

Zur raum-zeitlichen Variabilität von Massenbewegungen und pedologische Kartierungen in alpinen Einzugsgebieten

**Dendrogeomorphologische Fallstudien und Erläuterungen zu den Bodenkarten
Lahnenwiesgraben und Reintal
(Bayerische Alpen)**

BAND I

Inauguraldissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Philosophischen Fakultät III
- Geschichte, Gesellschaft, Geographie -
der Universität Regensburg
im Fach
Geographie

vorgelegt von

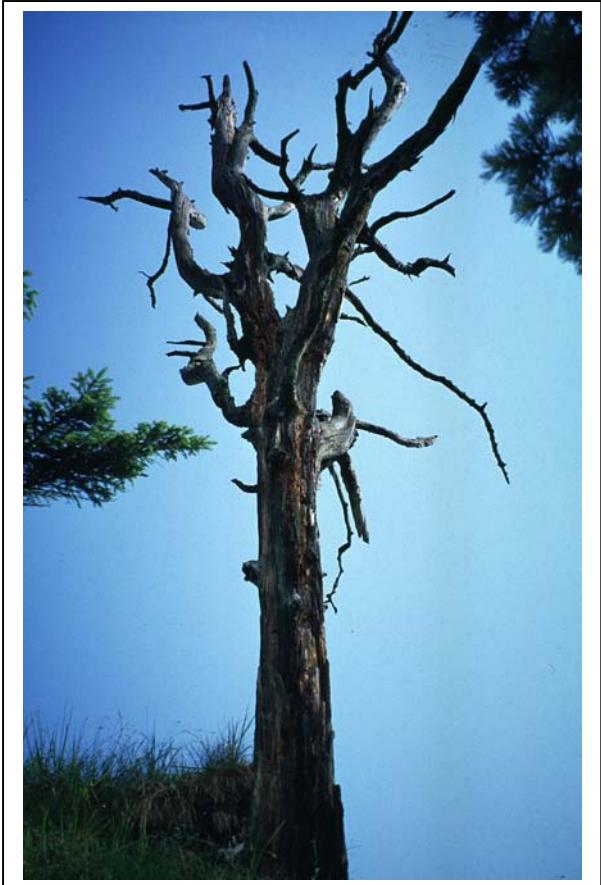
Florian Koch

aus Steinbach

Winter 2004

Erstgutachter: Prof. Dr. Horst Strunk

Zweitgutachter: Prof. Dr. Klaus Heine



- der Baum als Zeitzeuge -

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DfG-Bündelforschungsprojektes SEDAG (**Sedimentkaskaden in alpinen Geosystem**) erstellt. Die Auswahl der beiden Untersuchungsgebiete war ein regionaler Kompromiss zwischen den am Bündelantrag beteiligten universitären Gruppen. Innerhalb des von Prof. Dr. Horst Strunk betreuten Teilprojektes am Geographischen Institut der Universität Regensburg wurden umfangreiche dendrogeomorphologische und pedologische Untersuchungen durchgeführt.

Das Bündelprojekt setzt sich aus vier weiteren Projektgruppen mit unterschiedlichen Fragestellungen zusammen:

- Prof. Dr. Becht (Projektkoordinator, Geographie, München/Göttingen): Modellierung der Sedimentkaskaden schnell verlaufender fluvialer und nivaler Prozesse hoher Frequenz im Lahnenwiesgraben und Reintal.
- Prof. Dr. Moser (Geologie, Erlangen): Untersuchungen zur Bilanzierung gravitativer Massenbewegungen in Locker- und Festgesteinen der Nördlichen Kalkalpen.
- Prof. Dr. Schmidt & Dr. Vetter (Geographie, Halle): Materialtransfer in alpinen Fließgewässern – Mobilität und funktionale Koppelung.
- Dr. Schrott & Prof. Dr. Dikau (Geographie, Bonn): Die Rolle von Sedimentspeichern im geomorphologischen Prozessgefüge alpiner Kaskadensysteme.

Die Begeisterung für die Dendrogeomorphologie wurde durch meinen Lehrer und Doktorvater Prof. Dr. Strunk bereits während alpinen Exkursionen im Studium geweckt. Im Rahmen einer Diplomarbeit zur dendrogeomorphologischen Analyse von Massenbewegungen im Lainbachgebiet bei der Ortschaft Benediktbeuern wurden die fachspezifischen Grundlagen für spätere wissenschaftliche Untersuchungen gelegt. Bereits dieser erste tiefgehende Kontakt mit der Materie offenbarte einen großen Forschungsbedarf im Bereich der dendrogeomorphologischen Bearbeitung, insbesondere von Rutschungen und Kriechbewegungen. Die geringe Anzahl an Publikationen in diesem naturwissenschaftlichen Forschungsbereich gab mir den Antrieb, die Methoden an verschiedenen Prozessen zu testen und weiter zu verfeinern.

Die Einbettung der Arbeiten in ein Bündelprojekt, bei dem zahlreiche Kollegen aus dem Bereich der Geographie und Geologie der Universitäten Bonn, Erlangen, Göttingen, Halle und München für eine rege Zusammenarbeit und effizienten wissenschaftlichen Austausch sorgten, bot beste Möglichkeiten, eine fundierte wissenschaftliche Arbeit zu erstellen. Auch

der stete Austausch mit Dendrochronologen aus deutschen und schweizerischen Fachkreisen spornte mich an.

Da ich seit meiner Kindheit am Alpennordrand lebe, fand mein seither bestehendes Interesse an alpiner Landschaft und die persönliche Faszination am Hochgebirge eine erfüllende Ergänzung und Bestätigung mit wissenschaftlichem Hintergrund.

Die vielfältigen Motivationsgründe und nicht zuletzt die vielen Menschen, die mich unterstützten, mich anleiteten, kritisierten und mir gut zusprachen, führten letztendlich zur Fertigstellung der vorliegenden Arbeit.

Ohne Unterstützung, sei sie finanzieller, materieller oder geistiger Art ist keine wissenschaftliche Arbeit von diesem Umfang möglich. Darum gilt mein herzlichster Dank allen Menschen, die mir in irgendeiner Form geholfen haben. Sei es der Wandersmann, der mich durch ein Gespräch bei strömendem Regen während der Geländearbeiten aufmunterte und mir heißen Tee reichte, die Deutsche Forschungsgemeinschaft, meine Frau Eva oder mein Doktorvater. Danke !

Natürlich ist die Wertigkeit der Hilfen unterschiedlich. Trotzdem verzichte ich auf die übliche und häufig übertriebene Danksagung an Einzelpersonen bzw. Institutionen. Das hat den Vorteil, dass keiner vergessen wird. Außerdem wissen die Betroffenen ohnehin um meine Dankbarkeit.

Florian Koch im Herbst 2004

Kurzfassung

Im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekts 'Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen' (SEDAG) wurden die alpinen Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal nahe Garmisch-Partenkirchen als Forschungsobjekte ausgewählt. Innerhalb des Teilprojekts unter der Leitung von Prof. Dr. Strunk (Universität Regensburg) wurden in den Jahren 2000-2003 flächendeckend bodenkundliche Kartierungen sowie auf insgesamt 13 Standorten dendrogeomorphologische Untersuchungen von Massenbewegungen durchgeführt. Durch die Verknüpfung dieser zwei Forschungsschwerpunkte war es möglich, auf der Basis von Einzelstandorten eine Gefahrenkarte für Rutsch- und Kriechbewegungen für den gesamten Lahnenwiesgraben zu erstellen.

Dendrogeomorphologische Methoden zur Rekonstruktion der Reliefdynamik wurden für fünf geomorphologische Prozesstypen eingesetzt. Neben den Schwerpunkten Kriech- und Rutschbewegungen im Lahnenwiesgraben sowie Muren im Reintal konnten zudem wesentliche Erkenntnisse zum Einsatz der Methoden an den Prozessen Lawinen und fluviale Verschüttung erzielt werden. Die Auswertung von Holzproben wie Bohrkernen und Scheiben rezent aufwachsender Fichten (*Picea abies*) ermöglichte den Einblick in die Hangdynamik der vergangenen 100-150 Jahre. Die dendrogeomorphologische Analyse erfolgte mittels Skeleton Plots, welche auf Basis synchronisierter Jahrringkurven gebildet wurden. Abgesehen von unzähligen datierten Ereignisjahren an den verschiedenen Standorten konnten Ereignisintervalle von ca. sechs Jahren sowie charakteristische Phasen starker und schwacher Hangdynamik im Lahnenwiesgraben rekonstruiert werden (ohne Lawinenprozess). Für die durchschnittliche Murfrequenz im Reintal konnte im Mittel aller untersuchten Standorte ein Intervall von 14,8 Jahren ermittelt werden. Tatsächlich ist die Murfrequenz deutlich höher. Der Grund für das niedrige Ereignisintervall von ca. 15 Jahren liegt in erster Linie am begrenzten Einsatz der Methoden, welcher ein Vorhandensein von Untersuchungsbäumen im Prozessgebiet voraussetzt.

Der Abgleich dendrogeomorphologisch datierter Ereignisjahre mit Niederschlagstageswerten der Stationen Garmisch und Zugspitze (1950-1995) ermöglichte die Ausweisung von Niederschlagsschwellenwerten. Die Problematik der Schwellenwertbildung wurde diskutiert und macht deutlich, dass es sich nur um Näherungswerte an den Realzustand handeln kann. Es konnte ein Tagesminimum von 38 mm Regenniederschlag (Starkregen) für Muren ausgewiesen werden. Bei Rutschungen und Kriechbewegungen konnten 86,4 mm in drei Tagen, 116,8 mm/Woche oder 210,8 mm in drei Wochen rekonstruiert werden.

Als Ergebnis der aufwendigen pedologischen Kartierungen der beiden jeweils ca. 17 km² großen hydrologischen Einzugsgebiete werden zwei Bodenkarten mit Erläuterungen präsentiert. Dem vom Ausgangsgestein abhängigen vergleichsweise monotonen Bild im Reintal mit Rohböden und Rendzinen steht eine deutlich abwechslungsreichere Verteilung der Böden im Lahnenwiesgraben gegenüber. Insbesondere die tonreichen Gley- und Braunerdevarietäten, hervorgegangen aus der Verwitterung von Kössener Schichten und Plattenkalk, sind mitverantwortlich für die verbreiteten Kriech- und Rutschbewegungen im Lahnenwiesgraben.

Abstract

Within a project named SEDAG (**S**ediment **C**ascades in **A**lpine **G**eosystems) sponsored by the German Society for the Advancement of Scientific Research the alpine catchments Lahnenwiesgraben and Reintal near the city of Garmisch Partenkirchen (southern Germany) were chosen to investigate geomorphological processes and soils. The two main objectives of this study are:

- (1) dendrogeomorphological research of different process-types (debris flow, slides, creep, fluvial erosion and avalanches) to reconstruct process frequencies and slope dynamics;
- (2) pedological research and pedological mapping of both study areas (about 34 km²).

Both objectives were connected in a Geographical Information System (GIS). A map of areas of the Lahnenwiesgraben, endangered by creep and slide processes, can be presented as an important result. This is discussed with regard to precipitation data and its critical valuation of reconstructed thresholds in alpine areas. The results represent an approach to actual precipitation thresholds: 38 mm one day minimum of rain for debris flows; creep or slides could be released by 86,4 mm/three days, 116,8 mm/week or 210,8 mm/three weeks.

Dendrochronological analysis was mainly concentrated on widespread creep and slides in the Lahnenwiesgraben and on debris flows in the limestones of the Reintal. The analysis of cores and slides of recent growing spruces (*Picea abies*) gives an insight into the slope dynamics of the past 100-150 years. Crossdated tree ring growth curves were transformed into skeleton plots, which are the basis of dendrogeomorphological analysis.

It was possible to reconstruct event year intervals of about six years at different sites in the Lahnenwiesgraben. Further phases of strong and weak slope dynamics were reconstructed.

The averaged debris flow frequency at all investigated sites of Reintal amounts to 14,8 years, which is obviously lower than the actual state. This difference is based on the limited use of dendrochronological methods. Especially in the upper Reintal there are no trees on active debris flow cones.

The results of the expended pedological mapping of the two alpine catchments with an extension of about 34 km² are two maps and additional explanations. A steep relief and the homogeneous geology of the limestones are responsible for the widespread leptosols and rendzic leptosols in the Reintal.

There is much more diversity in geology and even in soils at Lahnenwiesgraben. Especially the clayey gleysols and cambisols as a result of weathered Triassic sediments and postglacial deposits are responsible for creep and slide movements.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	i-ii
Kurzfassung / Abstract.....	iii-v
Verzeichnisse (Inhalt, Tabellen, Abbildungen).....	v-xiii
1. EINFÜHRUNG.....	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	3
1.2 Stand der Forschung.....	5
1.3 Wahl der Untersuchungsgebiete	6
2. MASSENBEWEGUNGEN ALS DENDROCHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGSGEGENSTÄNDE.....	8
2.1 Muren (Murgang)	11
2.2 Rutschungen.....	16
2.3 Kriechbewegungen.....	22
2.4 Gravitative Schneedynamik - Lawinen	24
2.5 Erosion durch Fliessgewässer und Akkumulation auf Schwemmfächern und Schwemmkegeln	26
3. DENDROGEOMORPHOLOGIE – GRUNDLAGEN UND METHODIK.....	28
3.1 Definition und Stellung	28
3.2 Vom Baum zur Jahrringanalyse	29
3.2.1 Wahl der Baumart - Die Fichte als Untersuchungsgegenstand	29
3.2.2 Standortwahl und Aufnahme.....	31
3.2.3 Gewinnung von Probenmaterial	32
3.2.4 Präparation der Holzproben	36
3.2.5 Der Jahrring als Grundlage der dendrochronologischen Analyse.....	37
3.2.6 Vermessung der Jahrringe	39
3.2.7 Aufbereitung und Präsentation der Daten – Skeleton Plots, Datentabellen.	40
3.3 Datierungen von Massenbewegungen an Fichten (<i>Picea abies</i>).....	43
3.3.1 Abrupte Zuwachsänderung.....	45

3.3.2	Bildung von Reaktionsholz - Druckholz.....	47
3.3.3	Adventivwurzeln, Freilegung von Wurzeln	49
3.3.4	Reaktion auf Stammverletzungen.....	50
3.3.5	Mindestalterdatierung von Fichten auf Erosionsflächen	51
4.	LAGE UND NATURÄUMLICHE AUSSTATTUNG DER UNTERSUCHUNGSGEBIETE IM ÜBERBLICK.....	53
4.1	Lage	53
4.2	Klimatische Rahmenbedingungen (Niederschlag siehe auch Kapitel 7).....	55
4.3	Geologie und Böden.....	59
4.4	Vegetation	63
4.5	Zusammenfassung	66
5.	ANTHROPOGENE NUTZUNG – HISTORISCHE ENTWICKLUNG	67
6.	QUANTITATIVE UND QUALITATIVE ANALYSE DER DENDROGEOMORPHOLOGISCHEN ARBEITEN	70
6.1	Einführung.....	70
6.2	Standortchronologien von Lahnenwiesgraben und Reintal	73
6.3	Lahnenwiesgraben (LWG)	79
6.3.1	Grundlegendes zum Kapitelaufbau der einzelnen Untersuchungsgebiete ...	79
6.3.2	Testfläche Anbruch Enning (LWG)	80
6.3.2.1	Rahmenbedingungen.....	80
6.3.2.2	Auswertung und Interpretation.....	83
6.3.2.3	Zusammenfassung	91
6.3.3	Testfläche FP 31 (LWG).....	92
6.3.3.1	Rahmenbedingungen.....	92
6.3.3.2	Catena im Hangmoor am Standort FP 31.....	94
6.3.3.3	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen.....	98
6.3.3.4	Zusammenfassung der Auswertungen am Standort FP 31.....	103
6.3.4	Nackental - TNT (LWG).....	104
6.3.4.1	Rahmenbedingungen.....	104
6.3.4.2	Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen am Standort Nackental	108

6.3.4.3	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen am Standort Nackental	113
6.3.4.4	Zusammenfassung der Auswertungen am Standort Nackental	124
6.3.5	Erdstrom Brünstelsgraben (LWG).....	126
6.3.5.1	Rahmenbedingungen.....	126
6.3.5.2	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen.....	128
6.3.5.3	Zusammenfassung	136
6.3.6	Herrentischgraben (LWG)	138
6.3.6.1	Rahmenbedingungen.....	138
6.3.6.2	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen.....	141
6.3.6.3	Zusammenfassung der dendrogeomorphologischen Auswertungen am Standort Herrentischgraben	150
6.3.7	Gries – Schotterebene (LWG).....	152
6.3.7.1	Rahmenbedingungen.....	152
6.3.7.2	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen am Standort Gries.....	155
6.3.7.3	Zusammenfassung der Auswertungen am Standort Gries	158
6.3.8	Lawinenbahn an der Pfleger Hütte – Brünstels-Lawinenbahn (LWG).....	160
6.3.8.1	Rahmenbedingungen.....	160
6.3.8.2	Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen.....	164
6.3.8.3	Zusammenfassung	172
6.3.9	Zur Frage des Flächenbezugs datierter Massenbewegungen im Lahnenwiesgraben - Gefahrenkarte.....	174
6.4	Reintal	179
6.4.1	Mure I (Mindestalterdatierung)	179
6.4.1.1	Rahmenbedingungen.....	179
6.4.1.2	Überlegungen zur Mindestalterdatierung bei Mure I	181
6.4.1.3	Auswertung und Interpretation.....	183
6.4.1.4	Zusammenfassung	187
6.4.2	Mure III (Hintere Blaue Gumpe)	187
6.4.2.1	Rahmenbedingungen.....	188

6.4.2.2	Auswertung und Interpretation.....	190
6.4.3	Mure IV - Vordere Blaue Gumpen.....	193
6.4.3.1	Rahmenbedingungen.....	193
6.4.3.2	Auswertung und Interpretation.....	196
6.4.3.3	Zur Stratigraphie am Standort Mure IV	200
6.4.3.4	Zusammenfassung	202
6.4.4	Mure V (Sieben Sprünge)	203
6.4.4.1	Rahmenbedingungen.....	203
6.4.4.2	Auswertung und Interpretation.....	206
6.4.4.3	Zusammenfassung	211
6.4.5	Schwemmkegel (Hintere Blaue Gumpen)	212
6.4.5.1	Rahmenbedingungen.....	212
6.4.5.2	Auswertung und Interpretation.....	214
6.4.5.3	Zusammenfassung	217
6.4.6	Zur Frage des Flächenbezugs datierter Massenbewegungen im Reintal....	218
7.	ZUR BEZIEHUNG ZWISCHEN MASSENBEWEGUNGEN UND NIEDERSCHLAG IN DEN UNTERSUCHUNGSGEBIETEN	221
8.	PEDOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	227
8.1	Einführung.....	227
8.2	Stand der Forschung in Bezug zu den pedologischen Kartierungen in den Untersuchungsgebieten	228
8.3	Ziele der pedologischen Kartierung	230
8.4	Eingesetzte Methodik	230
8.5	Zur Systematik und Bezeichnung der kartierten Böden	231
8.6	Erläuterungen zur Bodenkarte Lahnenwiesgraben 1:20 000	233
8.6.1	Unterer Lahnenwiesgraben	234
8.6.2	Oberer Lahnenwiesgraben	239
8.6.3	Kramerspitzbereich (Hauptdolomit)	243
8.7	Charakterisierung wichtiger Böden im Lahnenwiesgraben	243
8.8	Charakterisierung der wichtigsten Böden im Reintal	251

9.	ZUSAMMENFASSUNG	257
10.	LITERATURVERZEICHNIS	260

Anhang (siehe BAND II – Anlagen)

Anlage A

- Masterplot (Standortchronologie)
- Skeleton Plots der Arbeitsgebiete im Lahnenwiesgraben
- Skeleton Plots der Arbeitsgebiete im Reintal

Anlage B

- Bodenprofile im Lahnenwiesgraben
- Bodenprofile im Reintal
- Profile der Rammkernsondierungen im Untersuchungsgebiet Testfläche Nackental (Lahnenwiesgraben)

Kartenmappe

- Karte 1: Arbeitsgebiete Lahnenwiesgraben und Standort / Anzahl der Bäume der Standortchronologie
- Karte 2: Arbeitsgebiete Reintal und Standort / Anzahl der Bäume der Standortchronologie
- Karte 3: Testfläche Nackental – Morphologische Karte mit Baumstandorten, Hydrologie und Hangprofil
- Karte 4: Brünstels-Lawinenbahn – Baumstandorte, Hangneigung und Hangprofil
- Karte 5: Bodenkarte Lahnenwiesgraben 1: 20 000
- Karte 6: Bodenkarte Reintal 1 : 25 000

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Individuelle Gliederung der Grundtypen der in den Untersuchungsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal vorkommenden Massenbewegungen. Schräggestellte Bezeichnungen weisen auf ihre dendrochronologische Untersuchung im Rahmen dieser Arbeit hin. (eigener Entwurf)	9
Tab. 2: Morphologische Merkmale einer Rotationsrutschung (in Abwandlung nach BUNZA 1992). ...	19
Tab. 3: Internationale Lawinenklassifikation (nach LAND TIROL 1996).....	24
Tab. 4: Rheologisch, geomorphologisch, sedimentologische Merkmale von Wasser- und Sedimentbewegungen in ihren Transportbahnen (nach COSTA 1988, leicht verändert).	27
Tab. 5: Holzproben, die im Gelände gewonnen wurden und für die dendrochronologische Analyse präpariert wurden.....	33
Tab. 6: Process-event-response system – Untersuchte Prozesse, festgestellte Wirkungen und analysierte Reaktion der Bäume (verändert nach SHRODER 1980).....	44
Tab. 7: Klimatische Parameter für den Lahnenwiesgraben aus dem Klimaatlas von Bayern nach KNORR (1952). Die Werte beziehen sich auf den Beobachtungszeitraum 1881-1930.....	57
Tab. 8: Klimatische Parameter für das Reintal aus dem Klimaatlas von Bayern nach KNORR (1952). Die Werte beziehen sich auf den Beobachtungszeitraum 1881-1930.	58
Tab. 9: Naturräumliche Ausstattung der Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal.	66
Tab. 10: Auflistung der Untersuchungsgebiete und der jeweils dendrogeomorphologisch untersuchten Prozesse	72
Tab. 11: Baumdaten von Baum 1 bis 3 (Anbruch Enning/Gruppe 1).....	85
Tab. 12: Baumdaten von Baum 4 bis 7 (Anbruch Enning/Gruppe 2).....	86
Tab. 13: Baumdaten von Baum S 1 bis 4 (Anbruch Enning/Gruppe 3)	87
Tab. 14: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche FP 31 (Bäume 1-7 und 12). Die Kernentnahme fand bei allen Bäumen am 18.08.2000 statt.	99
Tab. 15: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche FP 31 (Bäume 8-11). Die Kernentnahme fand bei allen Bäumen am 18.08.2000 statt.	101
Tab. 16: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche Nackental (TNT). Die Kerne wurden am 27.09, 25/26.10, 13.11.2000 und am 23.07.2001 entnommen.	122
Tab. 17: Baumdaten und Analyse am Standort Erdstrom (Brünstelsgraben). Die Kernentnahme erfolgte am 16./18.-19.10.2001.....	137
Tab. 18: Baumdaten und Analyse am Standort Herrentisch (Bäume 19-19). Die Kernentnahme erfolgte am 25. und 31.07.2001.....	143
Tab. 19: Baumdaten und Analyse am Standort Herrentisch (Bäume 1-18). Die Kernentnahme erfolgte am 25. und 31.07.2001.....	146
Tab. 20: Vergleich der datierten Ereignisjahre der zwei Baumgruppen am Standort Gries.	157
Tab. 21: Baumdaten und Analyse am Standort Gries. Die Kernentnahme erfolgte am 27.06.2002. .	158
Tab. 22: Einteilung der Lawinenbahn in Zonen mit untersuchten Bäumen. Die Bäume 9 und 16 (in Klammern) stehen jeweils oberhalb der angegebenen Zonen.	163
Tab. 23: Baumdaten der Bäume in Zone I. Baum 9 befindet sich außerhalb (oberhalb) dieser Zone, wird jedoch aufgrund der Hangposition hier mit aufgeführt.	165
Tab. 24: Baumdaten der Bäume in Zone II.	167
Tab. 25: Baumdaten der Bäume aus Zone III.	168
Tab. 26: Baumdaten der Bäume in Zone IV.....	169
Tab. 27: Baumdaten der Bäume in Zone V. Baum 16 befindet sich außerhalb (oberhalb) dieser Zone, wird jedoch aufgrund der Hangposition hier mit aufgeführt.	171
Tab. 28: Ereignisjahre der Zonen I – V der Brünstels-Lawinenbahn.	172
Tab. 29: Übersicht der ermittelten Ereignisjahre an den Untersuchungsstandorten im Lahnenwiesgraben.....	175
Tab. 30: Mure I – Baumdaten. Die Entnahme der Holzproben erfolgte am 20.09.2000.....	183
Tab. 31: Datierter Murereignisse auf Mure I: Einzelereignisse und abgeleitete Großereignisse. Bei den Jahresangaben handelt es sich um das jeweils älteste Baumalter auf dem jeweiligen Lobus zuzüglich der durchschnittlich acht Jahre Sukzessionsgeschwindigkeit für Fichten.....	186
Tab. 32: Baumdaten und Analyse am Standort Mure III. Die Entnahme der Holzproben wurde am 01.08.2001 durchgeführt.....	190
Tab. 33: Baumdaten und Analyse am Standort Mure IV. Die Entnahme der Holzproben wurde am 06/07.06.01 und 17.07.01 durchgeführt.....	196
Tab. 34: Baumdaten und Analyse am Standort Mure V. Die Entnahme der Holzproben wurde Ende August 2000 und am 20.09.00 durchgeführt. Die Holzproben von Baum 5 und 10 sind für eine Analyse unbrauchbar.....	210

Tab. 35: Baumdaten und Analyse am Standort Schwemmfächer (Hintere Blaue Gumpe). Die Entnahme der Holzproben erfolgte am 15.08.00.....	214
Tab. 36: Untersuchungsstandorte im Reintal – Ereignisjahre und Intervalle. Nicht fett gedruckte Jahresangaben entsprechen unsicheren Datierungen.....	218
Tab. 37: Gegenüberstellung von Niederschlagsmaxima (1950-1995) der Stationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen und datierter Massenbewegungen in Lahnenwiesgraben und Reintal (Datenquelle Niederschlag: DWD).....	224
Tab. 38: Untere Grenzwerte verschiedener Niederschlagsmaxima (1950-1995) der Stationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen, die zur Auslösung von datierten Massenbewegungen führten.....	225

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Klassifizierung der Massenbewegungen (nach CARSON & KIRKBY 1972, S. 100).	8
Abb. 2: Auf einen Punkt der Scherfläche wirkende Kräfte (nach SELBY 1993).	10
Abb. 3: Typisches Beispiel einer granulären Mure im Reintal.....	14
Abb. 4: Mure IV – Typisches Beispiel für eine (kleine) Sedimentkaskade im Reintal mit zentraler Stellung der Murdynamik und deren dendrochronologischer Auswertung.....	15
Abb. 5: Einfluss verschiedener Faktoren auf die Hangstabilität sowie bodenmechanische Modell-betrachtung (aus RICKLI 2001).	16
Abb. 6: Hauptrutschungsarten und ihre Anbruchsformen (eigener Entwurf).	17
Abb. 7: Schematische Darstellung einer zusammengesetzten Rutschung (Rotations- und Translationsrutschung) (aus BUNZA 1992, S. 118).	18
Abb. 8: Darstellung der morphologischen Merkmale einer Rotationsrutschung (aus BUNZA 1992) ..	19
Abb. 9: Einfache Rotationsrutsche.	20
Abb. 10: Multiple Rotationsrutschung.....	20
Abb. 11: Sukzessive oder gestufte Rotationsrutschung.....	21
Abb. 12: Grundlawine und Erosion durch Lawinenschurf (links).	25
Abb. 13: Lawinenhänge im Lahnenwiesgraben.	25
Abb. 14: Blockdiagramm: Dendrochronologie und ihre zentrale Bedeutung für die angewandte Forschung (leicht abgewandelt nach KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995). Aspekte aus den grauen Feldern werden in der vorliegenden Arbeit behandelt.	28
Abb. 15: Das Bohrgerät – Schwedischer Inkrement-Handbohrer (Zuwachsbohrer) mit Extraktorschiene (links) (STOKES & SMILEY 1968) und Vergrößerung der Bohrerspitze (rechts) (SCHWEINGRUBER 1983).	32
Abb. 16: Baumscheibe mit Radien und Kernausschnitt im Vergleich.	34
Abb. 17: Auf Wellpappe eingeklebte Kerne (links) und Utensilien für die Kernpräparation (rechts)....	36
Abb. 18: Stammquerschnitt (a) und Jahrring auf Zellebene (b) eines Nadelholzes (aus SCHWEINGRUBER et al. 1984).	37
Abb. 19: Messtischanlage im dendrochronologischen Labor der Universität Regensburg.	39
Abb. 20: Bildung von Skeleton Plots – Datenaufbereitung und Präsentation anhand eines Beispiels.	42
Abb. 21: Beginn einer abrupten Zuwachsreduktion bei einer Fichte (<i>Picea abies</i>).	45
Abb. 22: Druckholzbildung (Reaktionsholz) infolge Schiefstellung des Baumstammes bei einer Fichte (<i>Picea abies</i>) sowie exzentrisches Wachstum.	47
Abb. 23: Stammverletzung mit partieller Überwallung.	50
Abb. 24: Lage der Untersuchungsgebiete -Lahnenwiesgraben und Reintal.....	53
Abb. 25: Klimadiagramme von Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen. Beobachtungszeitraum 1951-1980. Datenquelle: STRÄSSER (1993), S.78 und S.246.	56
Abb. 26: Vegetationshöhenstufen in den Alpen (Aus: DTV-ATLAS ÖKOLOGIE 1994, S. 96)	63
Abb. 27: Standortchronologien aus den Untersuchungsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal mit fünf Trendphasen. Abgebildet sind die Rohwerte der Jahrringbreiten in hundertstel Millimeter bezüglich der Kalenderjahre von 1831 bis 2000.	75
Abb. 28: Standortchronologien aus den Untersuchungsgebieten Reintal und Lahnenwiesgraben. Zur Bereinigung des natürlichen Alterstrends wurde die prozentuale Abweichung der Jahrringbreiten vom gleitenden 10-jährigen Mittelwert errechnet. Der Korrelationskoeffizient wurde ebenfalls auf Basis des gleitenden 10-jährigen Mittels bestimmt.	76
Abb. 29: Anbruch Enning – Baumstandorte und Morphologie.	81
Abb. 30: Anbruch Enning – Profilwand (400 cm breit) an der oberen Abrisskante.....	82

Abb. 31: Standort Anbruch Enning – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken)	83
Abb. 32: Gegenüberstellung Bewegungsphasen m Standort Anbruch Enning.	84
Abb. 33: Scheibe AE 5 (Radien a-d) – Diagramm mit Jahrringbreiten (oben) und Tabelle mit Daten der Auswertung von Skeleton Plots der Radien a-d. Die Radien a und d sowie b und c liegen sich jeweils gegenüber.....	88
Abb. 34: Bewegungsaktivität am Standort Anbruch Enning 1880-2000.	90
Abb. 35: Das Untersuchungsgebiet FP 31.	92
Abb. 36: FP 31 – Baumstandorte, Morphologie und Hangprofil.....	93
Abb. 37: Catena am Standort FP 31 – Hangprofil mit Bohrpunkten (oben) und stratigraphischer Aufbau der Eikelkampbohrungen 1 bis 16 (unten). Die Schraffur für II f Aa und III f Aa ist identisch, da somit ihr mehrfaches Auftreten visuell eindrucksvoller erscheint. Ihre Unterscheidung geht aus dem jeweiligen Profilaufbau hervor.....	95
Abb. 38: Standort FP 31 – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).....	98
Abb. 39: Bewegungsaktivität am Standort FP 31.....	102
Abb. 40: Standort Testfläche Nackental – Morphologie, Hydologie und Baumstandorte.	105
Abb. 41: Hangprofil am Standort Nackental. Vermessen wurde das Profil vom Lahnenwiesgrabenbach (0 m) bis auf die Höhe der Rammkernsondierung 1. Rammkern 2 befindet sich ca. 50m oberhalb von Rammkern 1. Das Hangprofil zwischen diesen Punkten wurde nicht eingemessen (Aufnahme/Bearbeitung: Koch 2000/2003).	106
Abb. 42: Uferanbrüche (links) und Bereich Nackental (von oben) auf alter Denudationsfläche und mit schiefgestellten Fichten (Aufnahme Koch 2002).	107
Abb. 43: Profil 8432 S 9 – Braunerdeprofil in der Testfläche Nackental, Schürfgrube.	112
Abb. 44: Standort Nackental – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).....	113
Abb. 45: Bewegungsaktivität am Standort Nackental	116
Abb. 46: Kartenausschnitt mit Bäumen 41-50 (vgl. Abb. 40 oder Karte 3 im Kartenmappe Band II). 117	117
Abb. 47: Infolge einer Rutschung im Jahr 1943 (+1) schiefgestellte Fichten.....	118
Abb. 48: Zusammenhang zwischen Vernässung und Bewegungen nördlich und östlich des Nackentals (Karten-ausschnitt ist eingenordet,vgl. Abb. 40 und Karte 3).....	119
Abb. 49: Kartenausschnitt im Bereich aktiver Uferanbrüche (vgl. Abb. 40 und Karte 3)	121
Abb. 50: Erdstrom – Baumstandorte und Morphologie	127
Abb. 51: Standort Erdstrom – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken)	128
Abb. 52: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).	131
Abb. 53: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).	131
Abb. 54: Standort Erdstrom – Morphologie im oberen Hangbereich (vgl. Abb. 50).	132
Abb. 55: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).	133
Abb. 56: Bewegungsaktivität am Standort Erdstrom 1860-2001	135
Abb. 57: Hydrologisches Einzugsgebiet des oberen Herrentischgrabens.	138
Abb. 58: Standort Herrentischgraben – Baumstandorte und Morphologie	139
Abb. 59: Standort Herrentischgraben – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).	141
Abb. 60: Standort Herrentischgraben – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 58).	142
Abb. 61: Standort Herrentischgraben – Unterer Teil (vgl. Abb. 58).	145
Abb. 62: Zusammenhang der Massenbewegungen im oberen und unteren Teil des Untersuchungsgebietes Herrentischgraben.	148
Abb. 63: Bewegungsaktivität am Standort Herrentischgraben (1880-2001).	149
Abb. 64: Standort Gries – Geländeaufnahme am 27.06.2002.	152
Abb. 65: Flussterrasse mit einsedimentierten Bäumen 1 bis 4 (links) und Baum 5 mit Adventivwurzel (rechts) (Fotos: Koch 06.2002).	153
Abb. 66: Ganglinien des Lahnenwiesgrabens am Pegel Burgrain in der Messsaison 2002 (Quelle: Dipl. Geogr. Unbenannt, Physische Geographie Universität Halle, unveröffentlichte Daten)....	154
Abb. 67: Standort Gries – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken). Druckholz konnte an keinem der beprobten Fichten beobachtet werden.	156
Abb. 68: Standort Brünstels-Lawinenbahn: Übersicht (links) und Hangneigung (rechts).	161
Abb. 69: Hangprofil der Brünstels-Lawinenbahn zwischen 1260-1430 m NN. Zone V: Anrißbereich für Lawinen, Zonen I-IV: potentielle Ablagerungsbereiche für Lawinen.	162

Abb. 70: Blick vom Schwemmfächer des Lahnenwiesgrabens bei Burgrain (ca. 700 m. NN) auf die Brünstels-Lawinenbahn (links) und Nahaufnahme der Lawinenbahn aus Zone III nahe Hochsitz (ca. 1290 m. NN).....	163
Abb. 71: Standort Brünstels-Lawinenbahn – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).....	164
Abb. 72: Baumstumpf von Baum 8 nach Entnahme der Baumscheibe. Die Überwallung einer Verletzung aus dem Jahr 1983 ist deutlich zu erkennen.....	166
Abb. 73: Zone III mit Holzwurf und 1999 erbautem Hochstand.....	168
Abb. 74: Mure I – Akkumulationszone mit Murlöben und Baumstandorten.....	180
Abb. 75: Mure I – Aufbau des Murkegels mit Altersdifferenzierung. Es handelt sich um Baumalter. Die Zeitspanne, bis auf einer Mure erste Fichten aufgewachsen, wurde auf durchschnittlich acht Jahre festgelegt. Für den Zeitpunkt des Murgangs müssen diese acht Jahre zum Baumalter hinzu gerechnet werden.....	184
Abb. 76: Mure III – Einzugsgebiet und Standort beprobter Bäume.....	189
Abb. 77: Standort Mure IV – Ein Murgang 1999 (helle Schotter) verschüttete Fichten, welche zentraler Bestandteil dendrogeomorphologischer Auswertungen sind.....	193
Abb. 78: Mure IV – Hangneigung und Baumstandorte.....	194
Abb. 79: Jahrringbreitenverlauf bei zwei Kernen von Baum 1 am Standort Mure IV mit Hinweis auf das Murereignis von 1919.....	197
Abb. 80: Verschütteter Baum 1 am Standort Mure IV. Die Fichte wurde im Schachtverfahren bis zur Basiswurzel angegraben.....	200
Abb. 81: Murgebiet am Standort Mure V – Gesamteinzugsgebiet vom Wandfuß bis zur Partnach mit Bilanzierung der Schuttverlagerung. Im Teilbereich 8 ist das dendrogeomorphologische Untersuchungsgebiet.....	204
Abb. 82: Tachymetrische Vermessung, Baumstandorte und kartierte Murgänge, soweit diese an der rezenten Oberfläche erkennbar waren.....	205
Abb. 83: Baum 1 – Verlauf der Jahrringbreiten auf den Baumkern-Radien 1 und 2. Mit abrupter Zuwachsreduktion 1904 als Hinweis auf ein mögliches Murereignis und Druckholz 1909-10... 206	
Abb. 84: Adventivwurzeln von Baum 6. Der Baum wurde bis zur Basiswurzel in 105 cm Tiefe angegraben und hat zwei Adventivwurzelhorizonte ausgebildet.....	208
Abb. 85: Blick nach Osten über die Schotterfläche der Hinteren Blauen Gumpe (links). Schotterfläche, Schwemmkegel 2 und Mure III (rechts).....	212
Abb. 86: Standort Schwemmkegel 1, 2, 3 und Mure III bei der Hinteren Blauen Gumpe.....	213
Abb. 87: Jahrringbreiten von Baum 1 (ab 1751), Baum 2 (ab 1838) und Standortchronologie im Vergleich.....	215
Abb. 88: Bodentypen - Auszug aus den Legenden der Bodenkarten Lahnenwiesgraben und Reintal.....	232
Abb. 89: Unterteilung des Lahnenwiesgrabens in Bodenteilgebiete.....	233
Abb. 90: Braunerdeprofile 8432-F 1 (links) und 8432-F 3.....	248
Abb. 91: Profil 8532 – F 6 : Pelosol-Gley mit Schichtwechsel bei 65 cm.....	250
Abb. 92: Profil 8532 – F 9: Lockersyrosem	254
Abb. 93: Profil 8532-F 7: Verbraunte Rendzina im Reintal.....	255

Karten im Textteil

Karte 1: Geologische Karte Lahnenwiesgraben (digitalisiert nach GK 25 Blatt 8432).....	60
Karte 2: Vegetationskarte Lahnenwiesgraben. (Karte erstellt von Dipl. Geogr. Wichmann im Rahmen des SEDAG-Projekts).....	64
Karte 3: Vegetationskarte Reintal. (Karte erstellt von Dipl. Geogr. Wichmann im Rahmen des SEDAG-Projekts).....	65
Karte 4: Bodenkarte am Standort Nackental (Aufnahme/Bearbeitung: KOCH).....	111
Karte 5: Gefahrenkarte für denudative Prozesse wie Kriech- und Rutschbewegungen im Lahnenwiesgraben.....	177

1. Einführung

Massenbewegungen sind weltweit verbreitet. Durch erhöhte Medienpräsenz und Sensationsjournalismus wird auch dem Laien eindrucksvoll gezeigt, welches Gefahrenpotential, insbesondere für Infrastruktur und persönlichen Besitz, von Massenbewegungen ausgeht. Besonders Muren, aber auch Rutschungen, Steinschlag, Fels- oder Bergstürze, Lawinen und Überschwemmungen bedrohen dichtbesiedelte Gebiete in den Gebirgsregionen der Erde.

Noch heute sind die Spuren eines der gewaltigsten und verheerendsten Murereignisse der Menschheitsgeschichte zu erkennen. Am 31. Mai 1970 ereignete sich der durch ein Erdbeben ausgelöste Gletschersturz am Huascaran (6768 m NN) in Peru. Das schmelzende Eis führte zur Verflüssigung von über 10 Mio. m³ Moränen- und Gesteinsschutt, die mit Spitzengeschwindigkeiten von über 400 km/h in das rund 4000 m tiefer gelegene Tal des Rio Santa flossen. Innerhalb von drei Minuten wurde die Stadt Yungay von den gewaltigen Erd- und Schuttmassen fast vollständig zerstört. Insgesamt fielen dem Ereignis mehr als 20 000 Menschen zum Opfer. Doch die Auswirkungen reichten über die Stadt Yungay hinaus. Ein sich im Santa Tal entwickelnder Schlammstrom kam erst im mehr als 100 km entfernt gelegenen Pazifik zur Ruhe und verursacht glücklicherweise nur noch materielle Schäden (PATZELT et al. 1999).

RÖTHLISBERGER (1991) erstellte eine Chronik der Unwetterschäden in der Schweiz vom 600 Jhr. n. Chr. bis ins Jahr 1988. In der verheerendsten Kategorie (katastrophal) weist er für diesen Zeitraum 43 Ereignisse nach. So verursachte z. B. ein Unwetterereignis vom 24./25. August 1987 Schäden im gesamten Alpenraum. Rutschungen, Muren und Überflutungen verursachten allein in der Schweiz Schäden von ca. 800 Mio. Franken.

Im Sommer 1998 forderten aufgrund lokaler advektiver Starkregen mehrere Murschübe nahe Franzensfeste (Eisacktal) fünf Menschenleben. Die Hauptverkehrsader zwischen Österreich und Italien war für viele Stunden unterbrochen, da sowohl Bundesstraße, Brennerautobahn als auch die Gleisverbindung unterbrochen wurden.

Ein aktuelles Beispiel, welches weitaus schonender mit Mensch und Infrastruktur umging, ereignete sich am 7. Juni 2003 auf der B 307 zwischen Vorderiss und Fall an der oberen Isar (eigene Beobachtungen und Zeitungsartikel TÖLZER KURIER am 10.6.2003). Ein etwa 30-minütiger Starkregen während eines Gewitters verursachte Murgänge in mehreren Erosionsrinnen. Die Straße wurde mehrfach übermurt. Bis zu fünf Meter mächtige Ablagerungen machten den Verkehrsweg für mehr als 15 Stunden unpassierbar. Nur ein Fahrzeug wurde teilweise verschüttet. Neben den Schäden wurde der besonders lokale Charakter der Starkregenniederschläge deutlich. Bereits östlich der Ortschaft Fall (ca. 3 km)

waren die Regenmengen so gering, dass nicht einmal kleine Gerinne nennenswert anschwollen.

Besonders advektive Niederschläge mit großflächiger Verbreitung rufen Katastrophen ungeahnten Ausmaßes hervor. So führte z. B. der schneereiche Winter 1998/99 zu zahlreichen Lawinenabgängen mit großen Schäden an Infrastruktur und etlichen Todesopfern in der Schweiz und Österreich (z.B. Galtür). Zu Pfingsten 1999, also im darauf folgenden Frühjahr, treffen Starkregenniederschläge und langanhaltende Niederschläge auf einen bereits gesättigten Boden. Besonders am Alpennordrand, u. a. in der Region Garmisch, kam es zu flächenhaften Überschwemmungen, Muren und Rutschungen. Nahe der Ortschaft St. Gallenkirch in Vorarlberg verursachten hohe Niederschläge auf vorgesättigtem Boden eine Rutschung, welche sich völlig unbemerkt auf eine im Tal liegende Lawine setzte. Tage später brach der natürliche Damm. Etwa 100 000 m³ Wasser, Schlamm und Geröll rauschen bei wolkenlosem Himmel als Murgang in das Haupttal. Nur der zufälligen Befliegung des Gebietes durch einen Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres war es zu verdanken, dass mehrere Waldarbeiter und Spaziergänger vor einer Katastrophe bewahrt wurden.

Diese Reihe von kleinen oder großen, aktuellen oder historischen Ereignissen lässt sich beliebig fortführen. Es wird deutlich, dass Massenbewegungen besonders in dichtbesiedelten Gebirgsregionen eine ständige Bedrohung für den Menschen darstellen. Das trifft auch auf weite Bereiche des Werdenfelser Landes rund um Garmisch-Partenkirchen zu, wie jüngste Ereignisse (Juni 2002) eindrucksvoll aufzeigten. Aus diesem Grund sind neben Schutzmaßnahmen jeglicher Art auch Kenntnisse über den Charakter von Massenbewegungen und deren zeitlicher Dimension entscheidend für die Minimierung von Naturgefahren. Die dendrogeomorphologische Erforschung von Massenbewegungen liefert dazu einen wichtigen Beitrag.

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der geowissenschaftlichen Untersuchung der alpinen Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal nahe Garmisch-Partenkirchen. Dabei stehen zwei Themenschwerpunkte im Vordergrund:

- Dendrogeomorphologische Untersuchungen von Massenbewegungen (Kriechen, Rutschungen, Muren, Lawinen und fluviale Sedimentation).
- Bodenkundliche Kartierung der Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal mit Erläuterungen.

Die Schwerpunkte sind jedoch nicht von einander entkoppelt zu betrachten. Massenbewegungen sind gebunden an ein Zusammenwirken verschiedener Rahmenbedingungen, wozu neben Hangneigung, Wasserhaushalt, Geologie und Vegetation auch die Böden gehören. Die Erkenntnis, dass an den meisten untersuchten instabilen Standorten gleiche Parameter, insbesondere Böden, auftreten, ermöglicht eine Extrapolation auf die Gesamtfläche auf der Grundlage der Bodenkarte.

In zwei geologisch unterschiedlichen nordalpinen Einzugsgebieten sollen dendrogeomorphologische Arbeitsmethoden an Massenbewegungen eingesetzt werden. Ziel der Arbeiten ist die flächenhafte Erfassung der rezenten und subrezenten Massenverlagerung durch Kriechbewegungen, Rutschungen, Muren, Lawinen und fluviale Prozesse. Dendrogeomorphologische Untersuchungen an Nadelhölzern ermöglichen es, den Zeitpunkt und die Dauer unterschiedlicher Prozesse z.T. bis auf das Jahr genau aufzulösen. Den Kern der Untersuchungen stellt die Analyse von Holzproben dar, welche lebenden und bereits abgestorbenen Fichten (*Picea abies*) entnommen werden. Hinzu kommen Vermessungen und geomorphologische sowie pedologische Aufnahmen. Diese Analysen ermöglichen:

- Die Bestimmung von Ereignisjahren,
- Frequenzanalysen (Muren, Lawinen, fluviale Verschüttungen),
- die chronologische und genetische Bewertung von Bewegungsphasen (Kriechen, Rutschungen),
- Massenbilanzierungen,
- die Extrapolation von Einzelstandorten auf die Gesamtfläche im Hinblick auf die Erstellung von Gefahrenkarten.

Aufgrund der hohen Anzahl von Standorten mit Massenbewegungen müssen geeignete Untersuchungsobjekte ausgewählt werden, um anschließend auf Grundlage der Einzelstandorte Aussagen über die Gesamtfläche anstellen zu können.

Insgesamt werden fünf Prozesse an 13 Standorten dendrogeomorphologisch untersucht. Im Vordergrund steht die Verfeinerung und Überprüfung bereits entwickelter dendrogeomorphologischer Methoden. Die Anwendung der Methoden an fünf verschiedenen Prozessen der Massenverlagerung in einem Gebiet ist neu und so in der Literatur nicht zu finden.

Neben dendrogeomorphologischen Untersuchungen bildet die Erstellung je einer Bodenkarte für den Lahnenwiesgraben und das Reintal mit entsprechenden Erläuterungen der wichtigsten Bodentypen einen zweiten Schwerpunkt. Da es nur sehr wenige veröffentlichte Bodenkartierungen für die Nordalpen gibt (z.B. BOCHTER 1984), wird hier ein wichtiger neuer wissenschaftlicher Beitrag geliefert. Ziel der bodenkundlichen Kartierungen / Erläuterungen ist es:

- einen Einblick in die Verbreitung der Hauptbodenarten zu geben,
- die Hauptbodenarten darzustellen, soweit sie anhand von Leitprofilen ermittelt werden konnten,
- engräumige Wechsel aufzuzeigen, soweit es der Maßstab zulässt,
- in Verbindung mit der Geologie eine Disposition verschiedener Bodenstandorte bezüglich Massenbewegungen zu erstellen.

Es handelt sich bei der vorliegenden Arbeit um einen Beitrag zur Grundlagenforschung. Von den auftretenden Massenbewegungen in beiden Untersuchungsgebieten geht keine unmittelbare Gefahr für Menschen und Infrastruktur aus. Die Anwendung der Methoden soll jedoch zeigen, dass sie geeignet sind, das Gefährdungspotential durch Massenbewegungen schnell, zeitlich hochauflösend und vergleichsweise kostengünstig, da jahrelanges Monitoring entfällt, zu ermitteln. Somit sind die Erkenntnisse auch im Hinblick auf Erschließungsprojekte in Gebirgsräumen, vor allem in finanziell schwachen Entwicklungsländern, von Interesse.

1.2 Stand der Forschung

Wie SCHWEINGRUBER et al. (1984) ausführen, kann nicht nur die Holzart allein Auskunft über die Wachstumsbedingungen der Bäume vermitteln. In Aufbau, Breite und Form der Jahrringe liegen versteckte Angaben über den Standort und das Klima längst vergangener Zeiten.

Die Wurzeln dendroökologischer Forschung liegen in Deutschland (SCHWEINGRUBER 1993). Bereits in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts befasste sich die Schule von Theodor und Robert HARTIG mit dendroökologischen Fragestellungen. Andere, z.B. Bruno HUBER folgten der Richtung. Von großer Bedeutung für die Dendrochronologie war die Einführung des *crossdating* zur Synchronisation von Jahrringverläufen durch den amerikanischen Astronom Andrew Ellicott DOUGLASS in den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts. Seitdem ist *crossdating* in vielen Anwendungsbereichen die Grundlage guter Ergebnisse.

Bereits seit 1935 publiziert die Zeitschrift *Tree-Ring Bulletin* in Nordamerika ausschließlich Artikel mit dendrochronologischem Hintergrund. In Europa hat sich seit 1983 die *Dendrochronologia* etabliert und nimmt eine ständig steigende Anzahl dendrochronologischer Publikationen auf.

Heute gelten die methodologischen Arbeiten von FRITTS (1976), COOK & KAIRIUKSTIS (1992) und SCHWEINGRUBER (1983; 1996) als Standardwerke, welche die Grundlagen der Dendrochronologie aufzeigen. BRÄUNING (1995; 2002) gibt einen Überblick über die Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften.

Der Begriff 'Dendrogeomorphologie' ist vergleichsweise jung. Er wurde von ALESTALO (1971) geprägt und als Forschungszweig der Dendroökologie eingeführt.

In der Dendrogeomorphologie werden geomorphologische Prozesse mit Hilfe dendrochronologischer Arbeitstechniken analysiert. Durch Massenbewegungen und Erosion kommt es u.a. zur Schiefstellung von Bäumen und Beeinflussung des natürlichen Wuchses. Die Wachstumsreaktionen der Bäume auf ein Ereignis (z.B. Mure, Rutschung) können durch Jahrringanalysen zeitlich fixiert werden. Die Idee an sich, mit Hilfe der Ökologie von Bäumen geomorphologische Prozesse zu erklären, ist nicht neu. U.a. geben ALESTALO (1971) oder SHRODER (1980) einen Überblick über vorangegangene Studien und deren Methoden. Die Analyse von Hangbewegungen mittels dendrogeomorphologischer Methoden waren bisher Gegenstand zahlreicher Arbeiten. SHRODER (u.a. 1975; 1978) veröffentlichte in den siebziger Jahren zahlreiche Arbeiten zu diesem Thema. Auch HUPP (1984), OSTERKAMP & HUPP (1987), BRAAM, WEISS & BURROUGH (1987), SCHWEINGRUBER ET ALII

(1990), STRUNK (1995) oder FANTUCCI & McCORD (1995), FANTUCCI & SORRISO-VALVO (1999), GÄRTNER & STOFFEL (2002) oder SANTILLI & PELVINI (2002) befassten sich, zum Teil in mehreren Arbeiten, mit dendrogeomorphologischen Studienschwerpunkten. Die meisten Arbeiten befassen sich jedoch mit schnellen Massenbewegungen, wie z.B. Katastrophenereignisse durch Überflutung oder Muren. Langsame, kontinuierliche Massenbewegungen sind hingegen bisher seltener Gegenstand der Forschung gewesen. Als Beispiel wäre hier DENNELER & SCHWEINGRUBER (1993) zu nennen. Ihre Arbeit versucht, die langsam und kontinuierlichen Hangbewegungen nahe der Ortschaft Gams (Schweizer Rheintal) mit Hilfe der Dendrochronologie zu rekonstruieren. Auch BEGIN & FILION (1985) waren in der Lage, einen Hangrutsch zu datieren und konnten mit Hilfe von entnommenen Baumkernen beweisen, dass es sich nicht, wie zuerst angenommen, um eine kleine isolierte Rutschung handelt, sondern die Folge einer stufenweise verlaufenden Langzeitentwicklung war. SCHMID & SCHWEINGRUBER (1995) führten dendrogeomorphologische Studien in einem Rutschgebiet im Oberwallis/ Schweiz durch. Die Datierung von Hochwasser-Ereignissen durch dendroökologische Studien der Vegetation, insbesondere von Bäumen, wurde u.a. von SIGAFOSS (1964), HUPP (1987) oder BAYARD & SCHWEINGRUBER (1991) durchgeführt.

Mit der dendrogeomorphologischen Analyse von Lawinenereignissen befassten sich u.a. POTTER (1969), CARRARA (1979), RAYBACK (1998) oder PINDUR (2001).

Der 'Stand der Forschung' für den weniger umfangreichen bodenkundlichen Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit erscheint in Kapitel 8 (Pedologische Untersuchungen).

1.3 Wahl der Untersuchungsgebiete

Im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Projekts 'Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen – SEDAG' wurden die alpinen Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal nahe Garmisch-Partenkirchen als Forschungsobjekte ausgewählt. Das Ziel des Bündelprojektes ist es, die Analyse komplexer gekoppelter Systeme (Sedimentkaskaden) und die Prozessforschung zu einem Modell der Reliefentwicklung zusammenzuführen. Grundlage der Forschungen sind zwei alpine, hydrologisch geschlossene Einzugsgebiete, welche jeweils an nur einer Stelle entwässert werden. Beide Gebiete weisen eine große Dichte und Vielfalt der zu untersuchenden Prozesse auf. Zugleich reichen die Höhenstufen von der montanen bis zur nivalen Stufe bei unterschiedlichen geologischen Bedingungen. Als weitere Gründe für die Wahl der Untersuchungsgebiete sind geringe Entferungen untereinander, gute Zugänglichkeit

(Forststraßen, Wanderwege), Übernachtungsmöglichkeiten (Forsthütten, AV-Hütte) sowie wissenschaftliche Vorarbeiten der Antragssteller anzuführen.

Gemäß dieser Vorgaben wurden innerhalb des Teilprojekts (DFG STR 253/5-1) unter der Leitung von Prof. Dr. Strunk (Universität Regensburg) flächendeckend bodenkundliche Kartierungen und dendrogeomorphologische Untersuchungen von Massenbewegungen durchgeführt. Für die Wahl der insgesamt 13 Teiluntersuchungsgebiete mit Massenbewegungen (Muren, Rutschungen, Kriechen, fluviale Prozesse und Lawinen) waren die Lage innerhalb der alpinen Einzugsgebiete, das Potenzial des Methodeneinsatzes und die Repräsentativität in Bezug zur Gesamtfläche von entscheidender Bedeutung, d. h. ein optimaler Einsatz der Methoden an für das jeweilige Gebiet (Lahnenwiesgraben, Reintal) typischen Standorten mit Massenbewegungen. Die Ergebnisse sollten einen Bezug von repräsentativen Teiluntersuchungsgebieten auf die Gesamtfläche ermöglichen und sich in das Modell der Reliefentwicklung einbinden lassen.

2. Massenbewegungen als dendrochronologische Untersuchungsgegenstände

Bei Massenbewegungen handelt es sich um Hangbewegungen, die gravitativ bedingt sind und durch die Wirkung eines Transportmediums (z.B. Wasser, Schnee) ausgelöst werden können. SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) unterteilen die Prozesse allgemein in Massenbewegungen und Massentransport. BUNZA (1976) spricht von Massenbewegungen i.e.S. und gliedert sie in Massenselbstbewegungen und Massenschurf, meint damit aber im wesentlichen das Gleiche wie SKEMPTON & HUTCHINSON (1969).

Die Klassifizierungs- und Nomenklaturproblematik ist bis heute ungelöst. Besonders bei Übersetzungen vom Englischen in die deutsche Sprache wurden Fachbegriffe häufig missverständlich wiedergegeben. In der Literatur sind immer wieder verschiedene Begriffe für ein und denselben Vorgang kreiert worden, was bereits an dem oben genannten Beispiel deutlich wird. Die Ursachen dafür liegen weitestgehend in der historischen, meist eigenständigen und anerkannten Entwicklung der Forschung auf den verschiedenen Kontinenten. Mangels schneller Verkehrs- und Kommunikationstechniken war ein internationaler Austausch erschwert. Die ersten und bis heute gültigen Klassifizierungen der Massenbewegungen stammen u. a. von STINY (1910), TERZAGHI (1950), VARNES (1958), SKEMPTON & HUTCHINSON (1969) oder ZARUBA & MENCL (1969).

Da es, wie aus dem gezeigten kleinen Beispiel hervorgeht, internationale Unstimmigkeiten bezüglich der Nomenklatur gibt, eignet sich die Arbeit „Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen“ von BUNZA (1976) für einen umfassenden Überblick über nomenklatortische Bezeichnungen und deren englischsprachige Synonima. Eine mögliche und übersichtliche Klassifizierung der Massenbewegungen zeigt die Abb. 1:

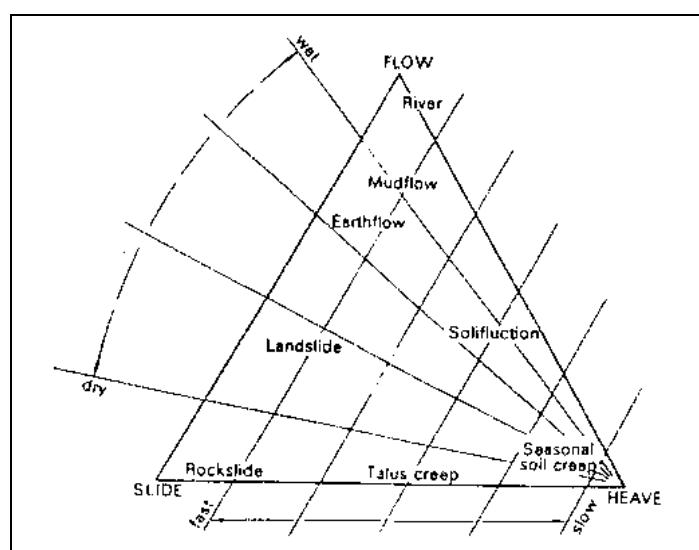


Abb. 1: Klassifizierung der Massenbewegungen (nach CARSON & KIRKBY 1972, S. 100).

Die Klassifizierung beinhaltet Informationen zur Geschwindigkeit (fast-slow), zur Art der Bewegung (flow-slide) und zum Wassergehalt (wet-dry), wie sie bei unterschiedlichen Massenbewegungen auftreten können. Weitere Informationen sind z. B. bei DIKAU, BRUNSDEN, SCHROTT & IBSEN (1996) zu finden.

HANSEN (1984) zeigt auf, dass es zahlreiche Möglichkeiten gibt, Hangbewegungen unter verschiedenen Gesichtspunkten, wie z.B. nach dem Typ oder der Geschwindigkeit der Bewegung, zu klassifizieren. Er bemerkt ferner, dass es keine einheitliche Klassifikation gibt und dass einige Klassifikationen nützlicher erscheinen als andere, jedoch ist jede für sich erfolgreich, wenn sie den Anforderungen des Autors oder des Anwenders entspricht. Ferner ist wichtig, dass die Individualität der Formen in den Untersuchungsgebieten nicht verloren geht, worauf u.a. TERZAGHI (1950) hinweist.

In diesem Sinne wurde vom Autor der vorliegenden Arbeit folgende Tabelle (Tab. 1) erstellt:

Tab. 1: Individuelle Gliederung der Grundtypen der in den Untersuchungsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal vorkommenden Massenbewegungen. Schräggestellte Bezeichnungen weisen auf ihre dendrochronologische Untersuchung im Rahmen dieser Arbeit hin. (eigener Entwurf)

Prozess	Festgestein	Lockergestein	Häufige Ablagerungsform
Stürzen, Fallen	Steinschlag Felssturz Bergsturz	Lockergesteinsabsturz Einschlag auf Schutthalde	Schutthalde
Rutschen a) rotationsförmig	Felsgleitung ohne vorgezeichneter Gleitfläche	<i>Rotationsrutschung</i>	<i>Rutschkörper</i>
Rutschen b) translationsförmig	Felsgleitung mit vorgezeichneter Gleitfläche	<i>Translationsrutschung</i>	<i>Rutschkörper</i>
Fließen a) schnell (m/Jahr)	—	<i>Erdstrom/Schuttstrom</i>	<i>Kegel</i>
Fließen b) sehr schnell (m/sec)	—	<i>Mure</i>	<i>Kegel</i>
Kriechen (cm/Jahr)	Talzuschub (Sackung) Felskriechen	<i>Lockergesteinskriechen</i> <i>Bodenkriechen</i>	<i>Wulstartige, wellenförmige Kriechkörper</i>
Fluvialer Massenschurf	Flächenspülung und Schurf Tiefenerosion Seitenerosion	Flächenspülung und Schurf Tiefenerosion <i>Seitenerosion (v.a. Uferanbrüche)</i>	<i>Flussterrassen, Schotterflächen Murschwemmkegel</i>
Massenschurf durch Schnee	Massenschurf durch Schneerutsche und Lawinen	<i>Massenschurf durch</i> Schneerutsche und Lawinen	<i>Kegel mit Schuttablagerung</i>
Kombinationen	In der Regel Kombination und Überprägung verschiedener Prozesse		

Es handelt sich jedoch bei Tab. 1 um eine idealisierte Darstellung. In Natura kommt es zur raschen Überprägung und Kombination von Prozessen, was die Analyse und eine übersichtliche Darstellung erschwert.

An jedem Hang existieren durch die Schwerkraft verursachte Scherkräfte. Diese erhöhen sich mit der Hangneigung und der Hanghöhe. Außerdem spielt das Gesamtgewicht des hangformenden Materials eine große Rolle. Im Oberflächenbereich sind ferner Gefrier- und Schmelzereignisse, Schrumpf- und Quellvorgänge sowie die thermale Expansion und Kontraktion der Substrate von Bedeutung für die Scherkräfte (HUTCHINSON 1968). Werden die Scherkräfte überschritten, kommt es zur Bewegung. Dabei setzen sich labile Gesteins- und/oder Bodenmassen, dem Zuge der Schwerkraft gehorrend und mit Unterstützung natürlicher oder anthropogener Auslösungs faktoren, am Hang in Bewegung (BUNZA 1982).

Für Massenbewegungen ist die Stabilität eines Hanges entscheidend. Für die Beschreibung dieser Stabilität wird i.d.R. ein Sicherheitsfaktor F errechnet (SELBY 1993):

$$F = \frac{\Sigma \text{ der bewegungshemmenden Momente}}{\Sigma \text{ der bewegungsauslösenden Momente}}$$

Allgemein gilt: Erst wenn die bewegungsauslösenden größer als die bewegungshemmenden Kräfte werden ($F < 1$) kann es zur Hangbewegung kommen.

