluffiger Lehm, Krümelgefüge, diffus rostfleckig, schwach grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), sehr stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu
AhS(rd/w)	5–8 cm,	hellbräunlichgrauer (2.5Y 6/2, feucht), humoser (Geländeansprache), schluffiger Lehm (Geländeansprache durch Fingerprobe), Kohärent- bis Polyedergefüge, schwach krümelig (Mischgefüge), Fe-Oxidbeläge in Wurzelröhren, stark durchwurzelt (W 4), schwach grusig, Lagerungsdichte sehr gering, undeutlicher Übergang zu
SgwM	8–23 cm,	brauner bis hell olivbrauner (6.25YR 5/3, feucht), humoser, schluffiger Lehm, subpolyedrisch bis schwach krümelig, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), stark sauer, Lagerungsdichte gering, diffus rostfleckig, Übergang scharf begrenzt zu
IIISgwB(s)v	23–35 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/5, feucht), humoser, schluffiger Lehm, Subpolyedergefüge, stark grusig, stark durchwurzelt (W 4), stark sauer, Lagerungsdichte gering, sehr diffus rostfleckig, Übergang deutlich begrenzt zu
IIISgwB(s)vICv	35–83 cm,	brauner (10YR 4/3, feucht), schwach humoser, mittel sandiger Lehm, Polyedergefüge, sehr stark grusig, schwach durchwurzelt (W 2), stark sauer, Lagerungsdichte mittel, Übergang deutlich begrenzt zu
IVSdmCv	83–102 cm,	dunkelbrauner bis dunkelgelblichbrauner (8.5YR 3.5/3.5, feucht), schwach humoser, schluffig lehmiger Sand, Polyeder- bis Kohärentgefüge, sehr stark grusig, stark

sauer, Lagerungsdichte hoch, allmählich übergehend in

IVmCn 102 cm+, Lias-Fleckenmergel

Auch in diesem Fall fand die Abtragung des Solums wiederum entlang des geologischen Schichtwechsels in einer Tiefe von 23 cm statt, der durch die Akkumulation einer für die Unterhangbereiche vergleichsweise geringmächtigen kolluvialen Lage bedingt ist. Das aufgeschlossene Pedon ist bodentypologisch als sehr stark erodierete schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Naßbleichung im Oberboden oder kurz als alpiner Weidepseudogley anzusprechen.

Die auffallende Bleichung des Oberbodens im Übergang vom diffus rostfleckigen SwAh- zum liegenden SgwM-Horizont weist auf langanhaltende Vernässung und reduzierende Bedingungen hin. Hinsichtlich ihrer Struktur zeigt diese, nur wenige Zentimeter mächtige Lage innerhalb des Pedons eine starke Variabilität. Kohärente Partien, welche auf der Homogenisierung des Gefüges durch dynamische Kompression bei hohen Bodenwassergehalten beruhen, wechseln kleinräumig mit polyedrischen und krümeligen Abschnitten.

Dieses auffällige Mischgefüge ist als Folge von Trittbelaftung, zwischenzeitlicher Entlastung mit der Bildung von Dehnungsbrüchen und Prozessen der Bioturbation zu sehen. Fe-Oxide finden sich in den naßgebleichten Partien des AhS(rd/w)-Horizontes hauptsächlich als rötlichgelbe bis orangefarbene Beläge in Wurzelkanälen, Wurmgingen oder im Bereich von Entlastungs- bzw. Dehnungsrissen innerhalb der homogenisierten Matrix. Fe-/Mn-Konkretionen fehlen hier ebenso, wie in den übrigen Profilschnitten.

Mit pH(Salz)-Werten zwischen 3,7 und 4,7 (KCl) bzw. 3,9 und 4,8 (CaCl<sub>2</sub>) liegen alle beprobten Horizonte im stark sauren Bereich (Tab. 11). Aufgrund der starken Inhomogenität der Bleichzone wurde auf die Entnahme von Proben zur analytischen Kennzeichnung dieser Lage verzichtet. Die KAKpot zeigt unter Berücksichtigung von Qualität und Quantität der mineralischen Phasen (Tab. 5) insgesamt sehr hohe Werte und erreicht mit 31,23 mmol ihr Maximum im SgwM-Horizont. Dies wie auch die allgemein große Differenz zwischen KAKpot und KAKeff verweist auf das Vorherrschen organischer Austauschere (Huminstoffe) mit variabler Ladung.

Der leichte Anstieg des Gehaltes an oxalatlöslichem Fe und des Aktivitätsgrades mit zunehmender Bodentiefe (Abb. 24, Tab. 11) deutet eine Fe-Verlagerung an, die bei Weidepseudogleyen häufig zu beobachten ist (z. B. ZECH & VÖLKL 1979).

Eine profilmorphologisch auffällige Humusanreicherung (Bh-Horizont) infolge des Abbaus hochmolekularer Humusfraktionen durch anaerobe Mikroorganismen und Ausfällung der niedermolekularen Humusbruchstücke bei höherem pH-Wert im Unterboden, wie sie für Weidepseudogleye aus carbonatreichen Substraten oft charakteristisch ist (ZECH & VÖLKL 1979:663–664; BOCHTER & NEUERBURG & ZECH 1983:31), fehlt hier. Sie

Tab. 11: Bodenkennwerte zu Profil 6

Höhe (m ü. NN):	1550					
Exposition:	SW					
Relief:	Gestreckter bis schwach konkaver Unterhang mit unruhigem Mikrorelief (Trittsuren)					
Inklination:	30°					
Bodentyp:	Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)					
Horizont:	SwAh	AhS(rd/w)	SgwM	IISgwB(s)v	IIISgwB(s)vICv	IVSdmCv
Tiefe (cm):	0-5	5-8	8-23	23-35	35-83	83-102+
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>						
Farbe (MUNSELL):	10YR 3/2.5	2.5Y 6/2	6.25YR 5/3	10YR 5/5	10YR 4/3	10YR 4/4
Korngrößenverteilung: (Feinboden Gew.-%)						
2-0,63 mm (gS):	8,9	n. b.	8,1	13,4	24,5	28,1
0,63-0,2 mm (mS):	4,2	n. b.	5,9	4,8	10,9	9,1
0,2-0,063 mm (fS):	4,9	n. b.	6,1	4,9	8,1	7,3
Summe (Sand):	18,0	n. b.	20,0	23,1	43,6	44,5
0,063-0,02 mm (gU):	11,6	n. b.	12,5	8,7	8,6	13,4
0,02-0,0063 mm (mU):	19,8	n. b.	20,7	21,7	12,7	16,6
0,0063-0,002 mm (fU):	22,4	n. b.	20,3	21,5	14,8	13,4
Summe (Schluff):	53,8	n. b.	53,5	52,0	36,1	43,4
< 0,002 mm (Ton):	28,0	n. b.	26,5	25,0	20,3	12,1
Textur:	Lu	Lu	Lu	Lu	Ls3	Slu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):						
20-63 mm (gGr):	0,00	n. b.	0,65	1,11	16,69	10,95
6,3-20 mm (mGr):	3,61	n. b.	17,99	29,06	46,04	42,13
2-6,3 mm (fGr):	6,04	n. b.	15,15	21,10	16,53	21,05
Summe (Grus):	9,65	n. b.	33,79	51,27	79,26	74,13
Makrogefüge:	kru	koh-pol-kru	sub-kru	sub	pol	pol-koh
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	0,76	1,10	1,27	1,34	n. b.	n. b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 2	Ld 3	Ld 4
<b>Bodenchemische Daten:</b>						
pH (KCL):	3,7	n. b.	4,0	4,2	4,5	4,7
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	3,9	n. b.	4,2	4,4	4,6	4,8
pH (H <sub>2</sub> O):	4,4	n. b.	4,8	5,0	5,1	5,4
Org. Substanz (%):	4,9	n. b.	2,0	2,2	1,7	1,0
Corg. (%):	2,9	n. b.	1,2	1,3	1,0	0,6
Nges. (%):	0,43	n. b.	0,14	0,13	0,15	0,07
C/N:	7	n. b.	8	10	7	9
KAKpot (mmol/z/100g):	25,66	n. b.	31,23	19,55	17,52	14,43
KAKeff (mmol/z/100g):	8,01	n. b.	4,43	6,28	2,24	3,77
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	5,49	n. b.	2,70	3,42	1,26	0,90
S-Wert (mmol/z/100g):	1,91	n. b.	2,48	0,84	2,77	1,43
V-Wert (%):	7,4	n. b.	8,0	4,3	15,8	9,9
H-Wert (mmol/z/100g):	23,75	n. b.	28,74	18,72	14,75	12,99
Austauschbare Kationen:						
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	1,50	n. b.	2,37	0,81	2,62	1,37
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,15	n. b.	0,10	0,00	0,11	0,05
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,00	n. b.	0,02	0,02	0,00	0,00
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,26	n. b.	0,01	0,01	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	2,23	n. b.	0,71	0,53	0,94	1,11
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	8,2	n. b.	1,7	0,5	0,0	0,0
Fe <sub>o</sub> (%):	0,35	n. b.	0,21	0,42	0,42	0,37
Fe <sub>d</sub> (%):	1,00	n. b.	0,96	1,74	1,56	1,45
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,34	n. b.	0,22	0,24	0,27	0,26

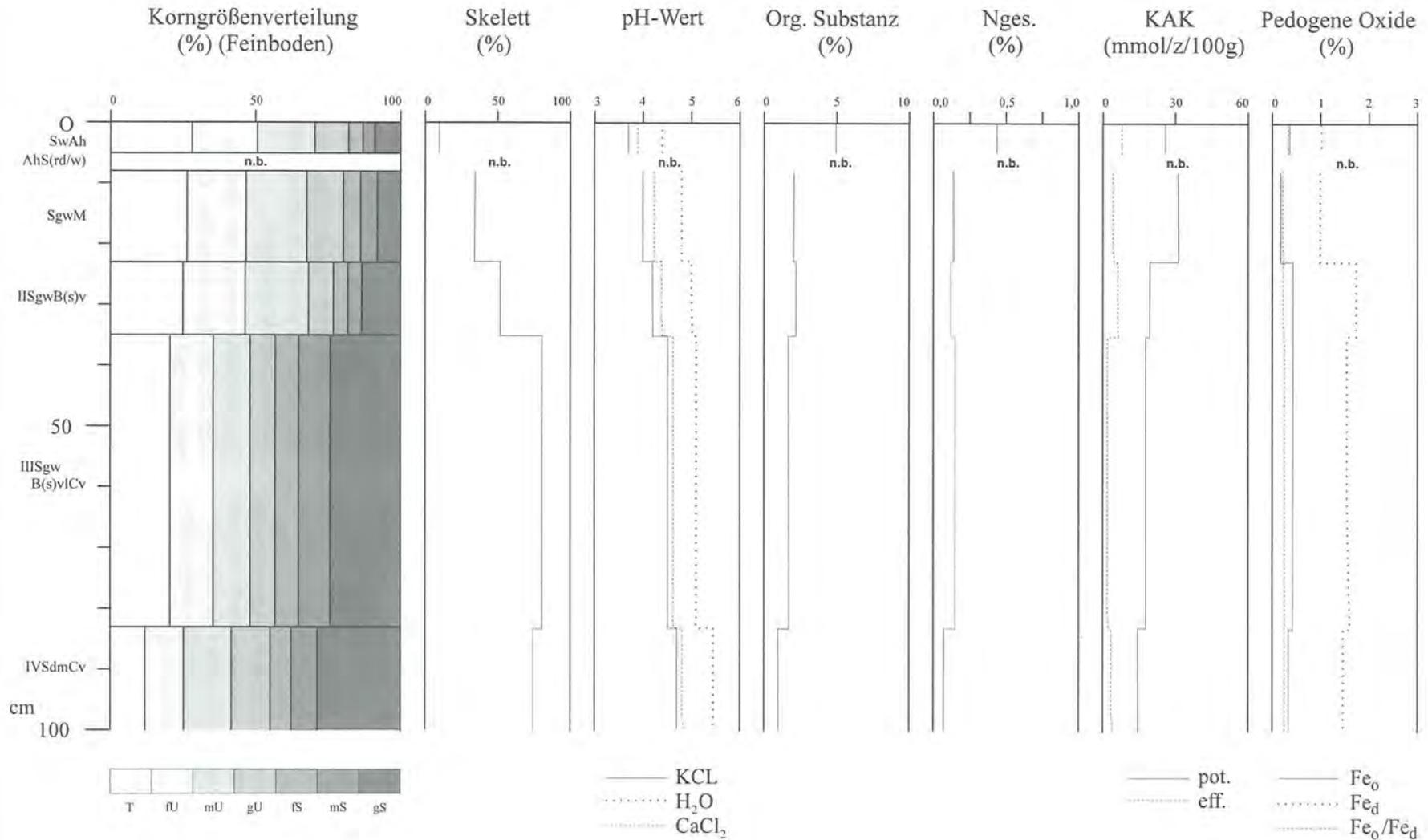


Abb. 24: Bodenkennwerte zu Profil 6: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)

wird aufgrund der stark sauren Bodenreaktion bis in größere Profiltiefe verhindert.

Das aufgeschlossene Solum ist bis in eine Tiefe von 35 cm stark durchwurzelt. Die maximale Durchwurzelungstiefe reicht an verschiedenen Stellen der Profilwand bis ca. 75 cm, wobei die Ausbildung des Wurzelhorizontes sehr uneinheitlich ist. Somit kann ein Einfluß der Vegetation auf die Entstehung einer potentiellen Scherfläche i. S. von SCHAUER (1975) ausgeschlossen werden. Entscheidend ist auch in diesem Fall das Vorhandensein einer Substratschichtung, die sich bereits im Aufschluß vor allem durch einen auffallenden sprunghaften Wechsel des Skelettanteils auszeichnet (Abb. 24, Tab. 11).

Betrachtet man die Position des Blattanbruches im Hang (Abb. 18), so kann seine Entstehung im Gegensatz zu den Blaiken, die direkt unterhalb des Nadelholzbestandes liegen durchaus auf die bodenabschürfende Wirkung von Gleitschnee, Schneerutschen oder herabstürzenden Grundlawinen zurückgeführt werden. Es stellt sich jedoch hier wie auch allgemein die Frage, ob der charakteristische sichelförmige Verlauf der oberen Begrenzung von Blattanbrüchen durch bereits in Bewegung befindliche Schneemassen hervorgerufen werden kann (siehe Kap. 13.).

### 11.3.7 Profil 7: Stark erodierter kolluvial überdeckter Eisen-Podsol

In einer Höhe von 1682 m ü. NN wurde im Bereich des SW-exponierten Oberhanges an der Abtragungsfront eines ca. 40 m<sup>2</sup> umfassenden Blattanbruches ein Profil aufgeschlossen, das im Hinblick auf die Genese dieses Blaikentyps besonders interessant erscheint:

L		
Of	3–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–4 cm,	sehr dunkelbrauner (8.75YR 2.5/2, feucht), sehr stark humoser, schwach toniger Lehm, Krümelgefüge, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), sehr stark sauer, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu
(Sgw)M	4–28 cm,	dunkelgelblichbrauner (10YR 3.5/4, feucht), stark humoser, schluffig sandiger Lehm, Polyedergefüge bis schwach subpolyedrisch, stark grusig, mittel bis stark durchwurzelt (W 3–W 4), sehr stark sauer, Lagerungsdichte gering, scharf übergehend zu
llfAe	28–59 cm,	hellbräunlichgrauer (10YR 6/2, feucht), schwach humoser, stark schluffiger Sand, Einzelkornggefüge, sehr stark grusig, mittel durchwurzelt (W 3), sehr stark sauer, Lagerungsdichte mittel, deutlicher Übergang zu

llfBs 59–80 cm+, stark gelblichbrauner (8.75YR 4.5/7, feucht), humoser, mittel toniger Lehm, Polyedergefüge, mittel grusig, sehr schwach bis schwach durchwurzelt (W 1–W 2), sehr stark sauer, Lagerungsdichte mittel

Es handelt sich um einen kolluvial überdeckten Eisen-Podsol (s. a. Erläuterungen zu Abb. 16, Kap. 11.1.) mit einem für die sauergebleichten Böden auf dem SW-exponierten Oberhang vergleichsweise mächtigen Ae-Horizont, der sich neben einem charakteristischem Einzelkornggefüge insbesondere durch seinen sehr hohen Skelettanteil von 81,46 % auszeichnet (Abb. 25, Tab. 12). Der humose Oberboden (Aeh- oder Ahe-Horizont) ist völlig abgetragen.

Das hangende lehmige Solumsediment mit sehr geringer bis geringer Lagerungsdichte weist eine diffuse, kaum erkennbare Rostfleckung auf. Da sich oberhalb des Blattanbruches, der im Übergang vom *Nardetum alpigenum* zur *Vaccinium uliginosum*-Gesellschaft bei einer relativ geringen Hangneigung von 26° entstand, keine weiteren Abtragungsformen erkennen lassen, ist zu vermuten, daß die Akkumulation der kolluvialen Lage auf einem länger zurückliegenden Eingriff in die Vegetation beruht.

Besonders auffällig ist die Tatsache, daß die Abtragung des Solums entgegen der verbreiteten Auffassung (siehe Kap. 2. und 11.1.) nicht entlang der Grenze zwischen A- und B, d. h. zwischen Eluvial- und Anreicherungshorizont, sondern entlang des geologischen Schichtwechsels in 28 cm Tiefe und somit oberhalb des llfAe-Horizontes erfolgt. Die Oberfläche des Blattanbruches bildet das stark skeletthaltige Ae-Material mit einem ausgeprägten Korngerüst, so daß, wie bei nahezu allen Blaiken im Untersuchungsgebiet – und hier überaus deutlich –, keine, für viele Rutschungen sonst typische Gleitschicht aus feinkörnigem Material ausgebildet ist. Verlagert wird im Zuge der Blaikenbildung ausschließlich das lehmige kolluviale Material, sieht man von sekundärer Abspülung durch sommerliche Starkniederschläge oder Schurfprozessen durch Gleitschnee auf der Blaikenoberfläche ab.

Somit liegt wiederum unabhängig vom Bodentyp und von pedogenen Lagen eine Situation vor, die bereits für die oben beschriebenen Blaikenstandorte geschildert wurde. Eine relativ locker gelagerte Bodenschicht bildet das Hangende einer deutlich skelettreicheren Lage mit höherer Lagerungsdichte.

Die Durchwurzelung des Bodens reicht, wie auch in Abb. 16 deutlich erkennbar, bis in den Ae-Horizont hinein, so daß hiervon kein Einfluß auf die Entstehung des Blattanbruches gegeben ist. In Anbetracht der Position des Blattanbruches im Übergang von der konvex ausgebildeten Hangkante zum konkaven Oberhang ist ihre Entstehung infolge von Abschürfung des Solums durch Schneerutsche gut möglich. Nach BUNZA (1982:65) entstehen in einer Schneedecke durch Überwindung der Zugfestigkeit vor allem an konvexen Gefällsbrüchen (Zugzonen) sichelförmige Zugrisse (ähnlich wie im Solum),

Tab. 12: Bodenkennwerte zu Profil 7

Höhe (m ü. NN):	1682			
Exposition:	SW			
Relief:	Schwach konvexer Oberhang			
Inklination:	26°			
Bodentyp:	Stark erodierter kolluvial überdeckter Eisen-Podsol			
Horizont:	Ah	(Sgw)M	lIfAe	lIIBs
Tiefe (cm):	0-4	4-28	28-59	59-80+

Bodenphysikalische Daten:				
Farbe (MUNSELL):	8.75YR 2.5/2	10YR 3.5/4	10YR 6/2	8.75YR 4.5/7
Korngrößenverteilung (Feinboden Gew.-%):				
2-0,63 mm (gS):	18,6	21,8	33,3	11,6
0,63-0,2 mm (mS):	8,3	9,6	12,6	7,0
0,2-0,063 mm (fS):	6,7	7,3	8,9	5,8
Summe (Sand):	33,6	38,6	54,9	24,4
0,063-0,02 mm (gU):	10,0	8,7	12,9	8,8
0,02-0,0063 mm (mU):	14,9	15,4	15,3	9,0
0,0063-0,002 mm (fU):	14,9	16,1	12,1	21,7
Summe (Schluff):	39,8	40,2	40,3	39,6
< 0,002 mm (Ton):	26,6	21,2	4,8	36,1
Textur:	Lt2	Lsu	Su4	Lt3
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	7,03	13,29	6,54
6,3-20 mm (mGr):	15,67	24,22	52,52	18,98
2-6,3 mm (fGr):	17,81	18,28	15,65	15,96
Summe (Grus):	33,48	49,53	81,46	41,48
Makrogefüge:	kru	sub-pol	ein	pol
Ld (g/cm³):	0,77	1,20	1,40	n. b.
	Ld 1	Ld 2	Ld 2	Ld 3
Bodenchemische Daten:				
pH (KCL):	3,3	3,7	3,8	3,6
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	3,4	3,8	3,9	3,7
pH (H <sub>2</sub> O):	3,8	4,2	4,3	4,3
Org. Substanz (%):	9,1	5,1	1,0	2,5
Corg. (%):	5,3	2,9	0,6	1,5
Nges. (%):	0,65	0,29	0,07	0,14
C/N:	8	10	8	11
KAKpot (mmol/z/100g):	35,87	28,19	9,51	36,61
KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
S-Wert (mmol/z/100g):	2,38	0,22	0,02	0,63
V-Wert (%):	6,6	0,8	0,2	1,7
H-Wert (mmol/z/100g):	33,49	27,97	9,49	35,98
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	1,43	0,12	0,00	0,44
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,53	0,06	0,02	0,12
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,01	0,01	0,00	0,00
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,42	0,03	0,00	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	5,70	1,16	0,71	0,27
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	13,0	1,7	0,0	0,2
Fe <sub>o</sub> (%):	0,42	0,48	0,07	0,97
Fe <sub>d</sub> (%):	1,10	1,38	0,48	2,80
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,38	0,35	0,15	0,35

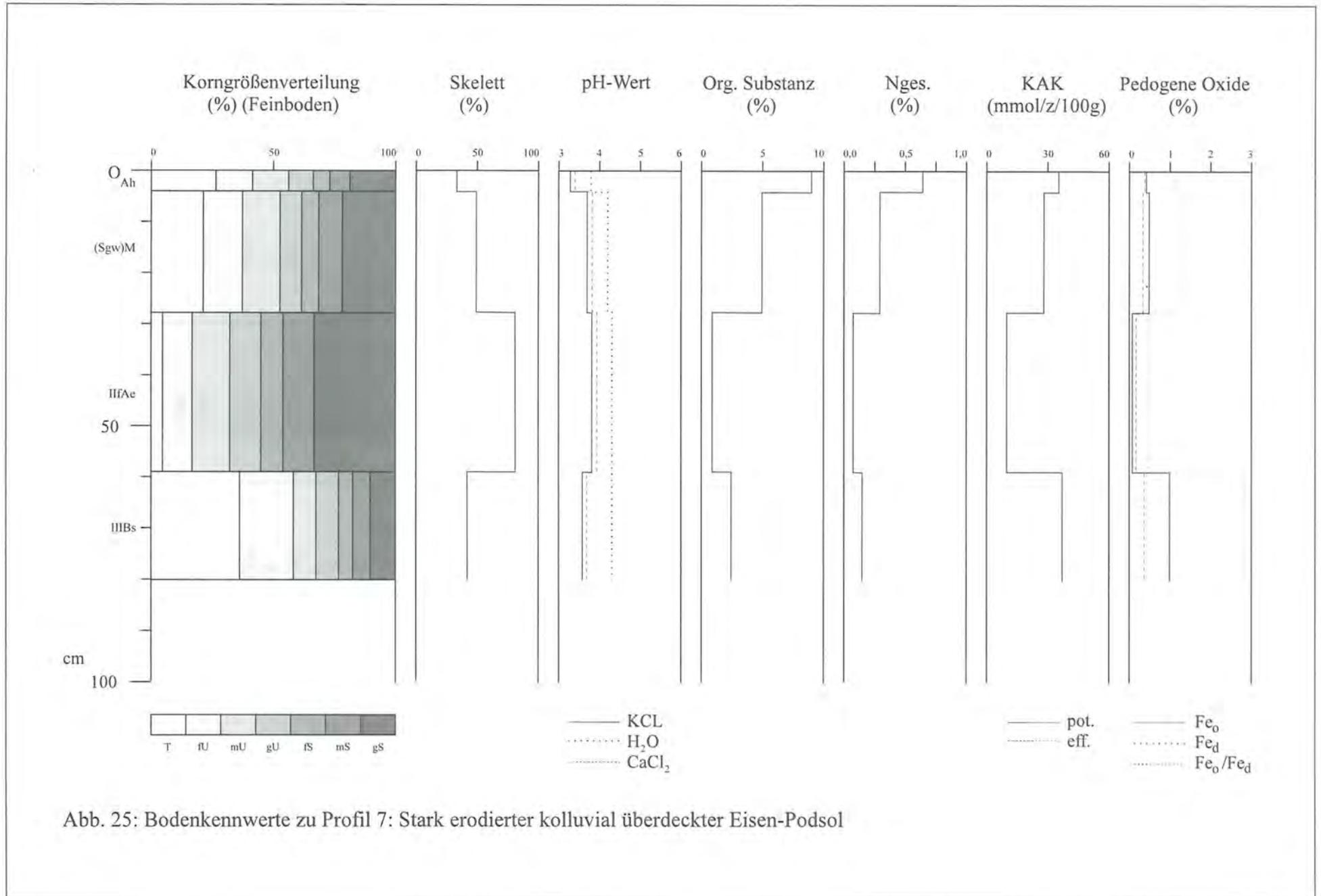


Abb. 25: Bodenkennwerte zu Profil 7: Stark erodierter kolluvial überdeckter Eisen-Podsol

die sich bis zur Bodenoberfläche öffnen. Hieraus kann es in der Folge zu starkem Schneegleiten bzw. zu einem ruckartigen translationsförmigen Schneerutsch kommen, meist in Form eines auf dem Boden abgleitenden, stark erodierenden Schneebrettes.

Die im Illuvialhorizont durchaus vorliegende Anreicherung von eingespülten organischen Substanzen (Tab. 12) bewirkt zwar infolge ihrer kristallisationshemmenden Wirkung einen sehr hohen Gehalt an oxalatlöslichem Fe und folglich einen deutlichen Anstieg des  $Fe_o/Fe_d$ -Quotienten, tritt jedoch im Unterschied zu Eisen-Humus-, d. h. typischen Podsolen mit Bh-Horizont, profilmorphologisch nicht in Erscheinung. Auch der sehr hohe Betrag der KAKpot, der Anstieg des  $N_{ges}$ -Gehaltes sowie die hohen Werte der Plastizitätsdaten (Kap. 11.4.) weisen auf die deutliche, wenn auch an der Profilwand nicht erkennbare Huminstoffanreicherung hin. Das Fehlen einer sichtbaren Humusanreicherung, bzw. eines Bh-Horizontes innerhalb podsolierter Peda, kann nach REHFU-ESS (1990:76) verschiedene Gründe haben. Die Chelatoren können keine Färbung aufweisen und/oder bereits mineralisiert sein, oder es fehlt nur die starke zusätzliche Anlagerung von Huminstoffen an die im Bs-Horizont angereicherten Fe-Oxidhydroxide, welche Eisen-Humus-Podsole kennzeichnet. In Anbetracht der relativ hohen Reliefenergie und der Tatsache, daß die Böden unterhalb des Podsolierung aufweisenden Hangabschnittes zum Teil sehr hohe Humusgehalte im tieferen Unterboden aufweisen, muß jedoch hinsichtlich der Profilmorphologie des aufgeschlossenen Pedons auch der lateralen Verlagerung von Humussolen mit dem Hangzugwasser eine nicht unbedeutende Rolle eingeräumt werden (vgl. BLUME 1973).

### 11.3.8 Profil 8: Sehr stark erodierte schwach pseudo-vergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Hanggleymerkmalen im Unterboden

Ein Profil mit auffallend hohen Humusgehalten im Unterboden ohne ersichtliche Podsolierung wurde in einer Höhenlage von 1670 m ü. NN auf dem SW-exponierten Hang aufgeschlossen (Abb. 18). Die Grabung erfolgte an der Abtragungsfrente eines etwa 80–90 m<sup>2</sup> umfassenden Blattanbruches bei einer Inklination von 38°:

L		
Of	4–0 cm,	Humuslagen
Oh		
Ah	0–5 cm,	sehr dunkelbrauner (8.75YR 2.5/2, feucht), stark humoser, schwach lehmiger Sand, Krümelgefüge, mittel grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), sehr stark sauer, Regenwürmer, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, Übergang fließend zu
(Sgw)M	5–10 cm,	dunkelbrauner (10YR 3/3, feucht), stark humoser, stark lehmiger Sand, Krümel- bis Subpolyederggefüge, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), sehr stark sauer, Regenwür-

mer, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, deutlich übergehend in

II(Sgw)M	10–28 cm,	dunkelbrauner (10YR 4/3, feucht), humoser, mittel sandiger Lehm, Polyeder- bis Subpolyederggefüge, mittel grusig, stark durchwurzelt (W 4), stark bis sehr stark sauer, Regenwürmer, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering, deutlich abgegrenzt zu
III(Ghr)SwBvlCv	28–47 cm,	dunkelbrauner (8.75YR 3/2, feucht), nach Unten hin zunehmend gebleichter (2.5Y 6/2, feucht), stark humoser, mittel sandiger Lehm, Polyeder- bis Einzelkorngefüge, sehr stark grusig, schwach durchwurzelt (W 2), mittel sauer, Lagerungsdichte mittel, Übergang deutlich zu
IIImCv	47 cm+,	Ruhpoldinger Radiolarit

Die typologische Ansprache des mit  $pH(CaCl_2)$ -Werten zwischen 3,8 und 5,7 insgesamt sehr stark bis mittel sauren Pedons ist infolge der an diesem Blaikenstandort überaus gestörten Bodenverhältnisse stark erschwert. Das Profil weist zwei, aufgrund sprunghafter Wechsel der Bodenfarbe, deutlich voneinander differenzierbare kolluviale Lagen von nur geringer Mächtigkeit auf, die einen als III(Bv)Cv angesprochenen Horizont mit diffusen Pseudogleymerkmalen und zur Basis hin zunehmender, wenn auch insgesamt geringfügiger Naßbleichung überdecken.

Obwohl die Körnungsanalysen des Feinbodens in allen Horizonten vergleichsweise hohe Anteile der Sandfraktion zwischen 47,3 % – 71,1 % ergaben und ein sehr stark saures Milieu in den oberen Profilabschnitten vorherrscht, läßt sich an der Aufschlußwand, wie auch anhand der Tiefenfunktion des Aktivitätsgrades (Abb. 26), keine Podsolierung nachweisen. Dies und die Tatsache, daß oberhalb des Blattanbruches zahlreiche kleinere Bodenschäden durch Schneeschurf anzutreffen sind, spricht in diesem Fall für eine relativ junge Akkumulation von Solumsediment. Das dunkelbraune, humose bis stark humose Material weist trotz höherer Sandanteile und einer sehr geringen Lagerungsdichte von  $< 1,0 \text{ g/cm}^3$  eine zwar kaum wahrnehmbare, aber dennoch vorhandene sehr diffuse Rostfleckung auf. Offensichtlich führen die größeren Anteile an organischer Substanz trotz höherer Durchlässigkeit des Substrates zu länger anhaltender Haftnässe.

Die schollenförmige Abtragung des Solums erfolgt entlang des Substratwechsels in einer Tiefe von 28 cm, der sich durch einen markanten Anstieg des Skelettgehaltes auszeichnet. Beim Angraben des darunterfolgenden BC-Übergangshorizontes erfolgte im basalen Horizontbereich, d. h. im Übergang zur Zersatzzone des anstehenden Ruhpoldinger Radiolarit (IIImCv-Horizont) ein starker Austritt von Hangzugwasser. Dabei erreicht der Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff in diesem Profilabschnitt 3,5 % (Tab. 13).

Die Lage des aufgeschlossenen Pedons unmittelbar unterhalb von deutliche Podsolierung aufweisenden Profi-

Tab. 13: Bodenkennwerte zu Profil 8

Höhe (m ü. NN):	1670			
Exposition:	SW			
Relief:	Gestreckter Oberhangbereich			
Inklination:	38°			
Bodentyp:	Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte kolluvial überdeckte oligotrophe Braunerde mit Hanggleymerkmalen im Unterboden			
Horizont:	Ah	(Sgw)M	II(Sgw)M	III(Ghr)SwBvICv
Tiefe (cm):	0-5	5-10	10-28	28-47

<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	8.75YR 2.5/2	10YR 3/3	10YR 4/3	8.75YR 3/2
Korngrößenverteilung: (Feinboden)				
2-0,63 mm (gS):	46,6	31,7	30,4	30,1
0,63-0,2 mm (mS):	18,8	16,7	12,1	13,2
0,2-0,063 mm (fS):	5,7	6,6	4,8	10,2
Summe (Sand):	71,1	55,0	47,3	53,5
0,063-0,02 mm (gU):	7,1	9,0	10,7	6,4
0,02-0,0063 mm (mU):	9,0	13,5	13,0	11,9
0,0063-0,002 mm (fU):	5,2	11,2	12,7	11,1
Summe (Schluff):	21,2	33,7	36,3	29,4
< 0,002 mm (Ton):	7,7	11,4	16,4	17,1
Textur:	SI2	SI3	Ls3	Ls3
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	2,20	2,30	4,60
6,3-20 mm (mGr):	13,40	14,20	16,10	34,15
2-6,3 mm (fGr):	23,94	21,90	22,16	21,50
Summe (Grus):	37,32	38,24	40,56	60,24
Makrogefüge:	kru	kru-sub	sub-pol	pol-ein
Ld (g/cm³):	0,92	0,94	0,95	1,20
	Ld 1	Ld 1	Ld 1	Ld 2
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	3,7	3,8	4,0	5,6
pH (CaCl₂):	3,8	4,0	4,1	5,7
pH (H₂O):	4,3	4,4	4,6	6,1
Org. Substanz (%):	6,4	4,9	3,8	6,0
Corg. (%):	3,7	2,8	2,2	3,5
Nges. (%):	0,11	0,31	0,22	0,46
C/N:	34	9	10	8
KAKpot (mmol/z/100g):	25,33	26,10	25,21	50,20
KAKeff (mmol/z/100g):	9,24	9,13	9,09	17,72
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	4,86	5,85	5,94	0,00
S-Wert (mmol/z/100g):	3,84	2,63	2,49	17,72
V-Wert (%):	15,2	10,1	9,9	35,3
H-Wert (mmol/z/100g):	21,49	23,46	22,72	32,47
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	2,81	2,18	2,24	17,45
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,55	0,25	0,15	0,22
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,01	0,01	0,00	0,01
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,48	0,20	0,09	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	3,66	1,06	0,58	0,22
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	19,0	5,7	3,0	3,5
Fe <sub>o</sub> (%):	0,33	0,40	0,56	0,09
Fe <sub>d</sub> (%):	0,90	1,12	1,55	1,24
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,37	0,36	0,36	0,07

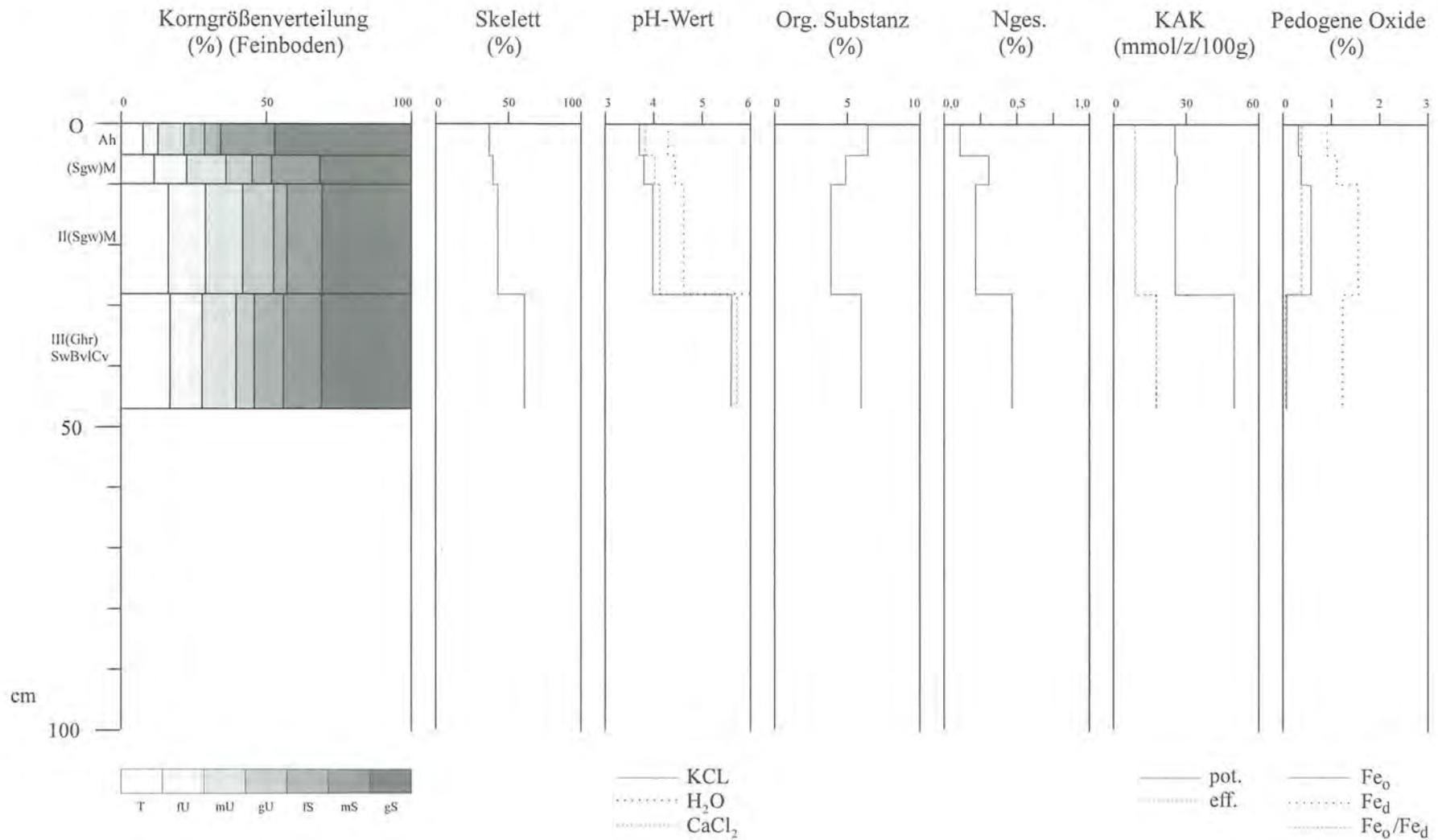


Abb. 26: Bodenkennwerte zu Profil 8: Sehr stark erodierte schwach pseudovergleyte oligotrophe Braunerde mit kolluvialer Überdeckung und Hanggleymerkmalen im Unterboden

len (podsolige bis Podsol-Braunerden) deutet darauf hin, daß organische Substanzen mit dem Hangzugwasser verlagert werden. Die pedochemischen Kennwerte des durch Hangzugwasser beeinflussten Profilschnittes wurden bereits in Kap. 11.2. beispielhaft diskutiert. Vor allem die sehr hohe KAKpot und große Differenz zur KAKeff bei gleichzeitig relativ geringem Tongehalt weisen auf einen hohen Anteil an mobilen Fulvosäuren in der organischen Fraktion hin, wodurch sich die Annahme einer lateralen Translokation organischer Substanzen und hangabwärtige Anreicherung im Solum erhärtet.

Die intensivere Durchwurzelung des Bodens endet entlang des geologischen Schichtwechsels in 28 cm Tiefe. Substratwechsel und Untergrenze des stärker durchwurzelten Bodens fallen somit wiederum zusammen. Als Ursache dürfte insbesondere die starke Durchfeuchtung des liegenden Horizontes durch Hangzugwasser in Frage kommen.

### 11.3.9 Profil 9: Mesotrophe Pseudogley-Moder-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)

Anders als auf dem SW-exponierten Hang sind Blattanbrüche in NW-Exposition bis auf wenige kleinere Formen im zentralen Hangbereich vor allem auf dem orographisch linken Hangabschnitt konzentriert. Sie erreichen hier Größenordnungen von bis zu 150 m<sup>2</sup>. Den weitaus größten Teil des NW-exponierten Hanges nehmen Schneeschurfblaiken und vor allem im Mittel- und Unterhangbereich Viehtrittblaiken ein, die sich mit bis zu 650 m<sup>2</sup> großflächig entlang von Viehgangeln ausbreiten.

In einer Höhenlage von 1554 m ü. NN wurde auf dem gestreckten NW-exponierten Mittelhang direkt oberhalb der sichelförmigen Abtragungsfront eines etwa 40 m<sup>2</sup> großen Blattanbruches (Abb. 18) eine tiefgründige Pseudogley-Moder-Braunerde aufgeschlossen. Die Grabung erfolgte im Bereich des *Caricetum ferruginae* (s. a. Tab. 4) bei einer Inklination von 37°:

L		
Of	4–0 cm,	Humuslagen
Oh		
S(rd/w)Ah	0–6 cm,	sehr dunkelgraubrauner (6.25YR 3/2.5, feucht) zur Untergrenze hin hellbräunlichgrauer (2.5Y 6/2, feucht), stark humoser, schluffig lehmiger Sand, Krümelgefüge, an der Basis polyedrisch, krümelig bis kohärent, schwach grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), stark sauer, diffus rostfleckig, zur Basis hin Rostflecken abnehmend und zunehmend Fe-Oxidbeläge in Wurzelröhren, Lumbriciden, Wurmgänge, Lagerungsdichte sehr gering bis gering, fließend übergehend zu
SgwBv	6–15 cm,	hellolivbrauner (6.25YR 5/3, feucht), schwach humoser, schluffiger

		Lehm, Subpolyedergefüge, mittel grusig, mittel durchwurzelt (W 3), stark sauer, Lumbriciden, Wurmgänge, Diplopoden, rostfleckig, Lagerungsdichte gering, deutlich begrenzt übergehend zu
IIsgwIcVbV	15–41 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/3.5, feucht), dunkelgrau bis sehr dunkelgrau gefleckter (2.5Y 3.5/0, feucht), schwach humoser, schluffiger Lehm, Polyedergefüge, schwach grusig, sehr schwach durchwurzelt (W 1), stark sauer, rostfleckig, Fe-Oxidbeläge an Wurzelbahnen, Diplopoden, Lagerungsdichte mittel, Untergrenze deutlich begrenzt zu
IIISdBvIcV	41–101 cm,	olivbrauner (2.5Y 4/3, feucht), dunkelgrau bis sehr dunkelgrau gefleckter (2.5Y 3.5/0, feucht), sehr schwach humoser, schluffiger Lehm, Polyedergefüge bis kohärent, schwach grusig, nicht durchwurzelt, mittel sauer, diffus rostfleckig, Lagerungsdichte hoch, allmählich übergehend in
IIImCv	101 cm+	Lias-Fleckenmergel

Wie die Mehrzahl der auf dem NW-exponierten Hang angesprochenen Profile weist auch dieses mit pH (CaCl<sub>2</sub>)-Werten zwischen 4,7 und 5,8 stark bis mittel saure Profil deutliche Naßbleichung im Oberboden durch Beweidung auf. Es ist daher bodentypologisch als alpiner Weidepseudogley der tief-subalpinen Stufe zu bezeichnen. Die für Weidepseudogleye charakteristische reduktomorphe Lage tritt jedoch im Bereich des Aufschlusses sowie der gesamten Abtragungsfront des Blattanbruches nur als schwacher Saum an der Basis des Ah-Horizontes auf. Zahlreiche Trittspuren und vom SO-exponierten Gegenhang gut zu beobachtende Viehgangeln im unmittelbaren Umfeld der Blaike zeugen von häufigerer Frequentierung dieses Standorts durch das Weidevieh trotz einer Hangneigung von 37°. So ist auch die Blaike selbst von zahlreichen Trittspuren übersät. Partiiell ist der zurückgebliebene Boden vom Weidevieh regelrecht umgegraben und homogenisiert.

Das gesamte Pedon ist diffus, gegenüber den Böden auf dem SW-exponierten Hang jedoch intensiver rostfleckig, und zeigt im tieferen Unterboden zusätzlich eine starke dunkelgraue Fleckung, welche durch das mergelige Ausgangssubstrat verursacht wird. Fe-/Mn-Konkretionen fehlen im gesamten Profil, das sich morphologisch nicht in Staukörper und Staunässeleiter differenzieren läßt. Die Morphe erinnert an typische Haftnässepseudogleye, wenngleich der visuell geschätzte Anteil an schnell drainenden Grobporen (> 50 µm) im B- und liegenden Übergangshorizont deutlich über 4 % beträgt (vgl. Kap. 11.1.). Die oft leuchtend rötlichgelben bis orangefarbenen Verrostungen im Innern von Aggregaten (7.5YR 6/8, feucht) sind Hinweis für die Präsenz von Lepidokrokit und somit für Standortverhältnisse mit langsamen Wechseln von der Naß- zur Frisch- bzw. Feuchtpphase (vgl. Kap. 11.1.).

**Tab. 14: Bodenkennwerte zu Profil 9**

Höhe (m ü. NN):	1554			
Exposition:	NW			
Relief:	Konkaver Mittelhang			
Inklination:	37°			
Bodentyp:	Mesotrophe Pseudogley-Moder-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weideseudogley)			
Horizont:	S(rd/w)Ah	SgwBv	IIsgwIcVbV	IIISdBvICv
Tiefe (cm):	0-6	6-15	15-41	41-101
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>				
Farbe (MUNSELL):	6.25YR 3/2.5	6.25YR 5/3	10YR 5/3.5	2.5Y 4/3
Korngrößenverteilung: (Feinboden)				
2-0,63 mm (gS):	15,5	5,6	5,8	3,6
0,63-0,2 mm (mS):	15,5	4,4	4,6	3,1
0,2-0,063 mm (fS):	14,4	5,3	5,6	3,5
Summe (Sand):	45,2	15,1	16,0	10,3
0,063-0,02 mm (gU):	6,9	12,9	11,0	11,8
0,02-0,0063 mm (mU):	23,6	24,8	26,2	27,3
0,0063-0,002 mm (fU):	14,2	22,3	23,0	22,3
Summe (Schluff):	44,7	59,9	60,2	61,4
< 0,002 mm (Ton):	10,2	24,9	23,8	28,3
Textur:	Slu	Lu	Lu	Lu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):				
20-63 mm (gGr):	0,00	0,00	0,00	0,00
6,3-20 mm (mGr):	2,70	5,40	3,92	4,48
2-6,3 mm (fGr):	3,38	10,23	7,28	8,07
Summe (Grus):	6,18	15,63	11,20	12,55
Makrogefüge:	kru-pol-koh	sub	pol	pol-koh
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	0,82	1,14	1,42	n. b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 2	Ld 3
<b>Bodenchemische Daten:</b>				
pH (KCL):	4,5	4,1	4,4	5,3
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	4,7	4,5	4,9	5,8
pH (H <sub>2</sub> O):	5,0	5,1	5,8	6,5
Org. Substanz (%):	6,3	1,6	1,0	0,9
Corg. (%):	3,7	0,9	0,6	0,5
Nges. (%):	0,49	0,01	0,06	0,06
C/N:	8	91	10	9
KAKpot (mmol/z/100g):	41,80	24,51	26,84	27,51
KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
S-Wert (mmol/z/100g):	22,32	11,53	18,86	23,51
V-Wert (%):	53,4	47,0	70,2	85,5
H-Wert (mmol/z/100g)	19,49	12,98	7,99	4,00
Austauschbare Kationen:				
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	20,88	10,58	18,06	22,75
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	0,91	0,67	0,66	0,65
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,02	0,02	0,02	0,02
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,51	0,26	0,12	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	2,05	0,80	0,76	0,58
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	16,5	8,5	5,0	0,7
Fe <sub>o</sub> (%):	0,40	0,19	0,17	0,16
Fe <sub>d</sub> (%):	1,52	1,59	1,75	1,85
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,26	0,12	0,10	0,09

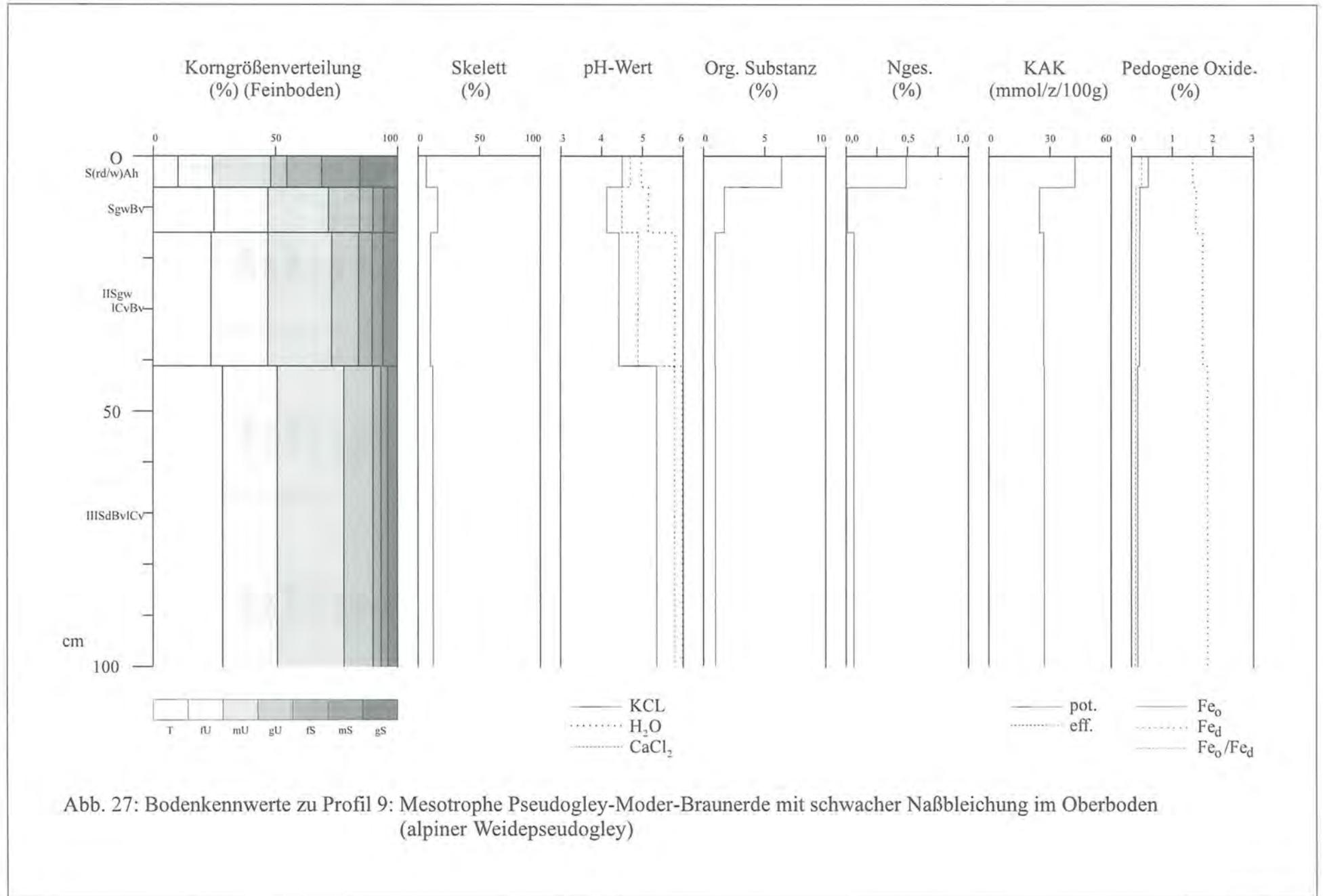


Abb. 27: Bodenkennwerte zu Profil 9: Mesotrophe Pseudogley-Moder-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)

Die stets hohe Bodenfeuchte zeichnet sich bereits durch die Lage des Blattanbruches innerhalb des Rostseggenrasens ab (Feuchtezahl nach ELLENBERG 1979 von 5,8, siehe Tab. 4), welcher gleichfalls höhere Nährstoffgehalte und -verfügbarkeit anzeigt. So liegt der Basengehalt als Grundlage für das Nährstoffnachlieferungsvermögen des Bodens sehr deutlich über den Werten der Böden in SW-Exposition. Mit V-Werten von 47,0 % bis 85,5 % (Tab. 14) ist der Boden als mittelbasisch oder mesotroph zu charakterisieren.

Die Abtragung des Solums erfolgt entlang des Substratwechsels in 15 cm Tiefe. Dieser Schichtwechsel äußert sich an der Profilwand durch einen plötzlichen Wechsel von Bodenfarbe und Lagerungsdichte, der nicht durch pedogenetische Prozesse erklärbar ist. Hier endet auch die intensivere Durchwurzelung des Pedons, was auf die relativ hohe Lagerungsdichte des IISgwICvBv-Übergangshorizontes von 1,42 g/cm<sup>3</sup> bei gleichzeitig hoher Bodenfeuchte (vgl. Kap. 11.1.) und somit auftretendem Luftmangel zurückzuführen ist. Textur und Bodenskelettanteil hingegen weisen ober- und unterhalb des Schichtwechsels keine nennenswerten Differenzen auf. Ihre Tiefenfunktion verläuft recht gleichförmig (Abb. 27, Tab. 14).

Der Blattanbruch entstand, ähnlich wie derjenige, an dessen Abtragungsfrent das Profil 5 aufgeschlossen wurde, direkt unterhalb einer Lärchen-Fichten Baumgruppe. Weitere Blattanbrüche befinden sich im Bereich einer kleineren Lichte innerhalb des Nadelholzbestandes. Eine Abschürfung des Solums durch Schneemassen, die sich etwa in Form von Gleitschnee oder Schneerutschen bereits in Bewegung befinden, ist daher als Entstehungsursache für die Blaiken wenig wahrscheinlich. Auch in diesen Fällen ist davon auszugehen, daß die Abtragung des Bodens zu Beginn, also im Augenblick der Entstehung von Bewegungen der Schneedecke erfolgt, schließt man Translationsbodenrutschungen aus (vgl. DOMMERMUTH 1994:159, 166).

#### 11.3.10 Profil 10: Stark erodierte kolluvial überdeckte oligotrophe Pseudogley-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weideseudogley)

In unmittelbarer Nähe des oben beschriebenen Profils erfolgte eine Grabung an der Abtragungsfrent eines etwa 150 m<sup>2</sup> großen Blattanbruches (1563 m ü. NN). Die Hangneigung im Bereich der Blaike beträgt 38°. Auch dieser flächenmäßig größte Blattanbruch im Untersuchungsgebiet befindet sich direkt unterhalb der Nadelholzgruppe (Abb. 18). Dabei wurde folgendes Profil freigelegt:

L		
Of	5–0 cm,	Humuslagen
Oh		
S(rd/w)Ah	0–4,5 cm,	sehr dunkelgraubrauner (10YR 3/2, feucht) bis hellbräunlichgrauer (2.5Y 6/2, feucht), stark humoser, schluffig

toniger Lehm, Krümelgefüge zur Horizontuntergrenze hin kohärent, stellenweise verklebte Krümel (Schwammgefüge), schwach grusig, sehr stark durchwurzelt (W 5), stark sauer, Lagerungsdichte sehr gering, Lumbriciden, Wurmgänge, Diplopoden, diffus rostfleckig, (0–3 cm), Fe-Oxidbeläge in Wurzelröhren nach unten stark zunehmend, Übergang fließend zu

SgwM	4,5–16 cm,	gelblichbrauner bis hell olivbrauner (6.25YR 5/4, feucht), humoser, schluffig toniger Lehm, Subpolyeder bis Krümelgefüge, schwach grusig, stark durchwurzelt (W 4), sehr stark sauer, Lagerungsdichte sehr gering, Wurmgänge, diffus rostfleckig, Übergang scharf zu
IISgwICvBv	16–34 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/5, feucht), dunkelgrau bis sehr dunkelgrau gefleckter (2.5Y 3.5/0, feucht), schwach humoser, schluffig toniger Lehm, Subpolyedergefüge, schwach grusig, schwach durchwurzelt (W 2), stark sauer, Lagerungsdichte mittel, diffus rostfleckig, Übergang scharf zu
IIISgwBvICv	34–52 cm,	gelblichbrauner (10YR 5/5, feucht), dunkelgrau bis sehr dunkelgrau gefleckter (2.5Y 3.5/0, feucht), sehr schwach humoser, schwach toniger Lehm, Subpolyeder- bis Polyedergefüge, mittel grusig, sehr schwach durchwurzelt (W 1), stark sauer, Lagerungsdichte mittel, diffus rostfleckig, Übergang deutlich, wellig begrenzt zu
IVICv	52–138 cm+,	dunkelbrauner (10YR 3/3, feucht), dunkelgrau bis sehr dunkelgrau gefleckter (2.5Y 3.5/0, feucht), sehr schwach humoser, schluffig toniger Lehm, Polyedergefüge, mittel grusig, sehr vereinzelte Wurzeln, mittel sauer, Lagerungsdichte hoch

Die Oberfläche des Blattanbruches fällt wiederum mit dem geologischen Schichtwechsel in 16 cm Tiefe zusammen. Dieser ist durch die Akkumulation von Solumsediment bedingt, das in unterschiedlichsten Mächtigkeiten nahezu alle angesprochenen Böden des NW-exponierten Hanges auch außerhalb der eigentlichen Untersuchungsfläche überdeckt (vgl. DOMMERMUTH 1994, 1995a). In Anbetracht der engen Verzahnung von unterschiedlichen Erosionsprozessen wie Schnee- und Lawinenschurf, Narbenversatz durch Viehtritt, Abspülung und schollenförmiger Bodenabtragung und einer Neigung des Hanges von 26° – 45° überrascht dies nicht.

Sehr eindrucksvoll werden diese Abtragungsvorgänge fotografisch in den Arbeiten von DOMMERMUTH (1994, 1995a) dokumentiert. Gleichwohl muß auch auf diesem Hang im Falle der als Solumsediment angesprochenen Lagen oder kolluvialen Überdeckungen damit gerechnet

Tab. 15: Bodenkennwerte zu Profil 10

Höhe (m ü. NN):	1563				
Exposition:	NW				
Relief:	Konkaver Mittelhang				
Inklination:	38°				
Bodentyp:	Stark erodierte kolluvial überdeckte oligotrophe Pseudogley-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)				
Horizont:	S(rd/w)Ah	SgwM	IISgwICvBv	IIISgwBvICv	IVSdICv
Tiefe (cm):	0-4,5	4,5-16	16-34	34-52	52-138+
<b>Bodenphysikalische Daten:</b>					
Farbe (MUNSELL):	10YR 3/2	6.25YR 5/4	10YR 5/5	10YR 5/5	10YR 3/3
Korngrößenverteilung: (Feinboden)					
2-0,63 mm (gS):	3,5	2,1	3,1	9,1	6,2
0,63-0,2 mm (mS):	2,3	2,1	2,3	3,9	5,0
0,2-0,063 mm (fS):	3,1	3,3	3,1	3,4	4,8
Summe (Sand):	8,9	7,6	8,5	16,3	16,1
0,063-0,02 mm (gU):	2,4	4,6	8,6	9,7	12,6
0,02-0,0063 mm (mU):	24,8	23,5	23,8	20,4	21,6
0,0063-0,002 mm (fU):	31,1	27,8	25,6	19,7	16,9
Summe (Schluff):	58,3	55,9	57,9	49,8	51,2
< 0,002 mm (Ton):	32,8	36,5	33,6	33,9	32,8
Textur:	Ltu	Ltu	Ltu	Lt2	Ltu
Bodenskelettanteile am Gesamtboden (Gew.-%):					
20-63 mm (gGr):	0,00	0,00	0,00	2,18	4,97
6,3-20 mm (mGr):	0,51	2,01	4,01	14,20	12,26
2-6,3 mm (fGr):	1,91	4,28	8,67	14,83	13,75
Summe (Grus):	2,42	6,29	12,68	31,21	30,98
Makrogefüge:	kru-pol-koh	kru-sub	sub-pol	pol	pol-koh
Ld (g/cm <sup>3</sup> ):	0,84	1,10	1,45	n. b.	n. b.
	Ld 1	Ld 1	Ld 3	Ld 3	Ld 4
<b>Bodenchemische Daten:</b>					
pH (KCL):	4,1	3,8	4,0	4,0	5,5
pH (CaCl <sub>2</sub> ):	4,2	3,9	4,1	4,2	5,8
pH (H <sub>2</sub> O):	4,7	4,3	4,9	5,0	6,6
Org. Substanz (%):	4,5	2,6	1,2	0,9	0,6
Corg. (%):	2,6	1,5	0,7	0,5	0,4
Nges. (%):	0,61	0,27	0,09	0,08	0,05
C/N:	4	6	8	7	7
KAKpot (mmol/z/100g):	40,43	20,44	21,09	20,51	23,00
KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	11,55	10,22	8,98	17,96
Al <sup>3+</sup> in KAKeff (mmol/z/100g):	n. b.	7,74	5,96	4,68	0,18
S-Wert (mmol/z/100g):	12,45	2,95	3,60	3,78	17,76
V-Wert (%):	30,8	14,5	17,1	18,4	77,2
H-Wert (mmol/z/100g):	27,98	17,48	17,49	16,73	5,24
Austauschbare Kationen:					
Ca <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	9,22	2,30	3,30	3,55	17,13
Mg <sup>++</sup> (mmol/z/100g):	1,96	0,33	0,25	0,19	0,42
Na <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
K <sup>+</sup> (mmol/z/100g):	1,23	0,31	0,04	0,04	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (mg/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
K <sub>2</sub> O (mg/100g):	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Fe <sub>o</sub> (%):	0,50	0,41	0,30	0,20	0,15
Fe <sub>d</sub> (%):	1,36	1,58	1,70	1,66	1,61
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub> :	0,37	0,26	0,18	0,12	0,09

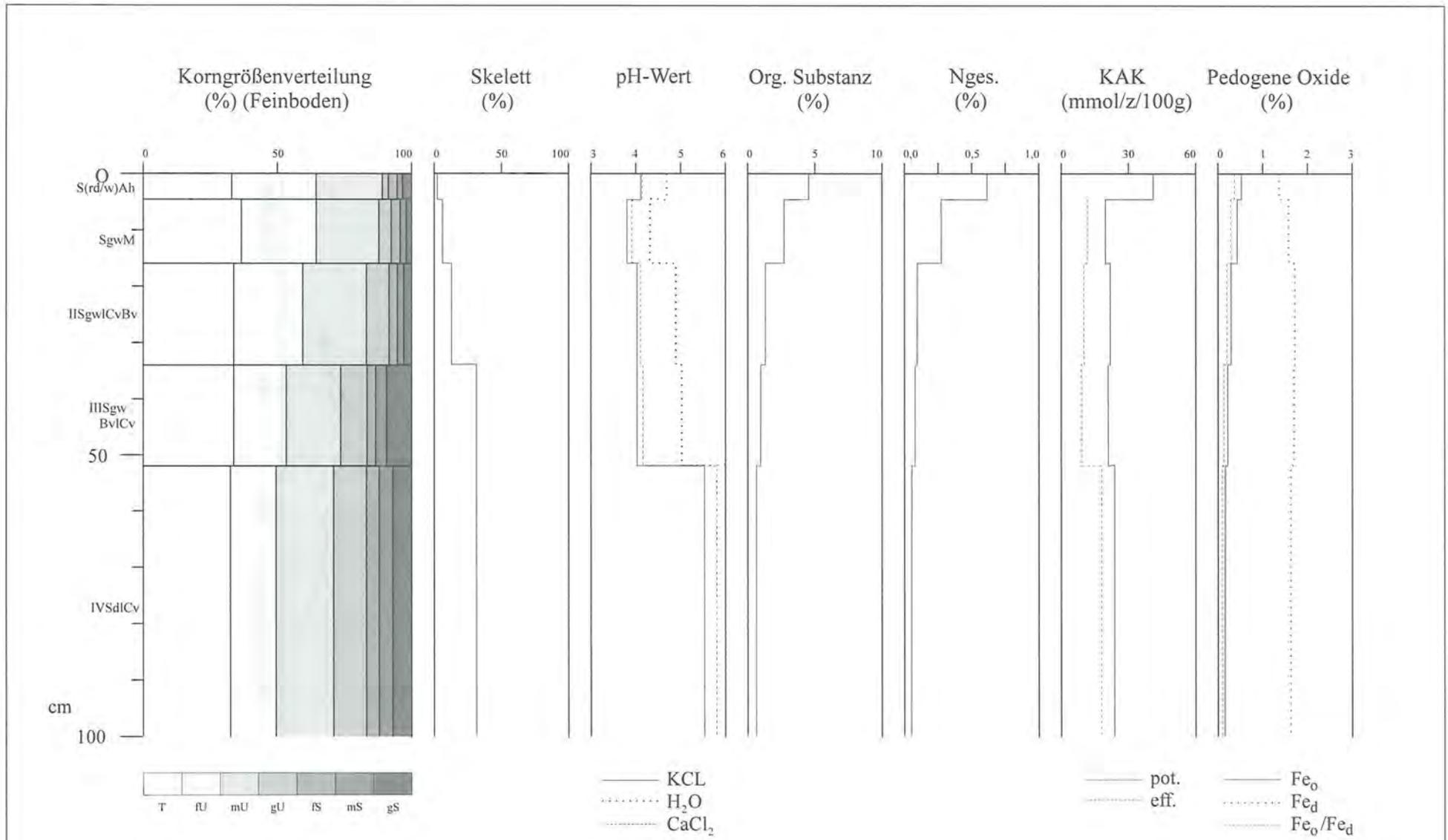


Abb. 28: Bodenkennwerte zu Profil 10: Stark erodierte kolluvial überdeckte oligotrophe Pseudogley-Braunerde mit schwacher Naßbleichung im Oberboden (alpiner Weidepseudogley)

werden, daß es sich zumindest partiell um anthropogenes Auftragsmaterial handelt.

Anders als bei oben beschriebenem Pedon äußert sich die Substratschichtung an diesem Standort außer durch sprunghafte Wechsel von Bodenfarbe und Lagerungsdichte auch durch plötzliche Wechsel des Skelettgehaltes (Abb. 28). Darüber hinaus bestehen deutliche Unterschiede im Basengehalt und Tonanteil (Tab. 15), obwohl sich der Aufschluß nur wenige Meter entfernt von Profil 9 befindet. Auch die pH-Werte des Bodens liegen deutlich niedriger, so daß dieses pseudovergleyte, im Oberboden durch Viehtritt schwach naßgebleichte Braunerde-Profil, wie diejenigen des SW-exponierten Hanges hinsichtlich des Nährstoffhaushaltes, als oligotroph zu charakterisieren ist. Diese rasch wechselnden Standorteigenschaften hinsichtlich der chemischen und physikalischen Bodenkennwerte dürften, wie in Kap. 11.1. bereits diskutiert, auf die sedimentpetrographische Inhomogenität des Ausgangssubstrates der Bodenbildung zurückzuführen sein (Moräne und Hangschutt). Die rötlichgelbe bis orangene Färbung von sehr kleinflächigen, introvertierten Fe-Belägen weist auch hier auf Lepidokrokit und somit auf das wechselfeuchte Milieu hin.

Die Untergrenze intensiverer Durchwurzelung verläuft wiederum entlang des Substratwechsels in 16 cm Tiefe, wobei die relativ hohe Lagerungsdichte des Bodens und

die länger anhaltende Bodenfeuchte (Kap. 11.1.) als Faktoren für die Begrenzung der physiologischen Gründigkeit zu werten sind. Infolge der unregelmäßigen Weideführung ist auch innerhalb des *Caricetum ferruginae* des öfteren die horstbildende Rasenschmiele anzutreffen. Vor allem ihre Trittsistenz und bevorzugtes Auftreten an feuchten bis nassen Standorten verschaffen ihr auf den mehr oder weniger stark durch Beweidung verdichteten oder homogenisierten Böden klare Konkurrenzvorteile. Jedoch ist im Bereich der Abtragungsfronten von Blattanbrüchen keine Dominanz von *Deschampsia caespitosa* oder anderen Horstbildnern festzustellen. Ein Einfluß der Rasengesellschaft auf die Entstehung der Blattanbrüche kann daher – wie bereits für Blaikenstandorte auf dem SW-exponierten Hang erörtert – nicht nachvollzogen werden.

### 11.4 Konsistenzgrenzen und Plastizität

#### 11.4.1 Allgemeines

Feinkörnige, bindige Böden und Substrate gehen mit zunehmendem Wassergehalt von einer fest-halbfesten über eine steifplastisch-weichplastische Phase in einen zähflüssig-breiligen Zustand über. Die Übergänge von

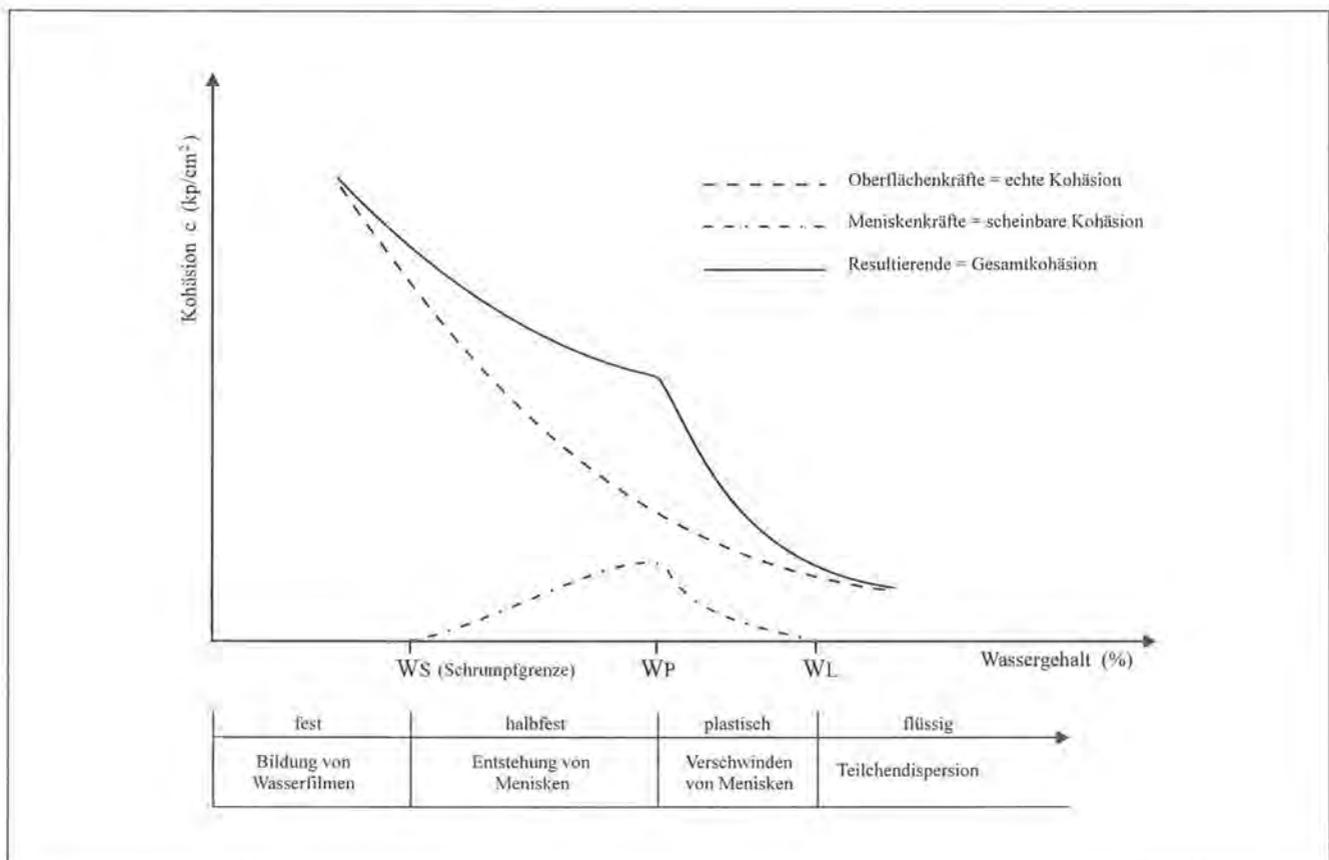


Abb. 29: Beziehung zwischen Kohäsion, Konsistenz und Wassergehalt nach HOSEINZADEH (1976:40, verändert). Die Abbildung verdeutlicht die Abnahme der auf elektrostatischer Anziehung beruhenden echten Kohäsion mit zunehmendem Wassergehalt. Ebenfalls zu einem Zusammenhalt der Bodenteilchen führende Menisken- oder Kapillarkräfte (scheinbare Kohäsion) erreichen ihre größte Wirkung an der unteren Plastizitätsgrenze. Sie haben daher im halbfesten und plastischen Konsistenzbereich einen bedeutenden Einfluß auf die Haftfestigkeit oder Gesamtkohäsion.

dem einen in den anderen Zustand sind durch die Atterberg'schen Konsistenzgrenzen (ATTERBERG 1911) festgelegt:

Schrumpfgrenze  $W_s$

= Übergang von der festen zur halbfesten Zustandsform. Sie entspricht dem Wassergehalt, ab dem eine Bodenprobe beim Trocknen an der Luft und dann bei 105°C keine weitere Volumenminderung zeigt ( $\sim pF > 4,0$ ).

Ausrollgrenze oder untere Plastizitätsgrenze  $W_p$

= Übergang von der halbfesten zur steifplastischen Zustandsform. Sie ist als derjenige Wassergehalt definiert, ab welchem der Boden manuell oder gerätetechnisch gerade noch knetbar ist, ohne zu zerbröckeln ( $\sim pF 3,0$ ).

Fließgrenze oder obere Plastizitätsgrenze  $W_L$

= Übergang von der plastischen bzw. weichplastischen zur zähflüssig-breiigen Konsistenz. Als Fließgrenze eines Bodens wird jener Wassergehalt angesehen, bei dem eine genormte Furche in dem in eine Schale (Fließgrenzengerät nach Casagrande) gestrichenen gesättigten Probenmaterial nach 25 Erschütterungen auf 1 cm Länge zusammenläuft ( $\sim pF < 1$ ).

Die Konsistenz und der Grad ihrer Änderung mit variierendem Wassergehalt stehen in korrelativer Beziehung zur vorhandenen Kohäsion. Sie ist als Funktion der zwischen den Bestandteilen der Festphase des Bodens auftretenden zusammenhaltenden Kräfte anzusehen und ist vor allem abhängig von Anteil und Art der Tonminerale und der organischen Substanz, der Textur sowie vom Wassergehalt und Porenwasserchemismus. Die anziehenden Kräfte sind vor allem elektrostatische Van der Waals'sche Kräfte (siehe z. B. EVANS 1976:99–103; MOORE 1977:17; HARTGE & HORN 1991:85–87), Brückenbildungen durch Kettenmoleküle und Coulomb'sche Kräfte zwischen positiven und negativen Oberflächenladungen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:135). Darüber hinaus bilden sich durch die Neigung der Festteilchen (Primärteilchen und Aggregate) Wasser anzulagern, an den Berührungsflächen der Wasserhüllen Menisken aus. Die dadurch zwischen den Teilchen auftretende Zugspannung infolge der Oberflächenspannung an den Kapillarwandungen (kapillarer Unterdruck) führt ebenfalls zu ihrem Zusammenhalt und addiert sich als Menisken- oder scheinbare Kohäsion zur echten Kohäsion (siehe z. B. KNOBLICH 1971:17; HOSSEINZADEH 1976:41; HARTGE & HORN 1991:101–102). Mit dem Auftreten von Meniskenkräften, die bei kohärentem Material ihr Maximum am Übergang vom halbfesten zu steifplastischen Konsistenzbereich haben, ist nach AFANTCHAWO (1981:78) bei Wassergehalten an der Schrumpfgrenze ( $W_s$ ) zu rechnen (Abb. 29). Der Begriff „scheinbare Kohäsion“ soll verdeutlichen, daß sie sich vor allem bei Sanden oder bei einer ausgesprochen wasserstabilen Aggregatstruktur des Solums, z. B. als Abschnitt auf der Ordinate von Scherfestigkeitsdiagrammen, zeigt, der im Zustand der Austrocknung oder Wassersättigung jedoch verschwindet („Sandburgen-Effekt“).

Im festen Zustand ( $W_{null} - W_s$ ) wird die Bodenmatrix lediglich durch die echte Kohäsion zusammengehalten, sieht man von verkittenden oder festigenden Substanzen ab (z. B. Fe-Oxide, organische Substanzen, Pflan-

zenwurzeln). Bei steigendem Wassergehalt und Abnahme der Kohäsion werden die Bodenteilchen zunehmend frei gegeneinander verschiebbar. Das Material erreicht über den halbfesten Zustand ( $W_s - W_p$ ) die plastische Phase unter Abnahme der echten und der Meniskenkohäsion (Abb. 29). Die Gesamtkohäsion ist aber noch ausreichend, um die Form einer mechanisch beanspruchten Masse aufrecht zu erhalten. Bei Wassergehalten an und über der Fließgrenze ist die echte Kohäsion nur noch minimal. Die Meniskenkohäsion ist verschwunden, und es kommt zur Dispersion der Teilchen (s. hierzu a. KEZDI 1969; HOSSEINZADEH 1976:41).

Die prozentuale Differenz zwischen den Wasser-Masseanteilen an der Fließ- und Ausrollgrenze ergibt die Plastizitätszahl oder den Plastizitätsindex (auch Konsistenzindex):

$$I_p = W_L - W_p$$

Er legt den Wassergehaltsbereich fest, in dem sich das Material plastisch verhält und liefert eine Vergleichsbasis für die Empfindlichkeit verschiedener Böden im Hinblick auf Stabilitätsänderungen bei Wasserzufuhr (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992:160). Bei landwirtschaftlich genutzten bindigen Böden eignet sich der Plastizitätsindex somit außer zur Beurteilung der Verschlammungsneigung auch zur Relativ einschätzung der Befahr- und Bearbeitbarkeit. Je höher die Wassermenge ist, die ein kohärentes Material aufnehmen kann, um vom festen über den halbfesten Zustand zur Fließgrenze zu gelangen, desto größer ist der Zusammenhalt der Teilchen (HARTGE & HORN 1991:51; KUNTZE & ROESCHMANN & SCHWERDTFEGER 1994:151). Daher können stabile Böden mit geringer Verschlammungsneigung mehr Wasser adsorbieren, bevor sie zerfließen (DE PLOEY 1981, zit. nach KAINZ & WEISS 1988:83). Die Wassergehaltsangabe an den Plastizitätsgrenzen ( $W_p$  und  $W_L$ ) und die daraus resultierende Plastizitätszahl sind somit indirekt ein Maß für die Stabilität der Aggregation und des Bodengefüges (vgl. HARTGE & HORN 1991:52; s. a. KAHLE & KRETSCHMER 1994:393). Für die Beurteilung der tatsächlichen Aggregatstabilität und Erosionsanfälligkeit eines Bodens in natürlicher Lagerung bei Starkregen ist der Plastizitätsindex gegenüber anderen Methoden (z. B. Berechnungsstabilität, Wasser-Alkohol-Stabilität, Perkulationsstabilität) nach KAINZ & WEISS (1988:83) jedoch ungeeignet. Dies ist u. a. darin begründet, daß aggregatzerstörende Effekte wie Luftsprengung oder Tropfenschlag (Planschwirkung) nicht berücksichtigt werden können. Diese Effekte spielen aber, abgesehen davon, daß sie im Fall der zumeist vegetationsbedeckten, auch im Oberboden kaum austrocknenden Hochgebirgsböden mit sehr hohen Anteilen an organischer Substanz und der damit einhergehenden benetzungshemmenden Wirkung (siehe Kap. 11.2.) im Gegensatz zu Ackerböden ohnehin kaum zum Tragen kommen, zur Beurteilung des Verhaltens der Almböden bei Wassergehaltsänderungen in tieferen Bodenschichten keine Rolle.

Die Konsistenz- oder Zustandszahl ( $I_p$ ) gibt an, wie weit entfernt sich das Material hinsichtlich seiner Wassermasseanteile von der Fließgrenze befindet. Sie zeigt den Zustand an, welchen der entsprechende Boden im Falle eines Zerknetens bei natürlichem Wassergehalt ( $W$ ), etwa durch Befahrung, erreichen würde (HARTGE & HORN 1991:52):

$$I_C = W_L - W/W_p$$

#### 11.4.2 Konsistenzmerkmale der untersuchten Böden

Die aus den einzelnen Horizonten entnommenen Mischproben zeigen allgemein ein ausgeprägt plastisches Verhalten bei relativ hohen Wassergehalten am Übergang von der steifplastischen zur halbfesten Konsistenz an der unteren Plastizitätsgrenze ( $W_p$ ). Die Werte für  $W_p$  liegen als dimensionsloses Wassermasse-Verhältnis, bezogen auf das Feinerdematerial < 0,4 mm, zwischen 0,24 und 1,00, bzw. zwischen 24 % und 100 % bei der adäquaten %-Schreibweise, diejenigen für die Fließgrenze ( $W_L$ ) zwischen 43 % und 157 % (Tab. 16).

In Anbetracht der Kornverteilungen sowie der Qualität und Quantität mineralischer Bodenkolloide (Tab. 5) sind die Werte für  $W_p$  und  $W_L$ , wie auch die entsprechenden

Plastizitätsdaten ( $I_p$ ), etwa im Vergleich mit den nach gleicher Methode ermittelten Plastizitätsdaten von schluffreichen Sedimenten (Löß, Lößlehm) äußerst hoch (Tab. 17). Selbst die Plastizitätsdaten von tonreichen Lockergesteinen und Tonen, die beispielsweise KNOBLICH (1971) für mesozoische Knollenmergel, Opalinuston, tertiäre Tone (Tarras), mitteloligozäner Rupelton, Gailische Tone des Oberoligozän oder Skandinavische Blautone mit Anteilen der Fraktion < 0,002 mm zwischen 38 % und 80 % ermittelte, erreichen nicht die hohen Werte des untersuchten Materials. Lediglich der von KNOBLICH (1971:144–147) untersuchte untereozäne Tarras mit einem hohen Gehalt an stark quellfähigem (Na)-Montmorillonit und einem Tonanteil von 75 % weist sehr hohe Plastizitätsdaten auf ( $W_L = 89 %$ ,  $W_p = 32 %$ ,  $I_p = 57$ ), die jedoch immer noch weit unter den maximalen Werten des Probenmaterials liegen.

Als ausschlaggebende Ursache für das Konsistenzverhalten der untersuchten Proben ist die Anwesenheit organischer Bodenbestandteile mit ihrem hohen Wasserretentionsvermögen zu sehen. In ihrer Gegenwart verschieben sich die Konsistenzgrenzen in Abhängigkeit von Quantität und Qualität bekanntermaßen zu höheren Wassergehalten (vgl. u. a. KEZDI 1969:101; ZIRFAS 1976: 36–39; KAHLE & KRETSCHMER 1994:395; SCHÜTZ 1994: 66–67; KUNTZE & ROESCHMANN & SCHWERDT-FEGER 1994:151).

Tab. 16: Ausrollgrenzen, Fließgrenzen und Plastizitätsindices der Profile 1–10 (dimensionslos).