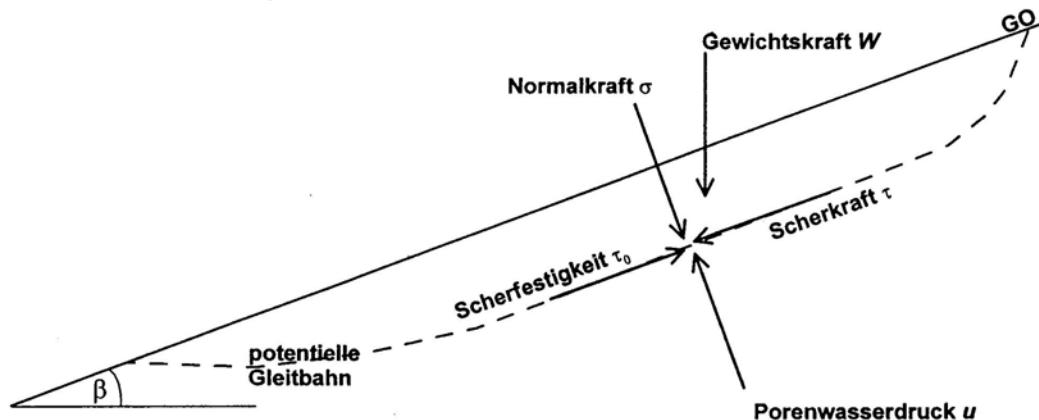


Abb. 2: Auf einen Punkt der Scherfläche wirkende Kräfte (nach SELBY 1993).

Die für die Stabilitätsanalyse notwendigen Parameter gehen aus der Abb. 2 hervor. Hinter den Parametern stehen Formeln, welche die Berechnung jeder einzelnen wirkenden Kraft ermöglichen.

Möchte man z.B. den Sicherheitsfaktor F für eine Translationsrutschung (infinite slope model) mit einem Wasserspiegel parallel zur Hangneigung errechnen, gilt:

$$F = \frac{\tau_0}{\tau} = \frac{c' + (\gamma \cdot z - h \cdot \gamma_w) \cdot \cos^2 \beta \cdot \tan \phi'}{\gamma \cdot z \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta}$$

τ_0 : Scherfestigkeit
 τ : Scherkraft
 c' : Kohäsion im gesättigten Zustand
 γ : spezifische Dichte eines Körpers
 γ_w : spezifische Dichte des Wassers
 z : Mächtigkeit des Sedimentpakets
 h : Höhe der Wassersäule über Scherfl.
 β : Hangneigung
 ϕ : effektiver Reibungswinkel

(nach SELBY 1993)

Die Stabilitätsanalyse ergibt sich demnach aus dem Verhältnis der Scherfestigkeit zur Scherkraft. Somit steht der Widerstand, den ein ruhender Körper einer Verformung entgegengesetzt, den hangabwärts gerichteten Antriebskräften für eine Bewegung entgegen. Die Herleitung der Formel, sowie weitere Informationen zur Berechnung von Hangstabilität sind in der Literatur z.B. bei GRAHAM (1984), SELBY (1993), GOUDIE (1998), SCHMANKE (1999) nachzulesen und werden unter Punkt 2.2 (Rutschungen) nochmals aufgegriffen.

Die anschließenden Unterpunkte (2.1.–2.5) beschreiben die wichtigsten Prozesse, auf deren Grundlage die dendrochronologische Analyse aufbaut. Der Autor möchte an dieser Stelle darauf hinweisen, dass die dendrochronologische Bearbeitung der Prozesse im Vordergrund dieser Arbeit steht. Somit soll nur ein mehr oder weniger tiefer Einblick in die verschiedenen Arten von Massenbewegungen gegeben werden. Für eine detailliertere Beschreibung muss der Leser auf die im Text hingewiesene Literatur zurückgreifen.

2.1 Muren (Murgang)

Im deutschen Sprachgebrauch werden beide Bezeichnungen für ein und den selben Prozess verwendet, wobei BUNZA (1982) den Murgang als Bewegungsform und Mure bezeichnet. Somit wäre der Begriff 'Murgang' die umfassendere Bezeichnung für diese Art der schnellen Massenbewegung.

Nach weit über 100 Jahren wissenschaftlicher Murforschung gibt es zahlreiche Synonyma. Manche Autoren, besonders in der älteren Literatur, sprechen von Schlammströmen bzw. alpinen Schlammströmen (PENCK 1924, VARNES 1958). ZARUBA & MENCL (1969) definieren Muren als alpine Schuttströme. In der englischsprachigen Literatur werden überwiegend die Begriffe 'mudflow' und 'debris flow' verwendet.

Das wohl älteste Standardwerk bezüglich der Rheologie der Muren stammt von STINY (1910). Weitere Werke aus der jüngeren Vergangenheit stammen z.B. von COSTA (1984/1988), JOHNSON & RODINE (1984) PIERSON & COSTA (1987) und SELBY (1993). Nicht selten dienen Fallbeispiele den Autoren, um neuste Erkenntnisse bezüglich verschiedener Murcharakteristika zu präsentieren oder zu untermauern. Die weltweite Verbreitung der Untersuchungsgebiete wie z.B. Neuseeland (PIERSON 1980), USA (JOHNSON & RODINE 1984), Japan (TAKAHASHI 1991), China (DAVIES et al. 1992) oder die Schweiz (RICKENMANN 1995) sind ein Hinweis auf die weltweite Bedrohung, welche von der Naturgefahr `Muren` ausgeht.

Aufgrund verschiedenartiger Charakteristika ist eine einheitliche Definition des Begriffs „Mure“ nicht kurz und präzise auszudrücken. Die Prozessbeschreibung von LEHMANN (1993) fasst jedoch wesentliche Punkte zusammen:

„Ein Murgang ist eine mittels

- Ausbruches infolge Wasserübersättigung von Lockermaterial im Hang,
- starker Feststofffeinstösse,
- Sohlenverflüssigung,
- Durchbruches von Verklausungen oder
- Dammbruch

entstandene, unterschiedlich schnelle Bewegung einer (briartigen) Suspension aus Wasser und feinen und groben Feststoffen, welche sich

- unter Einfluss der Schwerkraft,
- unter Bildung einer deutlichen Front und seitlicher Wälle (Levées),
- unter zeitweiliger hoher (Tiefen-) Erosionsleistung,
- ohne erkennbare Durchmischung des Materials

schubartig und wellenförmig verlagert, und welche infolge plötzlicher Veränderung der Feststoffkonzentration, (z.B. durch Wasserverlust oder infolge Gefälleänderungen) `en masse` zum Stillstand gelangen kann, ohne dass eine Materialentmischung stattfindet.“

Es handelt sich ferner um episodisch auftretende Ereignisse mit Geschwindigkeiten zwischen 1 und 10 m/s, die in Ausnahmefällen sogar 30 m/s überschreiten können (COROMINAS et al. 1996). Sowohl das Ausmaß, als auch die Häufigkeit von Murgängen sind von der Bereitstellung bzw. Nachlieferung von mobilisierbarem Hangschutt (Lockermaterial) und der Wiederkehr auslösender Witterungsbedingungen bestimmt, wobei ein relativ enger Zusammenhang zwischen Transportmenge und Frequenz der Ereignisse besteht (INNES 1985, STRUNK 1988, FLAGEOLLET 1996, VAN STEIJN 1996, JAKOB & BOVIS 1996).

Der Einflussbereich einer Mure wird in die Bereiche Anriss-, Transit- und Akkumulationszone eingeteilt, wobei die Intensität der Vermurung in der Regel mit der Größe des hydrologischen Einzugsgebietes zunimmt (RIEGER & BECHT 1996). Das Murereignis wird somit in die Phasen der Mobilisierung, der Transportbewegung und der Disposition unterteilt (IVERSEN et al. 1997). RICKENMANN (1995) weist auf eine auffallende morphologische Ähnlichkeit mit einer Nassschneelawine hin.

Auch der typische Aufbau eines Murschubes weist eine Dreiteilung auf. An der Murstirn bildet sich eine meist steil abfallende Front aus, in der die größten Bestandteile konzentriert sind. Der mittlere Teil (Murkörper) setzt sich aus einer homogenen Mischung der beteiligten Korngrößen zusammen. Den Abschluss bildet der Murschwanz (PIERSON 1986).

Das Phänomen des intergranulären Dispersionsdrucks, wie es BAGNOLD erstmals 1954 beschrieb und von TAKAHASHI (1980) in Fließversuchen mit Murgängen eingehend untersucht wurde, ermöglicht den Transport von über 3000 t schweren Blöcken im oberen Teil der Murbewegung über mehrere Kilometer (TAKAHASHI 1981). Der durch die Bewegung verschiedener Korngrößen entstehende Druck im Wasser-Schutt-Gemisch ermöglicht sogar eine Fortbewegung ohne Feinkornanteil, was besonders für den Murcharakter im Reintal von Bedeutung ist.

Aufgrund der unterschiedlichen geologischen Voraussetzungen in den beiden Arbeitsgebieten (siehe Kapitel 4, Punkt 4.3) werden zwei Arten von Muren bezüglich ihrer Substratzusammensetzung unterschieden:

- kohäsive bzw. makroviskose Muren
- granuläre bzw. inertiale Muren

Diese beiden Murtypen unterscheiden sich in ihren Fließeigenschaften, die durch Unterschiede im Feinkornanteil bedingt sind.

Kohäsive Muren im Sinne von TAKAHASHI (1991, S. 28) zeigen ein ausgeprägt plastisches Verhalten. Aufgrund der hohen Ton- und Schluffgehalte wird das Fließgeschehen durch kohäsive Kräfte, d.h. elektrostatische Anziehungskräfte zwischen den Partikeln auf molekularer Ebene, dominiert. Die viskose Matrix ermöglicht somit den Transport von u.a. tonnenschweren Blöcken. Dieser Murtyp ist weitgehend an die bindigen Lockersedimente des Lahnenwiesgrabens gebunden.

Bei granulären Muren (TAKAHASHI 1991, S. 28) treten Feinkorngehalte deutlich hinter die Kies- und Steingehalte zurück. Kennzeichnend ist ein sogenanntes dilatantes Fließverhalten, d. h. bei zunehmender Schubspannung nimmt die Viskosität überproportional zu, wodurch

die Mure dickflüssiger wird. Die Fließeigenschaften werden bei den granulären Muren vorwiegend durch Reibungs- und Impulsübertragungen bei Partikelkollisionen und den dadurch erzeugten intergranulären Dispersionsdruck aufrecht erhalten. Dieser Murtyp tritt sowohl in den Nordkaren des Lahnenwiesgrabens als auch in den Lockersedimenten des gesamten Reintals (innerhalb des Untersuchungsgebietes) auf.

Für die mathematische Beschreibung kohäsiver und granulärer Muren wurden unterschiedliche Modelle (u.a. Bingham model, dilatant fluid model) entwickelt. In der Literatur sind Ansätze, Weiterentwicklungen und Modifikationen u.a. bei BAGNOLD (1954), TAKAHASHI (1978, 1980, 1991), JOHNSON & RODINE (1984), DAVIES (1986) und SELBY (1993) zu finden. Da der Schwerpunkt dieser Arbeit auf dendrochronologischen Untersuchungen und nicht Modellierungen von Muren liegt, wird auf das Ausführen der verschiedenen Ansätze verzichtet.

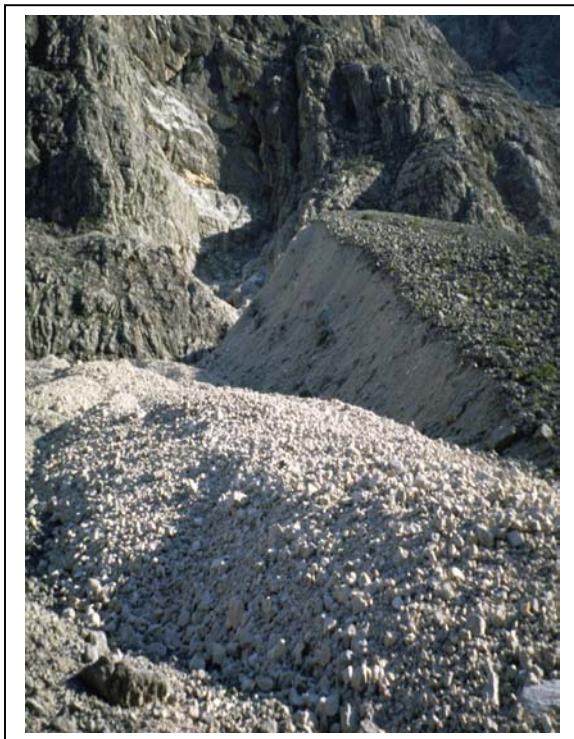


Abb. 3: Typisches Beispiel einer granulären Mure im Reintal.

Ein Murgang ist meist Teil einer Sedimentkaskade. Am Beispiel eines Murgebietes im Reintal kann dieses verdeutlicht werden (Abb. 3). Auf einer Schutthalde unterhalb einer Felswand kommt es durch nivalen, gravitativen oder fluvialen Eintrag zur Materialablagerung. Die Schutthalde fungiert als Sedimentspeicher und ist der Ausgangspunkt für einen Murgang (*Anrisszone*). Ist der Speicher ausreichend mit Lockermaterial gefüllt und das Wasserangebot aufgrund von Witterungsbedingungen (z.B. Starkregen) ausreichend, kann eine Mure mobilisiert werden (*Mobilisierung*). Auf dem

Transportweg (*Transitzone*) in der Tiefenlinie findet weitere (Tiefen-) Erosion statt (*Transportbewegung*).

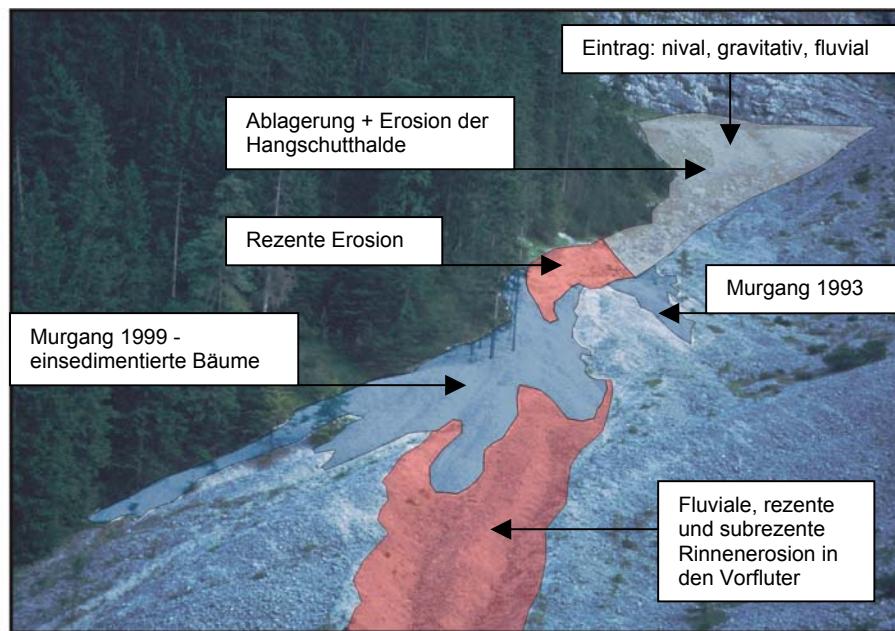


Abb. 4: Mure IV – Typisches Beispiel für eine (kleine) Sedimentkaskade im Reintal mit zentraler Stellung der Murdynamik und deren dendrochronologischer Auswertung.

Nimmt das Gefälle ab, versickert Wasser aus dem Schutt-Wasser-Gemisch oder/und treten Hindernisse (in diesem Fall sind es Bäume !) auf, verlangsamt sich die Murbewegung und es kommt schließlich zur *Disposition* in der *Akkumulationszone*. Im weiteren Verlauf findet eine fluviale Überprägung und Erosion des Murkegels (hier Rinnenerosion in den Vorfluter) statt. Im wissenschaftlichen Idealfall, wie im gezeigten Beispiel, kommt es in der Akkumulationszone zur mehrfachen Verschüttung von Bäumen durch Muren. Die dendrochronologische Analyse ermöglicht dann Aussagen über Murjahre und Murfrequenz.

An keinem anderen Prozesstyp sind so zahlreiche dendrogeomorphologische Untersuchungen durchgeführt worden wie am Murgang. In der Regel wurde nach den erfolgten Datierungen versucht, eine Beziehung zum Niederschlag herzuleiten und im besten Fall Schwellenwerte auszuweisen. STRUNK (1995) führt zahlreiche Literaturhinweise vorangegangener Publikationen an. Neueste Veröffentlichungen stammen z.B. von GÄRTNER & STOFFEL (2001) oder SANTILLI & PELFINI (2002).

Für die Datierung von Murgängen und die Ermittlung der Murfrequenz an verschiedenen Untersuchungsstandorten wurden in der vorliegenden Arbeit folgende dendrogeomorphologische Indikatoren analysiert:

- abrupte Zuwachsänderungen infolge Verschüttung,
- Druckholzbildung und exzentrischer Jahrringwuchs infolge Schiefstellung,
- die Mindestalterdatierung aufwachsender Fichten,
- die Datierung von Adventivwurzeln

2.2 Rutschungen

Als Rutschungen werden hangabwärts gerichtete Bewegungen von Hangteilen aus Fels- und/oder Lockergesteinen oder Böden an mäßig geneigten bis steilen Böschungen, die als Ergebnis eines Scherbruches an der Grenze der bewegten Massen stattfinden, bezeichnet (u.a. BUNZA 1992). Ein komplexes Wirkungsgefüge verschiedener Faktoren hat Einfluss auf die Hangstabilität (Abb. 5).

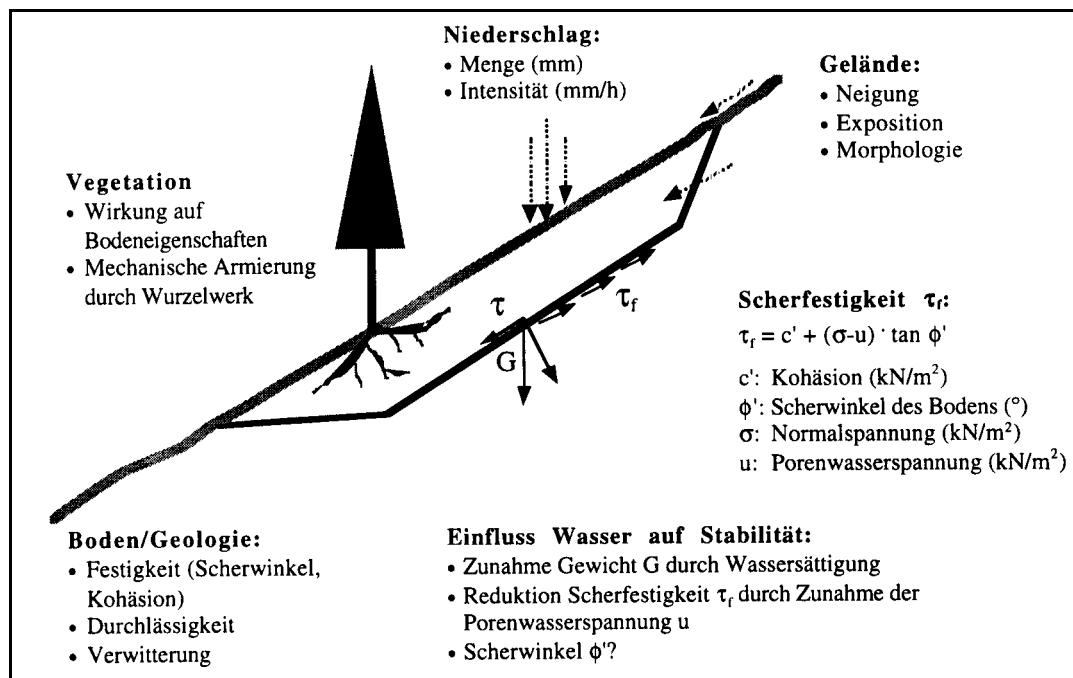


Abb. 5: Einfluss verschiedener Faktoren auf die Hangstabilität sowie bodenmechanische Modellbetrachtung (aus RICKLI 2001).

Unter den aufgezeigten Faktoren ist die Menge und die Intensität des Niederschlags von entscheidender Bedeutung. Damit es zur Auslösung einer Rutschung kommt, muss ein

bestimmter Schwellenwert überschritten werden. Dieser ist jedoch stark von den lokalen Bedingungen wie Hangneigung, Geologie, Böden und Vegetation abhängig. Oberflächennahe Rutschungen werden in der Regel während oder kurz nach starken Niederschlägen ausgelöst (RICKLI 2001). Eine gute und tiefe Durchwurzelung erhöht die Hangstabilität. Im Zusammenspiel mit den Böden wirkt die Vegetation mindernd auf die Wassersättigung und fördert die Infiltrationskapazität. Auch die geologischen Rahmenbedingungen gelten als wichtige Einflussgrößen im Bezug auf die Hangstabilität. So begünstigen z.B. ungünstige Schichtabfolgen oder geringe Gesteinsfestigkeiten die Entstehung von Rutschungen. Auch externe Einflüsse können für die Auslösung einer Rutschung verantwortlich sein (u.a. Auflasten, Hangfußerosion, künstliche Böschungen, mangelhafte Entwässerungsmaßnahmen).

LAATSCH und GROTTENTHALER (1973) beschreiben die beiden Hauptrutschungsarten - Translations- und Rotationsrutschungen (Abb. 6).

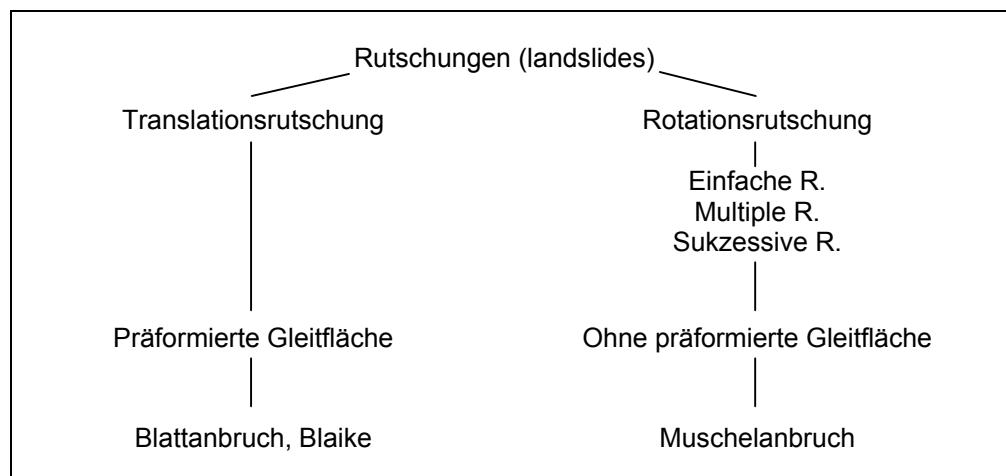


Abb. 6: Hauptrutschungsarten und ihre Anbruchsformen (eigener Entwurf).

Bei den Translationsrutschungen findet der Rutschvorgang auf einer präformierten, von der Natur vorgezeichneten Bahn statt. Rutscht eine Scholle ab, so entsteht zunächst eine vegetationslose Anrissfläche, welche als Blattanbruch bzw. Blaike (SCHAUER 1975) bezeichnet wird. STAHR (1997) beschreibt die Genese von Blattanbrüchen auf Almen in den Berchtesgadener Alpen. Die Gleit- bzw. Scherfläche von Rotationsrutschungen bilden sich erst im Moment des Bruches aus. Aufgrund ihrer konkaven Anrissfläche wird der Anbruch als Muschelanbruch bezeichnet. Einen guten Überblick mit Beispielen zu verschiedenen Rutschungsarten liefert DIKAU et al. (1996).

Im Verlauf der Forschung entstanden zahlreiche Synonyma. So spricht STINY (1931, zit. in BUNZA 1982) vom Rutschen der lockeren Rasendecke auf dichter gelagertem Unterboden. CROZIER (1973) bezeichnet die Translationsrutschung auch als Rasengleiten. SCHAUER

(1975) beschreibt wiederum ein Gleiten oder Rutschen einer geschlossenen Vegetationsdecke, wobei auch die gesamte Wurzelschicht und das Erdreich mitgeführt werden können, auf zu Staunässe neigenden Böden bei einer Hangneigung von über 30 Grad. Weitere Synonime zu den verschiedenen Rutschungsformen sind bei BUNZA (1982) aufgeführt.

Ferner gibt es zusammengesetzte Rutsche oder Kombinationsrutsche. Die zusammengesetzten Rutschungen bestehen aus zwei oder mehreren Arten von Hangbewegungen. Während ein ganzer Hang im Untergrund auf einer präformierten Gleitfläche (z.B. hangparallele Bändertone) rutscht, was einer Translationsrutschung entsprechen würde, kann es in den oberflächennahen Lockersedimenten zu Rotationsrutschungen kommen, bei denen mehrere Einzelrutschungen staffelartig übereinander liegen (Abb. 7).

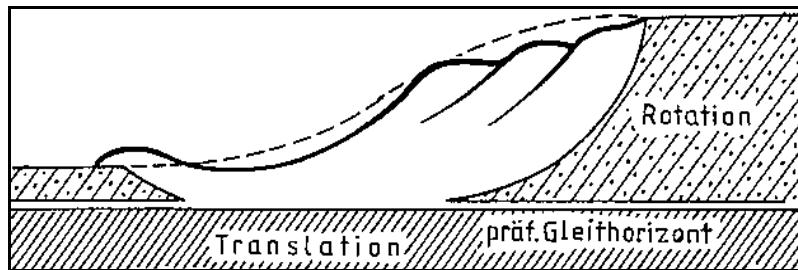


Abb. 7: Schematische Darstellung einer zusammengesetzten Rutschung (Rotations- und Translationsrutschung) (aus BUNZA 1992, S. 118).

Bevor es jedoch zu einer Abtrennung einer Rutschmasse kommt, finden im Fels- bzw. Lockergestein sowie im Boden bruchlose Verformungen in der Art eines Kriech- und Gleitvorganges statt (HAEFELI 1954). Die langsame Bewegung am Hang bewirkt dann eine Änderung der Materialfestigkeit und wird von der Spannungsmetamorphose, eine zeitliche Änderung von Größe und Richtung der Hauptspannungen, begleitet (BUNZA 1982). Irgendwann ist ein kritischer Spannungszustand erreicht und es kommt zur Rissbildung. Mit der Entstehung eines Zugrisses oder eines Rissystems ist das Initialstadium einer Rutschung eingeleitet. Im Folgenden erhöht sich ständig der Druck auf den Fußbereich der sich lösenden Masse bis es zum endgültigen Abriss und Abgleiten der Rutschmasse kommt. Die natürlichen und anthropogenen Faktoren, die zum Auslösen einer Rutschung führen können, sind sehr vielfältig. In der Hauptsache jedoch werden Gravitationskräfte und Entlastungen durch Abtragungsvorgänge am Hangfuß hervorgerufen. Zusätzlich sind es die verschiedenen Wirkungen des Wassers (z.B. als Zusatzlast, Hangwasserzug, Kluft- und Porenwasserdruck), besonders in Lockersedimenten, welche die wichtigsten Auslösefaktoren für Rutschungen stellen. Entscheidend ist die Menge des Wasserangebots durch

Niederschläge und Schneeschmelze. Außerdem können Gefügeveränderungen durch Frostaulockerung, Austrocknung oder schnelle Veränderungen im Grundwasserhaushalt instabilisierend auf einen Hang einwirken (BUNZA 1982).

Tab. 2: Morphologische Merkmale einer Rotationsrutschung (in Abwandlung nach BUNZA 1992).

Material	bindige oder nicht bindige Böden/Lockersedimente	
stabile Teile in der Umgebung der Rutschung	Krone	zahlreiche meist halbkreisförmige Risse zur Anbruchsfläche hin; oberster Teil der ursprüngliche Hangoberfläche
	Ablösungs-, Anbruchsfläche	steile, konkav oder unregelmäßig gekrümmte Gleitfläche, oberer Teil meist senkrecht, z.T. mit Rutschstreifen oder -furchen
	Flanken	Höhe der seitlichen Anbruchsfläche nimmt gegen den Fuß hin ab. Rutschflanken können höher sein als die Rutschfläche zwischen Fuß und Zunge; Risse an den Flanken staffelförmig angeordnet; Rutschstreifen an den Ablösungsflächen der Flanken: oben mehr senkrecht unten fast waagerecht
Bewegte Teile	Kopfregion	flacher als die ursprüngliche Hangoberfläche oder sogar zum Hang hin geneigt; vielfach bilden sich hier Nackenseen oder Vernässungszonen aus; transversale Risse; kleine Rutschungen, Gräben, Aufwerfungen; <u>Bäume</u> zum Hang hin geneigt.
	Rutschkörper	meist zerbrochen, z.T. in Stufen zerlegt; Längsrisse, Stauchwälle und Verebnungszonen; oberhalb des Fußes können sich Nackenseen oder Vernässungszonen entwickeln; <u>Baumstellungen</u> nach allen Richtungen möglich.
	Fuß	transversale Stauchwälle und Risse; Auftriebszone; keine Einzelblöcke mehr; <u>Baumstellung</u> vom Hang weg.
	Zunge	oft eine Zone des Erdfließens, gelappte Form, Radialrisse, überfahrenes und begrabenes Material; <u>Bäume</u> liegen z.T. flach oder in verschiedenen Winkeln, z.T. sind sie ins Material eingearbeitet.

Die Abbildung Abb. 8 stellt die in Tab. 2 geschilderten morphologischen Merkmale dar.

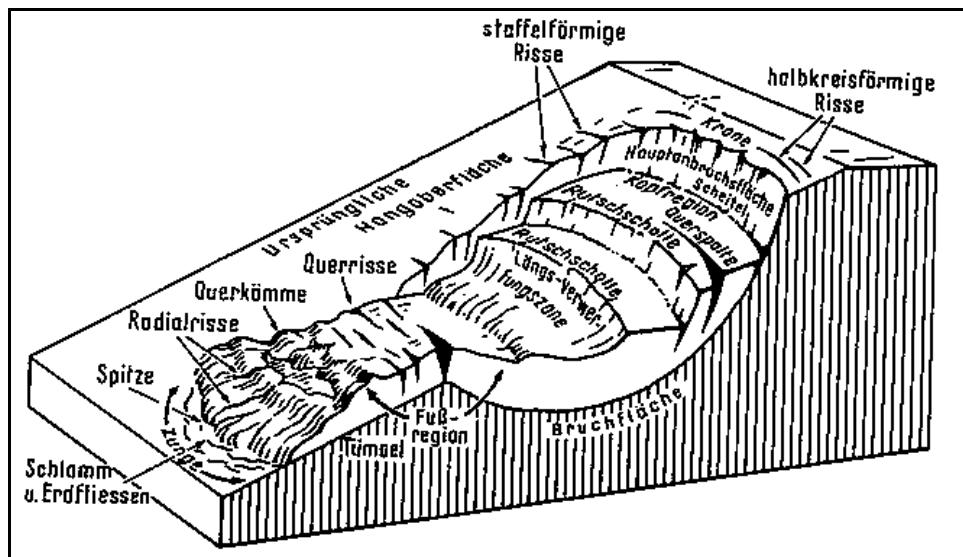


Abb. 8: Darstellung der morphologischen Merkmale einer Rotationsrutschung (aus BUNZA 1992).

Anhand der dargestellten Charakteristika der stabilen und bewegten Teile einer Rotationsrutschung, insbesondere auch der unterschiedlichen Baumstellungen, konnten auch inaktive Formen erkannt und bearbeitet werden.

Für die Rutschungsvorgänge kann auch das Phänomen der Thixotropie eine Rolle spielen. Durch die Anlagerung von Wassermolekülen an Tonminerale entsteht ein Gel, welches durch Erschütterungen, Formänderungen durch Frost oder Austrocknen oder einer Porenwasserdruckveränderung flüssig werden kann (ÜBLAGGER 1973, zit. in BUNZA 1982, DIERCKE 1995, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998). Ist das der Fall, kann es entlang von Gleitbahnen zu Rutschungen kommen. Die Viskositätsänderung ist reversibel, so dass es entweder zum Austritt von Wasser am Fuß der Rutschung kommen kann oder das Gel bildet sich zurück.

HUTCHINSON (1968) spricht von drei Haupttypen von Rotationsrutschungen:

a) Einfache Rotationsrutsche (Abb. 9)

Sie sind durch die Ausbildung einer einfachen, konkaven Gleitfläche, auf der die Rutschmasse sich als kohärente Einheit bewegt, charakterisiert.

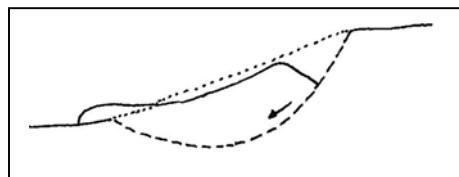


Abb. 9: Einfache Rotationsrutsche.

b) Multiple Rotationsrutschung (Abb. 10)

Voraussetzung für die multiple Rotationsrutschung ist eine einfache Rotationsrutschung. Wenn die Spannungsverhältnisse am Hang durch die einfache Rutschung weiterhin gestört sind, kann es zunächst zur Ausbildung weiterer Zugrisse und anschließenden Rotationsrutschungen kommen. Da es ein rückschreitender Prozess am Hang ist, wird er auch als multiple rückschreitende Rotationsrutschung bezeichnet. Alle Gleitflächen haben einen weitgehend konkaven Charakter und die Rutschmassen weisen eine rückwärtige Rotation in Blockform auf.

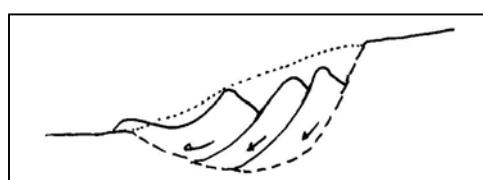


Abb. 10: Multiple Rotationsrutschung.

BUNZA (1992) stellte fest, dass in den quartären Lockersedimenten im Untersuchungsgebiet am Halblech die durchschnittlichen Neigungen der Anbruchsflächen der Rotationsrutschungen bei 44% lag.

c) sukzessive oder gestufte Rotationsrutschungen (Abb. 11)

Sie bestehen nach HUTCHINSON (1968) aus einer Reihe von seichten, flachen Rotationsrutschungen, meist auf Hängen mit einer Neigung von 13° bis 18° . Jede Rotationsrutschung ist hangabwärtig begrenzt, jedoch kann es zu einer bedeutenden Ausdehnung parallel zum Hang kommen. Hänge, an denen sukzessive Rotationsrutschungen auftreten, weisen ein charakteristisches, gestuftes und terrassiertes Profil auf. Die Versatzhöhen der einzelnen Rotationsrutsche betragen häufig nur 0,5 m bis 2 m. Die Längen der hangparallelen Bruchränder können hingegen ein Vielfaches der Versatzhöhe erreichen. HUTCHINSON (1968) spricht von "typischen" 9-12 m breiten Terrassen mit Bruchrandhöhen von 1,5 m in den Tonen bei London und BUNZA (1992) konnte am Halblech bis zu 50 m Breite beobachten, wobei die Versatzhöhen zwischen 2-7 m lagen.

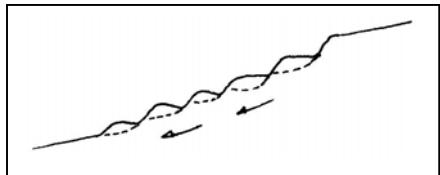


Abb. 11: Sukzessive oder gestufte Rotationsrutschung.

Die wesentlichen Unterschiede zwischen multiplen und sukzessiven Rotationsrutschungen bestehen in der Hangneigung und in den Ausdehnungsverhältnissen.

CROZIER (1984) listet eine Reihe von Merkmalen auf, die es möglich machen, morphogenetisch aktive und inaktive Rutschungen zu erkennen. Ein Hinweis auf die Aktivität einer Rutschung ist z.B. das Auftreten von scharfen Kanten an Böschungen, Terrassen und Rissen.

Es bleibt jedoch festzuhalten, dass Rutschungen an feuchten Standorten innerhalb weniger Jahre durch Kriechbewegungen überprägt werden. Hierbei kommt es zum sog. sackenden Erdfließen nach SKEMPTON & HUTCHINSON (1969). Es handelt sich um ein Übergangsstadium zwischen Rotationsrutschen und einem Erdstrom im Sinne von FISCHER (1967).

In der Dendrogeomorphologie gibt es bisher im Vergleich zur Mur-Thematik deutlich weniger Publikationen. Einige Arbeiten, die den erfolgreichen Einsatz dendrogeomorphologischer Methoden an Rutschungen aufzeigen, stammen von SHRODER (1975), CLAGUE &

SOUTHER (1982), BEGIN & FILION (1985/1988), BRAAM, WEISS & BURROUGH (1987), SCHMID & SCHWEINGRUBER (1995), FANTUCCI & McCORD (1995), FANTUCCI & SORRISO-VALVO (1999), COROMINAS & MOYA (1999) und GERS et al. (2001).

In der vorliegenden Arbeit dienten abrupte Zuwachsrückgänge (infolge Wurzelzerreißens), Druckholzbildungen und exzentrischer Jahrringwuchs (infolge Schiefstellung) zur Datierung von Rutschungen.

2.3 Kriechbewegungen

Es handelt sich dabei um steifplastisches Erd- und Schuttkriechen im Sinne von LAATSCH & GROTTENTHALER (1973). Im Unterschied zu Rutschungen sind es langsame, unmerkliche und unmittelbar nicht wahrnehmbare oder kaum beobachtbare, bruchlose Bewegungen. Unter dem Einfluss der Gravitation, wobei schon eine geringe Neigung ausreicht, bewegen sich meist feinkörnige, schluffig-tonige Lockermassen oder der Boden. Dabei kommt es zur plastischen Deformation. Ausschlaggebend für die Bewegungen ist in erster Linie das Durchnässen der Sedimente infolge der Schneeschmelze im Frühjahr und langanhaltender Regenniederschläge. Volumenänderungen durch Tau- und Gefrierprozesse des Bodenwassers tragen ebenso zur Bewegung bei. Charakteristische Formen der Kriechbewegungen sind kleine, stufenförmige, halbmondförmige Verebnungen, Depressionen, Dellen, Involutionen des Bodens und konvexe Kämme infolge Volumenzunahme (BUNZA 1992). Im Bereich des langsamen Kriechens von Lockergesteinen und Böden vollzieht sich die Bewegung als plastisches, laminares Fließen. Die Bewegung scheint kontinuierlich zu verlaufen, in Wirklichkeit handelt es sich jedoch meist um eine unbegrenzte Abfolge von kleinen Bewegungen. Es kommt also zu einem verteilten Abscheren kleiner Körper (LEOPOLD 1964, zitiert in BUNZA 1982). Die Geschwindigkeiten des Kriechens betragen Millimeter bis einige Zentimeter pro Jahr, was für den Lahnenwiesgraben durch Konvergenzmessungen der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. Moser und Dipl. Geol. Keller (Geologie, Universität Erlangen) bestätigt werden konnte (mündl. Mitteilung 2002). Aufgrund der langsamen Bewegung ist es möglich, dass sich eine geschlossene Vegetationsdecke ausbildet. Dieses ist auch im Untersuchungsgebiet der Fall. BUNZA (1982) ordnet die Kriechbewegungen unter den Fließungen (Fließbewegungen) ein. Nach TERZAGHI (1950) werden Kriechbewegungen in ein saisonales oder Mantelkriechen und in ein kontinuierliches oder Massenkriechen unterteilt. VARNES (1958) gliedert nach dem Wassergehalt der Kriechbewegung in nasses (wet) und trockenes (dry) Kriechen.

Besonders zum Kriechen neigen Hangmassen (nach BUNZA 1982):

- mit großem Porenvolumen,
- mit lockerer Einzelstruktur (empfindliche Feinstruktur),
- mit ungünstiger Korngrößenverteilung,
- mit guter Kornrundung,
- mit hohem Schluff-Ton-Gehalt (entspricht wirksamen Korngrößen),
- mit hangparalleler Lagerung und Schichtenaufbau.

Aufgrund von hohen Schluff- und Tongehalten in den glazialen Sedimenten, den Verwitterungsprodukten der Kössener Schichten und des Plattenkalks treten die Kriechbewegungen an den Unterhängen des oberen Lahnenwiesgrabens besonders großflächig auf.

Die dendrochronologische Untersuchung dieser Massenbewegungen erfolgte nur in den bindigen Sedimenten des Lahnenwiesgrabens, da Kriechbewegungen im Reintal unter dendrochronologischen Gesichtspunkten keine Rolle spielen. Ohnehin wurde dem Kriechprozess in der Dendrogeomorphologie bisher nur äußerst selten Beachtung geschenkt. Die Datierung von kontinuierlichen Kriechbewegungen über davon betroffene Bäume haben u.a. PARIZEK & WOODRUFF (1957), PHIPPS (1974) und DENNELER & SCHWEINGRUBER (1993) durchgeführt.

In der vorliegenden Arbeit wurden Kriechbewegungen anhand lang anhaltender Zuwachsreduktionen im Jahrringverlauf von Fichten datiert. Auch Druckholzbildungen und exzentrischer Jahrringwuchs infolge dauerhafter Schiefstellung des Baumstammes betroffener Fichten wurden in die Analyse einbezogen. Da Kriechbewegungen an der Geländeoberfläche und am Erscheinungsbild eines Baumes nicht immer leicht zu erkennen sind, konnte die Bewegung in einigen Fällen auch mittels Druck- und Zugwurzeln, welche als auffällige Formen aus dem Boden ragten, ergründet werden. Die mehrjährige Ausbildung von Zuwachsreduktionen mit anschließender Druckholzbildung deutet in vielen Fällen auf eine Kriechbewegung als Initialstadium einer folgenden Rutschung hin.

2.4 Gravitative Schneedynamik - Lawinen

Lawinen sind eine geomorphologische Form der Massenbewegungen (ZENKE 1999). Das Hauptaugenmerk in Bezug auf die dendrogeomorphologischen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit liegt bei den Lawinen, da sie das höchste Zerstörungspotential aufweisen und im Wesentlichen für datierbare Schäden an untersuchten Fichten verantwortlich sind. Aus diesem Grund wird auf weitere Formen der gravitativen Schneedynamik wie etwa Schneekriechen oder Schneegleiten nicht weiter eingegangen.

Unter Lawinen versteht man nach De QUERVAIN (1969) „den Absturz von Teilen der natürlichen Schneedecke längs eines Berghanges über eine Distanz von mehr als 50 Meter als gleitende, fließende oder rollende Masse oder als aufgewirbelte Staubwolke“. Der gesamte Bewegungsvorgang vom Abbruch der Schneemassen im Anrissgebiet über die Sturzbahn bis zur Deposition des Schnees im Ablagerungsgebiet ist ebenfalls noch im Lawinenbegriff enthalten.

Die internationale Lawinenklassifikation, welche in einer Veröffentlichung des Landes Tirol (1996) aufgezeigt wird, weist auf die wesentlichen Aspekte von Lawinen und deren Bezeichnung hin (Tab. 3).

Tab. 3: Internationale Lawinenklassifikation (nach LAND TIROL 1996).

Zone	Kriterium	Alternative Merkmale & Bezeichnung	
Anbruchgebiet	Form des Anrisses	Von einem Punkt ausgehend: <i>Lockerschneelawine</i>	Von einer Linie ausgehend: <i>Schneebrettlawine</i>
	Lage der Gleitfläche	Innerhalb der Schneedecke: <i>Oberlawine</i>	Auf der Bodenoberfläche: <i>Bodenlawine</i>
	Feuchte des Lawinenschnees	Trocken: <i>Trockenschneelawine</i>	Nass: <i>Nassschneelawine</i>
Sturzbahn	Form der Sturzbahn	Flächig: <i>Flächenlawine</i>	Kanalisiert: <i>Runsenlawine</i>
	Form der Bewegung	Stiebend als Schneestabwolke durch die Luft: <i>Staublawine</i>	Fließend, dem Boden folgend: <i>Fließlawine</i>
Ablagerungsgebiet	Oberflächenrauhigkeit der Ablagerung	Grob (über 0,3 m): Grobe Ablagerung	Fein (unter 0,3 m): Feine Ablagerung
	Feuchte der Ablagerung	Trocken: Trockene Ablagerung	Nass: Nasse Ablagerung
	Fremdmaterial in der Ablagerung	Fehlend: Reine Ablagerung	Vorhanden (Steine, Erde, Äste, Bäume): Gemischte Ablagerung

Demnach kann ein Lawine in drei Zonen gegliedert werden. Das Anrissgebiet ist der Bereich, der durch die Erscheinung einer Lawine und ihre Bewegung infolge der Anrissart geprägt wird. Der Begriff erlaubt auch die Verwendung zur Bezeichnung von Gelände, in dem Lawinenanrisse auftreten können.

In der Sturzbahn herrscht eine von der Anrissform ziemlich unabhängige Bewegung des Schnees. Nach Durchgang der Lawine ist in der Sturzbahn kein Schnee zu finden, es sei denn, es erfolgt ein durch die Bodenrauhigkeit bedingter Schneerückhalt (Stau).

Der Ablagerungsbereich ist gekennzeichnet durch eine große Ansammlung von zum Stillstand gekommenen Schneemassen, die aus dem Energieverlust des sich bewegenden Schnees durch Reibung und Verdichtung resultiert (vgl. De QUERVAIN 1973).

Nach HOLTMEIER (1974) hängt die Entstehung von Schneebewegungen von dem meist sehr komplexen Zusammenspiel einer Vielzahl von Faktoren ab. So liegt z.B. die Hangneigung im Anrissgebiet zwischen 20 und 50°. Der Witterungsverlauf, insbesondere Wind- und Temperaturverhältnisse sind von entscheidender Bedeutung. Vor allem Warmluft-einbrüche oder Föhnwetterlagen begünstigen Lawinenabgänge. Ferner ist die Schneemenge und die Beschaffenheit des Schnees (Nassschnee, Pulverschnee) sowie die Schichtung der Schneedecke wichtig. Aus der Schichtung (z.B. Altschnee, Neuschnee) resultiert die mehr oder weniger große Stabilität der Schneedecke. Des weiteren beeinflussen Gelände-verhältnisse, Bodenbedeckung und Fremdeinflüsse (Mensch, Tier) die Lawinsituation.

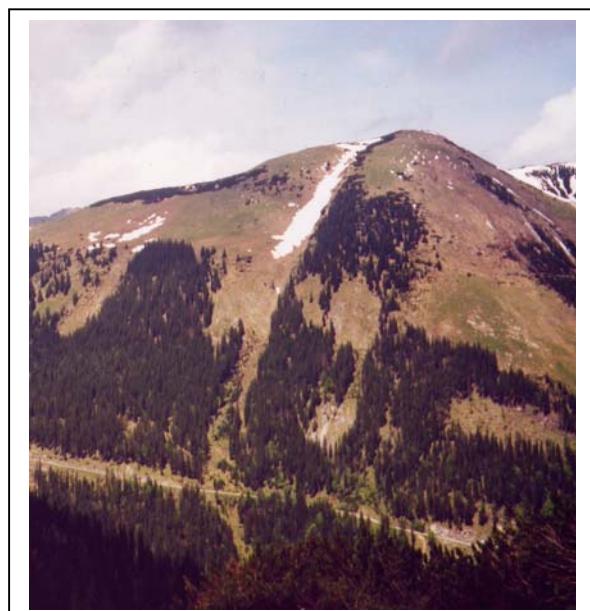


Abb. 12: Grundlawine und Erosion durch Lawinenschurf (links).

Abb. 13: Lawinenhänge im Lahnenwiesgraben.

Ein häufiger Lawinentyp im Lahnenwiesgraben sind die Boden- bzw. Grundlawinen, welche im Untersuchungsgebiet (Lahnenwiesgraben, Brünstels-Lawinenbahn) die größten Schäden anrichten und morphologisch am wirkungsvollsten sind. Die weitverbreitete Grasvegetation im Lahnenwiesgraben dient als ideale Gleitschicht für diese Lawinen (Abb. 12 und Abb. 13). In den Lawinenablagerungen ist besonders viel Fremdmaterial zu finden, was ein Hinweis auf die Schurfleistung dieses Lawinentyps ist. Die Lawinenhänge weisen Blaiken und Erosionsrinnen auf.

BUNZA (1976) ordnet die (Grund)-Lawinen dem Prozess des Massenschurfs zu. Er stellt fest, dass Grundlawinenabgänge in der Regel an Runsen und Rinnen an mehr als 35° geneigten Hängen gebunden sind. Dem Abgleiten der Lawine geht eine Rissbildung mit großen seitlich ausgedehnten SpannungsrisSEN voraus. Besonders im Frühjahr steigt mit zunehmender Sonneneinstrahlung, mit Regenfällen in höheren Lagen und höheren Temperaturen auch die Zugbeanspruchung infolge Gewichtszunahme der Schneedecke. Im Beobachtungszeitraum von 2000-2003 führten diese Prozessabläufe immer wieder zu Grundlawinenabgängen, wie in der dargestellten Abb. 12.

Mit der dendroökologischen Analyse von Lawinenhängen befassten sich insbesondere amerikanische Autoren, deren Untersuchungsgebiete überwiegend in den Rocky Mountains lagen (POTTER (1969), BURROWS & BURROWS (1976), CARRARA (1979), BUTLER & MALANSON (1985) RAYBACK (1998) oder PINDUR (2001)).

In der vorliegenden Arbeit werden durch Lawinenabgänge beschädigte Fichten untersucht. Für die Datierungen früherer Ereignisse werden Stammverletzungen (scars), Zuwachsrücknahmen und Druckholzbildungen infolge Schiefstellung analysiert.

2.5 Erosion durch Fließgewässer und Akkumulation auf Schwemmfächern und Schwemmkegeln

Da im Rahmen dieser Arbeit auch einsedimentierte Fichten auf Schwemmfächern und Schwemmkegeln untersucht wurden, sind über die Ablagerung Rückschlüsse auf die Frequenz der Sedimentation möglich.

Schurf und Transport durch Fließgewässer bewirken Seiten- und Tiefenerosion besonders in den Gerinnen im Gebirgsraum (LAATSCH & GROTTENTHALER 1972). Die mobilisierten Lockersedimente werden bei abnehmender Transportenergie z. B. auf Schwemmfächern abgelagert. Dabei handelt es sich um Akkumulationsbereiche, die dort entstehen, wo das Gefälle eines Flusslaufs abnimmt, sodass ein Teil des mitgeführten Sediments im Flussbett

und an den Uferrändern liegen bleibt. Aufgrund enger genetischer Verwandtschaft sind Schwemmkegel, Schotterkegel und Schotterfächer schwer vom Schwemmfächer zu unterscheiden. Alle aktiven Formen weisen meist mehrere Gerinnearme an ihrer Oberfläche auf, die sich ständig verlagern, was durch jahreszeitlich wechselnde Wasserführung bedingt ist (vgl. DIERCKE 1995). Die angesprochenen Formen (Schemmfächer, Schwemmkegel, Schotterfächer, Schotterkegel) unterscheiden sich im wesentlichen durch ihre Geometrie und Neigung der Stirn.

Handelt es sich um einen Murkegel mit deutlich erkennbarer fluvialer Überprägung, so schlägt STRUNK (1995) die Bezeichnung Murschwemmkegel vor. Diese morphologische Form ist im Reintal häufig anzutreffen.

COSTA (1988) differenziert *water floods*, *hyperconcentrated flows* und *debris flows*, welche zum Aufbau der obengenannten Fächer- bzw. Kegeltypen führen. Eine rheologische, geomorphologische und sedimentologische Gliederung dieser Wasser- und Sedimentbewegungen zeigt Tab. 4. Durch zunehmende Sedimentkonzentration erhöht sich auch die Dichte des Schutt-Wasser-Gemisches. Folglich ändern sich auch das Fliessverhalten, die Abflussbahn sowie die Geometrie und die Stratigraphie der Akkumulationsform. Eine Kombination und starke gegenseitige Überprägung der Akkumulationsformen dieser Bewegungen ist in beiden Arbeitsgebieten zu erkennen.

Tab. 4: Rheologisch, geomorphologisch, sedimentologische Merkmale von Wasser- und Sedimentbewegungen in ihren Transportbahnen (nach COSTA 1988, leicht verändert).

Flow	Sediment Concentration	Bulk Density (g/cm ³)	Landform and Deposits	Sedimentary Structures
Water flood	1.0-40 % by wt. 0.4-20% by vol.	1.01-1.33	Bars, fans, sheets, splays; channels have large width-to-depth ratio	Horizontal or inclined stratification to massive; weak to strong imbrication; cut-and-fill structures; ungraded to graded
Hyperconcentrated flow	40-70 % by wt. 20-47 % by vol.	1.33-1.80	Similar to water flood	Weak horizontal stratification to massive, weak imbrication; thin gravel lenses; normal and reverse grading
Debris flow	70-99 % by wt. 47-77 % by vol.	1.80-2.30	Marginal levees, terminal lobes, trapezoidal to U-shaped channel	No stratification; weak to no imbrication; inverse grading at base; normal grading near top

Die Datierung von Hochwasser-Ereignissen durch dendroökologische Studien der Vegetation, insbesondere an Bäumen, wurde u. a. von SIGAF OSS (1964), HUPP (1987) oder BAYARD & SCHWEINGRUBER (1991) durchgeführt. Im Vordergrund der dendrogeomorphologischen Analyse der vorliegenden Arbeit stehen abrupte Zuwachsreduktionen, welche durch fluviale Verschüttung und Erosion von Fichten (*Picea abies*) hervorgerufen wurden.

3. Dendrogeomorphologie – Grundlagen und Methodik

3.1 Definition und Stellung

Definition: dendron (griech.) = Baum, chronos (griech.) = Zeit.

Die Dendrogeomorphologie ist ein Teilgebiet der Dendroökologie. Aufgrund der Informationen in Jahrringen werden geomorphologische Prozesse wie Steinschlag, Boden-Kriechen usw. rekonstruiert und datiert (nach KAENNEL & SCHWEINGUBER 1995).

Die Geomorphologie beschäftigt sich mit den Reliefformen der Erde, deren Gestalt, deren Anordnung und deren Entwicklung (DIERCKE 1995). Eine ausführlichere Definition ist u. a. bei GOUDIE (1998) oder AHNERT (2003) zu finden. Als Grundlage aller dendroökologischen Anwendungen dient die Dendrochronologie (Abb. 14).

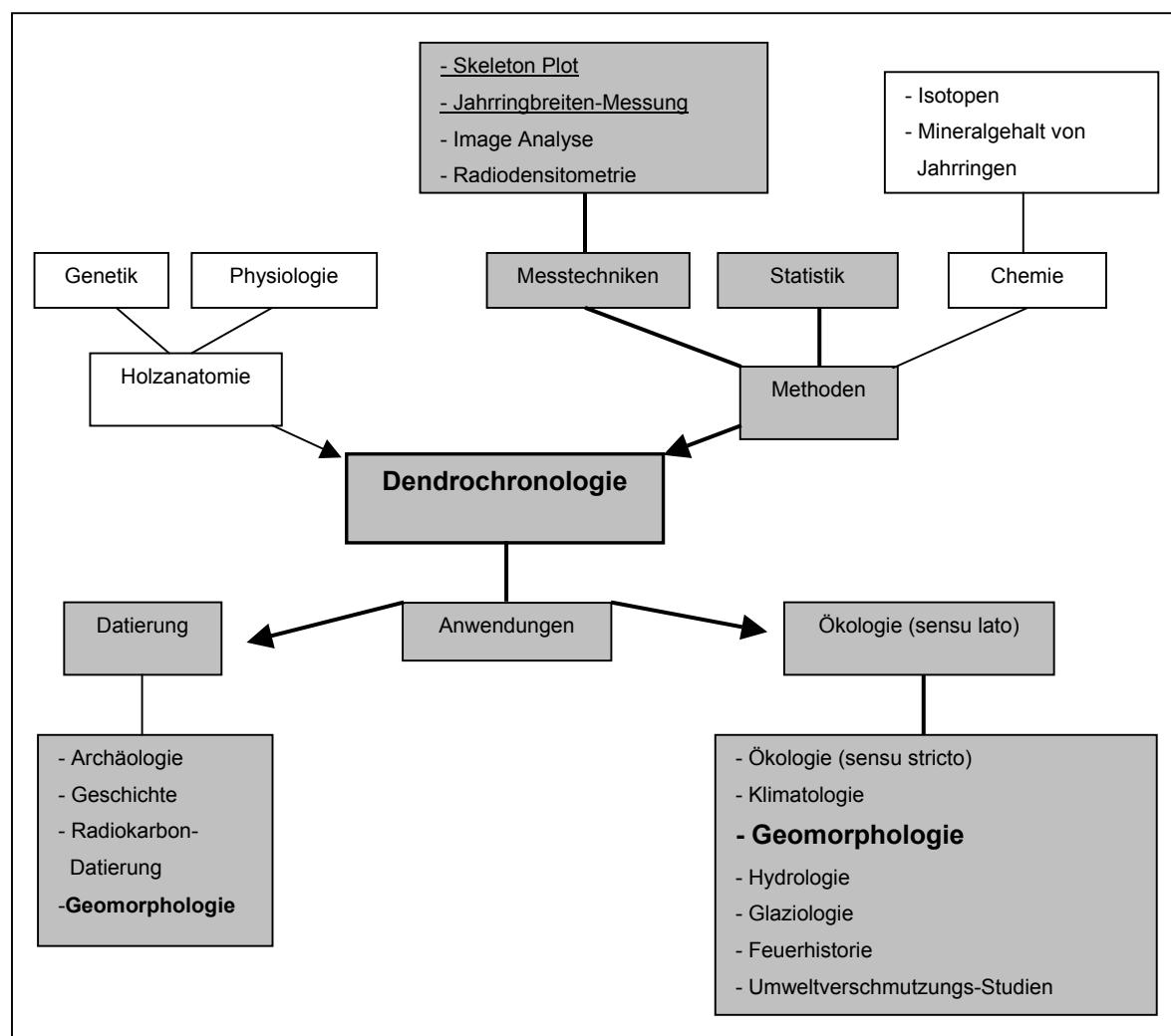


Abb. 14: Blockdiagramm: Dendrochronologie und ihre zentrale Bedeutung für die angewandte Forschung (leicht abgewandelt nach KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995). Aspekte aus den grauen Feldern werden in der vorliegenden Arbeit behandelt.

Das Diagramm (Abb. 14) zeigt, dass erst die zielgerichtete Anwendung dendrochronologischer Arbeitsweisen zu Ergebnissen in den Teilgebieten, hier insbesondere der Geomorphologie, führt.

In der vorliegenden Arbeit sind es Skeleton Plots und Jahrringbreitenmessungen (unterstrichen im Diagramm), deren Analyse zur Rekonstruktion und Datierung geomorphologischer Prozesse herangezogen werden.

3.2 Vom Baum zur Jahrringanalyse

Dieses Kapitel bezieht sich im wesentlichen auf Aspekte, die in dieser Arbeit behandelt werden. Der Anspruch auf umfassende Darstellung verschiedener Forschungsmethoden, Analyseverfahren oder sonstiger allgemeingültiger Erkenntnisse wird nicht gestellt. Gegebenenfalls wird mittels Literaturhinweisen darauf verwiesen.

3.2.1 Wahl der Baumart - Die Fichte als Untersuchungsgegenstand

Die Wahl der Baumart ist entscheidend für den erfolgreichen Verlauf der Forschungsarbeiten. Für die dendrogeomorphologischen Untersuchungen im Lahnenwiesgraben und im Reintal wurde die Fichte (*Picea abies* (L.) Karst) ausgewählt. Folgende Gründe waren für diese Wahl ausschlaggebend:

- Häufigste Baumart in der montanen und alpinen Vegetationsstufe beider Untersuchungsgebiete,
- erleichterter Aufbau von Standortchronologien,
- hohe Sensitivität gegenüber Massenbewegungen,
- Fichte als bedeutendste Baumart in der dendrochronologischen Forschung in den Alpen bietet umfangreichen Literaturhintergrund.

Die Fichte - *Picea abies* (L.) Karst

Bereits im Älteren Atlantikum (ca. 7000 Jahre b.p.) konnte die Fichte ihre bis heute andauernde Vorherrschaft im Bayerischen Alpenraum einnehmen (EWALD 1997). Ihre postglaziale Verbreitung startete von Osten aus dem würmeiszeitlichen südalpisch-

dinarischen Refugium. Zunächst war sie die herrschende Baumart in der montanen Stufe. Im Jüngeren Atlantikum dominierte sie auch bis zur oberen Waldgrenze.

Aufgrund der geringen Ansprüche an die Nährstoffversorgung ist die Fichte sehr standortflexibel. In Verbindung mit massenhaften Pollenfreisetzungen ist sie gegenüber anderen Baumarten der Bergmischwälder im Vorteil. Ein weiterer Konkurrenzvorteil ist die Tatsache, dass *Picea* vom äsenden Wild weitgehend gemieden wird. Die Nährstoffversorgung wird überwiegend durch ein weitstreichendes flaches Wurzelgeflecht gesichert. Die Ausbreitung des Wurzelsystems ist stark vom Lufthaushalt des Substrats abhängig. Besonders in luftarmen Böden (Pseudogleye oder Gleye) oder bei flachgründigen Böden über Festgestein nimmt die horizontale Erstreckung zu. Durch das flache Wurzelsystem ist auch die Standfestigkeit gegenüber Wind herabgesetzt. Die Anfälligkeit von fast reinen Fichtenbeständen gegenüber Wind dokumentieren zwei große Windwurfflächen im Lahnenwiesgraben. Winterstürme im Dezember 1999 richteten große Schäden im Waldbestand nördlich des Gruppenkopfes (Unterer Lahnenwiesgraben) an. Die umgestürzten Fichten zeigten große Wurzelsteller mit horizontalem Durchmesser bis 8 m. Gleichzeitig betrug die vertikale Erstreckung max. 1,5 m.

Die Entwicklung der Bäume ist durch Beschattung nur mäßig gehemmt. Ein relativer Lichtgenuss von 25-30% reicht für eine erfolgreiche Etablierung aus. Da zudem eine relative Unempfindlichkeit gegenüber dem Strahlungsklima von Freiflächen besteht, kann *Picea abies* als Halbschattbaumart bezeichnet werden (EWALD 1997). Das Wachstum wird jedoch durch Trockenheit stark eingeschränkt. In den Untersuchungsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal kann Trockenstress durch die erhöhte Sonneneinstrahlung auf südexponierten Standorten und bei Föhnlagen ausgelöst werden.

Die Fichte ist je nach Standort in einer Vielzahl von Wuchsformen anzutreffen. So treten in tieferen Lagen breitkronige und mit zunehmender Höhe schmalkronige Typen auf. Mit zunehmender Seehöhe entstehen, an die raueren Bedingungen angepasste, gedrungenere Formen mit geringeren jährlichen Zuwächsen. Als schnellwachsende, anspruchslose Baumart ist die Fichte ein bedeutender nachwachsender Rohstoff und für die Forstwirtschaft im Alpenraum von großer Bedeutung. Jedoch beschränkt sich die forstwirtschaftliche Nutzung im Lahnenwiesgraben und Reintal auf den Plenterbetrieb und die Beseitigung von Windwurfschäden (vgl. Kapitel zur anthropogenen Nutzung).

Das Maximalalter der Fichten im Gebirge kann über 600 Jahre betragen. Das älteste beprobte Exemplar im Verlauf der Arbeiten wies ein Alter von ca. 310 Jahren auf. Rein theoretisch wäre also im Gebirgsraum der Nordalpen eine dendrochronologische Untersuchung von heute lebenden Fichten über ein halbes Jahrtausend möglich. Die Realität zeigt jedoch, dass im Rahmen der dendrochronologischen Analyse der vorliegenden Arbeit ein maximales Zeitfenster von 200 Jahren überschaubar ist.

3.2.2 Standortwahl und Aufnahme

Grundsätzlich sind für eine erfolgreiche Bearbeitung zwei Typen von Baumstandorten entscheidend:

1. Ungestörte Standorte – Zur Erstellung der Standortchronologie von Bäumen, die nicht dem Einfluss von Massenbewegungen unterliegen, sondern das für ein Gebiet charakteristische Wachstum repräsentieren.
2. Gestörte Standorte – Dendrogeomorphologische Untersuchungsgebiete, auf denen das Wachstum der Bäume von Massenbewegungen beeinflusst wird.

Bei der Auswahl der ungestörten Bäume wurde in beiden Untersuchungsgebieten, Lahnenwiesgraben und Reintal, darauf geachtet, dass es sich nicht um hydrologisch oder klimatisch ungünstige Standorte handelt. Auch der anthropogene Einfluss sollte möglichst minimal sein, was besonders im unteren Lahnenwiesgraben aufgrund der forstwirtschaftlichen Nutzung erschwert ist. Das natürliche Wachstum wird an den ungestörten Standorten in erster Linie von den abiotischen Faktoren Licht, Temperatur, Niederschlag und Nährstoffangebot gesteuert. Über die Auswirkungen dieser Standortfaktoren auf das Wachstum von Bäumen informieren z.B. MITSCHERLICH (1975), KAENNEL & SCHWEINGRUBER (1995) und STRAßBURGER (1991).

Baumstandorte, die unter dem Einfluss von Massenbewegungen, insbesondere Kriechen, Rutschen und Murgängen stehen, sind in beiden Untersuchungsgebieten nicht schwer zu finden. Zum einen weist die Geländemorphologie auf rezente und subrezente Massenbewegungen hin. Auf der anderen Seite zeigt das Erscheinungsbild von Bäumen den Einfluss morphodynamischer Prozesse auf. Baumschiefstellungen, Stammverletzungen oder freigelegte, abgerissene Wurzeln sind die äußerlich auffallendsten Hinweise der Bäume, auf die im weiteren Verlauf dieser Arbeit noch vertieft eingegangen wird.

Bezüglich der Standorte von beprobten, gestörten Bäumen wurden in der Regel folgende Merkmale aufgenommen:

- Lage – Eintragung in Detailkarte des jeweiligen Untersuchungsstandortes (somit sind auch die Seehöhe und die Exposition definiert).
- Hangneigung
- Hydrologie – Die Tatsache, ob es sich um einen vernässten oder trockenen Standort handelt ist entscheidend für das Wachstum, zumal sich die hydrologischen Bedingungen im Verlauf des Baumlebens verändert haben könnten.

- Standortmorphologie – Für die spätere dendrogeomorphologische Analyse wurde z.B. vermerkt, ob der Baum auf einem Rutschlobus oder in einem Kriechgebiet (soweit erkennbar) steht, ob er einsedimentiert oder freigelegt ist.
- Soziale Stellung im Bestand – geringe jährliche Zuwächse oder abrupte überdurchschnittliche Zuwächse können neben Massenbewegungen auch natürliche Gründe haben, die durch bestandsdynamische Entwicklung verursacht werden (Unterdrückung, Freistellung).
- Habitus – Informationen zum äußeren Erscheinungsbild eines Baumes (Wuchsform, Vitalität, Schiefstellung mit Richtung, Wurzelmerkmale, Verletzungen, Krankheiten, weitere Besonderheiten).
- Beprobung - Höhe und Richtung der Bohrungen (z.B. Brusthöhe, hangab), Anzahl der Kerne, Umfang auf Brusthöhe.

3.2.3 Gewinnung von Probenmaterial

In der Geländesaison der Jahre 2000, 2001 und 2002 (Mai-November) wurden verschiedene Arten von Holzproben zur Datierung von Massenbewegungen und für die Standortchronologien entnommen. Den überwiegenden Teil der Proben stellen Baumkerne von Fichten, die mit einem schwedischen Inkrementbohrer (allg.: Zuwachsbohrer) (Abb. 15) per Hand beprobt wurden.

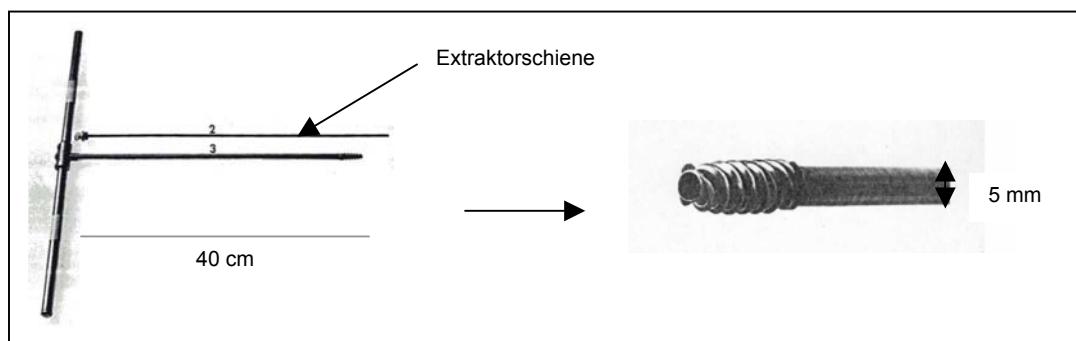


Abb. 15: Das Bohrgerät – Schwedischer Inkrement-Handbohrer (Zuwachsbohrer) mit Extraktorschiene (links) (STOKES & SMILEY 1968) und Vergrößerung der Bohrspitze (rechts) (SCHWEINGRUBER 1983).

Der Bohrer wird in der Regel auf Brusthöhe mit dem Gewinde voran im Uhrzeigersinn in den Baum gedreht. Bleibt der Bohrfortschritt aus, ist die maximale Länge von 40 cm erreicht oder ist das Bohrziel (z.B. geschätztes Baumzentrum) erreicht, wird die Extraktorschiene von der offenen Rückseite an der Kurbelmitte zwischen Metallmantel und Holzkern bis zur Verjüngung eingeführt. Bevor der Kern hinausgezogen werden kann, muss der Bohrer einmal in Gegenrichtung, also gegen den Uhrzeiger-

sinn gedreht werden, um den Kern zu brechen. Anschließend wird dieser herausgezogen und stabil gelagert.

Einen geringeren Teil der Proben stellen Baumscheiben, die von bereits abgestorbenen Fichten mit der Motorsäge abgeschnitten wurden. Des weiteren konnten Scheiben von Adventivwurzeln von durch Muren verschütteten Fichten im Reintal mit der Handsäge entnommen werden. Insgesamt wurden in den Gebieten Lahnenwiesgraben und Reintal mehr als 350 Proben gewonnen (Tab. 5).

Tab. 5: Holzproben, die im Gelände gewonnen wurden und für die dendrochronologische Analyse präpariert wurden.

	Lahnenwiesgraben	Reintal
Baumkerne	221	96
Baumscheiben	24	14
Adventivwurzelscheiben	-	3
Baumkeile	-	1

Für die Lagerung und den Transport der Baumkerne wurde Wellpappe verwendet. STOKES & SMILEY (1968) erläutern die Feldmethoden zur Kerngewinnung sehr detailliert.

Ein von FORSTER et al. (2000) vorgestellter Zuwachsstecher (engl.: increment puncher) wäre eine Alternative zum Inkrement-Handbohrer bei der Beprobung von kleinwüchsigen Bäumen gewesen. Der Zuwachsstecher ermöglicht mit seiner 6 cm langen Nadel die Entnahme von Kernen mit einem Durchmesser bis max. 2,5 mm. Die entnommenen Proben eignen sich nach entsprechender Präparation zur Analyse der kambialen Aktivität von lebenden Bäumen und Jahrringanalysen auf Zellebene.

Die geringe Anzahl an Baumscheiben, die für die dendrochronologische Analyse entnommen werden konnten, ist bedauerlich, da die Vorteile gegenüber Kernen enorm sind (siehe Beispiel in Abb. 16). Während die Baumscheibe einen Gesamtüberblick liefert, zeigt der Kern nur einen kleinen Ausschnitt vom Mark bis zur Rinde. Nach erster visueller Analyse der Scheibe kann der Bearbeiter geeignete Radien auswählen und vermessen. Beim Kern muss im Gelände anhand des Habitus des Baumes beurteilt werden, welcher Ausschnitt für die spätere Analyse der geeignetste ist, ohne jedoch das Gesamtbild – die Baumscheibe – zu kennen. Zweifellos ist das ein entscheidender Nachteil, der bei mangelnder Felderfahrung durch die Entnahme ungeeigneter Radien noch verstärkt wird und zu grundlegenden Fehldeutungen bei der anschließenden Analyse führen kann. Auch wenn die Auswahl der Radien auf der Baumscheibe immer noch der Subjektivität des Bearbeiters unterliegt, wird

die Auswertung einzelner Holzproben immer gesicherter sein als bei Kernen. Jedoch können Fehldeutungen bei Kernen durch die Beprobung und den späteren Vergleich vieler Bäume eines Standorts deutlich minimiert werden.

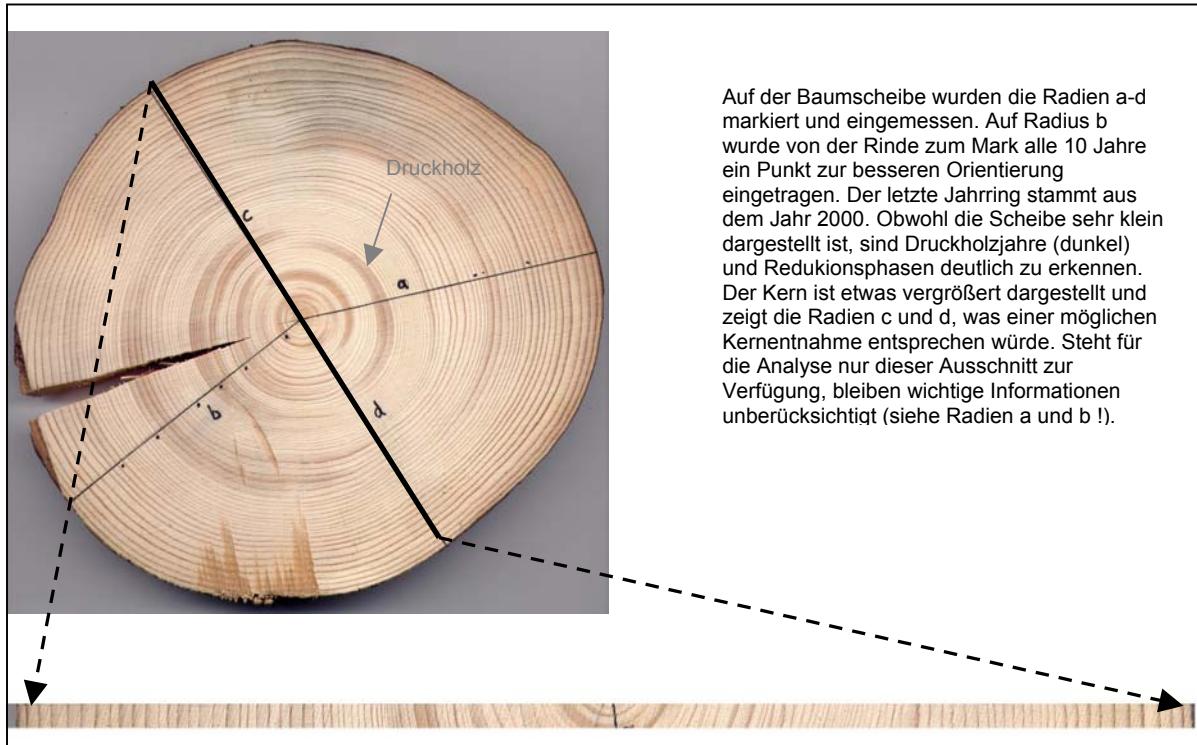


Abb. 16: Baumscheibe mit Radien und Kernausschnitt im Vergleich.

Wird die Tatsache berücksichtigt, dass ein vitaler Baum nach Scheibenentnahme unweigerlich stirbt, ist die Kernentnahme eine schonende Alternative.

In der Praxis ist es in den mitteleuropäischen Gebirgswäldern, insbesondere in den Alpen, problematisch, an das gewünschte Probenmaterial, also Baumscheiben, zu kommen. Die Gründe hierfür sind weitgehend bekannt:

- Naturschutzgebiete und Schutzwaldgebiete sind ökologisch sensible und daher schützenswerte Flächen. Holz wird hier nur unter strengen Auflagen über Ausnahmegenehmigungen von Behörden entnommen. Sowohl die wirtschaftlichen Interessen als auch die Forschung haben hier in den meisten Fällen das Nachsehen.
- Privatwald, Kirchenwald oder Staatswald werden in der Regel wirtschaftlich genutzt. Forschungen, die auf der „unkontrollierten“ Entnahme von Baumscheiben basieren, werden missbilligt und ungern genehmigt, zumal die begrenzten Forschungsgelder keine Entschädigung der Waldbesitzer zulassen.

Im Fall der vorliegenden Arbeit wurde eine Genehmigung zur Entnahme von Holzproben von lebenden Bäumen durch den Zuwachsbohrer von der Oberen Naturschutzbehörde Bayern erteilt. Baumscheiben konnten nur an abgestorbenen Bäumen entnommen werden, was der Grund für die geringe Anzahl der Scheiben ist. Betrachtet man jedoch den dendrogeomorphologischen Hintergrund der Probengewinnung auf ohnehin schon instabilen Standorten, so ist die Zurückhaltung und Einschränkung seitens der Behörden verständlich.

Die schonende Kernentnahme am lebenden Baum führt jedoch auch zu Schäden (SCHWEINGRUBER 1983):

- mechanisch, durch den Zuwachsbohrer, was besonders den wirtschaftlichen Wert von edleren Laubholzarten mindert,
- physiologisch, z.B. durch Harzausscheidungen oder Splint-Kernholzumwandlungen infolge Sauerstoffzutritts,
- pathologisch, durch verschiedene Pilzarten, die Verfärbungen und Fäulnis verursachen können.

Die Diskussion über die Behandlung der Bohrlöcher ist kontrovers. Bereits vor Mitte des 20. Jahrhunderts (z.B. LORENZ 1944) begannen Untersuchungen über die Bohrschäden, die durch den Inkrementbohrer verursacht werden. Sowohl Laubbäume als auch Nadelhölzer sind mehr oder weniger stark betroffen. LENZ & OSWALD (1971) verstopften Bohrlöcher an verschiedenen Baumarten mit Baumwachs und untersuchten das Schadensausmaß sechs Jahre später. Der Pilzbefall war bei der Fichte mit 7-21 % am geringsten und bei einer weiteren Untersuchung nach 12 Jahren konnte kein Fortschreiten der Schäden festgestellt werden. SCHWEINGRUBER (1983) empfiehlt zur Verringerung von Bohrschäden den Abschluss der Bohrlöcher mit Baumwachs, dem ein Fungizid beigemischt ist. ECKSTEIN & DUJESIEFKEN (1999) bemerken im Hinblick auf ihre Forschungen, dass der Abschluss von Bohrlöchern mit unterschiedlichen Wundverschlussmitteln nahezu wirkungslos ist.

Da die Fichte eine harzreiche Baumart ist, verschließt sie innerhalb kürzester Zeit das Bohrloch von innen. Somit wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit auf das Verschließen von außen verzichtet.

3.2.4 Präparation der Holzproben

Die Holzproben wurden in Anlehnung an die von STOKES & SMILEY (1968) beschriebenen Techniken präpariert. Nach Entnahme der Bohrkerne mit dem Zuwachsbohrer wurden die fragilen Kerne zunächst in die Fugen eines Wellpappestreifens (Breite mindestens 45 cm, Länge je nach Kernanzahl) mit Kreppklebeband eingeklebt (Abb. 17, links).



Abb. 17: Auf Wellpappe eingeklebte Kerne (links) und Utensilien für die Kernpräparation (rechts).

Die Verwendung von Wellpappe ermöglicht einen sicheren Transport der Kerne und kann im Labor zum Trocknen der Kerne entrollt werden. Auf den Klebestreifen wurden die Kernsignatur und der Baumumfang vermerkt. Zudem lassen sich die Kreppklebestreifen mit der Pinzette bequem vom Kern und der umgebenden Wellpappe abziehen, sodass die Pappe wieder verwendet werden kann. Nachdem die Kerne einige Tage an der Luft getrocknet sind, werden sie in eine Holzleiste mit eingefräster Nut mit Ponal-Holzleim eingeklebt. Hier ist zu beachten, dass die Holztracheiden beim Einkleben lotrecht zur Leiste ausgerichtet sind. Somit erhält man eine Aufsicht auf die Jahrringe, was die visuelle Auswertung erleichtert (scharfe Jahrringgrenzen). Da die Kerne nach der Trocknung z.T. leicht gewunden sind, empfiehlt sich eine erneute Fixierung mit Klebeband (Abb. 17, rechts). Nur so bleibt der Kern auch in der gewünschten geraden Position in der Holzleiste, während der Holzleim trocknet. Auf der Holzleiste werden wiederum Signatur und Umfang des Baumes vermerkt. Nach etwa zwei Tagen weiterer Trocknung stehen die Kerne zum Abschleifen bereit. Mit einem Bandschleifgerät wurden alle Kerne ihrer Länge nach bis auf die Hälfte ihres Durchmessers abgeschliffen. Bei der anschließenden Betrachtung und Vermessung am Messtisch sind besonders sehr schmale Jahrringe schwer zu erkennen. Hier kann das Abziehen der geschliffenen Oberfläche mit einer scharfen Rasierklinge Abhilfe

leisten. Auch das Anfeuchten der geschliffenen Oberfläche oder der Einsatz von Kreidesstaub kann die Jahrringgrenzen hervorheben.

Baumscheiben, Baumkeile und Adventivwurzelscheiben wurden nach wenigen Wochen Trockenzeit ebenfalls mit dem Bandschleifgerät bzw. mit einer industriellen Schleifanlage des dendrochronologischen Labors der Universität Regensburg bearbeiten.

Auf die Anfertigung von Dünnschnitten für eine spätere radiodensitometrische Analyse wurde verzichtet (vgl. SCHWEINGRUBER 1983, S. 68ff.). Diese besonders in der Dendroklimatologie häufig eingesetzte Methode kam im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht zum Einsatz, da der zusätzliche Aufwand die Erkenntnisse voraussichtlich nicht wesentlich verbessert hätte.

3.2.5 Der Jahrring als Grundlage der dendrochronologischen Analyse

„Das helle, aus großen, dünnwandigen Zellen bestehende Frühholz und das dunklere, aus kleinen, dickwandigen Zellen aufgebaute Spätholz bilden in Hölzern unseres Klimas mit krassen Sommer-Winter-Unterschieden einen Jahrring.“ (SCHWEINGRUBER et al. 1984), (Abb. 18, b).

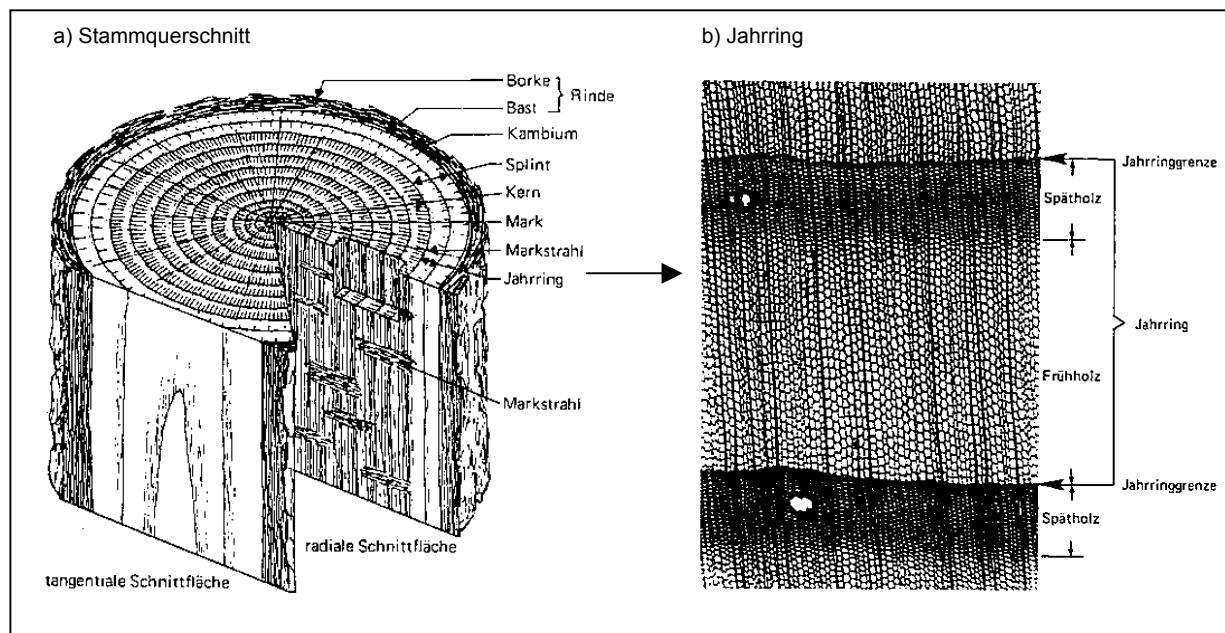


Abb. 18: Stammquerschnitt (a) und Jahrring auf Zellebene (b) eines Nadelholzes (aus SCHWEINGRUBER et al. 1984).

Während der Vegetationsperiode, welche am Alpennordrand bei Fichten etwa von Mai bis Anfang September dauert, ist das Kambium zwischen Holz und Rinde für das Dicken-

wachstum von Stamm, Ästen und Wurzeln verantwortlich (Abb. 18, a). Dabei werden gegen Innen Holzzellen und nach außen Rindenzellen gebildet. Die Differenzierung der Holzzellen reicht weit über Früh- und Spätholzzellen hinaus. Z. B. werden Speicherzellen für Nährstoffe (Parenchymzellen, Markstrahlzellen) und Leitbahnen (Tracheiden) für den vertikalen Transport von Wasser und Nährsalzen ausgebildet.

Da die Grundlagen der dendrochronologischen Analysen dieser Arbeit sich im wesentlichen auf den Verlauf der Jahrringbreiten und die Ausbildung von Reaktionsholz konzentrieren, entfällt eine detailliertere Betrachtung der Zelldifferenzierungen- und Funktionen. Als weiterführende Literatur kann z.B. STRASBURGER (1991), KLEINIG & SITTE (1986) oder VOGEL & ANGERMANN (1990) empfohlen werden.

3.2.6 Vermessung der Jahrringe

Für die Vermessung der Holzproben standen die Einrichtungen des dendrochronologischen Labors am Institut für Geographie der Universität Regensburg zur Verfügung. Die Abb. 19 zeigt den Messtisch vom Typ LINTAB 3.1, der mit einem herkömmlichen PC verbunden ist.

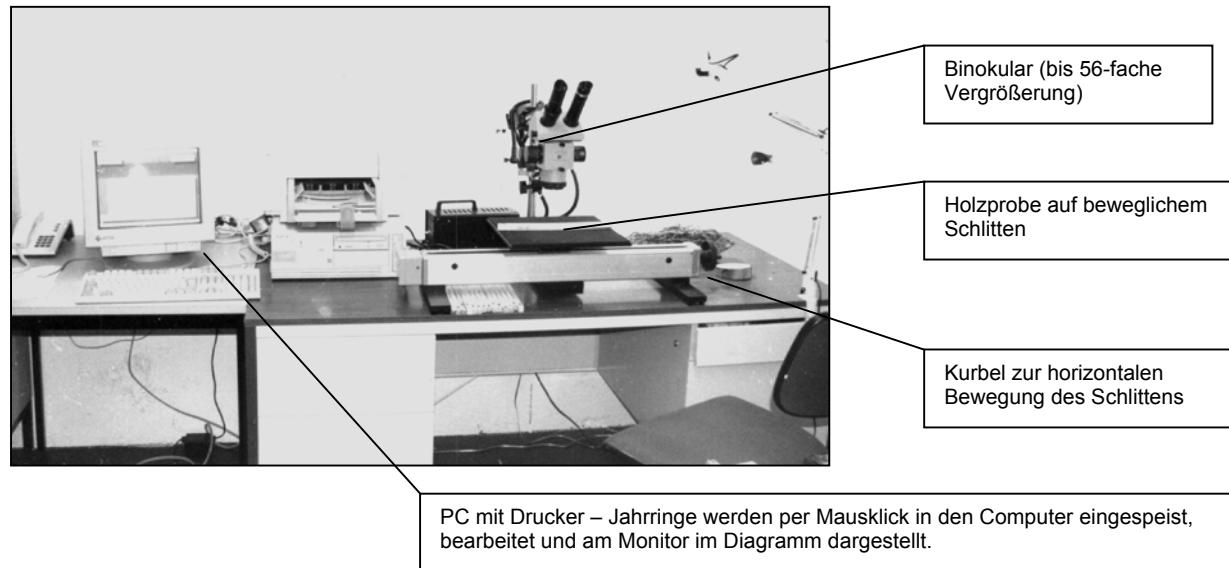


Abb. 19: Messtischanlage im dendrochronologischen Labor der Universität Regensburg.

Für einen Messvorgang muss eine entsprechend präparierte Holzprobe auf den Schlitten unter das Objektiv gelegt werden. Eine Skala im Binokular ermöglicht die genaue Fixierung z. B. einer Jahrringgrenze. Die Messgenauigkeit der Messtischanlage liegt bei 0,01 mm. Das Einmessen erfolgte immer von der Waldkante zum Zentrum der Holzprobe, d.h. vom Entnahmeh Jahr bei lebenden Exemplaren, bzw. vom Jahr des Absterbens bei fossilen Proben bis zum Sprossungsjahr. Es wurden ausschließlich „ganze“ Jahrringbreiten, also vom Beginn des Frühholz bis zum Ende des Spätholzes, vermessen. Mit Hilfe einer Kurbel kann der mobile Schlitten des Messtisches horizontal in zwei Richtungen bewegt werden. Somit wird die Holzprobe unter dem Binokular hindurchbewegt. Mit Hilfe der Skalierung werden Jahrringgrenzen fixiert und per Mausklick notiert. Für den Fall, dass Jahrringgrenzen nur schwer erkennbar sind, gibt es unterschiedliche Möglichkeiten, diese besser sichtbar zu machen. PILCHER (1992) gibt einen Hinweis auf diverse Methoden (u.a. Kerosin, Aluminiumpulver, Zinkoxid). In der vorliegenden Arbeit wurde in wenigen Fällen der Einsatz von gewöhnlicher Tafelkreide bevorzugt. Auch das Benetzen der Baumkerne mit Wasser bzw. Speichel macht Jahrringe gut sichtbar, ohne dass es zu Quellvorgängen des Holzes kommt.

Als Software wurde das Programm TSAP (Time Series Analysis and Presentation) des Unternehmens RINNTECH verwendet. Die Holzproben wurden mit dem FORMAT HEIDELBERG eingemessen. TSAP wird international eingesetzt, da die leicht erlernbare und handliche Software umfangreiche statistische Anwendungen ermöglicht (u.a. Gleichläufigkeitsberechnungen, Synchronisation, Mittelwertberechnungen, Trendrechnungen). Außerdem bietet sie dem Benutzer zahlreiche Möglichkeiten der graphischen Präsentation der Daten in Diagrammen.

Da diese Software jedoch keine Skeleton Plots erstellen kann, wurden die Rohdaten aller eingemessenen Kerne in das Programm MS EXCEL exportiert. Durch die Eingabe von mathematischen Formeln ist auch hier eine statistische Auswertung möglich und zudem können die Klassen des Skeleton Plot-Verfahrens (siehe nächstes Kapitel) definiert und berechnet werden. Die Möglichkeiten graphischer Darstellungen in Histogrammen, Kurven- oder Punktdiagrammen sind hinlänglich bekannt.

Neben dem Programm TSAP haben sich seit Beginn der 1980-er Jahre zahlreiche weitere computergestützte Anwendungen zur Jahrringanalyse etabliert. HOLMES (1983) beschreibt die Programme CHOFecha und ARSTAN, welche z.B. von FANTUCCI (1995/1999) oder SANTILLI & PELFINI (2002) angewendet wurden. Über das in Nordamerika und Europa weit verbreitete Programm CATRAS informiert z.B. ANIOL (1983).

HÜSKEN (1994) stellt das Programmpaket FORTRAN vor und trägt wesentlich zu dessen Weiterentwicklung bei.

3.2.7 Aufbereitung und Präsentation der Daten – Skeleton Plots, Datentabellen

Die Grundlage der dendrochronologischen Analyse in der vorliegenden Arbeit bilden die absoluten Jahrringbreiten. Dabei wurden Früh- und Spätholz nicht differenziert betrachtet. Je nach Verwendungszweck der Jahrringbreiten unterliegen diese z.T. aufwendigen statistischen Verfahren zur Standardisierung und Trendberechnung. Besonders in der Dendroklimatologie, welche heute ein wichtiges Standbein der Klimarekonstruktion des Holozäns ist, ist die Ermittlung von Jahrringindizes von entscheidender Bedeutung. Nur so sind Daten von unterschiedlichen Standorten auf der ganzen Erde miteinander vergleichbar. Die statistischen Anwendungen zielen darauf ab, Klimainformationen aus den Jahrringdaten zu extrahieren. U. a. geben FRITTS (1976), SCHWEINGRUBER (1983/1996), COOK & KAIRIKSTIS (1992) einen grundlegenden Überblick über wesentliche Berechnungsmethoden und deren Ziele. Auch ESPER & GÄRTNER (2001) geben nützliche Hinweise zur Interpretation von Jahrringchronologien.

Da in der Dendrogeomorphologie in erster Linie abrupte Änderungen im Jahrringverlauf als Zeichen für eine Störung des Wachstums durch eine Massenbewegung entscheidend sind, entfallen meist Standardisierungen oder Trendberechnungen. In der vorliegenden Arbeit wurde wie folgt mit den Rohdaten umgegangen:

- *Crossdating* aller eingemessenen Holzproben zur Eliminierung „falscher Jahrringe“ und Erkennung von fehlenden Jahrringen,
- Standardisierung zum Vergleich der Standortchronologien aus Reintal und Lahnenwiesgraben und zur Ausweisung von Weiserjahren (siehe Kapitel 6, Punkt 6.2).

Die Methode des *crossdating*, was im deutschen Sprachgebrauch dem *Synchronisieren* entspricht, wurde bereits von DOUGLASS (1941) in den 1910er und 1920er Jahren angewendet. Dabei geht es um die Anpassung der Variationen von Jahrringbreiten oder anderen Jahrringmerkmalen zwischen Bäumen, um das exakte Entstehungsjahr eines jeden Jahrrings bestimmen zu können (SCHWEINGRUBER 1983). Somit ist es möglich, die Jahrringe von abgestorbenen Bäumen mit lebenden Bäumen zu vergleichen und über identische Jahrringverläufe in eine Zeitreihe einzuhängen. Besonders wichtig ist in diesem Zusammenhang auch die Erkennung von ausgefallenen Jahrringen und Scheinjahrringen.

Das *crossdating* kann direkt an den Holzproben oder auch mit Hilfe von Skeleton Plots durchgeführt werden (SCHWEINGRUBER, KAIRIUKSTIS & SHIYATOV in: COOK & KAIRIUKSTIS (1992). Die Bildung von Skeleton Plots wurde von STOKES & SMILEY (1968) detailliert vorgestellt. Zunächst handelt es sich dabei um eine rein visuelle und sehr subjektive Beurteilung des jährlichen Baumzuwachses. Die Jahrringe wurden ausgezählt und deren Breite jeweils als Balken auf einer Zeitskala eingetragen. Dabei kommen Wachstumsschwankungen durch verschiedene Balkenlängen zum Ausdruck. Jahre, in denen die kambiale Aktivität durch Umweltfaktoren (z.B. Klima, Massenbewegung) besonders stark eingeschränkt oder gefördert wurde, werden als Ereignisjahre bezeichnet (SCHWEINGRUBER et al. 1990). Treten Ereignisjahre in mehreren Bäumen eines Gebietes gleichzeitig auf, werden sie als Weiserjahre bezeichnet. Sie spiegeln extreme ökologische Bedingungen (z.B. extreme Witterung, Insektenbefall) wieder, die das *crossdating* vereinfachen. MEYER (1999) gibt einen Überblick über verschiedene Methoden Weiserjahre (*pointer years*) zu ermitteln.

Um die Bildung von Skeleton Plots weniger subjektiv zu gestalten, wurden eingemessene Jahrringbreiten verwendet. Ein Artikel von CROPPER (1979) befasst sich mit der Thematik der Skeleton-Plot-Bildung am Computer. BRÄKER (2002) weist auf die einfachen Anwendungen des Programms MS EXCEL zur Visualisierung und statistischen Auswertung

dendrochronologischer Daten hin. In der vorliegenden Arbeit wurden die Rohdaten der Jahrringbreiten in MS EXCEL eingespeist und über einfache Formeln in Skeleton Plots umgewandelt.

DENNELER & SCHWEINGRUBER (1993) sowie FANTUCCI & McCORD (1995) bildeten für die Bewertung der Jahrringbreiten sechs Klassen, wobei jeweils drei Klassen die Reduktion bzw. den überdurchschnittlichen Zuwachs repräsentieren. Diese Vorgehensweise ist nicht unüblich, um markante Veränderungen im Jahrringverlauf darzustellen. Nur die Art der Klassenbildung variiert in diversen Publikationen. STRUNK (1995) bildete für eine höhere Auflösung der Zuwachsreduktion vier Klassen. SCHWEINGRUBER et al. (1990) und KOUKOU & SCHWEINGRUBER (1994) verwendeten sogar fünf positive und fünf negative Zuwachsklassen. In Anlehnung daran wurden die Klassen für die Skeleton Plots wie folgt gewählt (Abb. 20):

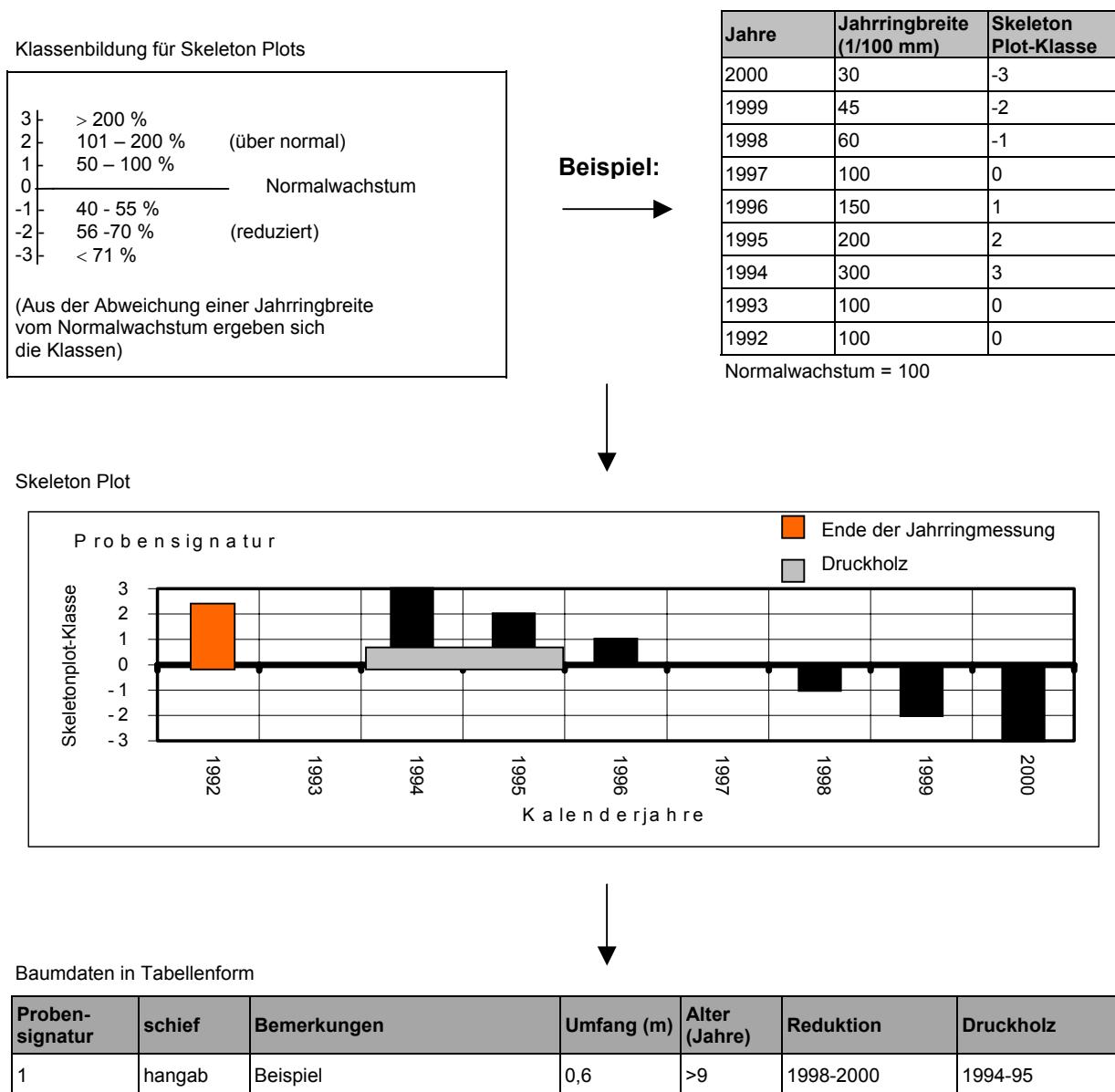


Abb. 20: Bildung von Skeleton Plots – Datenaufbereitung und Präsentation anhand eines Beispiels.

Die Druckholzjahre wurden am Kern ausgezählt und direkt in das Skeleton Plot-Diagramm als waagerechter Balken (grau) eingefügt. Druckholzintensitäten werden nicht differenziert dargestellt. Gegebenenfalls wird jedoch bei der Baumanalyse in den jeweiligen Kapiteln zu den Untersuchungsgebieten auf Besonderheiten der Druckholzbildung hingewiesen.

Somit entstand für jede eingemessene Holzprobe ein Skeleton Plot, in dem zugleich Druckholzjahre angezeigt werden (siehe Anhang). In anderen Arbeiten, etwa STRUNK (1995), wurden auch für das Druckholz Intensitätsklassen gebildet, jedoch konnten diese nicht mehr übersichtlich im Skeleton Plot dargestellt werden.

Das Ende des Baumkerns lässt zunächst keine Aussage über das Alter des Baumes zu. In der Baumdaten-Tabelle, welche es zu jedem Untersuchungsstandort gibt, wird unter 'Alter' darauf hingewiesen. Es wurden zwei Symbole verwendet:

- * : Mark wurde erreicht. Da der Baum auf Brusthöhe (ca. 1,20 m) angebohrt wurde, müssen zu der angegebenen Jahreszahl noch ca. 10-15 Jahre addiert werden, um das Absolutalter zu erhalten.
- > : Mark nicht erreicht bzw. die Holzprobe konnte nicht über das angegebene Alter hinaus eingemessen werden. Der Baum ist jedoch deutlich älter.

Die Anzahl der Jahre, die eine auf Brusthöhe angebohrte Fichte benötigte, um bis zu dieser Höhe aufzuwachsen, ist standortabhängig und kann über umliegende Jungfichten ermittelt werden. Eine schonende Variante ist das Auszählen von Astquirlen (ein Astquirl entspricht einem Jahr). Auch die Entnahme von Stammscheiben an der Geländeoberfläche bei umliegenden Jungfichten mit einer Höhe von ca. 1,20 m ermöglicht die Ermittlung des Keimungsjahres, führt jedoch unweigerlich zum Tod der Bäume (vgl. ALESTALO 1971, SCHWEINGRUBER 1983, STRUNK 1995).

3.3 Datierungen von Massenbewegungen an Fichten (*Picea abies*)

In diesem Kapitel werden die grundlegenden Datierungsprinzipien der Dendrogeomorphologie dargelegt. Nachdem der Charakter der untersuchten Massenbewegungen in Kapitel 2 bereits erläutert wurde, steht nun die Wirkung der Prozesse und die Reaktionen der betroffenen Bäume im Vordergrund. Als allgemeine Standardwerke sind hier u.a. Publikationen von ALESTALO (1971), SHRODER (1978;1980) und SCHWEINGUBER (1983;1996) zu empfehlen. In der vorliegenden Arbeit wurden Baumreaktionen analysiert,

die durch Kriechbewegungen, Rutschungen und Murgänge verursacht wurden. Zusätzlich wurde der Einfluss von Lawinen und durch fluviale Verschüttung bzw. Erosion auf lebende Fichten untersucht.

Das Wirkungsgefüge ist denkbar einfach. Eine Massenbewegung trifft auf einen Baumstandort und stört somit das bestehende ökologische Gleichgewicht, worauf der Baum mehr oder weniger stark reagiert. Dieses System wurde von SHRODER (1980) als *process-event-response-system* bezeichnet. In Anlehnung an dieses System beinhaltet die Tab. 6 die untersuchten Prozesse, deren Wirkung auf untersuchte Fichten, sowie die analysierten Baumreaktionen der vorliegenden Arbeit.

Tab. 6: Process-event-response system – Untersuchte Prozesse, festgestellte Wirkungen und analysierte Reaktion der Bäume (verändert nach SHRODER 1980).

process	event	response
Kriechen/ Rutschung	Schiefstellung	Druckholzbildung, exzentrischer Wuchs, Ausbildung neuer apikaler Triebe
	Wurzel- und Stammzerreißen	Zuwachsreduktion
	Freilegung von Wurzeln	Zuwachsreduktion
Murgang	Stammverschüttung	Zuwachsreduktion, Ausbildung neuer apikaler Triebe, Bildung von Adventivwurzeln
	Stammverletzung	Überwallung, Zuwachsreduktion
	Schiefstellung	Druckholzbildung, exzentrischer Wuchs, Ausbildung neuer apikaler Triebe
Fluviale Verschüttung und Erosion	Stammverschüttung	Zuwachsreduktion, überdurchschnittliche Zuwächse infolge verbesserter Nährstoffversorgung, Bildung von Adventivwurzeln
	Freilegung von Wurzeln	Zuwachsreduktion
	Schiefstellung	Druckholzbildung, exzentrischer Wuchs, Ausbildung neuer apikaler Triebe
Lawine	Stammverletzung	Überwallung, Zuwachsreduktion
	Freilegung von Wurzeln	Zuwachsreduktion
	Schiefstellung	Druckholzbildung, exzentrischer Wuchs
alle Prozesse	Zerstörung der umliegenden Vegetation	Überdurchschnittliche Zuwächse wg. Konkurrenzverlust

Auffallend ist, dass jede Massenbewegung, die auf einen Baum trifft, Zuwachsreduktion hervorrufen kann. Für die Rekonstruktion der Hangdynamik war diese Form der Baumreaktion neben der Druckholzbildung von größter Bedeutung. HUPP (1987) bemerkt, dass die Datierung eines Ereignisses mit Zunahme der Wuchsreaktionen umso sicherer wird. Hingegen muss man bei der Interpretation von einzelnen Wuchsreaktionen an Einzelbäumen sehr vorsichtig sein (SHRODER 1978).

Insbesondere bei tiefgründigen Kriechbewegungen besteht die Möglichkeit, dass die Massenbewegungen dendrogeomorphologisch nicht erfasst werden können, da die betroffenen Bäume keine Wachstumsreaktionen zeigen. Auch bei tiefgründigen Rutschungen, welche nur zu einer geringfügigen Stammschiefstellung führen, reflektiert das Jahrringwachstum nicht den Bewegungsprozess (COROMINAS 1994). Diese Grenze der dendrogeomorphologischen Analyse von Hangbewegungen ist stets zu berücksichtigen und gegebenenfalls durch Bewegungsmessungen, Analyse umliegender Bäume sowie der genauen Betrachtung der Geomorphologie zu kompensieren. Bevor jedoch ohne handfeste dendrochronologische Belege „zwanghaft“ Massenbewegungen rekonstruiert werden, sollte der Bearbeiter es bei einem Hinweis auf das Vermutete, in diesem Fall schwer nachweisbare, tiefgründige Bewegungen, belassen.

3.3.1 Abrupte Zuwachsänderung

KAENNEL & SCHWEINGRUBER (1995) geben für diese Art der Baumreaktion auf ein Ereignis eine einfache Definition: „Leicht erkennbare Zuwachsreduktion oder –erholung innerhalb einer Jahrringfolge“. In der vorliegenden Arbeit wurde das Hauptaugenmerk auf abrupte Zuwachsreduktion gelegt, da sie in erster Linie infolge von Massenbewegungen festzustellen ist (ALESTALO 1971) und häufig eindeutige Datierung ermöglicht (Abb. 21). Dieses trifft insbesondere dann zu, wenn abrupte Zuwachsreduktionen bei mehreren Bäumen gleichzeitig auftreten und keine Parallele zur Standortchronologie festzustellen ist.

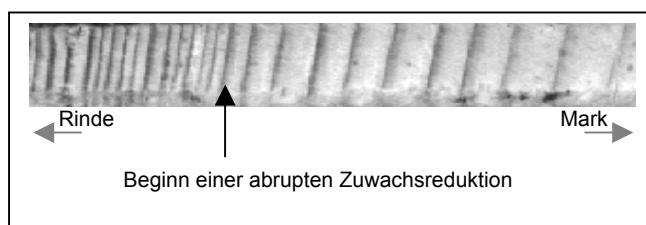


Abb. 21: Beginn einer abrupten Zuwachsreduktion bei einer Fichte (*Picea abies*).

Die häufigste Ursache für einen abrupten Zuwachsrückgang bei den untersuchten Bäumen ist die Verschlechterung der Nährstoffversorgung infolge:

- Verschüttung oder Erosion,
- Zerreißen von Wurzeln durch Kriechbewegung oder Rutschung.

Die abrupten Zuwachsänderungen wurden über die erstellten Skeleton Plots ermittelt (vgl. SCHWEINGUBER et al. 1990). Allgemein wurde davon ausgegangen, dass es sich um eine durch Massenbewegung hervorgerufene, abrupte Zuwachsreduktion handelt, wenn mindestens drei aufeinanderfolgende Jahrringe um mehr als 40 % (entspricht Skeleton Plot-Klasse -1, -2 oder -3) reduziert waren (vgl. DENNELER & SCHWEINGRUBER 1993). Jedoch wurde bei der teils komplizierten Analyse mehrerer Bäume eines Standortes in einigen Fällen auch ein einjähriger Ausschlag im Skeleton Plot berücksichtigt. Zusätzlich musste dann das Wachstum ein bis zwei Jahre vor und nach dem Ausschlag begutachtet werden. Handelte es sich auch hier um deutlich unterdurchschnittliches Wachstum, welches jedoch gerade nicht im Skeleton Plot zum Ausdruck kommt, wurde es dennoch als Hinweis auf eine Massenbewegung gewertet. Die Wertung einzelner Jahre mit einer Zuwachsreduktion von mehr als 40 % des Normalwachstums birgt zwar eine höhere Gefahr von Fehldeutungen, jedoch kann diese durch einen Vergleich mit gestörten Bäumen in unmittelbarer Nähe deutlich minimiert werden. So werteten z.B. KOUKOUTI & SCHWEINGRUBER (1994) ebenso Einzeljahre und den ersten Jahrring von abrupten Zuwachsveränderungen als Ereignisjahre.

Hier ist jedoch noch eine zeitverzögerte Reaktion von einem Jahr zu berücksichtigen, für den Fall, dass die Massenbewegung nach der Vegetationsperiode eines Jahres stattfand. Konnte keine auf das Jahr eindeutige Datierung gemacht werden, da die Ereignisjahre untersuchter Bäume um wenige Jahre (max. drei) divergieren, wurde die mögliche Schwankung an das vermutliche Ereignisjahr angehängt (z.B. 1940 (-3)). Die natürliche Reaktionszeit eines Baumes ist jedoch sehr gering. Bei SCHWEINGRUBER (1983) heißt es dazu: „Messungen der Umweltbedingungen und deren Rückwirkungen auf Bäume haben gezeigt, dass der Baum unmittelbar, dass heißt wenige Minuten nach dem Ereignis, auf Veränderungen anspricht.“

Neben Massenbewegungen können auch andere Faktoren zu einer abrupten Zuwachsveränderung führen. Insbesondere klimatische Faktoren und daran gekoppelte Reaktionsketten beeinflussen das Baumwachstum (vgl. FRITTS 1976, MEYER & BRÄKER 2001). Aber auch Parasiten, Nährstoffmangel, Immissionen oder eine veränderte soziale Stellung verursachen Baumreaktionen (SCHWEINGRUBER 1983). Durch plötzlich verbesserte Lichtverhältnisse infolge natürlicher oder anthropogen herbeigeführter Freistellung konnte eine deutliche Zuwachserhöhung festgestellt werden (u.a. SCHWEINGRUBER 1996, BRÄKER & BAUMANN 2002). Dieses Phänomen führte dazu, dass einige beprobte Fichten aus dem Reintal nicht für die Standortchronologie verwendet werden konnten.

Bevor eine festgestellte abrupte Zuwachsreduktion zur Datierung einer Massenbewegung herangezogen wurde, fand stets eine Überprüfung mit der „klimatischen Referenzkurve“ –

der Standortchronologie – statt. Für den Fall, dass eine abrupte Zuwachsreduktion bei gestörten Bäumen ebenfalls bei der Standortchronologie auftritt, schlägt STRUNK (1995) einen genauen Vergleich der Reduktionsklassen der Skeleton Plots vor. Handelt es sich tatsächlich um einen geomorphologischen Prozess als Auslöser, welcher zufällig von einem klimatischen Einfluss überlagert wird, weist der gestörte Bestand deutlich stärkere Reduktionen als der Vergleichsbestand auf. Im gestörten Bestand ist dann der Prozentanteil von Bäumen mit einer Wachstumsreduktion von mehr als 55 % (Skeleton Plot-Klassen –2 und –3) auffällig höher als im Vergleichsbestand.

Abschließend kann gesagt werden, dass die in den jeweiligen Kapiteln der untersuchten Massenbewegungen angezeigten Baumdatentabellen nur Angaben zu Reduktionen enthalten, die sehr wahrscheinlich durch Massenbewegungen ausgelöst wurden. Die Auflistung aller Skeleton Plots im Anhang ermöglicht dem Leser zudem die Nachvollziehbarkeit der Daten.

3.3.2 Bildung von Reaktionsholz - Druckholz

Bei KAENNEL & SCHWEINGRUBER (1995) ist zu lesen, dass es sich bei Reaktionsholz um anomale Xylemzellen mit erhöhter Dichte handelt. Bei Nadelhölzern tritt es an der druckbeanspruchten Seite (Talseite, Leeseite) des Stammes auf und wird als Druckholz bezeichnet. Im Bereich der Druckholzbildung werden mehr Zellreihen mit dicken Zellwänden gebildet als auf anderen Radien des Querschnitts. Dadurch wird ein exzentrischer Jahrringwuchs verursacht (Abb. 22, rechts). Neben der höheren Dichte des Druckholzes ist auch eine andere Form der Tracheiden im Vergleich zu Normalholz zu beobachten (LOW 1964). Die dunkle, rötlich-braune Färbung erstreckt sich bei starker Druckholzbildung über einen gesamten Jahrring, sodass Früh- und Spätholz nicht differenzierbar sind (Abb. 22, links).

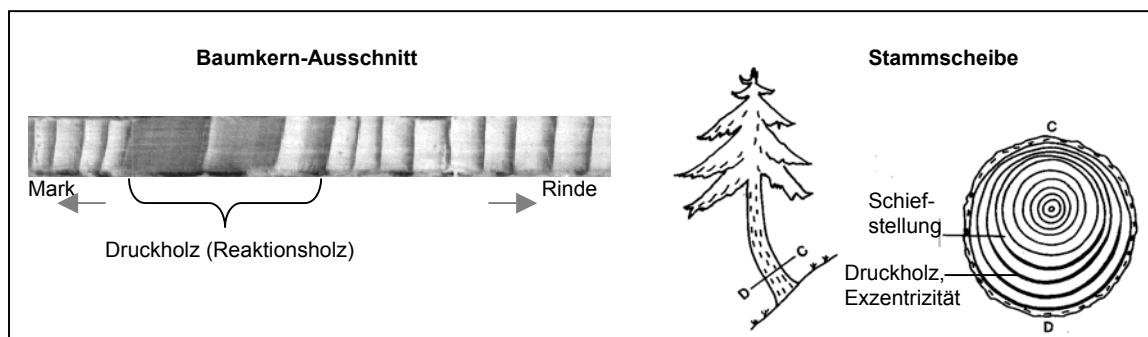


Abb. 22: Druckholzbildung (Reaktionsholz) infolge Schieffstellung des Baumstammes bei einer Fichte (*Picea abies*) sowie exzentrisches Wachstum.

Sowohl der Beginn von Druckholzphasen, als auch der Anfang exzentrischen Wuchses können unmittelbar durch Massenbewegungen hervorgerufen werden und sind zur Datierung geeignet (vgl. SHRODER 1978, HUPP 1984, BRAAM, WEISS & BURROUGH 1987, HEIKKINEN 1994).

Die häufigsten Ursachen für die Druckholzbildung infolge Schiefstellung bei den untersuchten Bäumen sind:

- Massenbewegungen (Kriechen, Rutschen, Murgang, Lawine, fluviale Verschüttung),
- Sackungsvorgang des Sediments,
- einseitige (fluviale) Erosion,
- Schneelast bei Jungfichten bis etwa 20 Jahre.

In der vorliegenden Arbeit wurde in erster Linie das erste Jahr einer Druckholzphase für die Datierung einer Massenbewegung herangezogen. Es fanden keine Datierungen eines Prozesses über den Beginn exzentrischen Jahrringwuchses statt. Bei langanhaltenden Druckholzphasen ist es schwierig, weitere mögliche Schiefstellungen eines Baumes herauszulesen. Dieses Problem hatten auch DENNELER & SCHWEINGUBER (1993) bei der Untersuchung mehrfach schiefgestellter Fichten im schweizerischen Rheintal. Hier liefert lediglich die erneute Zunahme der Druckholzintensität einen Hinweis auf eine erneute Schiefstellung (TIMELL 1986).

Ist das natürliche, apikale Wachstum eines Nadelbaumes durch eine Schiefstellung gestört, reagiert der Baum unmittelbar mit der Geradestellung bzw. Druckholzbildung, was SCHWEINGUBER (1993: 216) anhand eines Beispiels aufzeigte. Findet die Schiefstellung eines Stammes nach der Vegetationsperiode statt, reagiert der Baum im Folgejahr. Zu berücksichtigen ist jedoch der Schädigungsgrad eines betroffenen Baumes, sodass bei lebensbedrohlichen Ereignissen auch mit Jahrringausfällen oder extremen Jahrringreduktionen ohne Druckholzbildung gerechnet werden muss.

Bei den dendrogeomorphologischen Auswertungen wurde jeweils das erste Jahr einer Druckholzphase als Ereignisjahr gedeutet. Vereinzelte Druckholzjahre, oder solche, die insbesondere bei jungen Fichten durch Schneelast verursacht wurden, erscheinen entweder nicht in den Baumdatentabellen zu den jeweiligen Untersuchungsstandorten, oder sie werden explizit diskutiert. Auch die Tatsache, dass für die Bildung von Druckholz Faktoren wie eine kontinuierliche Exposition gegen Wind, asymmetrischer Kronenwuchs, Kippung durch Umfallen benachbarter Bäume, Schneedruck am Hang oder Säbelwuchs infolge

starker Hangneigung verantwortlich sein können, wurde bei der Analyse der Holzproben berücksichtigt, um Fehldeutungen vorzubeugen.

3.3.3 Adventivwurzeln, Freilegung von Wurzeln

Die Bedeutung von Adventivwurzeln, bzw. Baumwurzeln von Fichten spielt für die Datierung von Massenbewegungen in der vorliegenden Arbeit nur vereinzelt eine Rolle. Insbesondere die Arbeit von STRUNK (1995) verdeutlicht die Bedeutung der Adventivwurzeln für die dendrochronologische Datierung von Verschüttungen und zeigt wichtige Erkenntnisse auf.

Bei Adventivwurzeln handelt es sich um sekundäre Wurzelsysteme, welche infolge einer Stammverschüttung bei zahlreichen Laub- und Nadelbäumen ausgebildet werden können (vgl. STRUNK 1995, SCHWEINGUBER 1996). Insbesondere die Fichte (*Picea abies*) reagiert bereits bei einer Verschüttung von wenigen Zentimetern mit der Bildung von Adventivwurzeln. Junge Bäume sind dabei sensitiver. Jedoch sind auch mehrere Jahrhunderte alte Fichten in der Lage, ein sekundäres Wurzelsystem auszubilden. Als Ursache wird in erster Linie eine Verschlechterung der Nährstoffversorgung der Hauptwurzeln angenommen (ALESTALO 1971, SHRODER 1975, SCHWEINGUBER 1983). Adventivwurzeln werden unmittelbar unterhalb der „neuen“ Oberfläche ausgebildet. Jedoch konnte STRUNK (1995) aufzeigen, dass zusätzlich in größerer Tiefe an den Internodien weitere Adventivwurzeln infolge der gleichen Verschüttung entstehen können.

Da auch Wurzeln Jahrringe ausbilden, kann das Jahr ihrer Sprossung durch Entnahme einer Holzprobe unmittelbar am Baumstamm durch Auszählung der Jahrringe bestimmt werden. Es gestaltet sich jedoch häufig sehr schwierig, überhaupt an Holzproben einer Adventivwurzel zu gelangen. Je nach Substrat und Zugänglichkeit des untersuchten Baumes kann eine Freilegung sehr zeit- und kräfteraubend sein. Bei der Entnahme und Datierung von nur einer Adventivwurzelprobe ist stets ein Vergleich mit entnommenen Baumkernen desselben Baumes zu empfehlen, da sonst ungenaue Datierungen wahrscheinlich sind. Das Wurzelwerk einer Fichte besteht meist aus zahlreichen Einzelwurzeln unterschiedlichen Alters. Wenn nicht alle Wurzeln beprobt und datiert werden können, z. B. weil der Baum nicht komplett ausgegraben werden kann, ist nicht sicher, dass die älteste Wurzel datiert wurde. Wird eine Wurzelscheibe nicht exakt am Baumstamm entnommen, ist die Datierung eines mit der Wurzelbildung zusammenhängenden Ereignisses zu jung. Ebenso erschweren sehr enge und häufig stark exzentrische Jahrringe ein korrekte Auszählung. Ruht infolge eines Ereignisses die kambiale Aktivität im Stamm (Jahrringausfall), so ist das ebenfalls im Wurzelbereich wahrscheinlich (vgl. STRUNK 1995). Aus diesen Gründen wurden in der vorliegenden Arbeit alle analysierten Adventivwurzelscheiben mit den vom gleichen Baum entnommenen Baumkernen synchronisiert.

Hangaquatische Abspülung, fluviale Erosion in Gerinnen oder anthropogene Tätigkeiten können u.a. zur Freilegung von Wurzeln führen. Die Prozesse rufen Wachstumsreduktionen in den Wurzeln hervor, welche eine Datierung des Ereignisses zulassen und bei langzeitiger Erosion auch die Ermittlung von Erosionsraten ermöglichen (GÄRTNER et al. 2001). Freigelegte Wurzeln vertrocknen und sterben ab (SCHWEINGRUBER 1993). Die Wurzelfreilegung bewirkt eine Verschlechterung der Nährstoffversorgung und führt auch im Baumstamm zur Jahrringreduktion.

3.3.4 Reaktion auf Stammverletzungen

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden Stammverletzungen durch Lawinen und Murgänge untersucht. Durch den Einschlag von Grobschutt oder mitgeführten Blöcken, aber auch durch Korrasion durch feineres Material, welches mit hoher Geschwindigkeit auf einen Baum trifft, kann es zur Beschädigung bzw. partiellem Abschälen der Rinde von untersuchten Fichten kommen. Der verletzte Baum reagiert durch seitliche Überwallung der Wunde (Abb. 23).

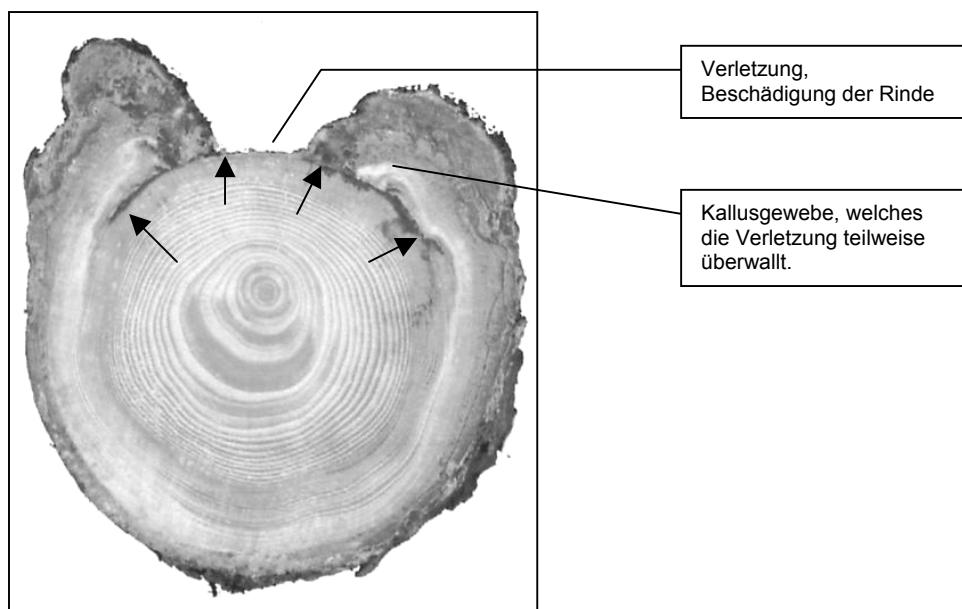


Abb. 23: Stammverletzung mit partieller Überwallung.

Überlebt der Baum ein Ereignis, beginnt er im gleichen Jahr mit der Überwallung. Für den Fall, dass das Ereignis nach der Vegetationsperiode stattfand, reagiert der Baum im

Folgejahr (STRUNK 1995). Je nach Schadensgröße kommt es nach einigen Jahren zum Verschluss der Wunde, sodass sie von außen nicht mehr sichtbar ist.

Für die Datierung einer Stammverletzung wird entweder ein Baumkeil oder eine Baumscheibe benötigt. Die Entnahme der Holzprobe erfolgt im Bereich der Verletzung (vgl. HEIKKINEN 1994). Durch die Verletzung wird das radiale Jahrringwachstum unterbrochen. In den folgenden Jahren wird die Wunde zunehmend durch sog. Kallusgewebe überwallt, bis sie schließlich komplett verschlossen ist und das Kambium wieder zusammenhängend um den Stamm verläuft (HUPP 1984). Bis die Wunde verschlossen ist, treffen die nicht umlaufenden Jahrringe des Kallusgewebes in einem Winkel auf die alten, angewitterten Jahrringe, die seit dem Verletzungsergebnis keinen Schutz durch die Borke genießen. Die Grenzzone ist deutlich zu erkennen. Durch Auszählung der Jahrringe der Überwallung ist eine Datierung des Ereignisses möglich. SHRODER (1980) merkt jedoch an, dass verlässliche Jahrringzählungen in der Überwallung im allgemeinen schwierig sind, was im Fall der Abb. 23 (siehe oben) - es handelt sich um eine Fichte aus dem Reintal - durchaus nachvollziehbar ist. Die Jahrringe sind besonders in den ersten Jahren der Überwallung sehr schmal. Jedoch kann dieses Problem in vielen Fällen durch Synchronisation mit einem anderen Radius von außerhalb der Wunde überwunden werden. Ein weiteres Problem, welches zu Fehldatierungen führen kann, ist der Ausfall von Jahrringen infolge schwerer Verletzungen. Bei der Beurteilung von Stammverletzungen sollte zudem berücksichtigt werden, dass nicht nur gravitative Massenbewegungen, sondern auch Verbiss durch Wildtiere oder eine Beschädigung durch menschliche Aktivität als Ursache für die Verletzung in Frage kommen.

In vielen Fällen kommt es infolge einer Stammverletzung zu Fäulniserscheinungen, die je nach Baumart mehr oder weniger gut begrenzt (Kompartimentierung) werden kann (vgl. SCHWEINGRUBER 1993).

3.3.5 Mindestalterdatierung von Fichten auf Erosionsflächen

Die Methode der Datierung von Massenbewegungen durch das Mindestalter darauf aufgewachsener Fichten wird auf einem Murkegel im Reintal angewendet (Punkt 6.4.1). Neben der Mindestalterdatierung mittels aufwachsender Bäume (SIGAFOSS & HENDRICKS 1969, HUPP 1987, 1988, OSTERKAMP & HUPP 1987) kann das Alter von inaktiven Erosionsflächen zudem über Sukzessionsstadien der aufwachsenden Vegetation oder durch Entwicklungsstand und –tiefe der darauf gebildeten Böden bestimmt werden wie u.a. DICKSON & CROCKER (1953), BOCHTER (1984) oder GAMPER (1985) aufzeigten.