	$W_p$	$W_L$	$I_p$	Probe		$W_p$	$W_L$	$I_p$	Probe
<b>Profil 1</b>					<b>Profil 2</b>				
Ah	0,48	0,90	0,42	1	Ah	0,54	1,21	0,67	5
(Sgw)Bv	0,33	0,65	0,32	2	SgwBv	0,33	0,62	0,29	6
II(Sgw)BvICv	0,35	0,58	0,23	3	II(Sgw)BvICv	0,34	0,66	0,32	7
III(Sd)ICv	0,25	0,53	0,28	4	III(Sd)ICv	0,24	0,52	0,27	8
<b>Profil 3</b>					<b>Profil 4</b>				
Ah	0,52	1,00	0,48	9	Ah	0,48	1,13	0,65	13
AhBv	0,46	0,98	0,52	10	SgwM	0,38	0,87	0,49	14
SgwBv	0,40	0,72	0,32	11	II(Sd)BvICv	0,31	0,65	0,34	15
II(Sd)BvICv	0,25	0,49	0,24	12					
<b>Profil 5</b>					<b>Profil 6</b>				
Ah	0,49	0,98	0,49	16	SwAh	0,45	1,00	0,55	20
(Sgw)M	0,39	0,70	0,31	17	AhS(rd/w)	n. b.	n. b.	n. b.	–
II(Sgw)Bv	0,27	0,56	0,29	18	SgwM	0,32	0,70	0,38	21
III(Sgw)BvICv	0,27	0,50	0,23	19	II(Sgw)B(s)v	0,49	0,86	0,37	22
					III(Sgw)B(s)vICv	0,56	1,10	0,54	23
					IVSdmCv	0,28	0,52	0,24	24
<b>Profil 7</b>					<b>Profil 8</b>				
Ah	0,56	1,32	0,76	25	Ah	0,60	1,54	0,94	29
SgwM	0,51	0,96	0,45	26	(Sgw)M	0,80	1,33	0,53	30
II(Ae)	0,31	0,43	0,12	27	II(Sgw)M	0,58	1,12	0,54	31
III(Bs)	0,51	1,16	0,65	28	III(Ghr)Sw-BvICv	1,00	1,57	0,57	32
<b>Profil 9</b>					<b>Profil 10</b>				
S(rd/w)Ah	0,64	1,41	0,77	33	S(rd/w)Ah	0,62	1,31	0,69	37
SgwBv	0,35	0,70	0,35	34	SgwM	0,48	1,03	0,55	38
II(Sgw)CvBv	0,28	0,65	0,37	35	II(Sgw)CvBv	0,36	0,68	0,32	39
III(Sd)BvICv	0,31	0,68	0,37	36	III(Sgw)BvICv	0,38	0,87	0,49	40
					IVSdICv	0,30	0,57	0,27	41

Tab. 17: Fließgrenzen, Ausrollgrenzen und Plastizitätsindices von Löß- und Lößlehm-Proben verschiedener Herkunft (Quelle: G. KELLER 1966:246 und AFANTCHAWO 1981:40, 42).

Ort, Quelle	$W_L$ (%)	$W_P$ (%)	$I_p$ (%)
Rheinland (Löß) SCHULTZE & KOTZIAS (1951)	29	18	11
USA (Löß) GIBBS & HOLLAND (1960)	25–35	20–23	5–12
Nördliches Westfalen (Lößlehm) KELLER (1966)	22,2	18,8	3,4
UDSSR (Löß) GRIGORIAN (1977)	33 32	20 19	13 13
UDSSR (Löß) BOGDASAROV (1977)	27 32 25	18 20 19	9 12 6
Giessener Raum (Löß) AFANTCHAWO (1981)	32 29,5 28 28 25	21 21 22 22 20	11 8,5 6 6 5

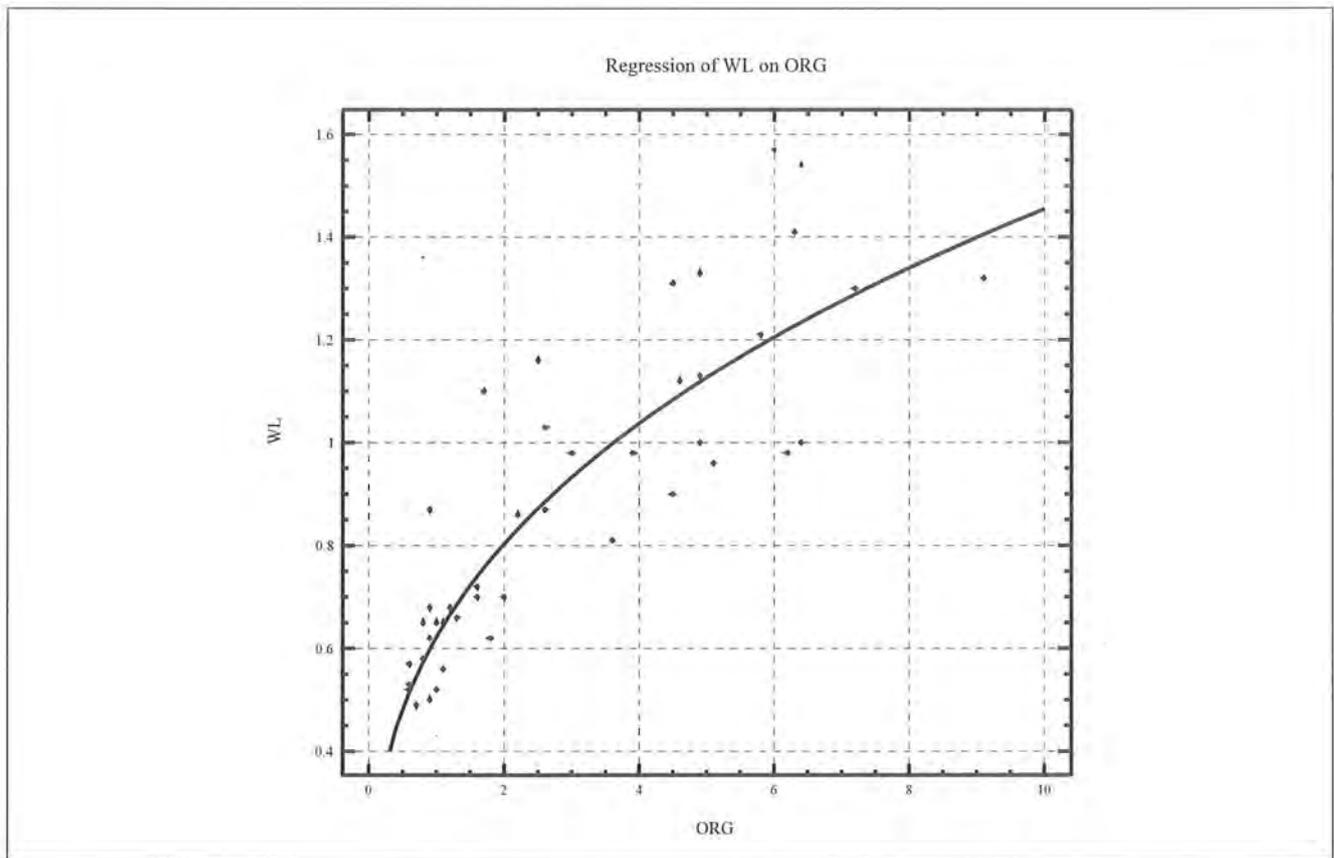
Den Einfluß der Qualität organischer Substanzen auf das Konsistenzverhalten des Bodens verdeutlichen z. B. Untersuchungen von LEINWEBER & KAHLE & SCHULTEN (1991). Sie untersuchten mittels Py-FIMS die organische Substanz zweier Proben aus einem Langzeitversuch (Rostocker Gefäß-Dauerversuch zur Humusbildung) mit gleicher Körnung und annähernd gleichem Corg.-Gehalt, aber sehr unterschiedlichen Konsistenzmerkmalen. Die Proben stammten aus dem 19. und 34. Versuchsjahr. Die Verschiebung der Wassergehalte an den Plastizitätsgrenzen zu deutlich höheren Werten im 34. Jahr wird durch die verbesserte Qualität der organischen Bodensubstanz, insbesondere durch höhere Anteile an langkettigen Lipiden, N-Verbindungen und Lignin-Dimeren, erklärt. Auch die Tatsache, daß sich etwa die Fließgrenze bei zunehmendem Anteil an organischer Substanz stärker erhöht, als bei einer entsprechenden Zunahme des Tongehaltes unterstreicht nach SCHÜTZ (1994:67) deren Einfluß. Nach ZIRFAS (1976:110) wachsen die Wassergehaltswerte der Fließ- und Ausrollgrenze proportional mit dem Gehalt an organischen Substanzen. Gleichzeitig erfolgt mit zunehmendem Humusanteil eine Erhöhung des Plastizitätsindex, der schon bei geringen Gehalten an organischer Substanz rasch ansteigt (ZIRFAS 1976:39).

Die entscheidende Rolle des Anteils an organischer Substanz auf die Zunahme der Plastizitätsdaten ist auch bei den untersuchten Proben sehr deutlich aus den Abb. 30–32 zu ersehen. Die Korrelationen der bis auf den prozentualen Tonanteil logarithmisch transformierten Variablen  $W_L$ ,  $W_P$ ,  $I_p$ , KAKpot und Ton mit der organischen Substanz ergeben einen engen Zusammenhang zwischen den Plastizitätsdaten und Humusgehalt mit hohem Bestimmtheitsmaß. Wie die Korrelationsmatrix (Tab. 18) zeigt, wird die höchste Korrelation zwischen Fließgrenze und prozentualen Anteil an organischer Substanz erreicht. Ebenso ist bei Betrachtung von Tab. 18 ersichtlich, daß im Fall des untersuchten Probenmaterials zwischen Tonanteil und Höhe der Plastizitätsdaten kein deutlicher Zusammenhang besteht. Dies beruht in erster Linie auf der dominanten Rolle seiner relativ ho-

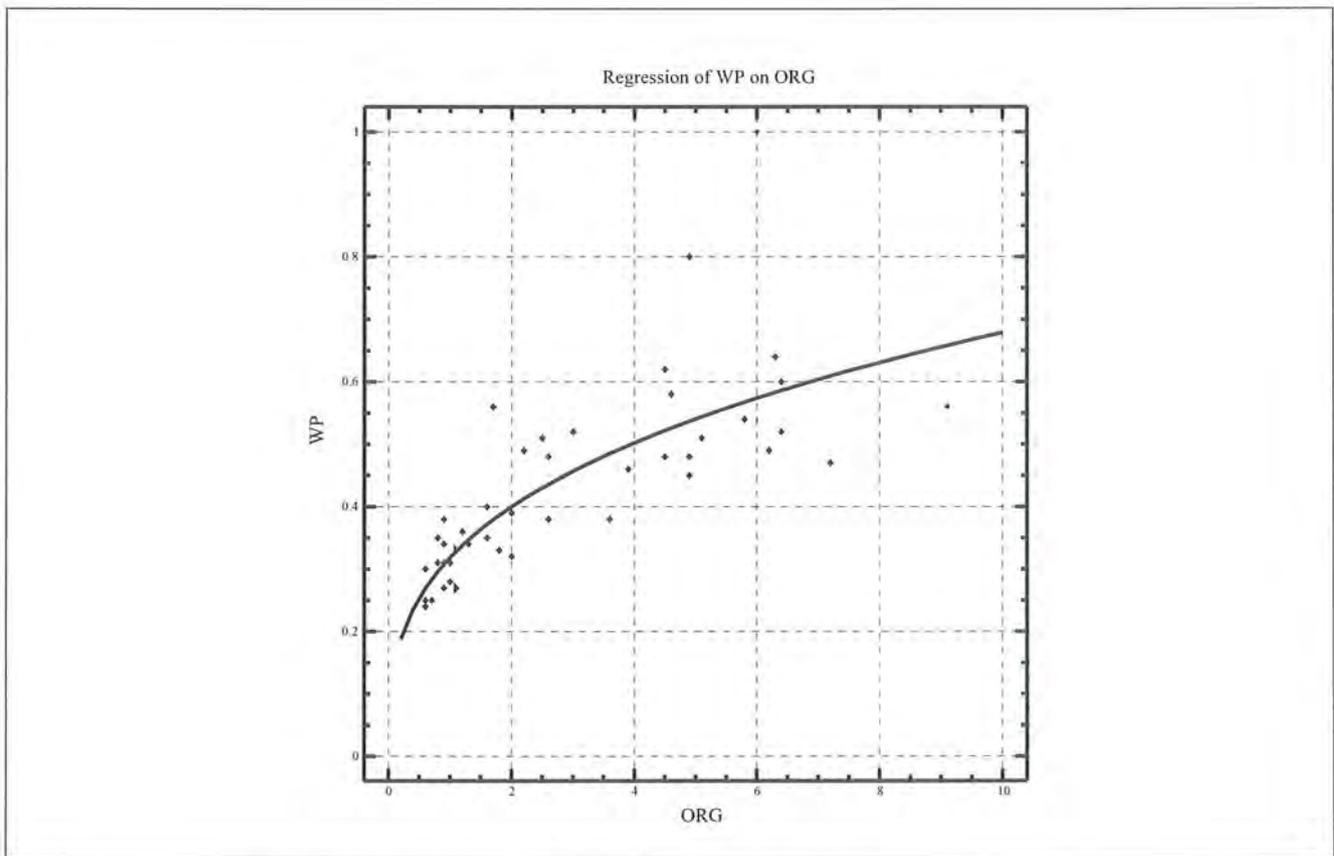
hen Gehalte an organischer Substanz. Weitere signifikante Beziehungen bestehen aufgrund einer Ähnlichkeitskorrelation (vgl. hierzu Tab. 18 und 19) z. B. ebenfalls zwischen  $I_p$  und KAKpot. So weisen bereits ENDELL & HOFMANN & WILM (1933) darauf hin, daß der Plastizitätsindex mit steigender Austauschkapazität zunimmt. Dieser beispielhaft genannte Zusammenhang kommt aber im Fall der untersuchten Proben vor allem deshalb zustande, weil eine Beziehung zwischen Humusanteil und KAKpot besteht (vgl. Kap. 11.2.). Er wird sozusagen von der Relation  $I_p$  – organische Substanz mitgetragen.

Es zeigt sich jedoch bei einer partiellen Korrelation der Variablen (Tab. 19), daß auch die Tonfraktion, wie nicht anders zu erwarten, trotz ihrer in vielen Fällen vergleichsweise geringen prozentualen Anteile sowie eines hohen Nichttonmineralanteils und fehlender quellfähiger Mineralphasen eine nicht völlig zu vernachlässigende Rolle hinsichtlich des Konsistenzverhaltens der untersuchten Böden spielt. Aus Tab. 19 wird klar ersichtlich, daß ein Zusammenhang zwischen  $I_p$  und Tonanteil unabhängig von den Eigenschaften der organischen Substanz besteht [ $I_p = f(\text{org. Substanz, Ton})$ ]. Obwohl auf dem gewählten Niveau signifikant, ist dieser jedoch insgesamt relativ bescheiden, was in Anbetracht von Qualität und Quantität des Tonmineralspektrums (Tab. 5) nicht überrascht.

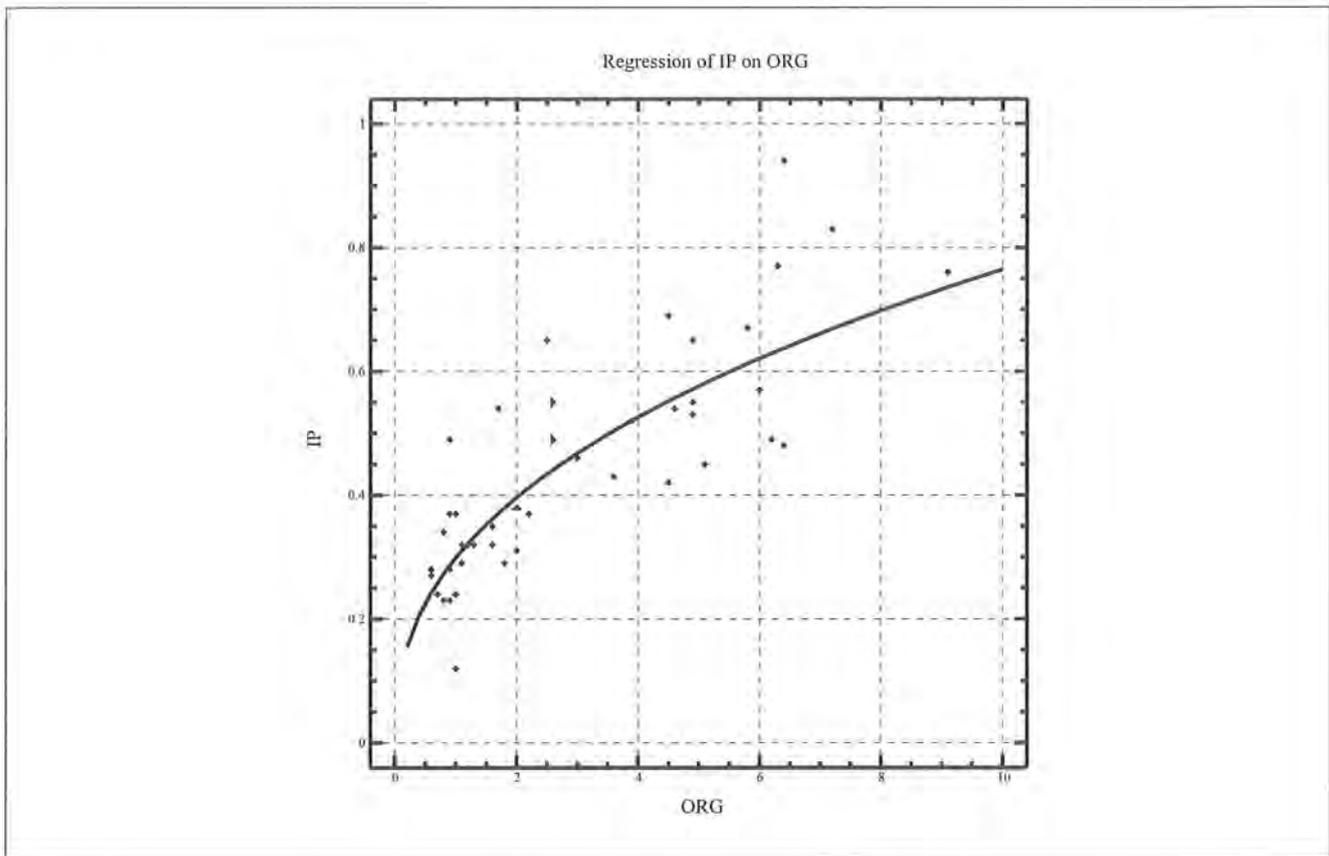
Neben der raschen Zunahme des Plastizitätsindex mit steigendem Humusanteil erfolgt nach ZIRFAS (1976) bei sehr hohen Gehalten an organischer Substanz, d. h. bei einer maximalen Konzentration, die von ZIRFAS (1976:39) bei ca. 40 % angegeben wird, wiederum ein Abfall von  $I_p$ . Daraus ergibt sich eine interessante und auffällige Analogie zu den Ergebnissen von Untersuchungen zur Aggregatstabilität mittels Perkolation, die FORSTER & ZECH (1992) liefern. Auch die Aggregatstabilität nimmt bis zu einem bestimmten Gehalt an Corg. (> 6 %) zu und



**Abb. 30:** Beziehung zwischen Fließgrenze  $W_L$  und dem Gehalt an organischer Substanz.  
 Regressionsgleichung:  $\log(W_L) = -0,474 + 0,368 \cdot \log(\text{org. Subst.})$ ; Bestimmtheitsmaß  $r^2 = 0,776$ ;  $n = 45$  (Anzahl der Wertepaare).



**Abb. 31:** Beziehung zwischen Ausrollgrenze  $W_p$  und dem Gehalt an organischer Substanz.  
 Regressionsgleichung:  $\log(W_p) = -1,144 + 0,328 \cdot \log(\text{org. Subst.})$ ; Bestimmtheitsmaß  $r^2 = 0,708$ ;  $n = 45$  (Anzahl der Wertepaare).



**Abb. 32:** Beziehung zwischen Plastizitätsindex  $I_p$  und dem Gehalt an organischer Substanz.  
Regressionsgleichung;  $\log(I_p) = -1,208 + 0,408 \cdot \log(\text{org. Subst.})$ ; Bestimmtheitsmaß  $r^2 = 0,657$ ;  $n = 45$  (Anzahl der Wertepaare).

daraufliegend wieder ab (vgl. auch HOFMANN & AUERSWALD & KAINZ 1992). Dieser Zusammenhang wird jedoch bei den vorliegenden Ergebnissen nicht deutlich, was offensichtlich auf die insgesamt geringeren Humusgehalte des untersuchten Probenmaterials zurückzuführen ist.

Daß sich die organische Bodensubstanz entscheidend auf die Konsistenzmerkmale des Probenmaterials auswirkt, wird beispielsweise auch unter Betrachtung der Aktivitätszahl ( $I_A$ ) sehr deutlich. Sie entspricht dem Plastizitätsindex, bezogen auf das Verhältnis der Masse der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  zur Trockenmasse, und wird in der Ingenieurgeologie und Bodenmechanik konventionell als beschreibende Größe verwendet, um einen schnellen Anhalt über die im Boden enthaltenen Tonminerale zu bekommen (s. hierzu u. a. KEZDI 1969:59–60; REUTER & KLENGEL & PASEK 1978:53; PRINZ 1982:28; MÜLLER-VONMOOS & KOHLER 1993:317–318):

$$I_A = I_p (\%) / \% < 2 \mu\text{m}$$

Bei Werten von  $I_A > 1,25$  ist nach v. SOOS (1980:81) mit quellfähigen Mineralphasen zu rechnen. Nach FEESER (1981:48) ist eine Aktivität  $> 1,25$  ein Beweis für einen aktiven Ton mit Mineralien der Montmorillonit-Gruppe. Berechnet man  $I_A$  für das Probenmaterial an welchem Tonmineralanalysen vorgenommen wurden (Tab. 5), ergibt sich in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle eine

Aktivitätszahl von deutlich über 2,00. Da dies recht eindeutig auf stark quellfähige Mineralstrukturen hinweist, diese jedoch gemäß Tab. 5 nicht vorhanden sind, können die hohen Werte für  $I_A$  nur durch die organische Substanz bedingt sein.

Auch dem pH-Wert des Solums kann hinsichtlich der Konsistenzmerkmale eine gewisse Rolle zukommen, der nach HEIM (1990:103) einen beträchtlichen Einfluß auf die Fließgrenze der Schichtsilikate ausüben kann. Sieht man einmal davon ab, daß sich die Plastizität von intrakristallin nicht quellfähigen Schichtsilikaten (z. B. Illit, Kaolinit) bei höherem Anteil an dreiwertigen Kationen (hier insbesondere  $\text{Al}^{3+}$ ) in der Bodenlösung im Gegensatz zu quellfähigen Mineralstrukturen (z. B. Smectite) ohnehin vergrößert (siehe hierzu KNOBLICH 1971), treten bei niedrigen pH-Werten an den Kanten und Seitenflächen von Tonmineralen positive Ladungen auf. Durch den Umstand, daß die Basisflächen negative Ladungen tragen, entwickeln die Schichtsilikate im stark sauren Milieu eine ausgeprägte Neigung von Kante-zu-Fläche-Verbindungen, was zu einem lockeren, kartenhausartigen Gefüge mit relativ großen wassergefüllten Zwischenräumen führen kann (vgl. SCHEFFER & SCHACHT-SCHABEL 1992:138). Da sich die Verbindungspunkte wahrscheinlich vergleichsweise einfach verschieben lassen, sind solche Strukturen mit guten Plastizitätseigenschaften und hohen Fließgrenzen verbunden (HEIM 1990:103).

Tab. 18: Korrelationen zwischen  $W_p$ ,  $W_L$ ,  $I_p$ , organischer Substanz, KAKpot und Ton.

	$\log(W_p)$	$\log(W_L)$	$\log(I_p)$	$\log(\text{org. Subst.})$	$\log(\text{KAKpot})$	Ton
$\log(W_p)$	1,0000 45 0,0000	0,9293 45 0,0000	0,7630 45 0,0000	0,8417 45 0,0000	0,6651 45 0,0000	0,0926 45 0,5450
$\log(W_L)$	0,9293 45 0,0000	1,0000 45 0,0000	0,9459 45 0,0000	0,8812 45 0,0000	0,7612 45 0,0000	0,0157 45 0,9185
$\log(I_p)$	0,7630 45 0,0000	0,9459 45 0,0000	1,0000 45 0,0000	0,8106 45 0,0000	0,7666 45 0,0000	0,1304 45 0,3933
$\log(\text{org. Subst.})$	0,8417 45 0,0000	0,8812 45 0,0000	0,8106 45 0,0000	1,0000 45 0,0000	0,6834 45 0,0000	0,1861 45 0,2210
$\log(\text{KAKpot})$	0,6651 45 0,0000	0,7612 45 0,0000	0,7666 45 0,0000	0,6834 45 0,0000	1,0000 45 0,0000	0,2537 45 0,0926
Ton	0,0926 45 0,5450	0,0157 45 0,9185	0,1304 45 0,3933	0,1861 45 0,2210	0,2537 45 0,0926	1,0000 45 0,0000

$r = 0 \pm 0,295$  (Signifikanzniveau = 95 %),  $n = 45$

Tab. 19: Partielle Korrelationen zwischen  $I_p$ , organischer Substanz, KAKpot und Ton.

	$\log(I_p)$	$\log(\text{org. Subst.})$	$\log(\text{KAKpot})$	Ton
$\log(I_p)$	1,0000 45	0,6531 45	0,3216 45	0,3057 45
$\log(\text{org. Subst.})$	0,6531 45	1,0000 45	0,3412 45	0,5667 45
$\log(\text{KAKpot})$	0,3216 45	0,3415 45	1,0000 45	0,3804 45
Ton	0,3057 45	0,5667 45	0,3804 45	1,0000 45

$r = 0 \pm 0,302$  (Signifikanzniveau = 95 %),  $n = 45$

Geht man jedoch vom relativ hohen Nichttonmineralanteil der Tonfraktion untersuchter Proben aus, sind diese Einflüsse auf das Konsistenzverhalten des Probenmaterials als vergleichsweise gering zu beurteilen. Die mineralogische Zusammensetzung eines auch innerhalb der Feinschluff-Fraktion noch anzunehmenden Tonmineralspektrums dürfte sich dabei nicht grundsätzlich von demjenigen der Tonfraktion unterscheiden. Zudem ist der Anteil an Tonmineralen in dieser Fraktion als wesentlich geringer anzunehmen (vgl. SCHÜTZ 1994). Die sehr hohen Plastizitätskennwerte des Probenmaterials (Probe 32, Tab. 16), welches aus dem Unterboden von Profil 8 entnommen wurde ( $W_L = 1,57$ ,  $W_p = 1,00$ ,  $I_p = 0,57$ ), weisen in Anbetracht der Tiefenfunktion des pH-Wertes (Tab. 13) auf die relativ unerhebliche Auswirkung des Milieus gegenüber derjenigen der organischen Phase hin.

Betrachtet man die ebenfalls sehr hohe KAKpot und die starke Differenz zur KAKeff des aus Profil 8 entnommenen Probenmaterials, ist von einem bedeutenden Einfluß

der Huminstoffe und ihrer Vorläuferstufen auf die Konsistenzmerkmale auszugehen, wie dies FORSTER & ZECH (1992) bereits in Bezug auf die Aggregatstabilität vermuten und wie es sich ebenso durch die Ergebnisse von LEINWEBER & KAHLE & SCHULTEN (1991) abzeichnet. ZIRFAS (1976:36–37) ermittelte u. a. die Plastizitätsdaten von Braunkohle sowie von künstlichen organo-mineralischen Materialien in unterschiedlichen Mischungsverhältnissen (Ton-Torf-, Ton-Braunkohle-Mischungen) und geht ebenfalls davon aus, daß ihre hohen Beträge mit Wassergehalten etwa an den Fließgrenzen zwischen 60,1 % und 171,2 % (Braunkohle) vor allem auf der Wirkung von Huminstoffen beruhen.

In diesem Zusammenhang muß vor allem den mobilen Fulvosäuren eine maßgebliche Rolle eingeräumt werden. So zeigen gerade die Konsistenzmerkmale der aus dem Eluvialhorizont des Eisen-Podsols (Kap. 11.3. Profil 7) entnommenen tonarmen Probe 27 (Tab. 16) das charakteristische Bild von Substraten, deren Plastizitätsgrenzen in entscheidendem Maße von der organischen

Substanz bestimmt werden (vgl. ZIRFAS 1976). Denn die Beträge von Ausroll- und Fließgrenze, wie auch derjenige der KAKpot, sind trotz eines Tonanteils von lediglich 4,8 % mit  $W_L = 43$  % und  $W_P = 31$  % bei gleichzeitig sehr geringer Plastizität ( $I_p = 0,12$ ) recht hoch (s. hierzu a. Tab. 20).

Analoge Verhältnisse ergeben sich auch bei Betrachtung der Plastizitätsdaten von Probe 32, vergleicht man diese mit denjenigen, die z. B. LOIZIDES (1977:149) für Ca-Bentonit ermittelte. Denn während Letzterer bei annähernd gleich hoher Fließgrenze (153,0 %) eine sehr hohe Plastizitätszahl von 112,10 % aufweist, liegen  $W_P$  und  $W_L$  bei der aus Profil 8 entnommenen, vergleichsweise tonarmen, aber stark humosen Probe (Tab. 20) relativ eng zusammen ( $I_p = 57$  %). Nach den Ausführungen in Kap. 11.2. und 11.3.8. ist auch in diesem Fall wiederum den Fulvosäuren eine herausragende Wirkung auf die Bildsamkeit des Probenmaterials zuzuschreiben. Derartige Konsistenzmerkmale (hohe Plastizitätsgrenzen, niedriger  $I_p$ ) finden sich außer bei Substraten mit geringem Tonanteil und gleichzeitig relativ hohen Gehalten an organischer Substanz sonst nur bei bimstoff- oder allophanreichen vulkanischen Lockergesteinen (siehe HOSSEINZADEH 1976; KNOBLICH & ZIRFAS & TORRES 1977).

Ganz ähnliche Ergebnisse zeigen Untersuchungen, die ZIRFAS (1976:129–133) an Probenmaterial durchführte, das dem stark sauren, huminstoffreichen und tonarmen (2,0 %) Ah-Horizont einer Parabraunerde unter Wald entnommen wurde. Die Fließ-

grenze des Materials erreicht bei einem, für diesen Bodentyp überraschend und außergewöhnlich hohen Gehalt an organischer Substanz von 7 % einen Betrag von 38,1 %, die Ausrollgrenze liegt bei 26,4 % (hierzu sei angemerkt, daß der sehr hohe Humusanteil möglicherweise methodisch bedingt ist, da dieser durch Oxydation der organischen Substanz mittels  $H_2O_2$  bestimmt wurde). Für den Plastizitätsindex errechnet sich lediglich ein Wert von 11,7 %.

Auch in den durchweg sehr hoch liegenden Fließgrenzen des stark humosen Oberbodenmaterials der untersuchten Böden kommt im Vergleich zu Körnung und Mineralbestand (siehe z. B. Profile 1 und 2, Tab. 5, 6, 7) letztendlich signifikant der Einfluß der organischen Substanz zum Ausdruck. Vergleichbar hohe Werte für die Fließgrenzen von humusreichem Oberbodenmaterial mit Wasser-Masseanteilen von bis zu 102 % ermittelte POSCH (1977:118) an Proben aus den Hohen Tauern.

Die ebenfalls noch als sehr hoch anzusehenden Plastizitätsgrenzen von Probenmaterial aus tieferen Bodenzonen (BC- und C-Horizonte) untersuchter Peda deuten unter Betrachtung von Tongehalt, Humusanteilen und KAKpot (Tab. 20) darauf hin, daß sich offenbar bereits geringere Mengen an Huminstoffen entscheidend auf das Konsistenzverhalten des Solums auswirken.

Klassifiziert man das untersuchte Probenmaterial durch die Relation von  $W_L$  und  $I_p$  nach dem insbesondere in der Bodenmechanik Anwendung findenden Plastizitätsdiagramm nach Casagrande (Abb. 33), sind die einzelnen Proben in der überwiegenden Mehrzahl denn auch

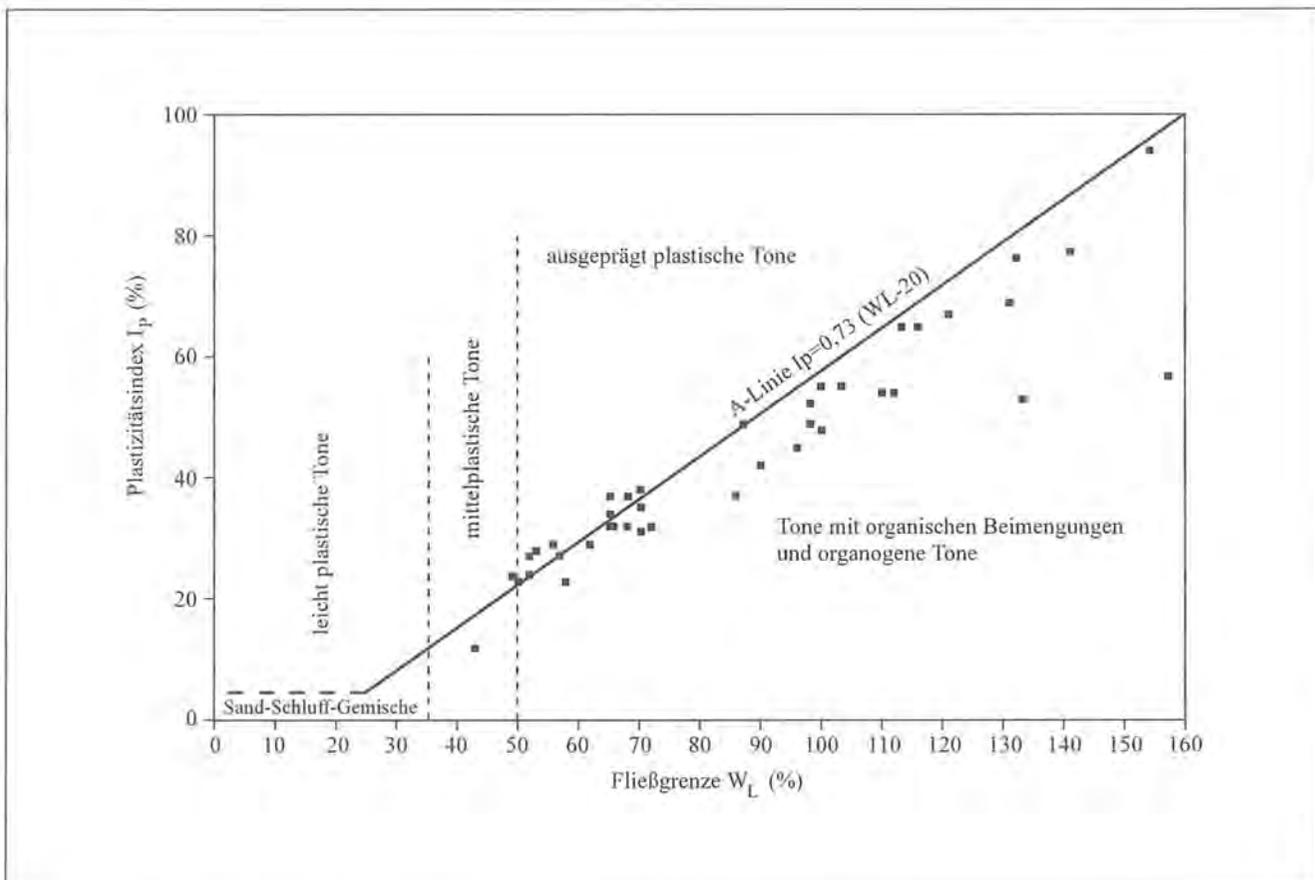


Abb. 33: Stellung der untersuchten Proben im Plastizitätsdiagramm nach Casagrande.

Tab. 20: Tongehalt, org. Substanz, KAKpot,  $W_p$ ,  $W_L$  und  $I_p$  der Profile 1–10.

Horizont	Ton Gew.-%	org. Substanz Gew.-%	KAKpot mmol/z/100g	$W_p$	$W_L$	$I_p$
<b>Profil 1</b>						
Ah	23,1	4,5	24,67	0,48	0,90	0,42
(Sgw)Bv	16,5	1,1	18,68	0,33	0,65	0,32
II(Sgw)BvICv	14,9	0,8	12,87	0,35	0,58	0,23
III(Sd)ICv	23,0	0,6	19,20	0,25	0,53	0,28
<b>Profil 2</b>						
Ah	26,2	5,8	25,34	0,54	1,21	0,67
SgwBv	17,6	1,8	18,24	0,33	0,62	0,29
II SgwBvICv	19,1	1,3	19,12	0,34	0,66	0,32
III(Sd)ICv	23,3	0,6	16,44	0,24	0,52	0,27
<b>Profil 3</b>						
Ah	6,6	6,4	34,12	0,52	1,00	0,48
AhBv	13,7	3,9	20,14	0,46	0,98	0,52
SgwBv	14,8	1,6	17,20	0,40	0,72	0,32
II(Sd)BvICv	14,7	0,7	12,50	0,25	0,49	0,24
<b>Profil 4</b>						
Ah	29,4	4,9	28,40	0,48	1,13	0,65
SgwM	23,6	2,6	21,67	0,38	0,87	0,49
II(Sd)BvICv	22,6	0,8	17,63	0,31	0,65	0,34
<b>Profil 5</b>						
Ah	12,1	6,2	27,47	0,49	0,98	0,49
(Sgw)M	20,9	2,0	18,14	0,39	0,70	0,31
II SgwBv	19,8	1,1	14,83	0,27	0,56	0,29
III SgwBvICv	21,3	0,9	15,95	0,27	0,50	0,23
<b>Profil 6</b>						
SwAh	28,0	4,9	25,66	0,45	1,00	0,55
AhS(rd/w)	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
SgwM	26,5	2,0	31,23	0,32	0,70	0,38
II SgwB(s)v	25,0	2,2	19,55	0,49	0,86	0,37
III SgwB(s)vICv	20,3	1,7	17,52	0,56	1,10	0,54
IV SdmCv	12,1	1,0	14,43	0,28	0,52	0,24
<b>Profil 7</b>						
Ah	26,6	9,1	35,87	0,56	1,32	0,76
(Sgw)M	21,2	5,1	28,19	0,51	0,96	0,45
II fAe	4,8	1,0	9,51	0,31	0,43	0,12
III Bs	36,1	2,5	36,61	0,51	1,16	0,65
<b>Profil 8</b>						
Ah	7,7	6,4	25,33	0,60	1,54	0,94
(Sgw)M	11,4	4,9	26,10	0,80	1,33	0,53
II(Sgw)M	16,4	4,6	25,21	0,58	1,12	0,54
III(Ghr)SwBvICv	17,1	6,0	50,20	1,00	1,57	0,57
<b>Profil 9</b>						
S(rd/w)Ah	10,2	6,3	41,80	0,64	1,41	0,77
SgwBv	24,9	1,6	24,51	0,35	0,70	0,35
II SgwICvBv	23,8	1,0	26,84	0,28	0,65	0,37
III SdBvICv	28,3	0,9	27,51	0,31	0,68	0,37
<b>Profil 10</b>						
S(rd/w)Ah	32,8	4,5	40,43	0,62	1,31	0,69
SgwM	36,5	2,6	20,44	0,48	1,03	0,55
II SgwICvBv	33,6	1,2	21,09	0,36	0,68	0,32
III SgwBvICv	33,9	0,9	20,51	0,38	0,87	0,49
IV SdICv	32,8	0,6	23,00	0,30	0,57	0,27

deutlich unterhalb der A-Linie im Bereich „organogene Tone“ bzw. „Tone mit organischen Beimengungen“ orientiert. Dabei sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die im Plastizitätsdiagramm verwendeten Termini „Ton“ und „Schluff“ nach der bodenmechanischen Definition ausschließlich die plastischen Materialeigenschaften unabhängig von der tatsächlichen Körnung charakterisieren.

Bei der Interpretation der Ergebnisse im Hinblick auf die edaphischen Faktoren der Blaukengese ist allerdings zu bedenken, daß die gravimetrischen Wassergehalte an den Plastizitätsgrenzen konventionell an gestörten, d. h. homogenisierten und im Bedarfsfall von gröberem Material (> 0,4 mm) befreiten Proben ermittelt werden. Somit ist eine Beziehung zum natürlichen Bodenwassergehalt einer im Gelände gröber texturierten Matrix etwa über die Bestimmung der Konsistenzzahl nicht ohne weiteres herzustellen.

Zudem muß ein in natürlicher, ungestörter Lagerung strukturierter Boden, dessen Wassergehalt demjenigen an der experimentell ermittelten Fließgrenze entspricht, erfahrungsgemäß auch bei Anwesenheit gröberer Komponenten nicht zwingend einen suspendierten Zustand aufweisen. Mit diesem kann jedoch bei entsprechenden Wassergehalten im Fall einer Gefügestörung gerechnet werden.

Dies wird nach SANKTJOHANSER (1964:26) z. B. dadurch deutlich, daß Grabenwandungen bei Baumaßnahmen in stark durchfeuchteten Böden durchaus stabil bleiben können, wenn auch der Bodenwassergehalt die Fließgrenze erreicht. Die Ursache für diese Erscheinung liegt in der gegenüber homogenisiertem Material größeren Stabilität des natürlichen Bodengefüges. Wird dieses Gefüge jedoch im Zuge der Erdbauarbeiten gestört, so muß mit Fließerscheinungen gerechnet werden, sobald der Wassergehalt des Bodens in den Bereich der versuchstechnisch ermittelten Fließgrenze gelangt. Daß die untersuchten Almböden auch bei Wassergehalten über der Fließgrenze in extrem steiler Hanglage stabil sind verdeutlicht bereits überaus deutlich ihre Hydromorphierung, die auf temporäre Sättigung des Solums hinweist.

In Anbetracht der vorliegenden Labordaten können die untersuchten Almböden etwa im Vergleich zu humusarmen, schluffreichen Lößböden oder Sedimenten trotz ihrer größeren Schluffanteile zusammenfassend als relativ unempfindlich gegenüber Änderungen ihres Wassergehaltes charakterisiert werden. Entscheidend wirken sich hierbei vor allem die hohen Gehalte an organischer Substanz aus, innerhalb deren die höhermolekulare Fraktion offensichtlich von wesentlicher Bedeutung für das Konsistenzverhalten der Böden bei variierenden Wassergehalten ist. Qualitative Untersuchungen der organischen Substanz könnten dabei sicherlich zu genaueren Aussagen führen, woraus sich ein weiterer Forschungsbedarf ergibt.

Aufgrund der Tatsache, daß sich die Böden in natürlicher Lagerung, wie aus den Erörterungen in Kap. 11.1. zu entnehmen ist, zumeist schon im plastischen Konsistenzbereich befinden, ist die Aufnahmefähigkeit von

Wasser bis zum Erreichen der Fließgrenze trotz hoch liegender Plastizitätsindices und Konsistenzgrenzen letztendlich nicht allzu groß. Materialverlagerungen finden, wie die Geländebeobachtung zeigt, aber auch bei Sättigung des Solums nicht statt, wodurch sich ebenfalls die hohe Wasserstabilität des Bodengefüges und sehr geringe Verschlammungsneigung des Solums abzeichnet. Ein schlagartiges Zerfließen der Böden bei plötzlichem Wasserandrang infolge hoher Schluffanteile ist somit als Faktor für die Genese der Blattanbrüche auszuschließen.