In aller Ausführlichkeit beschreibt STRUNK (1995) die Probleme bei der Altersbestimmung von Murgängen durch das Alter aufwachsender Bäume. Die Entnahme von Baumscheiben in unmittelbarer Nähe zur Geländeoberfläche ermöglicht die exakte Alterbestimmung des Baumes. Vor der Probennahme ist sicherzustellen, dass der Baum nicht bereits verschüttet ist, weil sonst eine ältere Oberfläche datiert würde. Da es selten möglich bzw. sinnvoll ist, alle Bäume auf einer Erosionsfläche zu datieren, stellt sich zunächst die Frage, welcher Baum wohl der Älteste ist. LAWRENCE (1950) merkt an, dass ein Datierungsfehler entsteht, wenn der älteste Baum nicht gefunden wurde. Zudem sind die größten aufgewachsenen Bäume nicht unbedingt auch die ältesten. In der vorliegenden Arbeit wurde diese Fehlerquelle im Zweifelsfall durch das Auszählen von Astquirlen und der Beprobung mehrerer Fichten an einem Standort minimiert. Ein weitaus entscheidender Fehler in der Datierung ist jedoch die meist mangelnde Kenntnis über die Sukzessionsgeschwindigkeit von Bäumen (hier Fichten) im Anschluss an eine Massenbewegung. Die Baumdatierung liefert zwar ein exaktes Alter, jedoch ist dieses nur auf ein Ereignis übertragbar, wenn die Keimung des Baumsamens im selben Jahr erfolgte. Die Länge des Sukzessionsintervalls wird jedoch von etlichen Faktoren beeinflusst. So sind für die Wiederbesiedlung einer frischen Erosionsfläche (z.B. Murgang, fluviale Schotter) klimatische Bedingungen, Höhenlage, Hangneigung, Exposition, Hauptwindrichtung, die Nähe zu samenspendenden Bäumen und das Vorhandensein eines feinkörnigen Saatbettes mit genügend Nährstoffen im Substrat von entscheidender Bedeutung (vgl. SHRODER 1975). Je nach Zusammensetzung der Faktoren kann die Sukzessionsgeschwindigkeit zwischen eins und 75 Jahre schwanken, wie STRUNK (1995: 23) durch einen Vergleich verschiedener Forschungsergebnisse unterschiedlicher Autoren aufzeigt. Er selbst ermittelte in seinen Arbeitsgebieten ein durchschnittliches Intervall von acht Jahren. Da die Untersuchungsgebiete von STRUNK (1995), insbesondere Wimbach-Gries und Lindergries, sehr ähnliche Standortbedingungen wie das Reintal aufweisen, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit von einer durchschnittlichen Zeitspanne von acht Jahren zwischen Sedimentation und Keimung aufwachsender Fichten ausgegangen. Jedoch muss auch mit deutlich kürzeren Intervallen gerechnet werden, wie an einem Standort im Reintal nachgewiesen werden kann.

Auch wenn diese Methode zur Altersbestimmung von Massenbewegungen etwas ungenauer zu sein scheint als etwa Datierungen durch abrupten Zuwachsrückgang, bietet sie dennoch die Möglichkeit, unterschiedliche Bewegungsphasen z.B. auf einem Murkegel zu entschlüsseln und liefert wertvolle Hinweise auf die Mur- oder Überflutungsfrequenz an einem Standort.

4. Lage und naturräumliche Ausstattung der Untersuchungsgebiete im Überblick

4.1 Lage

Die Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal befinden sich in den Bayerischen Alpen in der Nähe der Kreisstadt Garmisch-Partenkirchen (siehe Abb. 24). Die Gebiete zählen naturräumlich zu den Nördlichen Kalkalpen.

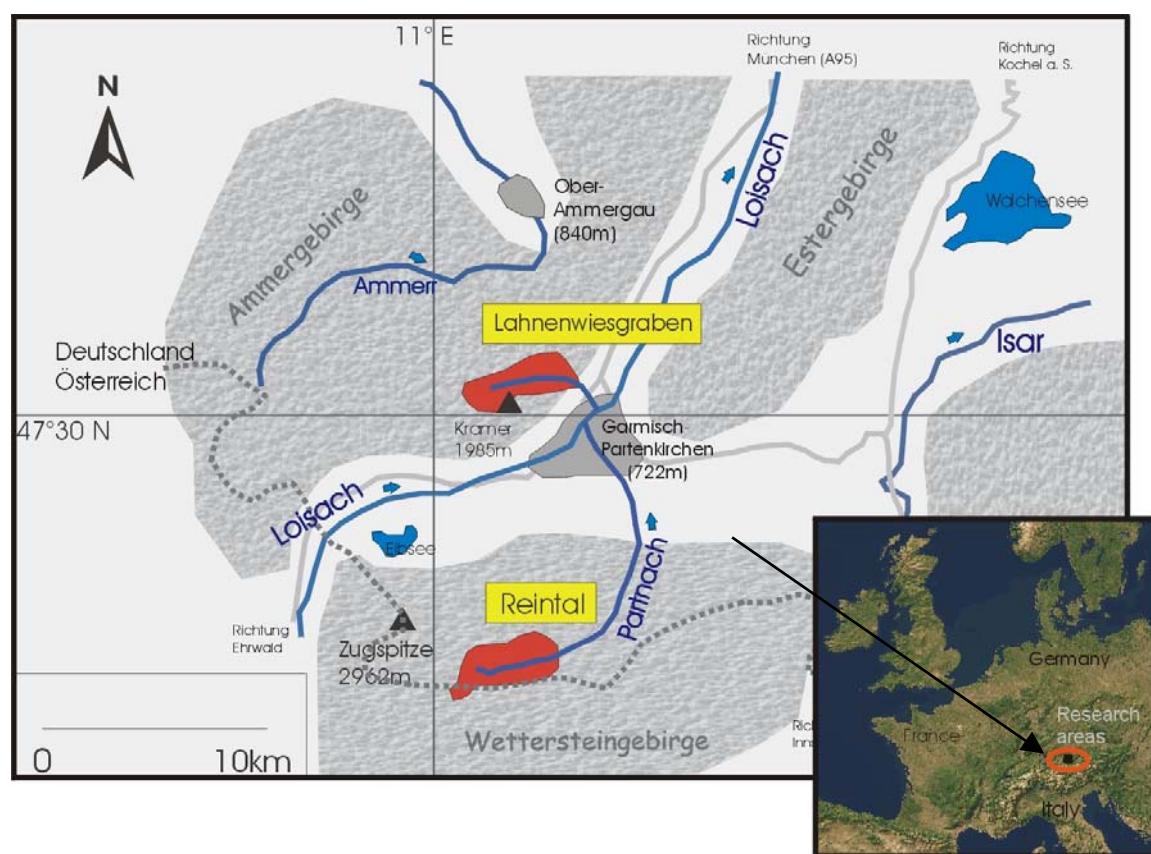


Abb. 24: Lage der Untersuchungsgebiete -Lahnenwiesgraben und Reintal

Lahnenwiesgraben (Detailkarte siehe Anhang)

Im südöstlichen Teil des Ammergebirges gelegen, entwässert der Lahnenwiesgraben als orographisch linker Nebenfluss bei der Ortschaft Burgrain (700 m NN) in die Loisach. Die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes entspricht dem hydrologischen Einzugsgebiet gemäß DFG-Bündelantrag des Forschungsprojektes „Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen“ (DFG STR 253/5-1). Demnach umfasst das Gebiet 16,62 km² bei einer

maximalen Ost-West-Erstreckung von ca. 6,75 km vom Pegel Burgrain (710 m NN) bis Enning Almen (1551 m NN) und einer maximalen Nord-Süd-Erstreckung von ca. 3,5 km vom Brünstelskopf (1814 m NN) bis zum Kramerspitz (1985 m NN). Die maximale Vertikaldistanz beträgt 1275 Höhenmeter (Pegel Burgrain bis Kramerspitz). Das im Sprachgebrauch als Lahnenwiesgraben bezeichnete Gebiet teilt sich im oberen Teil am Steppbergeck (1144 m NN) in den Sulzgraben (oder Wiesgraben) und den südlich gelegenen Stepberggraben auf. Die Vorfluter in den Tiefenlinien haben sich postglazial stark eingetieft und ein ausgeprägtes Kerbtalrelief mit steilen Hangflanken entstehen lassen, besonders im Südteil des Untersuchungsgebietes. Die Morphologie ist geprägt durch die in Ost-West-Richtung streichenden Höhenzüge des Plattenkalks im Norden und des Hauptdolomits im Süden des Kartiergebietes.

Reintal (Detailkarte siehe Anhang)

Im Herzen des Wettersteingebirges gelegen, wird das Reintal über die Partnach entwässert. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich jedoch nicht über seine gesamte Länge von der Zugspitze (2962 m NN) im Westen bis zur Partnachklamm im Osten, sondern musste aus Gründen einer effizienteren Bearbeitung im Rahmen des Projekts auf ein Gebiet von 17 km² verkleinert werden. Somit wird ein zumindest an der Geländeoberfläche geschlossenes Entwässerungs- und Abtragsgebiet, welches sich vom Partnachursprung über den Plattsteig bis zum Feldernjöchl jenseits der deutsch-österreichische Grenze im Westen und der Bockhütte im Osten erstreckt, untersucht. Die Region des Zugspitzplatts oberhalb des Plattsteiges wird ausgenommen, da abgesehen von geringen Schwebstoffeinträgen über den Partnachursprung kein Sedimenteintrag ins Reintal stattfindet. Im Norden und Süden wird das Untersuchungsgebiet von den über 2700 m NN hohen Felsgraten der Höllentalspitzen und des Hochwanner umrahmt. Beim Pegel Bockhütte auf einer Seehöhe von 1052 m NN verlässt der Vorfluter das Forschungsgebiet und markiert hier zugleich den niedrigsten Punkt im Gelände. Somit wird eine maximale Vertikaldistanz von 1692 m (1052 m NN bis 2744 m NN) und eine maximale Gebietslänge von ca. 6,5 km (Pegel Bockhütte bis Plattsteig). Die maximale Gebietsbreite beträgt zwischen Höllentalspitzen und Feldernjöchl ca. 3,5 km.

4.2 Klimatische Rahmenbedingungen (Niederschlag siehe auch Kapitel 7)

Der klimatische Faktor, insbesondere der Niederschlagscharakter, ist für Massenbewegungen von entscheidender Bedeutung. Im Bereich der Untersuchungsgebiete handelt es sich um ein ozeanisch geprägtes Gebirgsklima der mittleren nördlichen Breiten mit einem sommerlichen Niederschlagsmaximum.

Da die hydrologischen Rahmenbedingungen in sehr engem Zusammenhang mit den untersuchten Massenbewegungen stehen, widmet sich das Kapitel 7 zusätzlich der damit einhergehenden speziellen Problematik im Gebirgsraum. Allgemeine klimatische Parameter für einen detaillierten Überblick werden im Folgenden behandelt.

Nach LAUER (1995) handelt es sich um ein Feuchtklima der kühlgemäßigten Mittelbreiten. Charakteristisch sind eine ganzjährig vorherrschende Westwinddrift sowie ein ständiger Wechsel von kurzen Schlechtwetterperioden und mehrtägigen antizyklonalen Schönwetterabschnitten. Zudem fehlen regelmäßige längere Trockenzeiten.

Durch die Lage im Bereich der Westwinddrift gelangen hauptsächlich feuchte atlantische Luftmassen an den bayerischen Alpenrand. Das orographische Hindernis für die Luftmassen bedingt einen Staueffekt, der die Niederschlagshöhen und Intensitäten noch verstärkt. Westliche Windrichtungen treten im Sommer häufiger auf als im Winter. Der Charakter der Niederschläge ist im Sommerhalbjahr mehr konvektiv und im Winterhalbjahr mehr advektiv, was im Hinblick auf die unterschiedlichen Strahlungs- und Wärmebilanz der Halbjahre verständlich ist. Lang anhaltende Staulagen (z.T. mehrere Tage) und die Gesamtzahl der Gewittertage (Starkregen) von mehr als 30 pro Jahr verursachen Erosionsschäden wie Rutschungen und Muren.

Im gesamten Alpenvorland bis in die Nördlichen Kalkalpen hinein nimmt die Niederschlagsmenge mit steigender Seehöhe erheblich zu und erreicht an den höchsten Gipfeln ihr Maximum von z.T. über 2000 mm Jahresniederschlag. Diese allgemeingültige Auffassung trifft jedoch nur für das Alpenvorland und den unmittelbaren Alpennordrand zu. Der mittlere Höhengradient der Niederschläge für die Nördlichen Kalkalpen beträgt nach BAUMGARTNER et al. (1983) 70mm/100m pro Jahr. Hierbei handelt es sich um einen regionalklimatischen Mittelwert, der nur als Annäherungswert an den tatsächlichen Höhengradienten eines Gebietes gesehen werden kann. FELIX et al. (1988) stellten z.B. im Einzugsgebiet des Lainbachs (ca. 18 km², ca. 30km nordöstlich von Garmisch-Partenkirchen) mit Hilfe eines vergleichsweise dichten Messnetzes einen Höhengradienten von 140 mm/100 m fest. Die Höhengradienten für die beiden Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal liegen vermutlich deutlich unter dem Wert von FELIX et al.

(1988), da sie nicht unmittelbar am Alpenrand liegen und das umgebende Relief niederschlagshemmend wirkt. Die nächstgelegenen Wetterstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) befinden sich auf der 2962 m hohen Zugspitze und in der Stadt Garmisch-Partenkirchen (719 m). Um den Unterschied zwischen Berg- und Talort aufzuzeigen, wurden die Klimadiagramme von Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen ausgewählt (Abb. 25).

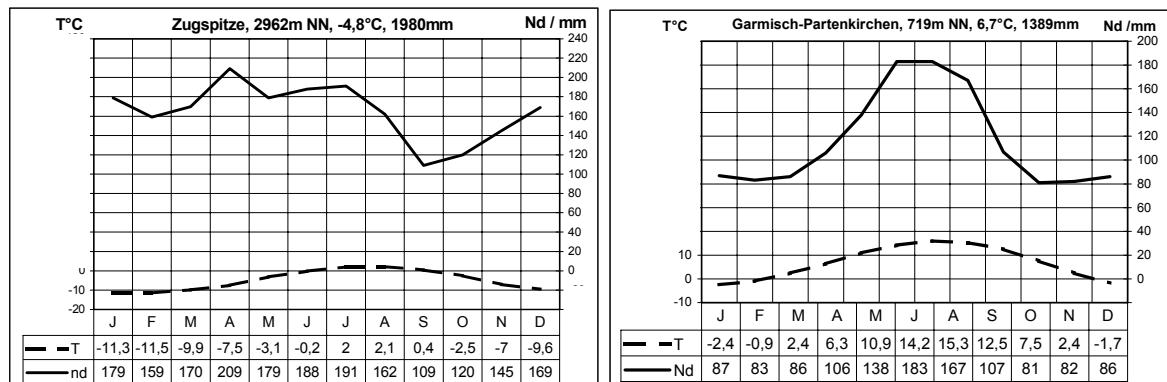


Abb. 25: Klimadiagramme von Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen. Beobachtungszeitraum 1951-1980. Datenquelle: STRÄSSER (1993), S.78 und S.246.

Obwohl die Klimastationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen nur etwa 10 km voneinander entfernt liegen, weist die Niederschlagsverteilung deutliche Unterschiede auf. Während auf der Bergstation in 2962 m NN ein Frühlingsmaximum auftritt, weist der Talort auf 719 m NN ein ausgeprägtes Sommermaximum auf. An dieser Stelle möchte der Autor nochmals auf die detailliertere Analyse der Niederschlagsparameter in Kapitel 7 hinweisen. Die Alpen können zeitweise jedoch auch wolkenauflösend und niederschlagshemmend wirken. Bei Winden aus südlichen Richtungen tritt häufig Föhn auf, wobei das Maximum der Föhnlagen auf Herbst und Frühjahr fällt. Dabei sind die Temperaturen verhältnismäßig hoch, die Luftfeuchtigkeit enorm niedrig und die Einstrahlung ist sehr intensiv.

Lahnenwiesgraben

Nach KNORR (1952) betragen die durchschnittlichen Jahresniederschlagsmengen im Lahnenwiesgraben je nach Seehöhe etwa 1600 bis 2000 mm. In der Vegetationsperiode von Mai bis Juli sind es 500-600mm Niederschlag. In den höheren Lagen fällt der Niederschlag auch im Sommer gelegentlich als Schnee (u.a. eigene Beobachtung am 13.07.2000 bis 1500 m NN). Die Anzahl der Niederschlagstage (>0,1mm) liegt bei über 190, wobei ca. 60-70 Schneefalltage beinhaltet sind. An 120 bis 150 Tagen im Jahr liegt eine Schneedecke von

mehr als 1 cm Mächtigkeit. Weitere Angaben zum Klima im Lahnenwiesgraben sind in der Tab. 7 vermerkt.

Tab. 7: Klimatische Parameter für den Lahnenwiesgraben aus dem Klimaatlas von Bayern nach KNORR (1952). Die Werte beziehen sich auf den Beobachtungszeitraum 1881-1930.

Mittlerer Jahresniederschlag	1600-2000 mm
Mittlerer Nd in der Vegetationsperiode (Mai-Juli)	500-600 mm
Anzahl der Nd-Tage pro Jahr (davon Anzahl Schneefalltage)	>190 Tage (60-70)
Nd als Schnee im Januar (April)	70-90% (40-70%)
Gewitter	>30 Tage
Tage mit Schneedecke (>1cm)	120-150 Tage
Jahresdurchschnittstemperatur	4-6°C
Mittlere Januartemperatur	- 3°C - -4°C
Mittlere Julitemperatur	12-14°C
Eistage	60-70 Tage
Frostage	140-160 Tage
Mittlere Temperatur während der Vegetationsperiode (Mai-Juli)	10-11°C
Mittel der Tage von mindestens 5°/10°C	< 190/<120 Tage
Vorherrschende Windrichtungen	W/NW

Auch die Lufttemperaturen sind stark von der Höhenlage abhängig. Nach KNORR (1952) liegt die mittlere Jahresdurchschnittstemperatur im Lahnenwiesgraben zwischen 6°C und 4°C. Wobei sie an den höchsten Gipfeln auch unter 4°C betragen kann. Gelegentliche Inversionswetterlagen im Winterhalbjahr können eine Umkehr der Temperaturverhältnisse bewirken. Die Anzahl der Eistage im Lahnenwiesgraben beträgt 60-70, während zwischen 120 und 140 Frostage auftreten.

Dieses allgemeine Bild über das Klima bleibt jedoch unvollständig, wenn nicht einige durch Geländeform bedingte Abweichungen genannt werden.

Der nördliche Höhenzug zwischen Windstierlkopf (1824 m NN) und Schafkopf (1380 m NN) ist durch seine südexponierten Hänge thermisch so begünstigt, dass vor allem die Wiesenflächen auch im Winter ausapern können (z.B. Beobachtung im Winter 2000/2001), was auf den nordexponierten Flächen im Kramerspitzbereich nicht der Fall ist. Hier können Schneemassen bis weit in den Mai hinein überdauern., was sich auf Bodenbildung und das Vegetationsbild auswirkt.

Die kesselartige Position der Reschbergwiesen (ca. 870 m NN) mit einem großflächig vermoorten Bereich erweist sich besonders in den Monaten mit flachstehender Sonne als

Kaltluftsenke. Auch im Sommer dürfte diese größte Moorfläche im Lahnenwiesgraben aufgrund der schlechten Wärmeleitfähigkeit des Substrats ein Wärmedefizit aufweisen und im Verhältnis zur Höhe zu kalt sein. Bei den Geländearbeiten im Oktober erwiesen sich auch die unteren südexponierten Hänge nahe des Lahnenwiesgrabenbachs als äußerst kühl im Vergleich zu wenige Meter oberhalb gelegenen Hangflächen. Der Grund hierfür liegt im steilen Kramermassiv in Verbindung mit der niedrig stehenden Sonne im Winterhalbjahr. Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass ein Grossteil des Einzugsgebietes im Lahnenwiesgraben thermisch benachteiligt ist und auf engem Raum große klimatische Gegensätze entstehen können.

Reintal

Die klimatische Ausstattung ist im Vergleich zum Lahnenwiesgraben als etwas extremer einzustufen (siehe Tab. 8). Da die höchsten Punkte des Untersuchungsgebietes über 2700 m NN liegen, reichen die Gesamtjahresniederschlagsmengen von 1800 mm bis 2200 mm.

Tab. 8: Klimatische Parameter für das Reintal aus dem Klimaatlas von Bayern nach KNORR (1952). Die Werte beziehen sich auf den Beobachtungszeitraum 1881-1930.

Mittlerer Jahresniederschlag	1800-2200 mm
Mittlerer Nd in der Vegetationsperiode (Mai-Juli)	600-700 mm
Anzahl der Nd-Tage pro Jahr (davon Anzahl Schneefalltage)	>190 Tage/ > 70 Tage
Nd als Schnee im Januar	> 90%
Gewitter	> 30 Tage
Tage mit Schneedecke (>1cm)	> 150 Tage
Jahresdurchschnittstemperatur	< +4°C
Mittlere Januartemperatur	< -4°C
Mittlere Julitemperatur	< +12°C
Eistage	>70 Tage
Frosttage	>160 Tage
Mittlere Temperatur während der Vegetationsperiode (Mai-Juli)	< 10°C
Mittel der Tage von mindestens 5°/10°C	<180/<110 Tage

Im Januar fallen mehr als 90% der Niederschläge als Schnee. Der Jahresanteil der Niederschläge als Schnee beträgt im Reintal 40-50%. Die Anzahl der Schneefalltage beträgt mehr als 70. Eine geschlossene Schneedecke ist an mehr als 150 Tagen des Jahres zu

verzeichnen. Insgesamt gibt es mehr als 190 Tage pro Jahr mit Niederschlag > 0,1mm. Aufgrund der enormen Höhenunterschiede (max. 1692 m) auf einem schmalen Bereich von weniger als 2km wechseln die Höhenstufen auf engstem Raum von montan bis nival. Besonders im Bereich der Bockhütte (1052 m NN; niedrigster Punkt im UG) bildet sich ganzjährig ein nächtlicher Kaltluftsee aus, was als Ungunstfaktor für Vegetations- und Bodenentwicklung zu bewerten ist. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt weniger als + 4° C. Die Anzahl der Frosttage liegt über 160 (Eistage > 70). In der Vegetationsperiode von Mai-Juli liegt die Durchschnittstemperatur unter 10° C (KNORR 1952).

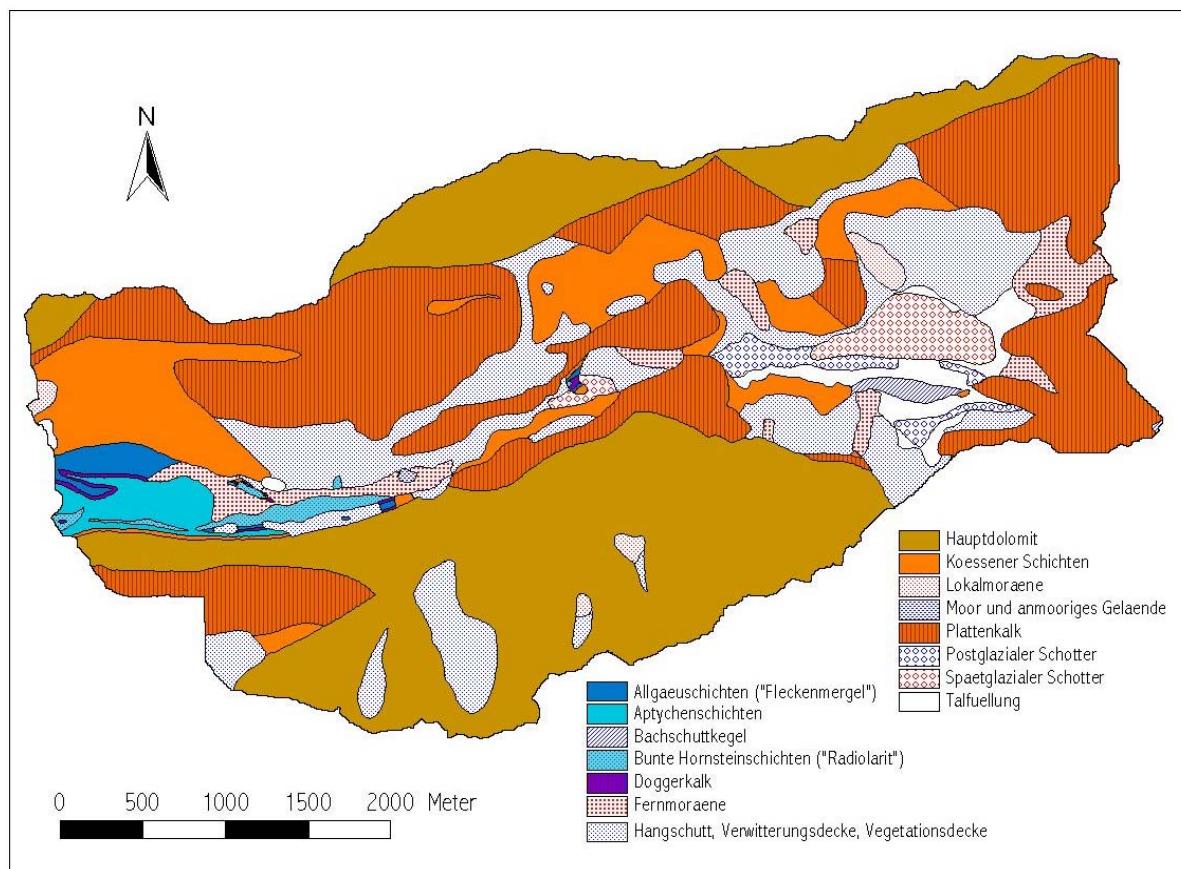
4.3 Geologie und Böden

Die Gesteine und die sich daraus entwickelnden Böden bilden wesentliche Voraussetzungen für die Massenbewegungen. Beide Untersuchungsgebiete befinden sich in den Nördlichen Kalkalpen. Gesteinsbildend sind im wesentlichen jurassische und triassische Sedimente der Lechtal-Decke als Teil der Ostalpinen Zone. Hinzu kommen quartäre Ablagerungen der Würm-Eiszeit und der Nacheiszeit. Die Untersuchungsgebiete sind geologisch und pedologisch klar voneinander abzugrenzen. Trotz der geographischen Nähe zueinander kann der Lahnenwiesgraben als geologisch-pedologisch äußerst heterogen und das Reintal als äußerst homogen bezeichnet werden (vgl. GK 25, Blatt 8432 Oberammergau; GK 200, Blatt CC 8726 Kempten und Erläuterungen).

Lahnenwiesgraben

Die Karte 1 zeigt ein vielfältiges Bild der Geologie. Es handelt sich um einen digitalisierten Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25 000 Blatt 8432 Oberammergau des Bayerischen Geologischen Landesamtes. Die Erläuterungen zu dieser Karte verfasste KUHNERT (1967). Im Lahnenwiesgraben dominieren zwei triassische Serien – Hauptdolomit und Plattenkalk. Beide Gesteine sind stark zerklüftet und führen das Niederschlagswasser weitgehend unterirdisch ab. Der Hauptdolomit tritt als starker Steilhang- und Wandbildner auf, was besonders im Südteil des Arbeitsgebietes (Kramermassiv) deutlich wird. Auf dem Plattenkalk bilden sich überwiegend steile Hänge mit Neigungen zwischen 30-45° aus. So treten an den steilen südexponierten Hängen großflächige Wiesenflächen auf, die äußerst günstig für die Lawinendynamik und letztendlich namensgebend für das Gesamtgebiet Lahnenwiesgraben sind.

Die Verwitterung der gebankten Schichten beider Serien führt zur Bildung von Hangschutt. Besonders in den Nordkaren des Kramermassivs finden sich große Schuttakkumulationen, in denen eine erhöhte Murdynamik festzustellen ist. Beim Plattenkalk treten zwischen den einzelnen Bänken z.T. Mergellagen auf. U.a. finden sich die stark tonigen Verwitterungsprodukte auf den Hangschutthalden und Verwitterungsdecken an den Unterhängen wieder. Hier treten auch großflächig die Kössener Schichten mit ihren stark tonigen Verwitterungsprodukten auf. Das Erscheinungsbild der Kössener Schichten ist sehr vielfältig. Z.T. ähneln sie stark den gebankten Plattenkalken, erscheinen jedoch auch als blättrige, splittige, besonders leicht verwitterbare Mergelschichten im mm-Bereich. Die Verbreitung der Kössener Schichten ist meist an Verflachungen von weniger als 15° gebunden. In Verbindung mit Kössener Mergeln, Verwitterungsmaterial aus Plattenkalk und Fernmoränenmaterial treten an den Unterhängen des oberen Lahnenwiesgrabens großflächige Kriech- und Rutschgebiete auf. Hier liegen auch zahlreiche dendrochronologische Untersuchungsgebiete.



Karte 1: Geologische Karte Lahnenwiesgraben (digitalisiert nach GK 25 Blatt 8432).

Weiterhin charakteristisch ist eine starke Durchfeuchtung der Lockersedimente und das Auftreten von Vermoorungen und Feuchtwiesen. Die geologische Situation führt auf den Unterhängen, besonders im oberen Lahnenwiesgraben, zu einem Wasserüberschuss. Sowohl die hohen Jahresniederschläge als auch die Verkarstung des oberhalb liegenden Plattenkalks sorgen für eine großflächige, ganzjährige Vernässung.

Die Verbreitung der jurassischen Ablagerungen beschränkt sich weitgehend auf den Bereich um die Enning Almen (Oberer Lahnenwiesgraben). Flächenbildend sind hier besonders Fleckenmergel und Aptychenschichten. Ihre Verbreitung ist jedoch für Massenbewegungen wenig entscheidend.

Die Talverfüllung durch pleistozänes Fernmoränenmaterial nimmt im Lahnenwiesgraben ein vergleichsweise geringes Ausmaß an. Die Moränenreste, welche eine Mächtigkeit bis zu 20 m erreichen, stammen aus den Eismassen der inneralpinen Gletscher und setzen sich neben einem geringen Kristallingehalt überwiegend aus kalkalpinen Gesteinen zusammen (vgl. KUHNERT 1967).

KARL & DANZ (1969), LAATSCH & GROTTENTHALER (1973) sowie BUNZA (1992) sind nur einige Autoren, welche die Erosionsanfälligkeit der pleistozänen Talverfüllungen und ihre Bedeutung als Schuttherde am Bayerischen Alpenrand beschreiben. Besonders im Halblechgebiet und in den Seitentälern von Ammer, Loisach und Isar treten diese Sedimente auf. Hervorzuheben sind sicherlich die umfassenden Forschungen, die seit Beginn der 70er Jahre im Lainbachtal (Loisachseitental) von Arbeitsgruppen aus München (u.a. WILHELM, FELIX, BECHT) und Berlin (u.a. SCHMIDT, ERGENZINGER) durchgeführt wurden, da hier hydrologische und sedimentologische Schwerpunkte kombiniert werden konnten.

Reintal

Wahrscheinlich ist der homogene Aufbau der Petrographie aus triassischem Wettersteinkalk dafür verantwortlich, dass es vom Reintal keine detaillierte geologische Karte im Maßstab 1:25 000 gibt. Der Wettersteinkalk neigt dazu, Steilformen auszubilden. Zudem ist er klüftig, neigt also zur Verkarstung, ist grobbankig und sehr widerstandsfähig. Morphologisch gesehen ist das Wettersteingebirge eine nach Osten abdachende Hochscholle (vgl. MAULL 1953).

Der verwitternde Wettersteinkalk ist Hauptlieferant für die aus sog. Jungschutt aufgebauten mächtigen Hangschutthalden und Schotterflächen im Reintal. Es handelt sich um spätglazial bis rezent gebildeten Verwitterungsschutt, der sich nach STINY (1910) genetisch in Frostschutt, Lawinen- und Steinschlagschutt differenzieren lässt. Der Jungschutt ist nicht bis

schwach kantengerundet, locker gelagert, weist einen meist geringen Feinkornanteil auf und ist somit z.T. hochdurchlässig für Wasser. Die mächtigen Schuttakkumulationen auf den Hangschutthalden am Wandfuss der Steilwände sind die wichtigsten Feststoffherde für Jungschuttmuren (STRUNK 1995). Besonders die unterschiedliche Graufärbung, frischer Schutt der letzten Jahre ist sehr hell, lässt die rezente Dynamik auf verschiedenen Halden und Schotterflächen erkennen.

Eigene Beobachtungen zur rezenten Genese von Hangschutthalden im Reintal ergaben, dass die fluviale Abspülung in den Steilwänden bei Starkniederschlägen einen erheblichen Anteil an der Schuttakkumulation leistet. „Das in Karen, Rinnen, auf Felssimsen und Wandterrassen liegende Lockergestein wird mobilisiert und poltert in beängstigender Weise durch die Steilwände herunter auf die Schutthalden“ (Eintrag im Feldbuch nach einem Gewittersturm im Sommer 2002).

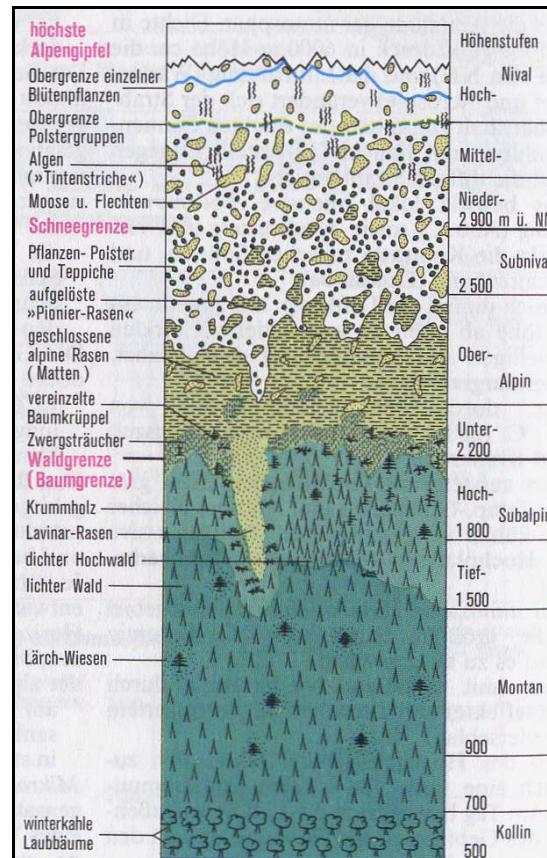
Von geringerer Bedeutung für Massenbewegungen, insbesondere Muren sind die drei spät und postwürmglazialen Gletscherstände, wie sie HIRTLREITER (1992) für das Reintal kartierte. Es handelt sich um drei Lokalmoränen, die während des Eisrückzuges im Würm-Spätglazial zwischen Bockhütte und Partnach Ursprung bei erneuten Eisvorstößen abgelagert wurden.

Pedologisch gesehen nehmen in beiden Arbeitsgebieten Fels- und Skeletthumusböden sowie Syroseme und Lockersyroseme einen Großteil der Fläche ein. Des weiteren treten Rendzinen auf, deren Verbreitung im Reintal jedoch nur sehr gering ist und dort, mit Ausnahme von Sonderstandorten, das Maximum der postglazialen Bodenbildung sind. Im Lahnenwiesgraben dominieren außerdem Braunerden und Gleye. Besonders letztere sind in den Rutsch- und Kriechgebieten weitverbreitet. Da im Rahmen dieser Arbeit zwei Bodenkarten (Anhang) erstellt wurden, möchte der Autor auf die pedologischen Erläuterungen in Kapitel 8 verweisen.

4.4 Vegetation

Die Zusammensetzung und Dichte der Vegetation ist im wesentlichen von natürlichen Faktoren des Klimas, der Wasserverfügbarkeit und den Böden abhängig. Mit zunehmender Höhe eines Gebirges ändert sich das Klima so stark, dass sich auch die Vegetation verändert. Eine idealisierte Höhenstufengliederung für die europäischen Alpen zeigt die Abb. 26. Je nach Qualität der Wuchsstandorte schwanken die Höhengrenzen der verschiedenen Höhenstufen.

Abb. 26: Vegetationshöhenstufen in den Alpen
(Aus: DTV-ATLAS ÖKOLOGIE 1994, S. 96)

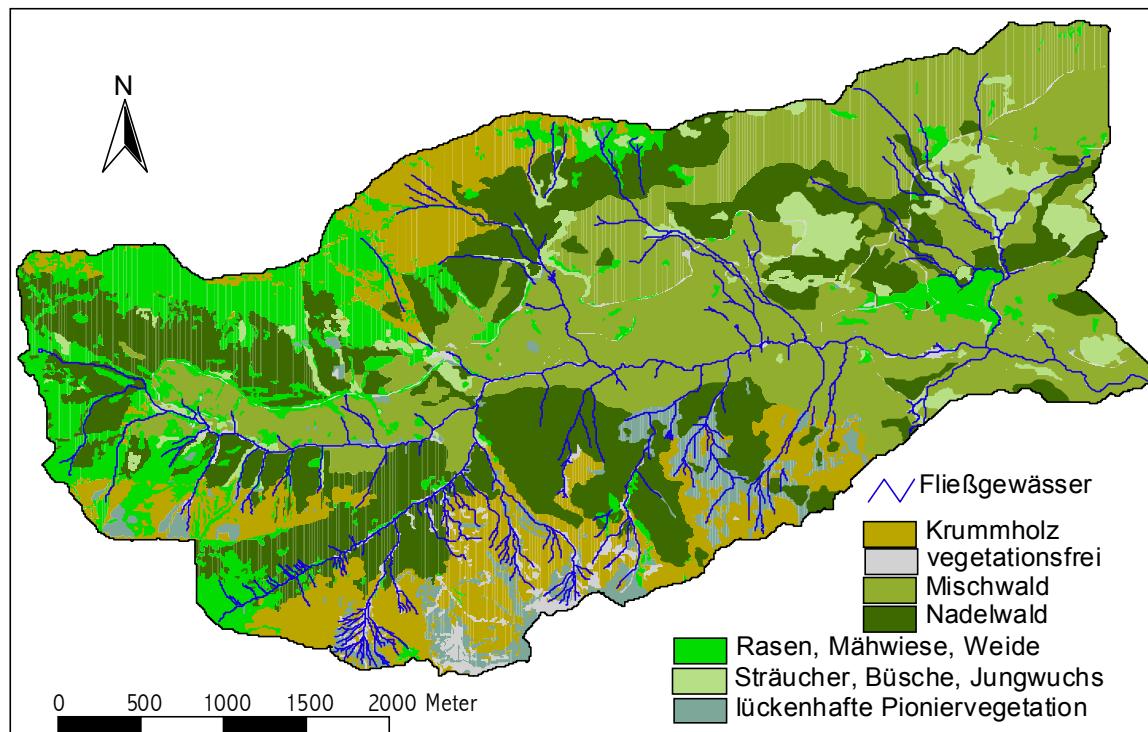


Nach WALTER (1979) befindet sich der Nordrand der Alpen in der helvetischen Höhenstufenfolge. Im Lahnenwiesgraben reicht die Vertikaldistanz von 710-1985 m NN, was nach der Abb. 26 vom montanen bis in den subalpinen Bereich hineinreichen würde. Tatsächlich finden sich jedoch im Kramerbereich auch Florenelemente der alpinen Zone. Somit sind die Höhenangaben nur als Annäherungswerte zu verstehen. Demnach reicht die Höhenstufenzonierung im Reintal von montan bis nival, obwohl die Vertikalerstreckung nur von 1052-2744 m NN reicht.

Die montane Zone wird in den Nördlichen Kalkalpen bis in eine Höhe von etwa 1400 m durch einen Buchen-Tannen-Fichten-Bergmischwald oder einen reinen Nadelwald dominiert (STRASBURGER et. al., 1991). Im oberen montanen Bereich (hochmontan) tritt der Laubbaumanteil zu Gunsten des Nadelbaumanteils zurück. Die subalpine Zone zählt zur sog. Kampfwald und Krummholzstufe. Hier nimmt der Waldanteil ab und Krummholzgewächse insbesondere die Latsche (*Pinus mugo*) breiten sich flächenhaft aus. Die Waldgrenze liegt in diesem Bereich, was in beiden Arbeitsgebieten in etwa zwischen 1700-1800 m NN anzusiedeln ist.

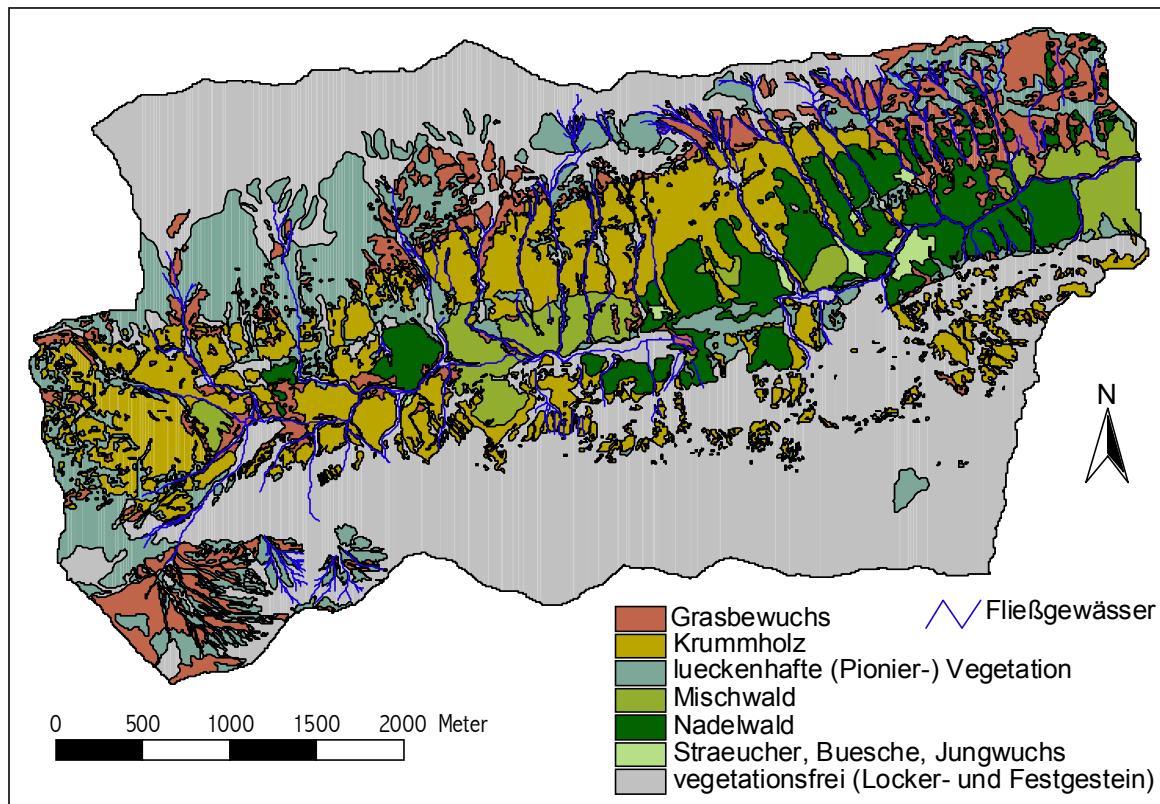
Ausschlaggebend für die Waldgrenze sowie die Ausbreitung der Vegetationszonen ist neben den natürlichen Standortfaktoren auch die anthropogene Nutzung (in erster Linie die Beweidung der Almen).

Im Rahmen des DFG-Projekts SEDAG wurden von Volker Wichmann (Universität München) mit Hilfe von Orthofotos (BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAKT 1996/1999) und Geländekartierungen die Vegetationskarten Lahnenwiesgraben und Reintal erstellt (Karte 2 und Karte 3).



Karte 2: Vegetationskarte Lahnenwiesgraben. (Karte erstellt von Dipl. Geograph Volker Wichmann im Rahmen des SEDAG-Projekts).

Die beiden Vegetationskarten zeigen die deutlichen Unterschiede der Arbeitsgebiete. Am auffälligsten ist die vergleichsweise hohe Waldverbreitung im Lahnenwiesgraben. Das für den Lahnenwiesgraben typische Almgelände (Rasen, Mähwiesen, Weide) ist im Reintal nicht vertreten. Hier ist hingegen die Krummholzzone deutlich dominanter als im Lahnenwiesgraben. Auch der Bereich lückenhafter Vegetation und vegetationsfreie Zonen sind im Reintal weitaus größer. Es zeigt sich, dass im Reintal aufgrund von Klima, Geologie und Böden im Vergleich zum Lahnenwiesgraben deutlich ungünstigere Standortbedingungen für die Vegetation herrschen.



Karte 3: Vegetationskarte Reintal. (Karte erstellt von Dipl. Geograph Volker Wichmann im Rahmen des SEDAG-Projekts).

Die dendrogeomorphologischen Untersuchungen fanden ausschließlich in den Bergmischwäldern der montanen Zone statt. Hier finden sich auch sehr artenreiche Feuchtwiesen. Die dominierende Baumart ist die Fichte (*Picea abies*), die in einem ursprünglichen Bergwald mit einem Anteil von 50% vertreten ist (BAYRISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG; LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN 1993). Im Lahnenwiesgraben liegt der Fichtenanteil bei etwa 65 %. Wohingegen das Reintal mit 75-90 % noch höhere Werte aufweist. Weitere Baumarten sind Tanne, Rotbuche, Bergahorn und Zirbe (mündl. Mitteilung Hr. Krauss, Forstamt Garmisch-Partenkirchen 13.08 2003).

4.5 Zusammenfassung

Unter den vorangegangenen Punkten wurden die wesentlichen Fakten zur naturräumlichen Ausstattung der Untersuchungsgebiete beschrieben. Die Tab. 9 gibt einen Überblick über die wichtigsten Daten:

Tab. 9: Naturräumliche Ausstattung der Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal.

Untersuchungsgebiet	Lahnenwiesgraben	Reintal
Lage	Süd-östliches Ammergebirge nördlich Garmisch-Partenkirchen	Wettersteingebirge südlich Garmisch-Partenkirchen
Gebietsgröße	16,62 km ²	17 km ²
Gletscheranteil (%)	0	0
H _{min} (m NN)	710	1052
H _{max} (m NN)	1985	2744
Höhendifferenz (m)	1275	1692
Niederschlag (mm/a)	1600-2000	1800-2200
Jahresdurchschnittstemperatur (°C)	4-6	< +4
Höhenstufen (Vegetation)	Montan bis alpin	Montan bis subnival
Oberer Waldgrenze (m NN)	1700	Ca. 1700
Geologie	Hauptdolomit (Trias) Plattenkalk (Trias) Kössener Schichten (Trias) Aptychenschichten (Jura) Spätglaziale Schotter (Pleistozän/Würm) Postglaziale und holozäne Sedimente	Wettersteinkalk Spätpleistozäne, postglaziale und holozäne Sedimente
(Haupt-)Bodentypen	Fels- und Skeletthumusboden Syrosem und Lockersyrosem Rendzina Braunerde und Parabraunerde Gley und Pseudogley Kolluvisol	Fels- und Skeletthumusboden Syrosem und Lockersyrosem Rendzina

Es wird deutlich, dass die Untersuchungsgebiete trotz ihrer geographischen Nähe durchaus erhebliche Unterschiede aufweisen. Besonders die geologische Ausstattung differiert. Dieser Aspekt ist entscheidend für die Art der Massenbewegungen und deren dendrochronologische Analyse. Die Vielfältigkeit der Geologie spiegelt sich besonders in der

Verbreitung der Böden und in der Komplexität der Massenbewegungen im Lahnenwiesgraben wieder. Die Muster des Reintals sind vergleichsweise einfach gestrickt. Da die Höhenzüge beider Gebiete in W-O-Richtung streichen, tritt eine lokalklimatische Differenzierung der nord- und südexponierten Hänge auf. Somit sind die nordexponierten Bereiche eindeutig thermisch benachteiligt, was sich auf Vegetation, Bodenbildung und nicht zuletzt Erosivität auswirkt.

5. Anthropogene Nutzung – historische Entwicklung

Der Einfluss des Menschen auf die Gebirgsregion rund um Garmisch-Partenkirchen besteht schon seit mehreren tausend Jahren. Früheste Zeichen für eine dauerhafte Besiedlung (Brandopferplatz, Scherbenfunde) wurden nahe der Ortschaft Farchant auf und oberhalb des Lahnenwiesgraben-Schwemmfächers gefunden. Die Datierungen belaufen sich auf das 6. Jahrhundert v. Chr.. Jedoch liefert ein neolithisches Steinbeil aus dem 3. Jahrtausend v. Chr. den Hinweis auf eine weitaus längere Präsenz des Menschen (mündl. Mitteilung Fr. Lang /Vor- und Frühgeschichte Uni München).

Die Orte des Partnach- und Loisachtals blicken auf einen wirtschaftlichen Wohlstand zurück, den sie dem regen Warenverkehr auf der Handelsstraße von Nord nach Süd verdanken. Mit dem Wachsen des italienischen und nordischen Güter austausches Anfang des 13. Jahrhunderts n. Chr. blühte das Gewerbe und Partenkirchen war lokaler Hauptumschlagsplatz, wobei sich der menschliche Einfluss auf die Talbereiche beschränkte. Jedoch erfolgte die Nutzung der Waldungen regellos und nach Belieben (BAYERISCHE OBERFORSTDIREKTION MÜNCHEN, Geschichtsteil d. Forstbetriebsplans 1979). Im Lahnenwiesgraben setzte im 14. Jahrhundert eine Beweidung auf der Enning Alm ein.

Der 30-jährige Krieg und die anschließende Verlagerung des Welthandels in den nordwest-europäischen Raum führte zu einer wirtschaftliche Strukturwende im Werdenfelser Land. So musste die Bevölkerung im 18. Jahrhundert n. Chr. gezielt auf die heimischen Rohstoffe zurückgreifen und der Handel mit Holz wurde zur Lebensgrundlage. Insbesondere die Verarbeitung und Veredlung des Holzes war eine lohnende Arbeit. So etablierten sich Berufe wie Schnitzer, Drechsler, Fassel-, Schindel- und Korbmacher. Zu dieser Zeit begann der erste tiefere Eingriff in die umliegenden Wälder (u.a. Lahnenwiesgraben). Im Geschichtsteil des Forstbetriebsplans von 1979 (BAYERISCHE OBERFORSTDIREKTION MÜNCHEN 1979) heißt es: „Die Holznutzung selbst ging in verschwenderischer Art und Weise vonstatten...“.

Bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts waren die Waldungen großenteils unwegsam, was hinderlich für die Holzausbringung war. Aus entfernter Waldorten wurde das Holz mittels

Trift auf Bächen abtransportiert. Neben zahlreichen anderen Bachläufen waren dafür auch der Lahnenwiesgraben und die Partnach geeignet. Als die Gebiete rund um Garmisch-Partenkirchen durch die Säkularisation im Jahre 1803 der bayerischen Krone zuvielen, konnte die Waldnutzung in geregeltere Bahnen geleitet werden. Es folgte zunächst eine Klärung der rechtlichen Verhältnisse und 1844/45 wurde eine erste generelle Taxation mit Wirtschaftsregeln und Zielen ausgegeben. Von 1830 an setzte durch die Initiative eines gewissen Forstmeisters Elmert eine rege Wegebautätigkeit ein. In den folgenden Jahrzehnten entsteht ein dichtes Netz von Ziehwegen, was die Grundlage für die waldbauliche Nutzung auch entlegener Waldungen war. Davon war auch der Lahnenwiesgraben betroffen. Im oberen Reintal war der menschliche Einfluss stets gering. Die Holztrift wurde zwar in geringem Maße betrieben, aufgrund von drei Kammstrecken war sie jedoch für einen Holztransport ungeeignet. Zudem ließ das steile Relief keinen Wegebau zu. Somit beschränkte sich der anthropogene Einfluss vor Einsetzen des intensiven Wandertourismus (ab 1945) auf die Beweidung mit Schafen und eine geringe Holzentnahme für Feuer und Hüttenbau (mündl. Mitteilung Hr. Krauss, stellvertr. Forstamtsleiter Garmisch-Partenkirchen, 13.08.03). Die Beweidung durch Schafe findet in den Monaten Juli-September bis heute statt, was jedoch im Hinblick auf Hangstabilität und Massenbewegungen absolut unerheblich ist.

Im Lahnenwiesgraben hingegen war und ist der anthropogene Einfluss weitaus größer. Eine Intensivierung der Holzentnahme ist ab Mitte des 19. Jahrhunderts festzustellen. Heute sind zahlreiche bereits wieder verwachsene und zerstörte Ochsenwege (z.B. Herrentischgraben) Zeugen aus dieser Zeit. Einen guten Hinweis auf die räumliche Verteilung der Waldnutzung gibt die Forstbetriebskarte 1 : 10 000 des Forstamtes Garmisch-Partenkirchen von 1991 (ohne Abbildung). Da der Lahnenwiesgraben bis auf kleine Flächen im Bereich der Reschbergwiesen komplett Staatswald ist, weist die Karte fast flächendeckend Bestandsalter aus. Diese sind in drei Kategorien aufgeteilt. In Altdurchforstungen des Lahnenwiesgrabens kam es vor etwa 60-120 Jahren zum Kahlschlag und Wiederaufforstungen. In Jungdurchforstungen fanden Eingriffe bis vor etwa 25 Jahren statt. In Bereichen der Jungbestandspflege kommt es noch heute zu gezielten waldbaulichen Maßnahmen. Diese intensiven Eingriffe beschränken sich jedoch weitestgehend auf den unteren Lahnenwiesgraben. Im oberen Teil, in dem auch die Untersuchungsgebiete liegen (Ausnahme Gries), fand weitverbreitet nur Plenternutzung des Gebirgswaldes statt. Somit konnten die dendrogeomorphologischen Untersuchungen in einem heterogenen Bergmischwald, welcher auch in historischer Zeit nur geringen menschlichen Eingriffen unterlag, durchgeführt werden.

Im oberen Talverlauf spielte die Holzwirtschaft immer eine untergeordnete Rolle und diente in erster Linie dem Gewinn von Grasflächen und Bauholz z.B. für Hütten, Zäune oder

Wildbachverbauungen. Diese werden spätestens seit Ende des 19. Jahrhunderts gezielt im oberen Lahnenwiesgraben eingesetzt. Ab 1962 werden im oberen Flusslauf Beton sperren eingebaut, was die Errichtung einer geschotterten Forststraße erforderlich machte (schriftl. Mittl. Forstrevierleiter Striegel vom 04.05.98).

Zwei Aspekte führten allerdings zu einer nicht ganz natürlichen Waldentwicklung:

- Waldweide: bewirkt Bodenverdichtung, Erosionsschäden und Vegetationsdegradation.
- Verbiss durch Wildtiere: wirkt sich negativ auf Laubbaumverbreitung aus.

Diese beiden Punkte betreffen besonders die Waldungen im oberen Lahnenwiesgraben. Bis 1881 war die Waldweide durch Rinder und Schafe über Jahrhunderte im gesamten Lahnenwiesgraben verbreitet. Seit 1881 ist die Waldweide im Reservatswald, was einem Bereich unterhalb der Linie Pflegerseebrücke/Brünstelskopf, also dem unteren Lahnenwiesgraben, entspricht, verboten. Ausgehend von den Enning- und Steppbergalmen findet aber bis heute eine Beweidung des oberen Lahnenwiesgrabens statt (Rinder, Schafe, Pferde). Betroffen sind dadurch besonders die vernässten und zur Bewegung neigenden Bereiche zwischen Enningalmen (1550 m NN) und Mündung des Steppberggrabens (1100 m NN), da hier überwiegend schwere Huftiere weiden, die bis zu 50 cm tiefe Trittschäden hinterlassen. Aufgrund der historisch bedingten Weiderechte im Lahnenwiesgraben bleiben die Berghänge auch durch die Ausweisung als Naturschutz- oder Schutzwaldgebiet nicht von der Beweidung verschont.

Der Verbiss junger Laubbaumtriebe, insbesondere Buche und Bergahorn, bewirkte einen Rückgang des natürlichen Laubbaumanteils im Bergmischwald. Durch intensivere Bejagung kommt es jedoch seit ca. 20 Jahren wieder zu einer Zunahme der Laubhölzer (Mündl. Mitteilung Hr. Krauss, 13.08.03).

In der heutigen Zeit gewinnt auch die Freizeitnutzung der Gebirgslandschaft immer mehr an Bedeutung. Insbesondere Wanderer und Mountainbiker führen durch ihre Hinterlassenschaften (z.B. Müll, Erosionsschäden, Lärm) zur Störung des ökologischen Wirkungsgefüges von Flora und Fauna. Da die Region Garmisch-Partenkirchen stark vom Fremdenverkehr geprägt ist, sind Gemeinden, der Landkreis und das zuständige Forstamt bemüht, die Nutzung in geregelten Bahnen zu halten, ohne dass sich Einschränkungen schädlich auf die Tourismusbranche auswirken.

Die Quellen zu diesem Kapitel: Hr. Krauss (stellv. Forstamtsleiter), Hr. Striegel (Forstrevierleiter), Frau Lang (Universität München), Forsteinrichtungsplan (1979, 1991), Forstbetriebskarte (1991).

6. Quantitative und qualitative Analyse der dendrogeomorphologischen Arbeiten

6.1 Einführung

Die weite Verbreitung unterschiedlicher Massenbewegungen im Lahnenwiesgraben und Reintal erschwert die Auswahl geeigneter Untersuchungsobjekte. Jedoch mussten gemäß der Fragestellung dieser Arbeit im Hinblick auf die Anwendung dendrogeomorphologischer Methoden folgende (Gelände-)Anforderungen erfüllt werden:

- Grundvoraussetzung ist das Zusammentreffen von Fichten (*Picea abies*) und den am häufigsten auftretenden Massenbewegungen.
- Die Standorte sollten möglichst repräsentativ und vergleichbar bezüglich ihrer Standortfaktoren sein.
- Das Auftreten von Massenbewegungen sollte eindeutig sein. Dadurch soll das Auftreten von zwei Prozessen im gleichen Jahr (z.B. Mure und Lawine) weitgehend ausgeschlossen werden.
- Bereiche mit Massenbewegungen müssen deutlich abgrenzbar von anderen sein (Kriechgebiete!).
- Die Zugänglichkeit im Hochgebirgsrelief sollte in einem sinnvollen Verhältnis zu den zu erwartenden Ergebnissen stehen.

Gemäß dieser Vorgaben konnten die in Tab. 10 aufgelisteten Prozesse an den jeweiligen Standorten untersucht werden. Es wird deutlich, dass der Untersuchungsschwerpunkt im Lahnenwiesgraben auf Kriech- und Rutschgebiete, sowie im Reintal auf Murgänge fixiert ist. Ausschlaggebend ist die Dominanz der jeweiligen Prozesse auf der Basis dendrochronologischer Untersuchungsmöglichkeiten.

Obwohl die Lawinentätigkeit und die fluviale Verschüttung in beiden Gebieten weit verbreitet sind und durchaus auch eine umfangreiche dendrochronologische Untersuchung gerechtfertigt hätten, wurde jeweils nur ein repräsentatives Untersuchungsobjekt bearbeitet. Hierbei geht es in erster Linie um die Erprobung der eingesetzten Methode und um die Frage, inwieweit die Ereignisse von Lahnenwiesgraben und Reintal übereinstimmen. Letztendlich konnten diese Untersuchungen wegen ausbleibender Finanzierung der Arbeiten nicht vertieft werden.

Die Unterschiede in der naturräumlichen Ausstattung, insbesondere in Geologie und Pedologie, von Lahnenwiesgraben und Reintal spiegeln sich in der Dominanz und Ausprägung der unterschiedlichen Massenbewegungen wieder.

Die Darstellung der Befunde, Auswertungen und Interpretationen erfolgt für jedes Untersuchungsgebiet einzeln. Eine prozessgebundene Gliederung erschien nicht sinnvoll, da es zu Prozesskombinationen kommt und besonders zwischen Lahnenwiesgraben und Reintal erhebliche Standortunterschiede auftreten. Des weiteren ist die Eigendynamik der jeweiligen Gebiete besser nachvollziehbar.

Trotzdem wird der Versuch unternommen, die Ergebnisse der Einzelgebiete zu vergleichen und Tendenzen sowie Gemeinsamkeiten herauszustellen, um Fragen der Prozesssteuerung und Regionalisierung beantworten zu können.

Eine Übersicht über die Lage der Untersuchungsgebiete im Lahnenwiesgraben und Reintal geben die Auszüge aus der TK 25 Blatt Nr. 3432 Oberammergau und Blatt Nr. 3532/3632 Garmisch-Partenkirchen des Bayerischen Landesvermessungsamtes München, welche in der Kartenmappe (Karten 1 und 2) vorliegen.

	Prozess				
	Kriechen	Rutschung	Mure	Lawine	Fluviale Verschüttung
Untersuchungsgebiet	ANBRUCH ENNING / LWG*	+	+		
	FP31 / LWG	+	+		
	TNT / LWG	+	+	(+)	
	ERDSTROM / LWG	+	+		(+)
	HERRENTISCH / LWG	+	+	+	(+)
	LAW.PFLEGER HÜTTE / LWG				+
	GRIES / LWG				+
	MURE I / RT**		+		
	MURE III / RT		+	(+)	
	MURE IV / RT		+		
	MURE V / RT		+		
	SCHWEMMFÄCHER /RT			(+)	+

Tab. 10: Auflistung der Untersuchungsgebiete und der jeweils dendrogeomorphologisch untersuchten Prozesse.

+ Untersuchungsschwerpunkt ; (+) kein Untersuchungsschwerpunkt aber analysiert /

*LWG – Lahnenwiesgraben

**RT – Reintal

6.2 Standortchronologien von Lahnenwiesgraben und Reintal

Eine Standortchronologie setzt sich aus Einzelkurven eines einzigen Standortes zusammen (KAENNEL & SCHWEINGRUBER 1995). Es handelt sich dabei zunächst um durchschnittliche Roh- oder Indexwerte aus der Jahrringmessung einzelner Bäume, mit ähnlichen, ökologischen Standortbedingungen. Die Wahl und die Größe des Standortes bleibt letztendlich dem jeweiligen Bearbeiter überlassen. Nach STOKES & SMILEY (1968) darf eine „*master chronology*“ durchaus Kerne eines kleinen Tals, eines Flusseinzugsgebiets oder einer geographischen Einheit enthalten. Jedoch ist der homogene Charakter der Jahrringserien, welche in die Chronologie einfließen, von entscheidender Bedeutung.

Wesentlich für die Homogenität und Vergleichbarkeit von Jahrringreihen, welche in eine Standortchronologie einfließen, ist also ein ökologisch homogener Standort, bei dem z.B. Vegetation, Boden, Aufbau eines Bestandes, Hangneigung, Höhenlage, Exposition, sowie der geologische Untergrund wichtige ökologische Einflussgrößen für das Baumwachstum sind. Des weiteren unterliegt das jährliche Jahrringwachstum klimatischen Parametern, insbesondere Niederschlags- und Temperaturverhältnissen während der Vegetationsperiode. Über die Zusammenhänge von Wachstum und Klimaparametern sowie die Anwendung verschiedener statistischer Ansätze informieren u.a. die etablierten Standardwerke von FRITTS (1976), SCHWEINGRUBER (1983/1991/1996) oder COOK & KAIRIUKSTIS (1992).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit mit dendrogeomorphologischem Schwerpunkt dient die Standortchronologie der Synchronisation (*crossdating*) mit Jahrringkurven aus den verschiedenen Untersuchungsflächen. Es wurden folgende Ziele verfolgt:

- Differenzierung von klimainduzierten Trends und Veränderungen des Jahrringwachstums durch Massenbewegungen.
- Ausweisung von Weiserjahren und Weiserintervallen, um Scheinjahrringe und fehlende Jahrringe erkennen sowie abgestorbene Bäume datieren zu können.

Da für die Untersuchungsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal je eine Standortchronologie erstellt wurde, bot sich außerdem ein Vergleich der natürlichen Wuchsbedingungen dieser nur etwa 10 km voneinander entfernt liegenden Standorte an. Grundlage der Auswertungen sind die absoluten Jahrringbreiten.

Zur Erstellung der Standortchronologien wurden im Lahnenwiesgraben 46 Fichten (*Picea abies*) beprobt und nach visueller Betrachtung 39 Bäume (39 Kerne) ausgewählt. Die Kerne von sieben Bäumen mussten verworfen werden, da der Jahrringverlauf durch Faktoren wie Krankheiten oder veränderte soziale Stellung im Bestand inhomogen war.

Im Reintal mussten sogar 19 Kerne von insgesamt 60 beprobten Fichten verworfen werden, sodass am Ende nur 41 Kerne (41 Bäume) in die Standortchronologie eingingen. Ausschlaggebend für die dramatisch hohe Anzahl an verworfenen Baumkernen war die späte Erkenntnis, dass sich alle beprobten Bäume im Bereich der Bockhütte (1050 m NN) in einem klimatischen Ungunstrum befinden und alle ein wenig sensitives, unterdrücktes Wachstum aufweisen. Da sich der Talquerschnitt unterhalb der Bockhütte extrem verengt und das Relief wieder ansteigt, staut sich die abfließende Kaltluft, was zur Ausbildung eines Kaltluftsees führt.

In beiden Gebieten wurde bei der Auswahl der Bäume sorgfältig auf die rezente und, soweit eine Beurteilung möglich war, subrezente soziale Stellung im Bestand geachtet. Das bedeutet, dass stark unterdrückte Exemplare nicht ausgewählt wurden. Weitgehend handelt es sich um herrschende und vorherrschende Bäume. Da jedoch beherrschte Fichten empfindlicher auf ungünstige Klimaverhältnisse reagieren als herrschende (SCHMIDT-VOGT 1977), wurden einige offensichtlich gesunde, leicht unterdrückte Fichten mit in die Standortchronologie einbezogen. Zudem wurde auf eine homogene Altersverteilung der beprobten Bäume geachtet.

Die Tatsache, dass für die Erstellung der Standortchronologien in den meisten Fällen nur ein Kern pro Baum entnommen wurde, hat mehrere Hintergründe. Trotz Bohrgenehmigung der Naturschutzbehörde hatte besonders das Forstamt Garmisch Bedenken gegenüber den Arbeiten. Zudem handelt es sich weitestgehend um Schutzwald im Naturschutzgebiet. Auf der anderen Seite findet im unteren Teil des Lahnenwiesgrabens auch eine forstwirtschaftliche Nutzung statt, sodass zum Erhalt der Holzqualität weniger gebohrt wurde. Die gemachten Erfahrungen zeigen allerdings, dass trotz eingeschränkter Baumkernanzahl einsatzfähige Standortchronologien entstanden.

Die anfängliche Annahme, dass es sich bei zwei Standortchronologien aus den benachbarten Untersuchungsräumen Lahnenwiesgraben und Reintal um einen identischen Wachstumsverlauf handelt, konnte nicht bestätigt werden (siehe Abb. 27). Die Einteilung der Trendlinienverläufe in fünf Phasen zeigt sowohl gleich verlaufende fallende und steigende, als auch gegenläufige Trends. Besonders die Phasen II und III von 1861-1942 weisen einen nicht erwarteten gegenläufigen Trend auf (zwischen 1917-1942 nur undeutlich). Vorher

(Phase I) handelt es sich um einen gemeinsamen Abwärtstrend des Jahrringwachstums, welcher in ähnlich steiler Form nochmals in Phase V ab 1989 zu beobachten ist.

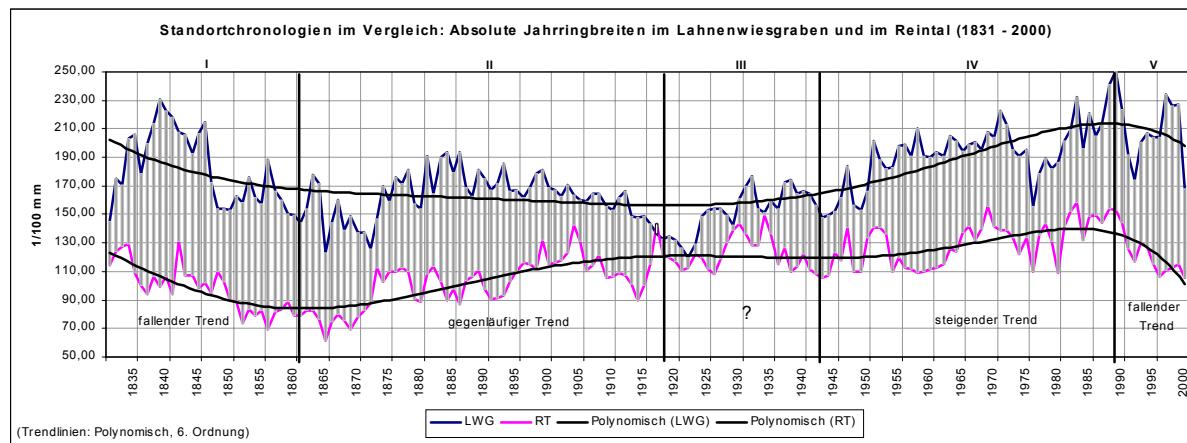


Abb. 27: Standortchronologien aus den Untersuchungsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal mit fünf Trendphasen. Abgebildet sind die Rohwerte der Jahrringbreiten in hundertstel Millimeter bezüglich der Kalenderjahre von 1831 bis 2000.

Ein gemeinsamer Aufwärtstrend tritt in Phase IV zwischen 1942-1988 auf, wobei sich der Bestand aus dem Reintal schlechter erholt als der des Lahnenwiesgrabens. Betrachtet man die Rohwertlinien, so fallen zudem mehrere Aspekte auf:

- Die Schwankungsamplitude der Kurve LWG ist höher als im Reintal.
- Das durchschnittliche Jahreswachstum ist im Lahnenwiesgraben bis auf die Jahre 1915 bis etwa 1934 immer deutlich höher als im Reintal.
- Trotz der Unterschiede treten markante Peaks und Intervalle bei beiden Kurven gleichzeitig auf.

Es muss natürlich betont werden, dass es sich hier um unbehandelte Rohdaten handelt. Betrachtet man jedoch die trendbereinigten, transformierten Kurven und deren Korrelation (Abb. 28), so zeigt sich ein differenzierteres Bild, welches einen sinnvolleren Vergleich der verschiedenen Standortchronologien ermöglicht. Jedoch spiegeln sich auch Erkenntnisse aus Abb. 27 wieder.

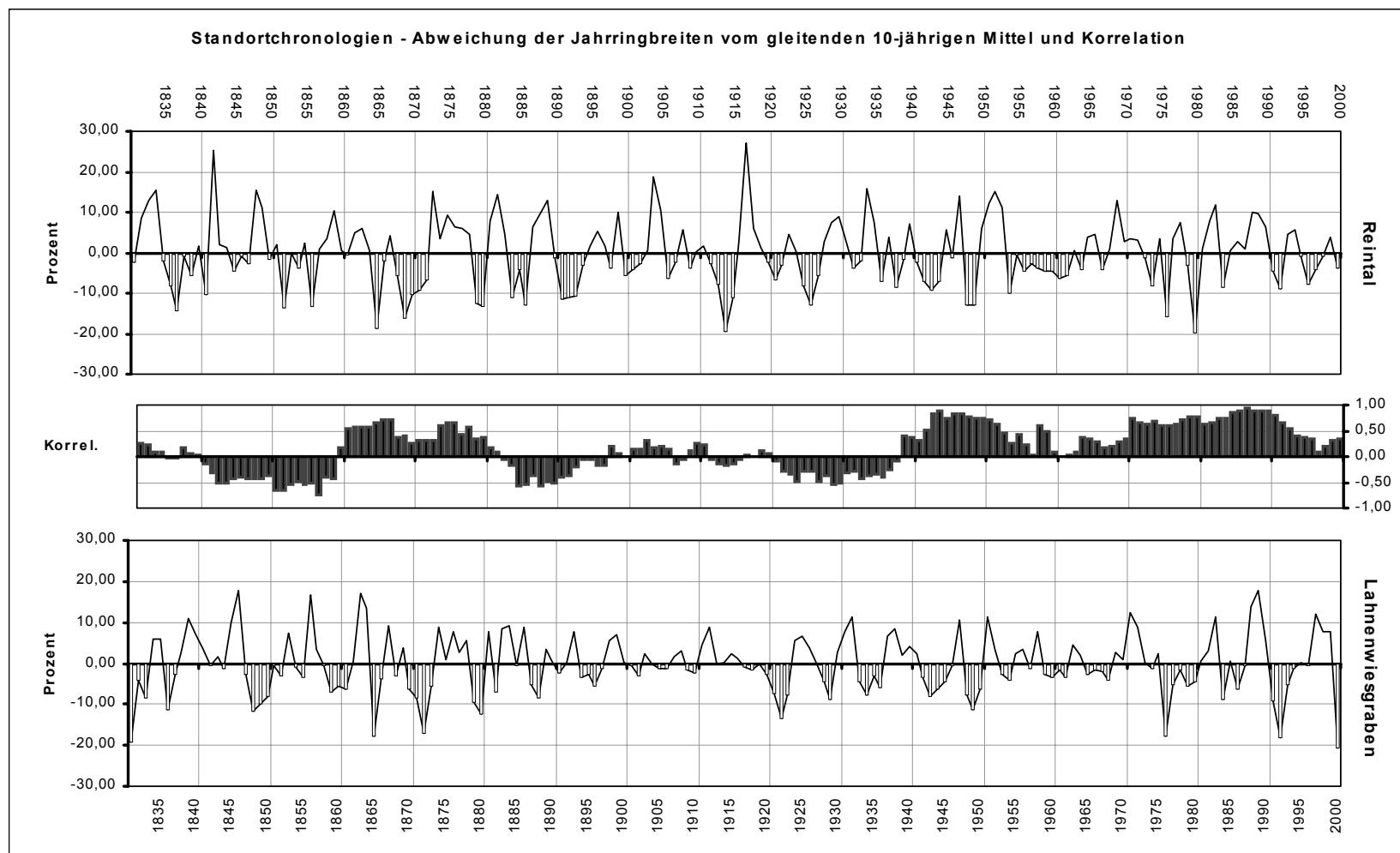


Abb. 28: Standortchronologien aus den Untersuchungsgebieten Reintal und Lahnenwiesgraben. Zur Bereinigung des natürlichen Alterstrends wurde die prozentuale Abweichung der Jahrringbreiten vom gleitenden 10-jährigen Mittelwert errechnet. Der Korrelationskoeffizient wurde ebenfalls auf Basis des gleitenden 10-jährigen Mittels bestimmt.

Eine Gegenüberstellung der Rohwertkurven mit den transformierten Kurven wurde bewusst gewählt, da bei vielen dendrochronologischen Arbeiten aufgrund statistischer Bearbeitung der Rohdaten der Eindruck der dirigierten Manipulation der Daten für den jeweiligen Aussagezweck entsteht.

In den Indexkurven wurde zur Bereinigung des natürlichen Alterstrends die prozentuale Abweichung der Jahrringbreiten vom gleitenden 10-jährigen Mittelwert errechnet. Der Korrelationskoeffizient wurde ebenfalls auf Basis des gleitenden 10-jährigen Mittels bestimmt. Eine Gewichtung der Daten oder eine Glättung der Kurven auf Basis eines 5-jährigen gleitenden Mittels, wie es etwa SCHWEINGRUBER (1983) aufzeigt, entfällt. Der Grund hierfür liegt im Anwendungszweck der möglichst wenig veränderten Daten für die dendrogeomorphologische Analyse. Möchte man die Standortchronologien für dendroklimatologische Forschungen verwenden, müssten freilich weitere Standardisierungsverfahren angestrebt werden (vgl. COOK & KAIRIUKSTIS 1992).

Insbesondere der Verlauf der Korrelationskoeffizienten weist auf die teils deutlichen Unterschiede der Indexkurven hin. Es ist sogar ein fast gleichmäßiger, wellenförmiger Verlauf von abwechselnder negativer und positiver Korrelation zu beobachten. Wodurch dieser gesteuert wird, kann nicht ergründet werden und könnte auch zufällig sein. Warum jedoch sind zwei Standortchronologien, die aus Tälern, welche nur ca. 10 km auseinanderliegen, so unterschiedlich? – Da in der vorliegenden Arbeit keine speziellen Untersuchungen zu dieser Frage unternommen wurden, kann keine eindeutige Klärung erfolgen. Jedoch scheinen drei Aspekte von wesentlicher Bedeutung für das unterschiedliche natürliche Wachstum von Fichten der Standortchronologien zu sein:

- Unterschiede in Geologie und Böden,
- Lokalklimatische Besonderheiten, die durch das Relief hervorgerufen werden (z.B. Abschattung und Kaltluftzufuhr in Tiefenlinien),
- Waldnutzung; insbesondere im Lahnenwiesgraben Plenternutzung und Waldweidebetrieb.

Die Höhenlage von Baumstandorten, die untersucht wurden, sind identisch (max. 1500 m NN). Auch die Ausrichtung der Täler bzw. umgrenzende Höhenzüge verlaufen in beiden Gebieten von West nach Ost. Somit scheinen in der Tat die drei angeführten Aspekte für die schlechteren oder besseren Wuchsbedingungen der Bäume verantwortlich zu sein.

Aufgrund der im Gebirgsraum kleinräumig wechselnden Standortfaktoren besteht offensichtlich die Notwendigkeit, bereits von Tal zu Tal örtliche Standortchronologien zu erstellen.

Für die Ausweisung von Weiserjahren wurden ausschließlich markante negative Ausschläge in den Kurven verwendet. Hierbei waren insbesondere die Jahre 1976 und 1992 für die dendrogeomorphologische Analyse einiger „gestörter“ Baumkerne sehr nützlich. Z. B. konnten Baumscheiben, welche an einem Lawinenhang im Lahnenwiesgraben von bereits abgestorbenen Fichten entnommen wurden, über diese Jahre datiert bzw. zeitlich eingeordnet werden. Des weiteren konnten für Kerne im Reintal, welche von verschütteten Fichten mit extrem schwachen jährlichen Zuwachsen entnommen wurden, Jahrringausfälle rekonstruiert werden. Neben den genannten Jahren 1976 und 1992 ist auch das Jahr 1865 ein auffällig starker Ausschlag, welcher in beiden Gebieten zu beobachten ist. Für das Reintal sind weiterhin die Jahre 1914 und 1979 sehr auffällig, wohingegen im Lahnenwiesgraben vergleichbare Peaks nur 1872 und eher schwach 1922 zu erkennen sind (vgl. Diagramme im Anhang A – Masterplots).

Eine Quantifizierung von Weiserjahren auf Basis von prozentualen Schwellenwerten von Bäumen der Standortchronologie, welche im betreffenden Jahr einen Zuwachsrückgang aufweisen (vgl. SCHWEINGRUBER et al. 1990), wurde nicht angestrebt. Denn im Verlauf der dendrogeomorphologischen Analysen zeigte sich, dass die oben angeführten Jahreszahlen durchaus den Zweck einer Standortchronologie erfüllen.

6.3 Lahnenwiesgraben (LWG)

6.3.1 Grundlegendes zum Kapitelaufbau der einzelnen Untersuchungsgebiete

Aus Gründen der Nachvollziehbarkeit und einer einfachen Orientierung wurden alle Untersuchungsflächen des Lahnenwiesgrabens einheitlich strukturiert:

Steckbrief: wichtige Rahmenbedingungen (z.B. Lage, Fläche, Geologie etc.) werden stichpunktartig in aller Kürze vorgestellt.

Arbeiten: Auflistung der getätigten (Feld-)Arbeiten und Anzahl von Holzproben.

Rahmenbedingungen: Dieses Kapitel befasst sich mit der Erläuterung der wichtigsten Rahmenbedingungen für die dendrogeomorphologische Analyse, schildert Besonderheiten und geht auf Baumstandorte ein.

- **Karte** mit geomorphologischen, hydrologischen Merkmalen, Baumstandorten sowie weiteren Besonderheiten (z.B. Konvergenzmessstrecke).

Auswertung und Interpretation: In diesem Kapitel werden die wesentlichen dendrogeomorphologischen Daten präsentiert, interpretiert und diskutiert. Die Interpretation der gewonnenen Daten erfolgt in der Regel nach dem Top-Down-Verfahren. Ausgehend von einem Gesamtüberblick erfolgt die Betrachtung von Details bzw. Reaktion von Einzelbäumen, um die raum-zeitliche Differenzierung der Hangdynamik aufzulösen.

- **Diagramme** (Start und Dauer von Reduktionsphasen, Start von Druckholzphasen).
- Eine **Karte** zeigt die Bewegungsaktivität, welche über die dendrogeomorphologische Analyse ermittelt wurde.
- **Tabellen** listen die wichtigsten Daten zu den Holzproben bzw. Baumstandorten auf. In den Spalten *Reduktion/Rutschung* und *Druckholz* sind die wesentlichen Jahresangaben für die dendrogeomorphologische Interpretation eingetragen. Als Grundlage der Angaben dienten die Skeleton Plots in Verbindung mit einer visuellen Überprüfung des dazugehörigen Originalkerns bzw. Scheibenradius.

Teilzusammenfassung: Es handelt sich um eine Zusammenfassung der zuvor gewonnenen Erkenntnisse. Da die Analysen z.T. sehr aufwendig und umfangreich sind, werden an dieser Stelle nochmals die wichtigste Fakten aufgezeigt.

6.3.2 Testfläche Anbruch Enning (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 26464, Hochwert: 52 65237;
Oberer Lahnenwiesgraben, Enning Schleife,
- Höhe: ca. 1430-1450 m NN
- Fläche: ca. 1300 m²
- Geologie: Kössener Schichten, postglazialer Hangschutt
- Boden: Gley-Kolluvisol
- Hydrologie: starke Vernässung
- Vegetation: Feuchtwiese, vereinzelt Fichten
- Prozess: Kriechen, Translationsrutschung

Arbeiten:

- Profilwand
- Vermessung, Hangprofil
- Aufnahme Geomorphologie, Hydrologie
- Beprobung und Analyse von 12 Fichten (5 Baumscheiben, 8 Baumkerne)

6.3.2.1 Rahmenbedingungen

Das Gelände vom Sattel bei den Enning Almen (1551 m), zunächst entlang des Fleckgrabens, dann auf der orographisch linken Seite des Sulzgrabens, bis in den Bereich der Testfläche Anbruch Enning ist durch große, teils anmoorige Vernässungsbereiche gekennzeichnet. Die Hangneigung übersteigt selten 15 Grad. Es handelt sich weitgehend um Kriechbereiche. Die Konvergenzmessstrecken der Geologen (Universität Erlangen) weisen Bewegungen im Zentimeterbereich (!) pro Jahr auf (mündl. Mitt. Dipl. Geol. Keller, 2002). Mehrere Faktoren sind für die Bewegungen verantwortlich. Aufgrund der geologischen Situation mit verkarstetem Plattenkalk am Oberhang und sehr tonreichen Kössener Schichten am Unterhang kommt es zu einem Wasserüberschuss in der aufliegenden Hangschutt- und Verwitterungsdecke. Durch ca. vier Jahrhunderte Alm- und Waldbeweidung in diesem Gebiet kam es zu einer andauernden Beschädigung der Vegetationsdecke und zu kolluvialen Verlagerungen.

Der 'Anbruch Enning' ist der rezent einzige größere Blattanbruch in dem vorgestellten Gebiet, der uns einen Einblick in dendrochronologische und stratigraphische Fragestellungen gewährt.

Die ingenieurgeologischen Aufnahmen des oberen Lahnenwiesgrabens aus dem Jahr 1997 von FLEISCHER (1999) weisen diesen Anbruch als vernarbten alten Blattanbruch aus.

Dabei war die Vegetationsdecke vollständig geschlossen und alte Rutschkörper sowie Anbruchskanten waren zu erkennen (mündl. Mitt. November 2002). In den Jahren 1999 und 2000 kam es zur Wiederbelebung der Hangdynamik und Translationsrutschungen gingen ab. Zwei große Rutschkörper glitten rechts und links an einem zentralen, rezent stabilen Bereich vorbei (Abb. 29). Die Baumscheiben S 2 bis S 5 konnten von Bäumen, die mit diesen zwei Schollen abgerutscht waren, entnommen werden. Die Baumkerne der Bäume 4 bis 7 geben Aufschluss über die Dynamik außerhalb der Rutschung. An den Baumstandorten 1 bis 3 handelt es sich um eine ältere Bewegung, da die geschlossene Vegetation keine rezente Erosion erkennen lässt. S 1 steht auf einer aktiven Scholle. Die Hangneigung auf der vegetationslosen Fläche beträgt ca. 15-20° und nimmt nach unten in die Vernässung hinein auf etwa 5° ab.

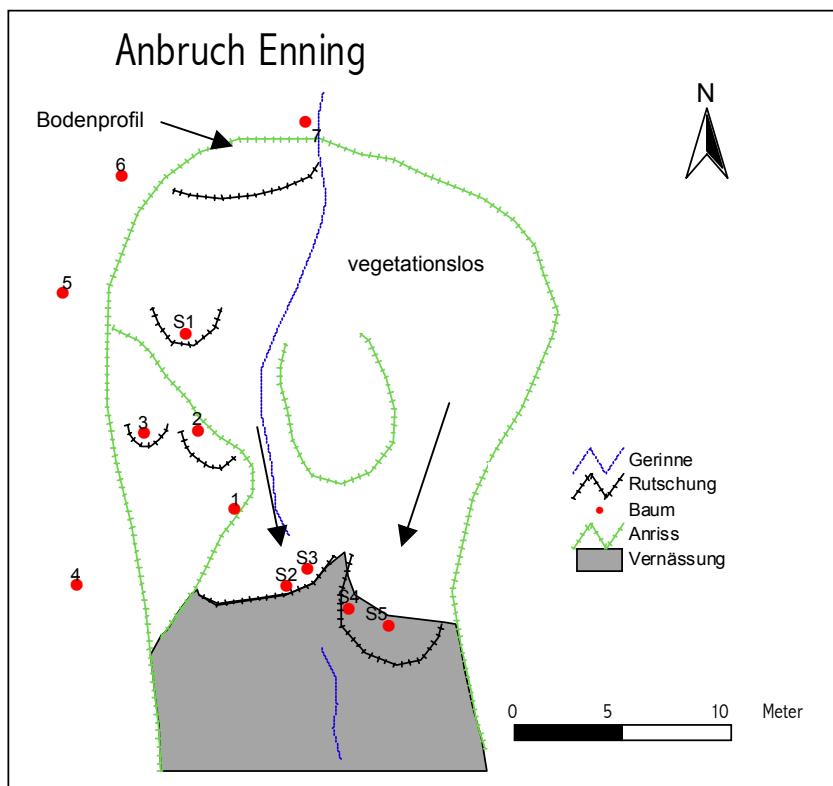


Abb. 29: Anbruch Enning – Baumstandorte und Morphologie.

Die Erosionsfläche lässt eine deutliche Gleitschicht der Translationsrutschungen erkennen. Es handelt sich um stark toniges, dichtgelagertes Verwitterungsmaterial der Kössener Schichten. Eine vier Meter breite Profilwand, die an der oberen Abrisskante angelegt wurde, gibt einen Einblick in die 50-70 cm mächtige Auflage, die unterhalb abgerutscht ist (Abb. 30). Es handelt sich um einen Gley-Kolluvisol mit stark schwankenden Horizont- bzw. Schichtmächtigkeiten.

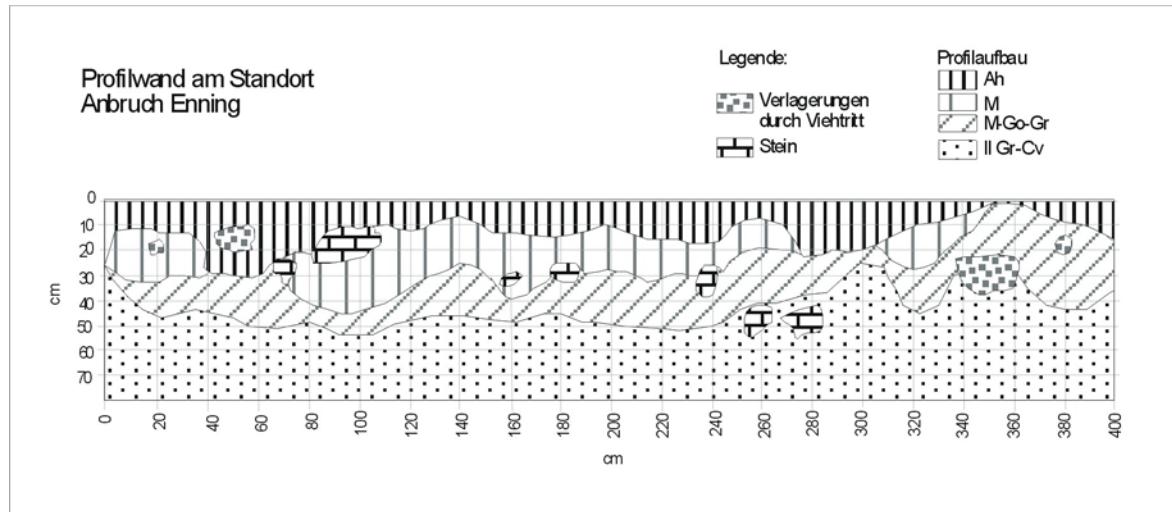


Abb. 30: Anbruch Enning – Profilwand (400 cm breit) an der oberen Abrisskante.

Der Ah-Horizont schwankt zwischen 3 und 30 cm. Der M-Horizont ist sogar an mehreren Stellen unterbrochen, tritt jedoch auch mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 22 cm auf. Mit zunehmender Profiltiefe nehmen hydromorphe Merkmale zu, was sich deutlich im anschließenden M-Go-Gr-Horizont zeigt. Auch dieser Horizont weist Schwankungen in seiner Mächtigkeit von 2 cm bis 35 cm auf. In allen drei Horizonten treten Materialverlagerungen durch Viehtritt auf. Zudem konnten zahlreiche gerundete Steine mit einer Kantenlänge von über 20 cm kartiert werden. Das Auftreten der Steine (Kalk) setzt sich im II Gr-Cv-Horizont fort. An der Grenze zwischen M-Go-Gr und II Gr-Cv tritt ein Schichtwechsel auf. Die Lagerungsdichte nimmt zu, es treten augenscheinlich keine oxidativen Merkmale mehr auf und der Tongehalt steigt weiter an. Betrachtet man die unterhalb der Profilwand liegende Erosionsfläche, zeigt sich, dass die Obergrenze des II Gr-Cv-Horizontes zugleich als Scherfläche für die abgegangene Translationsrutschung diente. Die kolluviale Verlagerung im Schichtkomplex 1 geht weit über die Profilgrenzen hinaus und ist charakteristisch für den Profilaufbau in diesem Gelände. Die Ursachen liegen auf der Hand:

- Jahrhunderte währender Viehtritt bewirkt Beschädigung der Vegetationsdecke und führt zur Materialverlagerung.
- Hohe Tongehalte in Verbindung mit einem ganzjährigen Wasserüberschuss (Niederschlags- und Hangzugswasser) begünstigen Kriechvorgänge und Verlagerungen.
- Bei Schneeschmelze oder kurzfristig hohen Regenmengen kommt es zur fluviatilen Umlagerung an der Oberfläche, was sich nach eigenen Beobachtungen im Abfluss einer trüben Suspension zeigt. Dabei kommt es zu Feinmaterialablagerung, welche

die Krautschicht nach Abtrocknen mit einem braunen Schleier überzieht und in Mulden verstärkt akkumuliert wird.

Die Umlagerung, der Viehtritt und große Wassermengen, die in den Ah-Horizont infiltrieren und Huminsäuren vertikal nach unten transportieren, bewirken eine deutliche Vermulchung des M-Horizontes.

6.3.2.2 Auswertung und Interpretation

Für die Analyse der Hangdynamik liegt das Probenmaterial von insgesamt 12 Fichten vor. An fünf Bäumen konnte jeweils eine Stammscheibe entnommen werden. Hier wurden jeweils drei bzw. vier Radien von der Waldkante zum Mark eingemessen.

Die Jahresangaben bezüglich Reduktion und Druckholzbildung aller beprobten Fichten wurden in der Abb. 31 verarbeitet.

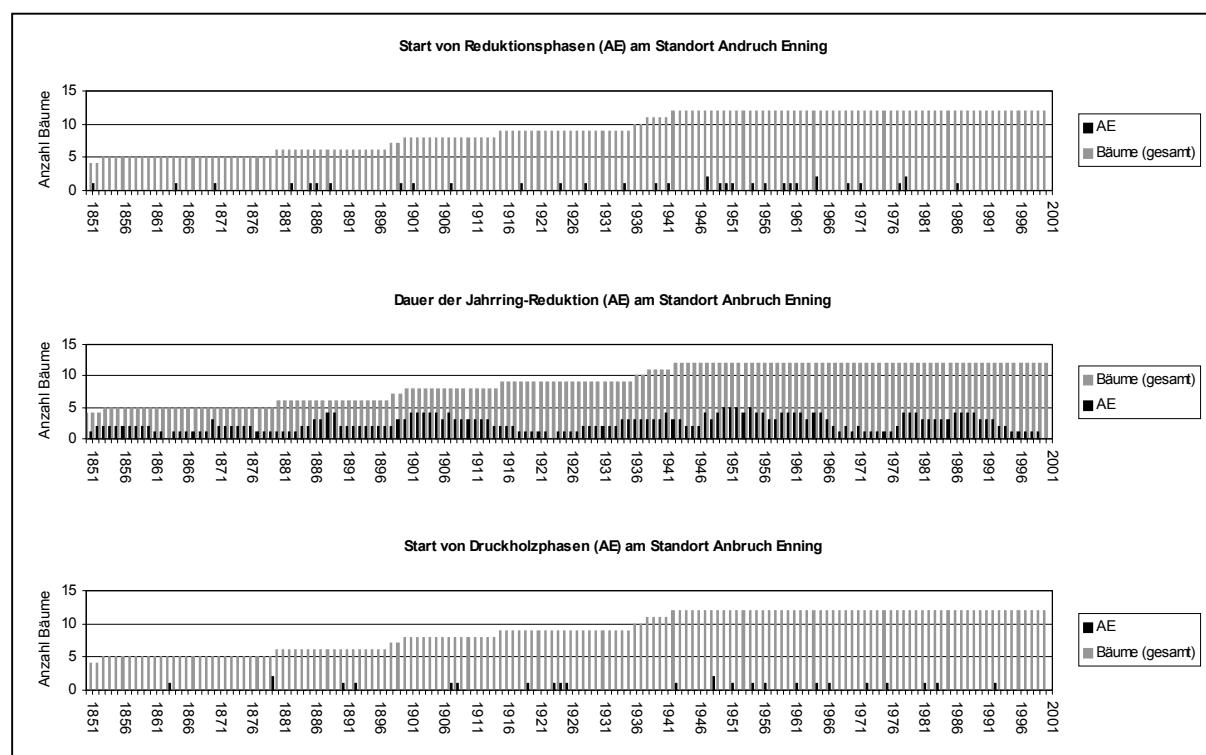


Abb. 31: Standort Anbruch Enning – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).

Der Start von Reduktionsphasen bedeutet zugleich den Beginn einer abrupten Wachstumsänderung, welche an diesem Standort durch Massenbewegungen hervorgerufen wurde. Im oberen Diagramm beginnen an maximal zwei Bäumen Reduktionsphasen im

gleichen Jahr (1947, 1964, 1978). Das lässt zunächst eine relativ geringe Aktivität vermuten. Betrachtet man jedoch die Verteilung der Reaktionen, so fällt eine Häufung zwischen 1882-1888 und 1947-1964 auf. In den meisten Fällen handelt es sich um den Start einer Kriechbewegung. Zum Teil dauern diese Bewegungen sehr lange an. In den Jahren 1888 und 1889 waren vier von insgesamt sieben beprobten Bäumen (57 %) reduziert (mittleres Diagramm). Jedoch weisen im Zeitraum 1947-64 auch bis zu 42 % (5 von 12 Bäumen) der Fichten ein reduziertes Wachstum auf. Zwischen 1899 und 1907 sind sogar 50 % der Bäume (4 von 8) betroffen. Ein Anstieg der Reduktion ist auch zwischen 1978-92 zu beobachten. Im Rahmen der Wiederbelebung der Hangdynamik im Jahr 1999, was aus dem Diagramm nicht mehr hervorgeht, wurden 5 von 12 Bäumen (42 %) durch Translationsrutschungen beeinflusst. Es handelt sich um die Fichten S 1 bis 5, welche im Jahr 2000 gefällt wurden.

Das Auftreten von Druckholzphasen weist auf eine vorangegangene Schiefstellung des Baumes hin. Im unteren Diagramm ist eine Häufung von beginnenden Druckholzphasen in den Jahren 1923-25 und 1948-83 zu erkennen. Daraus lässt sich eine kurzfristige Stabilisierung im Anschluss an eine Kriech- und/oder Rutschbewegung des jeweiligen Baumstandortes ableiten. Aus den Baumanalysen geht jedoch hervor, dass an den verschiedenen Standorten mehrfach Druckholzphasen auftreten, was auf einen unruhigen Charakter der Hangdynamik hindeutet.

Tatsächlich ist ein wellenförmiger Verlauf der Reduktionen zu erkennen, was letztendlich auf ein Wechselspiel zwischen Aktivierung und Stabilisierung der Hangdynamik hinweist (siehe mittleres Diagramm). Neben den o.g. aktiveren Phasen, in denen eine erhöhte Reduktion des Jahrringwachstums zu erkennen ist, treten Zeiten mit geringerer Aktivität auf (vor 1882, 1920-27, 1967-76, 1992-98).

Aus der Betrachtung des Gesamtbildes gehen bis zu sechs mehr oder weniger starke Aktivitätsphasen hervor, wobei eine Stabilisierung in der Zwischenzeit z.T. fraglich ist und eine Zusammenfassung auf vier aktive Phasen sinnvoll erscheinen lässt (Abb. 32):

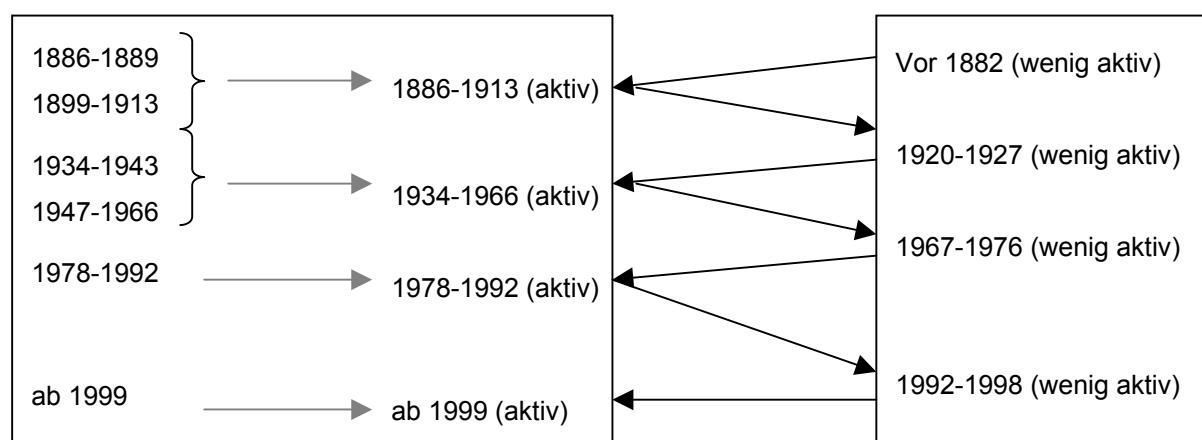


Abb. 32: Gegenüberstellung Bewegungsphasen m Standort Anbruch Enning.

Erst die Analyse einzelner Baumstandorte oder verschiedener Baumgruppen ermöglicht eine differenzierte Auflösung der Hangdynamik in Zeit und Raum. Denn es waren keineswegs alle Hangpartien gleichzeitig in Bewegung.

Aufgrund der rezenten Geländesituation lassen sich die beprobten Bäume in drei Gruppen gliedern, wie es bereits bei der Schilderung der Befunde (siehe auch dort) vorgenommen wurde. Die Bäume 1 bis 3 (Tab. 11) befinden sich auf einem älteren Rutsch-/Kriechbereich des Anbruchs. 2 und 3 stehen am oberen Rand jeweils auf einem erkennbaren Rutschlobus und weisen einen Zusammenhang in ihrer Dynamik auf. Beide bilden im Anschluss an Reduktionsphasen Druckholz aus:

Tab. 11: Baumdaten von Baum 1 bis 3 (Anbruch Enning/Gruppe 1).

Anbruch Enning/ Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
1	schwach	Reduktion	0,97	176*	1941-1963 1969-1992	
2	hangauf	kleine Verletzung, DH	0,72	>87	1924-1941 1971	1942-1947 1972-2000
3	hangauf	Extrem schief, stark reduziert	0,46	104*	1918-1922 1928-1947	1923-1926 1948-2000

Der Ablauf der Bewegungen ist sehr ähnlich. Zunächst findet eine Kriechbewegung statt, die zu Wurzelzerreißen und reduziertem Jahrringwachstum führt. Die Bewegung wird mit einer Rotationsrutschung beendet. Dabei wird der jeweilige Baum in hangaufwärtiger Richtung verstellt und es kommt zur Druckholzbildung. Baum 3 weist die früheste Bewegung in dieser Baumgruppe auf (1918-22). Es ist wahrscheinlich, dass die Rutschung im Jahr 1922 stattfand und den Standort von Baum 2 destabilisiert hat, da dieser ab 1924 reduziert ist. Auch Baum 3 ist ab 1928 wieder in Bewegung und rotiert erneut. Seit 1948 ist der Standort stabil. Bei Baum 2 tritt nach einer Rutschung bereits 1942 erneut Stabilität ein. Da er jedoch ab 1972 erneut Druckholz ausbildet, kam es 1971 zu einer spontanen Rutschung, welche sehr abrupt ohne langjähriges Kriechen eingeleitet wurde. Seit 1972 ist auch der Standort bei Baum 2 stabil. Im Gegensatz zu den Bäumen 2 und 3 steht Baum 1 auf keinem erkennbaren Lobus. Da bei ihm kein Druckholz auftritt und nur eine schwache Stammschiefstellung erkennbar ist, scheint er lediglich zwei Kriechphasen ab 1941 und ab 1969 ausgesetzt gewesen zu sein. Trotz einiger Entfernung zu Baum 2 besteht ein Zusammenhang in der Bewegungsdynamik. Die Rutschung von 1941 könnte die erste Kriechbewegung von Baum 1 (1941-63) ausgelöst haben. Umgekehrt wurde der Impuls im Jahre 1971 durch den Kriechvorgang von Baum 1 bewirkt.

Der Einblick in über 176 Jahre Baumwachstum zeigt, dass der Standort von Baum 1 vor 1941 morphodynamisch inaktiv war. Da die oberhalb stehenden Bäume 2 und 3 jedoch

früher (1918 bzw. 1924) auf Bewegungen hinweisen, breitete sich die Hangdynamik in diesem Bereich des Anbruchs Enning hangabwärts gerichtet aus.

Die Bäume 4 bis 7 (Tab. 12) befinden sich am Rand des Anbruchs außerhalb der Rutschung. Es treten Reduktions- und Druckholzphasen auf, was auf eine Hangdynamik auch außerhalb des Anbruchs hinweist. Eine Ausnahme bildet Baum 4, welcher auf zwei entnommenen Kernen keine Störung erkennen lässt und somit an einem stabilen Standort steht.

Tab. 12: Baumdaten von Baum 4 bis 7 (Anbruch Enning/Gruppe 2).

Anbruch Enning/ Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
4.1 4.2	schwach	ungestört (?)	2,60	172*		
5	gewunden	Bewegung in verschiedene Richtungen	0,67	>60	1959-1960 1978-1980	1961-1970 1981-1988
6	hangab	Oberkante Anbruch	0,40	>60	1954-1959 1964-1965 1986-1999	1966-1968
7	hangab	Oberkante Anbruch	0,46	>112	1888-1917 1934-1943 1960-1962 1978-1994	1918-1928 1942-1958 1964-1973

Die gewundene Stammform von Baum 5 wurde durch eine Kombination von Massenbewegungen ab 1959 und Schneedruck in jüngeren Jahren erzeugt. Vor 1959 und nach 1980 ist der Standort stabil. Offensichtlich führten zwei kurze Impulse 1959-60 und 1978-80 zur Schiefstellung mit anschließender Druckholzbildung. Die Morphologie am Baumstandort ist wellig, zeigt aber keinen Rutschlobus. Möglicherweise reagiert der Baum auf leichte Sackungen, welche durch Druckspannungen von Kriechbewegungen im Bereich von Baum 6 (oberhalb) erzeugt werden. Dieser unterliegt 1954-1959 einer ersten Kriechbewegung. Baum 7 steht am obersten Anriss und deutet auf eine sehr alte Kriechaktivität von 1888-1917 hin. Eine erneute Kriechbewegung tritt 1934-43 auf. Der Impuls 1960-62 läuft fast gleichzeitig mit den Ereignissen bei Baum 5 und 6 ab, was auf eine großflächige Aktivität am Rand des großen Anrisses zwischen Mitte der 50er und Anfang der 60er Jahre des 20. Jahrhunderts hindeutet. Ob die Reduktionsphase von 1978-1994 mit den Translationsrutschungen im Jahr 1999 zusammenhängt, bleibt zunächst ungeklärt. Auch am Standort von Baum 7 treten keine Rutschloben auf. Die Ursache für die hangabwärtige Baumschiefstellung kann letztendlich nur vermutet werden. Es handelt sich auf jeden Fall um Kriechbewegungen. Diese treten entweder mit hoher Geschwindigkeit auf, oder gehen in schwache Translationsrutschungen über, sodass es zur Schiefstellung des Baumes kommt,

ohne eine auffällige Verformung der Geländeoberfläche. Wie schon bei Gruppe 1 schreitet die Hangdynamik von oben nach unten fort.

Die dritte Baumgruppe setzt sich aus den Fichten S 1 bis 4 (Tab. 13) und S 5 (Abb. 33) zusammen. Alle befinden sich auf Rutschkörpern, welche im Jahr 1999 abgerutscht sind. Da die Bäume im Anschluss an die Bewegungen abgestorben, bzw. aufgrund enormer Schiefstellung gefällt wurden, erscheint kaum eine Reaktion im Kernbild. Insgesamt wurden auf jeder entnommenen Baumscheibe 4 bzw. 3 Radien (a-d (c)) vermessen, um einen detaillierten Einblick in das Jahrringwachstum zu erhalten.

Tab. 13: Baumdaten von Baum S 1 bis 4 (Anbruch Enning/Gruppe 3).

Anbruch Enning	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
S 1a	-				1950-51 1956-69	1953-54 1983-85
S 1b	-	Scheibe / Auf Scholle im oberen Anrissbereich	0,44	64*	1953-55 1964-65	1948-52 1956-63 1975-80
S 1c					1951-52 1961-67	1956-57
S 1d					1951-52 1958-69	-
S 2a					-1872 -1876 1885-89 1892-1925 1947-54 1964-67	1891-1913
S 2b	-				1848-60 1864-73 (1976)78-91	-
S 2c	-	Scheibe / Auf Scholle im unteren Bereich	1,35	164*	-1875 1890-97 1907-13 1977-88 (?)	1890-1965 1992-2000
S 2d					1848-60 1864-73 (1976)78-91	1879-87
S 3a	-				-1907	1907-18 1919-23 1925-36
S 3b	-	Scheibe / Auf Scholle im unteren Bereich	1,32	120*	1905-21	-
S 3c					-1907	1907-18 1925-31
S 3d					1899-1917	-
S 4a					1833-40 1852-62 1892-96 1905-08	-1832 1841-51 1863-84
S 4b	-	Scheibe / Auf Scholle im unteren Bereich	0,71	197*	-1860 1863-79 1886-89 1901-17 1947-56	1892-96
S 4c					-1853 1864-78 1904-07 1948-52	1954-2000

Der Datierungsvorteil von Scheiben gegenüber Baumkernen wurde im Methodenteil bereits aufgezeigt. Nach Auswahl von vier Radien auf der Baumscheibe entsteht ein repräsentatives Bild des Baumwachstums. Bei Betrachtung von Rohwertkurven und Daten aus der Skeleton-

Plot-Auswertung der Radien zeigen sich jedoch auch Probleme in der dendrogeomorphologischen Interpretation des komplexen Datenmaterials (Abb. 33)

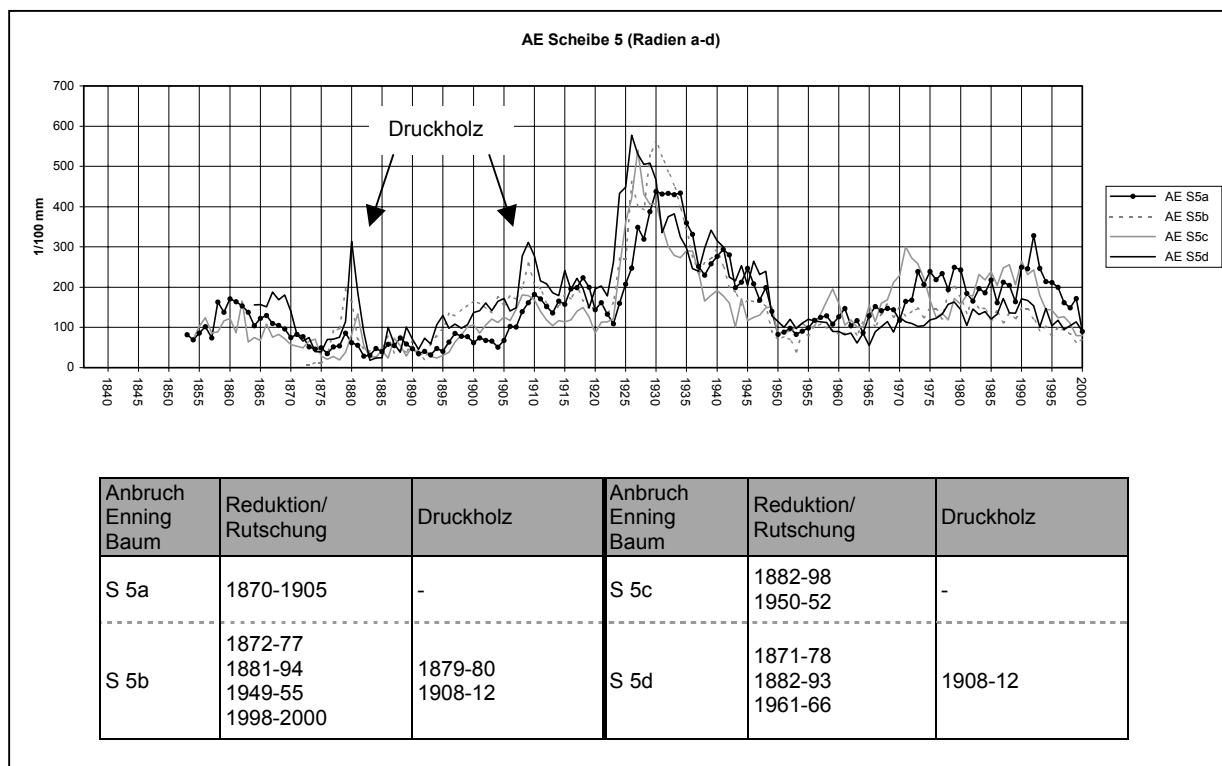


Abb. 33: Scheibe AE 5 (Radien a-d) – Diagramm mit Jahrringbreiten (oben) und Tabelle mit Daten der Auswertung von Skeleton Plots der Radien a-d. Die Radien a und d sowie b und c liegen sich jeweils gegenüber.

Das Alter des Baumes S 5 beläuft sich auf 148 Jahre zuzüglich etwa 10 Jahren, da die Scheibe in 1 m Stammhöhe entnommen wurde. Die Keimung trat also ca. 1842 ein. Bereits 1870 (5a) tritt eine Reduktionsphase ein (verzögert bei 5b und d) die mit einer kurzen Unterbrechung (Druckholz 1879/80 bei 5b) bis 1905 anhält. Die Vitalität des Baumes verbessert sich jedoch ab 1893, was durch den Anstieg der Rohwertkurven im Diagramm und durch ein vorzeitiges Ende der Reduktionsphasen bei den Radien 5b und d angedeutet wird. Die Druckholzphase 1908-1912 ist als Reaktion auf die Schiefstellung infolge Kriechens oder/und einer Rutschung zwischen 1870 und 1907 zu erklären. Ob es sich bei der Druckholzphase 1879/80 um die Reaktion auf eine Massenbewegung handelt, ist fraglich, da der Baum zu diesem Zeitpunkt noch sehr jung und klein ist. Vielmehr könnte es sich um Auswirkungen durch Schneedruck im Winter 1878/79 handeln. Zwischen 1912 und erneut Reduktionsphasen ab 1949 erholt sich der Baum und der Standort ist als stabil zu bezeichnen. Zwischen 1949 und 1966 weist der Baum erneut ein schlechtes Wachstum auf, was auf die morphodynamische Wiederbelebung des Standortes hinweist. Eine erneute Stabilitätsphase von 1966 bis 1992 wird schleichend beendet. Aus den Rohwertkurven geht

hervor, dass sich das Wachstum ab 1993 verschlechtert. In den Skeleton Plots treten zwar keine Reduktionen auf, jedoch handelt es sich um eine langsame Destabilisierung, die 1999 in einer mächtigen Translationsrutschung gipfelt.

Wie verhalten sich die anderen Bäume dieser Gruppe ?

Baum S 4 steht in unmittelbarer Nähe zu S 5 und ist 1999 mit der gleichen Scholle abgerutscht.

Die Keimung von Baum S 4 fand bereits im 18. Jahrhundert statt (Alter:197 + ca. 10 Jahre). Frühe Reduktionsphasen zeigen, dass dieser Standort bereits ab 1833 aktiv ist. Die Druckholzphasen ab 1841 und erneut ab 1863 (S 4a) im Anschluss an Reduktionsphasen weisen eindeutig auf eine (Kriech-)Bewegung hin. Analog zu den Druckholzbildungen auf einem Radius, treten auf anderen Radien Reduktionsphasen auf und sind somit nicht als Bewegungen zu deuten. Eine Bewegung 1886 und 1889 veranlasst den Baum zur Druckholzbildung von 1892-96 (Radius 4b). Während dieser Zeit sind zudem Baum S 5 und S 2 aktiv. Auch Baum 7 am oberen Rand der rezenten Anbruchsform weist ab 1888 eine Reduktion auf, was auf eine verbreitete Hangdynamik in den 1880er Jahren hindeutet. Eine sehr lange Druckholzphase ab 1954 bei S 4 wird durch eine kurze Kriechphase mit Rutschung hervorgerufen (1948-52). Auch bei anderen Bäumen (S 5, S 2, S 1, 7, 1) treten Ende der 1940er und Anfang der 1950er Jahre Reaktionen auf. Hinsichtlich der großen Translationsrutschungen 1999 reagieren die Bäume S 1, S 3, S 4 und S 5 ab ca. 1995 (+/- 2 J.) mit teils deutlicher Zuwachsabnahme, was sich jedoch nicht in den Skeleton Plots zeigt, sondern in der jeweiligen Originalbaumscheibe zu erkennen ist (siehe auch Rohwertkurven im Anhang). Das Auftreten von Reduktionsphasen (S 1, S 2, S 4 und S 5) zwischen 1961 und 1967 zeigt weitere Aktivität dieser Baumgruppe innerhalb des Anbruchs.

Betrachtet man rückblickend die Detailanalyse, zeigt sich ein teils differenziertes Bild der raum-zeitlichen Verteilung von Kriech- und Rutschbewegungen, jedoch sind auch Gemeinsamkeiten zwischen Bäumen innerhalb und außerhalb der rezenten Anbruchsform erkennbar, sodass auch die anfängliche Analyse auf der Basis aller Bäume ohne Standortdifferenzierung ihre Bestätigung findet.

Die Abb. 34 befasst sich mit den Bewegungsaktivitäten der verschiedenen Baumstandorte. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und der Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungsgebieten im Lahnenwiesgraben wurde ein Zeitintervall von 20 Jahren gewählt.

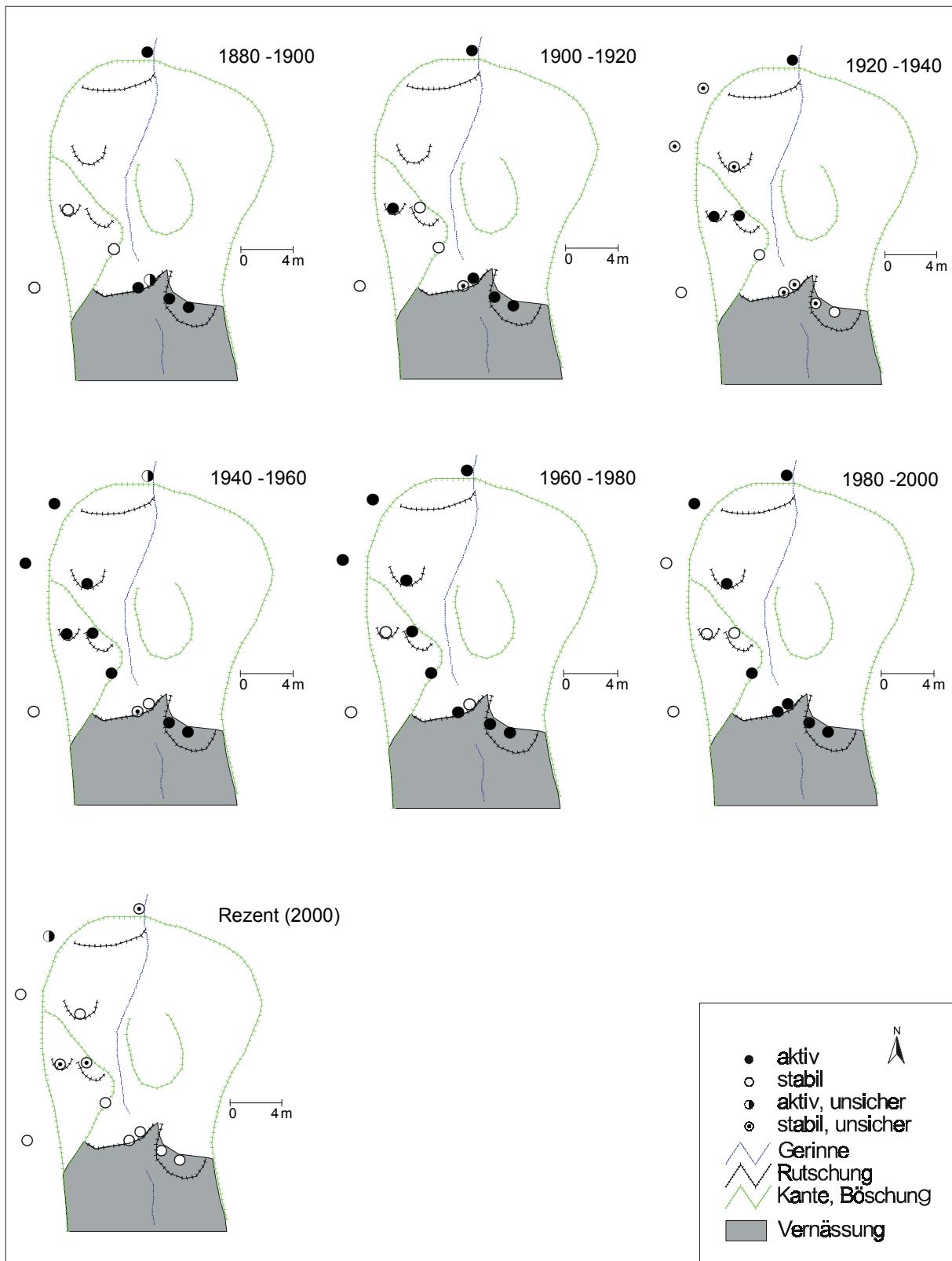


Abb. 34: Bewegungsaktivität am Standort Anbruch Enning 1880-2000.

Die Darstellung der Bewegungsaktivität im Kartenbild liefert auf Basis des 20-jährigen Intervalls einen guten Einblick in die Gesamtentwicklung. Berücksichtigt man, dass die Bäume auf den 1999 abgegangenen Rutschungen (heute am Rand der Vernässung) zuvor an der oberen Abrisskante standen, ist hier in den 40 Jahren von 1880-1920 ein Aktivitätsschwerpunkt zu erkennen. Zwischen 1920 und 1940 ist der Anbruch relativ stabil. Die Jahre 1940-80 sind von starker Aktivität an nahezu allen Standorten geprägt. Eigentlich ist die Aktivität von 1980-2000 relativ gering, jedoch erscheint aufgrund der Translationsrutschungen an fünf Baumstandorten eine starke Aktivitätsspitze. Im Jahr 2000 (rezent) kommt die Hangdynamik vorerst zur Ruhe.

6.3.2.3 Zusammenfassung

Mit Hilfe der dendrochronologischen Analyse von 12 Fichten am Standort Anbruch Enning konnten folgende wesentliche Fakten festgestellt werden:

- Ab 1833 konnte Hangdynamik festgestellt werden (Baum S 4). Infolge mächtiger Translationsrutschungen im Jahr 1999 kommt es vorerst zur fast vollständigen Formungsruhe.
- Die Hangdynamik unterliegt einem Wechsel von stabileren und aktiveren Phasen und ist räumlich differenzierbar. Die Aktivitätsspitzen 1882-89, 1947-66 und 1995 (+/-2)-1999 sind hier besonders hervorzuheben. Zwischen 1920 und 1940 ist die größte Stabilität der vergangenen ca. 170 Jahre zu beobachten.
- Es handelt sich um teils lang anhaltende Kriechbewegungen, welche vielfach in Translations- und Rotationsrutschungen münden.
- Außerhalb des rezenten Anbruchs (Bäume 4 bis 7) und auf einer alten Bewegung innerhalb (Bäume 1 bis 3) konnte eine Initiierung der Hangdynamik von oben nach unten rekonstruiert werden.
- Als Ursachen für die Bewegungen sind ein ganzjähriger Wasserüberschuss in Verbindung mit stark tonigem Bodensubstrat und einer geologisch bedingten Scherfläche in etwa 50 cm Tiefe, sowie Jahrhunderte andauernde Alm- und Waldbeweidung durch Huftiere zu sehen.

6.3.3 Testfläche FP 31 (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 26752, Hochwert: 52 64989; Oberer Lahnenwiesgraben, unterhalb großes Hangmoor
- Höhe: 1320-1345 m NN
- Fläche: ca. 2000 m²
- Geologie: Fernmoräne, postglazialer Hangschutt
- Boden: Rendzina, Rendzina-Braunerde
- Hydrologie: keine Staunässe, eventuell Hangzugswasser vom oberhalb gelegenen Hangmoor, kein Wasseraustritt an GOK
- Vegetation: Gräser, lichter Fichtenbestand, keine Feuchtigkeitszeiger
- Prozess: Kriechen und Rotationsrutschung

Arbeiten:

- Aufnahme Geomorphologie, Hydrologie
- Vermessung, Hangprofil
- Anlage einer Catena mit 16 Bohrungen im Hangmoor (oberhalb)
- Beprobung und Analyse von 12 Fichten

6.3.3.1 Rahmenbedingungen

Entlang des Sulzgrabens (Kartenbezeichnung für die Tiefenlinie zwischen Zusammenfluss von Fleckgraben und Roter Graben und Mündung des Stepberggrabens bei 1144 m NN) treten besonders am orographisch linken Ufer zahlreiche aktive und inaktive Uferanbrüche auf. Ausgehend von einem Uferanbruch werden oberhalb gelegene Hangbereiche destabilisiert und es entstehen z.T. großflächige Muschelanbrüche.

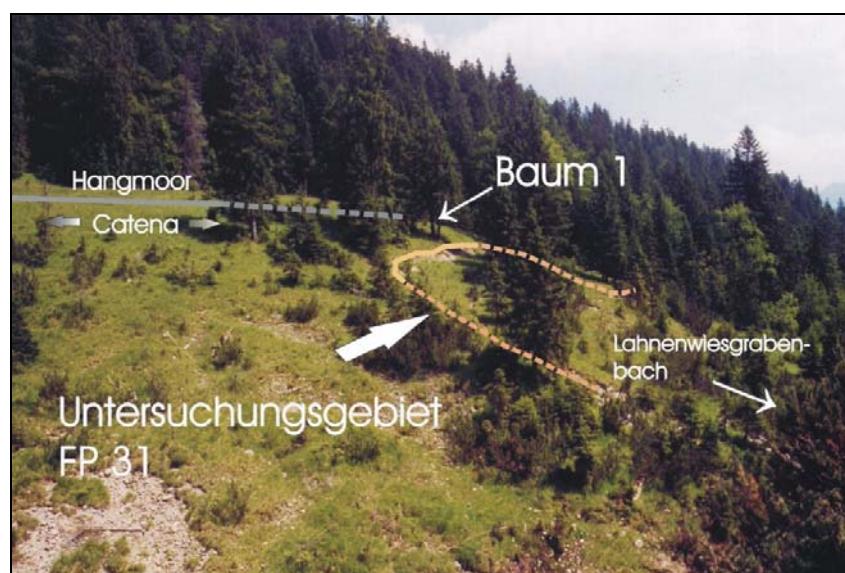


Abb. 35: Das Untersuchungsgebiet FP 31.

Das Untersuchungsgebiet FP 31 (Abb. 35) wurde ausgewählt, da die naturräumliche Ausstattung und der Charakter der Hangdynamik repräsentativ für die Unterhänge des Sulzgrabens sind.

Staffelartig auftretende Anrisskanten weisen auf Kriechbewegungen und Rotationsrutschungen in stark kiesigen Sedimenten mit toniger Matrix hin. Bei den Sedimenten handelt es sich um Fernmoränenmaterial und postglazialen Hangschutt. Im Gegensatz zum Standort Anbruch Enning ist für die Massenbewegungen keine präformierte Gleitfläche verantwortlich.

Für die dendrogeomorphologische Analyse wurden zwölf Fichten beprobt und analysiert. Die Verteilung der Bäume (Abb. 36) ermöglicht eine Rekonstruktion der Hangdynamik besonders im oberen Anrissbereich. Im unteren Teil handelt es sich um einen rezent inaktiven Uferanbruch mit aufkommenden Jungfichten und nur vier brauchbaren älteren Exemplaren (Bäume 8 bis 11). Der ehemals aktive Uferanbruch bewirkte eine rückwärtschreitende Destabilisierung des Hanges, welche bis heute anhält und mittels der Bäume 1 bis 7 und 12 datiert werden kann. Besonders in westlicher Richtung (flussaufwärts) sind große Hangbereiche morphodynamisch aktiv, doch lässt ein sehr spärlicher Baumbestand keine Untersuchungen zu.

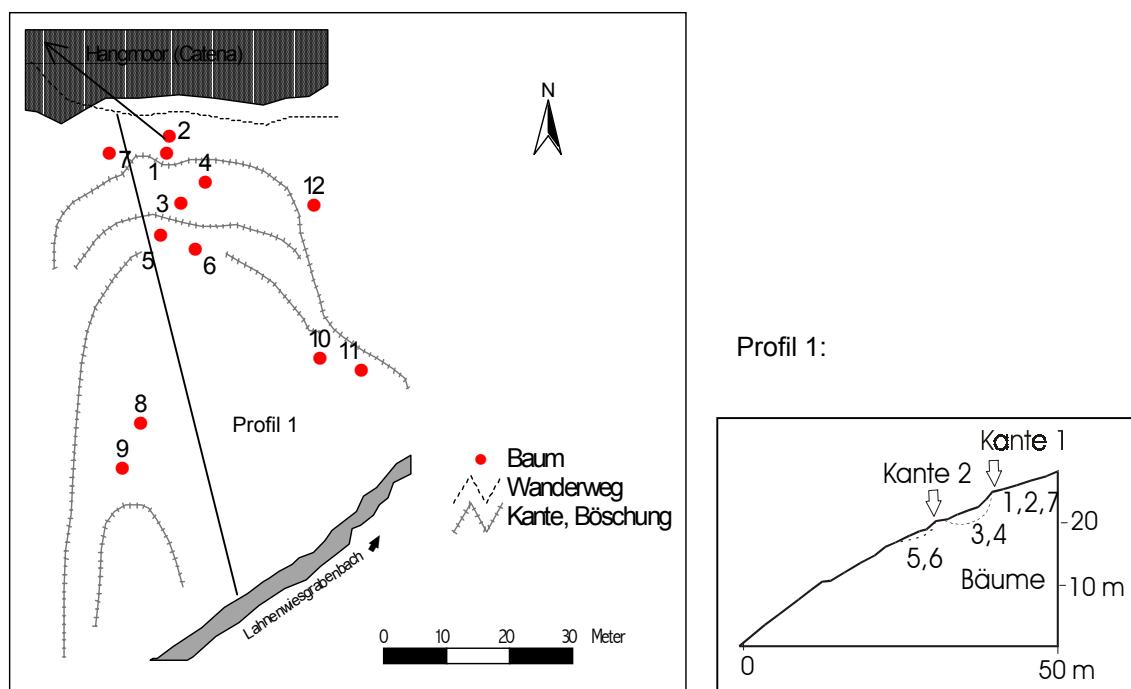


Abb. 36: FP 31 – Baumstandorte, Morphologie und Hangprofil.

Das Hangprofil lässt eine unruhige Morphologie erkennen und weist zwei Bewegungskörper mit den Bäumen 3 und 4 bzw. 5 und 6 unterhalb der Anrisskante 1 (Bäume 1, 2, 7) aus. Die

oberste Anrisskante des Anbruchs (Kante 1) mit einer Sprunghöhe von bis zu 70 cm (46° Neigung) ist vegetationslos und deutet auf aktive Erosion hin. Die zweite Kante ist weniger ausgeprägt und oberhalb der Bäume 5 und 6 vollständig mit Gräsern zugewachsen. Jedoch sind westlich von Baum 5 (ca. 10 m) kleine Bodenrisse zu erkennen, was auf Instabilität hinweist. Unterhalb kommt es rezent zum Abscheren flacher Grasschollen.