## 11.5 Scherfestigkeit

Die Scherfestigkeit eines kohärenten Lockermaterials ist sein Widerstand gegen Verschiebung entlang von inneren Gleitflächen als Funktion der Scherparameter Kohäsion und Winkel der inneren Reibung (kurz Reibungswinkel). Sie wird als Spannung verstanden, die einer auf die Flächeneinheit bezogenen Kraft entspricht und findet ihren Ausdruck in der linearen Mohr-Coulomb'schen Gleichung, die für kohärentes Bodenmaterial in der Form

$$\tau = c + \sigma \tan \varphi$$

in Ansatz zu bringen ist. Hierbei ist  $\tau$  der auf die Fläche bezogene Scherwiderstand (= Schubspannung in der Scherfläche in Richtung der Scherbewegung im Grenzzustand);  $\sigma$  die auf die Fläche bezogene Auflast (Normal- oder Gesamtspannung);  $c$  und  $\varphi$  sind die eigentlichen Eigenschaften des Materials, Kohäsion und Reibungswinkel. Dabei kann die Kohäsion als diejenige Scherfestigkeit eines bindigen Substrates oder Bodens definiert werden, die bei fehlender Normal- oder Druckspannung ( $\sigma = 0$ ) vorhanden ist (VOTH 1978:126; SIMMER 1987: 98; GUDEHUS 1981:101).

Der Reibungswinkel wird beeinflusst von Textur, Aggregierungsgrad, Kornform und Lagerung (Strukturwiderstand), dem Anteil und der Qualität der organischen Substanz (ZIRFAS 1976; HARTGE & BACHMANN & MANGOLD 1988; BACHMANN & ZHANG 1991; BACHMANN & ZHANG & SCHÄFER 1993) sowie der vertikalen Spannungskomponente im Boden (Normalkraft). Er ist somit die Summe aller zwischen den Kornfraktionen wirkenden Reibungskräfte, die ein gegenseitiges Abgleiten verhindern. Dabei kommt dem Strukturwiderstand eine große Bedeutung zu. Denn geht die potentielle Scherfläche durch ein verzahntes Korn- oder Aggregatgefüge, müssen die Körner oder Aggregate selbst abgeschert oder in eine andere Lage gebracht werden. Daraus resultiert bei dicht gelagertem Material eine Auflockerung (Dilatation), bei locker gelagertem eine Verdichtung (Kontraktion) beim Abschervorgang. In kohärentem Material nimmt der Reibungswinkel in der Regel kleinere Werte an als z. B. in reinen Sanden, Kiesen (siehe z. B. KEZDI 1969; KNOBLICH 1971) oder strukturierten Böden (HORN et al. 1991).

Die einer Bodenbewegung entgegenwirkenden Kräfte beruhen auf der Scherfestigkeit ( $\tau$ ) der Matrix. Im Fall einer präformierten, annähernd hangparallelen Scherfläche mit der Neigung  $\alpha$  (Abb. 34), wie sie im Untersuchungsgebiet jeweils in Form von geologischen Schichtwechselln vorliegt, ergibt sich für die Scherfestigkeit eines kohärenten Lockermaterials bzw. des Solums im Bereich der potentiellen Gleitebene die Gleichung (1):

$$\begin{aligned} \tau &= c + \sigma \tan \varphi \\ \sigma &= G \cos \alpha \\ G &= \gamma h \\ c &= c \cdot (b/\cos \alpha) \\ \tau &= c \cdot (b/\cos \alpha) + G \cos \alpha \tan \varphi \end{aligned}$$

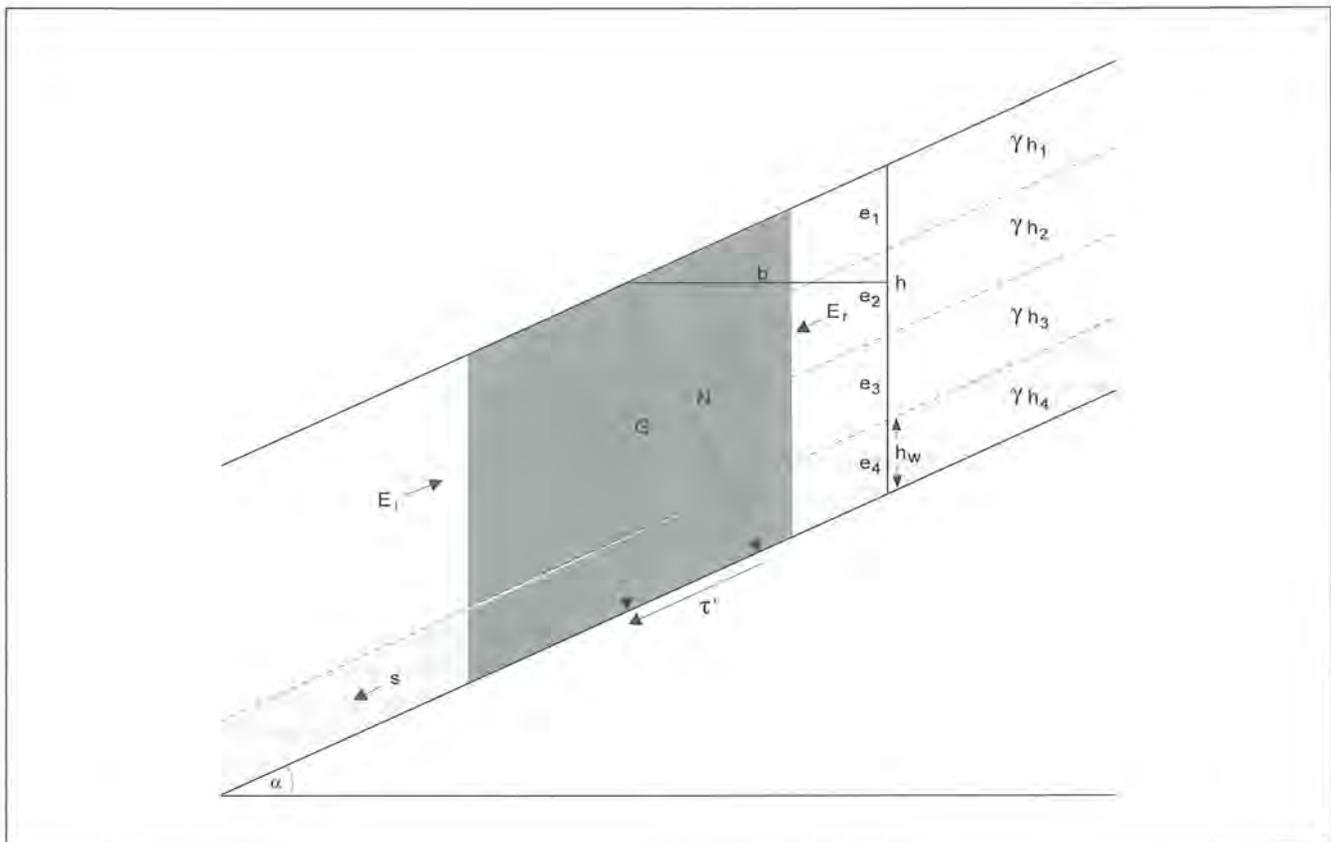
Hierbei ist  $\gamma h = \text{Raumgewicht [Wichte (KN/m}^3\text{)]} \times \text{Überlagerungshöhe}$ . Da die vertikale Hauptspannung im Boden durch die, sich mit der Solumtiefe ändernde Lagerungsdichte beeinflusst wird (insbesondere an geologischen Schichtwechselln, aber auch an Horizontgrenzen), ist  $\gamma h$  oberhalb einer potentiellen Gleitfläche  $= \gamma h_1 + \gamma h_2 + \dots + \gamma h_n$  (Abb. 34). Zur Berechnung des Raumgewichtes kann vereinfachend der mittlere Porenanteil  $n$  oder die daraus abzuleitende Porenziffer  $e$  ( $e = n/1-n$ ) einzelner Schichten bzw. der jeweiligen Bodenhorizonte herangezogen werden.

Die eine Bewegung fördernden Kräfte resultieren aus dem Produkt von  $G$  der potentiellen Rutschmasse und dem Sinus der Hangneigung respektive der Inklination einer präformierten Scherfläche (Gleichung 2). Demnach errechnet sich für die abschiebende Scherspannung ( $\tau'$ ):

$$\begin{aligned} \tau' &= \sigma \tan \alpha \\ \sigma &= G \cos \alpha \\ \tau' &= G \cos \alpha \tan \alpha \\ \tau' &= G \sin \alpha \end{aligned}$$

Es handelt es sich dabei um eine Tangentialspannung, welche die Bruchfläche tangiert, wenn diese gekrümmt ist (Rotationsrutschungen) und in ihr wirkt, wenn diese eine Ebene ist. Sollte es sich bei den Blattanbrüchen um das Ergebnis von Translationsbodenrutschungen im Verlauf von Starkregen handeln, so müßte zum Zeitpunkt eines bestimmten, die Rutschung auslösenden Wassergehaltes des Solums die Scherspannung ( $\tau'$ ) im Bereich der potentiellen Gleitfläche jeweils größer sein als die versuchstechnisch ermittelten Scherfestigkeiten ( $\tau$ ) oder zumindest bis auf den Betrag der Scherfestigkeit anwachsen (KNOBLICH 1970:196).

Daher wurden für den vergleichsweise einfachen Fall von präformierten, nahezu hangparallelen Scherflächen



**Abb. 34:** Hangparallele Gleitfläche.

$G$  = Raumgewicht  $\cdot h$  (unit weight  $\cdot h$ );  $N$  = Normalspannung (normal stress);  $E_r$  und  $E_l$  = aktiver und passiver Erddruck (active and passive earth pressure);  $h_w$  = Höhe eines Hangwasserspiegels bei Wassersättigung über der potentiellen Scherfläche (height of the water level) = Druck einer Wassersäule mit der Höhe  $h$  über dem Meßpunkt (Porenwasserdruck gemessen als Piezometerdruck) =  $h \cdot \gamma_w$  (Wichte des Wassers);  $S$  = Strömungsdruck (stream power) bei Wassersättigung oberhalb der potentiellen Scherfläche mit der Neigung  $\alpha = h \cdot \gamma_w \cdot l$  ( $l$  = hydraulischer Gradient).

Tab. 21: Effektive Lagerungsdichte, Dichte der festen Substanz, Porenanteil und Wichte der Horizonte ausgewählter Profile.

	Ld (g/cm <sup>3</sup> )	d <sub>F</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	Porenanteil n	γ <sub>d</sub> (KN/m <sup>3</sup> )	γ <sub>r</sub> (KN/m <sup>3</sup> )	γ' (KN/m <sup>3</sup> )
<b>Profil 2</b>						
Ah	0,86	2,58	0,67	8,5	15,2	5,2
SgwBv	1,05	2,63	0,60	10,5	16,5	6,5
IIsgwBvIcV	1,37	2,64	0,48	13,7	18,5	8,5
<b>Profil 6</b>						
SwAh	0,76	2,59	0,71	7,5	14,6	4,6
AhS(rd/w)	1,10	2,60*	0,58	10,9	16,7	6,7
SgwM	1,27	2,63	0,52	12,6	17,8	7,8
IIsgwB(s)v	1,34	2,63	0,49	13,4	18,3	8,3
<b>Profil 9</b>						
S(rd/w)Ah	0,82	2,58	0,68	8,3	15,1	5,1
SgwBv	1,14	2,63	0,57	11,3	17,0	7,0
IIsgwIcVbV	1,42	2,64	0,46	14,3	18,9	8,9
<b>Profil 10</b>						
S(rd/w)Ah	0,84	2,60	0,68	8,3	15,1	5,1
SgwM	1,10	2,62	0,58	11,0	16,8	6,8
IIsgwIcVbV	1,45	2,64	0,45	14,5	19,0	9,0

Porenanteil  $n = 1 - Ld/d_F$ ,  $\gamma_d$  (Trockenwichte)  $= (1-n) d_F$ ,  $\gamma_r$  (Wichte des wassergesättigten Bodens)  $= (1-n) d_F + n \cdot \gamma_w$  (Wichte des Wassers = 1),  $\gamma'$  (Wichte unter Auftrieb)  $= (1-n) (d_F - w)$ .

\* geschätzter Anteil an organischer Substanz = 4,0 %

Tab. 22: Ermittelte Scherspannungen.

$G = \gamma h_1 + \gamma h_2 + \dots + \gamma h_n$		$\sin \alpha$	$\tau' = G \sin \alpha$
Für Profil 2 in der potentiellen Scherebene			
Trockenraumgewicht:	= 3,03 KNm <sup>-2</sup>	· 0,559	= 1,64 KNm <sup>-2</sup>
Bei Sättigung:	= 4,87 KNm <sup>-2</sup>	· 0,559	= 2,72 KNm <sup>-2</sup>
Unter Auftrieb:	= 1,87 KNm <sup>-2</sup>	· 0,559	= 1,02 KNm <sup>-2</sup>
Für Profil 6 in der potentiellen Scherebene			
Trockenraumgewicht	= 2,60 KNm <sup>-2</sup>	· 0,500	= 1,30 KNm <sup>-2</sup>
Bei Sättigung	= 3,90 KNm <sup>-2</sup>	· 0,500	= 1,95 KNm <sup>-2</sup>
Unter Auftrieb	= 1,60 KNm <sup>-2</sup>	· 0,500	= 0,80 KNm <sup>-2</sup>
Für Profil 9 in der potentiellen Scherebene			
Trockenraumgewicht	= 1,52 KNm <sup>-2</sup>	· 0,602	= 0,91 KNm <sup>-2</sup>
Bei Sättigung	= 2,44 KNm <sup>-2</sup>	· 0,602	= 1,47 KNm <sup>-2</sup>
Unter Auftrieb	= 0,94 KNm <sup>-2</sup>	· 0,602	= 0,57 KNm <sup>-2</sup>
Für Profil 10 in der potentiellen Scherebene			
Trockenraumgewicht	= 1,64 KNm <sup>-2</sup>	· 0,616	= 1,01 KNm <sup>-2</sup>
Bei Sättigung	= 2,61 KNm <sup>-2</sup>	· 0,616	= 1,61 KNm <sup>-2</sup>
Unter Auftrieb	= 1,01 KNm <sup>-2</sup>	· 0,616	= 0,62 KNm <sup>-2</sup>

(KNOBLICH & TRIMBORN 1966), die am Hang herrschenden Spannungen nach oben stehender Gleichung für repräsentative Blaikenstandorte überschlägig ermittelt (Tab. 22). Die dafür notwendigen Bodenkennwerte sind in Tab. 21 zusammengestellt. Da durch die Blaikenbildung sowohl die A- und B-Horizonte der Braunerde-Subtypen als auch kolluviale Lagen abgetragen werden, wurden hierzu jeweils zwei entsprechende Profile von Blaikenstandorten beider Expositionen repräsentativ ausgewählt.

Die Scherparameter Kohäsion und Reibungswinkel wurden im dränierten Rahmenscherversuch nach 24-stündiger Konsolidierung ermittelt [= wirksame oder effektive Scherparameter  $c'$  und  $\phi'$  (s. hierzu z. B. GUDEHUS

1981:103; SIMMER 1987:105)]. Der Einbau der Proben erfolgte bei Wassergehalten an der Fließgrenze (vgl. SIMMER 1987:105). Zusätzliche Flügelsondenmessungen im Gelände, die gegenüber dem Rahmenscherversuch den Einfluß des natürlichen Wassergehaltes und seiner Änderung auf die Scherfestigkeit des ungestörten Soliums bei schnellem Abscheren wiedergeben (siehe z. B. KELLER 1993; SCHÜTZ 1994) und zudem einen wesentlich geringeren Zeitaufwand bedürfen, waren aufgrund des Skelettanteils und der Durchwurzelung der untersuchten Böden praktisch nicht durchführbar.

Kohäsion und Reibungswinkel wurden für das jeweils der Abtragung unterliegende Material bestimmt. Auf einen Einbau von Proben aus beiden Schichten, derart,

daß sie im Gerät von der Scherfuge getrennt und bei der Versuchsdurchführung gegeneinander abgeschert werden (z. B. KNOBLICH & TRIMBORN 1966), wurde u. a. aufgrund der Abmessungen der Scherbuchse verzichtet.

Die Verwendung der lediglich für das hangende Material ermittelten Parameter zur Berechnung von  $\tau$  erscheint insofern als gerechtfertigt, als die potentiellen Gleitflächen insbesondere bei Blattanbrüchen auf dem SW-exponierten Hang wegen der höheren Grobbodenanteile des jeweils zurückbleibenden Solums und der mitunter kleinräumigen, welligen Begrenzung der Deckschichten zwar relativ, jedoch nicht absolut eben sind. Somit kann davon ausgegangen werden, daß die Scherung im wesentlichen innerhalb des hangenden Materials erfolgt, wenn auch der Schervorgang partiell von den Materialeigenschaften der liegenden Deckschicht mit beeinflusst wird. Dabei dürften die Scherwiderstände innerhalb der zurückbleibenden Schichten aufgrund ihres wesentlich höheren, sehr scharfkantigen Skelettanteils und der damit verbundenen zahlreichen Kornkontakte (Korngerüst) sowie höherer Lagerungsdichten (Strukturwiderstand) noch um einiges höher liegen.

Die Böden in NW-Exposition sind hingegen auch in tieferen Schichten deutlich skelettärmer. Jedoch ergeben sich hier ober- und unterhalb potentieller Gleitflächen keine wesentlichen, als bodenmechanisch wirksam anzunehmende Unterschiede in der Texturierung bzw. Aggregation des Feinbodens (siehe Tab. 14 und 15).

Mit diesem Vorgehen verbundene Ungenauigkeiten sind in Anbetracht der versuchstechnischen Unzulänglichkeiten (starre Wandungen des Gerätes, Seitenreibung an der Scherbuchse, Stauchungen des Probenmaterials am Rahmenende, eine einzige erzwungene Bruchebene, Messungen des Porenwasserdruckes nicht möglich, die tatsächliche Spannungsverteilung innerhalb der Probe ist nicht bekannt) durchaus vertretbar. Darüberhinaus konnten die Scherversuche ohnehin nur an gestörtem Material erfolgen. Im natürlichen Bodenverband gefügestabilisierende, den Strukturwiderstand erhöhende Verklebungen oder Verkittungen zwischen Primärteilchen und Aggregaten etwa durch organische Substanzen, Al- oder Fe-Oxide wie auch die mechanische Wirkung des Wurzelsystems können somit nicht berücksichtigt werden. Daher sind die ermittelten Daten für die Scherparameter als grobe Näherungswerte zu betrachten, die allerdings für eine überschlägige Ermittlung der am Hang herrschenden Spannungen erfahrungsgemäß als ausrei-

chend zu sehen sind (KNOBLICH 1994, freundl. mündl. Mitt.).

Die ermittelten Reibungswinkel des Probenmaterials liegen zwischen  $32^\circ$  und  $38^\circ$ , die Werte für die Kohäsion zwischen  $3,0$  und  $16,0 \text{ KN/m}^2$  (Abb. 35, Tab. 23). Aufgrund der Tatsache, daß die Proben vor der Versuchsdurchführung nicht homogenisiert wurden, sind die vergleichsweise großen Reibungswinkel, die durchaus denjenigen von Sanden oder Kiesen entsprechen (vgl. z. B. PRINZ 1982:52, 54), auf die Aggregation des Materials zurückzuführen. Besonders deutlich wird dies bei dem aus Profil 10 entstammenden Probenmaterial des SgwM-Horizontes, welches einen Sandanteil (bezogen auf den Feinboden) von lediglich  $7,6 \%$  bei einem Skelettanteil von  $6,29 \%$  aufweist. Die Komponenten des Grobbodens sind hier, wie auch bei den anderen Proben matrixgestützt und dürften hinsichtlich der Versuchsergebnisse keine wesentliche Rolle spielen.

Daß die Werte für die Kohäsion und den Reibungswinkel in strukturierten Proben höher sind als in homogenisierten, bzw. die Eigenstabilität im strukturierten Boden generell größer ist als im homogenisierten Substrat, verdeutlichen z. B. die Untersuchungen von HORN et al. (1991). Im strukturierten Boden weisen die Aggregate wiederum größere Scherwiderstände auf als der Gesamtgefügeverband (BAUMGARTL & HORN & KAYSER 1991:96), die z. B. auf Einregelung und Umorientierung von Bodenpartikeln im Aggregat, der Ausbildung von chemischen Bindungen bis hin zu einer festen Aggregathüllschicht beruhen (siehe z. B. BECHER 1991, 1992; ZAUSIG 1994). So können die Werte für den Reibungswinkel in ungestörten, natürlich gelagerten Böden in Abhängigkeit von Aggregation, Bodenart, Lagerungsdichte und Wasserspannung bis zu  $60^\circ$  erreichen (HARTGE & HORN 1991:49). Auch bei aggregierten, lufttrockenen Proben aus Oberböden können Reibungswinkel von bis zu  $60^\circ$  gemessen werden (HARTGE & HORN 1989:82). Offensichtlich werden die vorhandenen Aggregate trotz eines Einbaus der Proben bei Wassergehalten an der Fließgrenze größtenteils nicht zerstört, so daß eine starke „Korn-zu-Korn“-Reibung hervorgerufen wird (vgl. KNOBLICH & ZIRFAS & TORRES 1977). Hieraus ergibt sich, daß der bekannte Zusammenhang zwischen Reibungswinkel und Plastizitätsindex (z. B. HARTGE & HORN 1991:49), d. h. die deutliche Abnahme des Reibungswinkels mit der Zunahme der Bildsamkeit ( $I_p$ ), lediglich für homogenisiertes Material gilt. Sonst müßte der Rei-

Tab. 23: Ermittelte Scherfestigkeiten für den gesättigten Boden.

	$c'$ ( $\text{KN/m}^2$ )	$\varphi'$	$\sigma \tan \varphi'$	$\tau = c' + \sigma \tan \varphi'$
Profil 2	3,0	$36^\circ$	2,93	5,37
Profil 6	9,0	$38^\circ$	2,64	8,64
Profil 9	16,0	$37^\circ$	1,47	16,50
Profil 10	10,0	$32^\circ$	1,31	11,18

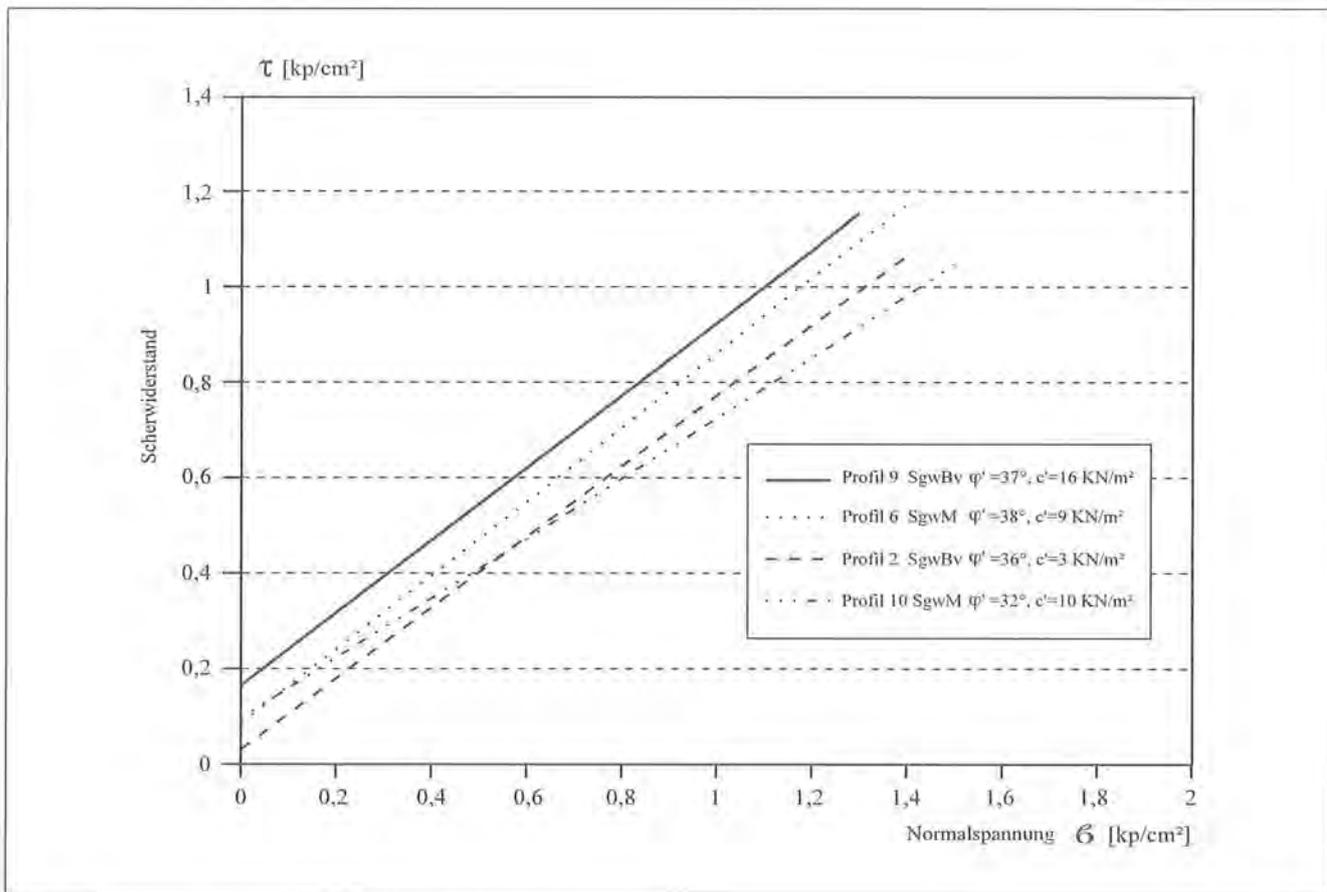


Abb. 35: Ergebnisse der Scherversuche im Schersicherheitsdiagramm.

bungswinkel der untersuchten Proben bei dem ausgeprägt plastischen Verhalten des Materials vernachlässigbar gering sein. Die Versuchsergebnisse zeigen, wie es sich bereits bei den Konsistenzmerkmalen abzeichnet, die hohe Aggregatstabilität des Materials.

In Anbetracht der Qualität und Quantität des Tonmineralbestandes der untersuchten Böden sind hierfür wiederum vor allem der hohe Anteil an organischer Substanz sowie des Aluminiums am Kationenbelag verantwortlich zu machen. So führt die aggregatstabilisierende Wirkung der organischen Substanz nach Untersuchungen von ZIRFAS (1976) an künstlichen organomineralischen Gemischen und natürlichen Böden schon bei geringen Mengen sowohl zur deutlichen Erhöhung des Reibungswinkels als auch der einaxialen Druckfestigkeit (vgl. hierzu a. HARTGE & BACHMANN & MANGOLD 1988; BACHMANN & ZHANG 1991; BACHMANN & ZHANG & SCHÄFER 1993). Dabei nimmt die Scherfestigkeit proportional mit dem Gehalt an organischen Substanzen zu. Infolge der Gefügestabilisierung durch die organische Substanz erreichen die Scherfestigkeitsbeiwerte höhere Beträge als es nach der Kornverteilung zu erwarten wäre (ZIRFAS 1976:154, 158).

Auf der Basis der versuchstechnisch ermittelten Scherparameter und den Bodenkennwerten in Tab. 21 erfolgte die überschlägige Berechnung der Scherfestigkeit mit der Wichte des gesättigten Bodens nach Gleichung 1. Die erhaltenen Daten sind in Tab. 23 dargestellt.

Der Quotient aus Scherfestigkeit und abschiebender Scherspannung (Tangentialkraft) ergibt für den einfachen Fall einer annähernd hangparallelen Scherfläche (Abb. 34) den Standsicherheitskoeffizienten  $\eta$  nach MÜLLER (1963, in KNOBLICH 1967:293; s. hierzu a. SANNER 1980:4–7):

$$\eta = \frac{\tau}{\tau'} = \frac{\Sigma \text{ der Momente aller rüchhaltenden Kräfte}}{\Sigma \text{ der Momente aller abschiebenden Kräfte}}$$

hieraus folgt (Gleichung 3):

$$\eta = \frac{c (b/\cos \alpha) + G \cos \alpha \tan \varphi}{G \sin \alpha}$$

Für den Standsicherheitskoeffizienten gilt:

- > 1 = Sicherheit gegen Gleiten
- = 1 = labiles Gleichgewicht
- < 1 = Sicherheitsmanko

Verschiebt sich das Gleichgewicht zu ungunsten der rüchhaltenden Kräfte mit Verringerung bzw. völliger Auf-

hebung der Scherfestigkeit oder Steigerung der Scherspannung, d. h. nimmt der Standsicherheitskoeffizient Beträge  $< 1$  an, können Bodenbewegungen erwartet werden.

Nicht berücksichtigt sind hierbei aktive und passive Spannungskomponenten, d. h. der aktive und der passive Erddruck ( $E_a$  und  $E_p$ ), der im ersten Fall treibend und im zweiten einer Bewegung entgegen wirkt (vgl. HARTGE & Horn 1991:61; SIMMERSBACH 1982:108–109). Da es sich bei oben aufgeführter Berechnungsmethode für den Standsicherheitskoeffizienten, die im Fall einer präformierten, hangparallelen Heterogenität allgemein Anwendung findet, um eine Lamellenmethode mit der Annahme einer unendlich ausgedehnten Böschung handelt, ist  $E_a = E_p$  und damit die Differenz der Kräfte = 0 (siehe KEZDI 1970; GUDEHUS 1981:154–155).

Zwar entspricht diese Methode nicht exakt der Realität, da ein unendlich ausgedehnter Hang vorausgesetzt wurde, liefert aber durchaus brauchbare Werte (SANNER 1980:9). Die erreichbare Genauigkeit im Fall einer Berechnung der Sicherheit gegen Gleiten eines überaus komplex aufgebauten natürlichen Bodens ist ohnehin von vornherein begrenzt (SANNER 1980:9; HENNINGSEN 1982:23). Dies ist neben den genannten versuchs-technisch bedingten Fehlerquellen beispielsweise auch auf nicht erfaßbare Unstetigkeiten im Aufbau des oberflächennahen Untergrundes und nicht zuletzt auf den Einfluß von nicht quantifizierbaren Faktoren, wie etwa die mechanische Wirkung des Wurzelsystems, zurückzuführen.

Wird der Standsicherheitskoeffizient nach Gleichung 3 berechnet, ergibt sich für Profil 2: 2,0; Profil 6: 4,3; Profil 9: 11,0; Profil 10: 6,9. Der jeweilige Boden über der potentiellen Gleitfläche erweist sich erwartungsgemäß als stabil.

Während länger anhaltender Regenfälle höherer Intensität, vor allem aber während oder unmittelbar nach der Schneeschmelze, kann mit dem Auftreten eines, auf den gesamten Durchflußquerschnitt wirkenden hangparallelen Strömungsdruckes gerechnet werden. Der dynamische Strömungsdruck ( $S$ ) verursacht durch die Übertragung der kinetischen Energie des Wassers auf die einzelnen Bodenkomponenten eine Beschleunigung derselben, da diese ein Hindernis für jede Wasserbewegung bilden und das Wasser an ihnen gebremst wird (HARTGE & HORN 1991:104; s. a. TERZAGHI & PECK 1961: 377–378).  $S$  entspricht – unabhängig von der Fließgeschwindigkeit – ausschließlich dem Gefälle des Wasserdruckes im Boden (LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:334; GUDEHUS 1981:38–39) und bewirkt daher eine unmittelbare Erhöhung der rutschungsfördernden Tangentialkraft (KNOBLICH 1967:298). Der Strömungsdruck addiert sich zu  $\tau'$ . Für  $S$  gilt:

$$S = \gamma_w I hw$$

Hierbei ist  $I$  = hydraulischer Gradient =  $\sin \alpha$ ,  $hw$  = Höhe des Hangwasserspiegels (vgl. Abb. 34). Es ergibt sich für  $\eta$ :

$$\eta = \frac{c (\frac{b}{\cos \alpha}) + G \cos \alpha \tan \varphi}{G \sin \alpha + \gamma_w \cdot l \cdot hw}$$

Berechnet man den Standsicherheitskoeffizienten unter Einbeziehung eines Strömungsdruckes auf die gesamte Fläche des Solums oberhalb der jeweiligen Schichtgrenze, so erhält man unter Berücksichtigung des Auftriebes (= Wichte unter Auftrieb) für Profil 2: 1,3; Profil 6: 3,6; Profil 9: 10,4; Profil 10: 6,5. Auch bei voll durchströmten Boden über der potentiellen Gleitfläche ist eine Instabilität auf Basis der ermittelten Bodenkennwerte theoretisch nicht nachzuweisen.

Die Ergebnisse dieser überschlägigen Berechnungen scheinen ungeachtet der methodisch bedingten Unzulänglichkeiten, hinsichtlich der Ermittlung der Scherparameter und des Standsicherheitskoeffizienten der Realität recht nahe zu kommen. Denn Bodenverlagerungen in Form von Rutschungen konnten, wie bereits mehrfach erwähnt, auch bei völliger Vernässung des Solums während oder unmittelbar nach der Schneeschmelze im Frühjahr sowie nach länger andauernden Regenfällen von hoher Intensität in der schneefreien Jahreszeit über mehrere Jahre nicht beobachtet werden.

Hierbei zeigt sich, daß morphologisch konvergente Abtragungsformen unter Grünland, wie sie aus anderen alpinen Regionen mit jedoch unterschiedlichen Substraten beschrieben werden (siehe Kap. 1.2.), offensichtlich auf verschiedenen Abtragungsmechanismen beruhen. So untersuchten BRUNNER & SCHEIDEGGER (1975) das Phänomen des Rasengleitens am Lesachriegel in Osttirol (Zentralalpen). Auch in diesem Fall erfolgt die hangabwärtige Verlagerung von bis zu mehreren Dezimetern mächtigen Rasen- bzw. Bodenschollen entlang hangparallel orientierter Scherflächen, die nach Angaben der Autoren nach starken Regenfällen immer wieder beobachtet werden kann. Die bodenmechanischen Berechnungen ergaben, daß bei einer bestimmten Höhe des sich bei Starkniederschlägen einstellenden Hangwasserspiegels eine Rutschung des aus Verwitterungsprodukten metamorpher Gesteine hervorgegangenen Solums erfolgt. Es handelt sich hierbei also um den gleichen rutschungsauslösenden Prozeß, wie er auch bei wesentlich tiefgründigeren Hangrutschungen in mächtigen sand- und skelettreichen Hangschuttkörpern des zentralalpiner Raumes nachgewiesen wurde (HOHENSINN 1979; STAHR 1988, 1991; STAHR & KOLLOFF 1991a, 1991b). Im Hinblick auf die Genese der Blattanbrüche auf Almwiesen der nördlichen Kalkalpen scheinen hingegen andere abtragungswirksame Prozesse von Bedeutung.

Auch wenn man von einer hohen Schneeauflast bei gleichzeitig völlig durchnäßigem Boden ausgeht – eine Situation, die häufig während der Schneeschmelze im Frühjahr auftritt – kann entgegen den Überlegungen von SCHAUER (1975:19) keine rutschungsauslösende Instabilität des Solums nachgewiesen werden. Denn im ungünstigen Fall einer Schneedeckenhöhe von mehreren Metern mit sehr großen Wasseräquivalenten, wie er z. B. im Gleitschneewinter 1991/92 im Nationalpark auftrat (200 cm Schneehöhe bei 600 mm Wasseräquivalent an der Meßstelle Sulzbergkaser), wird die Sicherheit der Bodendecke gegen Gleiten bei einer angenommenen zusätzlichen Auflast von entsprechend 6,0 KNm<sup>2</sup> nur unwesentlich beeinflusst.

Da die Dichte von Naßschnee oder einer metamorphen Altschneedecke in der Regel zwischen 300–500 Kg/m<sup>3</sup> liegt (SALM 1990:31), dürften zusätzliche Auflasten von mehr als 10,0 KNm<sup>2</sup> auch bei großer Schneehöhe kaum erreicht werden. Auch unter der Annahme derartiger Voraussetzungen ist keine entscheidende Instabilität des Solums nachzuweisen.

Wie oben erwähnt, erhöht die von den Wassermenisken allseitig ausgeübte Kontraktion die Stabilität des Solums als scheinbare Kohäsion. Erfolgt jedoch eine Kompression der Matrix, verkleinert sich der Porenanteil, und das im Boden enthaltene Wasser muß sich neuen Raum suchen. Dies erfolgt durch plötzliche Formveränderung, d. h. einem sich nach außen Wölben der Menisken (siehe z. B. HARTGE & HORN 1991:102, Abb. 3.17). Ist die Belastung so schnell, daß das Wasser nicht rasch genug ausweichen kann, um der festen Phase die zur Erhöhung der normalen und tangentialen Reaktionskomponente (Auflagerkraft, Scherwiderstand) notwendige Vergrößerung der mittleren Kontaktzahl von Primärteilchen oder Aggregaten zu ermöglichen, trägt das, als weitgehend inkompressibel anzusehende Wasser im Augenblick der Zusammendrückung mit.

Die über die flüssige Phase übertragene Spannung trägt als Neutralspannung ( $u$ ) zwar zur Gesamtspannung oder totalen Spannung ( $\sigma$ ), nicht aber zur wirksamen oder effektiven Spannung ( $\sigma' = \text{Kraftübertragung über Korn-zu-Korn-Kontakte}$ ) bei. Demnach ist  $\sigma = \sigma' + u$  [= Prinzip der wirksamen Spannungen nach TERZAGHI (1925)]. Für ein bindiges Bodens ergibt sich daraus (Spannungsübertragungen über die Gasphase bei teilgesättigtem Boden seien hier vernachlässigt):

$$\tau = c + (\sigma' + u) \tan \varphi$$

Daher kommt es in Abhängigkeit vom Vorentwässerungsgrad sowie von der textur- und strukturbedingten Fähigkeit des Solums der Wasserumverteilung zu einer mehr oder weniger starken Stabilitätsminderung, die solange andauert, bis das Auflastpotential durch Abfließen des Wassers verschwunden und die ursprüngliche Form der Menisken unter Erhöhung der Wasserspannung wiederhergestellt ist (siehe z. B. KEZDI 1969:183–194). Dieser Umstand führt infolge der räumlichen Spannungsfortpflanzung über die Wasserphase auch zur Homogenisierung bzw. knetenden Verformung unter Wasserüberschuß, wie es etwa im Fall der kohärenten Bleichzone des Weidepseudogleys zu beobachten ist und weniger zur Verdichtung des Bodens. Sehr deutlich wird dieser Effekt beispielsweise auch beim Ausrutschen auf einem nassen feinkörnigen Boden (Aquaplaning-Effekt).

Eine rasche Kompression und die damit verbundene Abnahme des Scherwiderstandes der untersuchten Böden kann durch die Stauchung des Solums beim Aufprall von Lawinen und abrutschenden Schneemassen, aber auch im Augenblick der Entstehung einer Schneerutschung oder eines Schneebrettes erfolgen. Durch einen initialen Druckbruch innerhalb einer schwachen

Schneeschicht etwa (z. B. eingeschneiter Oberflächenreif, umgewandelte alte Oberflächenschicht oder Schwimmschnee in Bodennähe), kommt es unter starker Geräuschentwicklung (Knall) zur einer Kurzsetzung der Schneedecke (SALM 1990:102). Die nach gewissen Verlusten durch Umwandlung in Wärme verbleibende kinetische Energie der sich schlagartig setzenden Schneemasse bewirkt durch die von ihr verrichtete Arbeit eine augenblickliche Kompression der Matrix über eine bestimmte Fläche.

Auch durch die Schneebrettbildung infolge des Abbruchs aus der Gleitbewegung von Schneemassen bei zunehmenden Schmelzwassergehalt in der Grenzschicht Boden – Schnee (erhöhte „Schmierwirkung“ des Wassers), wie er z. B. unter Föhneinfluß auftritt (SALM 1990:105–106, 111), ist eine kurzzeitige Kompression des Solums im Bereich der Anrißstirn denkbar. Denn im Moment der Beschleunigung kann je nach Dichte des zuvor gleitenden Schnees eine Setzung der abbrechenden Masse (Kontraktion), ähnlich einer Rutschmasse oberhalb ihrer kritischen Dichte, erfolgen. Zudem erfährt der Boden eine plötzliche mechanische Belastung durch Umlenkung der abgleitenden Schneemassen, wenn Schneerutschungen oder Bodenlawinen in mehr oder weniger stark konkav ausgebildeten Reliefpositionen auftreten. Es überrascht daher nicht, daß zahlreiche Blattanbrüche (nicht nur im Untersuchungsgebiet) in leicht bis stark konkaven Hangpartien anzutreffen sind. So weist auch DOMMERMUTH (1994, 1995a) in seinen Untersuchungen hinsichtlich der Einflußfaktoren des Reliefs auf die Disposition zur Blattanbruchbildung neben langgestreckten Gleithängen gerade konkave Hangformen als stark gefährdet aus.

Die Kompression des Bodens durch rasche Bewegungen der Schneedecke (Rutschungen, Lawinen) führt in Abhängigkeit vom Vorentwässerungsgrad sowie von der Masse der Schneedecke (Wasseräquivalent) zum Porenwasserüberdruck und Reibungsverlust (vgl. SIMMER 1987:100). Und zwar nicht nur im Bereich der potentiellen Gleitfläche, sondern infolge der allseitig gleichförmigen Verteilung eines äußeren Druckes auf die flüssige Phase über einen größeren Bereich innerhalb der oberen, weniger dicht gelagerten Bodenzonen.

Bei sehr geringen Wasserspannungen bzw. völliger Sättigung im Augenblick der Belastung kann der Winkel der inneren Reibung bei der Berechnung von  $\eta$  vernachlässigt werden. Der Porenwasserüberdruck ist in diesem Fall gleich der totalen Spannung  $\bar{\sigma}$  und die effektive oder wirksame Spannung  $\sigma' = 0$  (SIMMER 1987:100). Der Boden „schwimmt“ sozusagen und weicht ohne Widerstand aus (Nullreibung), was der undrained oder Anfangsscherfestigkeit entspricht (diese käme im Scherfestigkeitsdiagramm durch eine zur Abszisse parallele Scherlinie zum Ausdruck). Der Betrag der treibenden Tangentialkraft erreicht bzw. übersteigt nun  $\tau$  ( $\eta < 1$ ). Bei Hangneigungen zwischen 30° und 40° ist in einer derartigen Situation mit Bodenverlagerungen in Form eines mehr oder weniger weiten Abgleitens und/oder Abschürfens ganzer Bodenschollen zu rechnen. Im Fall einer partiellen Sättigung des Bodens im Moment der



**Abb 36:** Abgetragene, stark durchwurzelte Bodenscholle (Foto: Ch. Dommermuth). Die ca. 1 m<sup>2</sup> große und etwa 45 cm mächtige, dem SW-exponierten Oberhang entstammende Bodenscholle wurde im Frühjahr 1992 durch abrutschende Schneemassen bis in den Unterhangbereich verlagert. Durch die starke Durchwurzelung blieb der Boden weitgehend im Verband.