Als Ursache für die Bewegungen gilt in erster Linie ein ehemals aktiver Uferanbruch. Auch die Jahrhunderte andauernde Wald- und Almbeweidung hat ihren Teil zur Destabilisierung beigetragen, ist jedoch nicht ausschlaggebend. Wenige Meter oberhalb der Bäume 1, 2, 7 endet ein ausgedehntes Hangmoor mit starker Vernässung. Unterhalb, also im Bereich des gesamten Anbruchs, treten keine Vernässungserscheinungen auf. Diese Situation ist auch westlich und östlich davon zu beobachten.

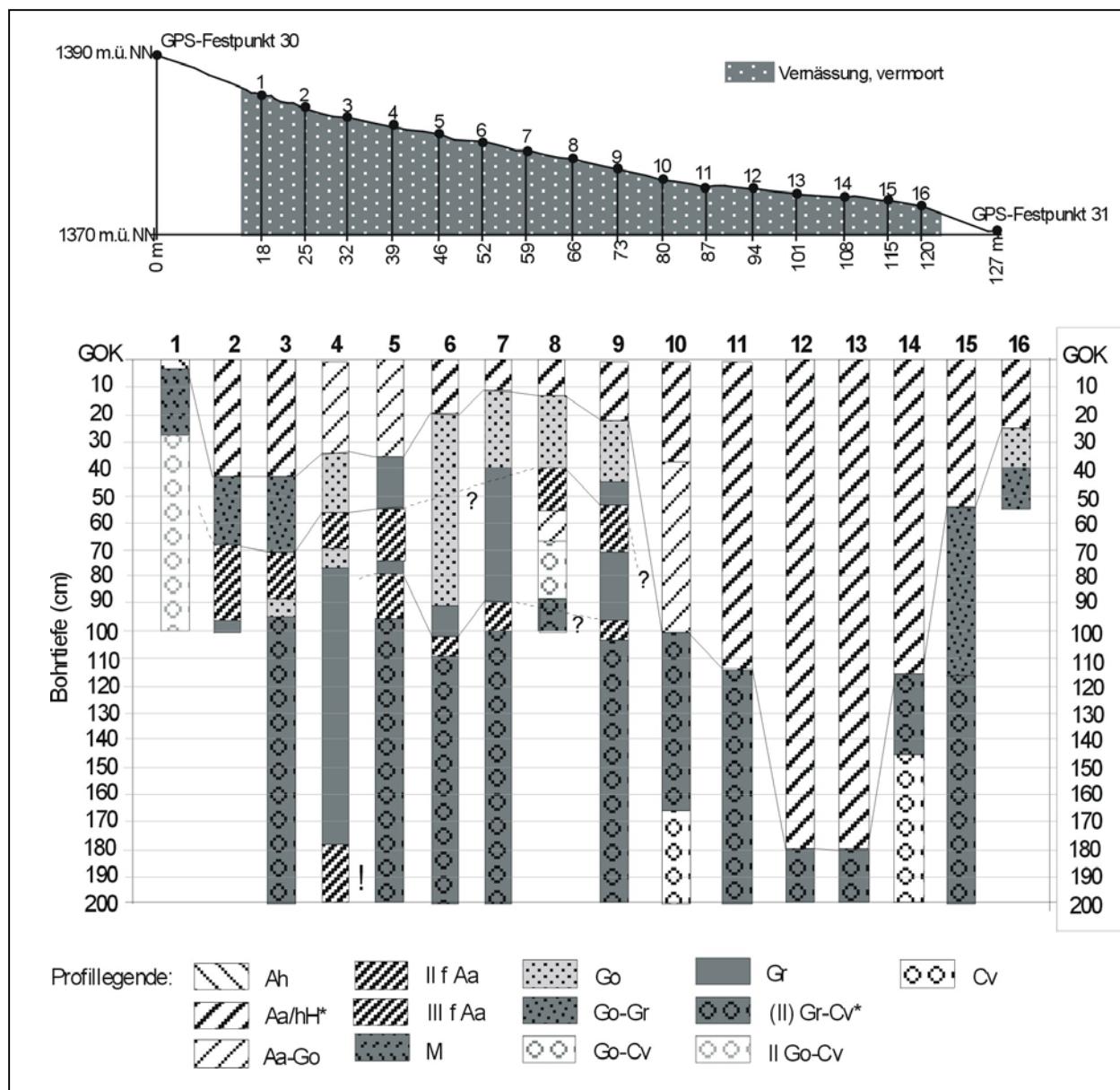
Die Annahme, dass Hangzugswasser vom Hangmoor in den Anbruch infiltriert und für Massenbewegungen verantwortlich ist, wäre durchaus berechtigt. Pürkhauer-Bohrungen (1 m) weisen jedoch keine hydromorphen Merkmale auf. Tiefere Bohrungen waren nicht möglich, da das Rammkernsondierset nicht einsetzbar und das Eijkelkamp-Bohrgestänge aufgrund des kiesigen Sediments ungeeignet war. Eine Catena sollte weitere Erkenntnisse liefern.

6.3.3.2 Catena im Hangmoor am Standort FP 31

Um die Frage zu beantworten, ob das Hangmoor auch als Ursache für die Massenbewegungen im Anbruch unterhalb gilt, wurden Bohrungen im Hangmoor abgeteuft (Abb. 37).

Zwischen zwei GPS-Punkten, welche außerhalb der Vernässung liegen, wurden 16 Eijkelkamp-Bohrungen als Catena niedergebracht. Die Lage der Catena ist in der Übersichtskarte (Abb. 36, siehe oben) angedeutet. Der GPS-Festpunkt 31 entspricht Baum 2. Der Abstand der Bohrungen beträgt 6-7 m. Da z.T. Bohrhindernisse auftraten (Steine) oder einheitliches Substrat ein tieferes Bohren nicht sinnvoll erscheinen ließ, liegt die maximale Bohrtiefe bei zwei Metern.

Es wurden ausschließlich Felduntersuchungen gemacht, da der stratigraphische Aufbau bzw. die Untergrenze der mächtigen Horizonte mit organischem Material im Vordergrund stand. Entnommene organische Proben aus fossilen A-Horizonten wurden bisher nicht ^{14}C -datiert, sodass keine Aussagen über die Verschüttung der f Aa-Horizonte möglich sind.



* : Arbeitsbezeichnung (siehe Textteil)

Abb. 37: Catena am Standort FP 31 – Hangprofil mit Bohrpunkten (oben) und stratigraphischer Aufbau der Eijkelparkbohrungen 1 bis 16 (unten). Die Schraffur für II f Aa und III f Aa ist identisch, da somit ihr mehrfaches Auftreten visuell eindrucksvoller erscheint. Ihre Unterscheidung geht aus dem jeweiligen Profilaufbau hervor.

Da Laboranalysen bezüglich bodenanalytischer Standardwerte fehlen, sind die Horizontbezeichnungen als Arbeitsbezeichnungen zu werten. Die Arbeitsbezeichnung Aa/hH wurde gewählt, da der Anteil an organischer Substanz (>/< 30% Masse) nicht zu bestimmen war. Somit wurde nicht zwischen einem anmoorigen A-Horizont und einem Hochmoor-Torfhorizont unterschieden. Bei den Profilen 11-14 handelt es sich wahrscheinlich um einen hH-Horizont, an den ein Gr-Cv anschließt. Per Definitionem würde es sich dann um einen Schichtwechsel handeln (vgl. AG BODEN 1994 S. 215, „Hochmoor-Gley“). Aus diesem

Grund taucht in der Profillegende die Arbeitsbezeichnung (II) Gr-Cv auf. Auch die Horizontmächtigkeit gilt als Unterscheidungsmerkmal zwischen anmoorigen Böden und Torf. Jedoch ist die Horizontbezeichnung wiederum abhängig vom Anteil an organischer Substanz. Die Hangneigung im Bereich der Bohrungen liegt zwischen 4° und 18°. Während der Schneeschmelze und nach starker Wassersättigung durch Regen findet Oberflächenabfluss statt. Dabei kommt es zur Verlagerung von mineralischem Material und zur Infiltration desgleichen in die Oberbodenhorizonte.

Trotz des geringen Umfangs der Untersuchungen konnten nicht vermutete, überaus interessante Beobachtungen gemacht werden.

Es kommt mehrfach zu Schichtwechseln, wobei teils zwei fossile Aa-Horizonte von Mineralboden überlagert werden (Profile 2 bis 9). Ab Profil 9 treten keine f Aa-Horizonte mehr auf, d.h. im unteren Hangbereich zwischen 73 und 120 m kam es zu keinen Materialverlagerungen.

Zwischen Bohrung 10 und 16 ist eine 180 cm tiefe Hohlform zu erkennen, welche mit humosem Material aufgefüllt ist. Die Hangneigung erreicht in diesem Bereich nur noch max. 8° (meist 4 bis 5°). Es ist an der GOK rezent eine Verflachung ab Bohrung 10 zu erkennen. Nach Bohrung 16 endet die Vernässung und das Gelände wird deutlich steiler. Die mächtige Humusakkumulation über einem (II) Gr-Cv-Horizont weist auf eine sehr lange, ununterbrochene Hangstabilität hin.

Betracht man die Obergrenzen der (II) Gr-Cv-Horizonte, so ist vielfach eine Tiefe um 100 cm zu beobachten. Hier lag die ursprüngliche GOK bevor es zu Humusablagerungen kam. An den Profilen 2, 3, 5, 6, 7 und 9 trat zunächst ein Aa-Horizont mit einer max. Mächtigkeit von 25 cm auf, der jedoch verschüttet wurde. An den Profilen 5 und 9 tritt ein weiterer f Aa-Horizont auf, was auf eine erneute Sedimentationsruhe hindeutet, die sonst nicht auftritt (Bäume 10-16 ausgenommen). Nach einer weiteren Verschüttung wird letztendlich der Oberbodenhorizont gebildet. Das Profil 4 scheint ein Sonderfall zu sein, da hier in 180 Tiefe (!) ein III f Aa-Horizont auftritt. Da in dieser Tiefe bei keiner anderen Bohrung humoses Material erbohrt wurde, handelt es sich entweder um einen Bohrfehler, um eine Besonderheit oder es muss vermutet werden, dass organisches Material bei anderen Profilen unterhalb von 200 cm zu finden ist. Das Gr-Cv-Substrat aller Bohrungen beinhaltet jedoch (kanten)gerundete Kiesel, während alle darüber liegenden Mineralbodenhorizonte kein Grobkorn aufweisen. Bei Bohrung 4 wurde offensichtlich kein Gr-Cv-Material erbohrt. Ein Stein bei ca. 200 cm verhinderte jedoch ein tieferes Bohren.

Bei den Profilen 5 (ca. 120 cm), 7 (bei 130-170 cm), 8 (bei 85 cm) und 9 (bei 170 cm) konnten Wurzelstücke erbohrt werden, was auf eine ehemalige Bewaldung der heute baumlosen Vernässung hindeutet. Die Tiefe der Holzfunde im (II) Gr-Cv-Horizont weist auf eine Bewaldung vor Einsetzen der Verschüttung(en) hin.

Eine zeitliche Einordnung ist ohne ^{14}C -Datierungen und lebende Bäume kaum möglich. Da die Bildung von Torfkörpern bzw. stark humosen Aa-Horizonten ein Auftreten von Massenbewegungen nahezu ausschließt, könnte man bei Kenntnis jährlicher Torfzuwachsrate zum mindesten die Dauer von Stabilitätsphasen bestimmen. In Mitteleuropa liegen die jährlichen Torfzuwachsrate bei 0,5 bis 1,5 mm (SUCCOW 1986). D.h. bei einer Torfhöhe von 180 cm, wie im Profil 12, wurden zum Aufbau 1200-3600 Jahre benötigt. Kürzere Stabilitätsphasen, die zum Aufbau von 10 cm f Aa Horizont wie bei Bohrung 6 oder 9, hätten bei den vorgegebenen Zuwachsrate 67-200 Jahre gedauert, was angesichts der rezent ungünstigen Bildungsbedingungen für Torf durchaus zu erwarten ist.

Bei besonders günstigen hydrologischen Bedingungen konnte jedoch in der Rhön unter rauem niederschlagsreichen Mittelgebirgsklima ein Torfzuwachs von einem Meter in nur 70 Jahren beobachtet werden (SUCCOW 1986), was einem Zuwachs von ca. 1,4 cm pro Jahr entspricht (für 180 cm 129 Jahre). Das erscheint am Standort FP 31 absolut unrealistisch. Weitere Bohrungen und insbesondere Kohlenstoffdatierungen wären im Rahmen einer paläökologischen Neubearbeitung erstrebenswert.

Die eingangs gestellte Frage, ob die große Vernässung oberhalb des Anbruchs Auswirkungen auf die untersuchten Massenbewegungen hatte, kann verneint werden.

Die geologischen Voraussetzungen grenzen die Vernässung offensichtlich ein. Dichtgelagertes Lockersediment aus Fernmoränenmaterial (Quarze und Feldspat in den Bohrungen) steigt ab Bohrung 14 bis an die Oberfläche zwischen Bohrung 16 und GPS-Festpunkt 31 an und bildet einen Riegel. Das zu erwartende Hangzugswasser im Bereich des Anbruchs ist keinesfalls oberflächennah. Entweder tritt es in großer Tiefe auf und hat somit keinen Einfluss auf die dendrogeomorphologisch datierbaren Oberflächenformen oder es ist zu geringfügig, um in Erscheinung zu treten. Da an dieser Stelle keine Bewegungsmessungen der Universität Erlangen unternommen wurden, kann die Vermutung einer sehr tiefgründigen Kriechbewegung des gesamten Hanges nicht bestätigt werden.

6.3.3.3 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen

Für die Analyse der Hangdynamik liegt das Probenmaterial von insgesamt 12 Fichten vor. Betrachtet man die Reaktionen aller Bäume ohne eine räumliche Differenzierung, so erscheint ein recht eindeutiges Bild bezüglich der Hangaktivität am Standort FP 31 (Abb. 38). Da keine älteren Bäume zur Verfügung standen, reicht ein maximaler Rückblick bis ins Jahr 1860.

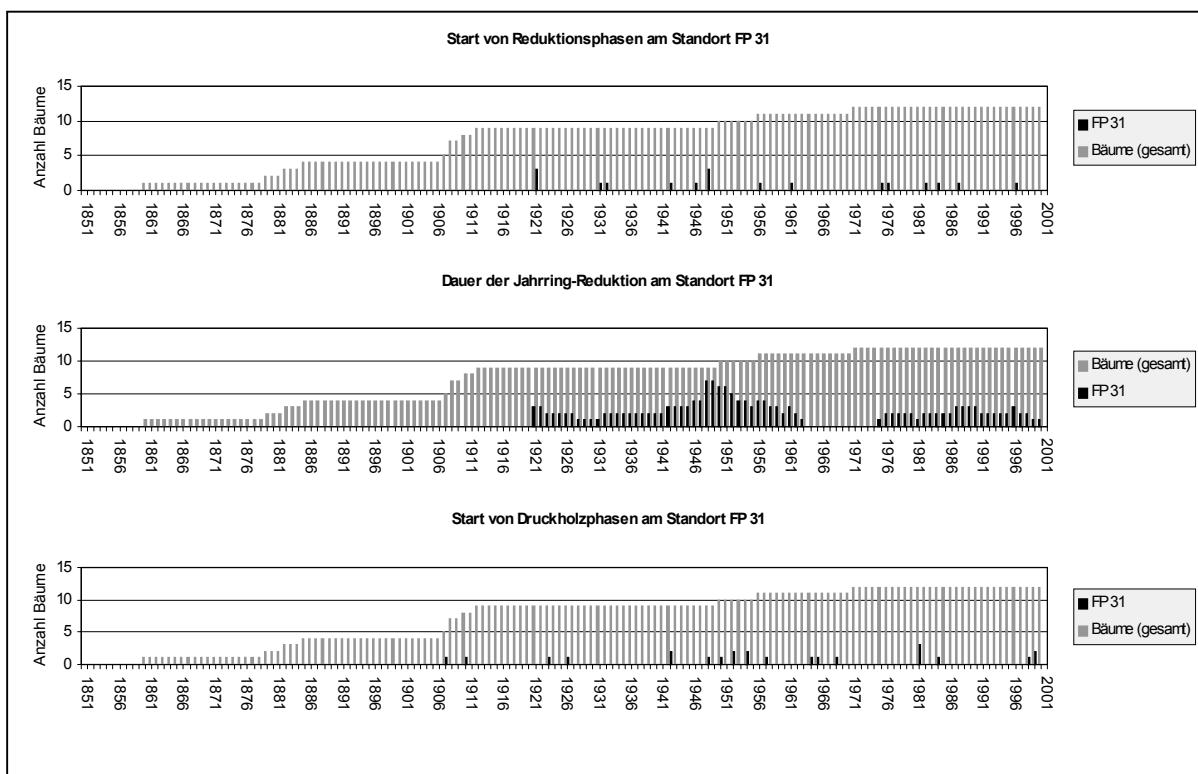


Abb. 38: Standort FP 31 – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).

Zwar treten 1907 und 1910 Druckholzjahre (unteres Diagramm) auf, doch setzt eine Reduktion erst im Jahr 1921 ein. Hier beginnen Reduktionsphasen an drei von neun Bäumen (oberes Diagramm), was erneut im Jahr 1946 beobachtet werden kann. Des weiteren ist eine Häufung von Startjahren für Reduktionen zwischen 1975 und 1987 zu erkennen. Im mittleren Diagramm zeigt sich ein abrupter Beginn der Reduktionen ab 1921, der in eine Aktivitätsspitze 1948-49 gipfelt. Zu diesem Zeitpunkt sind 77,8 % (!) aller beprobten Bäume reduziert, also von Massenbewegungen beeinflusst. Die Bewegungen kommen zum Erliegen und zwischen 1964 und 1974 herrscht Stabilität.

Erst 1975 beginnt eine zweite Aktivitätsphase, die jedoch insgesamt schwächer ist als die erste von 1921-1963. Rezent scheint sehr wenig Hangdynamik stattzufinden, da lediglich ein Baum ein reduziertes Wachstum aufweist.

Bei mehreren Bäumen beginnen Druckholzphasen zwischen 1948 und 1957. Hier ist ein deutlicher Zusammenhang zum Abflachen der Reduktionen nach der Spitze 1949 zu erkennen. Massenbewegungen (Kriechen, Rutschungen) führten zu Baumschiefstellungen, die mittels Druckholzbildung ausgeglichen wurden. Hier ist ferner eine kurze Dauer der Bewegungen zu vermuten. Der Gesamtüberblick liefert also folgende Erkenntnisse zur Hangdynamik an diesem Standort:

- vor 1921 ist der untersuchte Hangbereich stabil
- 1. Aktivitätsphase von 1921-1963 (abrupter Beginn der Bewegungen)
- Stabilitätsphase 1964-74
- 2. Aktivitätsphase von 1975-2000
- deutliche Aktivitätsspitze 1948-49 (77,8 %)
- heute sehr schwache Aktivität

Um die raum-zeitliche Differenzierung der Bewegungen zu rekonstruieren, bedarf es der genaueren Betrachtung einzelner Baumstandorte.

Mit Hilfe der Bäume 1 bis 7 und 12 lässt sich die Hangdynamik im oberen Teil des Anbruchs rekonstruieren (Tab. 14). Das Alter aller Fichten übersteigt 90 Jahre.

Tab. 14: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche FP 31 (Bäume 1-7 und 12). Die Kernentnahme fand bei allen Bäumen am 18.08.2000 statt.

FP31/ Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion	Druckholz
1.1 1.2	hangauf	an Abrisskante, Wurzeln z.T. freigelegt, am Wanderweg	0,6	>96	1948-1949 1975-1996	1950-1952 1954-1957
2	hangauf	2 m über Abrisskante, trotz DH z.T. schwache Reduktion	1,10	>90		1952-1957 1957-1999
3	hangauf	Scholle 1, unterhalb liegt Abrisskante 2	1,15	140*	1931-1957	1998-1999
4	hangauf	stark schief, Wurzeln z.T. freigelegt in Abrisskante 2, 1957-99 DH bei zunehmender Reduktion.	0,70	>93	1946-1951 1991-2000	1942-1945 1952-1999
5	hangab	auf Scholle 2	0,5	>93	1921-27 1942-1955	1954-1958
6.1 6.2	hangauf/ parallel	gewunden, Übercompensation?, 6-2 ist 1924-28 und 1951-60 reduziert	1,45	113*	1921-22 1982-1983	1923-1930 1942 1948-1981 1984-2000
7.1 7.2	gerade	oberhalb oberster Abrisskante	1,68	>94	1948-1954 1984-1990	
12	gerade	Östlich vom Rutschbereich	1,25	117*	1948-1959	1907

Aus den Baumdaten geht eine beginnende Reduktion bei den Bäumen 5 und 6 im Jahr 1921 hervor. Bei Baum 6 wird bereits ab 1923 Druckholz ausgebildet, was auf eine Schiefstellung hindeutet. Beide Bäume stehen auf einer erkennbaren Scholle unterhalb Kante 2, die 1921 durch Kriechbewegungen mit anschließender Rotationsrutschung entstand. Die Reduktion 1931-1957 von Baum 3, welcher gemeinsam mit Baum 4 auf der Scholle oberhalb steht, ist als Kriechbewegung infolge der Destabilisierung unterhalb zu werten. Ein Zusammenspiel der Dynamik ist bei diesen Schollen auch ab 1942 zu beobachten. Im Jahr 1946 verstärkt sich die Reduktionsphase bei Baum 3 und Baum 4 erfährt einen deutlichen Bewegungs-impuls, welcher letztendlich zu einer langen Druckholzphase ab 1952 führt. Offensichtlich beeinträchtigen die Bewegungen von 3 und 4 die Bäume oberhalb. Denn die Fichten 1 und 7 zeigen ab 1948 ein reduziertes Wachstum, was auf Bewegungen hindeutet. Auch Baum 12, der nicht unmittelbar an der Abrisskante 1 steht, zeigt zwischen 1948 und 1959 Reduktion. Bei Fichte 2 tritt ab 1952 ohne vorherige Reduktion eine lange Druckholzphase, die sich ab 1957 abschwächt, ein. Aufgrund der Nähe zu Baum 1 und dessen Reaktion ab 1948 ist hier ein Zusammenhang zu vermuten. Im Anschluss an die aktive Phase am Ende der 1940er Jahre kommt die Hangdynamik zum erliegen. Die Ausführungen bis hierher zeigen deutlich den Charakter einer rückschreitenden Hangdestabilisierung.

Ab 1975 jedoch entsteht infolge einer Wiederbelebung der Bewegungen bei Baum 1 ein diffuses Bild, was nicht mehr dem vorherigen Wirkungsgefüge entspricht. Nacheinander treten bei Baum 6, Baum 7, Baum 4 und zuletzt auch Baum 3 Reaktionen auf. Die Aktivität der Scholle, auf der 3 und 4 ab 1991 in Bewegung sind, zeigt sich im Gelände an der vegetationslosen Anrisskante 1. Wurzeln von Baum 1 wurden freigelegt und hängen in die Anrisskante hinein. Da Baum 1 jedoch ab 1996 keine Reduktion aufweist, gibt es zwei Deutungsmöglichkeiten bezüglich der Wurzelfreilegung. Der Baum hat noch nicht darauf reagiert oder die Freilegung fand bereits früher, nämlich im Rahmen der Reduktionsphase von 1975-96, statt.

Die Bäume 8, 9, 10 und 11 sind die einzigen für eine dendrogeomorphologische Auswertung brauchbaren Fichten im unteren Teil des Anbruchs (Tab. 15).

Besonders 8 und 9 sind recht jung, klein gewachsen und stehen exponiert im Wiesenhang. Die Analyse dieser Bäume bezüglich Kriech- und Rutschbewegungen ist somit erschwert bzw. unangebracht, da Schneedruck und abgehende Schneebretter Reduktion und Druckholzbildung zusätzlich hervorrufen können. So sind die Druckholzphasen ab 1981 an beiden Bäumen sehr wahrscheinlich durch Schnee verursacht worden. Auch die Druckholzjahre 1999-2000 (Baum 8) und 1910-11 (Baum 11) wurden durch Schnee hervorgerufen. Da Baum 9 während der Reduktionsphase 1996-2000 bereits mehr als 45 Jahre alt ist, scheint dieser Standort rezent morphodynamisch aktiv zu sein.

Tab. 15: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche FP 31 (Bäume 8-11). Die Kernentnahme fand bei allen Bäumen am 18.08.2000 statt.

FP31/ Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion	Druckholz
8	hangab	Schneedruck !	0,35	36*		1981-1986 1999-2000 ?
9	hangab	unterhalb 31/8, Schneedruck ?	0,60	>49	1956-1961 1996-2000	1926-1963 1968-1970 1981-1986
10	hangab	Schneedruck ?, Schollenmosaik	0,27	>50	1961-1963 1976-1980 1987-1998	1964-1971 1981-1986 1999
11	hangab/ parallel.	Vergleich mit Baum 10	0,56	>118	1921-1930 1932-1963	1910-1911 1965-1971

Baum 10 steht rezent innerhalb eines Schollenmosaiks. Im Anschluss an drei Reduktionsphasen treten Druckholzphasen auf. Diese Tatsache und der im Gegensatz zu 8 und 9 geschütztere Standort deutet auf Kriech- und Rutschbewegungen hin. Ob die Druckholzphase 1981-86, wie bei 8 und 9 durch Schnee verursacht wurde und nur eine Unterbrechung der seit 1976 währenden Reduktion ist, kann nicht beantwortet werden.

Die bei Baum 11 auftretenden Reduktionsphasen ab 1921 und 1932 passen ins Bild der festgestellten Hangdynamik im oberen Bereich des Anbruchs bei Baum 5 und 3.

Die Abb. 39 befasst sich mit den Bewegungsaktivitäten der verschiedenen Baumstandorte. Aus Gründen der Übersichtlichkeit und der Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungsgebieten im Lahnenwiesgraben wurde ein Zeitintervall von 20 Jahren gewählt.

Auch bei dieser groben zeitlichen Darstellung der Hangdynamik lässt sich eine starke Aktivitätsphase zwischen 1920 und 1960 erkennen. Unter Berücksichtigung aller gewonnenen Erkenntnisse tritt die oben erwähnte zweite Phase, welche hier im Zeitfenster 1980 bis 2000 dargestellt ist, stark abgeschwächt auf. Für drei Bäume im unteren Bereich des Anbruchs musste die Signatur für 'aktiv, unsicher' gewählt werden, da diese Bäume sehr wahrscheinlich einer Störung durch Schneedruck unterliegen.

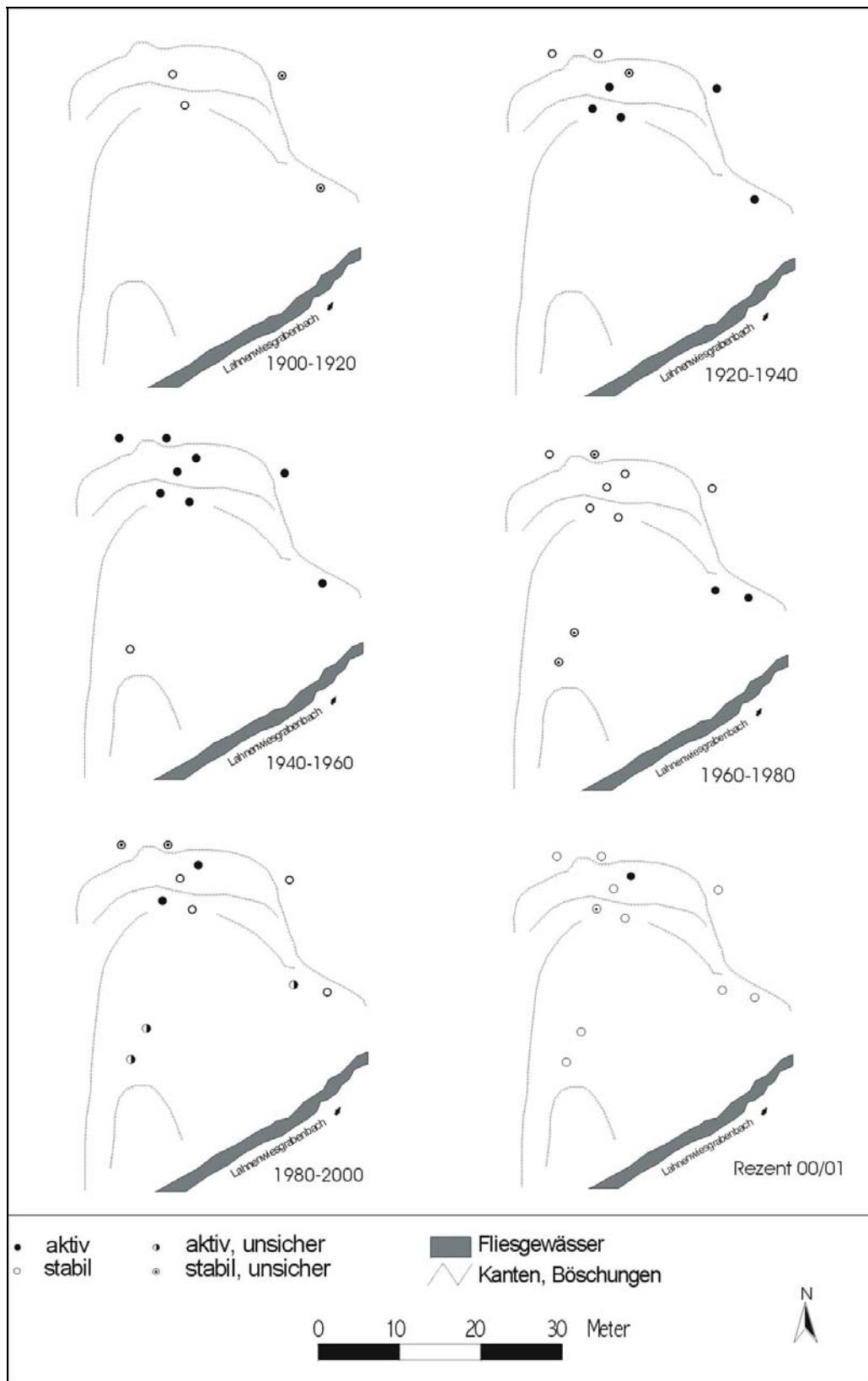


Abb. 39: Bewegungsaktivität am Standort FP 31

6.3.3.4 Zusammenfassung der Auswertungen am Standort FP 31

Die dendrogeomorphologische Analyse von 12 Fichten ermöglichte eine Aufschlüsselung der Hangdynamik ab 1860. Nach einer langen Stabilitätsphase ohne erkennbare Baumreaktionen auf Massenbewegungen kommt es im Jahr 1921 zu einem abrupten Beginn von Kriech- und Rutschbewegungen. Diese erste Aktivitätsphase erreicht ihren Höhepunkt in den Jahren 1948-49 (77,8 %) und hat zu diesem Zeitpunkt auch die Obergrenze des heutigen Anbruchs (Kante 1) erreicht. Anschließend flacht die Dynamik ab und zwischen 1964 und 1974 stellt sich Stabilität ein. Die Datierungen lassen deutlich ein Rückschreiten der Hangdenudation erkennen.

Ab 1975 leben die Bewegungen neu auf. Wobei besonders bei drei jüngeren Fichten der Einfluss von Schneedruck zu vermuten ist, sodass man ohne eine detaillierte Betrachtung der Baumstandorte auf eine zweite, starke Aktivitätsphase schließen könnte. Tatsächlich erscheint die Hangdynamik relativ schwach und tritt maximal bei 3 von 12 Bäumen auf (25 %). Rezent ist der Anbruch nur an einem Standort schwach aktiv, wobei auftretende Bodenrisse und kleine Grasschollen auf weitere Dynamik hindeuten.

Initiiert wurden die Bewegungen von einem alten, heute mit Gräsern und Jungfichten bewachsenen Uferanbruch, der zunehmend die oberen Hangbereiche destabilisierte. Eine große Vernässung unmittelbar oberhalb des Anbruchs wird durch einen Sedimentriegel abgeblockt. Somit kann Hangzugswasser, wie es an diesem Standort eigentlich zu vermuten wäre, als weitere Ursache für die analysierten Massenbewegungen ausgeschlossen werden.

6.3.4 Nackental - TNT (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 27458, Hochwert: 52 65064; Oberer Lahnenwiesgraben
- Höhe: 1220-1270 m NN
- Fläche: ca. 0,3 km²
- Geologie: Fernmoräne, postglazialer Hangschutt
- Boden: Rendzina, Rendzina-Braunerde, Braunerde, Kolluvisol-Gley
- Hydrologie: große Vernässungszonen
- Vegetation: Feuchtgräser, Bergmischwald
- Prozess: Kriechen, Rotations- und Translationsrutschung, Murgang

Arbeiten:

- Vermessung, Hangprofil
- Aufnahme Geomorphologie, Hydrologie
- Bodenkartierung (zwei Schürfgruben)
- 12 Rammkernsondierungen
- Bewegungsmessungen (Uni Erlangen)
- Aufnahme von Uferanbrüchen und Bilanzierung (Zusammenarbeit mit Uni Erlangen)
- Beprobung und Analyse von 54 Fichten (69 Baumkerne)

6.3.4.1 Rahmenbedingungen

Dieses Untersuchungsgebiet wurde aus verschiedenen Gründen ausgewählt. Eine Vielzahl von schiefgestellten Fichten verspricht einen hohen Grad an Datierungsgenauigkeit und eine hohe Datendichte. Vermoorungen, Vernässung und das Auftreten unterschiedlicher Massenbewegungen, in erster Linie Kriechen und Rutschungen oberhalb zahlreicher Uferanbrüche zeigt ein repräsentatives Bild, wie es häufig in etwas kleinräumiger Form entlang der südexponierten Unterhänge des oberen Lahnenwiesgrabens zu beobachten ist. Des Weiteren ist das Untersuchungsgebiet deutlich von benachbarten instabilen Hangflanken abgrenzbar, was an zahlreichen anderen Standorten schwierig erscheint. Im Süden und Westen wird das Gebiet durch perennierende Gerinne begrenzt. Gegen Norden (bergauf) wird das vernässte Gelände durch trockene Standorte abgelöst. Der Umfang der Kriechbewegungen nimmt rasch ab. Im Osten ist das Untersuchungsgebiet durch (rezent) stabile Hangpartien begrenzt.

Da es für dieses Gelände keine offizielle Kartenbezeichnung gibt und unter den Projektarbeitsgruppen gelegentlich Verwirrung und Orientierungslosigkeit bezüglich des Arbeitsgebietes herrschte, musste eine eindeutige Bezeichnung gefunden werden. Eine auffällige morphologische Form – ein Nackental – war letztendlich namensgebend für das Untersuchungsgebiet. Da es in der heutigen Zeit üblich ist Begriffe, besonders im Sprachgebrauch, abzukürzen, entstand aus der Testfläche Nackental die Bezeichnung TNT.

Diese sehr eingängige Standortbezeichnung sollte jedoch nicht als Hinweis auf eingesetzte Arbeitsmethoden gewertet werden. Ob es sich bei dieser Geländeform morphogenetisch tatsächlich um ein Nackental handelt, sollen die angestellten Untersuchungen ergründen.

Die Testfläche Nackental ist mit ca. 0,3 km² das größte aller im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Teilgebiete. Zugleich wurden die größte Anzahl an Bäumen beprobt (54 Fichten) und die Aufnahme der Topographie gestaltete sich vergleichsweise umfangreich. Im Rahmen der pedologisch-stratigraphischen Untersuchungen an diesem Standort wurden 12 Rammkernsondierungen abgeteuft, zwei Schürfgruben angelegt und 49 Bohrungen mit der Bohrstange nach PÜRCKHAUER (1 m) niedergebracht.

Die Abb. 40 (vergrößert im Anhang) zeigt die wesentlichen Informationen zur Geomorphologie und Hydrologie. Zudem beinhaltet sie die Standorte der beprobenen Fichten und die Lage eines Hangprofils.

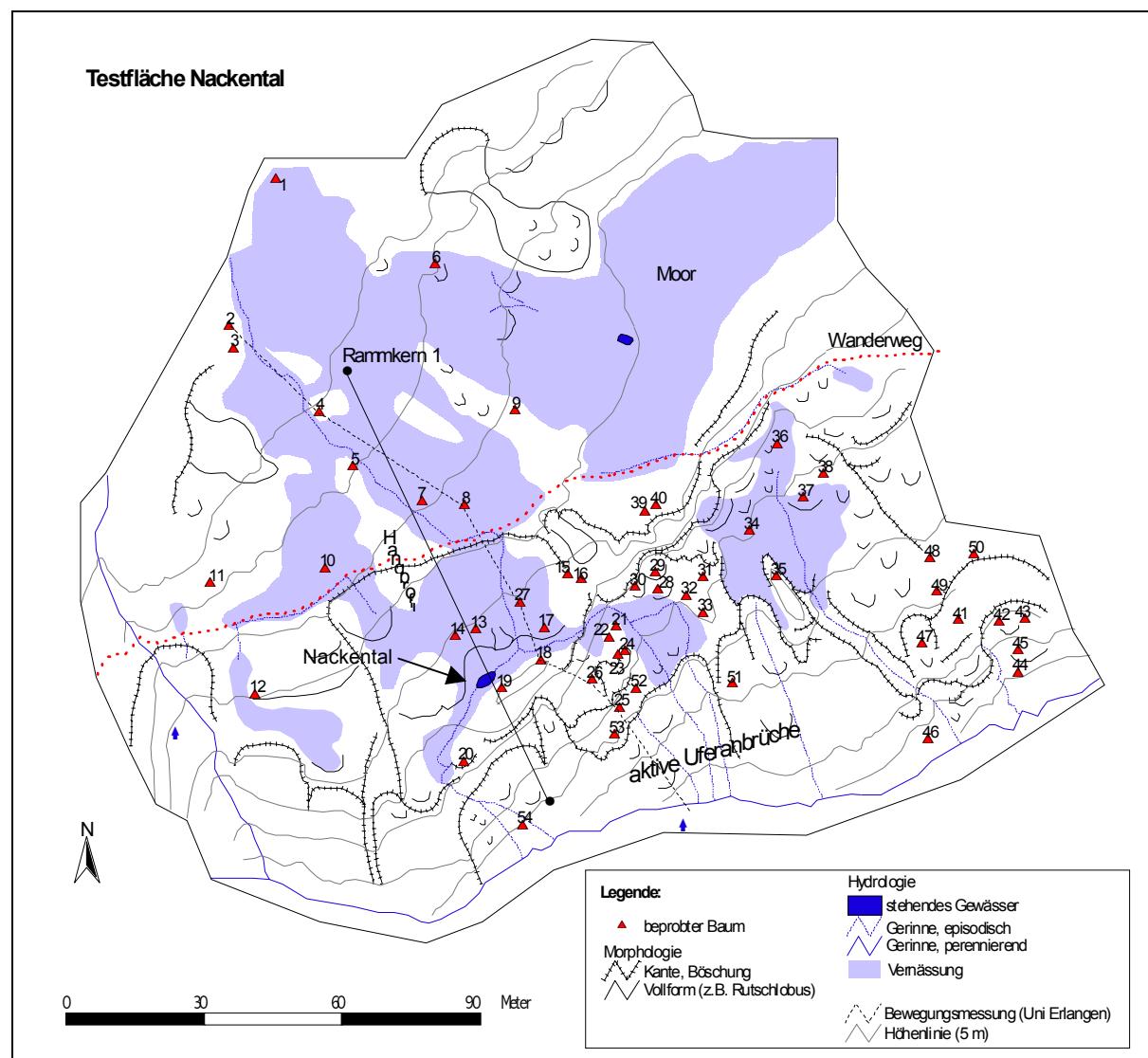


Abb. 40: Standort Testfläche Nackental – Morphologie, Hydologie und Baumstandorte.

Das Auftreten zahlreicher Anrisse, Kanten und Böschungen ist ein deutlicher Hinweis auf die Morphodynamik an diesem Standort. Geologisch betrachtet handelt es sich um tonreiche Lockersedimente aus Fernmoränenmaterial und postglazialem Hangschutt. Letzterer stammt vorwiegend aus Verwitterungsprodukten des oberhalb anstehenden Plattenkalks. Das gesamte Untersuchungsgebiet wird von großen Vernässungen durchzogen und an einer günstigen Geländeposition konnte sich sogar ein Hochmoor ausbilden. Die Gründe für den Wasserüberschuss in den Vernässungszonen sind vielschichtig. Aufgrund der geologischen Voraussetzungen besitzen die Sedimente einen hohen Anteil an Schluff und Ton (siehe Rammkernsondierungen, Anhang). Im Bereich des Plattenkalks am Mittel- und Oberhang treten keine oberirdischen Abflüsse auf. Infolge der Verkarstung dieses Gesteins gelangt zusätzliches Wasser der Schneeschmelze oder der Regenniederschläge in die Vernässungszonen des Untersuchungsgebietes. Nur ca. 200 m östlich des Untersuchungsgebietes kommt es zum Austritt einer Quelle. Die morphologisch-geologischen Rahmenbedingungen in diesem Bereich sind sehr ähnlich, sodass der vermutete hydrologische Input hier seine Bestätigung findet. Obwohl südexponiert, führt die Lage am Unterhang in Verbindung mit den steil aufragenden Hängen und Felswänden des Kramermassives am Gegenhang zur Minderung der Sonneneinstrahlung als Folge der Abschattung. So konnte z.B. beobachtet werden, dass das Untersuchungsgebiet bereits ab Mitte Oktober komplett abgeschattet war.

Die Aufnahme eines Hangprofils verdeutlicht den unruhigen, teils treppenartigen Hangaufbau (Abb. 41). Die Lage des Profils geht aus der Abb. 40 (siehe oben) hervor.

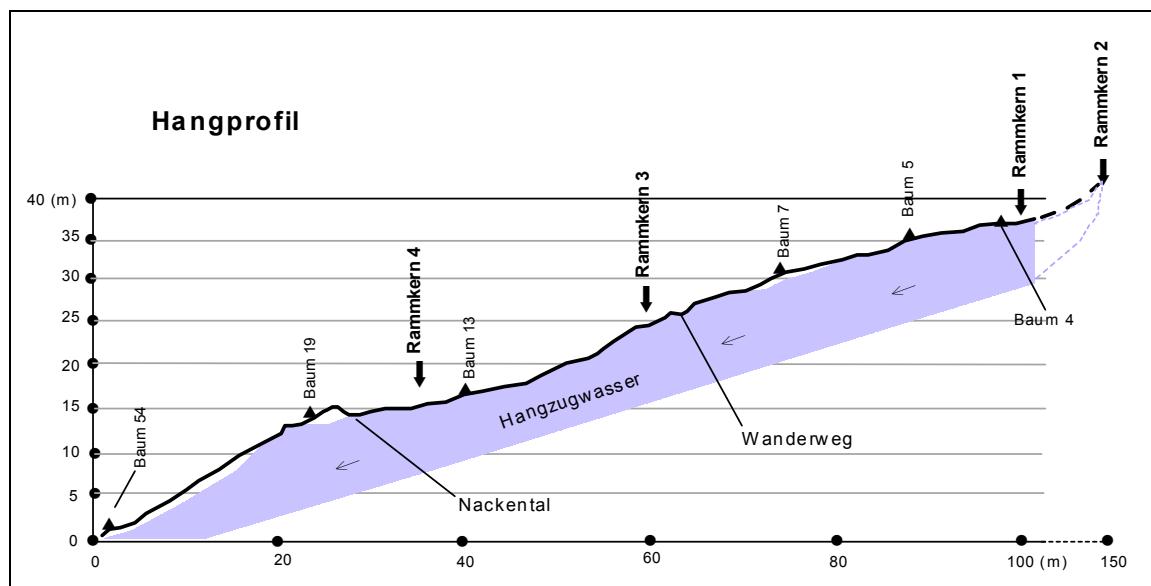


Abb. 41: Hangprofil am Standort Nackental. Vermessen wurde das Profil vom Lahnenwiesgrabenbach (0 m) bis auf die Höhe der Rammkernsondierung 1. Rammkern 2 befindet sich ca. 50m oberhalb von Rammkern 1. Das Hangprofil zwischen diesen Punkten wurde nicht eingemessen (Aufnahme/Bearbeitung: Koch 2000/2003).

Das Hangzugswasser konnte nur zur Geländeoberkante hin abgegrenzt werden. Trotz Rammkernsondierungen (1 bis 4 liegen im Profilverlauf) war es nicht möglich, eine Untergrenze auszumachen. Das Hangprofil zeigt eine weitreichende Vernässung an der Geländeoberfläche.

In den Vernässungszonen kommt es verbreitet zu Kriechbewegungen. Die Morphologie weist zusätzlich auf zahlreiche, meist alte Rutschkörper hin. Eine Konvergenzmessstrecke der geologischen Arbeitsgruppe der Universität Erlangen weist im Bereich der Vernässungen Bewegungsraten bis zu wenigen Zentimetern pro Jahr auf (mündl. Mitteilung Dipl. Geol. Keller 2003).

Entlang des Lahnenwiesgrabenbaches treten auf gesamter Breite des Untersuchungsgebietes Uferanbrüche auf. Zum Teil sind diese Anbrüche rezent aktiv, teilweise mit Gräsern bewachsen, also inaktiv. Zudem ist eine Widerbelebung alter Uferanbrüche zu beobachten.

Im Wesentlichen sind zwei Bewegungsrichtungen für die Morphogenese am Standort Nackental verantwortlich (siehe auch Abb. 42):

- Rückschreitende Ufererosion und somit Destabilisierung darüber liegender Hangpartien
- Hangabwärtsgerichtete Kriechbewegungen in weit verbreiteten Vernässungszonen

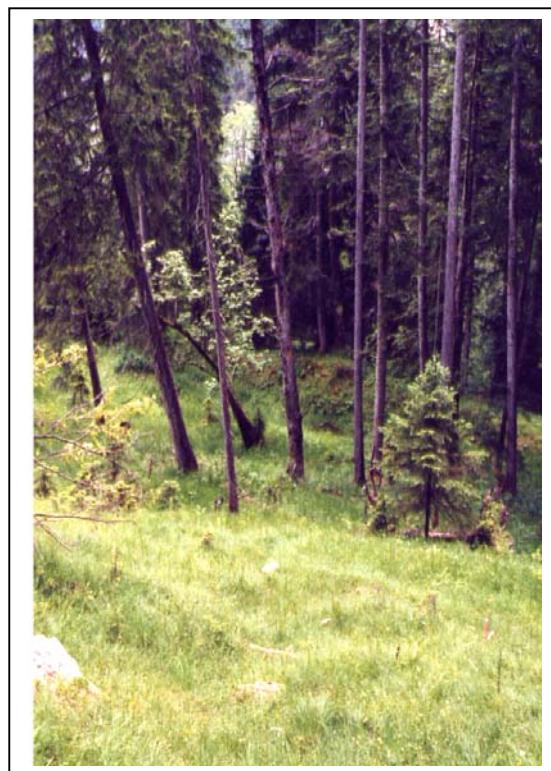
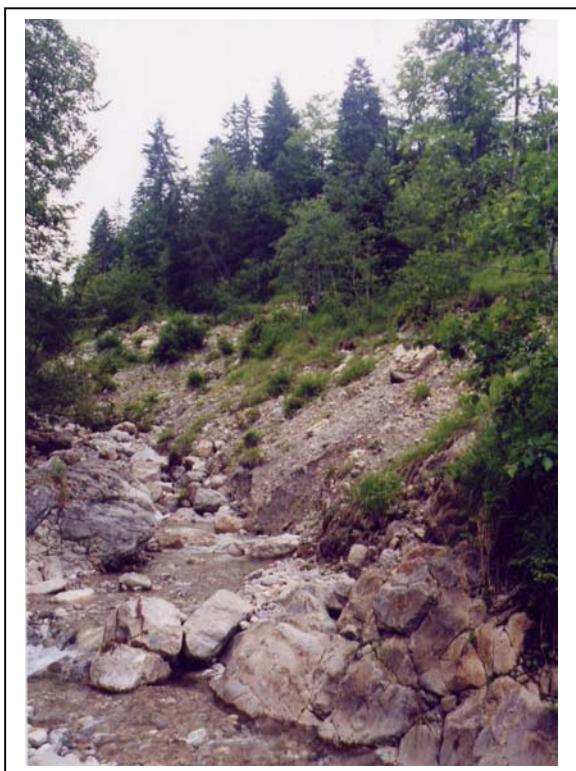


Abb. 42: Uferanbrüche (links) und Bereich Nackental (von oben) auf alter Denudationsfläche und mit schiefgestellten Fichten (Aufnahme Koch 2002).

Die Kriechbewegungen oberhalb der Uferanbrüche führen zusammen mit rückschreitender Erosion zum Abgang zahlreicher Rutschungsschollen an der Schnittstelle dieser Prozesse. Es treten sowohl Translations- als auch Rotationsrutschungen auf. Hier sind Bodenrisse, freigelegte Zugwurzeln und isolierte Schollen besonders auffällige Anzeichen für eine hohe Aktivität. In den aktiven UferanrisSEN konnten kleine Murgänge beobachtet werden.

6.3.4.2 Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen am Standort Nackental

Im Gegensatz zu den Bodenkartierungen für den gesamten Lahnenwiesgraben war es an dieser vergleichsweise kleinen Untersuchungsfläche möglich, sehr detailliert zu kartieren und engräumige Bodenwechsel besser zu erfassen.

Ursprünglich sollten die abgeteuften 12 Rammkernsondierungen (Dokumentation siehe Anhang) nur dazu dienen, die Quartärbasis ausfindig zu machen. Stattdessen gelang es, einen vielschichtigen Aufbau der Sedimente bis in eine Tiefe von 5 m zu studieren. In erster Linie waren es Bohrhindernisse in Form von Kalksteinen, die einen tieferen Einblick verhinderten. Ob die Quartärbasis oder das Anstehende, vermutlich Plattenkalk, erreicht wurde, bleibt ungeklärt. Auch spätere geophysikalische Untersuchungen lieferten keine eindeutigen Ergebnisse, da die Signale stark durch die Vernässungen gestört wurden (Mündl. Mitteilung Dipl. Geogr. Hufschmidt, Uni Bonn, 2003). Jedoch steht fest, dass die Lockersedimente, in denen die dendrogeomorphologisch untersuchten Massenbewegungen ablaufen, mindestens 5 m mächtig sind und es zu zahlreichen Verlagerungen kam.

Wie bereits im vorangegangenen Punkt angeschnitten wurde, war es nicht möglich, die Untergrenze des verbreitet auftretenden Hangzugswassers aufzulösen. In den Profilen der Rammkernsondierungen treten vielmehr teils mehrmalige Wechsel des Wassergehaltes auf, was weniger durch einen Substratwechsel als durch einen Wechsel der Lagerungsdichte verursacht wird.

Obwohl die Profile bis zu fünf überfahrene, fossile A-Horizonte aufweisen (Rammkernsondierung 4, Dokumentation siehe Anhang), konnten keine eindeutigen Scherflächen, z.B. Tonbänder, ausgemacht werden. Deshalb muss angenommen werden, dass es sich um Fließ- und Kriechprozesse handelt, die zur Abdeckung der fossilen A-Horizonte führten. Da es sich bei diesen um anmooriges Material, wie es auch rezent an der Oberfläche gebildet wird, handelt, muss die subrezente Dynamik ähnlich der heutigen gewesen sein (d.h. Kriechbewegung in Vernässungsgebieten am Hang). Die Mächtigkeit der fossilen A-Horizonte beträgt in der Regel 3-10 cm. Bei Rammkernsondierung 4 befindet sich zwischen 42-115 cm Profiltiefe ein 73 cm mächtiger fAa-Horizont, was ein absolutes Maximum für dieses Untersuchungsgebiet ist.

Geht man davon aus, dass es sich bei der Bildung dieser Horizonte um morphodynamische Ruhephasen handelt, so ist auffällig, dass diese Phasen häufig ähnlich lang andauerten. Analog zu den Berechnungen der jährlichen Zuwachsrate für Torfe bzw. Humus in Aa-Horizonten im Untersuchungsgebiet FP 31 (siehe Punkt 6.3.3) würden für den Aufbau von 5 cm Aa-Horizont etwa 33-100 Jahre benötigt. Da in der Testfläche Nackental jedoch die Bildungsbedingungen aufgrund eines größeren Inputs toter Biomasse günstiger sind als im Gebiet FP 31, erscheint der Zeitraum von 33 Jahren für die Bildung von 5 cm Aa-Horizont durchaus realistisch. Bei einer Hochrechnung auf max. 6 A-Horizonte à 5 cm kommt man bei den gegebenen Prämissen auf ein geringes Alter von wenigen Jahrhunderten für den Aufbau des bis zu 5 m mächtigen Lockersedimentkörpers. Dieses Rechenspiel setzt allerdings sehr kurze Phasen (wenige Jahre) morphodynamischer Aktivität voraus, die zur Überprägung der jeweiligen A-Horizonte führte. Da die rezent an der Oberfläche gebildeten A-Horizonte bei fast allen Rammkernsondierungen bereits eine Mächtigkeit von 20 cm oder mehr aufweisen, ist eine vergleichsweise lange Stabilitätsphase, in der auch zahlreiche der dendrogeomorphologisch untersuchten Fichten aufwuchsen, anzunehmen. Die in den fAa-Horizonten entnommenen organischen Proben sowie Holzmakrostücke aus verschütteten Gr-Horizonten konnten bis heute leider nicht datiert werden. Verschüttete Holzstücke, vermutlich Wurzeln aus einem vergangenen Baumbestand, konnten in einer Tiefe von über 4 m geborgen werden. Wie alt die Bewegungen, die zur Verschüttung der A-Horizonte führte, tatsächlich sind, bleibt also zunächst unbeantwortet.

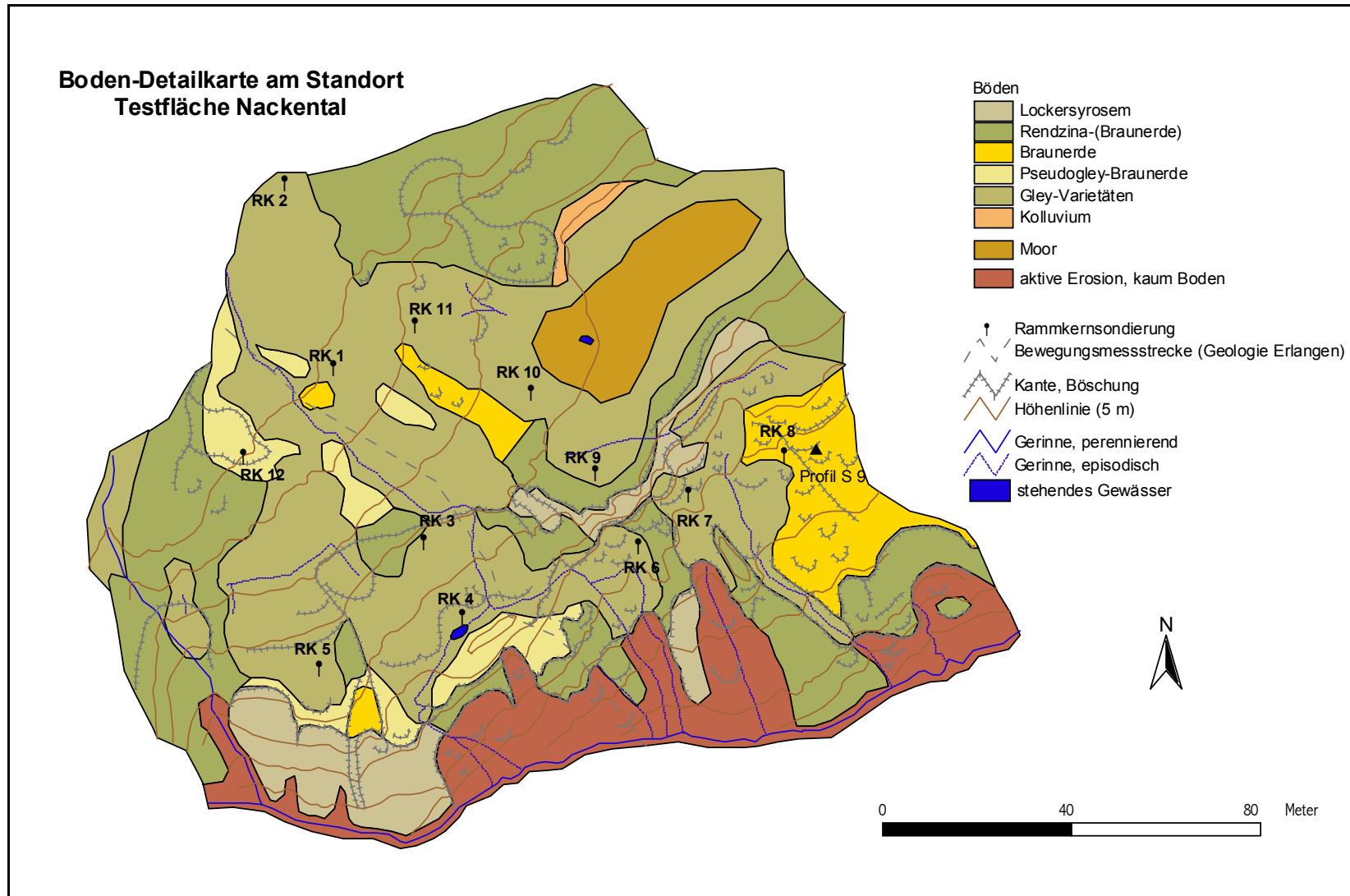
Die aufgenommenen Unterbodenhorizonte weisen in der Regel einen hohen Anteil an wenig kantengerundetem Grobkorn in schluffig-toniger Matrix auf. Sowohl Plattenkalk, Kössener Schichten und Fernmoräne konnten nachgewiesen werden. Jedoch ist der Kristallinanteil in den Bohrungen äußerst gering. Der Aufbau dieser Horizonte ist teils über mehrere Dezimeter sehr homogen. Zur Dauer ihrer Entstehung bzw. ihres Aufbaus können jedoch keine Angaben gemacht werden. An dieser Stelle möchte der Autor anmerken, dass eine weitere Bearbeitung bzw. Ausweitung der stratigraphischen Untersuchungen durchaus erstrebenswert ist, da das Alter der Bewegungen unbekannt ist und die Angaben aus der Geologischen Karte (Blatt Nr. 8432 Blatt Oberammergau) für Teilbereiche entlang der Unterhänge am Lahnenwiesgraben nicht korrekt sind, also einer Überarbeitungen bedürfen. Die Rammkernsondierungen liegen in einem Bereich, der geologisch als 'Fernmoräne' kartiert wurde. Fernmoränenmaterial ist zwar vorhanden, jedoch in postglazialer Zeit massiv überprägt und vermischt worden.

Die Rammkernsondierungen und 49 Bohrstocksondierungen bilden die Grundlage der bodenkundlichen Detailkarte (Karte 4, Folgeseite). Zusätzlich wurden zwei Schürfgruben angelegt, von denen jedoch an dieser Stelle nur Profil 8432 S 9 beschrieben wird (Abb. 43).

Bei Profil 8432 S 8 (siehe Anhang) handelt es sich ebenfalls um eine Braunerde mit ähnlichem Profilaufbau.

Die Verteilung der Böden ist sehr eng an die Hangdynamik und die hydrologischen Begebenheiten gekoppelt. Die weitverbreiteten Gleye sind an die Vernässungen und damit verbundenen Kriechbewegungen, also instabile Hangpartien, gebunden. Rendzinen und Braunerden befinden sich auf meist trockenen und stabilen Standorten. Im Bereich der rezent aktivsten Erosion treten Lockersyroseme auf oder die Bodenauflage wurde vollständig erodiert. Das trifft auf weite Bereiche der Uferanbrüche zu.

Bei dem Bodentyp Gley handelt es sich in erster Linie um Norm- und Anmoorgleye. Jedoch treten auch Hanggleye und Rendzina-Gleye auf, sowie weitere schmale Übergangsbereiche, etwa zur Braunerde. Eine Differenzierung war im Rahmen der Kartierung nicht erwünscht, da letztendlich dendrogeomorphologische Untersuchungen im Vordergrund stehen. Besonders die Profile der Rammkernsondierungen (siehe Anhang) geben einen Einblick in den Aufbau der Gleye. Im Bereich des kartierten Moores nimmt die Humusaufgabe stark zu und erreicht teils über einen Meter an Mächtigkeit. Auch hier treten Wechsellagerungen mit Mineralbodenschichten auf. Es wurden jedoch keine tiefergehenden Untersuchungen unternommen.



Karte 4: Bodenkarte am Standort Nackental (Aufnahme/Bearbeitung: KOCH)

Der Profilaufbau (Abb. 43) ist typisch für die Braunerden auf trockenen Standorten im Berg-Mischwald bei der vorgegebenen Geologie (Fernmoräne, postglazialer Hangschutt).

Profil: 8432 – S 9 (Braunerde)

Standort: Rechtswert; Hochwert:

Mittlerer Lahnenwiesgraben, Testfläche Nackental, Hangneigung 10°, Mittelhang, Südexposition, trockener Standort

Aufnahmedatum: 18.08.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Wetter heute: Regen, heiter 25°C

Wetter gestern: trocken 26°C

Vegetation: Fi-Bu-Mischwald, Sauerklee, Walderdbeere, Waldmeister, Gräser

Humusauflage: typischer Moder

L-Horizont: 0-1 cm

Nadelstreu und Buchenblätter, unzersetzt

Of-Horizont: 1-3 cm

mittel zersetzt, locker gelagert

Oh-Horizont: fehlt

Mineralboden: Braunerde

Ah 0-6 cm Uls, schwarz, kru, mittel kiesig, W 5, Ld 2, carbonatfrei, schwache Oxidationsmerkmale

Bv 6-36 cm UI2, dunkelbraun, sub, mittel-stark kiesig, W 3, Ld 2-3, stark carbonathaltig

Bv-(Cv) 36-50 cm Ls3, braun, kru, stark kiesig, W 1, Ld 1-2, stark carbonathaltig

Cv 50-60+ cm Sehr schwach verwittertes Moränenmaterial, grau, kru, sehr kiesig, W 0, Ld 1-2, stark carbonathaltig
(An diesem Profil nur Feldansprache)

Abb. 43: Profil 8432 S 9 – Braunerdeprofil in der Testfläche Nackental, Schürfgrube.

Einem meist carbonatfreiem Ah-Horizont folgt ein mittel bis stark kiesiger Bv-Horizont mit hohem Carbonatgehalt (bei HCl-Test stark schäumend). Durch Bioturbation ist in der Regel auch der Oberbodenhorizont schwach bis mittel kiesig. Der Schluffgehalt, welcher im Ah und Bv-Horizont dominiert, geht im Übergangsbereich zum Cv-Horizont zugunsten eines höheren Ton- und Sandanteils zurück. Zwischen 36 und 50 cm Profiltiefe geht der Bv-Horizont zunehmend in den Cv-Horizont über. Der Kiesgehalt nimmt weiter zu und auch der Farbton, sowie die Bodenart unterscheidet sich bereits vom Bv-Horizont in 6-36 cm Tiefe. Da während der Bodenansprache keine Farbtafel vorlag, konnte kein Farbschlüssel vergeben werden. Beim Untergrundhorizont handelt es sich um Moränenablagerungen mit teils gut gerundeten Kiesen der Fernmoräne. Hier besteht ein grundlegender Unterschied zu den Rammkernsondierungen, welche zumeist in von Kriechbewegungen beeinflussten Sedimenten niedergebracht wurden. Der Grobboden der Gr- und Cv-Horizonte der Rammkernsondierungen weist fast ausschließlich steiniges, grusiges und selten schwach kantengerundetes Material auf. Der Grund hierfür liegt in der Sedimentverlagerung. Durch

Kriechbewegungen wurde zunehmend Hangschutt des Plattenkalks vom Oberhang heran transportiert und Fernmoränenmaterial infolge Ufererosion abgetragen.

Aufgrund der kurzen pedologischen Ausführungen möchte der Autor zusätzlich auf das bodenkundliche Kapitel 8 verweisen.

6.3.4.3 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen am Standort Nackental

Für die Analyse der Hangdynamik liegt das Probenmaterial von insgesamt 54 Fichten vor. Betrachtet man die Reaktionen aller Bäume ohne eine räumliche Differenzierung, so erscheint ein recht eindeutiges Bild bezüglich der Hangaktivität am Standort Nackental (Abb. 44).

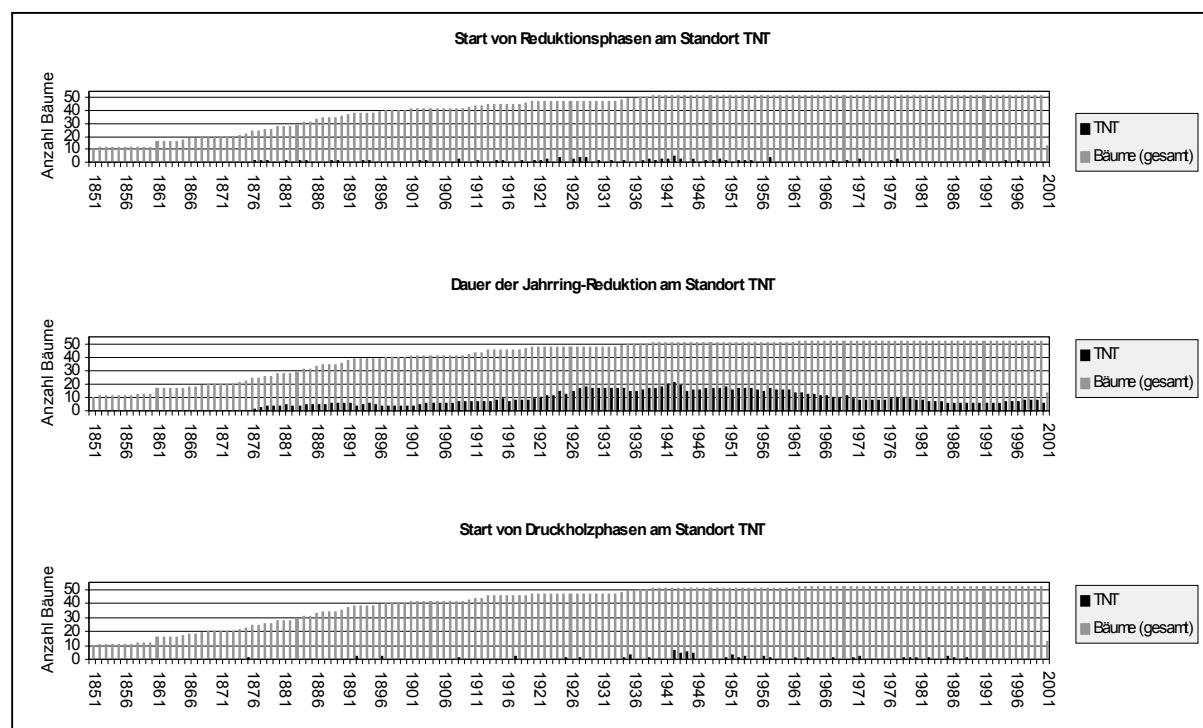


Abb. 44: Standort Nackental – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobteten Bäume (graue Balken).

Obwohl ein maximaler Rückblick auf die Hangdynamik bis ins 18. Jahrhundert möglich wäre, wird an dieser Stelle nur ein Zeitausschnitt von 1850-2001 betrachtet. Im wesentlichen ist es die Unkenntnis über bestandessoziologische Faktoren und mangelnde Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungsstandorten, welche die Rekonstruktion von Massenbewegungen vor 1850 einschränken.

Aus dem mittleren Diagramm zur Dauer der Jahrring-Reduktion geht ein Beginn der Bewegungsdynamik ab 1876 hervor. Bis zum Jahr 1889, in dem sechs von 34 Fichten (18 %) eine Reduktion aufweisen, die nicht klimatisch induziert ist, steigt die Dynamik an. Nach einem kurzen Abflachen der Kurve in den 1890-er Jahren und um die Jahrhundertwende ist ein erneuter Anstieg ab 1902 zu erkennen. Auffällig ist das Jahr 1908, in dem erstmals zwei Bäume gleichzeitig den Beginn einer Reduktionsphase verzeichnen (oberes Diagramm). Die Hangdynamik stagniert zunächst, bis es ab 1920 zu einem weiteren Anstieg kommt. Der wellige Verlauf der Kurve zur Dauer der Jahrring-Reduktion befindet sich bis etwa 1969 auf hohem Niveau. Zwischen 1920 und 1969 weisen stets mehr als 19 % der beprobteten Bäume ein reduziertes Jahrringwachstum auf. Aktivitätsspitzen sind in den Jahren 1928 (38 %), 1942 (41 %), 1950 (35 %) und 1957 (33 %) zu erkennen.

Starke Bewegungsimpulse gab es in den Jahren 1924, 1927, 1928, 1942 und 1957. In diesen Jahren beginnen bei jeweils drei oder mehr Bäumen Reduktionsphasen. Somit gelten die 20-er Jahre und der Beginn der 40-er Jahre des 20. Jahrhunderts im Bezug auf Massenbewegungen als die aktivsten Phasen in den vergangenen 150 Jahren.

Betrachtet man das untere Diagramm, welches den Beginn von Druckholzphasen anzeigt, fällt der Blick zunächst auf die Mitte der 1940-er Jahre. In nur vier Jahren (1942-1945) beginnen bei insgesamt 19 untersuchten Fichten Druckholzphasen. Die Jahrringverläufe zeigen, dass auf die Aktivitätsspitze von 1942 (41 %) eine abrupte Stabilisierung eintritt. Das weist darauf hin, dass es zu Beginn der 1940-er Jahre vermehrt zu Rutschungen gekommen sein muss. In abgeschwächter Form ist so ein Rückschluss auch für den Beginn der 1950-er Jahre möglich.

Nach 1969 verläuft die Hangdynamik auf einem niedrigen Niveau ohne auffällige Schwankungen.

Der Gesamtüberblick ohne raum-zeitliche Differenzierung liefert ab 1850 also folgendes Bild zur Hangdynamik:

- bis 1875 stabil
- ab 1876 erste Impulse und 1. Aktivitätsspitze 1889
- ab 1890-er Jahre flacht Dynamik wieder ab
- ab 1902 erneute Zunahme
- 1920-1969 hohes Niveau der Hangdynamik (> 19 %) mit Aktivitätsspitzen:
 - 1928 (38 %)
 - 1942 (Maximum mit 41 %)
 - 1950 (35 %)
 - 1957 (33 %)
- ab 1969 bis 2001 läuft die Hangdynamik auf niedrigem Niveau.

Die Analyse von einzelnen Baumstandorten mit Bezug zu den beprobten Bäumen in der näheren Umgebung ermöglicht eine räumlich und zeitlich differenzierte Betrachtung der Bewegungsdynamik. Bei der hohen Anzahl an Untersuchungsexemplaren (54 Fichten) erscheint es jedoch nicht sinnvoll, bei jedem Baum bis ins kleinste Detail zu gehen. Aus diesem Grund werden nur die wesentlichen Aspekte vorgestellt.

Die Abb. 45 zeigt die Bewegungsaktivität der Baumstandorte von 1860 bis 2000. Die bereits aus Kapiteln zu anderen Arbeitsgebieten bekannte Darstellung im 20-Jahresintervall zeigt auch hier deutliche Veränderungen in der raum-zeitlichen Verteilung der Hangdynamik. Im Zeitraum 1860-1880 treten sehr vereinzelt Bewegungen auf und der Standort kann als relativ stabil bezeichnet werden. Die nach 1880 folgenden Zeitintervalle lassen einen raschen Anstieg der Aktivität erkennen. Auch die aktivste Zeit von 1920-1960 ist deutlich ausgeprägt. Ebenso ein abruptes Abflachen der Bewegungen nach 1960.

Zwischen 1880 und 1960 ist eine Verlagerung der Bewegungsaktivität von oben in den zentralen Bereich hinein und letztendlich auch in die süd-östliche Ecke nahe des Lahnenwiesgrabenflusses zu beobachten.

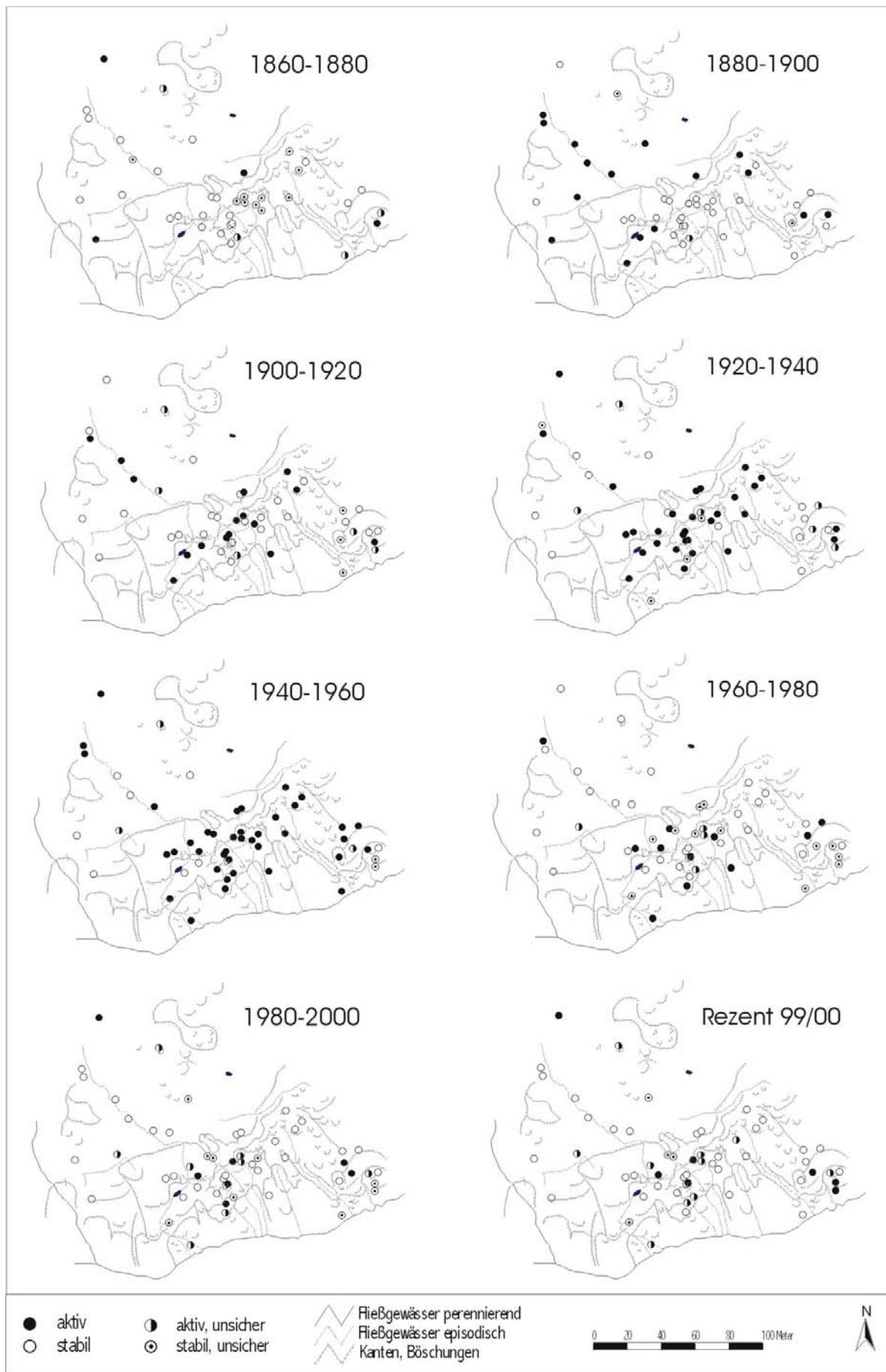
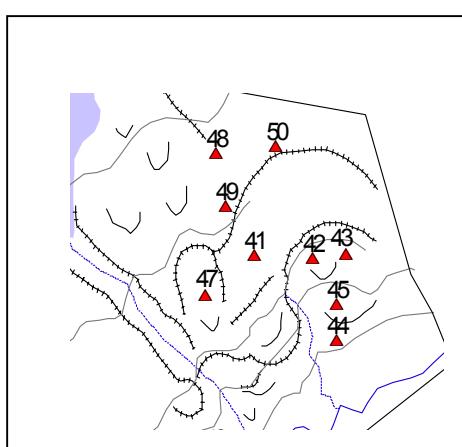


Abb. 45: Bewegungsaktivität am Standort Nackental

Der älteste beprobte Baum am Standort Nackental ist Baum 4. Aufgrund von Kernfäule konnten die Jahrringe ab dem Jahr 1700 a.D. nicht weiter eingemessen werden. Bei Baum 1 konnten bis ins Mark 259 Jahre gezählt werden. Unter Berücksichtigung der etwa 10 Jahre, die der Baum benötigte, um bis auf die Höhe der Probennahme in ca. 1,20 m aufzuwachsen, kann die Keimung dieser Fichte auf das Jahr 1731 a.D. festgelegt werden. Auch die Bäume 6, 10, 13, 21 und 38 sind sicher älter als 200 Jahre. Von diesen „alten“ Exemplaren weisen jedoch nur Baum 1 und 4 Reduktionsphasen vor 1875 (1800-30 bzw. 1750-97) auf. Ob es sich dabei um Massenbewegungen (wahrscheinlich Kriechen) oder um biotische Ursachen (Konkurrenz, Krankheiten etc.) handelt, kann nur vermutet werden.



Die frühesten Bewegungsimpulse treten bei Baum 12 (1878) und Baum 43 (1876) auf. Im Zusammenhang mit Baum 43, welcher im Einflussbereich eines alten Uferanbruches steht, sind die Baumdaten von Fichte 45 als Hinweis auf vorangegangene Bewegungen zu deuten. Von der Keimung im Jahr 1830 a.D. bis 1875 ist auf dem entnommenen Holzkern von Baum 45 eine extreme Reduktion des Jahrringwachstums festzustellen.

Abb. 46: Kartenausschnitt mit Bäumen 41-50 (vgl. Abb. 40 oder Karte 3 im Kartenmappe Band II).

Ab 1875 bildet der Baum Druckholz aus, was als Zeichen für eine Schiefstellung gewertet werden muss. Bei aller Vorsicht, die bei der Deutung von Baumreaktionen in jungen Jahren angebracht ist, scheint dieser Uferanbruch bereits in den 30-er Jahren des 19. Jahrhunderts aktiv zu sein. Weitere Reaktionen der Bäume 41 bis 45, welche im Einzugsbereich dieses Uferanbruchs liegen, belegen eine hohe Aktivität bis heute. In den Jahren 2000 und 2001 sind in diesem Anbruch zahlreiche Rutschungen abgegangen. Im weiteren Einflussbereich befinden sich die Bäume 41, 48(?), 49 und 50. Im Jahre 1927 hat die rückschreitende Erosion erstmals den Standort von Baum 50 und damit die rezent inaktive obere Anrisskante erreicht. Bei Baum 41 kommt es in diesem Jahr zur Druckholzbildung infolge einer Stammschiefstellung. Ein auffälliger Zusammenhang der Bewegungen besteht ab 1940 bis etwa 1944. In diesem Zeitraum kommt es zu weitreichenden Aktivitäten im Einzugsgebiet des Uferanbruchs. Bei den Bäumen 42 und 47 bis 50 sind Jahrring-Reduktionen und teilweise Druckholzbildungen zu erkennen. Es kommt verbreitet zu Rotationsrutschungen. Im Einzugsbereich dieses Uferanbruchs liegt ein Schwerpunkt der Bewegungsaktivität zu Beginn der 1940-er Jahre. Ein zweiter Aktivitätsschwerpunkt für diesen Zeitraum ist im Bereich der Bäume 31 bis 33 zu beobachten (Abb. 47). Infolge einer Rotationsrutschung

wurden diese drei Fichten schiefgestellt und bilden ab 1944/1945 Druckholz aus. Im Anschluss an eine kurze Kriechphase 1942-43 rutschen die Bäume 1943 (+1) ab.

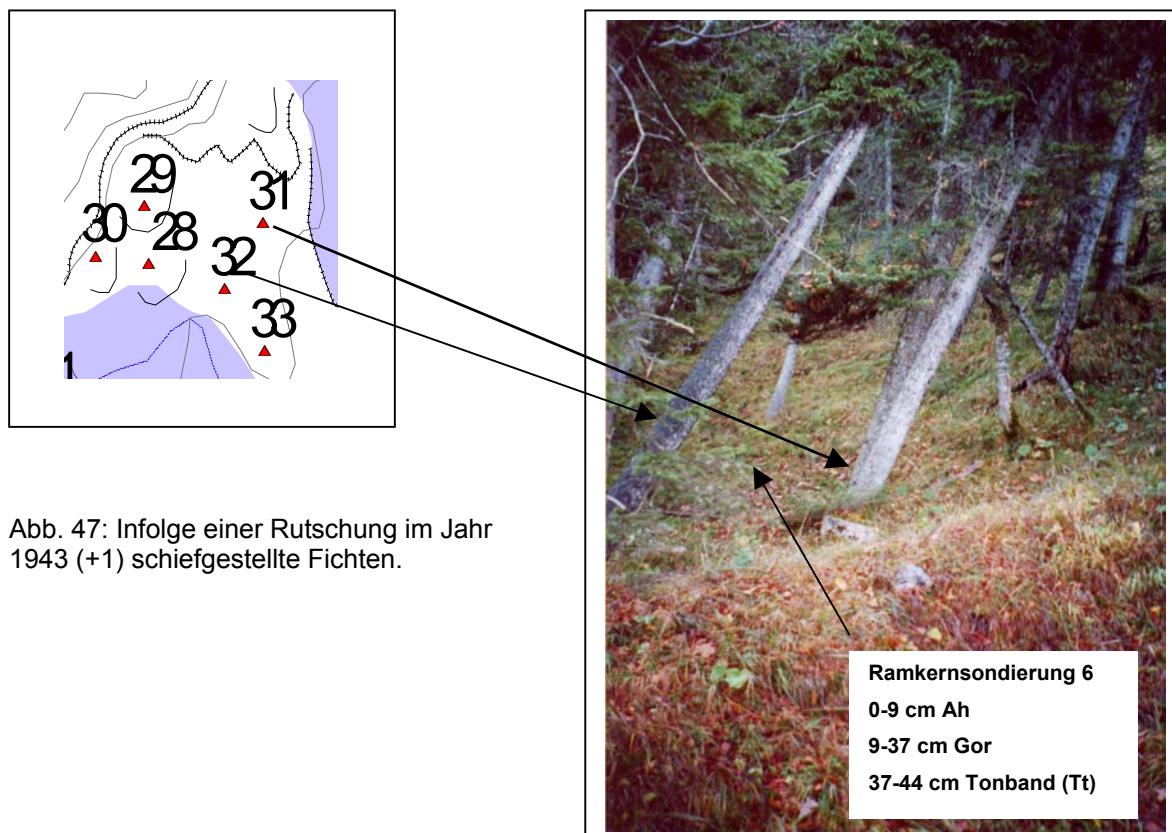


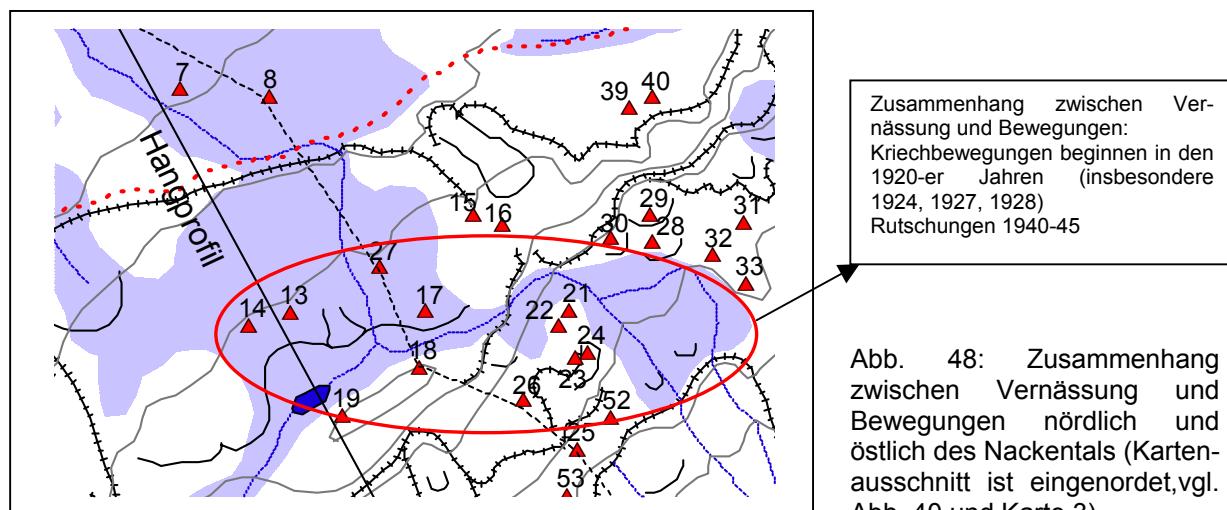
Abb. 47: Infolge einer Rutschung im Jahr 1943 (+1) schiefgestellte Fichten.

Die Druckholzbildung hält bis ins Jahr 2001 an. Vor 1942 sind an diesen Bäumen keine Reaktionen auf Massenbewegungen zu erkennen. Die Rammkernsondierung 6 befindet sich nur ca. 2-3 m westlich von Baum 32. Im Bohrprofil (siehe auch Anhang) ist über einem fAa-Horizont bei 37-44 cm ein Tonbändchen (Bodenart Tt) zu erkennen. Hierbei handelt es sich vermutlich um die Untergrenze (Gleitschicht) der Rutschung, auf der die Bäume 31 bis 33 abgegangen sind.

Die Bäume 28 bis 30 befinden sich am Rand einer Vernässungszone. Die Versteilung und die muschelartige Form des Hanges wenige Meter oberhalb weisen auf einen alten Anbruch hin. Obwohl alle Bäume ca. 140 Jahre alt sind, ist eine erste Reaktion auf den Einfluss einer Massenbewegung erst ab 1908 (Baum 30) zu erkennen. Bei den Bäumen 28 und 30 treten Druckholzbildungen ab 1945 bzw. 1943 auf. Im Gegensatz zu Baum 28 führt Baum 30 jedoch vor der Rutschung eine lange Kriechphase aus. Erst die anschließende Rutschung bewirkt eine Destabilisierung von Standort 28. Auch Baum 29, welcher oberhalb der Bäume 28 und 30 steht, bildet im Anschluss an eine Reduktionsphase Druckholz aus. Allerdings findet die Druckholzbildung erst ab 1953 statt. Folglich ist die Vermutung naheliegend, dass es sich um eine rückschreitende Denudation in Form einer multiplen Rotationsrutschung

(HUTCHINSON 1968) handelt. Aufgrund der rezent feuchten Standortverhältnisse werden die morphologischen Formen zunehmend verwischt.

Auch die Bäume 21 und 22 etwa 10 m südwestlich von Baum 30 sind stark schiefgestellt und bilden ab 1942 bzw. 1943 Druckholzphasen aus. Verfolgt man die Vernässung, an der diese Bäume stehen, weiter nach Westen, so gelangt man in den Bereich des Nackentals mit hangaufwärtiger Vernässung (Abb. 48).



Oberhalb des Nackentals vollzieht Baum 14 von 1928-1943 eine Kriechphase mit anschließender Rutschung (Druckholzbildung ab 1944). Das Wachstum von Baum 13 ist ab 1938 reduziert. Baum 27 bildet ab 1945 für lange Zeit nur noch stark reduzierte Jahrringe aus. Die Bäume 15 und 16 befinden sich zwar außerhalb der Vernässung, reagieren jedoch ab 1942 auf eine Massenbewegung. Auch Baum 19 weist ein reduziertes Wachstum zwischen 1928 und 1932 auf. Dieser Standort ist vorher und nachher stabil. Lediglich Baum 18, welcher ca. 1,5 Höhenmeter erhöht an einem trockenen Standort nahe des Nackentals steht, passt mit einer Reduktionsphase von 1903-1928 nicht in das Schema der zuvor angesprochenen Bäume. Denn diese lassen deutlich einen Zusammenhang zwischen der Vernässung, an oder in der sie stehen und den Massenbewegungen erkennen. Die Analysen zeigen, dass Kriechbewegungen mehrfach in den 1920-er Jahren (besonders 1924, 1927, 1928) beginnen und in (Rotations-)Rutschungen zu Beginn der 1940-er Jahre münden.

An dieser Stelle erscheint es naheliegend, die eingangs aufgestellte Überlegung, ob es sich tatsächlich um die morphogenetische Form eines Nackentals handelt oder nicht, zu diskutieren.

Nach BUNZA (1992, S.101) treten Nackenseen (folglich auch Nackentäler; Anmerkung des Autors) und Vernässungen vielfach an der zum Hang hin gekippten Kopfregion einer

Rutschung auf. Auch oberhalb des Fußes des Rutschkörpers können sich Nackenseen und Vernässungen entwickeln. Betrachtet man im Hinblick auf diese Feststellungen die Geländesituation, zeigt sich folgendes Bild (siehe auch Abb. 48):

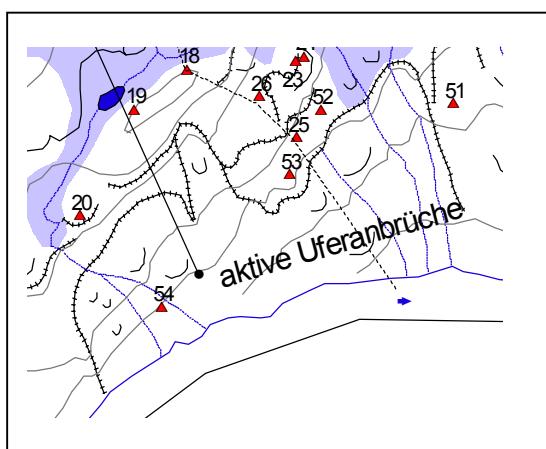
Oberhalb des vermeintlichen Nackentals mit Nackensee ist eine Vernässung mit Kriechbewegungen ausgebildet. Hier befinden sich auch die Bäume 13 und 14, welche sowohl auf Kriechbewegungen als auch auf eine Rutschung hinweisen. Oberhalb dieser Bäume ist eine alte Erosionsfläche zu erkennen. Dieser Bereich ist rezent jedoch mit Gräsern zugewachsen und vereinzelt konnten sich etwa 15-30 Jahre alte Jungfichten etablieren. Der Standort ist deutlich trockener als der Hang unterhalb. Die Bäume 18 und 19 stehen auf einer ca. 1-2 m hohen Geländeerhöhung (trockener Standort), welche hangparallel ausgerichtet ist. Aus diesem Grund wird ein kleines Gerinne nach Osten und gleichzeitig nach Westen in den Nackensee hinein abgelenkt. Der natürliche Gerinneverlauf ist deutlich gestört. Die Rammkernsondierung 4, welche zwischen See und Baum 13 niedergebracht wurde, weist bis in eine Tiefe von 5 m insgesamt 5 fossile A-Horizonte auf. Im Profil gibt es jedoch keine Hinweise auf eine ausgeprägte Gleitfläche, die einer Rutschung von großem Ausmaß gerecht werden würde. Vielmehr weist der Profilaufbau auf das mehrmalige Überkriechen und/oder Überfließen der A-Horizonte hin. Allenfalls kam es zu kleineren Rutschereignissen, wie bei Baum 14 am Ende einer Kriechphase von 1928-1943. Die untersuchten Grobkornanteile in der Bohrung sind durchgehend nicht kantengerundet und es konnte kein Kristallinanteil als Hinweis auf Fernmoränenmaterial entdeckt werden. Wenige Meter unterhalb der Geländeerhöhung (Baum 18 /19) konnte jedoch Fernmoräne nachgewiesen werden.

So sehr der morphologische Charakter des Geländes rings um den See auf eine große Rutschung mit Ausbildung eines Nackentals hinweist, deuten stratigraphische und dendrogeomorphologische Erkenntnisse darauf hin, dass es sich eben nicht um diese Form handelt. Die Entstehung dieses Reliefs resultiert vielmehr aus einer unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit des Lockersediments gegenüber hangaquatischer Erosion in Verbindung mit Kriechbewegungen und kleinen Rutschungen. Letztendlich müssten weitere Rammkernsondierungen und ¹⁴C-Datierungen unternommen werden, um diese These zu festigen. Auf dem Standpunkt der momentanen Kenntnisse ist jedoch von der Bezeichnung als Nackental abzusehen. Tritt dieser Begriff im Textteil oder in den Abbildungen auf, so ist er als Arbeitsbezeichnung zu bewerten, um eine bessere Orientierung im Gelände zu gewährleisten.

Wie bereits erwähnt, kommt es im Jahr 1889 zu einer ersten dendrogeomorphologisch nachweisbaren Aktivitätsspitze der Hangdynamik. Räumlich betrachtet ist ein Bewegungsschwerpunkt im Bereich der Bäume 2 bis 10 zu erkennen (siehe auch Abb. 45,

1880-1900). Da keiner dieser Bäume im Anschluss an eine Reduktionsphase am Ende des 19. Jahrhunderts Druckholz ausbildet, ist davon auszugehen, dass es zu keinen Rutschungen kam. Eine klimainduzierte Reduktion ist unwahrscheinlich, da diese verbreitet und nicht auf einen kleinen Bereich fixiert auftreten würde. Es handelt sich um Kriechbewegungen. Die Jahresangaben zur Reduktion (siehe Tab. 16 am Ende des Kapitels) weisen an einigen dieser Baumstandorte auf einen diskontinuierlichen Verlauf der Kriechbewegungen hin. Jedoch finden weitere Kriechphasen scheinbar ohne erneuten zeitlichen Zusammenhang statt, wie um das Jahr 1889 herum.

Im unmittelbaren Einflussbereich der Uferanbrüche befinden sich, abgesehen von den bereits behandelten Bäumen 41 bis 50, die Bäume 20, 25, und 51 bis 54.



Baum 20 (Abb. 49) befindet sich isoliert auf einer kleinen Rutschungsscholle. Der Baum unterliegt zwei Kriechbewegungen, welche 1891 (-1) und 1933 (-1) in eine Rutschung mit Schiefstellung des Stammes münden. Obwohl diese Fichte nur wenige Meter oberhalb eines Uferanbruchs steht, weisen die Bewegungszeitpunkte eher auf einen Zusammenhang mit Bewegungen am und oberhalb des vermeintlichen Nackentals hin.

Abb. 49: Kartenausschnitt im Bereich aktiver Uferanbrüche (vgl. Abb. 40 und Karte 3)

Denn auch die Bäume 14 und 19 erfahren im Jahr 1928 einen Bewegungsimpuls. Die Bäume 25, 52 und 53 befinden sich in einem rezent aktiven Bereich mit freigelegten Zugwurzeln in frischen Bodenrissen. Aufgrund der aktiven Erosion am Uferanbruch unterhalb fehlt das natürliche Widerlager und der Hangbereich ist instabil. Die früheste Reaktion auf die rückschreitende Ufererosion tritt an dieser Stelle bei Baum 52 mindestens ab 1878 auf. Da die Jahrringe dieser Fichte vor 1878 nicht vorliegen, können keine weiter reichenden Aussagen getroffen werden. Erst im Jahr 1942 gelangt Baum 25 in den Einflussbereich der Erosion. In diesem Jahr kommt es bei Baum 25 und 53 zu einer Rotationsrutschung. Auch Baum 53 zeigt eine Reaktion in Form einer beginnenden Jahrring-Reduktion. Im Jahr 1985 kommt es erneut zu einer Rutschung, welche bei den Bäumen 25 und 53 Druckholzbildungen bis zum Jahr der Kernentnahme (2000 bzw. 2001) verursachte. Auf die jüngsten Kriechbewegungen, die zum Aufreißen von Bodenrissen führen, haben diese Bäume bisher nicht reagiert. Aufgrund der Übersteilung an der unterhalb gelegenen Abrisskante kommt es jedoch in absehbarerer Zeit (max. 5 Jahre) zur erneuten Rutschung.

Der stark schiefgestellte Baum 54 befindet sich mitten im Uferanbruch. Auch hier ist eine Rotationsrutschung für das Jahr 1942 (-1) anzunehmen, da der Baum von 1942-1962 Druckholz ausbildet. Eine lange Reduktionsphase seit 1969 ist Beleg für die ungünstigen Standortbedingungen im Erosionsbereich des Uferanbruchs.

Baum 51, der ebenfalls im Uferanbruch steht, weist eine sehr lange Reduktionsphase von 1915 bis 1970 auf. Aufgrund des schwankenden Grads der Reduktion konnten Bewegungsimpulse für die Jahre 1915, 1927 und 1949 ausgemacht werden. Ab 1971 bildet der Baum Druckholz aus. Vegetation und Morphologie weisen darauf hin, dass der Uferanbruch an dieser Stelle seit Beginn der 1970-er Jahre inaktiv ist. Die Bewegungszeitpunkte der Bäume im Einflussbereich des bzw. der Uferanbrüche weisen besonders für das Jahr 1942 (-1) Gemeinsamkeiten auf. Es ist jedoch auch eine deutliche raum-zeitliche Differenzierung zu beobachten.

Eine Besonderheit unter den beprobten Bäumen ist Baum 11. Obwohl die Jahrringe im Zentrum des Kerns nicht eingemessen werden konnten, lässt dieser Baum Zeit seines Lebens eine Hangstabilität erkennen.

Tab. 16: Baumdaten und Analyse am Standort Testfläche Nackental (TNT). Die Kerne wurden am 27.09, 25/26.10, 13.11.2000 und am 23.07.2001 entnommen.

TNT	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
1.1 1.2	hangab	steht auf schwach erkennbaren Lobus, 1.2 DH-Seite	1,19	259*	1800-1830 1924-1955 1990-1999	1956-1989
2	hangauf	Kernfaul, am Rand von Vernässung, Minibach	1,24	>130	1888-1892 1957-1966	
3	hangab	unterhalb beginnt Vernässung, Konvergenzmessungspunkt	1,22	>130	1893-1924	
4	hangab	Kernfaul, GPS 34, Konvergenzmessungspunkt, verfallener Hochsitz	1,82	>300	1750-1797 1889-1910	
5	hangab	Am Rand von Gerinne, Vernässung	1,05	140*	1902-1915	
6	hangab- paralell	steiler Vernässungsbereich, oberhalb Moor,	0,75	>200		
7	hangauf	Vernässung, Gerinne in 3 m	0,80	150*	1881-1889 1927-1931 1948-1957	1957-1999
8	hangab	Kernbrösel innen, KVS-Erl., Vernässung, ab 1960 ungestört, vorher Brösel	1,04	>100		
9	hangab	mehrfach schwach gewunden, Hauptrichtung hangab	2,20	>130		
10	hangab/ parallel	bei Wanderweg, vernässt	0,82	210*	1889-1899 1921-2000	
11	hangab/ parallel	Mitte zerbröselt (verworfen), stabiler Ort, Kern ungestört	1,12	>70		
12	hangab	sehr schief, Kernfaul, Mitte fehlt	1,67	>150	1878-1891	1892-2000
13.1 13.2	hangauf	oberhalb von Nackentälchen	1,20	230*	1938-1964	1978-1980
14	hangauf	innen zerbröselt, Mitte fehlt	1,90	>100	1928-1943	1944-2000
15.1 15.2	hangab	Wurzeln freigelegt, 15.1 DH-Seite	1,41	>130	1942-1954 1971-1984	
16	hangab	Vergleich mit TNT 15, DH-Seite, 1974-80 DH dabei leicht reduziert	1,40	>100	1947-1950	1942-1946 1951-2000
17	hangauf	Kriechkörper schiebt in Nackentälchen	1,15	140*	1949-2000	

TNT	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
18.1 18.2	hangab/ parallel	GPS 35, Konvergenzmessungspunkt, kernfaul, ab 1928 starkes Spätholz bis 2000 (DH ?)	1,86	>130	1903-1928	
19.1 19.2	hangab	Erhöhung am Nackentälchen., 19.2. DH-Seite (starkes Spätholz ab 1932 ?)	1,92	130*	1928-1932	
20	hangauf	gewunden	1,20	140*	1884-1891 1928-1933	1892-1927 1934-2000
21.1 21.2	hangauf	stark schief, 21.1. DH-Seite	1,28	210*	1927-1934 1940-1941	1917-1923 1938-1939 1942-2000
22	hangauf	innen bröselig, Mitte fehlt, Vergleich TNT 21	0,84	>100	- 1916 1932-1942	1917-1921 1943-1971
23	hangab	innen bröselig, Mitte fehlt, schwach reduziert und DH	?	>130	1922-1981	1985-1992
24	hangauf	Vergleich zu 23, DH während Reduktion 1952-73	0,72	165*	1926-1999	1952-1973
25.1 25.2	hangab	steht auf Scholle an Oberkante von gr. Anriß, keine Reduktion vor DH-Bildung	1,28	>150		1942-1960 1986-1999
26.1 26.2	hangauf- paral.	Konvergenzmessungspunkt, 26.1. DH-Seite	1,67	>130	1938-1942	1943-2000
27	hangauf	Konvergenzmessungspunkt, vernässt	0,40	70*	1945-1960	
28	hangauf/ parallel.	vernässt, Hang nach oben versteilt	0,60	130*	1977-2000	1945-1976
29.1 29.2	hangauf/ parallel	vernässt, 29.1. DH-Seite, ab 1990 wird DH schwächer	0,60	130*	1924-1952	1953-2000
30.1 30.2	hangauf/ parallel	30.1. DH-Seite, Vergleich mit 28/29, ab 1992 DH + Reduktion	?	130*	1908-1942	1943-2000
31.1 31.2	hangauf	sehr schief, 31.1 DH-Seite	?	>120		1945-2000
32	hangauf	sehr schief, Mitte zerbröseln, Rammkernsondierung 2m entfernt 1949-67 DH + Reduktion	?	>120	1943	1944-2000
33	hangauf	sehr schief, Vergleich 31/32	?	130*	1942-1943	1944-2000
34.1 34.2	hangauf	Rammkernsondierung 3m oberhalb, vernässt, 34.2 DH-Seite, DH ab 1990 schwach	?	>100	1957-1962	1963-2000
35	hangauf	leicht vernässt, Rand von Mini-Geländerücken, 1951-1959 DH + Reduktion	?	140*	1920-1950	1951-2000
36	hangauf	leicht vernässt, Loben in der Nähe	?	>130	1914-1943	1944-1982
37.1 37.2	hangab ?	innen bröselig, Mitte fehlt, 37.1 DH-Seite, nur 1945-1950 stark DH	?	>130	1908-1915 1918-1926	1935-1940 1945-2000
38	hangab	oberhalb ist Abrisskante	?	>200	1930-1938, 1941-1948	1950-1955
39.1 39.2	hangab	Wurzeln frei an Abrisskante, Mitte zerbröseln, 1934-41 Reduktion + DH	?	>100	1934-1941 1945-1950 1967-1970	1951-1966 1971-1978
40	hangab	Wurzeln frei an Abrisskante, unterhalb Jungfichtenwuchs!, vgl. 39, 76-78 sehr schwach reduziert	?	150*	1877-1920 1924-1958 1976-1978	1961-1972, 1980-1990
41	hangab	DH-Seite, wahrscheinlich Kriechscholle	0,70	130*	1893-1894 1957-1969 1997-2001	1896-1909 1927-1950 1982-2001
42.1 42.2	hangauf	Vergleich 43, 2000 auf Scholle abgegangen, 42.1 DH-Seite	0,80	>140	1942-1944	1945-1955
43	hangauf	sehr schief, auf Scholle, ca. 1980-2001 starkes Spätholz od. DH?	0,90	150*	1876-1881 1922-1924?	1925-1934
44	hangab	gewunden, Untergrenze von Scholle am Uferanbruch, Kern von Reduktions-Seite, DH-Seite zerbröseln	0,65	125*	1894-1895 1994-2001	1896-1907 1908-1991
45	hangab	1m oberhalb von 44	0,90	160*	-1875 1911-1934	1875-1896 1935-2001
46	gerade	Bereich war früher Uferanbruch, Mindestalter für Stabilität, Überkompensation, andere Seite 1950-53 reduziert !	0,80	150*	1950-1953! 1954-1970 1971-1979	1979-1991
47	hangauf	Minitobel, Mindestalter für Stabilität, DH schwach 53-84	1,30	>80	1941	1942-1952 1953-1984
48	hangauf	Leicht schief, innen faul, altes Kriechgebiet mit kleinen Schollen, rezent inaktiv !	1,45	>100	1940-1941 1955?	1942-1954 1956-1971
49	hangab	Abrisskante, freigelegte Wurzeln, Vergleich mit 50	1,50	>150	1943-1966 1977-1985	1967-1976 1988-1992
50	hangauf	freigelegte Wurzeln, Rotationsscholle, Vergleich mit 49 wegen Reduktion vor DH ab 1970	1,45	155*	1927-1929 1942-1943 1953-1969	1935-1942 1944-1952 1970-1991
51	hangab/ parallel	auf Rotationsscholle, reduziert von 1915-71, jedoch Impulse 1915, 1927, 1949	0,90	>110	1915, 1927 1949-1970	1971-2001

TNT	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rutschung	Druckholz
52	hangauf	steht oberhalb von Anriss auf Scholle, Vergleich mit 25	0,90	>110	-1878-1934 1939 1942-1960	
53	hang-parallel	unterhalb ist Uferanbruch, Rutschungsscholle nahe Baum 25,77-84schwach normal	0,70	90*	1926-1927 1937-1942 1952-1976	1943-1951 1985-2001
54	hangab	stark schief, Bohren von DH-Seite nicht möglich !	0,80	90*	1969-2001	1942-1962

6.3.4.4 Zusammenfassung der Auswertungen am Standort Nackental

Die dendrogeomorphologische Auswertung der beprobten 54 Fichten lieferte einen Einblick in die raum-zeitliche Differenzierung der Hangdynamik an diesem Standort. Eine allgemeine Betrachtung der Wachstumsreaktionen aller beprobten Fichten zeigte Phasen geringer und starker Morphodynamik mit ausgewiesenen Aktivitätsspitzen (1889, 1928, 1942 und 1950). Dabei wurde im Jahr 1942 der bisherige Höhepunkt der Bewegungsaktivität erreicht. In diesem Jahr weisen 41 % der beprobten Fichten auf den Einfluss durch Massenbewegungen hin. Es handelt sich in erster Linie um Kriechbewegungen, die vielfach nach wenigen Jahren in Rotationsrutschungen münden. Die Betrachtung der Hangdynamik reicht maximal bis in das Jahr 1700 a.D. zurück. Trotz einer geringen Anzahl an analysierten Bäumen und einer gewissen Unsicherheit, insbesondere was Bestandessoziologie und Krankheiten betrifft, scheint die Hangdynamik bis ins Jahr 1875 sehr gering zu sein. Nach einer aktiven Phase verläuft die Hangdynamik ab 1969 wieder auf relativ niedrigem Niveau (< 17 %).

Stratigraphische und dendrogeomorphologische Auswertungen deuten auf Basis des momentanen Kenntnisstandes darauf hin, dass es sich bei der als Nackental bezeichneten Tiefenlinie nicht um ein Produkt einer Rutschung handelt. Folglich darf dieser Begriff an diesem Standort nur als Arbeitsbezeichnung aus Gründen einer besseren Orientierung im Gelände gewertet werden.

Die raum-zeitliche Differenzierung der Bewegungen zeigt ein Voranschreiten der Bewegungen von 1889 (1. Aktivitätshöhepunkt) im oberen Bereich des Untersuchungsgebietes in das Zentrum zwischen 1920-60.

Für die Hangdynamik sind zwei Bewegungsrichtungen entscheidend. Im Bereich der Uferanbrüche verursachten rückschreitende Erosion und Seitenerosion kleine Murgänge und in erster Linie Rutschungen. Im mittleren und oberen Teil des Untersuchungsgebietes ist die Denudation talwärts gerichtet. In den weit verbreiteten Vernässungen dominieren Kriechbewegungen. Der typische Verlauf der Massenbewegungen der Schnittstelle der Erosionsrichtungen konnte an mehreren Bäumen nachgewiesen werden. Aufgrund des fehlenden Widerlagers kommt es an der oberen Abrisskante des Uferanbruchs vor einer Rutschung in der Regel zu kurzen Kriechphasen von wenigen Jahren. Dieser Vorgang kann rezent in beeindruckender Weise im Schollenmosaik der Bäume 25 und 53 beobachtet

werden. Den ältesten Hinweise auf die Erosionstätigkeit eines Uferanbruches am Standort Nackental liefert Baum 45 (1830 a.D.). Neben einer Vielzahl morphodynamisch aktiver Standorte konnten auch stabile Hangpartien ausgewiesen werden.

6.3.5 Erdstrom Brünstelsgraben (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 28449, Hochwert: 52 66316
Oberer Lahnenwiesgraben, nord-östlich von Pfleger Hütte
- Höhe: 1240-1360 m NN
- Fläche: ca. 0,2 km²
- Geologie: Kössener Schichten, Hangschutt, Verwitterungsdecke
- Boden: Gley-Kolluvisol, Rendzina, schwach entwickelte Braunerde
- Hydrologie: Mittelhang und Unterhang mit Staunässe, Oberhang weitgehend trocken, perennierende Gerinne
- Vegetation: Unterhang wird von niedrigen Erlen und Feuchtgräsern dominiert; nach oben Fichtenbestand mit zunehmend weniger Feuchtezeigern in der Krautschicht
- Prozess: Kriechen, Rotationsrutschung, Translationsrutschung

Arbeiten:

- Vermessung + Hangprofil
- Aufnahme Geomorphologie und Hydrologie
- Beprobung von 29 Fichten (44 Baumkerne)

6.3.5.1 Rahmenbedingungen

Bereits bei der Erstbegehung des Lahnenwiesgrabens im Mai 2000 war dieses Untersuchungsgebiet besonders auffällig, da sich an seiner Untergrenze Erdmassen auf die Forststrasse bewegten (siehe Abb. 50). Nach Erklimmen einer steilen ca. 5 Höhenmeter hohen Stirnwulst am Rand der Forststrasse verflacht sich das vernässte Gelände. Es sind deutlich Zugrisse zu erkennen. Am Rand des Bewegungskörpers ist eine frische, etwa 50 cm hohe Versatzkante mit Bewegungsstreifen ausgebildet, was auf eine starke Prozessdynamik hindeutet. Mit zunehmender Entfernung von der Forststrasse wird das Gelände steiler, die Vernässung nimmt ab und es treten vermehrt Rutschkörper und alte Anrisse auf. In diesem Bereich (Mittel- und Oberhang) setzt die dendrogeomorphologische Untersuchung an, da im unteren, stark vernässten Teil keine geeigneten Fichten, sondern überwiegend Erlenbüsche stehen.

Es handelt sich offensichtlich um einen kriechenden Erdstrom im Sinne von FISCHER (1967). Die tonig-mergelig verwitternden Kössener Schichten und postglazialer Hangschutt aus Plattenkalk bieten die geologische Grundlage für die Kriech- und Rutschbewegungen. Im Untersuchungszeitraum 2000-2002 konnte des weiteren die Wirkung der Schneeschmelze und langanhaltender Niederschläge auf den unteren Bereich des Erdstroms beobachtet werden. Infolge des hohen Wasserangebots im Frühling/Sommer kam es zu Rutsch- und Fließbewegungen an der Stirnwulst. Die somit verschüttete Forststrasse musste mehrfach mit einem Bagger geräumt werden. Die Messung von Kriechbewegungen – stabiler Fixpunkt außerhalb des Erdstromes und Baum oder Holzplock innerhalb – zeigten Bewegungsraten

im Zentimeterbereich pro Jahr (mündl. Mittl. Dipl. Geol. Dirk Keller, Universität Erlangen, 2003).

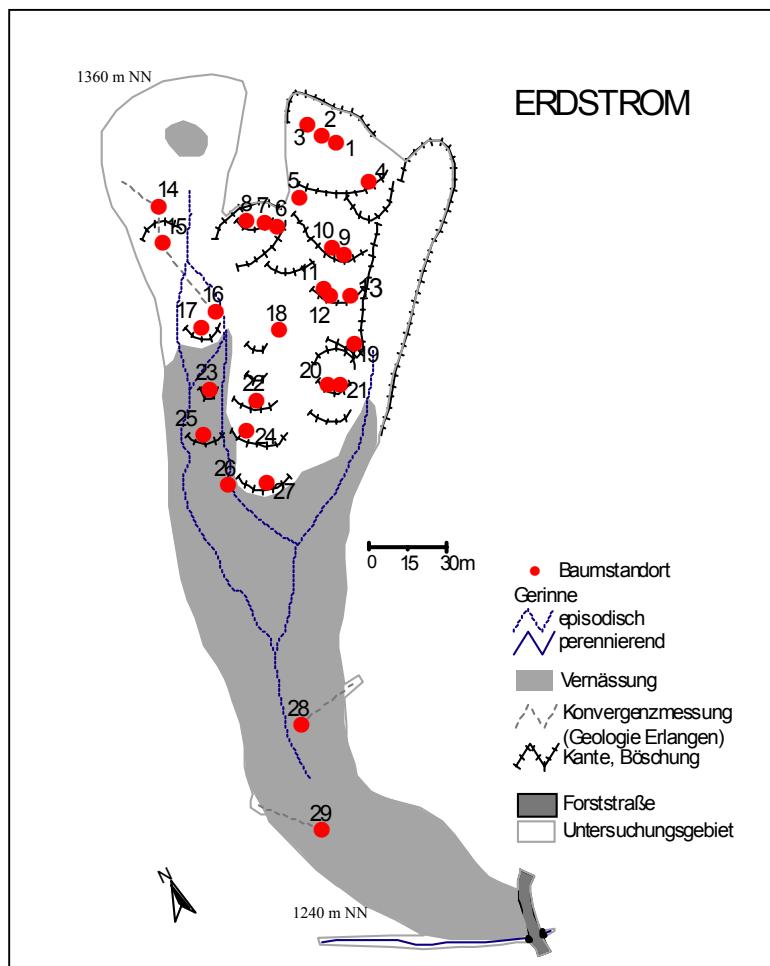


Abb. 50: Erdstrom – Baumstandorte und Morphologie

Der Erdstrom mündet bei Baum 29 in das lokale Haupttal (Brünstelsgraben) und endet rezent an der Forststrasse. Das gesamte Sediment des Erdstroms stammt aus dem abgebildeten Untersuchungsgebiet, welches eine seitliche Tiefenlinie des Brünstelsgrabens bildet. Das perennierende Gerinne hat keinen Einfluss auf die Massenbewegungen und ist durch einen natürlichen Wall vom Erdstrom abgegrenzt.

Die episodischen Gerinne innerhalb des Untersuchungsgebietes nähren nur den unteren Vernässungsbereich und haben keinen Anschluss zum lokalen Vorfluter.

Alte, nahezu verwachsene Anbruchkanten und anstehendes Festgestein im oberen Teil weisen auf Stabilität und einen erschöpften Lockersedimentspeicher hin. Somit handelt es sich voraussichtlich um einen „sterbenden“ Erdstrom, da eine Materialzufuhr für den unteren Bereich bereits in wenigen Jahrzehnten versiegen wird.

Für die dendrogeomorphologische Analyse wurden am Standort „Erdstrom“ 29 Fichten beprobt. Infolge von oberflächennahen Rotationsrutschungen und Kriechbewegungen

wurden die meisten beprobten Bäume schiefgestellt. Da keine Sedimentbohrungen oder geophysikalischen Untersuchungen unternommen wurden, ist das Vorhandensein einer tiefer liegenden Gleitfläche für den Erdstrom nicht bestätigt. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass es sich bei diesem Erdstrom um eine translationsförmige Bewegung handelt, der oberflächennahe Rotationsrutsche aufgesetzt sind.

6.3.5.2 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen

Den 29 beprobten Fichten wurden insgesamt 44 Kerne entnommen. Die Baumdaten befinden sich in der Tab. 17 am Ende des Kapitels.

Das höchste Alter weist Baum 6 mit 282 Jahren auf. Da die Holzprobe in Brusthöhe entnommen wurde, müssen etwa 15 Jahre hinzu gezählt werden, um das Keimungsjahr dieser Fichte zu erhalten (also 1704 a. D.). Auch andere Fichten lassen einen Einblick in das Wachstum der letzten 200 Jahre zu. Jedoch ist die ehemalige soziale Stellung im Bestand enorm ungewiss, sodass die Rekonstruktion der Hangdynamik erst ab 1850 beginnt. In diesem Jahr gehen immerhin 8 Bäume in die Bewertung ein (27,6 %). Der allgemeine Überblick über die Reaktionen der Gesamtheit der beprobten Bäume (Abb. 51) lässt einen ersten Bewegungsimpuls im Jahr 1861 erkennen.

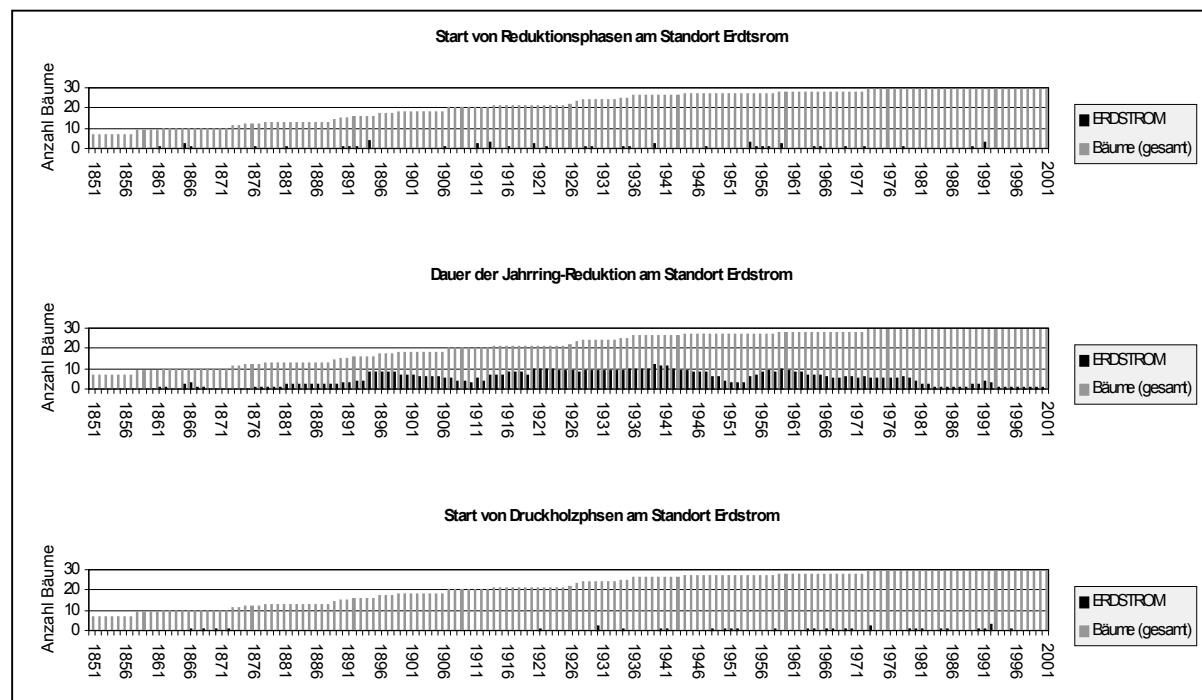


Abb. 51: Standort Erdstrom – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).

In den Jahren 1865/66 beginnen Reduktionsphasen an drei weiteren Bäumen. Hier handelt es sich also um die erste, dendrogeomorphologisch nachweisbare Aktivitätsphase der Hangdynamik und somit um die mögliche Initiierung des Erdstromes. Das gehäufte Auftreten von Druckholz-Startjahren (unteres Diagramm) ab 1866 deutet ein abruptes Ende der Bewegungen an. Ab 1876 lebt die Hangdynamik erneut auf, was zunächst schleichend, dann abrupt in eine Aktivitätsspitze um 1894 mündet. Vier Bäume beginnen im Jahr 1894 mit einer Reduktionsphase und insgesamt sind zu diesem Zeitpunkt acht von 16 Fichten reduziert (50%!). Die Aktivität flacht bis 1910 langsam ab. Da zwischen 1872 und 1921 keine Druckholzphasen beginnen, kam es infolge der aufgezeigten Bewegungen nicht zu Baumschiefstellungen, was wiederum auf verbreitete Kriechbewegungen in der aktiven 1890-er Phase hindeutet. 1911 und 1913 beginnen erneut an fünf Fichten Reduktionsphasen. Zwischen 1913 und 1939 starten weitere Reduktionsphasen (oberes Diagramm) und die Hangdynamik läuft besonders 1921-1941 auf einem hohen Niveau. In diesem Zeitraum weisen stets mehr als 35 % der beprobt Fichten ein reduziertes Wachstum auf. Von 1942 bis 1950 fällt die Anzahl an reduzierten Bäumen von 42 % auf 11 %, was einer zunehmenden Stabilisierung gleich zu setzen ist.

Zwischen 1954 und 1959 beginnt erneut bei insgesamt 8 Bäume eine Reduktionsphase. Diese insgesamt dritte Bewegungsphase schwächt sich auch nur langsam vom Höchstwert 35,7 % (1959) bis unter 1 % im Jahr 1983 ab. Ein weiterer Impuls tritt im Jahr 1991 auf. In diesem Jahr beginnen bei drei Bäumen (10 %) erneut Reduktionsphasen. Da ab 1993 höchstens bei 1 von 29 Bäumen ein reduziertes Wachstum zu erkennen ist, kann der dendrogeomorphologisch untersuchte Bereich des Erdstroms auf Basis der 29 untersuchten Fichten rezent als stabil bezeichnet werden.

Betrachtet man abschließend den Beginn von Druckholzphasen (unteres Diagramm), so ist eine Häufung ab 1948 zu beobachten. Der Charakter der Bewegungen scheint sich also wieder geändert zu haben und es kommt vermehrt zu Baumschiefstellungen. Ob es sich jedoch um ein verstärktes Auftreten von Rotationsrutschungen handelt, kann an dieser Stelle nur vermutet werden.

Der Gesamtüberblick zeigt einen Wechsel von stabilen, aktiven und weniger aktiven Phasen der Hangdynamik:

- Vor 1861 stabil
- 1861-66 1. Aktivitätsphase
- 1867-1875 (evtl. bis 1889) stabil
- 1876-1983 Wechsel von sehr aktiven zu weniger aktiven Phasen mit :
 - 2. Aktivitätsphase 1890-1910 (Höhenpunkt 1894-98 / 50 %)
 - 3. Aktivitätsphase 1911-1950 (Höhenpunkt 1920-24 + 1939-41 / 47,6 %)
 - 4. Aktivitätsphase 1954-1982 (Höhenpunkt 1959 / 35,7 %)
- 1983-2000 weitgehend stabil, mit kleinem Impuls 1991

Die Betrachtung einzelner Baumstandorte bietet die Möglichkeit der raum-zeitlichen Differenzierung der Bewegungsaktivität. Da es sich jedoch um insgesamt 29 Baumstandorte handelt, kann nicht jedes in den üblichen Baumdatentabellen aufgelistete Detail angesprochen und interpretiert werden. Dies wäre für den Leser wohl auch nur allzu ermüdend und nicht zielführend. Deshalb werden wesentliche Aspekte zur raum-zeitlichen Auflösung der Bewegungen herausgehoben.

Baum 6 weist auf Bewegungen ab 1757 hin. Im Anschluss an zwei Reduktionsphasen (1757-66 und 1783-1808) bildet der Baum Druckholz aus, was ein eindeutiger Beleg für eine Schiefstellung des Stammes ist. Lediglich Baum 8, der etwa 15 m von Baum 6 entfernt steht, ermöglicht einen ähnlich weiten Einblick in die Wachstumsgeschichte. Jedoch ist er in jungen Jahren so stark reduziert, dass die Jahrringe nicht bis ins Mark eingemessen werden konnten (nur bis 1774). Bis 1850 ist Baum 8 stark reduziert und weist anschließend keine Störungen im Wachstum auf. Aufgrund der geringen Datendichte und ungeklärten sozialen Strukturen im Bestand vor 200-250 Jahren kann also nur vermutet werden, dass der Anbruch oberhalb dieser Bäume bereits im 18. Jahrhundert entstand.

Die Bäume 1 bis 3 ermöglichen die eindeutige Datierung des Anbruchs oberhalb auf das Jahr 1865. Alle Bäume weisen 1865 oder 66 einen Reduktionsimpuls auf, der zur Baumschiefstellung führte (Druckholz !). Es handelt sich um eine Rotationsrutschung ohne vorangegangene Kriechphase.

Ob die Reduktion von Baum 4, welcher unterhalb von Baum 1 steht, in den Jahren 1860-61 als Bewegung gedeutet werden kann, ist fraglich, da die Reduktion sehr kurz und schwach ist.

Das Auftreten von Druckwurzeln bei Baum 5 ist ein Hinweis auf die Bewegung der Scholle oberhalb (Bäume 1 bis 4). Im Jahr 1894 kommt es bei den Bäumen 5, 6, 7 und 10 zur Reaktion auf eine Bewegung. Da der neben Baum 7 stehende Baum 8 keine Reaktion zeigt, handelt es sich um aktive Hangbereiche zwischen den Bäumen 5, 6, 10 und 18. Ob eine Destabilisierung des Hanges aufgrund der Bewegung bei Baum 18 (ab 1892) eintrat, kann nur vermutet werden.

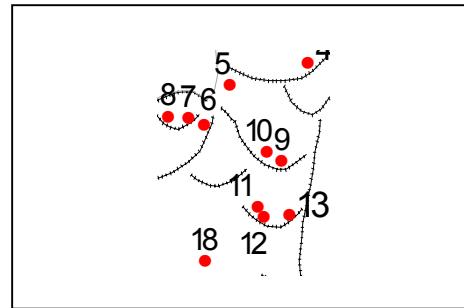
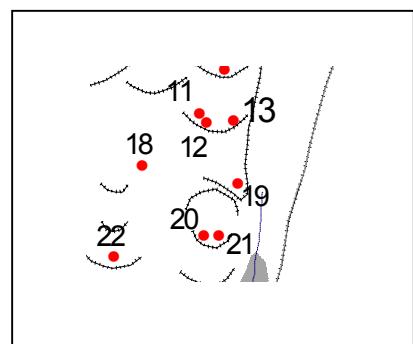


Abb. 52: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).

Die Bäume 11, 12 und 13 stehen im Kartenbild gemeinsam auf einer Scholle. Nach einer Kriechphase, welche ab 1911 bei Baum 11 und ab 1913 bei Baum 12 zu erkennen ist, kommt es zur Sackung der Scholle im Jahr 1920. Baum 9 kippt in die entstandene Böschung und bildet Druckholz aus. Bei genauerer Betrachtung des Standorts von Baum 13 fällt gegenüber den Bäumen 11 und 12 eine hangabwärtige Schiefstellung des Stammes auf, was auf das Auffahren von Erdmaterial zurückzuführen ist. Der Standort war also zunächst stabil, bis die Scholle unterhalb Baum 9 absackte. 1920 kam es scheinbar nur zu einem leichten Einfluss durch die Schollenbewegung, denn erst ab 1952 bildet Baum 13 Druckholz aus. Die Freilegung der Wurzeln und die Schiefstellung von Baum 10 steht auch in direktem Zusammenhang mit der Schollenbewegung bei Baum 11 und 12. Diese Scholle ist maximal bis 1964 aktiv, denn im Anschluss an die vorerst letzte Reduktionsphase (Baum 12, 1959-64) kommt es, wenn auch verzögert, zur Druckholzbildung ab 1967.

Die Bäume 20 und 21 befinden sich auf einer Kriechscholle unterhalb Baum 19. Nahezu gleichzeitig läuft die erste Reduktionsphase bei Baum 20 (1916-46) und 19 (1913-46) ab. Es handelt sich um eine Kriechbewegung. Vermutlich setzt die Bewegung bereits 1913 ein und führt zur leichten Schiefstellung und Wurzelzerreißen bei Baum 19. Ab 1916 reagiert auch Baum 20 auf das Kriechen. Der Beginn der bis 1966 andauernden Reduktionsphase von Baum 21 ist nicht aufzulösen.

Abb. 53: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).



Jedoch ist dieser Baum zumindest an einer zweiten Kriechphase ab Mitte der 1950-er Jahre beteiligt, was bei den Bäumen 20 und 21 zur Druckholzbildung in den 60-er Jahren führt. Der Standort von Baum 19 ist wahrscheinlich die gesamte Baumlebensdauer (102 Jahre) hindurch stabil und wurde lediglich von der unterhalb abgehenden Scholle beeinflusst. Weitere Druckholzphasen bei Baum 21 und frische Denudationsspuren im alten Anriss weisen auf Bewegungsaktivität bis heute hin.

Betrachtet man die bisher behandelten Baumstandorte im oberen rechten Teil des Untersuchungsgebietes, so fällt rein morphologisch ein treppenartiger Aufbau des Geländes auf, was auf eine rückschreitende Hangdenudation hindeutet. Die ältesten Bewegungen fanden jedoch zunächst an den beiden obersten Anbrüchen (Scholle 1 und 2) statt, sodass es einer genaueren Betrachtung der Denudationsrichtung bedarf.