Kompression wird ein Teil der Belastung von der Matrix und ein Teil vom Porenwasser getragen (SIMMER 1987:100). Hierbei können Setzungen oder Anrisse im Solum entstehen.

Daß der Boden im Augenblick der Belastung und sogar während der mitunter weit hangabwärts erfolgenden Verlagerung nicht in eine strukturlose Masse zerfällt, sondern in Form von bis zu mehreren Quadratmetern großen kompakten Schollen abgetragen wird, ist insbesondere auf die Durchwurzelung zurückzuführen (Abb. 36). Gerade die Wurzeln von Gräsern bewirken einen starken Zusammenhalt der Matrix und führen zu stabilen Makroaggregaten (TISDALL & OADES 1982:153). Der starke Zusammenhalt bleibt selbst dann erhalten, wenn die Wurzeln abgestorben sind (z. B. COUGHLAN & FOX & HUGHES 1973, zit. nach TISDALL & OADES 1982: 153). Diese festigende Wirkung ist im wesentlichen auf die sekundäre Homorhizie der monokotyledonen Gräser zurückzuführen, die auf dem Absterben der Primärwurzel und dem Ersatz durch zahlreiche, das Solum intensiv durchziehende sproßbürtige Wurzeln beruht.

## 12 Beobachtungen zur Entstehung und Dynamik der Blattanbrüche

Im Untersuchungszeitraum von 1990 bis 1993 konnten während der schneefreien Monate trotz häufiger Niederschlagsereignisse von mitunter hoher Intensität (siehe FELIX & JOHANNES 1993:40–41, 47–52) sowohl im Bereich der Königstalalm als auch auf anderen Almen im Nationalpark keine neu entstandenen Blattanbrüche beobachtet werden. Ebenso zeigten sich die Abtragsfronten vorhandener Blattanbrüche selbst nach mehrtägigen Starkniederschlägen wie im Sommer 1991 [240 mm vom 31.7. bis 4.8. (siehe FELIX & JOHANNES 1993:40; DOMMERMUTH 1994:32–33)] weitgehend unverändert. Lediglich auf den nahezu vegetationslosen Abtragsflächen führt Schichterosion (Denudation, engl. sheet erosion) zum flächenhaften Verlust von Feinmaterial. Die Abspülung der feineren Korngrößen dokumentiert die mehr oder weniger fortgeschrittene Ausbildung von Steinpflastern auf den Blaiken des SW-exponierten Hanges (Abb. 37).

Sind erst einmal Steinpflaster ausgebildet, so wird der Abtransport von weiterem Feinmaterial gehemmt und die Tieferlegung der Blaikenoberfläche stark verlangsamt, wenn nicht sogar weitgehend zum Stillstand gebracht. Dies wird in vielen Fällen zusätzlich durch die Ansiedelung von Pionierpflanzen wie *Tussilago farfara* begünstigt. Insbesondere die erodierende Wirkung des Tropfenschlags (Planschwirkung, engl. splash) erfährt durch die Ausbildung der Steinpflaster eine deutliche Abschwächung (vgl. BREBURDA 1983:31; STOCKER 1985:62). Zwar fehlen auf der NW-exponierten Untersuchungsfläche Steinpflaster aufgrund des deutlich geringeren Skelettanteils der Böden, aber auch hier findet offensichtlich keine entscheidende Tieferlegung selbst von Abtragungsflächen in Hanglagen von nahezu 40° statt, die zudem bereits seit mehreren Jahren bestehen. Dies dürfte vor allem auf der geringen Erodierbarkeit der Böden beruhen. Selbst im Bereich von zwei Blattanbrüchen (Profile 9 und 10, Kap. 11.3.9. und 11.3.10.), die stark durch Viehtritt beeinflusst und deren Oberfläche infolge der Homogenisierung des Solums partiell nur mehr als „Morast“ zu bezeichnen ist, kann keine wesentliche Tieferlegung der Blaikenoberfläche im Vergleich zur Mächtigkeit der Abtragungsfront festgestellt werden.

Im Akkumulationsbereich bzw. am talwärtigen Ende der Blattanbrüche kommt es jedoch im Verlauf intensiverer

Niederschlagsereignisse gelegentlich zur Entstehung kleinerer Spülrinnen (Rillenerosion, engl. rill erosion), was den verstärkten Oberflächenabfluß auf den Blaiken belegt. Nicht nur Spülrinnen (Abb. 37), sondern auch sich verschiedentlich talwärts verjüngende Erosionsflächen am unteren Ende der eigentlichen Blattanbrüche, insbesondere auf dem SW-exponierten Hang (vgl. Abb. 7), dokumentieren die sekundäre Bodenabtragung durch erhöhten Oberflächenabfluß auf den Blaiken. Dabei muß dem Schneeschurf eine nicht unbedeutende Rolle zugerechnet werden. Denn durch diesen werden Bodenschollen, welche sich infolge der rückschreitenden Ausweitung von Blattanbrüchen auf den Blaiken befinden, stets weiter hangabwärts verfrachtet und dabei mechanisch zerkleinert. Das so aufbereitete Material wird dann bei Starkregen sekundär von den Blaiken abgespült.

Deutliche Veränderungen zeigen Abtragungsfronten jeweils unmittelbar nach der Schneeschmelze im Frühjahr. Frisch aus dem Verband gerissene Bodenschollen, teils vereinzelt, mitunter aber auch in größerer Anzahl, bedecken die Oberfläche von Blattanbrüchen (Abb. 38). Dabei entspricht die Mächtigkeit der Schollen, wie bereits mehrfach beschrieben, in der Regel der jeweils hangenden Deckschicht. Im Bereich von Hohlkehlen, die des öfteren an Abtragungsfronten auftreten, ist nicht selten ein Nachbrechen des Blaikenrandes zu verzeich-



**Abb. 37:** Steinpflaster und Ausbildung von Spülrinnen im Bereich eines Blattanbruches auf dem SW-exponierten Hang. Die Aufnahme läßt sehr deutlich zwei unterschiedliche Erosionserscheinungen erkennen. Neben mehreren Spülrinnen, die durch Starkniederschläge in den Sommermonaten entstanden, weist die Blaike ein Steinpflaster infolge von Schichterrosion und daraus resultierenden Verlusten von Feinmaterial auf.



**Abb. 38:** Abtragungsfrent eines Blattanbruches auf dem SW-exponierten Hang des Untersuchungsgebietes Königstalm. Deutlich erkennbar ist die sichelförmige Abtragungsfrent der Blaike. Mehrere, durch gleitende oder rutschende Schneemassen im Frühjahr 1992 aus dem Verband gelöste Bodenschollen befinden sich auf der relativ planen Oberfläche des Blattanbruches. Unmittelbar oberhalb der Abtragungsfrent wurde das Profil 2 aufgeschlossen.

nen. Als Ursache hierfür ist jedoch nicht das Eigengewicht der Krume über der Hohlkehle (siehe z. B. SCHAD et al. 1992:92), sondern vielmehr das Gewicht der auflagernden oder sich bewegenden Schneedecke zu sehen. Das Abtreten durch Vieh oder Mensch ist zumindest für die steilen Mittel- und Oberhanglagen in SW-exposition auszuschließen. Die Hohlkehlen entstehen vermutlich im Zusammenwirken von Ausspülung infolge hangparalleler strömenden Wassers, Windangriff und Frost über einen längeren Zeitraum hinweg.

Im Untersuchungsgebiet, aber auch auf anderen Lichtweiden im Nationalpark, sind im Solum unterhalb von quer zum Hang verlaufenden Anrissen keine Ausspülungshorizonte zu beobachten, wie sie SCHAUER (1975) für Almböden in den Allgäuer Alpen beschreibt. Daß die Ausspülung jedoch an den Blaikenrändern bzw. Abtragungsfrenten langfristig wirksam wird, beruht darauf, daß die durch den Strömungsdruck verursachte Beschleunigung von Bodenteilchen und somit ihre Verlagerung dort am stärksten ist, wo die Teilchen hinsichtlich des Spannungssystems aus Auflagerkraft – Scherwiderstand (Reaktionskräfte) und abschiebenden Kräften (= aktive Resultierende aus Strömungsdruck und Eigengewicht) die geringsten Widerstände mobilisieren können. Dies ist beispielsweise am Ende eines Bodenkörpers (hier den Abtragungsfrenten von Blattanbrüchen) in Strömungsrichtung der Fall, wo die Normalkomponente für den Aufbau eines Widerstandes klein wird oder völlig fehlt. Daher fallen z. B. auch nach und nach jeweils die randständigen Partien einer Grabenwand ein (HARTGE & HORN 1991:44–47, 104–105).

Die Blattanbrüche werden den Beobachtungen zufolge durch Nachbrechen der Krume sowie durch das Herauslösen ganzer Bodenschollen rückschreitend erweitert. Es handelt sich jedoch um einen nur langsam fortschreitenden Prozeß. Die Luftbildserie von 1953 bis 1990 in DOMMERMUTH (1994, 1995a) zeigt sehr deutlich, daß zahlreiche Blaiken auf dem SW-exponierten Hang auch über Jahrzehnte kaum eine auffällige Ausweitung erfahren haben.

Wie bereits DOMMERMUTH (1994:131) feststellt, ist die Zunahme von Bodenschäden auf dem SW-exponierten Hang der Königstalm weniger durch die Ausweitung vorhandener Erosionsformen, als vielmehr durch die Neuentstehung von Blattanbrüchen gekennzeichnet. So konnte auch nach dem Gleitschneewinter 1991/92 beobachtet werden, daß die Mehrzahl der seit vielen Jahren vorhandenen Blaiken keine Schadensausweitung aufwiesen.

Neben den zu beobachtenden Veränderungen an den Blaikenrändern selbst sowie einzelnen herausgerissenen und hangabwärts transportierten Gehölzen finden sich nach dem Abschmelzen der Schneedecke, wie dies auch SCHAUER (1975) und KARL (1983) für Lichtweiden und Mähwiesen etwa im Allgäu beschreiben, gelegentlich sichelförmige Anrisse im Solum oder Setzungen des Bodens. Sie erstrecken sich teilweise über mehrere Meter bis Dekameter (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a) und sind vor allem im Unterhangbereich der SW-expo-

nierten Lichtweidefläche mit stellenweise sehr unruhigem Mikrorelief infolge kolluvialer Akkumulationen anzutreffen. Dies ist zum Teil sicherlich darauf zurückzuführen, daß in diesem Bereich große Spannungen innerhalb gleitender Schneemassen auftreten, die zu ihrem plötzlichen Abgleiten und zur Stauchung bzw. zum Aufreißen des Solums führen.

Im Frühjahr 1992 konnten zur Zeit der Ausaperung erstmals zahlreiche frisch abgetragene Bodenschollen im Untersuchungsgebiet angetroffen werden (Abb. 12). Sie entstammten der Ausweitung und Neuentstehung mehrerer Blattanbrüche auf dem SW-exponierten Mittel- und Oberhang. Das abgetragene Material wurde etwa 100 m hangabwärts verlagert und bedeckte weiträumig lobenförmig akkumulierte Schneerutsch- oder Lawinemasen im Unterhangbereich (Abb. 11). Die Vermessung von verschiedentlich über einen Quadratmeter großen Bodenschollen zeigte, daß ihre Mächtigkeit von 45 cm exakt mit derjenigen der Abtragungsfrente eines neu entstandenen Blattanbruches übereinstimmt.

Ein weiterer ca. 80 m<sup>2</sup> großer Blattanbruch wurde um mehrere Quadratmeter ausgeweitet. Die Ausweitung erfolgte dabei entlang einer auffälligen Setzung der Bodendecke über mehrere Meter, die bereits 1991 während der Geländearbeiten auf dem SW-exponierten Oberhang angetroffen wurde. Die Ausweitung von Blaiken und die Neubildung von Blattanbrüchen auf dem SW-exponierten Weidehang dokumentieren zwei Fotografien in den Arbeiten von DOMMERMUTH (1994, 1995a), die von markierten und eingemessenen Standorten jeweils im September 1991 und 1993 aufgenommen wurden. Zahlreiche schon im Vorjahr vorhandene Zugrisse zeigten nach dem Gleitschneewinter hingegen keinerlei nennenswerte Veränderungen.

Eine nahezu gleiche Situation konnte wiederum im Frühjahr 1995 auf der Königstalalm angetroffen werden. Nachdem die Winter 1992/93 und 1993/94 keine wesentlichen Schadensausweitungen mit sich brachten, wurde im Rahmen von Untersuchungen zur Genese und Verbreitung quartärer Deckschichten im Jennergebiet seitens des Geographischen Institutes der Universität Regensburg im April 1995 erneut beobachtet, daß frisch abgetragenes Bodenmaterial weiträumig abgerutschte Schneemassen auf dem SW-exponierten Hang bedeckte. Das nach sehr schneereichem Winter abgetragene Material entstammte ebenfalls der Ausweitung und Neuentstehung von Blattanbrüchen im Bereich des Oberhangs (ARTMANN 1995, freundl. mündl. Mitt.).

## 13 Diskussion

Die Untersuchungen auf der Königstalalm zeigen, daß die Abtragung von bis zu mehreren Dezimetern mächtigen Bodenschollen, welche zur Bildung von Blattanbrüchen führt, stets entlang von Substratwechseln stattfindet. Diese Beobachtung kann auch auf anderen Almen im Nationalpark Berchtesgaden mit tiefgründig ent-

wickelten schluffig-lehmig texturierten Böden gemacht werden. Betroffene Weidehänge sind durch einen heterogenen bzw. polygenetischen Aufbau des oberflächennahen Untergrundes mit deutlich ausgeprägten geologischen Schichtgrenzen charakterisiert. Diese beruhen auf der Abfolge von verschiedenen quartären Deckschichten und häufig auftretenden Akkumulationen von Solumsediment.

Kennzeichnend für betroffene Almstandorte ist eine Mächtigkeit der jeweils hangenden Deckschicht oder kolluvialen Lage zwischen etwa 10 und 50 cm sowie eine plötzliche und signifikante Zunahme des Skelettanteils und/oder der Lagerungsdichte des Solums an der Grenze zur liegenden Schuttdecke. Der oberflächennahe Untergrund wird daher bodenmechanisch wirksam in eine jeweils hangende vergleichsweise locker gelagerte, zumeist skelettärmere und in eine deutlich dichter gelagerte Bodenschicht mit häufig hohem Gehalt an psephitischen Komponenten geteilt. Sie bilden durch zahlreiche Kornkontakte ein von Feinmaterial erfülltes Korngerüst. So können im Fall einer mechanischen Beanspruchung des Solums durch Bewegungen der Schneedecke, unterhalb der Schichtgrenze höhere Scherwiderstände mobilisiert werden. Diese standörtlichen Gegebenheiten wurden bereits in DOMMERMUTH & STAHR (1992) sowie in STAHR & DOMMERMUTH (1993) als wesentliche Einflußparameter für die Disposition zur schollenförmigen Bodenabtragung und Entstehung von Blattanbrüchen ausgeschieden (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a).

Die Tiefenentwicklung des Wurzelsystems spielt hinsichtlich des Abtragungsgeschehens keine Rolle. Das Gleiche gilt für Inhomogenitätsflächen im Boden durch Grenzen pedogener Lagen, wie etwa diejenigen zwischen A- und B-Horizont bei Podsolen und Parabraunerden, die nach BUNZA (1982:25) prinzipiell als präformierte Gleitflächen von Translationsbodenrutschungen unter alpinem Grünland fungieren können. Gerade die häufig vertretene Auffassung, daß der Anreicherungs- oder Illuvialhorizont podsolierter Böden eine potentielle Gleitfläche für Translationsbodenrutschungen – der vermeintlichen Ursache von Blattanbrüchen auf den Almwiesen – darstellt, kann aufgrund der Beobachtungen auf der Königstalalm wie auch auf anderen Lichtweiden im Jennergebiet nicht geteilt werden. Denn die Mächtigkeit der aus dem Bodenverband gelösten Schollen im Bereich von Podsolierung aufweisenden Standorten ist durchweg größer als diejenige des sauergebleichten Profilabschnittes.

Ähnliches gilt für Blattanbrüche, an deren Abtragungsfrenten eine trittinduzierte Naßbleichung festzustellen ist (Profile 6, 9 und 10, Kap. 11.3.). Die Verlagerung des Solums erfolgt auch in diesen Fällen stets entlang von geologischen Schichtgrenzen, die weit unterhalb der plastisch verformten Profillbereiche verlaufen. Mitunter erfolgt die Abtragung von kolluvialen Material, wie im Fall des unter 11.3.7. beschriebenen Podsol-Profiles, sogar oberhalb des Eluvialhorizontes, d. h. entlang der Grenze zwischen M- und II Ae-Horizont.

In Anbetracht der Tatsache, daß die Mehrzahl der seit jeher als Almstandorte bevorzugten Böden aus Verwitterungsprodukten mergeliger-kieseliger Sedimente (Fleckenmergel, Kieselkalken etc.) wie beispielsweise pseudovergleyte Braunerden, Pseudogley-Braunerden, Pelosol-Pseudogleye oder Kolluvien trotz stark saurer Bodenreaktion in der Regel kaum Spuren von Podsolierung aufweisen, käme Anreicherungshorizonten als potentielle Gleitflächen von Translationsbodenrutschungen ohnehin keine große räumliche Bedeutung zu. Präformierte Gleitflächen infolge von Perkolationsverlagerungen der Tonfraktion (Grenze von Al- und Bt-Horizont lessivierter Böden, bzw. von Parabraunerden) sind auf den Almwiesen der montanen und subalpinen Stufe ebenfalls kaum zu erwarten. Denn wie bereits in Kap. 11.2. erörtert, wird die Tonverlagerung bei stark saurer Bodenreaktion und den hierdurch vermehrt auftretenden, koagulierend wirkenden Al-Ionen behindert. Zudem ist davon auszugehen, daß die temporär stauwasserbeeinflussten und selten austrocknenden, lehmig texturierten Almböden zumeist nur geringe Wasserdruckgradienten aufweisen, was gleichfalls einer Tonverlagerung entgegenwirkt. So können zumindest bei den untersuchten Böden auf der Königstalalm keine, für den Prozeß der Lessivierung charakteristische Illuviationscutane auf Aggregaten oder in Sekundärporenwandungen beobachtet werden. Dies wird auch durch den Verlauf der Tiefenfunktion des Fe<sub>d</sub>-Gehaltes der schwach pseudovergleyten bzw. Pseudogley-Braunerden bestätigt. Da Fe-, Mn- oder Al-Oxide im Zuge einer Lessivierung mitverlagert werden, müßte sich dies in einem sehr deutlichen Anstieg des Fe<sub>d</sub>-Wertes im Unterboden niederschlagen. Denn dieser korreliert normalerweise mit dem pedogenen Tonanteil (siehe Kap. 11.2.).

Die Untergrenze intensiverer Durchwurzelung endet entweder unmittelbar an den Substratwechseln, welche auch die nahezu plane Oberfläche von Blattanbrüchen bilden oder oberhalb bzw. unterhalb davon. Häufig werden selbst stärkere, über die Blaikenoberfläche hinausgehende Wurzeln durch die schollenförmige Bodenabtragung gekappt (s. a. DOMMERMUTH 1994, 1995a). Wie an ausgewählten Profilen in Kap. 11.3. gezeigt wurde, führt vor allem die sprunghafte Zunahme der Lagerungsdichte an Schichtgrenzen zur Begrenzung der physiologischen Gründigkeit, woraus die Ausbildung eines relativ gleichförmig verlaufenden Wurzelhorizontes resultiert. Reicht die intensivere Durchwurzelung, wie es nicht selten der Fall ist, über Substratgrenzen hinaus, so verläuft ihre Untergrenze recht ungleichförmig. Nicht die Ausbildung eines einheitlichen Wurzelhorizontes infolge eines arteigenen Wurzeliefgangs oder pedogener Lagen, sondern die Substratschichtung ist daher als eine der wesentlichen Voraussetzungen für die Entstehung von Blattanbrüchen auf den Lichtweiden im Nationalpark anzusehen.

Es wurde schon in Kap. 7.2. darauf hingewiesen, daß die Korngrößenanalysen, die SCHAUER (1975:16) im Rahmen seiner Ausführungen über die Entstehung von Blattanbrüchen liefert, Anhaltspunkte auf eine geologische Schichtung der von ihm untersuchten Böden in den Ammergauer und Allgäuer Alpen geben. Dabei wurden im Bereich von Blattanbrüchen Proben aus der jeweils der Abtragung unterliegenden Bodenschicht und der zurückbleibenden, die Blaikenoberfläche bildenden Schicht entnommen. Die auffällige Zunahme des Skelettanteils und Abnahme des Schluffgehaltes von Proben, welche der liegenden Schicht entstammen, deuten darauf hin,

daß auch an diesen Standorten die Abtragung des Soliums entlang von präformierten Inhomogenitäten im vertikalen Bodenaufbau erfolgt, welche auf geologischer Schichtung beruhen. Nach Beobachtungen des Verfassers an typischen Blattanbrüchen in den Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf (Almwiesen um Einödsbach) werden auch dort gegenüber dem zurückbleibenden, weniger stark durchwurzelten Solum deutlich skelettärmere und relativ scharf nach unten hin begrenzte Bodenschichten (A- und B-Horizonte von basenarmen Braunerden mit Pseudovergleyung oder kolluviale Lagen) von der Abtragung erfaßt. Daß Schicht- und Untergrenze intensiverer Durchwurzelung etwa durch die plötzlich zunehmende Lagerungsdichte an einer Schichtgrenze zusammenfallen und somit einen einheitlichen von SCHAUER (1975) beschriebenen Wurzelhorizont hervorrufen ist daher auch für viele andere Regionen des bayerischen Hochgebirges mit tiefgründigen Almböden aus Verwitterungsprodukten mergelig-kieseliger Sedimente wahrscheinlich.

Wie die Luftbildserie von 1953–1990 in DOMMERMUTH (1994, 1995a) dokumentiert, ist seit Beginn der Arbeitsextensivierung in der Almwirtschaft in den 50er Jahren auch auf der Königstalalm eine sehr deutliche Zunahme von Blattanbrüchen festzustellen. Jedoch befanden sich bereits im Jahre 1953 größere und kleinere Blattanbrüche auf dem SW-exponierten Mittel- und Oberhang. Gemäß den Erörterungen in Kap. 9 kann davon ausgegangen werden, daß der Borstgrasrasen in diesen Hangpartien schon seit der Blütezeit der Almwirtschaft im 19. Jahrhundert die vorherrschende Assoziation darstellt und ihre sukzessive Ausbreitung bis zum Hangfuß, wo sie nun unmittelbar an die hüttennahen Lägerfluren anschließt, erst im Zuge der Arbeitsextensivierung in der Almwirtschaft erfolgte. Dies findet durch die Aussage von SPRINGER & SPATZ (1985:152) Bestätigung, daß derartige Erscheinungen im Landschaftsbild, d. h. das unmittelbare Aneinandergrenzen von Nardeten und Lägerfluren, als Endstadium einer Vegetationsentwicklung über Jahrhunderte hinweg zu sehen sind.

Aufgrund dessen, wie auch der Tatsache, daß bei verschiedenen Blattanbrüchen – insbesondere auf dem NW-exponierten Hang – keine auffällige Dominanz von horstbildenden Gräsern festzustellen ist, muß der Einfluß der Vegetation auf die Entstehung und Zunahme von Zugrissen und Blattanbrüchen – wovon in früheren Arbeiten noch ausgegangen wurde (DOMMERMUTH & STAHR 1992; STAHR & DOMMERMUTH 1993) – zumindest im Untersuchungsgebiet als unwesentlich angesehen werden. Auch DOMMERMUTH (1994, 1995a) weist in seinen Arbeiten des öfteren darauf hin, daß eine Auswirkung der oberirdischen Morphologie der Grasgesellschaften auf Almen im Jennergebiet auf die Entstehung von Blattanbrüchen im Rahmen seiner Untersuchungen nicht nachgewiesen werden konnte. Da sowohl in Zwergstrauchheiden, als auch in horstgrasreichen bis hin zu von der Wuchsform her völlig differenzierten Beständen Blattanbrüche ausgebildet sind, kann nach DOMMERMUTH für das Untersuchungsgebiet Jenner von einer weitgehenden Unabhängigkeit der Abtragungsvorgänge

von der Rasenzusammensetzung bzw. der Durchwurzelungsverhältnisse ausgegangen werden. Aufgrund der Ergebnisse seiner vegetationskundlichen Untersuchungen, wie auch der Beobachtungen des Verfassers im Untersuchungsgebiet Königstalalm, zeigt sich zwar im näheren Umfeld von Blattanbrüchen eine deutliche Konzentration der horstbildenden Rasenschmiele (Abb. 8), die jedoch vor allem im Akkumulationsbereich von Solumsediment auftritt. Ihr gehäuftes Vorkommen ist somit eine Folge und nicht die Ursache der Abtragungsvorgänge.

Das Einfrieren von starren Grashorsten in der Schneedecke und eine daraus resultierende Zugrißbildung bei Kriechbewegungen des Schnees ist den Geländebeobachtungen zufolge unwahrscheinlich. Denn abgesehen von der berechtigten Kritik durch LAATSCH & GROTTENTHALER (1972, 1973) an dieser verbreiteten Vorstellung, legen sich nicht nur die langhalmigen Gräser der Rostseggen-Halde in NW-Exposition, sondern auch die angeblich starren Horste von *Nardus stricta* oder *Deschampsia caespitosa* auf dem SW-exponierten Hang unter der Schneeauflast bzw. durch Gleitschneebewegungen teppichartig um, ohne daß Bodenschäden etwa durch Zugrißbildung zu beobachten wären.

So sind nach BUNZA & CHRISTA (1978:21) sowie BUNZA (1982:65) auch Gleitschneerutsche dazu fähig, selbst „starre“ Pflanzenhorste hangabwärts zu biegen und erleichtern so das weitere Schneegleiten und -rutschen. Fehlen im Fall von Standorten mit tiefgründigen schluffig-lehmigen Böden Hindernisse bzw. Schurfansatzpunkte am Hang, wie etwa eine größere Anzahl an psephitischen Komponenten, Sträucher, juvenile Gehölze (Fichtenanflug) oder unruhige Reliefverhältnisse, ist somit im Grunde genommen zu erwarten, daß Schädigungen der Bodendecke weitgehend ausbleiben. Jedoch scheidet DOMMERMUTH (1994, 1995a) im Rahmen seiner Untersuchungen neben konkav ausgebildeten Hangpartien gerade langgestreckte Gleithänge mit tiefgründigen, geschichteten Substraten hinsichtlich der Einflußfaktoren des Reliefs auf die Disposition zur Bildung von Blattanbrüchen als stark gefährdet aus. Daher sind bestimmte Schneedecken- bzw. Witterungsverhältnisse, wie es auch die Beobachtungen nach dem Gleitschneewinter 1991/92 zeigen (Kap. 12.), in Verbindung mit den oben beschriebenen Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes als entscheidende Voraussetzungen für die Entstehung von Zugrissen, Setzungen des Bodens und letztendlich von Blattanbrüchen unabhängig von der Vegetation anzusehen.

Auch MÖSSMER (1985) konnte im Rahmen von Untersuchungen zur Blaikenbildung auf beweideten und unbeweideten Almen in den Landkreisen Miesbach und Rosenheim keinen kausalen Zusammenhang zwischen dem Auftreten bestimmter Vegetationseinheiten und dem Ausmaß der Blaikenerosion feststellen. Die Autorin sieht den hohen Blaikenflächenanteil (einzelne Blaikentypen werden in dieser Arbeit nicht näher differenziert) etwa im Bereich von Rostseggenrasen, die für tiefgründige, lehmige Standorte der Muldenzone charakteristisch sind,

vor allem als Folge anderer Faktoren wie z. B. Hangneigung und Exposition.

Es wurde oben bereits auf die Äußerung von LAATSCH & GROTTENTHALER (1973:14) hingewiesen, daß man sich mit der Vorstellung vom Einfrieren der Gräser in der Schneedecke Erosionsvorgänge auf völlig glatten Hängen erklären will, die den Schneemassen keinen Widerstand entgegensetzen. Den Autoren zufolge bewirken nasse Gleitschneerutsche nicht selten große Scherspannungen im Boden und führen an einer Schwächezone im Wurzelfilz – also ohne Einfluß von seiten der Vegetation – unter Umständen zu seinem Aufreißen und zum Abscheren geschlossener Narbenteile vom nassen, aufgeweichten Mineralboden (s. a. BUNZA & KARL 1975: 51). Verschiedene Blattanbrüche im Untersuchungsgebiet erstrecken sich unmittelbar unterhalb von Nadelholzbeständen, auf dem SW-exponierten Oberhang unterhalb einer leicht konvexen Hangkante. Auch auf anderen Almen im Jennergebiet ist zu beobachten, daß sich Blattanbrüche direkt unterhalb von Waldbeständen und häufig an steilen Oberhangkanten befinden (s. a. ZWECKL & SPANDAU 1987; DOMMERMUTH 1994, 1995a). Schließt man Massenselbstbewegungen als Ursache für die Entstehung von Blattanbrüchen aus, so scheint die schollenförmige Abtragung des Solums daher zumindest in zahlreichen Fällen nicht durch Schneemassen, die bereits in Form von Schneerutschungen oder etwa Grundlawinen abgleiten bzw. herabstürzen, sondern im Augenblick ihrer Auslösung zu erfolgen.

Dafür spricht auch der auffällig ähnliche Verlauf der meisten Abtragungsfronten von Blattanbrüchen, aber auch von Zugrissen und Setzungen des Solums mit demjenigen von Gleitschneerissen infolge von Schneebewegungen entlang der Bodenoberfläche (Abb. 3). Würden die Schädigungen der Bodendecke z. B. auf der SW-exponierten Untersuchungsfläche durch bereits abrutschende Schneemassen oder Lawinen hervorgerufen, wie dies bei typischen Schneeschurf-, Schneedruck- oder Lawinenschurfblaiken häufig der Fall ist, so wären eher unregelmäßige Erosionsformen zu erwarten und nicht der charakteristische sichelförmige Verlauf der scharf ausgebildeten Abtragungsfronten vieler Blattanbrüche. Die Tatsache, daß z. B. Schneeblettlawinen und Blattanbrüche in den gleichen Hangneigungsbereichen entstehen (Abb. 39), spricht ebenso für eine Abtragung von Schneemassen und Boden zum selben Zeitpunkt.

Daß die Nivation gemeinhin bereits zu Beginn von Schneedeckenbewegungen wirksam werden kann, zeigt sich auch bei vielen charakteristischen, d. h. flachgründigen und in Hangfallrichtung langgestreckten Schurfblaiken, die unmittelbar an Waldrändern oder Felsstufen ansetzen (vgl. Abb. 1). Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür bieten die etwa 500 m<sup>2</sup> großen Schneeschurfblaiken auf dem 45° geneigten NW-exponierten Oberhang (siehe STAHR & DOMMERMUTH 1993:17, Bild 1; DOMMERMUTH 1994:132, Abb. 28).

Die Braunerde-Subtypen weisen aufgrund hoher Niederschlagsmengen und ihrer zumeist schluffig-lehmigen Matrix in beiden Expositionen des Untersuchungsgebietes

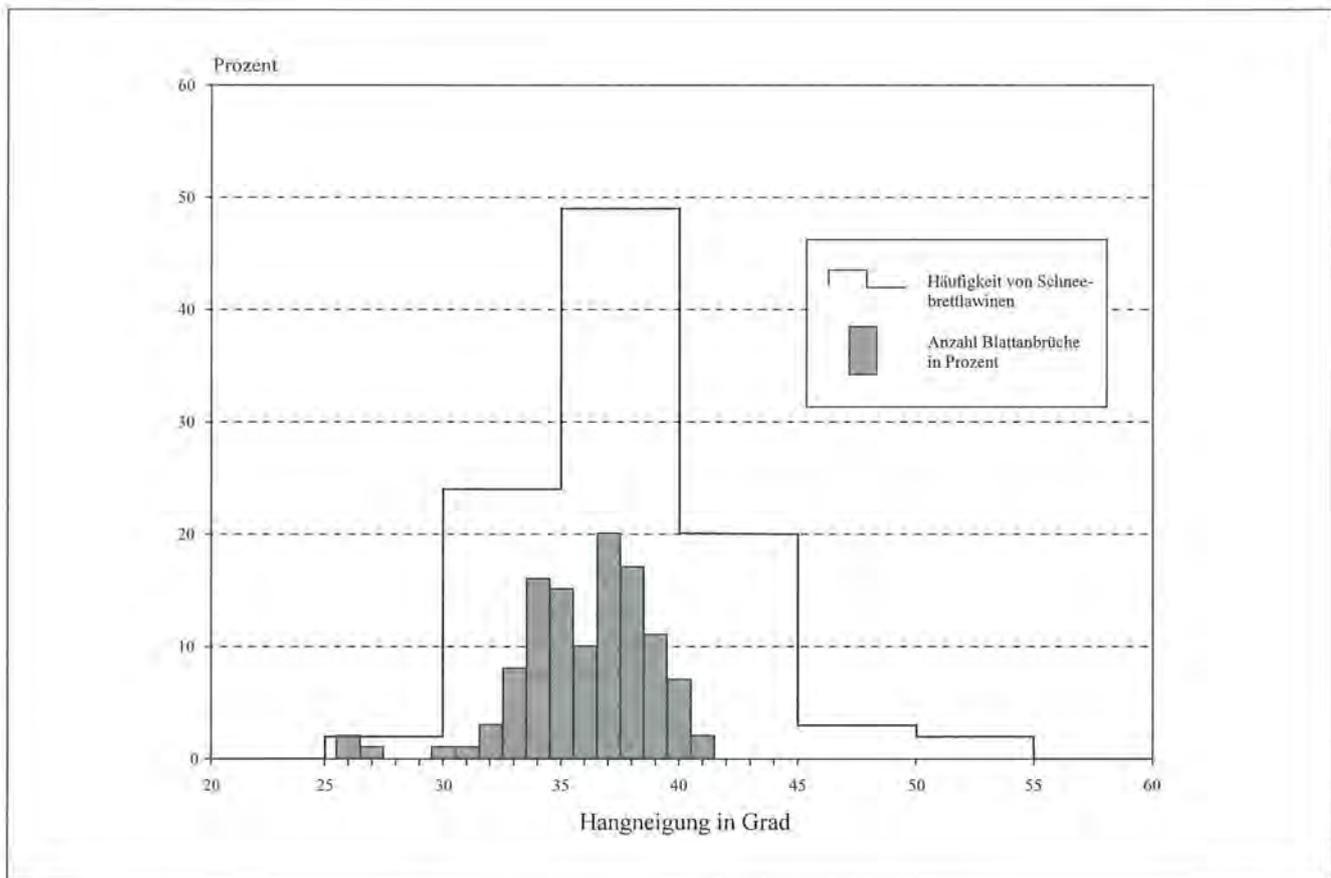


Abb. 39: Prozentuale Verteilung der Häufigkeit von Schneebrettlawinen und Blattanbrüchen in Abhängigkeit von der Hangneigung. (Quellen: SALM 1990, DOMMERMUTH 1994, 1995a).

tes durchweg Pseudovergleyung auf, teilweise auch in Verbindung mit Hanggleymerkmalen in Form von extrovertierten Verrostungen an Sekundärporenwandungen oder Aggregatoberflächen. Ihre diffuse Rostfleckung und fehlende Fe-/Mn-Oxidkonkretionen deuten neben anderen profilmorphologischen Merkmalen, wie in Kap. 11.1. diskutiert, auf einen langsamen Wechsel zwischen Naß- und Frischphase hin. Die wechselfeuchten Standortverhältnisse belegen die mittleren Feuchtezahlen der Gesellschaften beider Expositionen. Dies bedeutet zeitweiligen O<sub>2</sub>-Mangel, so daß mit Wassersättigung und dem Auftreten von Hangzugwasser – auch ohne vorherige Zugrißbildung – zu rechnen ist, was durch die Geländebeobachtung etwa unmittelbar nach der Schneeschmelze oder z. B. im Verlauf von länger anhaltenden Starkniederschlägen in den Sommermonaten bestätigt wird.

Die Schluffanteile der von Blattanbrüchen betroffenen Böden im Untersuchungsgebiet liegen vergleichbar hoch wie diejenigen, die SCHAUER (1975) sowie BLECHSCHMIDT (1989) an Proben ermittelten, die dem Solum im Bereich von Blattanbrüchen in den Allgäuer Alpen, den Tegernseer Bergen und dem Karwendel entnommen wurden. Geht man aufgrund der allgemein großen Schluffgehalte der Almböden von einer hohen Empfindlichkeit gegenüber Änderungen ihres Wassergehaltes, d. h. einer erhöhten Rutschneigung aus, so überrascht die Tatsache, daß trotz temporärer Sättigung des Solums mit einhergehender Hydromorphierung auch über

mehrere Jahre keine nennenswerte Bodenverlagerungen, bzw. Rutschungen auftreten. Selbst im Bereich der Abtragungsfronten von Blattanbrüchen sind keine Massenselbstbewegungen etwa in Form von Nachrutschungen der Blaikenränder zu beobachten.

Ausschlaggebend für die hohe Stabilität der Almböden auch bei extremer Inklination und temporärer Wassersättigung sind in erster Linie ihre großen Anteile an organischer Substanz. Die Tonfraktion spielt hierbei aufgrund der Qualität und Quantität nachgewiesener Mineralphasen keine wesentliche Rolle. Dabei zeichnet es sich ab, daß den hochmolekularen Fraktionen (Huminstoffe) in diesem Zusammenhang offenbar eine bedeutende Rolle zuerkannt werden muß. Hinzu kommen aufgrund des sauren Milieus höhere Gehalte an gefügestabilisierendem, d. h. stark koagulierend wirkendem austauschbarem Aluminium bzw. Polyhydroxy-Aluminium sowie ebenfalls hohe Anteile an stabilisierend wirkenden pedogenen Fe-Oxiden. Die hohe Gefüge- oder Aggregatstabilität zeigt sich trotz relativ hohem Nichttonmineralanteil und fehlender quellfähiger Tonminerale bereits durch die außerordentlich hohen Plastizitätsdaten des aus den Ober- und Unterböden entnommenen Probenmaterials. Dies wird durch die Ergebnisse der Scherverversuche überaus deutlich.

Entgegen der Auffassung, daß schluffreiche Almböden nur schwer koagulieren, zu Rutschungen neigen und bei plötzlichem, starkem Wasserandrang unter Umständen

schlagartig zerfließen, sind die von Blattanbrüchen betroffenen schluffreichen Böden im Untersuchungsgebiet als weitgehend unempfindlich gegenüber Änderungen ihres Wassergehaltes anzusehen. Sie weisen ein ausgeprägtes, stabiles Aggregatgefüge auf. Selbst bei Wassersättigung und völlig durchströmtem Solum oberhalb potentieller Scherflächen sind die Böden, wie die Ergebnisse der Standsicherheitsberechnungen zeigen, in steiler Hanglage stabil. Obwohl es sich dabei lediglich um überschlägige Berechnungen auf Basis von Näherungswerten handelt – was in Anbetracht der außerordentlichen Komplexität der Pedosphäre und der Unzulänglichkeiten von Laborversuchen letztendlich auch kaum anders möglich ist –, finden die Ergebnisse durch die mehrjährigen Geländebeobachtungen – auch auf anderen Lichtweiden im Nationalpark – Bestätigung. Denn wie bereits mehrfach dargelegt, konnten auf den Almen im Jennergebiet trotz länger anhaltender Starkniederschläge in der schneefreien Jahreszeit und starker Verlässung der schluffreichen Böden während und unmittelbar nach der Schneeschmelze im Frühjahr auch über mehrere Jahre keine auffälligen Materialverlagerungen oder Neubildungen von Blattanbrüchen beobachtet werden. Eine Instabilität des Solums kann jedoch kurzfristig eintreten, wenn bei sehr geringen Wasserspannungen bzw. völliger Sättigung eine Kompression der Matrix durch eine plötzliche einsetzende rasche Bewegung der Schneedecke erfolgt. Ist die Belastung so schnell, daß das weitgehend inkompressible Wasser nicht rasch genug ausweichen kann, trägt es im Augenblick der Zusammendrückung mit. Der auftretende Porenwasserüberdruck ist dann gleich der totalen Spannung  $\sigma$  und die wirksame Spannung  $\sigma' = 0$  (siehe Kap. 11.5).

Ausgehend davon, daß sich die bodenbildenden Faktoren (Kap. 4) im Bereich der meisten von SCHAUER (1975) oder BLECHSCHMIDT (1989) untersuchten Almflächen nicht wesentlich von denjenigen im Jennergebiet unterscheiden, dürften die Böden auch dort, vor allem infolge der großen Niederschlagsmenge, welche neben einem sauren Milieu die Humusbildung begünstigt, eine hohe Gefügestabilität aufweisen und selbst bei langanhaltenden Starkniederschlägen kaum zu Rutschungen neigen. Hierfür sprechen die in Kap. 2. erwähnten Beobachtungen des Verfassers in den Allgäuer Alpen sowie von GROTTENTHALER und BLECHSCHMIDT aus unterschiedlichen Regionen des bayerischen Alpenraums, die belegen, daß selbst im Verlauf von länger andauernden Starkregen keine neuen Blattanbrüche auf betroffenen Standorten entstehen und auch vorhandene Blaiken kaum eine nennenswerte Ausweitung erfahren.

Käme es auf den steilen Lichtweiden und Mähwiesen etwa in den Allgäuer Alpen oder in den Tegernseer Bergen zum raschen Zerfließen des schluffreichen Solums bei hohen Wassergehalten, ist es angesichts der klimatischen Verhältnisse in den nördlichen Kalkalpen, wie oben bereits angemerkt, fraglich ob unter solchen Voraussetzungen eine almwirtschaftliche Nutzung über viele Jahrhunderte hinweg sinnvoll oder möglich gewesen wäre. Ein Großteil der tiefgründig entwickelten Bö-

den wäre dann in Anbetracht der Steilheit vieler Almweiden bis zum heutigen Tage der Abtragung unterlegen.

Nach den Ergebnissen der Untersuchungen auf der Königstalalm sowie den Beobachtungen auf anderen Lichtweiden im Jennergebiet sind reine Massenselbstbewegungen in Form von Translationsbodenrutschungen als Entstehungsursache von Blattanbrüchen auszuschließen. Ebenso wie bei typischen Schurfblaiken in flachgründigen Böden muß auch hier der Schnee als wesentliches Agens angesehen werden. Die Beobachtungen auf der Königstalalm nach den Gleitschneewintern 1991/92 und 1994/95 zeigen dies sehr deutlich. Sowohl die Ausweitung als auch die Neuentstehung von Blattanbrüchen auf dem SW-exponierten Oberhang erfolgte durch Grundlawinenabgänge in dieser Hangpartie, wobei die abgerutschten, in weiten Bereichen von Bodenmaterial bedeckten Schneemassen lobenförmig am Hangfuß akkumuliert wurden (Abb. 11).

Entscheidend für die schollenförmige Bodenabtragung ist daher das Auftreten einer bestimmten Faktorenkonstellation. Dies ergibt sich alleine schon aus dem Umstand heraus, daß auch über mehrere Jahre keine nennenswerten Materialverlagerungen auf den Almen im Jennergebiet festzustellen sind. Als wesentliche natürliche Einflußfaktoren sind zu nennen:

### 1. Klima/Witterung

Ein für Gleitschneewinter charakteristischer Schneedeckenaufbau mit Schneetemperaturen um den Gefrierpunkt (0 °C) im basalen Bereich

Große Schneehöhen mit hohen Wasseräquivalenten

### 2. Bodeneigenschaften

Tiefgründig entwickelte Böden von lehmiger Bodenart

Hohe Bodenwassergehalte zum Zeitpunkt erhöhter Schneedeckendynamik

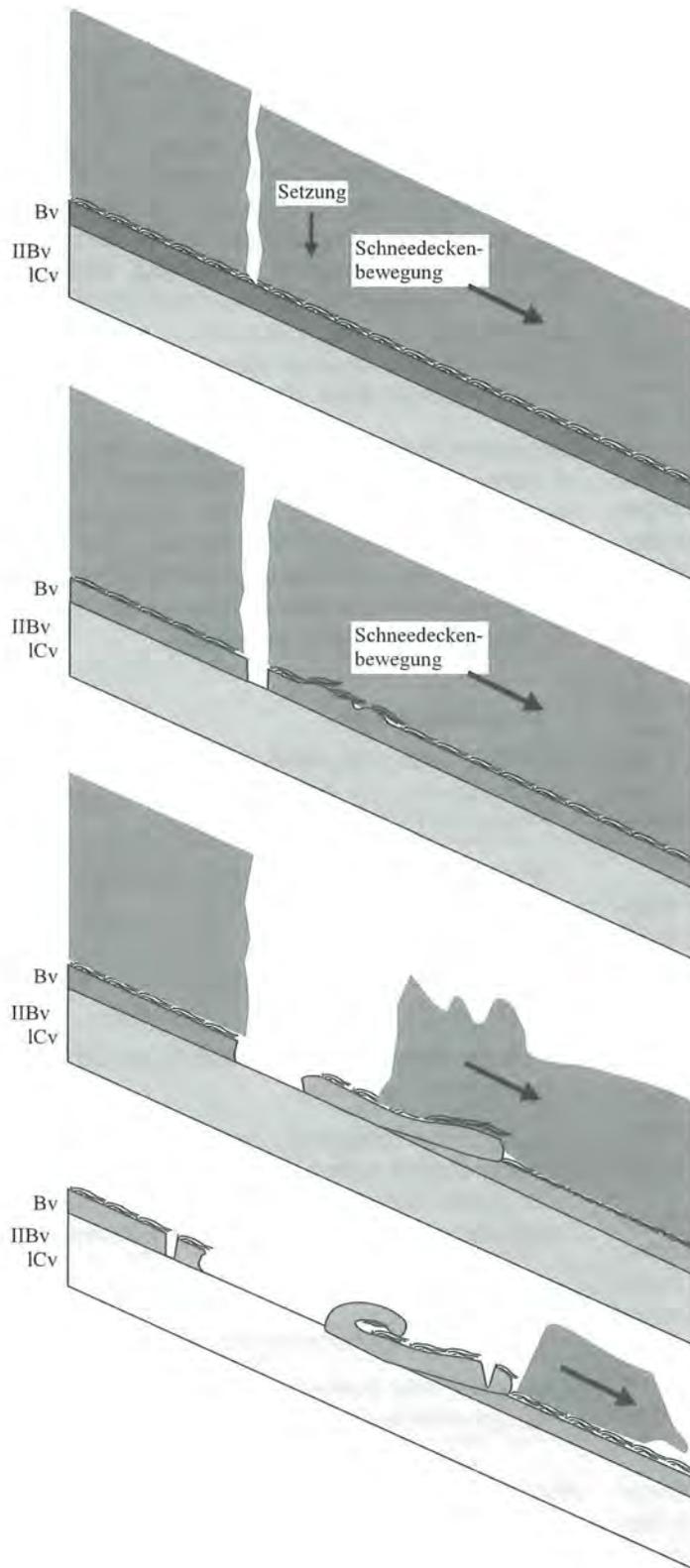
Geologische Schichtung des oberflächennahen Untergrundes mit einer hangenden, locker gelagerten und gegenüber der nach unten hin folgenden Schicht skelettärmeren Deckschicht oder kolluvialen Lage

### 3. Relief

Hangneigungen zwischen 30° und 40°

Konkaver oder gestreckter Verlauf der Hangoberfläche

Kommt es zur Bildung von Schneerutschen oder Grundlawinen in Form von Schnee Brettern in Verbindung mit den anderen genannten Faktoren, kann entsprechend den Ausführungen in Kap. 11.5. im Augenblick ihrer Entstehung eine kurzfristige Kompression des Solums im Bereich der Anrißstirn erfolgen, die bei geringen Wasserspannungen bzw. -sättigung eine stabilitätsmindernde Abnahme der Scherfestigkeit innerhalb der locker gelagerten, hangenden Schicht hervorruft. Gerade der kon-



Die Kompression des Bodens bei einer Setzungs-  
bewegung der Schneedecke im Augen-  
blick der Entstehung einer Grundlawine oder  
einer Schneerutschung führt in Abhängigkeit  
vom Vorentwässerungsgrad, der Textur und  
Struktur des Solums sowie der Masse der  
Schneedecke zum Porenwasserüberdruck und  
zum Reibungsverlust. Denn ist die Belastung  
so schnell, daß das Porenwasser nicht schnell  
genug ausweichen kann, um der festen Phase  
die Vergrößerung der mittleren Kontaktzahl  
von Primärteilchen und Aggregaten zu ermög-  
lichen, trägt das Wasser im Moment der  
Zusammendrückung mit. Es tritt eine starke  
Stabilitätsminderung innerhalb der oberen,  
locker gelagerten Bodenschichten (A-B- oder  
z. B. A-M-Horizonte) ein, die solange andau-  
ert, bis das Auflastpotential durch Abfließen  
des überschüssigen Wassers verschwunden ist.  
In dieser Situation können Bodenschollen  
samt Schneedecke mehr oder weniger weit  
ableiten oder die instabilen Lagen werden  
vom Schnee mitgerissen bzw. abgeschürft.  
Zusätzlich können Stauchungen des Solums in  
Bewegungsrichtung der abrutschenden  
Schneedecke - in Abhängigkeit von der  
Mikromorphologie (konkave Hangform, unru-  
higes Mikrorelief etc.) den Prozeß der  
Abtragung begünstigen.

Durch nachrutschende Schneemassen werden  
bereits verlagerte Bodenschollen nicht selten  
um 180° gedreht oder "schneckenförmig"  
engerollt. Die Ausweitung der Blaikern erfolgt  
retrogressiv durch weitere Schneedecken-  
bewegungen. Dabei werden - wenn typische  
Gleitschneewinter ausbleiben - zumeist nur  
kleinere Rasensoden aus der Abtragungsfrent  
herausgelöst.

Abb. 40: Schematische Darstellung der Entstehung von Blattanbrüchen durch Bewegungen der Schneedecke.

kave Bereich unmittelbar unterhalb der Oberhangkante in SW-Exposition mit zahlreichen Blaiken ist z. B. für die Schneebrettentstehung infolge eines Abbruches aus der Gleitbewegung von Schneemassen prädestiniert. Denn infolge der Änderung des Verlaufes der Hangoberfläche von konvex zu konkav treten in dieser Hangpartie besonders große Zug- und Druckspannungen in der Schneedecke auf.

Der Boden gleitet im Moment der Belastung in Form einzelner Schollen samt Schneedecke mehr oder weniger weit ab oder wird von den abrutschenden Schneemassen mitgerissen bzw. abgeschürft (Abb. 40). Dabei können aus dem Verband gelöste Schollen oder ganze Vegetationsstreifen wie sie SCHAUER (1975:2) beschreibt durch nachfolgende Schneegleitungen oder -rutschungen weiter hangabwärts verfrachtet werden. Hierfür spricht der Umstand, daß auf den Blaiken des öfteren Bodenschollen anzutreffen sind, die um 180° gedreht wurden oder – wie auch von SCHAUER (1975:1–2) beschrieben – „schneckenförmig“ eingerollt sind (Abb. 40). Durch eine Verlagerung als reine Massenselbstbewegung in Form einer Bodenrutschung wären derartige Erscheinungen nur schwer erklärbar.

Ob lediglich Anrisse im Solum oder Setzungen der Bodendecke auftreten oder ganze Bodenschollen samt Vegetationsdecke abgetragen werden, hängt letztendlich von der Intensität und Geschwindigkeit der Kompression, der Höhe des Bodenwassergehaltes und der textur- und strukturbedingten Fähigkeit des Bodens zur Wasserverteilung bei einem entstehendem Auflastpotential ab. Dabei ist nicht völlig auszuschließen, daß in Abhängigkeit von der jeweiligen Mikromorphologie (Boden, Vegetation) zusätzliche Stauchungen des Solums in Hangfall- bzw. Bewegungsrichtung der Schneemassen nach initialem Bruch erfolgen, welche den Prozeß der Bodenabtragung unter Umständen verstärken.

Demnach können Blattanbrüche in schluffreichen Almböden der nördlichen Kalkalpen als morphologisches Ergebnis sowohl von Schurf- als auch von Gleitprozessen angesehen werden, wobei mögliche Gleitbewegungen jedoch nicht allein durch die talwärts gerichtete Schwerkraftkomponente am Hang (LAATSCH & GROTTENTHALER 1972:310) – also als reine Massenselbstbewegung respektive Translationsbodenrutschung – zustande kommen. Sie werden durch Bewegungen der Schneedecke induziert. Insofern erscheint eine Zuordnung im Hinblick auf die Klassifikation der Bewegungsform zum Massenschurf bzw. Massentransport als sinnvoll.

Denn nach der Definition von LAATSCH & GROTTENTHALER (1972:329) ist Massenschurf (scouring) das Ablösen von Massen aus dem Verband von Locker- und Festgesteinen durch ein in Bewegung befindliches Medium. Ausschlaggebend ist die Tatsache, daß die Abtragung des Solums durch eine von außen einwirkende Kraft erfolgt. So sehen LAATSCH & GROTTENTHALER (1972:331) beispielsweise auch im aktiven Abschieben von Rasenstücken und Steinen durch den Viehtritt ein wesentliches Glied des Massenschurfs und Massentransports an steilen Hängen.

Wenngleich der Begriff „Blattanbruch“ – wie eingangs erwähnt – bislang stets eine Translationsrutschung (im Fels oder Lockergestein) bzw. eine Translationsbodenrutschung als Entstehungsursache impliziert, erscheint seine Beibehaltung als Bezeichnung für Blaiken infolge schichtweiser und somit „blattförmiger“ Bodenabtragung durch Schneedeckenbewegungen durchaus gerechtfertigt.

Betrachtet man die einzelnen Faktoren (Witterungsverlauf, Relief, Aufbau des oberflächennahen Untergrundes und Eigenschaften des Solums), welche die Disposition zur Entstehung von Blattanbrüchen bedingen, so wird deutlich, daß die schollenförmige Bodenabtragung kaum von der Art und Weise der Almbewirtschaftung vorbeugend beeinflusst werden kann. Es handelt sich um einen quasinatürlichen morphodynamischen Prozeß, der letztendlich durch die Rodung des Bergwaldes in Gang gesetzt wurde.

Während intensive Almpflege, z. B. in Form des Schwendens oder Entsteinens, potentielle Schurfansatzpunkte beseitigen und durch geregelte Weideführung Trittschädigungen des Solums verhindern kann, sind im Hinblick auf die Entstehung von Zugrissen und Blattanbrüchen keine entscheidenden präventiven almpflegerischen Maßnahmen möglich. DOMMERMUTH (1994:101) geht davon aus, daß selbst ein geregelter Weidebetrieb mit regelmäßiger Mahd auf solchen Standorten keinen Schutz der – bereits natürlicherweise labilen – Böden vor Abtragung gewährleisten würde. Es ist deshalb anzunehmen, daß Blattanbrüche schon seit jeher eine hochgebirgsspezifische Abtragungserscheinung auf Almen mit tiefgründig entwickelten schluffig-lehmigen Böden darstellen.

Für die deutliche Zunahme der Erosionsform Blattanbruch auf vielen Almen des bayerischen Alpenraums können daher nur zwei Faktoren als bedeutsam angesehen werden. Zum einen das vermehrte Auftreten von typischen Gleitschneewintern und zum anderen das Ausbleiben von Ausbesserungs- und Wiederbegrünungsmaßnahmen. Durch letzteres – also auch ein Aspekt der Almpflege – kann die Ausweitung von primären Bodenschäden zwar äußerst arbeitsaufwendig, aber wirkungsvoll verhindert werden (vgl. Kap. 1). Das gleichzeitige Zusammentreffen sämtlicher oben genannter Einflußfaktoren, d. h. eine Faktorenkonstellation, welche die schollenförmige Bodenabtragung bewirkt, tritt offensichtlich sporadisch und oft in längeren Zeitintervallen von mehreren Jahren auf. Daher ist bei permanenter Almpflege die Zunahme von Blaiken und eine Vergrößerung von Erosionsflächen durchaus vermeidbar. Durch Schneebewegungen entstandene Bodenschäden wurden von den Bauern früher gleich abgesichert und eingesät (BÄTZING 1991:122). So äußert sich auch DOMMERMUTH (1994:101) dahingehend, daß die Almpflege in Form der Ausbesserung und Wiederbegrünung von Blaiken wohl mit der Entstehung von neuen Blattanbrüchen Schritt hielt.

Der Frage, inwieweit sich die Witterungsverhältnisse der vergangenen Jahrzehnte oder eventuell sogar klimati-

sche Veränderungen hinsichtlich der Dynamik der Blaikenerosion im Jennergebiet auswirkten, kann aufgrund fehlender Aufzeichnungen nicht nachgegangen werden. Denkbar wäre eine in diesen Zeitraum größere Häufigkeit von Gleitschneewintern.

Nach ZWECKL (1986:70) sowie ZWECKL & SPANDAU (1987:124) ist aber kein Winter bekannt, der größere Bodenschäden in diesem Gebiet mit sich brachte. Sie schließen daher den Witterungsverlauf als Ursache für die Blaikenzunahme – wie in Kap. 8. dargelegt – zumindest für das Gebiet des Nationalparks aus und sehen die anthropogene Einflußnahme über die Almbewirtschaftung als entscheidend für die Dynamik der Blaikenbildung an. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß die Aussage der Autoren auf Auskünften seitens der Grenzpolizeistation Königssee basiert. Die Größeneinschätzung von Bodenschäden erscheint somit als recht subjektiv. Es stellt sich also die Frage: Was sind bzw. wie groß sind „größere Bodenschäden“?

Denn die vorliegenden Untersuchungen wie auch Untersuchungen anderer Autoren (u. a. LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; KELCH & DREXLER & ZECH 1977; AMMER & PRÖBSTL & MÖSSMER 1986; DOMMERMUTH 1995a, 1995b) sprechen für einen sehr deutlichen Zusammenhang zwischen dem Witterungsverlauf, d. h. dem Auftreten von typischen Gleitschneewintern, und der Zunahme der Blaikenerosion. Es besteht somit durchaus die Möglichkeit, daß zusätzlich zur mangelnden Almpflege auch der Witterungsverlauf bzw. die Häufigkeit von Gleitschneewintern in den letzten Jahrzehnten bedeutsamen Einfluß auf den Verlauf des Abtragungsgeschehens im Jennergebiet genommen hat.

## 14 Perspektiven

Ohne ausreichende Almpflegemaßnahmen dürfte gerade die Realisierung einer harmonischen Verknüpfung von Kultur- und Naturlandschaft innerhalb der Nationalparkgrenzen mit Almen als Nutzungseinseln, die dauerhafte Bestandteile einer jahrhunderte alten, intakten Kulturlandschaft und eine Bereicherung des Landschaftsbildes darstellen sollen, kaum möglich sein.

Zum Erhalt des abwechslungsreichen Nebeneinanders von Wiesen und Wäldern in der Kulturstufe der Almen als Lebensraum vieler standorttypischer Tier- und Pflanzenarten, nicht zuletzt aber auch als lebenswichtiges „Produktionsmittel“ für den Tourismus wie es KIENHOLZ (1977:41) formuliert, wäre daher prinzipiell die Rückkehr zu traditionellen Arbeitsweisen in der Almwirtschaft wünschenswert. Dies diene nicht nur der Bewahrung der alpinen Almlandschaft, sondern auch dem Erhalt der jahrhundertealten Bergbauernkultur (STAHR & DOMMERMUTH 1993:18). Auch andere Autoren (z. B. MEURER 1992:58; vgl. SPATZ & WEIS & DOLAR 1978: 179) sehen zum Erhalt von wertvollen Almflächen die Notwendigkeit verstärkt, auf traditionelle Verfahren wie z. B. Schwenden und Entsteinen zurückzugreifen. Dabei

können neben traditionellen Arbeitsweisen moderne Techniken zur Begrünung von Erosionsflächen auf extrem geneigten Standorten, wie beispielsweise der Einsatz von biologisch abbaubaren Geotextilien (s. hierzu z. B. SINOWSKI & AUERSWALD 1992), eine hilfreiche Ergänzung darstellen.

In Anbetracht der Tatsache, daß die Berglandwirtschaft heutzutage kaum noch als ökonomischer Faktor zu sehen ist, müssen die vom Almbauern zu erbringenden „ökologischen und landeskulturellen Sonderleistungen“ jedoch anerkannt und entsprechend finanziell abgegolten werden (MEURER 1992:52). Die arbeits- und personalaufwendigen Almpflegemaßnahmen können daher unter den derzeit gegebenen Voraussetzungen auf längere Sicht nur mit Hilfe von Bewirtschaftungsprämien wirksam und nachhaltig durchgeführt werden. So ist beispielsweise das Bayerische Kulturlandschaftsprogramm – es beinhaltet u. a. die finanzielle Förderung der Unterhaltung und der Neuerrichtung von Almgebäuden sowie von Behirtung und Almpflegemaßnahmen – ein wesentlicher Schritt in diese Richtung. Vergleichbare Fördermaßnahmen wurden in den vergangenen Jahrzehnten auch in anderen Alpenanrainerstaaten (z. B. Österreich und Italien) ins Leben gerufen (siehe MEURER 1992; PALDELE 1994). Es sollte jedoch gleichzeitig der Versuch unternommen werden neue, d. h. innovative Wege zur Aufrechterhaltung der Berglandwirtschaft zu gehen, um nicht in einer „Subventionsmentalität“ zu verharren, wie es BÄTZING (1991:226) im Rahmen seiner Ausführungen über die Zukunft der alpinen Landwirtschaft ausdrückt. Denn es handelt sich bei den Alpen nicht um einen ungünstigen, sondern um einen im Grunde genommen recht günstigen Landwirtschaftsraum, dessen Vorteile allerdings unter den heutigen agrarpolitischen Rahmenbedingungen (geringe Produktionspreise, hohe Quantitäten, völlige Mechanisierung etc.) nicht mehr zum Tragen kommen und somit einer gezielten Aufwertung bedürfen (BÄTZING 1991:225). Nach BÄTZING (1991:225–226) muß die Berglandwirtschaft auf die Produktion von qualitativ hochwertigen Lebensmitteln setzen, die angesichts der Tatsache, daß Millionen von Menschen in den Alpen Urlaub machen und daher einen idealen Kundenkreis für hochwertige landwirtschaftliche Produkte darstellen, sicherlich einen guten Absatz fänden. Hierzu müßten jedoch traditionelle Familienbetriebe als Genossenschaften organisiert und agrar-, aber auch gesundheitspolitische Vorschriften neu formuliert werden, welche die Bauern bislang eher demotivierten als aktivierten. Um die Arbeitsbedingungen für den Almbauern zu verbessern und in einem zumutbaren Rahmen zu halten, müßten die Almen – wo dies noch nicht der Fall ist – konsequenterweise auch mit befahrbaren Wegen erschlossen werden. Gelänge eine derartiges Modell unter dem Gesichtspunkt einer an der Reproduktion orientierten Produktion, so wäre auch der Erhalt und die Pflege der dazu notwendigen Almflächen gesichert.

Zusätzlich könnten Maßnahmen von Vereinen, Gemeinden oder seitens privater Initiatoren (Almbauern) zur Mobilisierung freiwilliger Helfer durchaus sinnvoll sein. Denkbar wäre beispielsweise ein Programm nach dem Motto

„Urlaub auf der Alm“, das die unterschiedlichsten Arbeiten der traditionellen Almpflege umfaßt. Hierbei kämen neben ökologischen Wirkungen auch pädagogische Effekte zum Tragen, wie dies seit Jahren im Rahmen von Umweltbaustellen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins angestrebt wird (siehe z. B. UMBACH 1992; KEMPER 1992). So wurden im Jennergebiet bereits erfolgreich Sanierungsarbeiten an stark trittgeschädigten Wanderwegen durch sachkundig angeleitete Bildungsurlauber durchgeführt. Die Teilnehmer solcher Programme können dabei u. a. erfahren wie schwierig und arbeitsaufwendig die Sanierung von Erosionsschäden auf steilen Lichtweiden – die über Jahrhunderte verrichtete Arbeit des Almpersonals – ist. Sie werden darüberhinaus nicht nur für ökologische Probleme in der Kulturlandschaft, sondern auch für die Probleme des Almbauern und der Almwirtschaft in der heutigen Zeit sensibilisiert.

Gerade sehr steile Lichtweideflächen wie diejenigen der Königstalalm können nur durch permanente Pflege vor weiterer Abtragung bewahrt werden. Um eine Ausweitung bestehender Schädigungen des Solums zu größeren Anbruchflächen und die Zunahme von Blattanbrüchen zu verhindern, sind Ausbesserungsarbeiten unerlässlich. Auch SCHAUER (1975:18) betont die Bedeutung der Almpflege in früheren Zeiten. Durch Viehtritt entstandene Bodenverwundungen und Erosionsstellen wurden wieder abgedeckt und die Ausheilung der Grasnarbe dadurch beschleunigt (s. a. BÄTZING 1991:122). Heute fehlt das Personal, welches diese Almpflege weiter betreiben könnte, und somit entfällt ein wesentlicher Faktor zur Eindämmung der Blaikenbildung auch auf noch bestoßenen Almen.

Dabei kann die Abdeckung von Erosionsstellen bzw. Blattanbrüchen – unter der Voraussetzung ausreichender und motivierter Arbeitskräfte – auf unterschiedliche Arten erfolgen. Eine Möglichkeit zur Sanierung von Blattanbrüchen z. B. ist das Aufbringen von Bodenmaterial und anschließender Aussaat von Wildheublumen. Zum Schutz vor Abspülung des aufgebrauchten Substrates und Saatgutes während sommerlicher Starkniederschläge wäre – wie oben erwähnt – der zusätzliche Einsatz von biologisch abbaubaren Geotextilien (z. B. Jutematten) denkbar. Alternativ hierzu kämen in weniger steilen Hangpartien unter Umständen auch andere Materialien wie z. B. Häckselmulch oder Stroh zur Abschwächung des Tropfenschlags in Frage. Eine weitere Begrünungsvariante stellt die Aufbringung von Rasensoden dar, zumal dies öfter zu beobachten ist, daß eine sukzessive Wiederbesiedelung der Blaiken auch natürlicherweise von abgetragenen und wieder angewurzelten Bodenschollen ausgeht.

Letztendlich können auch gezielte Anpflanzungen von ausgewählten alpinen Pflanzen erfolgen. So wurden beispielsweise in den 80er Jahren Blaikenhänge am Fürschnee ca. 10 km südlich von Oberstdorf von freiwilligen Helfern und Einheiten der Bundeswehr unter Federführung des Naturschutzreferates des Deutschen Alpenvereins (München) und fachlicher Betreuung durch das Einbringen von standortgerechten Pflanzen begrünt. Als

sehr gut geeignet für die Begrünung der steilen Flanken dieses typischen Allgäuer Grasberges mit Böden aus Lias-Fleckenmergeln erwies sich dabei neben anderen gärtnerisch vorkultivierten Versuchspflanzen (z. B. *Agrostis spec.*, *Luzula alpin pilosa*), das Lebendgebärende Alpenrispengras (*Poa alpina ssp. vivipara*), das auf mergelig-kieseligen Almböden nicht selten bestandsbildend auftritt. Die entsprechenden Hangpartien wurden zuvor mit Jute-Erosionsgewebe zum Schutz vor Abspülung und Gleitschnee überspannt.

Zur Melioration von Erosionsflächen im Rahmen einer effektiven und pfleglichen Nutzung der Lichtweideflächen sollte eine Düngung und gegebenenfalls eine Unkrautbekämpfung zur Verbesserung der Standortbedingungen erfolgen. Die Verwendung von Mineraldüngern und Herbiziden ist auch auf Lichtweiden im Nationalpark zulässig, soweit – wie in Kap. 10.1. dargelegt – keine Auswirkungen auf Lebensgemeinschaften außerhalb der Almlichter zu befürchten sind. Eine Düngung der Almwiesen muß nach SPATZ (1981:51) gerade im Hinblick auf die Abtragungsgefährdung der Almböden als positiv bewertet werden. Denn die Wiederbegrünung von bereits vorhandenen Erosionsflächen verläuft wesentlich schneller, wenn gedüngt wird. Eine gedüngte Weidenarbe besitzt eine wesentlich höhere Regenerationsfähigkeit als eine ungedüngte. Treten auf einer gedüngten Weidenarbe Erosionsschäden auf, wachsen sie innerhalb weniger Wochen zu, während sie auf einer unproduktiven Extensivweide jahrelang sichtbar sind (SPATZ 1981:51). So werden nach SPATZ (1981:51) durch eine Phosphat/Kali-Düngung besonders die Kleearten gefördert, von denen vor allem der Weißklee durch eine starke Ausläuferbildung zur raschen Wiederbegrünung beiträgt.

Aus Gründen des Arten- und Naturschutzes, aber auch aus weidewirtschaftlicher Sicht erscheint jedoch ein massiver Einsatz von Dünger als ausgesprochen problematisch (MEURER 1992:45). Dies zeigen z. B. die Ergebnisse vergleichender Untersuchungen über den Einsatz von Dünger bei Meliorationsmaßnahmen im Gebiet der Rotwand (nördliche Kalkalpen). Infolge einer mehrjährigen Düngung mit 120 kg  $P_2O_5$  und 140 kg  $K_2O$  pro ha ergaben sich erhebliche Verschiebungen der landwirtschaftlichen Artengruppen (MEURER 1992:43–44). Es zeigt sich nach DIETL (1995) immer wieder, daß im Berggebiet bei mäßiger und sorgfältiger Düngung gräser- und kleereiche Wiesen zu finden sind und daß starke Düngung eine unerwünschte Verunkrautung bewirkt. Der Klee kann dabei fast völlig verschwinden.

Da der Dung bis ins 20. Jahrhundert sehr wertvoll war und selten in ausreichender Menge zur Verfügung stand, waren die Düngergaben aus heutiger Sicht relativ bescheiden, so daß Fälle von Überdüngung auf Wiesen praktisch nie vorkamen (Bätzing 1991:66). Ähnliches dürfte auch für die Weiden gegolten haben, solange eine geregelte Weideführung ohne lokalen Überbesatz stattfand. Von seiten der Eidgenössischen Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau (Zürich-Reckenholz) wird daher empfohlen, auf Almweiden – wo möglich – gut verrotteten Mist in fester oder verflüssigter

Form aufzubringen, weil dieser die Weidebestände nachhaltig günstiger beeinflusst als Gülle oder etwa Stickstoff- und andere Mineraldünger (DIETL 1995). Angesichts der Tatsache, daß die Böden im Untersuchungsgebiet, für die vertretenen Assoziationen durchaus ausreichend mit pflanzenverfügbaren, essentiellen Nährstoffen wie Kalium ( $K_2O$ ), Phosphor ( $P_2O_5$ ) und Stickstoff versorgt sind (siehe Kap. 11.2. und Kap. 11.3. Tab. 6–15), muß eine zusätzliche Düngung von Erosionsflächen oder nach Aufbringung von abgetragenem Material und Saatgut mit almfremdem Dünger äußerst gezielt erfolgen, will man eine Verdrängung von besonders schützenswerten u. a. stickstoffmeidenden Arten (z. B. *Gentiana punctata*, *Arnica montana*, *Leucorchis albida*, *Traunsteinera globosa*) verhindern.

Als Alternative zu arbeitsintensiven Almpflegemaßnahmen im Untersuchungsgebiet drängt sich zwangsläufig der Gedanke an eine Wiederbewaldung der steilen Oberhang- und Mittelhanglagen auf. Stellvertretend für die Meinung vieler Autoren sollten beispielsweise auch nach LAATSCH (1977, zit. in MEURER 1992:29) Almflächen an Extremstandorten wie etwa Steilhänge mit einem Böschungswinkel von mehr als  $30^\circ$  unterhalb der potentiellen Waldgrenze möglichst wiederbewaldet werden, um Erosionsgefährdungen zu verringern (s. a. Diskussion in PALDELE 1994:119–122). Naturschützer respektive Umweltschutzorganisationen plädieren häufig dafür, in ausgewählten Bereichen der Alpen die Natur einfach wieder sich selbst zu überlassen; dann könne, so die Argumentation, die natürliche Waldvegetation neuerlich aufkommen und die Landschaft ihre ursprüngliche Stabilität zurückerlangen. Wie in Kap. 9. diskutiert, dürfte jedoch sowohl eine progressive natürliche Sukzession über eine Krummholzphase zum standortgemäßen Wald und somit zum Klimaxstadium (vgl. hierzu SPATZ & WEIS & DOLAR 1978; MEURER 1992:29–31) als auch eine Aufforstung auf den steilen Lichtweiden der Königstalalm, wie auf vielen anderen extrem steilen Almwiesen im Alpenraum infolge starker Schneebewegungen ohne kostspielige und arbeitsaufwendige forsttechnische Begleitmaßnahmen (Lawinerverbauungen etc.), kaum stattfinden (STAHR & DOMMERMUTH 1993). Hinzu tritt der Umstand, daß der relativ dichte Grasfilz das Aufkommen von Gehölzsamen behindert. Dort, wo im Bereich von Blaiken oder Anrissen im Boden Gehölzkeimlinge günstigere Bedingungen vorfinden, werden sie in der Regel von Gleitschneerutschen oder Lawinen noch vor dem Erreichen des Stangenholzalters herausgerissen (vgl. Kap. 9.).

In ähnlicher Weise äußert sich DOMMERMUTH (1994: 231). Dem Autor zufolge ist eine natürliche Wiederbewaldung in stärker reliefierten Bereichen aufgrund der Nivationsvorgänge ohne technische Hilfen nahezu auszuschließen. So zeigte sich, um nur eines von vielen Beispielen zu nennen, auch bei Untersuchungen von SPATZ & WEIS & DOLAR (1978:167) auf dem steilen Sendleiten-Südhang im Schloßalmgebiet des Gasteiner Tales (Hohe Tauern), daß die Einstellung der Mahd und die lediglich noch partielle Beweidung sofort in zahlreichen Blaikenbildungen und Lawinenabgängen resultier-

te. Man ging daher dazu über, die Oberhangbereiche fortschreitend aufzuforsten, was ohne umfangreiche Lawinerverbauungen zum Schutz der Jungbäume nicht möglich gewesen wäre – eine äußerst schwierige und kostspielige Angelegenheit. Der Erfolg der Aufforstung war dennoch nicht gesichert. Dabei sollte – so die Autoren – nicht vergessen werden, daß die regelmäßige Mahd den selben Hang über Jahrhunderte hinweg vor Bodenabtragung und Lawinenschäden geschützt hat. Nach SCHAUER (1975:18) können langfristige und kostspielige Unternehmen wie eine Terrassierung von steilem Gelände und Bepflanzung mit *Picea abies* (Fichte), *Sorbus aucuparia* (Vogelbeere) oder *Sorbus aria* (Mehlbeere) eine Bewaldung beschleunigen. Er vertritt weiterhin die Auffassung, daß die Abblaukung an vielen Hängen, an denen aus finanziellen, technischen oder personellen Gründen eine Sanierung in absehbarer Zeit nicht möglich ist, weiter um sich greifen wird bis der größte Teil des humosen Oberbodens entfernt ist. Auf den zurückbleibenden flachgründigen Böden siedeln sich Pionier- und deren Folgegesellschaften an, die erneut die Humus- und Bodenbildung einleiten. Ob und wann die Bedingungen für eine Bewaldung dieser Hänge wieder geschaffen werden und welche schädlichen Folgen sich inzwischen einstellen können, ist nach SCHAUER schwer absehbar. So zeigten von STÜSSI (1970, zit. nach PALDELE 1994:120) beobachtete Almflächen im Schweizer Nationalpark entgegen der Erwartung keine kontinuierliche Entwicklung, sondern verharrten in „strukturell stabilisierten Dauerzuständen“, die nach Schätzungen Jahrzehnte, ja Jahrhunderte andauern. Bei ausbleibender Almpflege sind in derartigen Fällen anhaltende Erosionsprozesse wahrscheinlich, wengleich ZILONKOWSKI (1974, zit. nach PALDELE 1994:121) im Gegensatz zu anderen Autoren behauptet, daß etwa mit der Auflassung der Beweidung weder der Wasserhaushalt negativ beeinflusst wird, noch eine Zunahme der Erosionsschäden zu erwarten ist.

Aus dem Dargelegten wird ansatzweise deutlich, daß es nur schwer möglich oder gar unmöglich ist, pauschale Aussagen über die zukünftige Entwicklung einer natürlichen Sukzession oder den Erfolg von Aufforstungen zu treffen. Es verwundert demzufolge auch nicht, daß die Wiederbewaldung als Möglichkeit zur Vermeidung weiterer Bodenabtragung auf steilen Almwiesen der hochmontanen und subalpinen Stufe seit Jahrzehnten kontrovers diskutiert wird, ohne daß man bislang zu einem Konsens in dieser Frage gelangt wäre. Die Forderung nach der Wiederbewaldung brachliegender oder extensiv genutzter Almen muß daher in jedem Einzelfall unter Berücksichtigung und Abwägung sämtlicher Einflußfaktoren sorgfältig geprüft werden.

Die Auswirkungen der Schneedeckendynamik in Form des Heraushebelns und hangabwärtigen Abschiebens einzelstehender juveniler Lärchen, aber auch anderer Gehölze allein im Frühjahr 1992 belegen zumindest für das Untersuchungsgebiet recht eindrucksvoll, daß neben aufwendigen forsttechnischen Maßnahmen nur permanente Almpflege vor anhaltender Bodenabtragung schützt. Auch die jüngsten Beobachtungen im April

1995 auf der Königstalalm zeigten, daß Jungbäume erneut nach schneereichem Winter hangabwärts verfrachtet wurden (ARTMANN 1995, freundl. mündl. Mitt.). Selbst die gegenüber Lawinen und Schneedruck weitgehend unempfindliche Grünerle kann auf den Steilhängen der Königstalalm nur bedingt Fuß fassen.

Sollen die Almen im Nationalpark Berchtesgaden – und nicht nur dort – weiterhin feste Bestandteile einer jahrhundertalten, intakten Kulturlandschaft darstellen, so erscheint eine traditionelle Almpflege mit den entsprechenden Rahmenbedingungen, bzw. zeitgemäßen und wirtschaftlich akzeptablen Alternativen für den Almbauern unerlässlich. Denn umfangreiche Lawinerverbauungen stellen mit Sicherheit keine Bereicherung des Landschaftsbildes dar, wenngleich ein anderes Umweltproblem, das fortschreitende Waldsterben, derartige „Bauwerke“ womöglich in weiten Bereichen der Alpen zu gewohnten Bestandteilen einer neuen alpinen Kulturlandschaft werden läßt.

## 15 Zusammenfassung

Die Blaikenbildung als Folge beschleunigter Bodenabtragung ist in vielen Teilen der nördlichen Kalkalpen eine verbreitete hochgebirgsspezifische Erosionserscheinung auf Almen. In der neueren deutschsprachigen Literatur werden unter diesem Begriff vegetationslose oder nur schütter bewachsene flächenhafte Schädigungen der Bodendecke auf Wiesen und Weiden verstanden, die Größenordnungen von wenigen bis zu mehreren hundert Quadratmetern erreichen können.

Tiefgreifende strukturelle Veränderungen in der Almwirtschaft führten im bayerischen Alpenraum in den vergangenen Jahrzehnten vielerorts zur Arbeitsextensivierung mit geringerem Personalaufwand oder Brache. Einhergehend mit dem wirtschaftlichen Wandel ist seit den 60er und 70er Jahren eine deutliche Zunahme von „Blaiken“ sowohl auf extensiv bewirtschafteten als auch auf brachliegenden Almen zu beobachten.

Neben flächenhaften Bodenschäden durch lokalen Überbesatz bei unregelmäßiger Weideführung, der Beweidung steiler Hänge bei Nässe und durch zunehmende touristische Aktivitäten (= Tritt- oder Narbenversatzblaiken) sowie Schnee- oder Lawinenschurfblaiken infolge mangelnder Pflegemaßnahmen (Schwenden, Entsteinen etc.) führen insbesondere Blattanbrüche zu einer drastischen Minderung der ökonomischen und ökologischen Standortqualität in der Kulturstufe der Almen. Im Gegensatz zu unregelmäßig ausgebildeten Tritt- oder in typischer Weise langgestreckten Schurfblaiken ist für Blattanbrüche eine scharf ausgebildete, zumeist sichelförmig verlaufende Abtragungsfrent und eine häufig größere laterale Ausdehnung charakteristisch. Sie beruhen auf der hangabwärtigen Verlagerung von oft mehrere Dezimeter mächtigen und mitunter viele Quadratmeter großen Bodenschollen samt Vegetationsdecke. Die daraus resultierenden Blaiken erreichen in der Regel Größen von

ca. 2–200 m<sup>2</sup>. Gerade die bevorzugten Almstandorte mit tiefgründigen, schluffig-lehmigen Böden aus Verwitterungsprodukten mergelig-kieseliger Sedimente der alpinen Trias, des Jura und der Kreide sind von diesem Blaikentyp betroffen.

Die Entstehung von Blattanbrüchen auf Almen in den nördlichen Kalkalpen wird in der Literatur auf Translationsbodenrutschungen, d. h. auf konsequente Gleitungen auf einer präformierten Heterogenitätszone innerhalb des Solums, zurückgeführt. Arbeitsextensivierung oder Brache die zur Ausbreitung horstbildender Gräser mit flachgründigem, einheitlichen Wurzelhorizont führen und der kriechenden Schneedecke einen erhöhten Widerstand bieten sowie dadurch erfolgende Zugriffbildung im Boden, werden als Voraussetzungen für die Entstehung und die Zunahme der Blattanbrüche genannt. Als rutschauslösender Faktor wird vor allem das Eindringen von Oberflächenabfluß und Niederschlagswasser bei Starkregen in die Zugrisse gesehen. Dabei entsteht ein Ausspülungshorizont entlang der Untergrenze des einheitlichen Wurzelsystems, der durch seine bessere Wasserwegigkeit zum Gleithorizont wird. Besondere Bedeutung wird hinsichtlich des Ursachenkomplexes dem hohen Schluffgehalt betroffener Almböden zugemessen. Es wird allgemein davon ausgegangen, daß die schluffreichen Böden stark zu Rutschungen neigen und bei plötzlich starkem Wasserandrang nach Zugriffbildung sehr leicht ihre Standfestigkeit verlieren und unter Umständen schlagartig zerfließen. Bislang lagen jedoch keine Geländebeobachtungen und bodenkundliche Untersuchungen darüber vor, ob die Entstehung von Blattanbrüchen tatsächlich auf Translationsbodenrutschungen beruht bzw. beruhen kann.

Auf Grundlage bodenkundlicher Gelände- und Laboruntersuchungen wird überprüft, ob die Almböden aufgrund ihrer physikalischen und chemischen Kennwerte unter den gegebenen Standortbedingungen überhaupt einer Abtragung in Form von Massenselbstbewegungen unterliegen können oder ob Bewegungen der Schneedecke für die Genese der Blattanbrüche von ausschlaggebender Bedeutung sind. Die Untersuchungen erfolgten auf einer stark von Blattanbrüchen betroffenen Lichtweidefläche der Königstalalm im Jennergebiet des Nationalparks Berchtesgaden. Darüber hinaus wird der Frage nach dem Einfluß und dem Stellenwert der Vegetation, der Art und Weise der Almbewirtschaftung, von hydrologischen Faktoren wie beispielsweise die Beschaffenheit der Schneedecke und die Schneehöhe sowie der Bodenfeuchte auf die beschleunigte, schollenförmige Abtragung des Bodens nachgegangen. Die Geländebeobachtung sollte klären, zu welcher Jahreszeit und unter welchen Witterungsbedingungen Blattanbrüche entstehen oder bereits vorhandene Blaiken eine Ausweitung erfahren. Die wesentlichen Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

– Bei den von Blattanbrüchen betroffenen Böden auf der Königstalalm handelt es sich in der Mehrzahl um schluffreiche, gut strukturierte, schwach pseudovergleyte, oligotrophe Braunerden sowie oligotrophe bis

- mesotrophe Pseudogley-Braunerden in unterschiedlichen Erosionsstadien. Kennzeichnend für die Almböden ist ihr durchweg hoher Anteil an organischer Substanz. Kolluviale Überdeckungen sind sehr häufig. Dabei ist nicht in allen Fällen zweifelsfrei zu entscheiden, ob es sich tatsächlich um Solumsediment oder möglicherweise um anthropogenes Auftragsmaterial handelt, welches im Zuge von früheren Almpflegemaßnahmen zur Sanierung von Erosionsflächen aufgebracht wurde. Mitunter weisen die tiefgründig entwickelten Böden in den stärker vom Vieh frequentierten Hanglagen eine trittinduzierte Naßbleichung im Oberboden auf und können somit bodensystematisch als alpine Weidepseudogleye der tief-subalpinen Stufe angesprochen werden. Nur im Oberhangbereich der SW-exponierten Untersuchungsfläche werden bei zunehmenden Anteilen an sandig-grusig verwitterndem Radiolarit in den quartären Deckschichten auch podsolige bis podsoliierte Peda von der schollenförmigen Bodenabtragung erfaßt.
- Diese Form der Bodenabtragung, die zur Entstehung der Blattanbrüche führt, erfolgt stets entlang von geologischen Schichtwechseln. Die Substratwechsel sind durch kolluviale Lagen und die Abfolge von mehreren quartären Deckschichten bedingt, welche präformierte, hangparallele Scherflächen bilden. Charakteristisch ist dabei die plötzliche und deutliche Zunahme des Skelettanteils und/oder der Lagerungsdichte des Solums an der Grenze zur jeweils liegenden Deckschicht. Der oberflächennahe Untergrund wird daher bodenmechanisch wirksam in eine hangende vergleichsweise locker gelagerte, weniger skelettreiche und in eine deutlich dichter gelagerte Bodenschicht mit häufig hohen Gehalten an psephitischen Komponenten, geteilt. Sie bilden durch zahlreiche Kornkontakte ein von Feinmaterial erfülltes Korngerüst. So können im Fall einer mechanischen Beanspruchung des Solums durch Bewegungen der Schneedecke, unterhalb der Schichtgrenze höhere Scherwiderstände mobilisiert werden.
  - Die Ausbildung von pedogenen Lagen, die etwa im Fall von podsoliierten Böden häufig als potentielle Gleitflächen angenommen werden (Grenze zwischen Eluvial- und Illuvialhorizont), hat keinen Einfluß auf das Abtragungsgeschehen. Gleiches trifft für Standorte zu, die eine trittinduzierte Naßbleichung im Oberboden aufweisen.
  - Edaphische Faktoren wie Lagerungsdichte und Bodenfeuchte bestimmen die physiologische Gründigkeit. Einheitliche Wurzelhorizonte, die im Bereich von Blattanbrüchen verschiedentlich zu beobachten sind und mit der Untergrenze der abgetragenen Bodenschicht zusammenfallen, beruhen auf der geologischen Schichtung der betroffenen Standorte und nicht auf der Artenzusammensetzung der Rasengesellschaften.
  - Ein entscheidender Einfluß der oberirdischen Morphologie der Rasengesellschaften auf die Entstehung von Zugrissen und Blattanbrüchen ist nicht festzustellen.
  - Die Böden erweisen sich trotz temporärer Wassersättigung mit einhergehender Hydromorphierung und hoher Schluffgehalte auch in Hanglagen mit weit über 30° Neigung als stabil. Über mehrere Jahre konnten im Verlauf von sommerlichen Starkniederschlägen auch entlang von Anrissen im Solum oder an den Abtragungsfronten bestehender Blattanbrüche keine nennenswerten Materialverlagerungen beobachtet werden. Ausspülungshorizonte i. S. von SCHAUER (1975) wurden unterhalb von Zugrissen nicht beobachtet.
  - Die hohe Stabilität der sauren, schluffreichen Böden beruht in erster Linie auf ihren großen Anteilen an organischer Substanz. Hinzu kommen höhere Gehalte an gefügestabilisierendem, d. h. stark koagulierend wirkendem austauschbarem Polyhydroxy-Aluminium und an pedogenen Fe-Oxiden. Eine besondere Bedeutung kommt dabei offensichtlich der mobilen, hochmolekularen Humusfraktion zu (Huminstoffe) deren Synthese aufgrund der vorherrschenden Standortbedingungen mit stets gut durchfeuchteten aber kaum nassen L-, O- und A-Horizonten (gedrosselte O<sub>2</sub>-Zufuhr), niedrigen Temperaturjahresmitteln und saurer Bodenreaktion begünstigt wird.
  - Entgegen der Auffassung, daß die Almböden infolge ihres relativ hohen Schluffanteils zu Rutschungen neigen, da sie bei starker Wasserzufuhr rasch zerfließen, sind die untersuchten schluffreichen Böden aufgrund ihrer Konsistenzmerkmale als unempfindlich gegenüber Änderungen ihres Wassergehaltes zu beurteilen.
  - Scherversuche an Proben, die an ausgewählten Profilen der jeweils von Abtragung betroffenen Bodenschicht entnommen wurden, zeigen die hohe Aggregatstabilität. Die Winkel der inneren Reibung des schluffig-lehmigen Materials entsprechen durchaus denjenigen von Sanden und Kiesen, was in erster Linie auf die aggregatstabilisierende Wirkung der organischen Substanz zurückzuführen ist. Besonders deutlich wird dies bei Proben, welche den sand- und skelettarmen Böden des NW-exponierten Weidehanges der Königstalalm entstammen.
  - Anhand überschlägiger Berechnungen zur Standsicherheit der Böden, zeigt sich, daß auch bei durchströmten Solum, eine Situation wie sie während oder unmittelbar nach der Schneeschmelze und bei länger anhaltenden sommerlichen Niederschlägen von hoher Intensität auftreten kann, trotz Hangneigungen von nahezu 40° keine rutschauslösende Instabilität der Bodendecke auftritt. Dies wird letztendlich durch die mehrjährigen Geländebeobachtungen verifiziert. Eine entscheidende Instabilität des Solums kann jedoch kurzfristig eintreten, wenn bei hohen Bodenwassergehalten eine Kompression der Matrix etwa durch eine plötzliche Setzung der Schneedecke erfolgt.
  - Die Ausweitung von bestehenden Blattanbrüchen, mitunter auch von initialen Zugrissen zu größeren Bläiken, erfolgt retrogressiv und sehr langsam. Dies kann durch Nachbrechen der Krume über Hohlkehlen entlang der Abtragungsfront infolge der Schneeaufplast oder dem sukzessiven Herauslösen von Bodenschol-

len aus dem Bodenverband erfolgen. So sind unmittelbar nach der Schneeschmelze im Frühjahr in der Regel kleinere Veränderungen der Abtragungsfronten und des öfteren frisch aus dem Verband gelöste Rassenstücke geringer Größe zu beobachten. Zugrisse treten gehäuft in den Unterhangpartien auf, was auf das unruhige Mikrorelief infolge kolluvialer Akkumulationen zurückzuführen ist. In diesen Bereichen führen Bewegungen der Schneedecke zur Stauchung und Spannungszunahme im Boden und zum Aufreißen der Grasnarbe.

- Eine deutliche Ausweitung vorhandener Erosionsformen durch die Abtragung von bis zu mehreren Quadratmetern großen Bodenschollen und die Neubildung von Blattanbrüchen geht mit schneehydrologischen Verhältnissen einher, die für Gleitschneewinter typisch sind (Schneetemperaturen im basalen Bereich der Schneedecke um den Gefrierpunkt, große Schneehöhen mit hohen Wasseräquivalenten).

Aufgrund dieser Ergebnisse sind Massenselbstbewegungen als Entstehungsursache der Blattanbrüche auszuschließen. Ebenso wie bei typischen Schurfbläiken tritt auch bei der Genese der Erosionsform „Blattanbruch“ der Schnee als wesentliches Agens auf. Als Ursache für die schollenförmige Bodenabtragung sowie für die Entstehung von initialen Zugrissen in der Vegetations- und Bodendecke wird die Kompression des Solums zu Beginn von Schneerutschungen oder Grundlawinen bei geringen Wasserspannungen bzw. -sättigung

diskutiert. Es ist davon auszugehen, daß es durch die Spannungsübertragung über die Wasserphase (Neutralspannung) zum Reibungsverlust und einer Abnahme der Scherfestigkeit kommt. Ob lediglich Anrisse im Solum auftreten oder ganze Bodenschollen samt Schneedecke mehr oder weniger weit abgleiten, hängt von der Intensität und Geschwindigkeit der Kompression, der Höhe des Bodenwassergehaltes (mobilisierbarer Scherwiderstand) und der textur- und strukturbedingten Fähigkeit des Bodens zur Wasserumverteilung ab. Dabei ist nicht auszuschließen, daß zusätzliche Stauchungen des Solums in Hangfallrichtung erfolgen, welche den Abtragungsprozeß unter Umständen verstärken.

Demnach handelt es sich bei dieser Erosionsform in schluffreichen Almböden der nördlichen Kalkalpen nicht um das morphologische Ergebnis eines rein gravitativen Prozesses i. S. einer Translationsbodenrutschung. Die Bodenabtragung wird durch Bewegungen der Schneedecke eingeleitet. Hinsichtlich der Klassifikation der Bewegungsform wird folglich eine Zuordnung zum Massenschurf bzw. Massentransport als sinnvoll erachtet.

Von seiten der Almbewirtschaftung ist dieser quasi-natürliche Prozeß der Bodenabtragung kaum präventiv zu beeinflussen. Die allgemeine Zunahme von Blattanbrüchen in den vergangenen Jahrzehnten wird insbesondere auf mangelnde Almpflege (Ausbessern und Wiederbegrünung von primären Erosionsschäden) zurückgeführt.

## 16 Literaturverzeichnis

- AFANTCHAWO, K. (1981): Mineralbestand, Gefüge und bodenmechanisches Verhalten von Schluffen. – *Giessener Geol. Schr.*, 27: 169 S., 92 Abb., 46 Tab.; Giessen.
- ALMWIRTSCHAFTLICHER VEREIN OBERBAYERN [Hrsg.] (1993): Das Schwenden – eine Kulturarbeit zur Landschaftspflege. Neues Maßnahmenblatt für das Kulturlandschaftsprogramm – Teil C (Schwendprogramm). – *Der Almbauer*, 45: 57–60; München (BLV).
- ALTERMANN, M. (1993): Gliederung von pleistozänen Lagen. – *Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges.*, 72: 825–828; Oldenburg.
- ALTERMANN, M., & LIEBEROTH, I., & SCHWANECKE, W. (1988): Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. – *Z. angew. Geol.*, 34(10): 302–306; Berlin.
- AMMER, U., & PRÖBSTL, U., & MÖSSMER, E.-M. (1986): Erosion auf Almen. Ein Beitrag zu aktuellen Fragen des Bodenschutzes. – *Forstwiss. Cbl.*, 105(1): 48–59; Hamburg, Berlin (Parey).
- AMMERER, G. (1991): Gesellschaft und Herrschaft, Besitz und Verwaltung. – In: BRUGGER, W., & DOPSCH, H., & KRAMML, P.-F. [Hrsg.]: *Geschichte von Berchtesgaden. Stift-Markt-Land, Bd. I; Berchtesgaden (Plenk)*.
- AMMERER, G., & FEHN, K. (1991): Almen und Waldweide. – In: BRUGGER, W., & DOPSCH, H., & KRAMML, P.-F. [Hrsg.]: *Geschichte von Berchtesgaden. Stift-Markt-Land, Bd. II: 515–520; Berchtesgaden (Plenk)*.
- ANDERLE, N. (1971): Zur Frage der hydrogeologischen und bodenkundlichen Ursachen der während der Hochwasserkatastrophen 1965 und 1966 in Kärnten ausgelösten Hangrutschungen und Muren. – *Intern. Symp. Interpraevent*, 1: 11–21; Villach.
- ANDERSON, T.-H. (1991): Bedeutung der Mikroorganismen für die Bildung von Aggregaten im Boden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 154: 409–416; Weinheim (VCH).
- ARBEITSGEMEINSCHAFT FORSTEINRICHTUNG (1980): *Forstliche Standortaufnahme*. – 4. Aufl., 188 S., 20 Abb., 45 Tab.; Münster-Hiltrup.
- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE (1982): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 3. Aufl., 19 Abb., 98 Tab., 1 Beil.; Hannover.
- ATTERBERG, A. (1911): Die Plastizität der Tone. – *Int. Mitt. Bodenkde.*, 1: 10–43, 4 Fig.; Berlin (Verlag für Fachliteratur).
- AUERSWALD, K., & SINOWSKI, W. (1992): Erosion von Wanderwegen in den Alpen. – *Mitt. Deutschen Bodenkundl. Ges.*, 68: 145–148; Oldenburg.
- BACHMANN, J., & ZHANG, H. (1991): Die Stabilität von Sandböden in Abhängigkeit vom Gehalt an organischer Substanz und deren Humifizierungsgrad. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde.*, 154: 47–52; Weinheim (VCH).
- BACHMANN, J., & ZHANG, H., SCHÄFER, W. (1993): Der Einfluß der organischen Substanz auf mechanische und hydrologische Eigenschaften von Sandböden. II. Benetzbarkeit der organischen Substanz. – *Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges.*, 71: 13–16; Oldenburg.
- BÄTZING, W. (1991): Die Alpen. Entstehung und Gefährdung einer europäischen Kulturlandschaft. – 4. Aufl., 286 S., 42 Abb., 21 Kt.; München (C. H. Beck'sche Verlagsbuchhandlung).
- BARGON, E., & FICKEL, W., & PLASS, W., & REICHMANN, H., & SEMMEL, A., & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen. – *Notizbl. hessisches L.-Amt Bodenforsch.*, 99: 361–372; Wiesbaden.
- BAUMGARTL, T., & HORN, R., & KAYSER, R. (1991): Bedeutung der Neutralspannung für die Spannungsverteilung in Böden. – *Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges.*, 66: 95–98; Oldenburg.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (1989): *Bayerisches Kulturlandschaftsprogramm*.
- BECHER, H. H. (1991): Festigkeitsverteilung in Einzelaggregaten. – *Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges.*, 66: 99–101; Oldenburg.
- BECHER, H. H. (1992): Die Bedeutung der Festigkeitsverteilung in Einzelaggregaten für den Wasser- und Stofftransport im Boden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 155: 361–366; Weinheim (VCH).
- BECHER, H. H., & HARTGE, K. H. (1973): Der Einfluß von Wassersättigung und Wasserdruckgradient auf den Transport von Feinmaterial im Boden. – In: SCHLICHTING, E., & SCHWERTMANN, U. [Hrsg.]: *Pseudogley & Gley: 435–441; Weinheim*.
- BECHT, M., & WETZEL, K.F. (1992): Hangabtrag in den nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges.*, 68: 153–156; Oldenburg.
- BEINSTEINER, H. (1981): *Waldbauliche Beurteilung der Waldabbrüche im Osttiroler Katastrophengebiet*. – *Diss. Univ. Bodenkultur Wien*, 14: 112 S.; Wien.
- BEYER, L. (1995): Die Charakterisierung der organischen Bodensubstanz durch morphologische und naßchemische Untersuchungen, CPMAS 13C-NMR-Spektroskopie sowie Pyrolyse-Feldionisation Massenspektrometrie. – *Schr.-R. Inst. f. Pflanzenernähr. u. Bodenkde. Univ. Kiel*, 30: 182 S., 37 Abb., 57 Tab.; Kiel.
- BIBUS, E. (1986): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenprofil, Standort und junge Reliefentwicklung im Schönbuch bei Tübingen. – *DFG Forschungsber.: Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch: 29–55, 4 Tab., 4 Phot.*; Bonn-Bad Godesberg.
- BLASER, P., & KLEMMEDSON, J. O. (1987): Die Bedeutung von hohem Aluminiumgehalt für die Humusanreicherung in sauren Waldböden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 150: 334–341; Weinheim (VCH).
- BLECHSCHMIDT, G. (1989): Ursachen und Ausmaß der Blaikenerosion im Karwendel. – *Diss. Techn. Univ. München*, 149 S., 35 Abb., 45 Tab., 8 Ktn.; München.
- BLECHSCHMIDT, G. (1990): Die Blaikenaubildung im Karwendel. – *Jb. Verein z. Schutz d. Bergwelt*, 55: 31–45; München.
- BLUME, H.-P. (1968a): *Stauwasserböden*. – *Arb. Univ. Hohenheim*, 42: 242 S., 38 Abb., 71 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- BLUME, H.-P. (1968b): Zum Mechanismus der Marmorierung und Konkretionsbildung in Stauwasserböden. – *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde.*, 119: 124–134; Weinheim.
- BLUME, H.-P. (1973): Genese und Ökologie von Hangwasserböden. – In: SCHLICHTING, E., & SCHWERTMANN, U. [Hrsg.]: *Pseudogley & Gley: 187–194; Weinheim*.
- BOCHTER, R. (1978): Die Kohlenstoff- und Stickstoffvorräte in Wald- und Almböden der montanen Stufedes Hagengebirges/Berchtesgadener Alpen und ihre Beeinflussung

- durch die menschliche Wirtschaftsweise. – Schriftl. Hausarb. Univ. München, 284 S.; München. – [unveröff.]
- BOCHTER, R. (1984): Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten. Beiträge zu Genese, Ökologie und Systematik. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 6: 212 S.; Berchtesgaden.
- BOCHTER, R., & NEUERBURG, W., & ZECH, W. (1983): Humus und Humusschwund im Gebirge. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 2, 2. Aufl.: 110 S.; Berchtesgaden.
- BOEKER, P. (1957): Basenversorgung und Humusgehalte von Böden der Pflanzengesellschaften des Grünlandes. – Decheniana Beihefte, 4: 1–101; Bonn.
- BOHNE, H. (1991): Stabilität des Bodengefüges unter Einfluß der Bodennutzung – Voraussetzungen, Anforderungen, Möglichkeiten. – Ber. ü. Landwirtsch., N. F., Sonderh. 204:43–54, 7 Abb.; Hamburg, Berlin (Parey).
- BOLLER, F. (1986): Diplopoden als Streuzersetzer in einem Lärchenwald. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 9: 88 S.; Berchtesgaden.
- BORGGGAARD, O. K. (1992): Dissolution of Poorly Crystalline Iron Oxides in Soils by EDTA and Oxalate. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 155: 431–436; Weinheim (VCH).
- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. – 3. Aufl., 865 S.; Wien, New York (Springer).
- BREBURDA, J. (1983): Bodenerosion-Bodenerhaltung. – 128 S., 42 Abb.; Frankfurt am Main (DLG-Verlag).
- BRUNNER, F. K., & SCHEIDEGGER, A. E. (1975): Zur Dynamik des Rasengleitens. – Intern. Symp. Interpraevent, 1: 25–32; Innsbruck.
- BUNZA, G. (1976): Analyse und Kartierung von Bodenbewegungen und Erosionsvorgängen in alpinen Gebieten. – Jb. Ver. Schutze d. Alpenpflanzen u. -Tiere, 41: 119–136, 7 Kt.; München.
- BUNZA, G. (1982): Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. – In: BUNZA, G., & KARL, J., & MANGELSDORF, J. mit einem Beitr. von SIMMERSBACH, P.: Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde, Schr.-R. Bayerischen L.-Amt Wasserwirtsch., 17: 1–84; München.
- BUNZA, G. (1992): Instabile Hangflanken und ihre Bedeutung für die Wildbachkunde. – Forsch.-Ber. d. Deutschen Alpenver., 5: 359 S., 111 Abb., 52 Tab., 20 Kt.; München.
- BUNZA, G., & KARL, J. (1975): Erläuterungen zur hydrographisch-morphologischen Karte der bayerischen Alpen 1:25000. – Bayerisches L.-Amt Wasserwirtsch., Sonderheft, VII + 68 S., 64 Abb., 3 Kt. im Text, 2 Kt.; München.
- BUNZA, G., & CHRISTA, R. (1978): Untersuchung des Einflusses von Lawinensprengungen auf die Erosion im Gebirge im Auftrag der obersten Baubehörde im Bayerischen Staatsministerium des Innern. – München. – [unveröff.]
- BUNZA, G., & CHRISTA, R. (1981): Zum Problem der Bodenerosion durch Schneefeldsprengungen in den bayerischen Alpen. – Schr.-R. Bayerischen L.-Amt Wasserwirtsch., 16: 56 S., 48 Abb., 1 Tab.; München.
- BURGER, R., & FRANZ, H. (1969): Die Bodenbildung in der Pasterzenlandschaft. – In: DEUTSCHER ALPENVEREIN [Hrsg.]: Neue Forschungen im Umkreis der Glocknergruppe: 253–264; München.
- CAMPBELL A. S., & SCHWERTMANN, U. (1984): Iron oxide mineralogy of placic horizons. – J. Soil Sci., 35: 569–582; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne (Blackwell Scientific Publications).
- CAMRATH, R. (1995): Luftbild- und GIS-gestützte Erfassung und Bewertung von Beweidungsschäden auf Almen im Nationalpark Berchtesgaden. – Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a. M. – [unveröff.]
- CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. – 358 S., 129 Abb., 14 Farbt., 31 Tab.; Stuttgart (Enke).
- CHILDS, C. W. (1992): Ferrihydrite: A review of structure, properties and occurrence in relation to soils. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 155: 441–448; Weinheim (VCH).
- CROZIER, M. J. (1973): Techniques for the morphometric analysis of landslips. – Z. Geomorph. N. F., 17(1): 78–101, 4 Fotos, 10 Fig., 5 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- CROZIER, M. J. (1986): Landslides: causes, consequences and environment. – 252 S.; London, Sydney, Dover-New Hampshire (Croom Helm).
- DAMM, B. (1993): Weidewirtschaft, Faktoren und Ausmaß von Degradationserscheinungen in Hochweidegebieten Osttibets (Sichuan/Qinghai), China. – Geoökodynamik, 14(3): 117–139; Bensheim.
- DIETL, W. (1995): Zur pfleglichen Nutzung der Wiesen und Weiden im Berggebiet. – Der Almbauer, 47: 81; München (BLV).
- DIEZ, T. (1991): Beurteilung des Bodengefüges im Feld – Möglichkeiten, Grenzen und ackerbauliche Folgerungen. – Ber. ü. Landwirtsch., N. F., Sonderh. 204:94–103, 8 Abb.; Hamburg, Berlin (Parey).
- DINEL, H., & SCHNITZER, M., & MEHUYS, G. R. (1990): Soil lipids: Origin, Nature, Content, Decomposition and Effect on Soil Physical Properties. – Soil Biochem., 6: 397–429; New York (Dekker).
- DOBEN, K. (1981): Alpenraum. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT [Hrsg.]: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000: 101–133; München.
- DOLLINGER, F. (1985): Das Naturraumrisiko im oberen Aurachtal. Methodologische Probleme seiner Quantifizierung mittels einer geomorphologischen Kartierung. – Salzburger Geogr. Arb., 13: 177 S., 20 Abb.; Salzburg.
- DOMMERMUES, Y. (1978): The plant micro-organism system. – In: DOMMERMUES, Y., & KRUPA, S. V. [Hrsg.]: Interactions between non pathogenic soil micro organisms and plants: 443–458; Amsterdam.
- DOMMERMUTH, C. (1991): Projekt Geoökologische Karte/Hochgebirgsspezifische Gefährdungspotentiale. Abschlußbericht der Arbeiten im Arbeitsgebiet Jenner für das Jahr 1991. – 35 S., 1 Abb., 2 Tab.; Berchtesgaden. – [unveröff.]
- DOMMERMUTH, C. (1994): Ursachen und Auswirkungen beschleunigter Abtragung und Massenbewegungen in Kulturlandschaften der Alpen am Beispiel des Jennergebietes im Nationalpark Berchtesgaden. Abschlußber. Projekt Bodenerosion und Massenbewegungen. – 246 S., 42 Abb., 36 Tab., 16 Ktn., 9 Taf.; Berchtesgaden. – [unveröff.]
- DOMMERMUTH, C. (1995a): Beschleunigte Massenabtragung im Jennergebiet. Ursachen und Auswirkungen beschleunigter Abtragungsvorgänge in Kulturlandschaftsbe reichen der Alpen am Beispiel des Jennergebietes im Nationalpark Berchtesgaden. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 32: 147 S., 46 Abb., 36 Tab., 16 Ktn., 9 Taf.; Berchtesgaden.
- DOMMERMUTH, C. (1995b): Beschleunigte Bodenabtragungsvorgänge in der Kulturlandschaft des Nationalparks Berchtesgaden. Ursachen und Auswirkungen aufgezeigt am

- Beispiel des Jennergebietes. – Forstwiss. Cbl., 114: 285–292, 2 Abb.; Berlin (Blackwell Wissenschafts-Verlag).
- DOMMERMUTH, C., & STAHR, A. (1992): Beschleunigter Bodenabtrag auf Almen. – Forsch. Frankfurt, 10(2): 12–22, 13 Abb.; Frankfurt a. M.
- ELLENBERG, H. (1979): Zeigerwerte der Gefäßpflanzen Mitteleuropas. – 2. Aufl., Sipta Geobotanica, 9: 122 S., 7 Abb., 8 Tab.; Göttingen.
- ELLENBERG, H. (1986): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. – 4. Aufl., 989 S.; Stuttgart (Ulmer).
- ELLIES, A., & GAYOSO, J. (1986): Die Bestimmung der Konsistenzgrenzen an einigen Vulkanaschenböden aus Südchile. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 149: 1–8; Weinheim (VCH).
- ENDELL, K., & HOFMANN, U., & WILM, D. (1933): Über die Natur der keramischen Tone. – Ber. d. Deutschen Keram. Ges., 14: 407–438; Berlin.
- ENDERS, G. (1979): Theoretische Topoklimatologie. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 1: 92 S.; Berchtesgaden.
- ENGEL, F.-M. (1987): Die Pflanzenwelt der Alpen. – 318 S., 96 Bild.; Kettwig (Magnus).
- ENGLMAIER, A. (1980): Entwicklungstendenzen der Alm-/Alpwirtschaft in Bayern im Hinblick auf Naturhaushalt und Landschaftsbild. – Ber. Akad. Natursch. u. Landschaftspf., 4: 81–85; Laufen/Salzach.
- EVANS, R. C. (1976): Einführung in die Kristallchemie. – 329 S., 131 Abb., 50 Tab.; Berlin, New York.
- FECHNER, F. (1991): Geotechnische und umweltgeologische Untersuchungen zur Erfassung des Gefährdungspotentials von schwermetallbelasteten Böden und Sedimenten. – Giessener Geol. Schr., 45: 309 S.; Giessen.
- FEESER, V. (1981): Einführung in die Geologie für Bauingenieure. – 2. Aufl., 225 S.; Braunschweig.
- FEHN, K. (1968): Almen und Almwirtschaft im Berchtesgadener Land. – Z. Agrargesch. Agrarsoz., 16: 36–54; Frankfurt am Main (DLG-Verlag).
- FELIX, R., & JOHANNES, B. (1993): Untersuchungen der Beziehungen zwischen Niederschlag, Oberflächenabfluß und Bodenerosion auf unterschiedlich genutzten Hochgebirgsstandorten. Abschlußbericht Teilprojekt Berchtesgaden. Bodenforschung im deutschen Alpenraum. – 158 S., 35 Abb., 36 Tab.; München. – [unveröff.].
- FINGER, W., & POST, B., & KLAMBERG, H. (1990): Wechselwirkungen zwischen Boden-Huminstoffen und Metall-Ionen. I. Isolierung und Charakterisierung der Boden-Huminstoffe. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 153: 305–312; Weinheim (VCH).
- FINGER, W., & KLAMBERG, H. (1993): Wechselwirkungen zwischen Boden-Huminstoffen und Metall-Ionen. III. Komplexbildung von Boden-Huminsäuren und Boden-Fulvosäuren mit Metall-Ionen. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 156: 19–24; Weinheim (VCH).
- FISCHER, K. (1984): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25 000 der Bundesrepublik Deutschland. GMK 25 Blatt 16 8443 Königssee. – 57 S.; Berlin.
- FISCHER, W. R. (1983): Theoretische Betrachtungen zur reduktiven Auflösung von Eisen(III)-oxiden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 146: 611–622; Weinheim.
- FISCHER, W. R., & FLESSA, H., & SCHALLER, G. (1989): pH values and redox potentials in microsites of the rhizosphere. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 152: 191–195; Weinheim (VCH).
- FITZE, P. (1980): Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen. – Geogr. Helvetica 35: 97–106; Bern.
- FITZE, P. (1982): Einige Bemerkungen zum Zeitfaktor bei der Bodenbildung. – Phys. Geogr. 1: 73–82; Zürich.
- FLEISCHMANN, C. (1990): Verbundforschungsvorhaben „Bodenforschung im Deutschen Alpenraum“. Arbeitsgruppe Bodenphysik. Zwischenbericht 1990. – Königsdorf. – [unveröff.].
- FLESSA, H., & FISCHER, W. R. (1992): Redoxprozesse in der Rhizosphäre von Land- und Sumpfpflanzen. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 155: 373–378; Weinheim (VCH).
- FORSTER, J.-C., & ZECH, W. (1992): Organische Substanz und Aggregation in Böden unter Almweide und Bergwald im Nationalpark Berchtesgaden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 68: 161–164; Oldenburg.
- FRANZ, H. (1975): Das österreichische MaB-Hochgebirgsprogramm – Arbeitsgebiet Hohe Tauern. Bericht über Entstehung und organisatorischen Aufbau. Sitzungsber. Österreichische Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184(6–7): 97–101; Wien.
- FRANZ, H. (1979): Ökologie der Hochgebirge. – 495 S., 121 Abb., 75 Tab.; Stuttgart.
- FRANZ, H. [Hrsg.] (1980): Untersuchungen an alpinen Böden in den Hohen Tauern 1974–79. Stoffdynamik und Wasserhaushalt. – Österreichische Akad. d. Wiss., Veröff. d. Österreichischen MaB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, 3: 295 S.; Innsbruck.
- FREYER, K. (1985): Forstliche Standortkartierung in den Wäldern des Nationalparks Berchtesgaden. Stand 1988. – Oberforstdirektion München. – [unveröff.].
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. – Frankfurter geowiss. Arb., D4: 201 S., 57 Abb., 11 Tab.; Frankfurt am Main.
- FURRER, G. (1972): Bewegungsmessungen auf Solifluktiionsdecken. – Z. Geomorph. N. F., 13: 87–101, 6 Fig., 1 Foto, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- GÄTH, S. (1993): Ursachen der Luftsprengung. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 72: 103–106; Oldenburg.
- GANSS, O., & GRÜNFELDER, S. (1979): Geologie der Berchtesgadener und Reichenhaller Alpen. Eine Einführung in die Gesteinsbildung Gebirgsbildung und Landschaftsgeschichte. – 3. Aufl., 154 S.; Berchtesgaden (Plenk).
- GISI, U., & SCHENKER, R., & SCHULIN, R., & STADELMANN, F. X., & STICHER, H. (1990): Bodenökologie. – 304 S., 142 Abb., 51 Tab.; Stuttgart, New York (Thieme).
- GÖTZINGER, G. (1943): Neue Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Flyschzone. Zur Bodenkultur-Geographie des Wienerwaldes. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, 86: 87–104; Wien.
- GOSE, A. (1987): Die Almwirtschaft im Berchtesgadener Land. Ein historisch-geographischer Abriß ihrer Entwicklung zur gegenwärtigen Situation. – Dipl.-Arb. Univ. Regensburg. – [unveröff.].
- GRACANIN, Z. (1972): Die Böden der Alpen. – In: GANSEN, R. [Hrsg.]: Bodengeographie: 172–191; Stuttgart.
- GRÖSS, M. (1992): Erwartungen an die Landwirtschaft im Berchtesgadener Land und ihre Erfüllung. Eine Fallstudie zur Situation der Berglandwirtschaft in den bayerischen Alpen. – Dipl.-Arb. TU München. – [unveröff.].
- GROTTENTHALER, W. (1984): Almwirtschaft und Erosion. – In: AKADEMIE FÜR NATURSCHUTZ UND LANDSCHAFTSPFLEGE [Hrsg.]: Landschaftspflegliche Almwirtschaft, Laufener Seminarbeitr., 4: 18–23; Laufen/Salzach.

- GRUNDER, M. (1984), mit Beitr. von KIENHOLZ, H., & BINZ, H. R.: Ein Beitrag zur Beurteilung von Naturgefahren im Hinblick auf die Erstellung von mittelmaßstäbigen Gefahrenhinweiskarten (mit Beispielen aus dem Berner Oberland und der Landschaft Davos). – 217 S., 89 Abb., 16 Tab.; Bern.
- GUCKERT, A. (1992): Bedeutung der Pflanzenwurzeln und ihrer Ausscheidungen als Quellen organischer Stoffe im Boden. – Ber. ü. Landwirtsch., N. F., Sonderh. 206: 97–113, 10 Abb.; Hamburg, Berlin (Parey).
- GUDEHUS, G. (1981): Bodenmechanik. – 268 S., 254 Abb., 8 Tab., 135 Aufg.; Stuttgart (Enke).
- GUGGENBERGER, H. (1978): Untersuchungen zum Wasserhaushalt von Almböden bei Badgastein. – In: ÖSTERREICHISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN [Hrsg.]: Veröff. Österreichischen MaB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern. Ökologische Analysen von Almflächen im Gasteiner Tal, 2: 113–122; Innsbruck.
- HAEFELI, R., & DE QUERVAIN, M. (1955): Gedanken und Anregungen zur Benennung und Einteilung von Lawinen. – Die Alpen, 31(4): 72–77.
- HAHN, H.-D. (1985): Die Geologie des Hagengebirges zwischen Torrener Joch, Fagstein und Windschartenkopf (Berchtesgadener Alpen). – Dipl.-Arb. Univ. Marburg. – [unveröff.].
- HAIDER, K. (1992): Biochemische Prozesse der Bildung und der Dynamik von Huminstoffen im Boden. – Ber. ü. Landwirtsch., N. F., Sonderh. 206: 45–62, 9 Abb., 7 Tab.; Hamburg, Berlin (Parey).
- HAMANN, C. (1985): Buckelwiesen und Konvergenzformen am Südrand des Tennengebirges und in anderen Arealen der Nördlichen Kalkalpen. – Arb. Inst. Geograph. Univ. Salzburg, 10: 182 S., 22 Abb., 23 Tab., 12 Bild., 1 Kt.; Salzburg.
- HARTGE, K. H. (1987): Das Verdichtungsproblem bei landwirtschaftlich genutzten Böden. – Geowiss. in unserer Zeit, 5(3): 77–80, 5 Abb.; Weinheim (VCH).
- HARTGE, K. H. (1991): Volumen und Geometrie des Bodengefüges unter wechselnden Kulturbedingungen und ihr Einfluß auf den Wasserhaushalt. – Ber. Ü. Landwirtsch., N. F., Sonderh. 204: 33–42, 9 Abb.; Hamburg, Berlin (Parey).
- HARTGE, K. H. (1993): Mechanisch – physikalische Prozesse in aggregierten ungesättigten Böden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 71: 45–52; Oldenburg.
- HARTGE, K. H., & HORN, R. (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. – 2. völlig neu bearb. Aufl., 175 S., 51 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HARTGE, K. H., & HORN, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. – 2. überarb. u. erweiterte Aufl., 156 Abb., 19 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HARTGE, K. H., & BACHMANN, J., & MANGOLD, S. (1988): Böschungswinkel von Sanden in Abhängigkeit von Menge und Zersetzungsgrad der beigemengten organischen Substanz. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 56: 167–170; Oldenburg.
- HARTL, H., & PEER, T. (1987): Die Pflanzenwelt der Hohen Tauern. – Wiss. Schr. Nationalpark Hohe Tauern, 168 S.; Klagenfurt (Carinthia).
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie. – 157 S., 31 Abb., 8 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HEINRICH, J. (1989): Geoökologische Ursachen luftbildtektonisch kartierter Gefügespuren (Photolineationen) im Festgestein. – Frankfurter geowiss. Arb., D9: 203 S., 51 Abb., 18 Tab.; Frankfurt am Main.
- HELAL, H. M. (1991): Bodengefüge, Wurzelentwicklung und Wurzelfunktionen. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 154: 403–407; Weinheim (VCH).
- HENNINGSSEN, D. (1982): Einführung in die Geologie für Bauingenieure. – 87 S., 37 Abb., 5 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- HERMANN, R., & GERKE, J. (1992): Komplexierung von Eisen (III) durch Huminstoff aus einem Humuspodsol bei pH 2,5–6,4–Quantifizierung des organisch gebundenen Eisens durch Pyrophosphatextraktion. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 155: 229–232; Weinheim (VCH).
- HILLEL, D. (1980): Fundamentals of soil physics. – New York (Academic Press).
- HÖLLERMANN, P. W. (1964): Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). – Z. Geomorphol., Suppl.-Bd. 4: 273 S.; Berlin.
- HOFMANN, R., & AUERSWALD, K., & KAINZ, M. (1992): Vergleich erosionsrelevanter Eigenschaften inner- und außeralpiner Ackerböden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 68: 173–176; Oldenburg.
- HOHENSINN, F. (1979): Bodenmechanische Analyse von Geländebrüchen bei Murenbildung in kristallinen Verwitterungsböden. – Mitt. Inst. Bodenmechanik, Felsmechanik u. Grundbau, 2: 95 S.; Innsbruck.
- HORN, R. (1984): Einfluß der menschlichen Nutzung auf alpine Böden. – Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben Alpine Böden, MaB-6, Fo 03/3/5–983/83: 38 S.; Bayreuth. – [unveröff.].
- HORN, R. (1985): Auswirkung mechanischer Belastungen auf die Redoxpotentiale von 3 Bodenmonolithen – ein Laborversuch. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 148: 47–53; Weinheim (VCH).
- HORN, R., & BAUMGARTL, T., & KÜHNER, S., & LEBERT, M., & KAYSER, R. (1991): Zur Bedeutung des Aggregierungsgrades für die Spannungsverteilung in strukturierten Böden. – Z. Bodenkde. Pflanzenernähr., 154: 21–26; Weinheim.
- HORN, R., & WERNER, D., & BAUMGARTL, T., & WINTEROT, C. (1994): Wirkungen technogener Druckbelastung auf die Spannungsverteilung und das Bodengefüge einer Schwarzerde aus Löß. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 157: 433–440; Weinheim.
- HOSSEINZADEH, A. M. (1976): Einfluß des Gefüges auf die bodenmechanischen Eigenschaften feinkörniger, insbesondere tuffhaltiger Lockergesteine. – Giessener Geol. Schr., 7: 154 S., 63 Abb., 15 Tab.; Giessen.
- IN DER GAND, H. R. (1968): Aufforstungsversuche an einem Gleitschneehang. – Mitt. Schweizerischen Anst. forstl. Versuchsw., 44(3): 233–326; Zürich.
- JUNGK, A., & CLAASSEN, N., & SCHULZ, V., & WENDT, J. (1993): Pflanzenverfügbarkeit der Phosphatvorräte ackerbaulich genutzter Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 156: 397–406; Weinheim (VCH).
- KAHLE, P., & KRETSCHMER, H. (1994): Einfluß unterschiedlicher Gehalte an organischer Bodensubstanz auf das Konsistenzverhalten verschiedener Mineralbodenhorizonte. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 157: 393–396; Weinheim (VCH).
- KAINZ, M., & WEISS, A. (1988): Eignung verschiedener Aggregatstabilitätsmethoden zur Charakterisierung der Ero-

- sionsanfälligkeit. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 56: 81–84; Oldenburg.
- KAINZ, M., & AUERSWALD, K., & PHILIPP, C. (1991): Einfluß von Oberbodeneigenschaften auf die Regenwurmabundanz repräsentativer Ackerböden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 527–530; Oldenburg.
- KARL, J. (1959): Landschaftspflege im Hochgebirge. 8. Ber. ü. die Erosionsforschung im Hoch-Allgäu. – 40 S.; Dillingen.
- KARL, J. (1961): Blaikenbildung auf Allgäuer Blumenbergen. – Jb. Verein z. Schutze d. Alpenpflanzen u. Tiere, 26: 54–62; München.
- KARL, J. (1975): Labilität und Stabilität alpiner Landschaften. – Landschaft + Stadt, 7(2): 62–67; Stuttgart.
- KARL, J. (1981): Methoden der Erfassung und landschafts-ökologischen Beurteilung von Abtragsvorgängen in den Alpen. – Geomethodica, 6: 119–142; Basel.
- KARL, J. (1983): Zur Erosionsgefährdung von brachgelegten Wiesen und Weiden im Berggebiet. – Geographica Helvetica, 38(4): 161–165; Zürich.
- KARL, J., & DANZ, W. (1969): Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. – Schr.-Reihe Bayerischen Landesstelle Gewässerkde., 1: XII + 98 S., 31 Abb., 17 Ktn.; München.
- KASSIM, J. K., & GAFOOR, S. N., & ADAMS, W. A. (1984): Ferrihydrite in phyrophosphate extracts of podzol B horizons. – Clay Miner., 19: 99–106.
- KELCH, G., & DREXLER, O., & ZECH, W. (1977): Über den Bodenabtrag im Kampenwandgebiet. Versuch einer quantitativen Erfassung der Zusammenhänge zwischen Bodenabtrag und den Faktoren Höhenlage, Exposition, Hangneigung, Muttergestein und Bodennutzung. – In: WIRTHMANN, A. [Hrsg.]: Hangformen und Hangprozesse. – Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 28: 134–147; Berlin, Stuttgart.
- KELLER, G. (1966): Die Standsicherheit von künstlichen Böschungen in bindigen Lockergesteinen und veränderlich festen Gesteinen. – Geol. Mitt., 6: 239–252, 1 Abb., 1 Tab.; Aachen.
- KELLER, GABRIELE (1993): Monitoring und geotechnische Analyse von Massenbewegungen in Flysch und Faltenmolasse des Gunzesrieder Tals (Oberallgäu). – Deutsche Hochschulschr., 802: 151 S., 76 Abb.; Egelsbach, Köln, New York (Hänsel-Hohenhausen).
- KEMPER, G. (1992): Bodenerosion auf Wanderwegen. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 68: 177–180; Oldenburg.
- KEZDI, A. (1969): Handbuch der Bodenmechanik. I. Bodenphysik. – 259 S.; Berlin, Budapest.
- KEZDI, A. (1970): Handbuch der Bodenmechanik. II. Bodenmechanik im Erd-, Grund- und Strassenbau. – 309 S.; Berlin, Budapest.
- KIENHOLZ, H. (1977), mit Beitr. von SCHWARZ, W.: Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10.000 von Grindelwald. – Geographica Bernensia, G4: 204 S.; Bern.
- KLAPP, E. (1965): Grünlandvegetation und Standort. – 384 S., 78 Abb., 106 Tab.; Berlin, Hamburg (Parey).
- KLAPP, E. (1971): Wiesen und Weiden. Eine Grünlandlehre. – 620 S., 236 Abb., 263 Tab.; Berlin, Hamburg (Parey).
- KLEBER, A. (1991): Gliederung und Eigenschaften der Hangschuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 807–810; Oldenburg.
- KNOBLICH, K. (1967): Mechanische Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten von Hangrutschungen. – Z. Geomorph., N. F. 11: 286–299; Berlin.
- KNOBLICH, K. (1970): Massenbewegungen. – Zbl. Geol. Paläont., 7/8: 195–217; Stuttgart.
- KNOBLICH, K. (1971): Zur Scherfestigkeit und Rutschempfindlichkeit der Tone. – Giessener Geol. Schr., 2: 184 S., 84 Abb., 24 Tab.; Gießen.
- KNOBLICH, K., & TRIMBORN, K. H. (1966): Geomechanische Untersuchungen an einer Hangrutschung im Basaltverwitterungslehm des vorderen Vogelsberges. – Ber. Oberhessischen Ges. Natur u. Heilkunde zu Gießen, N. F., Naturwiss. Abt., 34: 227–238; Gießen.
- KNOBLICH, K., & ZIRFAS, J., & TORRES, C. (1977): Rutschungen im Bereich der Cordillera Central und der Cordillera De Talamanca von Costa Rica. – Giessener Geol. Schr., 12: 175–198; Giessen.
- KÖGEL-KNABNER, I., & GUGGENBERGER, G. (1995): Stabilisierungsprozesse der organischen Substanz in Böden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 76: 843–846; Oldenburg.
- KÖRNER, C., & HILSCHER, H. (1978): Wachstumsdynamik von Grünerlen auf ehemaligen Almflächen an der zentralalpinen Waldgrenze. – In: CERNUSCA, A. [Hrsg.]: Veröff. österreichischen MaB-Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, 2: 187–193; Innsbruck.
- KÖSTLER, J. N., & BRÜCKNER, E., & BIBELRIETHER, H. (1968): Die Wurzeln der Waldbäume. – 284 S., 135 Abb., 20 Tab.; Hamburg, Berlin (Parey).
- KREUTZER, K., & GROTTENTHALER, W. (1991): Terrestrische organische Bodenbildungen auf Fels- und Skelettsubstraten (O-C-Böden). – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 815–818; Oldenburg.
- KÜFNER, W. (1994): Die Almwirtschaft im Landkreis Berchtesgadener Land von 1953–1993. – Berchtesgadener Heimatkalender 1995: 189–200; Berchtesgaden.
- KUNTZE, H., & ROESCHMANN, G., & SCHWERDTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. – 3. neubearb. Aufl., 424 S., 178 Abb., 4 Farbtaf., 188 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- LAATSCH, W. (1974): Hangabtrag durch Schnee in den oberbayerischen Alpen und seine Begünstigung durch unpflegliche Almwirtschaft und Wildverbiß. – Forstwiss. Cbl., 93(Sonderdr. 1): 23–34; Hamburg, Berlin.
- LAATSCH, W., & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerungen in den Alpen und ihre Klassifikation. – Forstwiss. Cbl., 91(6): 309–339; Hamburg, Berlin.
- LAATSCH, W., & GROTTENTHALER, W. (1973): Labilität und Sanierung der Hänge in der Alpenregion des Landkreises Miesbach. Mit einer Karte der Hanglabilitätsformen und -stufen im Maßstab 1:25 000. – Bayerisches Staatsministerium f. Ernähr., Landw. u. Forsten [Hrsg.]: 57 S.; München.
- LANGENSCHIEDT, E. (1981): Geologie zwischen Fagstein und Königssee in den Berchtesgadener Alpen. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg. – [unveröff.].
- LANGENSCHIEDT, E. (1987): Geomorphodynamische Kartierungen sowie deren Auswirkungen hinsichtlich der Ausgrenzung von Gefahrenzonen in den MaB-6-Testgebieten Funtensee, Jenner, Ramsau und Untersberg. – [unveröff.].
- LANGENSCHIEDT, E. (1988): Geologische Karte und Erläuterungen zum MaB-Projekt 6-Testgebiet Jenner. – Ber. MaB-Projekt 6, Ökosystemforschung Berchtesgaden. – [unveröff.].
- LANGENSCHIEDT, E. (1994): Geologie der Berchtesgadener Berge. Eine Einführung in Stratigraphie, Fazies und Tektonik. – 160 S.; Berchtesgaden (Melcher).
- LANGENSCHIEDT, E. (1995): Erläuterungen zur „Bodenkarte“ des Nationalparks Berchtesgaden. – [in Vorbereitung].

- LEINWEBER, P., & KAHLE, P., & SCHULTEN, H.-R. (1991): Kurzmitteilung: Einfluß der Qualität der organischen Substanz auf die Konsistenz landwirtschaftlicher Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 154: 169–170; Weinheim.
- LESER, H., & PANZER, W. (1981): Geomorphologie. – 216 S., 59 Abb.; Braunschweig (Westermann).
- LESER, H. & KLINK, H.-J. [HRSG.] (1988): Handbuch und Kartieranleitung Geoökologische Karte 1:25000 (KA GÖK 25). – Forsch. Deutschen Landeskd., 228: 349 S., 23 Abb., 44 Tab.; Trier.
- LIPPERT, W. (1966): Die Pflanzengesellschaften des Naturschutzgebietes Berchtesgaden. – Ber. Bayerischen Bot. Ges., 39: 67–122; München.
- LOIZIDES, G. (1977): Einfluß von Elektrolyten auf die bodenmechanischen und rheologischen Eigenschaften von Kaolin- und Bentonitssystemen. – Giessener Geol. Schr., 14: 236 S., 79 Abb., 43 Tab.; Giessen.
- MANGHABATI, A. (1988): Einfluß des Tourismus auf die Hochgebirgslandschaft. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 13: 87 S.; Berchtesgaden.
- MARSCHNER, H., & TREEBY, M., & RÖMHELD, V. (1989): Role of root-induced changes in the rhizosphere for iron acquisition in higher plants. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkunde, 152: 197–204; Weinheim.
- MATSCHAK, H., & RIETSCHEL, A. (1964): Vereinfachte Fließgrenzbestimmung an bindigen Bodenarten für ingenieur-geologisch-bodenmechanische Untersuchungen. – Z. angew. Geol., 11: 135–139; Berlin (Akademie-Verlag).
- MEHRA, O.-P., & JACKSON, M.-L. (1960): Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionit-Citrat-System, buffered with Na-Bicarbonate. – Clay and Clay Minerals, Proc. 7, National Congr.: 317–327; Washington D. C.
- MEURER, M. (1992): Die Südtiroler Almwirtschaft und das Bracheproblem aus ökologischer Sicht. – Karlsruher Ber. z. Geogr. u. Geoök., 2: 71 S.; Karlsruhe.
- MITSCHKE, E., & GÄTH, S., & FREDE, H.-G. (1991): Die Wirkung unterschiedlicher Fließgeschwindigkeiten des Porenwassers auf die Luftporenverteilung von Aggregaten. – Mitt. Bodenkdl. Ges., 66: 185–188; Oldenburg.
- MÖLLER, A. (1988): Die Böden der Allgäuer Voralpen. Bodenkundliche Kartierung mit Berücksichtigung der standorttypischen Vegetation im Gebiet des oberen Ostertal-Baches (Landkreis Oberallgäu). Erläuterungen zur Bodenkarte 1:10 000. – Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 234 S. – [unveröff.].
- MÖSSMER, E.-M. (1985): Blaikenbildung auf beweideten und unbeweideten Almen. – Jb. Verein z. Schutz d. Bergwelt, 50: 79–93; München.
- MOORE, W. J. (1977): Der feste Zustand. Eine Einführung in die Festkörperchemie anhand sieben ausgewählter Beispiele. – 164 S., 76 Abb.; Braunschweig.
- MORTENSEN, H. (1955): Die quasinatürliche Oberflächenformung als Forschungsproblem. – Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald, 4: 625–628; Greifswald.
- MOSER, M. (1971): Zahl, Form, Vorgang und Ursache der Anbruchsbildung und ihre Beziehungen zum geologischen Untergrund im Bereich des mittleren Lesachtals (Kärnten). – Intern. Symp. Interpraevent, 1: 35–48; Villach.
- MOSER, M. (1973): Vorschlag zu einer vorläufigen Hangstabilitätsklassifikation mit Hilfe eines Gefährlichkeitsindex. – 100 Jahre Hochschule f. Bodenkultur, IV(2): 159–168; Wien.
- MOSER, M. (1975): Beurteilung von Wildbachgebieten mit Hilfe von Hangstabilitäts-Klassifikationen. – Intern. Symp. Interpraevent, 2: 189–196; Innsbruck.
- MUNK, H. (1985): Ermittlung wirtschaftlich optimaler Phosphatgaben auf Löß- und Geschiebelehm Böden auf der Basis der CAL-Methode. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 148: 193–213; Weinheim (VCH).
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1990). – Baltimore, Maryland 21218, USA.
- MÜLLER-VONMOOS, M., & KOHLER, E. E. (1993): Geotechnik und Entsorgung. – In: JASMUND, K., & LAGALY, G. [Hrsg.]: Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt: 312–357; Darmstadt (Steinkopff).
- MÜLLER, W., & RENGGER, M., & VOIGT, H. (1973): Zur Kennzeichnung und Melioration staunasser Böden. – In: SCHLICHTING, E., & SCHWERTMANN, U. [Hrsg.]: Pseudogley & Gley: 639–646; Weinheim.
- NATIONALPARK BERCHTESGADEN (1991): Zwischenbericht zum Vorhaben „Bodenforschung im deutschen Alpenraum“. – Berchtesgaden. – [unveröff.].
- NATIONALPARK BERCHTESGADEN (1993): Bodenforschung Deutsche Alpen. Abschlußbericht 1988–1992. – 94 S.; Berchtesgaden. – [unveröff.].
- NESTROY, O. (1984): Aspekte der Bodenentwicklung unter Almen. – Wiener Geograph. Schr., 59/60: 67–72; Wien.
- NEUWINGER, I. (1978): Vergleichende Untersuchungen von Almböden bei Badgastein. – In: ÖSTERREICHISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN [Hrsg.]: Veröff. Österreichischen MaB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern. Ökologische Analysen von Almflächen im Gasteiner Tal, 2: 241–249; Innsbruck.
- NIEMEYER, J. (1985): Untersuchungen zum Einbau des Stickstoffes in Huminstoffe. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 43: 441–446; Göttingen.
- OBERDORFER, E. [Hrsg.] (1978): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil II. – 2., stark bearb. Aufl., 355 S., 7 Abb., 62 Tab.; Stuttgart, New York (Fischer).
- PALDELE, B. (1994): Die aufgelassenen Almen Tirols. – Innsbrucker Geogr. Studien, 23: 160 S., 35 Tab., 10 Diagr., 13 Ktn., 12 Abb., eine Ktn.-Beil.; Innsbruck.
- PIRUZI, S. (1977): Zum bodenmechanischen Verhalten verwitterter Tonschiefer. – Giessener Geol. Schr., 16: 120 S., 58 Abb., 17 Tab.; Giessen.
- PLASS, W. (1966): Braunerden und Parabraunerden in Nordhessen. – Z. Pflanzenernähr. Düng., Bodenkde., 114: 12–27; Weinheim (VCH).
- PLASS, W. (1968): Erläuterungen zur Bodenkarte von Hessen 1:25000, Blatt Nr. 4720 Waldeck. – 144 S., 25 Tab., 28 Textprof.; Wiesbaden.
- PLASS, W. (1981): Neuere quartärgeologisch-bodenkundliche Erkenntnisse und ihre Auswirkungen auf das Ökosystem Wald. – Votr. Tag. Arb.-Gem. Forstl. Standorts- u. Veg.-Kde., 8: 21–63; 27 Abb.; Recklinghausen.
- POSCH, A. (1977): Bodenkundliche Untersuchungen im Bereich der Glocknerstraße in den Hohen Tauern (2300–2600 MH). – In: CERNUSCA, A. [Hrsg.]: Alpine Grasheide Hohe Tauern – Veröff. österreichischen MaB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, 1: 11–121; Innsbruck.
- POTRATZ, K.-U. (1993): Bedeutung von Feuchte und Struktur der Bodenoberfläche für die Bodenerosion. – Bonner Bodenkdl. Abh., 11: 72 S.; Bonn.

- PRINZ, H. (1982): Abriß der Ingenieurgeologie. Mit Grundlagen der Boden- und Felsmechanik sowie des Erd-, Grund- und Tunnelbaus. – 419 S., 252 Abb., 50 Tab.; Stuttgart (Enke).
- PRITCHARD, D. T., & CURRIE, J. A. (1982): Diffusion of coefficients of carbon dioxide, nitrous oxide, ethylene and ethane in air and their measurement. – *J. Soil Sci.*, 33: 175–184; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne (Blackwell Scientific Publications).
- RATHJENS, C. (1939): Morphologische Untersuchungen in der Reiteralp und im Lattengebirge im Berchtesgadener Land. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 32: 15–86; München.
- RATHJENS, C. (1978): Die historische Dimension in der anthropogenen Formung der Erdoberfläche. – In: NAGL, H. [Hrsg.]: *Beitr. zur Quartär- und Landschaftsforschung*: 459–465; Wien (Hirt).
- RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluß des Menschen. – 160 S., 29 Abb.; Stuttgart (Teubner).
- RATHJENS, C. (1982): *Geographie des Hochgebirges*. 1 Der Naturraum. – 210 S., 66 Abb.; Stuttgart (Teubner).
- RAU, R. (1992): Schneehydrologische Untersuchungen im Nationalpark Berchtesgaden. – Ber. 1991. Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. – [unveröff.].
- RAU, R. (1993): Schneehydrologische Untersuchungen im Nationalpark Berchtesgaden. – Ber. 1992. Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften. – [unveröff.].
- REHFUESS, K. E. (1989): Zu: Bodenkundliche Forschung im Zusammenhang mit den neuartigen Waldschäden. Entgegnung auf eine Stellungnahme von B. Ulrich in AFZ 43/1988, Seite 1171. – *Allgem. Forstz.*, 15: 390–396; München.
- REHFUESS, K. E. (1990): *Waldböden*. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung. – 2. völlig neu bearb. u. erweiterte Aufl., 294 S., 119 Abb., 4 Taf., 94 Übers.; Hamburg, Berlin (Parey).
- REISIGL, H., & KELLER, R. (1987): *Alpenpflanzen im Lebensraum*. Alpine Rasen, Schutt- und Felsvegetation. Vegetationsökologische Informationen für Studien, Exkursionen und Wanderungen. – 149 S., 291 Abb.; Stuttgart, New York (Fischer).
- REUTER, F., & KLENGEL, K. J., & PASEK, J. (1978): *Ingenieurgeologie*. – 456 S., 263 Bild., 133 Tab.; Leipzig (VEB-Verlag).
- RICHARD, F., & LÜSCHER, P., & STROBEL, T. (1978a): Lokalform „Schmidwald“ bei Melchnau BE. – In: BOSSHARD, W. [Hrsg.]: *Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz*, 2(6): 57 S.; Birmensdorf.
- RICHARD, F., & LÜSCHER, P., & STROBEL, T. (1978b): Lokalform „Hau“ bei Urdorf ZH. – In: BOSSHARD, W. [Hrsg.]: *Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz*, 1(4): 51 S.; Birmensdorf.
- RICHTER, G. (1965): Bodenerosion – Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. – *Forsch. z. deutschen Landeskde.*, 152: 592 S., 9 Kt., 102 Abb., 60 Bilder, 71 Tab.; Bad Godesberg.
- RIEDL, H. (1983): Die Ergebnisse des MaB-Projektes „Sameiralp“. – *Veröff. österreichischen MaB-Programms*, 5; Innsbruck.
- RIEHM, H., & ULRICH, B. (1974): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. – *Landwirtschaftl. Forsch.*, 6: 173–176; Frankfurt am Main.
- ROTH, C. H., & HELMING, K., & FOHRER, N. (1995): Oberflächenverschlammung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 158: 43–53; Weinheim (VCH).
- RÜHLICKE, G. (1984): Der pH-Wert in Waldböden. – *Allgem. Forstz.*, 50: 1252; München.
- SALM, B. (1990): *Vorlesungsskript Schnee, Lawinen und Lawinenschutz*. – Eidgenössische Schnee u. Lawinenforsch. Davos, 284 S.; [unveröff.].
- SAND, M. VAN DE, & FISCHER, W. R. (1994): Quantifizierung der wichtigsten Mechanismen zur Säurepufferung carbonatfreier Böden. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 157: 369–373; Weinheim (VCH).
- SANKTJOHANSER, L. (1964): Wegbauprobleme im Flyschgebiet. Dargestellt an den bayerischen Verhältnissen. – *Forstwiss. Forsch.*, 19: 108 S.; Hamburg, Berlin (Parey).
- SANNER, B. (1980): Methoden zur Standsicherheitsanalyse von Böschungen. – *Giessener Geol. Schr.*, 22: 65 S., 22 Abb.; Giessen.
- SCHACHTSCHABEL, P. (1961): Bestimmung des fixierten Ammoniums im Boden. – *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde.*, 93: 125; Weinheim.
- SCHAD, P., & MAKESCHIN, F., & REHFUESS, K. E., & ASCASO, J., & ALCUBILLA, M. (1992): Bodenformen und Bodenabtrag in den Hochlagen der axialen Pyrenäen. – *Z. Pflanzenernähr. Bodenkde.*, 155: 87–93; Weinheim (VCH).
- SCHALLER, K. (1988): *Praktikum zur Bodenkunde und Pflanzenernährung*. – *Geisenheimer Ber.*, 2: 458 S.; Geisenheim.
- SCHANG, H. (1983): Die Geologie des Jenners zwischen Königssee und Torrener Joch (Berchtesgadener Alpen). – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*. – [unveröff.].
- SCHAUER, T. (1975): Die Blaikbildung in den Alpen. – *Schriftenreihe Bayerischen L.-Amt Wasserwirtsch.*, 1: VIII+30 S., 9 Abb., 13 Bild., 9 Tab.; München.
- SCHEFFER, F., & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. – 13. durchgesehene Aufl., 491 S., 220 Abb., 102 Tab., 1 Farbtaf.; Stuttgart (Enke).
- SCHIECHTL, H.-M., & STERN, R. (1985): Die aktuelle Vegetation der Hohen Tauern. Matrie in Osttirol und Großglockner, Vegetationskarten 1: 25 000 mit Erläuterungen. – *Wiss. Schr. Nationalpark Hohe Tauern*, 64 S.; Innsbruck (Wagner).
- SCHILLING, W., & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – *Geol.* 11(4): 428–460, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- SCHINNER, F. (1978): Streuabbauuntersuchungen in der Almregion der oberen subalpinen Stufe. – In: CERNUSCA, A. [Hrsg.]: *Veröff. österreichischen MaB-Hochgebirgsprogramms Hohe Tauern*, 2: 251–258; Innsbruck.
- SCHLICHTING, E. (1963): Zur Deutung von „Ortstein“-Böden im subarktisch-alpinen Gebiet. – *Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkde.*, 100: 121–126; Weinheim.
- SCHLICHTING, E. (1973): Pseudogleye und Gleye – Genese und Nutzung hydromorpher Böden. – In: SCHLICHTING, E., & SCHWERTMANN, U. [Hrsg.]: *Pseudogley & Gley*: 1–6; Weinheim.
- SCHMELLER, J. A. (1869): *Bayerisches Wörterbuch*. –
- SCHNEIDER, T. (1979): *Geomorphologische Aufnahme des Gotzengebirges und westlichen Hagengebirges (Berchtesgadener Alpen) mit einer aktualmorphologischen Karte 1:10000*. – *Dipl.-Arb. Univ. Augsburg*. – [unveröff.].

- SCHNETZINGER, K. (1972): Oberflächenverglebung im Raum Zell am See. – Mitt. Österreichischen Bodenkdl. Ges., 16: 107–110; Wien.
- SCHNITZER, M. (1992): Bedeutung der organischen Bodensubstanz für die Bodenbildung, Transportprozesse in Böden und die Bodenstruktur. – Ber. ü. Landwirtschaft., N. F., Sonderh. 206: 63–81; Hamburg, Berlin (Parey).
- SCHNITZER, M., & KHAN, S. U. [Eds.] (1978): Soil organic matter. – Developments in soil science 8: 319 S.; Amsterdam, Oxford, New York (Elsevier Scientific Publishing Company).
- SCHÖNHALS, E. (1957): Späteiszeitliche Wind-Ablagerungen in den Nördlichen Kalkalpen und die Entstehung der Buckelwiesen. – Natur und Volk, 87: 317–328; Frankfurt am Main.
- SCHÖNHALS, E., & POETSCH, T. J. (1976): Körnung und Schwermineralbestand als Kriterien für eine Deckschicht in der Umgebung von Seefeld und Leutasch (Tirol). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 27: 134–142, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Öhringen/Württ.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1988): Grundlagen und neue Aspekte der Klimatologie. – Frankfurter geowiss. Arb., B2: 130 S., 55 Abb., 11 Tab.; Frankfurt am Main.
- SCHRADER, S. (1991): Darstellung des Einflusses von Regenwürmern auf Redoxpotential und pH-Wert mit Indikatoren. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 577–580; Oldenburg.
- SCHREYER, G., & RAUSCH, V. (1978): Der Schutzwald in der Alpenregion des Landkreises Miesbach. – Bayerisches Staatsminist. Ernähr. Landwirtsch. u. Forsten [Hrsg.]: 116 S., 39 Abb., 57 Tab., 15 Bld.; München.
- SCHRÖDER, P. (1989): Die Almwirtschaft in Österreich nach den Ergebnissen der Almerhebung 1986. – Geogr. Rdsch., 10: 575–580; Braunschweig (Westermann).
- SCHÜLLER, H. (1969): Die CAL-Methode, eine neue Methode zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphates in Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 123: 48–63; Weinheim (VCH).
- SCHÜTZ, J. (1994): Tonminerale und Bodenmechanik im Gunzesrieder Achtal. Untersuchungen an Böden und deren Substraten der Faltenmolasse und des Flysch im Oberrallgäu. – Mannheimer Geogr.-Arb., 37: 135 S.; Mannheim.
- SCHULTZE, E., & MUHS, H. (1967): Bodenuntersuchungen für Ingenieurbauten. – 722 S., 782 Abb., 1 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- SCHULTZE, J. H. (1952): Die Bodenerosion in Thüringen. – Petermanns geogr. Mitt., Erg. H., 247: 183 S., 58 Fig.; Gotha.
- SCHWERTMANN, U. (1966): Inhibitory effect of soil organic matter and the crystallisation of amorphous ferric hydroxide. – Nature, 212: 645–646; London, Basingstoke (Macmillan).
- SCHWERTMANN, U. (1991): Solubility and dissolution of iron oxides. – Plant Soil, 130: 1–25; Hingham, Dordrecht (Kluwer).
- SCHWERTMANN, U., & SÜSSER, P., & NÄTSCHER, L. (1987): Protonenpuffersubstanzen in Böden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 150: 174–178; Weinheim (VCH).
- SCHWERTMANN, U., & NIEDERBUDDE, E.-A. (1993): Tonminerale in Böden. – In: JASMUND, K., & LAGALY, G. [Hrsg.]: Tonminerale und Tone. Struktur, Eigenschaften, Anwendungen und Einsatz in Industrie und Umwelt: 212–265; Darmstadt (Steinkopff).
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92: 275–285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geogr. H., 45: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1975): Schuttdecken im Buntsandstein-Odenwald. – Aufschluß, Sonderbd. 27: 321–329, 3 Abb.; Heidelberg.
- SEMMELE, A. (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie. Beispiele aus Mitteleuropa und Afrika. – Frankfurter geowiss. Arb., D6: 114 S., 57 Abb.; Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. – 3. überarb. Aufl., 41 Abb., 12 Bild.; Stuttgart (Teubner).
- SEMMELE, A. (1994): Gliederung der Solifluktsdecken in deutschen Mittelgebirgen – noch ein Problem der Wiedervereinigung? Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 74: 29–34; Oldenburg.
- SIEDECK, P., & VOSS, R., & FLOSS, R., & BRÜGGEMANN, K. (1982): Die Bodenprüfverfahren bei Straßenbauten. – 7. völlig neu bearb. u. erweiterte Aufl., 236 S.; Düsseldorf (Werner-Verlag).
- SIMMER, K. (1987): Grundbau, 1, Bodenmechanik und erdstatische Berechnungen. – 18. neu bearb. u. erw. Aufl., 267 Bild., 77 Taf., 46 Berechnungsbeispiele; Stuttgart (Teubner).
- SIMMERSBACH, P. (1982): Über Translationsgleitungen in alpinen Hängen. Ein Beitrag zur Bodenmechanik und Geotechnik vorwiegend kohäsionsloser Lockermassen und ihre Bedeutung für die Murtätigkeit in den Alpen. – In: BUNZA, G., & KARL, J., & MANGELSDORF, J.: Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde, Schr.-R. Bayerischen L.-Amt Wasserwirtsch., 17: 103–128; München.
- SIMONS, H. (1984): Die besondere Bedeutung der Almen aus Landschaftsökologischer Sicht. – In: AKADEMIE FÜR NATURSCHUTZ UND LANDSCHAFTSPFLEGE [Hrsg.]: Landschaftspflegliche Almwirtschaft, Laufener Seminarbeitr., 4: 93–98; Laufen/Salzach.
- SINOWSKI, W., & AUERSWALD, K. (1992): Erosionsschutz von Straßenböschungen und Steilhängen durch biologisch abbaubare Geotextilien. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 68: 181–184; Oldenburg.
- SOLAR, F. (1964): Zur Kenntnis der Böden auf dem Rax-Plateau. – Mitt. Österreichischen Bodenkdl. Ges., 8: 3–72; Wien.
- SONNTAG, H. (1989): Blaikenbildung in den Berchtesgader Alpen – Ursachen und Entwicklung. – Dipl.-Arb. Univ. Augsburg. – [unveröff.].
- SOOS, P. V. (1980): Eigenschaften von Boden und Fels; ihre Ermittlung im Labor. – In: Grundbautaschenbuch, Teil 1, 3. Aufl.: 59–116, 71 Bild., 6 Tab.; Berlin (Ernst & Sohn).
- SPANDAU, L. (1989): Angewandte Ökosystemforschung im Nationalpark Berchtesgaden dargestellt am Beispiel sommertouristischer Trittbelastung auf die Gebirgsvegetation. – Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden, 16, 2. Aufl.: 88 S.; Berchtesgaden.
- SPATZ, G. (1981): Die Weidewirtschaft im Gebirge und ihre Auswirkung auf die Bodenerosion. – Ber. ü. Landwirtschaft., N. F., Sonderh. 197: 49–54; Hamburg, Berlin (Parey).
- SPATZ, G., & KLUG-PÜMPEL, B. (1978): Zum Futterwert verschiedener Bestände im Bereich der Zitterauer und Stub-

- neralm über Badgastein. – In: CERNUSCA, A. [Hrsg.]: Veröff. österreichischen MaB-Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, 2: 155–162; Innsbruck.
- SPATZ, G., & WEIS, B., & DOLAR, D.-M. (1978): Der Einfluß von Bewirtschaftungsänderung auf die Vegetation von Almen im Gasteiner Tal. – In: CERNUSCA, A. [Hrsg.]: Veröff. österreichischen MaB-Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, 2: 163–180; Innsbruck.
- SPATZ, G., & NEUENDORFF, J., & PAPE, A., & SCHRÖDER, C. (1992): Zur Stickstoffdynamik unter Exkrementflecken bei Weidegang. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 155: 301–305; Weinheim (VCH).
- SPATZ, G., & FRICKE, T., & PROCK, S. (1993): Wirtschaftsbedingte Vegetationsmuster auf Almweiden der Hohen Tauern. – Revue Geogr. Alpine, 3: 83–93; Grenoble.
- SPRINGER, S., & SPATZ, G. (1985): Grünlandkartierung auf Almen im Alpenpark Berchtesgaden. – Abschlußber. MaB 6., Lehrstuhl für Grünland und Futterbau der TU-München. – [unveröff.].
- STAHR, A. (1988): Untersuchung zur Rutschungsdisposition und Stabilität eines Hanges im Matreier Becken/Osttirol. – Dipl.-Arb. Univ. Frankfurt a. M. – [unveröff.].
- STAHR, A. (1991): Bodenphysikalische Ursachen von Waldabbrüchen im Zentralalpinen Raum. – Allgem. Forst und Jagdzeitung, 162: 150–154, 4 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- STAHR, A., & KOLLOFF, H. (1991a): Der Waldabbruch bei Vögelsberg – Ein Beitrag zum Thema Wegebau und Hangrutschungen. – Österreichische Forstzeitung, 102: 40–41, 2 Abb.; Wien.
- STAHR, A., & KOLLOFF, H. (1991b): Forstwegebau nicht Schuld an Waldabbruch. Der Waldabbruch bei Vögelsberg. Ein Beitrag zum Thema Wegebau und Hangrutschungen. – Tiroler Forstdienst, Mitt.-Bl. Tiroler L.-Forstdienst, 1(34): 4–5, 2 Abb.; Innsbruck.
- STAHR, A., & DOMMERMUTH, C. (1993): Erosion im Hochgebirge und der strukturelle Wandel der Almwirtschaft. – Spektrum der Wissenschaft, 5: 16–18; Heidelberg.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standorteigenschaften im Südschwarzwald. – Freiburger bodenkdl. Abh., 9: 273 S., 13 Abb., 19 Tab.; Freiburg i. Breisgau.
- STEVENSON, F. J. (1994): Humus chemistry. – 2. Aufl., 512 S.; New York (Wiley Interscience Publications).
- STINY, J. (1910): „Die Muren“ – Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. – 139 S.; Innsbruck.
- STINY, J. (1931): Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. – 121 S., 40 Abb.; Wien (Springer).
- STOCKER, E. (1985): Zur Morphodynamik von „Plaiken“, Erscheinungsformen beschleunigter Hangabtragung in den Alpen, anhand von Messungsergebnissen aus der Kreuzeckgruppe, Kärnten. – Mitt. Österreichischen Geogr. Ges., 127: 44–70, Wien.
- TERZAGHI, K. (1925): Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. – 399 S., 65 Fig., 63 Tab.; Leipzig, Wien (Deuticke).
- TERZAGHI, K., & PECK, R. B. (1948): Soil Mechanics in Engineering Practice. – 566 S., 218 Fig., 28 Tab.; New York (Wiley & Sons).
- TERZAGHI, K., & PECK, R. B. (1961): Die Bodenmechanik in der Baupraxis. – 585 S., 218 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).
- THALHEIM, K. (1994): Mineralogisch-granulometrische Untersuchungen an Deckschichten im Osterzgebirge. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 74: 35–38; Oldenburg.
- THIEMEYER, H. (1988): Bodenerosion und holozäne Dellenentwicklung in hessischen Lößgebieten. – Rhein-Mainische Forsch., 105: 174 S., 45 Abb., 5 Tab.; Frankfurt am Main.
- TISDALL, J. M., & OADES, J. M. (1982): Organic matter and water-stable aggregates in soil. – J. Soil Sci., 33: 141–163; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne (Blackwell Scientific Publications).
- ULRICH, B. (1981): Destabilisierung von Waldökosystemen durch Akkumulation von Luftverunreinigungen. – Forst- u. Holzwirt, 36: 525–532; Hanover.
- ULRICH, B. (1988): Ökochemische Kennwerte des Bodens. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 151: 171–176; Weinheim (VCH).
- ULRICH, B., & MAYER, R., & KHANNA, P. K. (1979): Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling. – Schr. Forstl. Fak. Univ. Göttingen u. Niedersächs. Forstl. Versuchsanst., 58: 290 S.; Frankfurt am Main (Sauerländer, s Verlag).
- ULRICH, B., & MEIWES, K.-J., & KÖNIG, N., & KHANNA, P. K. (1984): Untersuchungsverfahren und Kriterien zur Bewertung der Versauerung und ihrer Folgen in Waldböden. – Forst- u. Holzwirt, 11: 279–286; Hanover.
- UMBACH, K. (1992): Die Ohnmacht überwinden. Momentaufnahmen einer Umweltbaustelle. – Berg, 92, Alpenver. –Jb., 116: 211–216; München (Rother).
- VEIT, H. (1988): Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpinen Flußeinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol). – Bayreuther Geowiss. Arb., 13: 167 S., 36 Abb., 15 Tab.; Bayreuth.
- VEERHOFF, M., & BRÜMMER, G. W. (1993): Bildung schlecht-kristalliner bis amorpher Verwitterungsprodukt in stark bis extrem versauerten Waldböden. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 156: 11–17; Weinheim (VCH).
- VÖLKEL, J. (1995): Zur Darstellung von Schichtwechseln in periglazialen Decklagen des Bayerischen Waldes unter besonderer Berücksichtigung der Mittellage und ihrer Eigenschaften. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 158: 177–186; Weinheim.
- VOTH, B. (1978): Boden, Baugrund und Baustoff. – 197 S.; Wiesbaden, Berlin.
- WEISCHET, W. (1988): Einführung in die Allgemeine Klimatologie. – 4. überarb. u. erw. Aufl., 264 S., 73 Fig.; Stuttgart (Teubner).
- WEISE, O. R. (1983): Das Periglazial. – 199 S., 97 Abb., 6 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- WIECHMANN, H. (1978): Stoffverlagerung in Podsolen. – Hohenheimer Arb., 94; Stuttgart (Ulmer).
- WIECHMANN, H. (1981): Unterscheidung der Subtypen Humus-, Eisenhumus- und Eisenpodsol. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 144: 174–180; Weinheim (VCH).
- WIECHMANN, H. (1991): Erkennungsmerkmale von B(s)h-Go- und B(s)h-Gr-Horizonten in Gley-Podsolen und Podsol-Gleyen. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 885–888; Oldenburg.
- WILHELM, F. (1974): Schnee- und Gletscherkunde. – 434 S., 58 Abb., 156 Fig., 71 Tab.; Berlin, New York (de Gruyter).

- WITTMANN, O. (1973): Der Wasserhaushalt von Pseudogleyen unter Grünlandnutzung in verschiedenen Klimabezirken Bayerns. – In: SCHLICHTING, E., & SCHWERTMANN, U. [Hrsg.]: Pseudogley & Gley: 529–535; Weinheim.
- WYSOCKI, J. (1991): Leben im Berchtesgadener Land 1800–1990. – 512 S.; Bischofswiesen (Melcher).
- ZAUSIG, J. (1994): Wasser- und Sauerstoffhaushalt sowie Redoxverhältnisse einzelner Bodenaggregate eines Pelosol-Gleys und eines Braunen Auenbodens. – Schr.-R. Inst. f. Pflanzenernähr. u. Bodenkde. Univ. Kiel, 29: 139 S., 40 Abb., 4 Tab.; Kiel.
- ZECH, W., & VÖLKL, W. (1979): Beitrag zur bodensystematischen Stellung kalkalpiner Verwitterungslehme. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 29: 661–668; Oldenburg.
- ZECHMEISTER-BOLTENSTERN, S., & SMITH, K. A. (1995): Ethylenbildung und Abbau in verschiedenen Böden. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 76: 529–532; Oldenburg.
- ZENKE, B. (1985): Lawenstriche im Bergwald. – Jb. Verein z. Schutz d. Bergwelt, 50: 49–63; München.
- ZHANG, H., & HARTGE, K. H. (1991): Zur Auswirkung organischer Substanz verschiedener Zersetzungsgrade auf die wasserstabile Aggregation durch Reduzierung der Aggregatbenetzbarkeit. – Mitt. Deutschen Bodenkdl. Ges., 66: 267–268; Oldenburg.
- ZHANG, H., & HARTGE, K. H. (1992): Zur Auswirkung organischer Substanz verschiedener Humifizierungsgrade auf die Aggregatstabilität durch Reduzierung der Benetzbarkeit. – Z. Pflanzenernähr. Bodenkde., 155: 143–149; Weinheim (VCH).
- ZIECHMANN, W. (1980): Huminstoffe. – Weinheim (VCH).
- ZIECHMANN, W., & MÜLLER-WEGENER, U. (1990): Bodenchemie. – 326 S.; Mannheim, Wien, Zürich (Bl-Wissenschaftsverlag).
- ZIELONKOWSKI, W. (1974): Vegetationskundliche Untersuchungen im Rotwandgebiet zum Problemkreis Erhaltung der Almen. – In: BAYERRISCHES L.-AMT F. UMWELTSCHUTZ [Hrsg.], Schriftenreihe Naturschutz u. Landschaftspflege, 5; München.
- ZIERL, H. (1981): Der Weg zum Nationalpark. – In: Nationalpark Berchtesgaden [Hrsg.]; Geschichte eines Schutzgebietes, Rundschau 1: 7–17; Berchtesgaden (Plenk).
- ZIERL, H. (1987): Nationalparke und Almwirtschaft. – Der Almbauer, 11:179–181; München (BLV).
- ZIRFAS, J. (1976): Geotechnische Eigenschaften von feinkörnigen organischen Lockergesteinen. – Giessener Geol. Schr., 8: 176 S., 54 Fotos.; Giessen.
- ZWECKL, J. (1986): Untersuchungen zu Abtragsformen und Bodenschäden im Testgebiet Jenner. MaB-Projekt 6. – Dipl. – Arb. Techn. Univ. München; München. – [unveröff.].
- ZWECKL, J., & SPANDAU, L. (1987): Untersuchungen zur Blaikenerosion im Jennergebiet des Nationalparks Berchtesgaden. – Landschaft + Stadt, 19(3): 122–128; Stuttgart (Ulmer).

In der Reihe der Forschungsberichte sind erschienen:

- Nr. 1 G. Enders  
**Theoretische Topoklimatologie**
- Nr. 2 R. Bochter, W. Neuerburg, W. Zech  
**Humus und Humusschwund im Gebirge**
- Nr. 3 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Zur Situation der Greifvögel in den Alpen**
- Nr. 4 G. Enders  
**Kartenteil: Theoretische Topoklimatologie**
- Nr. 5 O. Siebeck  
**Der Königssee – Eine limnologische Projektstudie**
- Nr. 6 R. Bochter  
**Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten**
- Nr. 7 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Der Funtensee**
- Nr. 8 H. Schmid-Heckel  
**Zur Kenntnis der Pilze in den Nördlichen Kalkalpen**
- Nr. 9 R. Boller  
**Diplopoden als Streuzersetzer in einem Lärchenwald**
- Nr. 10 E. Langenscheidt  
**Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen**
- Nr. 11 Herausgeber Nationalparkverwaltung  
**Das Bärenseminar**
- Nr. 12 H. Knott  
**Geschichte der Salinenwälder von Berchtesgaden**
- Nr. 13 A. Manghabati  
**Einfluß des Tourismus auf die Hochgebirgslandschaft**
- Nr. 14 A. Spiegel-Schmidt  
**Alte Forschungs- und Reiseberichte aus dem Berchtesgadener Land**
- Nr. 15 H. Schmid-Heckel  
**Pilze in den Berchtesgadener Alpen**
- Nr. 16 L. Spandau  
**Angewandte Ökosystemforschung im Nationalpark Berchtesgaden**
- Nr. 17 W. Berberich  
**Das Raum-Zeit-System des Rotfuchses**
- Nr. 18 U. Mäck, R. Bögel  
**Untersuchungen zur Ethologie und Raumnutzung von Gänse- und Bartgeier**
- Nr. 19 B. Dittrich, U. Hermsdorf  
**Biomonitoring in Waldökosystemen**
- Nr. 20 F. Kral, H. Rall  
**Wälder – Geschichte, Zustand, Planung**
- Nr. 21 M. Klein, R.-D. Negele, E. Leuner, E. Bohl, R. Leyerer  
**Fischbiologie des Königssees: Fischereibiologie und Parasitologie**
- Nr. 22 W. Traunspurger  
**Fischbiologie des Königssees: Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. I**
- Nr. 23 R. Gerstmeier  
**Fischbiologie des Königssees: Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. II**
- Nr. 24 W. Hecht, M. Förster, F. Pirchner  
R. Hoffmann, P. Scheinert, H. Rettenbeck  
**Fischbiologie des Königssees: Ökologisch-genetische Untersuchungen am Seesaibling und Gesundheitsstatus der Fische**
- Nr. 25 G. Hofmann  
**Klimatologie des Alpenparks**
- Nr. 26 K. Rösch  
**Einfluß der Beweidung auf die Vegetation des Bergwaldes**
- Nr. 27 H. Remmert, P. G. Rey, W. R. Siegfried,  
W. Scherzinger, S. Klaus  
**Kleinstmögliche Populationen bei Tieren**
- Nr. 28 B. Müller, W. Berberich, A. David  
**Schalenwild**
- Nr. 29 J. Köppel  
**Beitrag der Vegetation zum Wasserhaushalt**
- Nr. 30 H. Zierl et al.  
**Die Wallfahrt über das Steinerne Meer**
- Nr. 31 P. Pechacek  
**Spechte im Nationalpark Berchtesgaden**
- Nr. 32 Chr. Dommermuth  
**Beschleunigte Massenabtragung im Jennergebiet**
- Nr. 33 R. Bögel  
**Untersuchungen zur Flugbiologie und Habitatnutzung von Gänsegeier**
- Nr. 34 A. Schuster  
**Singvögel im Biosphärenreservat Berchtesgaden**
- Nr. 35 M. Höper  
**Moose – Arten, Bioindikation, Ökologie**
- Nr. 36 T. Barthelmeß  
**Die saisonale Planktonzuckession im Königssee**
- Nr. 37 W. Lippert, S. Springer, H. Wunder  
**Die Farn- und Blütenpflanzen des Nationalparks**
- Nr. 38 G. Gödde  
**Die Holzbringung aus dem Einzugsgebiet des Königssee**
- Nr. 39 A. Stahr  
**Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen**

Zu beziehen über die  
Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6, D-83471 Berchtesgaden