Der exponierte Standort von Baum 18 (ab 1892 reduziert) gilt als Ausgangspunkt für die

Bewegungen der Schollen 5, 4, 3. Zusätzlich wurde die Bewegung von Scholle 2 ab 1894 initiiert. Die trichterartige Form des Hangbereichs um Baum 18 weist deutlich auf einen alten Denudationsstandort hin. Rezent ist der Standort mit dichtem Gras bewachsen und morphodynamisch inaktiv. Ausgehend von Baum 18 handelt es sich also um eine rückschreitende Hangdenudation ab 1892 und die älteren Bewegungen, speziell um 1865 bei Scholle 1, sind davon abgekoppelt und eigenständig.

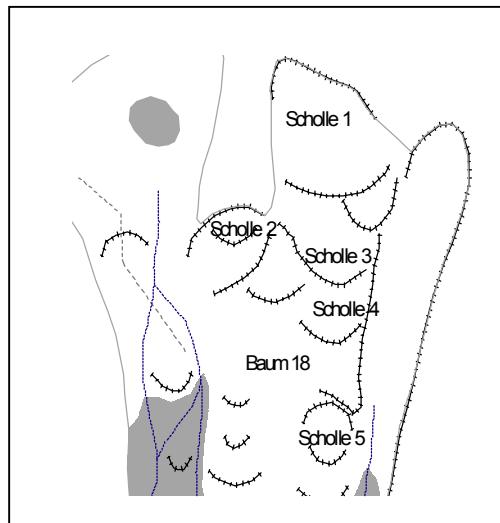


Abb. 54: Standort Erdstrom – Morphologie im oberen Hangbereich (vgl. Abb. 50).

Auch am Standort von Baum 14 (Abb. 50) ist eine sehr alte Bewegungsdynamik ab 1876 zu erkennen. Die wannenartige Hohlform mit rezenter Vernässung oberhalb von Baum 14 ist eindeutig ein alter Anbruch. Jedoch befinden sich hier keine datierbaren Bäume. Baum 15 weist eine extreme Reduktion von mindestens 130 Jahren bis zum Jahr 1995 auf. Die Jahrringbreiten sind jedoch für eine Vermessung zu gering, sodass hier kein genauer Zeitrahmen für Bewegungen auszumachen ist. Die Rotationsscholle, auf der die Bäume 16 und 17 stehen, hat aufgrund ihres geringen Alters mit den sehr alten Bewegungen nichts zu tun. Diese Fichten lassen jedoch die genaue Bestimmung einer Rotationsrutschung für das Jahr 1991 zu. Die Konvergenzmessstrecke der Geologen von der Universität Erlangen misst seit 2000 die Bewegungen von Baum 14, 15 und 16. Die Bewegung ist schwach und liegt im Millimeterbereich pro Jahr.

Auch Baum 23 wurde 1991 von einer Rotationsrutschung beeinflusst und bildet im Anschluss Druckholz aus. Bei den Bäumen 23-27 ist kein näherer Zusammenhang der Hangdynamik zu erkennen. Die Standorte 22, 24, 27 sind rezent durch ein kleines episodisches Gerinne von den vernässtesten Standorten 23, 25 und 26 getrennt. Ob es sich um eine spätere Durchschneidung der erkennbaren Schollen durch das Gerinne handelt und um eine gleichzeitige Bewegung der sich gegenüberstehenden Bäume, kann nicht geklärt werden. Baum 26 lässt die älteste Bewegung dieser Bäume ab 1890 erkennen. Dieses Datum passt gut zu den Datierungen im oberen Hangbereich. Dort beginnen Reduktionsphasen 1891, 1892 und verstärkt 1894. Somit ist die Hangdynamik zu Beginn der 1890-er Jahre weit verbreitet.

Die starke Schiefstellung von Baum 24 wurde durch eine Rotation im Anschluss an eine

Kriechbewegung von 1913-33 verursacht. In den 1920-er Jahren weisen die Bäume 23-26 Reduktionen auf, was ein Hinweis auf eine starke Hangdynamik in dieser Dekade ist. Ein deutlicher Zusammenhang der Bewegungen ist jedoch nur um 1956/57 bei den Bäumen 26 und 27 zu erkennen. Rezent scheint dieser Hangbereich weitgehend stabil zu sein. Die Bäume 28 und 29 stehen isoliert in einer großen Vernässung und lassen keine Gemeinsamkeiten bezüglich ihrer Reaktion auf Massenbewegungen erkennen.

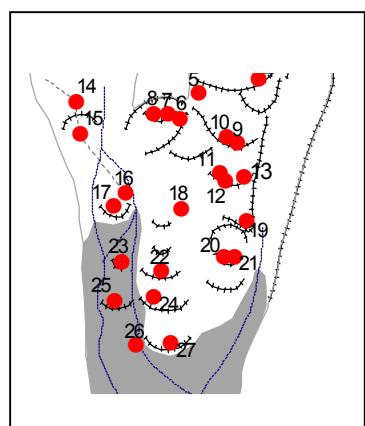


Abb. 55: Standort Erdstrom – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 50).

Bei Baum 28 kommt es zweimal zur Schiefstellung des Stammes in hangaufwärtiger Richtung (Druckholz ab 1941 und 1985). Im Anschluss an Kriechbewegungen von 1939-41 und 1969-1982 kam es zu Rotationsrutschungen. Da Baum 29 bereits im Einflussbereich von Lawinen aus dem Brünstelsgraben liegt, ist nicht zu klären, was die Schiefstellungen 1965 und 1972 verursacht hat. Das geringe Alter von 56 Jahren lässt ohnehin nur einen kurzen Einblick in die Hangdynamik an diesem Standort zu.

Betrachtet man das Alter der Bäume bzw. den Zeitbereich, bis zu dem sie in die Analyse eingehen, und den jeweiligen Standort (Tab. 17), so ist eine Abnahme von oben nach unten festzustellen. D.h. die ältesten Bäume stehen im obersten Bereich des Untersuchungsgebietes. Hier ist auch die am weitesten zurückreichende Aktivität (ab 1861, Baum 4) zu verzeichnen. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Erdstrombewegung deutlich älter ist und als ehemals rückwärtschreitender Prozess im Jahr 1861 die obersten Bäume

erreicht hat. Der Denudation fielen im 19. Jahrhundert (und vorher ?) viele alte Fichten zum Opfer. Somit können heute überwiegend nur Daten aus dem nachgewachsenen Bestand gezogen werden. Was letztendlich auch eindeutige Schlüsse auf die Hangdynamik zulässt, jedoch kaum vor 1900 zurückreicht.

Die Entwicklung der Hangdynamik seit 1860 zeigt die Abb. 56. Auf Basis des aus anderen Kapiteln bekannten 20-jährigen Intervalls ist deutlich eine raum-zeitliche Differenzierung der Bewegungsaktivität an den Baumstandorten zu erkennen. Die stärkste Aktivität ist zwischen 1920 und 1960 festzustellen. Von 1960-2000 nimmt die Aktivität ab und ist rezent kaum vorhanden, d.h. der untersuchte Bereich ist weitgehend stabil.

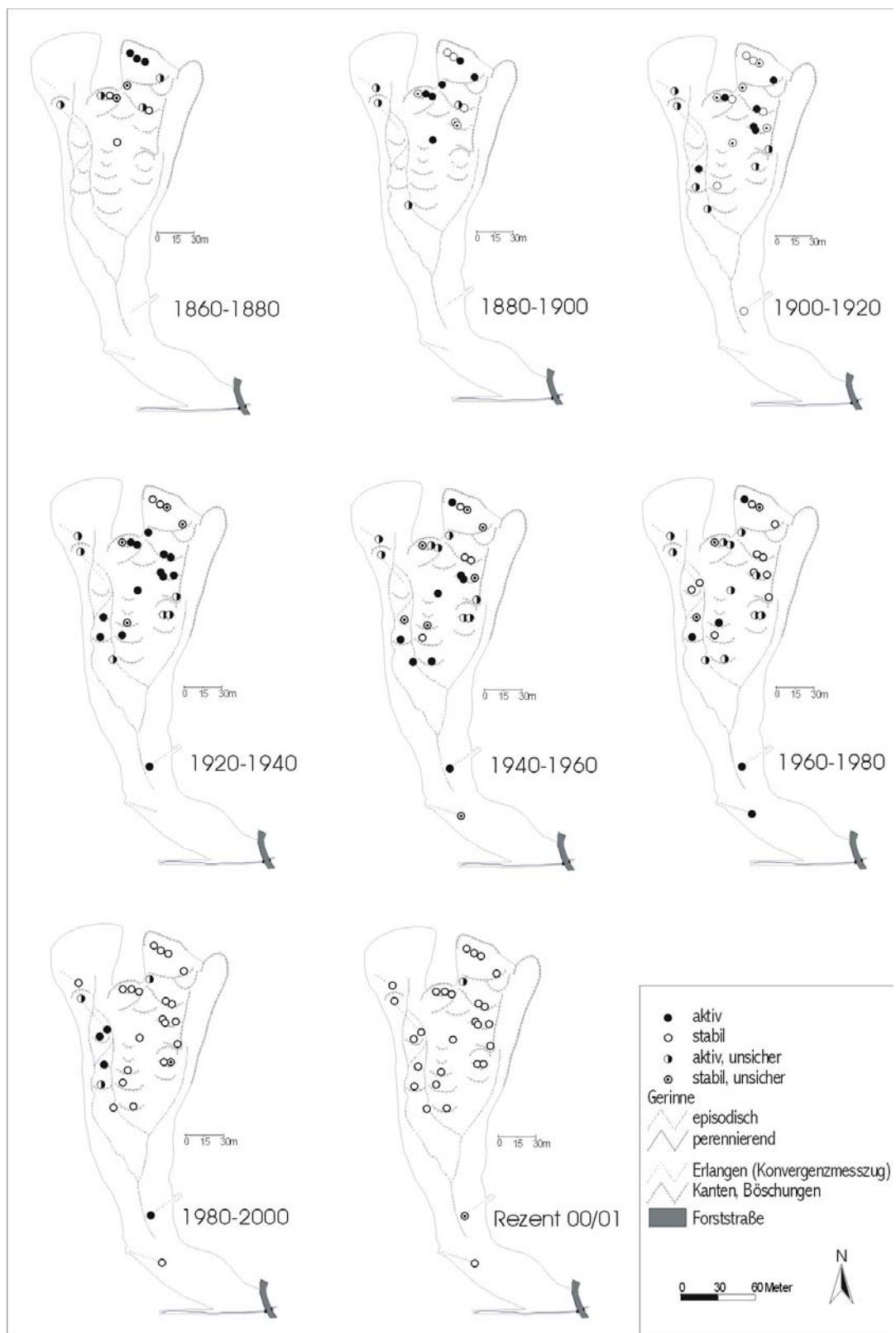


Abb. 56: Bewegungsaktivität am Standort Erdstrom 1860-2001

6.3.5.3 Zusammenfassung

Die dendrogeomorphologische Analyse von 29 Fichten ermöglicht einen maximalen Einblick in die Entwicklungsgeschichte des Erdstroms bis A.D. 1704. Erste Impulse zur Hangdynamik sind zwar bereits ab 1757 wahrscheinlich, jedoch aufgrund zu geringer Baumanzahl und mangelnder Kenntnis über soziale Strukturen im Bestand nicht gesichert. Eine erste Aktivitätsphase der Hangdynamik konnte ab 1861, mit einem deutlichen Höhepunkt 1865, datiert werden. Nach kurzer Ruhephase wird die Hangdynamik ab 1890 großflächig widerbelebt. Bis 1983 kommt es zu einem Wechsel von aktiven und weniger aktiven Phasen, wobei die Hangdynamik nicht zum Erliegen kommt. Die Bewegungshöhepunkte 1890-94, 1920-24, 1939-41 und 1954-1959 sind hier besonders hervorzuheben. Abgesehen von einem kurzen Impuls im Jahr 1991 kommt die Hangdynamik von 1983 bis 2001 fast vollständig zur Ruhe, sodass das Wachstum der untersuchten Bäume rezent auf stabile Verhältnisse hindeutet.

Die Massenbewegungen werden von Kriechbewegungen dominiert. Jedoch enden diese nicht selten in Rotationsrutschungen. Zwar konnte eine raum-zeitliche Differenzierung der Bewegungen rekonstruiert werden, aber eine durchgehend einheitliche Denudationsrichtung ist nicht zu erkennen. Im überschaubaren Zeitrahmen von 1850-2001 treten die ersten Bewegungen an der heutigen Obergrenze des Untersuchungsgebietes auf. Erst später ist unterhalb eine rückschreitende Destabilisierung zu erkennen.

Es ist wahrscheinlich, dass die Erdstrombewegung deutlich älter ist als mittels der rezent vitalen Fichten ermittelt werden konnte. Das lassen zum einen die Bewegungen von Baum 6 ab 1757, zum anderen die abnehmenden Baumalter vom Oberhang zum Unterhang vermuten. Somit handelt es sich bei den jüngeren Bäumen um auf einer ehemaligen Denudationsfläche aufgewachsene Fichten, die ihrerseits erneut den Prozessen der Hangdynamik unterliegen.

Der steile Reliefcharakter und anstehendes Festgestein im oberen Teil des Erdstroms sowie die mächtige Materialakkumulation im unteren Teil deuten auf einen „sterbenden“ Erdstrom hin, da bereits in wenigen Jahrzehnten die Materialzufuhr von oben nach unten ausbleiben wird.

Tab. 17: Baumdaten und Analyse am Standort Erdstrom (Brünstelsgraben). Die Kernentnahme erfolgte am 16./18.-19.10.2001.

Erdstrom/ Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rotation	Druckholz
1.1 1.2	hangauf	stark schief, 1.2. DH-Seite	0,90	>168	1866-68	1870-1905
2.1 2.2	hangauf	stark schief, 2.2. DH-Seite	0,95	>140	1865/66	1866-2001
3	hangauf	stark schief, von DH-Seite gebohrt, Vergleich 1+2	0,60	197*	1865/66 1959-63	1868-69 1872-2001
4	hangab	stark schief, unterhalb ist 0,5m hoher Anriss mit frei gelegten Wurzeln	0,70	170*	1861/62? 1881-1907 1929-47	1948-56
5.1 5.2	hangab	Druckwurzeln oberhalb, DH-Seite 5.1	1,30	>197	1894-1901 1928-2001	
6.1 6.2 6.3	hangauf	gewunden, 6.1 Red-Seite, 6.2 DH, 6.3 hangparallel	1,50	282*	1757-1766 1783-1808 1894-1980	1767-82 1809-93
7.1 7.2	hangauf	stark schief, oberhalb ist alter Anriss, 7.1. DH-Seite	1,30	>181	1894-1909 1934-80	1981-2001
8.1 8.2	hangauf	8.1. DH-Seite	1,30	>227	-1850	
9.1 9.2	hangab	Versteilung unterhalb, alter Anriss, 9.1. DH-Seite	0,90	>130	-1920	1921-2001
10.1 10.2	hangab	freie Wurzeln an Abrisskante, 10.1. DH-Seite	1,00	>150	-1874 1894-98 1911-26 1935-39	1940-2001
11.1 11.2	hangauf	stark schief, Rutschung unterhalb von Baum 9. 11.2 DH-Seite	1,00	>124	1911? 1922-49	1950-2001
12.1 12.2	hangauf	Vergleich mit Baum 11, 12.1. DH-Seite	1,20	>120	1913-21 1959-64	1930-57 1967-80
13	hangab	evtl. schief durch Auffahren einer Scholle von oben	1,30	128*	1920-23	1952-2001
14	gerade	Konvergenzmessungspunkt	0,90	>125	1876-90 1891-1905 1906-47	
15	hangauf	Scholle, Baum sehr alt jedoch kernfaul, Konvergenzmessungspunkt	1,00	>200	-1995	
16	hangab/ parallel	Scholle, kleine Rinne, Konvergenzmessungspunkt	0,80	50*	1991/92	1992-94
17	hangauf	leicht schief, von DH-Seite gebohrt	0,70	>28	1991/92	1992-2001
18.1 18.2	hangauf/ parallel	Tanne, 18.1 DH-Seite, Kante oberhalb verwachsen	1,40	>170	1892-1905 1939-50 1954-79	1980-2001
19	hangab	leicht schief, Unterhalb ist Schollenabriß	0,50	102*	1913-46	
20	hangab	Scholle, Anriss oberhalb teils verwachsen	0,50	110*	1916-46 1954-63	1964-2001
21	hangab/ parallel	leicht schief, Vergleich 20	0,60	69*	-1966	1969-73 1984-90 1991-97
22	hangauf	Scholle unterhalb von Baum 20/21, umgestürzter Ahorn daneben!	0,90	75*	1965/66	1970-2001
23.1 23.2	hangab	gewunden, 23.1 in 0,5m, 23.2 in 2m Höhe erbohrt	0,60	>96	-1914 1920-29 1991	1930-33 1992-2001
24.1 24.2	hangauf	stark schief, alter Rutschkörper, 24.1 DH-Seite	1,90	>100	1913-33	1934-2001
25	hangauf	stark schief, Knick im Stamm !	0,90	>100	>1925-71 1989/90	1973-84 1990/91 1995-2001
26.1 26.2	hangauf	von kl. Mure leicht verschüttet, an kl. Rinne, 26.1 DH-Seite	0,90	>100	1890-1942? 1956/57 1978	1958-74 1979-2001
27	hangab	unterhalb liegt eine Kante	0,90	66*	1947-50 1957-62	1951-53 1963-2001
28	hangauf	Konvergenzmessungspunkt, Kriechstrom	0,80	96*	1939-41? 1955-60 1969-82	1941-46 1985-90
29	hangab	Konvergenzmessungspunkt, Kriechstrom, Lawineneinfluß!!!	0,80	56*	1964/65? 1972?	1966-69 1973-2001

6.3.6 Herrentischgraben (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 29028, Hochwert: 52 66423, Oberer Lahnenwiesgraben
- Höhe: 1185-1305 m NN (dendrochronologisches Untersuchungsgebiet)
- Fläche: ca. 0,9 km²
- Geologie: Kössener Schichten, postglazialer Hangschutt, Verwitterungsdecke
- Boden: Gley-Kolluvisol, Braunerde, Rendzina
- Hydrologie: zunehmende Vernässung von oben nach unten, perennierender Abfluss
- Vegetation: Im Anriss- und Akkumulationsbereich Fichtenbestand mit Gräsern und Feuchtezeigern
- Prozess: Kriechen, Rotations- und Translationsrutschungen, Murgänge, fluviale Verschüttung und Erosion

Arbeiten:

- Vermessung
- Aufnahme relevanter geomorphologischer und hydrologischer Faktoren
- Beprobung und Analyse von 29 Fichten (41 Baumkerne)

6.3.6.1 Rahmenbedingungen

„Das bedrohliche Rauschen und Poltern in den steilen Abflussrinnen nimmt weiter zu. Die sonst trockenen Rinnen sind soweit angeschwollen, dass eine Überquerung des Schutt-Wassergemisches sehr gefährlich ist.“ Dieser Auszug aus einem Feldbucheintrag des Autors im Jahr 2001 entstand während eines heftigen Sommergewitters im hydrologischen Einzugsgebiet des oberen Herrentischgrabens (Abb. 57) und verdeutlicht die ungeheure Dynamik, die ein Starkregenereignis auslösen kann.

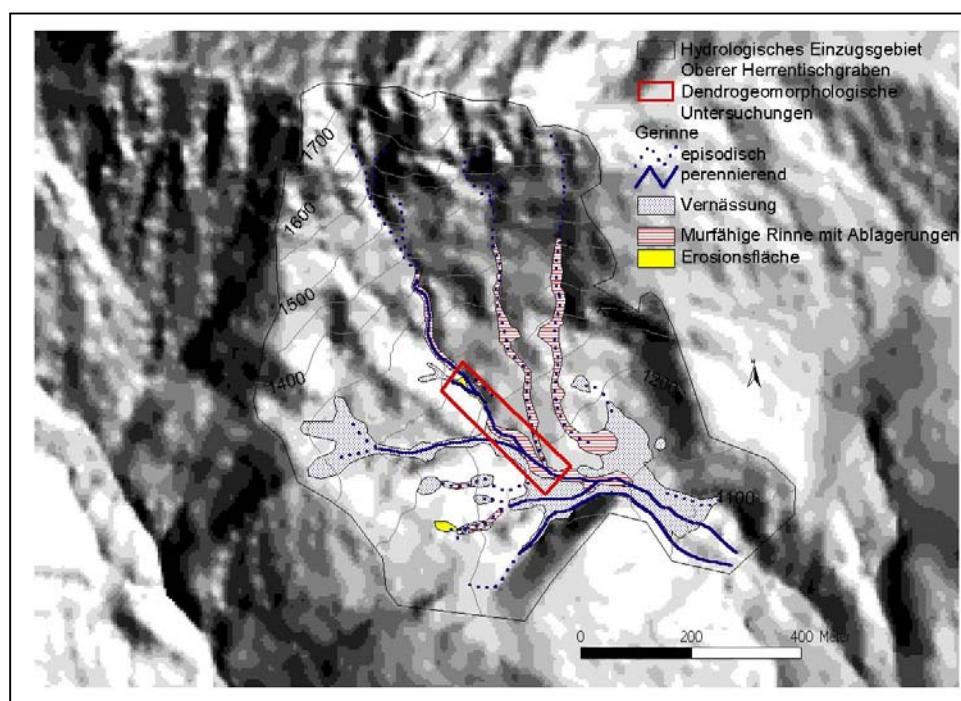


Abb. 57: Hydrologisches Einzugsgebiet des oberen Herrentischgrabens.

Ein deutlich stärkeres Regenereignis im Juni 2002 verursachte noch weitaus größere Massenbewegungen als während der Beobachtungen im Sommer 2001. Es entstanden entlang der zwei östlichen murfähigen Rinnen neue Leveés und es kam zum fluvialen Transport von Gesteinsblöcken mit einer Kantenlänge von bis zu 2 m. Zudem führte die Akkumulation von Lockersedimenten am Ausgang der Erosionsrinnen zu Verschüttungen von Bäumen und der Forststraße im Bereich der 1100 m-Höhenlinie.

Das hydrologische Einzugsgebiet weist die Form eines Hufeisens auf. Die geologisch verursachte Verjüngung des Reliefs (Plattenkalk und Kössener Schichten) bei etwa 1150 m NN bewirkt einen Stau der Lockersedimente. In diesem Bereich ist ein Sedimentspeicher ausgebildet, welcher aus zahlreichen erosiven Tiefenlinien genährt wird. Die Vernässung ist weit verbreitet. Auch an diesem Untersuchungsstandort konnte beobachtet werden, dass die Massenbewegungen vom Niederschlagscharakter abhängig sind. Während Murgänge und fluviale Verschüttungen eindeutig von Starkregenereignissen ausgelöst werden, sind für die Kriech- und Rutschbewegungen weitgehend mehrtägige Feuchtphasen (Schneeschmelze, Staulagen) verantwortlich.

Die dendrogeomorphologischen Untersuchungen sind auf ein relativ kleines Gebiet innerhalb des oberen Herrentischgrabens beschränkt (Abb. 58).

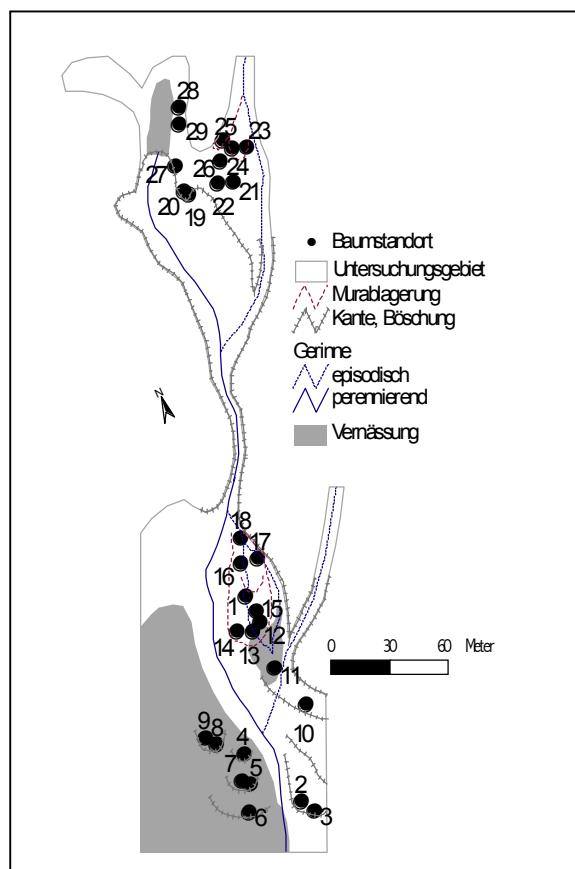


Abb. 58: Standort Herrentischgraben – Baumstandorte und Morphologie

Die Auswahl dieser Untersuchungsfläche erfolgte, da hier eine Verzahnung von Prozessen zu erkennen ist und zugleich zahlreiche Fichten durch Massenbewegungen beeinflusst werden. An anderen Stellen im oberen Herrentischgraben wäre ebenfalls eine dendrogeomorphologische Untersuchung angebracht, jedoch sind in der Regel nur wenige Bäume (Fichten) von den Prozessen betroffen.

Das Untersuchungsgebiet ist zweigeteilt:

1. Anrissbereich mit Kriechbewegungen und Rutschungen
2. Akkumulationsbereich mit überwiegender Murdynamik

Oberhalb einer großen vegetationslosen Erosionsfläche mit anstehenden Kössener Schichten befinden sich Kriech- und Rutschschollen. Im Bereich der Bäume 23 bis 25 ist zudem eine Verschüttung durch Murgänge aus der östlich gelegenen Rinne zu erkennen. An der steilen, etwa 1 m hohen Abrisskante (Bäume 19, 20, 27) herrscht eine starke Denudationsdynamik. In Form von Muren oder Rutschungen werden Lockersedimente mobilisiert. Das Material bewegt sich zunächst über die rezent vegetationslose Transportbahn, die sich nach unten versteilt und bis auf ca. 2 m verjüngt, hier mit Stufen im Anstehenden (Neigung 30-35°). Der steile Transportkanal weitet sich nach etwa 30 m und das Gelände wird flacher (ca. 5-10°). Das perennierende Gerinne hat sich im Akkumulationsbereich bis zu 2 m tief in die Ablagerungen eingetieft. Die Massenbewegungen führten immer wieder zu Verschüttung und Schiefstellung von Bäumen im Akkumulationsbereich (Bäume 1 bis 18). Der untere Teil des Untersuchungsgebietes Herrentischgraben ist durch fluiale Prozesse und Murgänge geprägt. Das abgelagerte Erosionsmaterial stammt zum Teil aus dem oberen Anrissgebiet. Zu dem mündet bei Baum 11 eine murfähige Rinne ein, welche allerdings keinen Einfluss auf die Bäume 1 und 12 bis 18 hat. Im Akkumulationsbereich zwischen Baum 18 und Baum 11 sind zahlreiche Murablagerungen zu erkennen. Die Materialzufuhr erfolgt ausschließlich über das episodisch wasserführende Gerinne, welches oberhalb von Baum 18 Anschluss an das Hauptgerinne hat.

Insgesamt wurden an 29 Fichten 41 Baumkerne entnommen.

6.3.6.2 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen

Die große Distanz zwischen den Bäumen im oberen und im unteren Teil des Untersuchungsgebietes lässt die Betrachtung aller Bäume als Gesamtbild der Hangdynamik zunächst unsinnig erscheinen, da es sich scheinbar um zwei verschiedene Standorte handelt. Tatsächlich ist jedoch ein Zusammenhang in der Aktivität der Standorte erkennbar, wie die Ausführungen im weiteren Verlauf belegen werden.

Bei Betrachtung der Baumreaktionen zwischen 1850 und 2001 (Abb. 59) tritt erstmals eine Reduktion im Jahr 1865 auf. Der Beginn von drei Reduktionsphasen zwischen 1865 und 1870 führt zu einem ersten Höhepunkt der Hangdynamik von 1870-72. Zu diesem Zeitpunkt weisen 33 % der beprobten Fichten ein reduziertes Wachstum auf. Auch die Standortchronologie weist zwischen 1865 und 1872 auf ein unterdurchschnittliches Wachstum hin, was die Deutung der Reduktionen als aktive Hangdynamik in Frage stellen könnte. Jedoch weist die im Jahr 1873 beginnende Druckholzphase auf eine Schieflage des betroffenen Baumes hin. Diese Tatsache muss als Beleg für eine Massenbewegung gewertet werden.



Abb. 59: Standort Herrentischgraben – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).

Von 1880-1892 ist das Wachstum bei nur einem von maximal 13 Bäumen reduziert. Das gescharte Auftreten von beginnenden Reduktionsphasen weist auf eine mehrfache

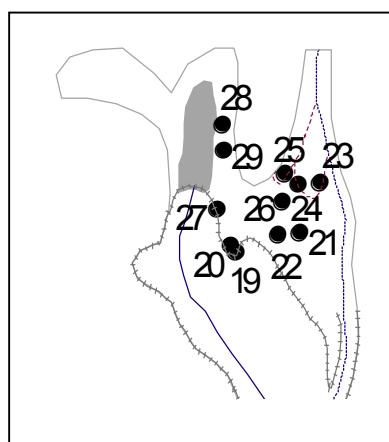
Wiederbelebung der Hangdynamik zwischen 1893 und 1957 hin (siehe oberes Diagramm in Abb. 59). Analog zeigt das Balkendiagramm zur Dauer von Reduktionsphasen (mittleres Diagramm) einen welligen Verlauf. Erst nach 1962 treten etwas weniger Reduktionen auf, was auf eine abklingende Hangaktivität hindeutet. Jedoch kommt es auch in den 1990-er Jahren zu kleineren Impulsen.

Eine Vielzahl von beginnenden Druckholzphasen ist ein Zeichen für die hohe Anzahl an Schiefstellungen der Bäume, hervorgerufen durch Rutschungen, Kippungen an Abrisskanten, Kriechbewegungen und Stammverschüttungen.

Auf Basis des Gesamtüberblicks ohne raum-zeitliche Differenzierung von Einzelstandorten ist ein Wechsel von aktiveren und weniger aktiven Phasen der Hangdynamik zu erkennen:

- bis 1865 stabil
- erster Aktivitätshöhepunkt 1870-72 (33%)
- 1880-1892 sehr geringe Aktivität
- 1893-1962 zweite Aktivitätsphase mit Höhepunkten:
 - 1896-98 (29 %)
 - 1910-12 (29 %)
 - 1927-28 (35 %)
 - 1934-43 (46-54 %)
 - 1957-62 (28 %)
- 1963-2001 anhaltende Aktivität, jedoch auf niedrigem Niveau (7-21 %)

Bemerkenswert ist der hohe Prozentsatz von beprobten Bäumen mit reduziertem Wachstum von 1934 bis 1943. Hier handelt es sich um den bisherigen Höhepunkt der Bewegungsaktivität am Standort Herrentischgraben. Bis zu diesem maximalen Höhepunkt ist eine sukzessive Steigerung der Hangdynamik ab 1893 zu beobachten.



Wie sieht nun die raum-zeitliche Differenzierung der Hangdynamik aus?

Im oberen Teil des Untersuchungsgebietes befinden sich die Bäume 19-29. Die Bäume 28 und 29 stehen an einer alten Ablaufrinne, die durch eine große Rutschung aus der gegenüberliegenden Tiefenlinie zugeschoben wurde. Infolgedessen entstand die Vernässung (grau), aus der rezent ein perennierendes Rinnsal in die vegetationslose Erosionsfläche entspringt.

Abb. 60: Standort Herrentischgraben – Ausschnitt aus der Übersichtskarte (vgl. Abb. 58).

Die Vernässung hat keinen oberirdischen Zulauf. Die Baumdaten (Tab. 18) dieser Bäume (28, 29) deuten auf mindestens zwei Ereignisse hin, die aus der gegenüberliegenden Tiefenlinie auf sie einwirkten. Beide Bäume wurden um 1912/13 schiefgestellt, da sie fast zeitgleich im Anschluss mit Druckholzbildung reagieren. Des weiteren ist ab 1932/33 bei beiden Bäumen der Beginn einer Reduktionsphase zu beobachten, was ebenfalls durch ein Ereignis initiiert wurde. Die Standorte scheinen seit den 1960-er Jahren stabil zu sein.

Tab. 18: Baumdaten und Analyse am Standort Herrentisch (Bäume 19-19). Die Kernentnahme erfolgte am 25. und 31.07.2001.

Herrentisch /Baum	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rotation	Druckholz
19	hangab	auf Scholle im Muranrissgebiet	0,80	99*	1934-42(47) 1952-62	1927-30 1948-50 1963-98
20	hangab	leicht schief, auf Scholle wie 19, deutlich DH	0,85	93*	1927-29 1940-79 1991/92	1930-34 1980/81 1993-99 1999-2001
21.1 21.2	hangauf	leicht schief, 21.1 DH-Seite; Murschutt ringsherum	1,20	133*	1893-1913 1941/42	1915-24 1928/29 1943-48 1955-62
22	hangab/ parallel	3m westlich von Baum 21	0,65	>78	1926-41 1948-57	1942-47 1969-74
23.1 23.2	hangauf	ca. 0,5 m hoch von Mure verschüttet, 23.1 DH- Seite	1,25	>126	1896-1903 1972-80 1991-99	
24	hangauf	leicht schief, Murschutt auf Oberseite, Vergleich	1,30	>77	19(73)78-80	
25.1 25.2	hangab	vielleicht auch Murschutt wie bei 24, Vergleich 23/24, 25.1 DH-Seite	1,40	154*	1932-41 1957-62?	1914-23 1942/43-1956 1969-2001
26	hangab	leicht schief, westl. und unterhalb sind Schollenanrisse	1,10	>94		
27.1 27.2	hangab	extrem schief, oberster Anriß des Muranisses, 27.1 DH-Seite	1,70	>125	1937-1945 1958-64	1966-2001
28.1 28.2	hangab	Steht an alter Ablaufrinne, die oberhalb durch Rutschung zugeschoben ist, 28.1DH-Seite	1,60	>146	1910-12 1932-62	>1881-1909 1913-1931
29.1 29.2	hangauf	alte Ablaufrinne, Vergleich 28, 29.1 DH-Seite	1,50	150*	1921-28 1933-49 1957-65?	1914-26 1952-56 1967-90

Ob die Bewegungen, die zur Reaktion der Bäume 28 und 29 führten, auch Einfluss auf den Standort von Baum 27 (unterhalb) und die Entwicklung der über 1 m hohen Anrißkante hatten, kann nicht geklärt werden. Auffällig ist jedoch, dass die Reaktionen von Baum 27, insbesondere die Reduktionsphase von 1958-64 mit anschließender Druckholzbildung, fast synchron zu den Daten von Baum 29 verlaufen. Baum 27 steht eindeutig seit 1958 im Einflussbereich der rückschreitenden Erosion an der rezenten Anrißkante. Die enorme Schiefstellung wird durch einen Kippvorgang in den Anriß hinein verursacht. Frische Denudationsspuren an der Anrißkante und die im Jahr 2001 andauernde Druckholzbildung weisen auf die aktuelle Aktivität an diesem Standort hin. Die nahegelegenen Bäume 19 und 20 stehen ebenfalls an der rezenten Abrisskante. Sie stehen auf einer Kriechscholle und sind aufgrund des fehlenden Widerlagers an der Kante bergab schiefgestellt. Bei beiden Bäumen treten ab 1927 Reaktionen im Wachstum auf. Zu diesem Zeitpunkt geraten die Bäume in den

Einflussbereich des unterhalb gelegenen Anrisses. Die Bewegungen dauern bis heute an. Auch Baum 22 weist ein reduziertes Wachstum ab 1926 auf, wobei nur 78 Jahre eingemessen werden konnten und somit keine Aussagen über frühere Bewegungsimpulse möglich sind. Denn der 3 m östlich stehende Baum 21 weist bereits ab 1893 auf eine Bewegung hin. Hier handelt es sich um den ältesten Hinweis auf die Hangdynamik im oberen Teil des Untersuchungsgebietes. Ab 1955 weist das Jahrringbild dieses Baumes auf Hangstabilität hin. In den 94 Jahrringen, die bei Baum 26 eingemessen werden konnten, treten weder Reduktionen noch Druckholz auf. Hier handelt es sich um einen dauerhaft stabilen Standort über fast 100 Jahre.

Da im Bereich der heutigen Anrisskante keine weiteren Bäume stehen, sind die Aussagemöglichkeiten über deren Genese begrenzt. Die Bäume, die ehemals in der Erosionsfläche standen, sind durch Massenbewegungen ausgeräumt worden und sind in Fragmenten im unteren Teil des Untersuchungsgebietes zu finden. Eine Datierung ist jedoch nicht sinnvoll, da ihr früherer Standort unbekannt ist.

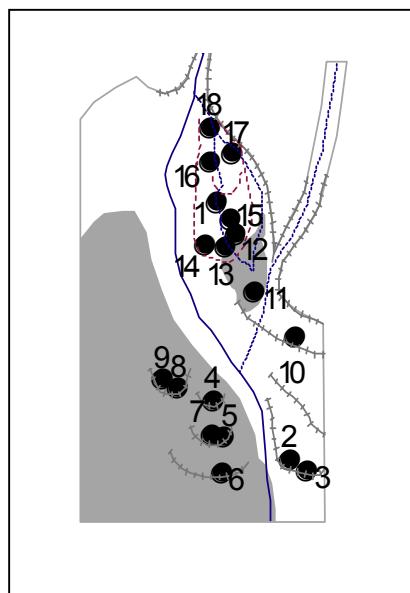
Die aktuelle 0,5 m hohe Verschüttung des Stammes von Baum 23 deutet auf einen Einfluss durch Murgänge hin. Auch Baum 24 ist einseitig verschüttet. Bei Baum 25 treten auch abgelagerte Schotter auf, jedoch handelt es sich hier eher um einen fluvialen Einfluss, da kleine Abflussrinnen zu erkennen sind. Das Wasser muss jedoch bei jedem Ereignis unmittelbar unterhalb Baum 25 versickert sein, da bei Baum 26 keine Anzeichen für eine Störung des Wachstums auftreten. Verursacht werden die Massenbewegungen durch die östlich gelegene Murrinne. Bei Großereignissen kommt es zum Austritt des episodisch wasserführenden Gerinnes aus der Tiefenlinie. Die Ablagerungen reichen bis zu den Bäumen 23-25. Zwei mächtige Gewitter im Juni 2002 (20./21.6), die im gesamten Lahnenwiesgraben enorme Schäden an Wäldern, Gerinnen, Forststraßen und Wanderwegen verursachten, führten zu fluvialen Ablagerungen und Erosion bei Baum 25, während die Bäume 23 und 24 nicht betroffen waren. Die Reduktionsphasen oder Druckholzphasen dieser Bäume lassen über die vergangenen ca. 100 Jahre keine Parallelen erkennen. Lediglich Baum 25 bildet Druckholzphasen aus, was auf Sackungsvorgänge infolge fluvialer Erosion zurückzuführen ist. Da die Prozesse (fluvial oder Mure), welche in der Vergangenheit zu den Baumreaktionen führten, nicht differenzierbar sind, kann an dieser Stelle nur allgemein von Ereignissen gesprochen werden. Unter der Voraussetzung, dass die Bäume im Jahr des Ereignisses oder im Folgejahr auf eine Massenbewegung reagieren, kommen folgende Jahre in Frage: 1895/96, 1913/14, 1931/32, 1956/57, 1968/69, 1971/72, 1977/78, 1990/91. Hinzu kommt die bereits erwähnte fluviale Erosion bei Baum 25 im Jahr 2002. Insgesamt entspricht das einem durchschnittlichen Ereignisintervall von 13-14 Jahren. Ferner ist zu erkennen, dass im Zeitraum 1956-2002 die Abstände zwischen den Ereignissen geringer sind als zwischen 1895 und 1956.

Im unteren Teil des Untersuchungsgebietes ermöglicht Baum 15 mit 191 Jahren (bis 1810) den weitesten Rückblick in die Bewegungsdynamik. Obwohl weitere Bäume z.T. deutlich älter sind als 150 Jahre, ist ein erster Einfluss durch Massenbewegungen im Jahr 1865 bei Baum 3 festzustellen.

Der wenige Meter westlich davon stehende Baum 2 befindet sich zwar an der gleichen Abbruchkante, reagiert jedoch erst 30 Jahre später zum ersten Mal auf eine Massenbewegung. Beide Bäume sind der fluvialen Dynamik des Hauptgerinnes ausgesetzt. Jedoch ist allenfalls in den 1930-er Jahren eine gemeinsame Reaktion auf eine Massenbewegung zu erkennen. Aufgrund fehlender Daten von weiteren Bäumen ist die Dynamik an diesem Standort weiter nicht sinnvoll zu entschlüsseln. Weitaus eindeutiger sind hingegen die Reaktionen der Bäume 4 bis 9 im Bereich der Vernässung am gegenüber liegenden Ufer. Baum 6 zeigt mit 114 eingemessenen Jahrringen den weitesten Rückblick in die Standortgeschichte.

Abb. 61: Standort Herrentischgraben – Unterer Teil (vgl. Abb. 58).

Eine erste Reduktion ist bei Baum 5 zwischen 1938 und 1960 zu verzeichnen. Da diese Reaktion bei keinem der ihn umgebenen beprobten Fichten auftritt und das Gesamtafter von Baum 5 unklar ist, kann nur vermutet werden, dass es sich hier um den ersten feststellbaren Impuls durch eine Massenbewegung handelt. Die nächste Reaktion eines Baumes in diesem Bereich tritt erst ab 1978 in Form einer Reduktionsphase bei Baum 4 auf. Somit handelt es sich, trotz der relativen Nähe zum Hauptgerinne, um eine junge Hangdynamik. Bei den Bäumen 9 und 8 kommt es ab 1978 bzw. 1980 zur Druckholzbildung. Das Druckholz verstärkt sich bei beiden Bäumen ab 1984. Ab 1985/86 tritt auch bei den Bäumen 4 bis 7 Druckholz auf. Das ist Beleg für eine verbreitete Hangdynamik mit einem Ereignis im Jahr 1984. Möglicherweise wurde die Massenbewegung von oben initiiert, da die Bäume 4, 8 und 9 bereits ab 1975 auf Bewegungen hinweisen. Das Relief weist an den Baumstandorten eine deutliche Terrassierung auf. Jedoch sind keine frischen Bodenrisse oder Abrisskanten zu erkennen. Keiner der Bäume ist einsedimentiert und lediglich bei Baum 6 ist neben einer winzigen inaktiven Ablaufrinne ein kleiner, jedoch alter Schuttlobus abgelagert. Die morphologischen Hinweise deuten auf einen geringen fluvialen Einfluss des Hauptgerinnes hin und es kommt (wenn überhaupt) sehr selten zur Vermurung oder Überflutung. Bei den



rekonstruierten Bewegungen handelt es sich um Kriechen und Rutschungen (1984). Als Ursache wird eine Instabilität in der Vernässungszone vermutet. Betrachtet man die Daten der anderen Bäume im unteren Teil des Untersuchungsgebietes (Tab. 19), so ist das Ereignis von 1984 außerdem bei Baum 11 und 17 zu erkennen. Baum 17 steht an einer kleinen Nassgalle und nur etwa 2 m von einem episodisch wasserführenden Gerinne entfernt. Diese Tiefenlinie mündet in eine Vernässung, in der sich Baum 11 befindet. Während bei Baum 17 nur eine andauernde Reduktion wegen abrupter, vernässter Standortbedingungen auftritt, kommt es bei Baum 11 zur Druckholzbildung. Auch hier ist im Jahr 1984 ein vernässter Standort betroffen, sodass eine ungewöhnlich starke Durchfeuchtung der Vernässungen zu Massenbewegungen geführt haben muss.

Tab. 19: Baumdaten und Analyse am Standort Herrentisch (Bäume 1-18). Die Kernentnahme erfolgte am 25. und 31.07.2001.

Herrentisch	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion/ Rotation	Druckholz
1	gerade	verschüttet durch Murgänge	1,10	100*	1934-43 1966-85 1995-99	
2	hangab	stark schief, Murgang am Hauptbach, Red.-Seite zerbröseln	1,15	>165	1895-98 1934-47 1957-64	1965-87
3	hangauf/ parallel	vergl. Baum 2, Mitte zerbröseln	0,70	>164	1865-72 1906-28 1931-36 1938-63 1965-74	1873-1905 1975-2001
4	hangparallel	30 m westl. 2/3, Murgang, Wurzeln freigel., Bohrung von DH-Seite	0,95	>46	1975-84	1985-2001
5	hangab/ parallel	Bohrung von DH-Seite	0,70	>71	1938-60 (?)	1985-2001
6	hangauf/ parallel	alter Murgang oder Kriechmasse, neben kleiner Ablaufrinne	1,15	>114		1986-2001
7	hangab/ parallel	Vergleich mit Baum 5 (2m unterhalb)	0,45	>52		1985-2001
8	hangparallel		1,40	>50		1980(1984)-2001
9	hangab/ parallel	4m westl. Baum 8	1,45	>51		1978(1984)-87
10.1 10.2 10.3	hangauf	stark schief, Murkegel, Kriechscholle?, alte Rinne, Zugwurzeln	1,25	>102	1948/49 1954/55	1950-53 1956-2001
11	gerade	verschüttet durch Murgang, Stammverletzung von Mure	0,50	95*	1927-54 1984? 1990-92?	1985-86 1993-2001
12	hangab	schwach schief, Murgang, Vergleich mit Baum 1	1,00	178*	1907-1939	
13.1 13.2	hangab	schwach schief, 13.1 von oben, Vergleich 12 steht 3m nördlich	1,10	168*	1868-1909 1917-22 1927-34 1948-50	1923-25 1936-43 1971-2001
14	hangab	schwach schief, Murgang, große Blöcke in der Nähe	0,80	153*	1870-79 1910-14 1921-24 1929-32 1942-51	1915-20 1925-28 1933-41 1952-2001
15.1 15.2	hangab	schwach schief, Vergleich 14, Murgang, 15.1 DH-Seite, Hochsitzbaum	1,45	>191	1909-1928? 1929-32	1934-43 1952/53 1961-2001
16	gerade	einsedimentiert durch jungen Murgang	0,90	104*	1935-38 1942-46 1978-92	
17.1 17.2	hangauf	innen kernfaul, 17.1 DH-Seite kleine Naßgalle + Rinne 2m daneben	1,25	>108	1953-55 1983/84-2001	
18.1 18.2	hangauf	schwach schief, einsedimentiert von junger Mure, 18.1 DH-Seite	1,70	50*	1999-2001	

In der heutigen Akkumulationszone befinden sich die Bäume 1 und 12-18. Schiefstellungen, Verschüttungen und Verletzungen an Baumstämmen sind eindeutige Merkmale einer Murdynamik und fluvialer Verschüttung. Anzeichen für Rutschungen sind nicht zu erkennen. Die Baumdaten aus der Jahrringvermessung weisen auf zahlreiche Einflüsse durch Massenbewegungen hin. Um eine gesicherte Datierung zu gewährleisten, werden aber nur jene Ereignisse herausgehoben, die bei mindestens zwei Bäumen eine Reaktion bewirkt haben.

Das Hauptaugenmerk bei der Auswertung der Bäume 1 und 12 bis 18 liegt auf dem Beginn der Reduktionsphasen. Da keine Rutschungen auftreten, wird davon ausgegangen, dass eine Mure oder ein fluvialer Einfluss zunächst eine Reduktion des Baumwachstums hervorrief. Somit sind für folgende Zeitbereiche Großereignisse wahrscheinlich:

- 1868 (Baum 13, Baum 14 reagiert verzögert ab 1870)
- 1907-10 (Baum 12, 14, 15)
- 1927-29 (Baum 13, 14, 15)
- 1934/35 (Baum 1, 16)
- 1942 (Baum 14, 16)

Hinzu kommen die Ereignisse 1995 (Baum 1) und 1999 (Baum 18). Neben den beginnenden Reduktionsphasen weist die Morphologie während der Geländeaufnahme 2001 auf diese jungen Ereignisse hin. Ob es in der Zeit von 1942 bis 1995 tatsächlich zu keiner weiteren Massenbewegung gekommen ist, kann auf Basis der vorhandenen Baumdaten nur vermutet werden. Wie bei den gezeigten Ereignissen von 1995 und 1999 zu erkennen ist, sind z.T. auch nur einzelne Fichten betroffen. Würde man zwischen 1942 und 1995 die Reaktionen von nur einem Baum auf ein Ereignis einbeziehen, sind auch für die Jahre 1947/48, 1952/53, 1965/66, 1977/78 und 1983/84 Massenbewegungen anzunehmen. Auf Basis aller aufgezeigten Daten ergibt sich ein maximales Intervall für Massenbewegungen von durchschnittlich 11 Jahren seit 1868. Lässt man die Ereignisse zwischen 1942 und 1995 außeracht, so beträgt das durchschnittliche Intervall 20,2 Jahre.

Bei Baum 10 handelt es sich um einen isolierten Standort. Der Baum weist mit zwei aufeinanderfolgenden Druckholzphasen ab 1950 und 1956 auf Rotationsrutschungen hin.

Lassen die Baumanalysen tatsächlich einen Zusammenhang der Massenbewegungen im oberen und unteren Teil des Untersuchungsgebietes erkennen? – Diese Frage kann am besten mit einer Gegenüberstellung der rekonstruierten Jahre für Massenbewegungen beantwortet werden (Abb. 62).

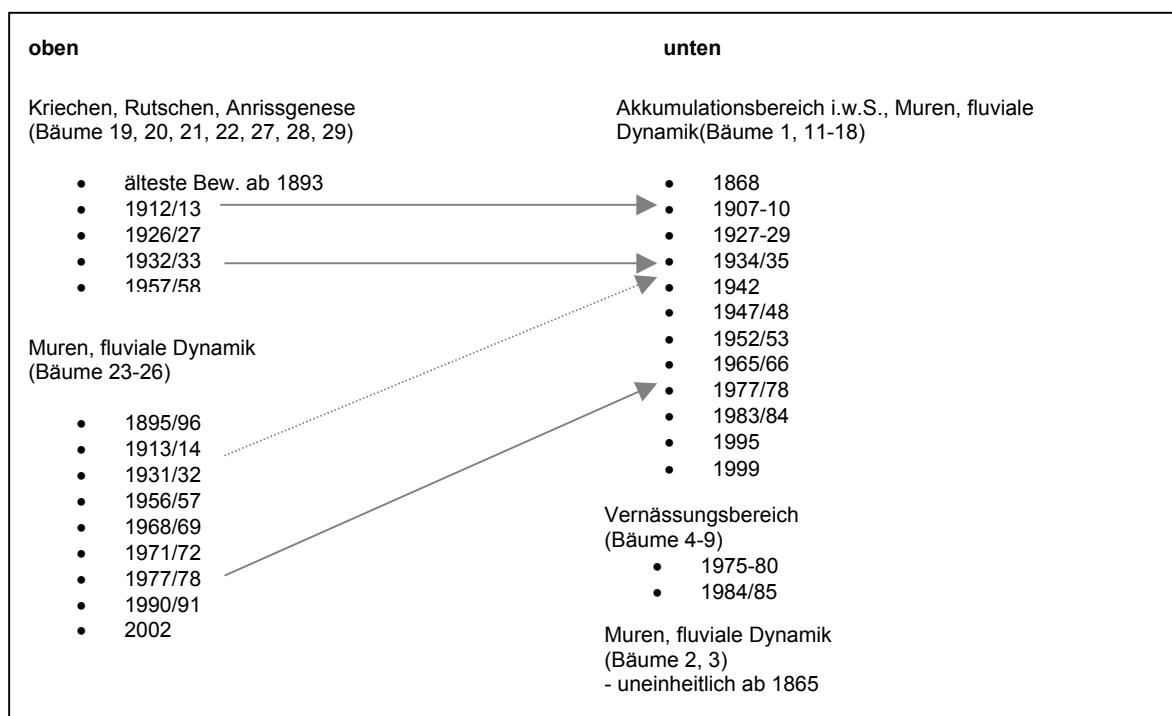


Abb. 62: Zusammenhang der Massenbewegungen im oberen und unteren Teil des Untersuchungsgebietes Herrentischgraben.

Auf Basis der dendrogeomorphologischen Auswertungen muss dieser Zusammenhang als schwach bezeichnet werden. Lediglich in drei Zeitbereichen sind Übereinstimmungen zu erkennen. Somit können für die Dynamik der Massenbewegungen im dendrogeomorphologisch untersuchten Gebiet folgende allgemeine Schlüsse gezogen werden:

- Die Erosion im Anrissbereich ist rückschreitend, vollzieht sich jedoch vielfach ohne Einfluss auf die Bäume im oberen Untersuchungsbereich, während es im unteren Teil zu Baumverschüttungen kommt.
- Die Murfrequenz der östlichen Rinne (oberer Untersuchungsbereich) ist größer als es die beprobten Bäume (23 bis 25) anzeigen, da es im unteren Teil zu Baumverschüttungen kommt, wenn oben keine Massenbewegung festzustellen ist.

Die Abb. 63 zeigt die Bewegungsaktivität des untersuchten Gebietes für den Zeitraum 1880-2001. Obwohl die gewählte Intervallgröße von 20 Jahren im Vergleich zu den vorangegangenen Auswertungen sehr grob erscheint, zeigt die Darstellung wesentliche Erkenntnisse. Ausgehend von einer geringen Hangdynamik am Ende des 19. Jahrhunderts kommt es zur Steigerung. Die größte Aktivität herrscht eindeutig zwischen 1920 und 1960. Anschließend ebbt sie wieder ab.

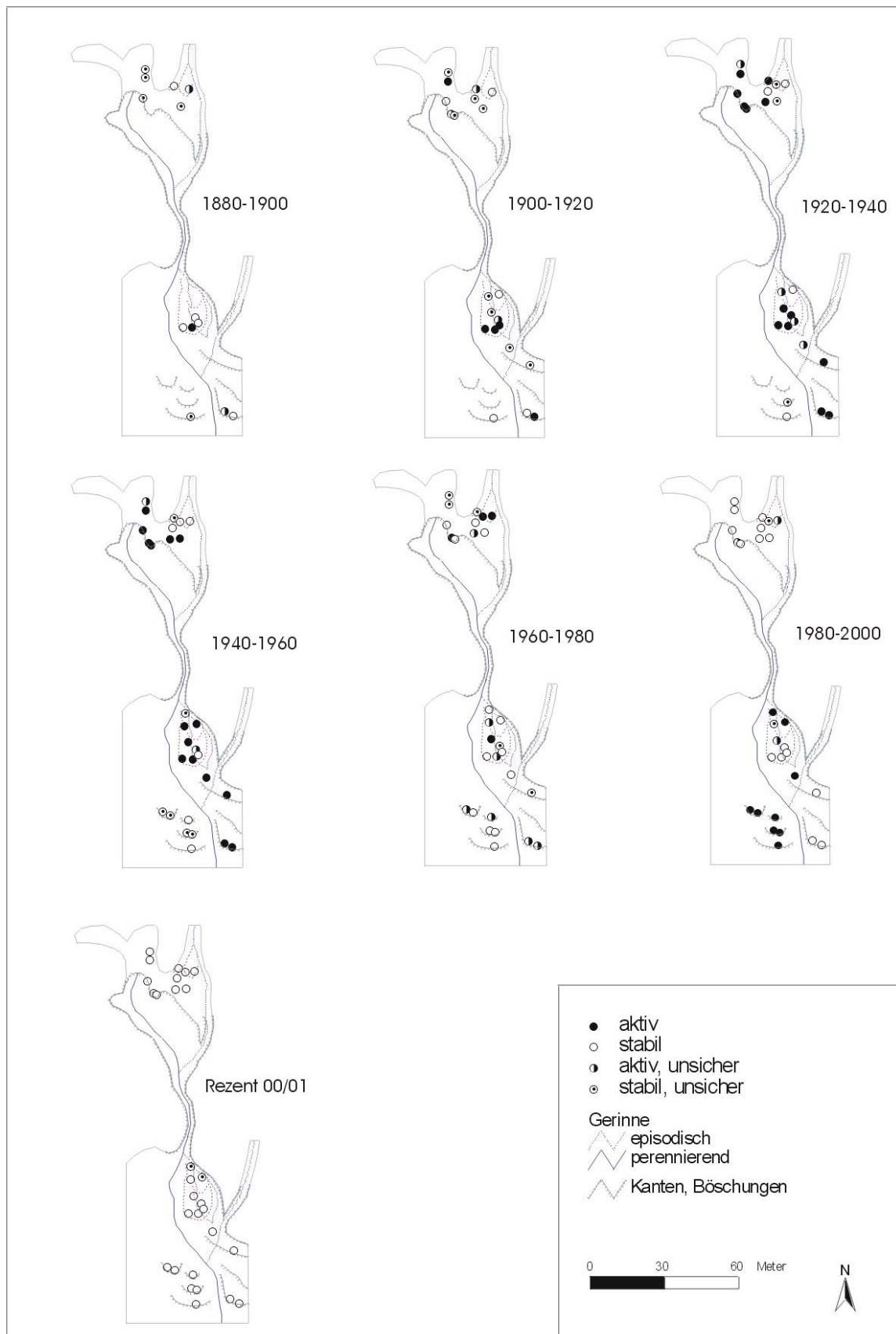


Abb. 63: Bewegungsaktivität am Standort Herrentischgraben (1880-2001).

Die Hangdynamik im Zeitintervall 1980-2000 zeigt sehr deutlich, dass der Zusammenhang der Bewegungen im oberen und unteren Teil sehr schwach ist. Während im unteren Teil etliche Bäume auf Massenbewegungen hindeuten, kann im oberen Teil an lediglich einem Baum ein Einfluss vermutet werden.

6.3.6.3 Zusammenfassung der dendrogeomorphologischen Auswertungen am Standort Herrentischgraben

Eine Vielzahl von Prozessen (Kriechen, Rutschen, Murgang, fluviale Verschüttung) und die Zweiteilung des Untersuchungsgebietes aufgrund der räumlichen Distanz sowie Prozessunterschiede erschweren die Auswertungen. Auf Basis der dendrogeomorphologischen Analyse ist nur ein schwacher Zusammenhang zwischen Bewegungen im oberen und unteren Teil festzustellen.

Die analysierten Fichten weisen auf Hangstabilität bis 1865 hin. Mit beginnender Prozessdynamik kommt es zu einem Auf und Ab der Aktivität mit einem maximalen Höhepunkt zwischen 1934 und 1943. In diesem Zeitraum weisen zwischen 46 % und 54 % der beprobten Bäume auf den Einfluss von Massenbewegungen hin. Ab 1963 flacht die Aktivität auf ein niedrigeres Niveau zwischen 7 % und 21% ab.

Die rückschreitende Denudation der Anrissfläche im oberen Teil erreicht erstmals im Jahr 1927 rezent lebende Bäume (19, 20). Im Bereich der Bäume 23 bis 25 (oberer Teil) kam es ab 1895 zu Murgängen, fluvialer Verschüttung und Erosion mit einem durchschnittlichen Ereignisintervall von 13 bis 14 Jahren. Die Frequenz nimmt ab 1956 zu.

Die Bäume 28 und 29 stehen an einer alten Ablaufrinne, die durch eine große Rutschung aus der gegenüberliegenden Tiefenlinie zugeschoben wurde, was wiederum zur Entstehung einer Vernässungszone führte. Mindestens zwei Ereignisse, die an beiden Fichten erkennbar sind, können datiert werden (1912 + 1 und 1932 + 1).

Im unteren Teil des Untersuchungsgebietes dominieren Murgänge, fluviale Verschüttung und Erosion. Der Akkumulationsbereich rings um die Bäume 1 und 12 bis 18 wurde ab 1868 von mindestens acht Ereignissen geprägt (1868, 1907 (+ 3), 1927 (+ 2), 1934 (+ 1), 1942, 1995 und 1999). Das entspricht einem Ereignisintervall von 20,2 Jahren. Diese Auswertung basiert auf der Voraussetzung, dass für eine gesicherte Datierung mindestens zwei Bäume bei einem Ereignis betroffen sein müssen. Da es jedoch unter den gegebenen Datierungen und der rezenten Geländetopologie unrealistisch erscheint, dass in den 53 Jahren zwischen 1942 und 1995 Formungsruhe geherrscht haben soll, müssen für diesen Zeitraum Ereignisse, die nur an jeweils einem Baum zu erkennen sind, hinzugezogen werden. Unter Berücksichtigung

der somit datierten Ereignisse von 1947 (+ 1), 1952 (+ 1), 1965 (+1), 1977(+ 1) und 1983 (+ 1) ergibt sich ein Ereignisintervall von 11 Jahren. Auch bei diesem Wert handelt es sich um ein Minimum, da nicht jedes Ereignis auf die beprobten Bäume eingewirkt haben muss.

Im Bereich der großen Vernässung weisen die Bäume auf den Beginn von (Kriech-) Bewegungen ab 1975 hin. Im Jahr 1984 verursacht ein Ereignis (Rutschung) an allen Bäumen Schiefstellungen des Stammes.

Der gesamte Untersuchungsbereich wird auch in Zukunft von Massenbewegungen geprägt werden.

6.3.7 Gries – Schotterebene (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 30729, Hochwert: 52 65571,
Unterer Lahnenwiesgraben, zwischen Schlosswald und Reschbergwiesen
- Höhe: ca. 815 m NN
- Fläche: ca. 3000 m²
- Geologie: holozäne Talverfüllung (Schotter)
- Boden: nicht vorhanden
- Hydrologie: flächenhafte Überflutung bei Hochwasser, ganzjähriger Abfluss, Wiederbelebung trocken gefallener Ablaufrinnen bei Hochwasser
- Vegetation: durch Flussdynamik beeinflusste Fichten
- Prozess: Einsedimentation und Freilegung von Fichten, sowie Stammverletzungen durch fluviale Massenschurf

Arbeiten:

- Vermessung
- Aufnahme Geomorphologie und Hydrologie
- Beprobung von 6 Fichten (8 Baumkerne)

6.3.7.1 Rahmenbedingungen

Erst bei einer Geländebegehung des Gries im Rahmen eines Projektgruppentreffens (SEDAG) am 14.06.2002 entstand die Idee, in einer Schotterfläche des Lahnenwiesgrabens dendrogeomorphologisch zu arbeiten. Das Ziel der Untersuchungen ist die Datierung fluvialer Verschüttungen infolge großer Hochwasserereignisse. Die Abb. 64 zeigt die Baumstandorte, Flussterrassen und Gerinneverläufe.

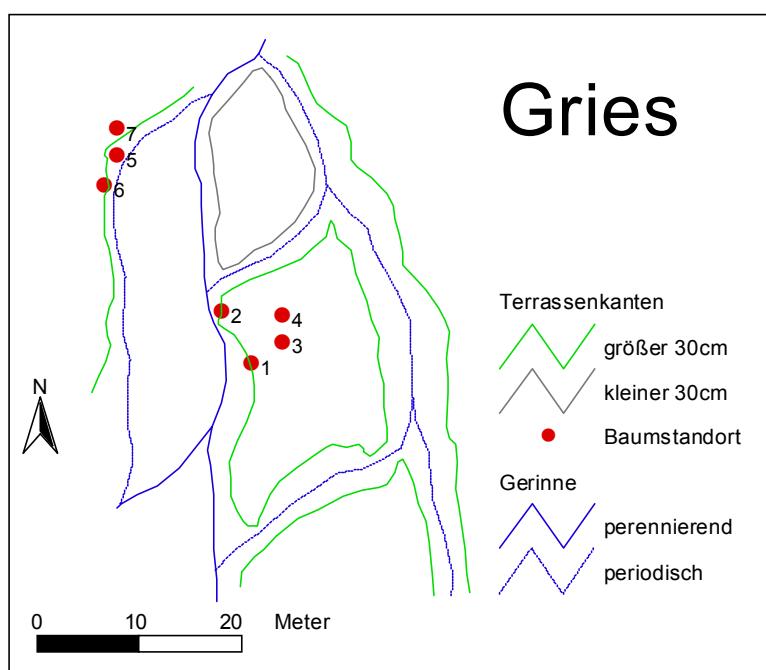


Abb. 64: Standort Gries – Geländeaufnahme am 27.06.2002.

Der Charakter eines „braided river“- Systems mit einem perennierenden Hauptgerinne und zahlreichen trocken gefallenen Nebenrinnen, welche nur bei Hochwasser wiederbelebt werden, ist gut zu erkennen. Alle beprobten Bäume sind einsedimentiert. Die Fichten 1 und 2 befinden sich an einer ca. 1 m hohen Terrassenkante und haben Adventivwurzelhorizonte ausgebildet. Bei Baum 2 sind zwei Adventivwurzelhorizonte in 20 cm bzw. 40 cm unter der rezenten Geländeoberkante freigelegt. Die Abb. 65 (Fotos) zeigt einen Ausschnitt von der Flussterrasse mit den Bäumen 1 bis 4 und den freigelegten Baum 5 mit Adventivwurzel an einer Terrassenkante.

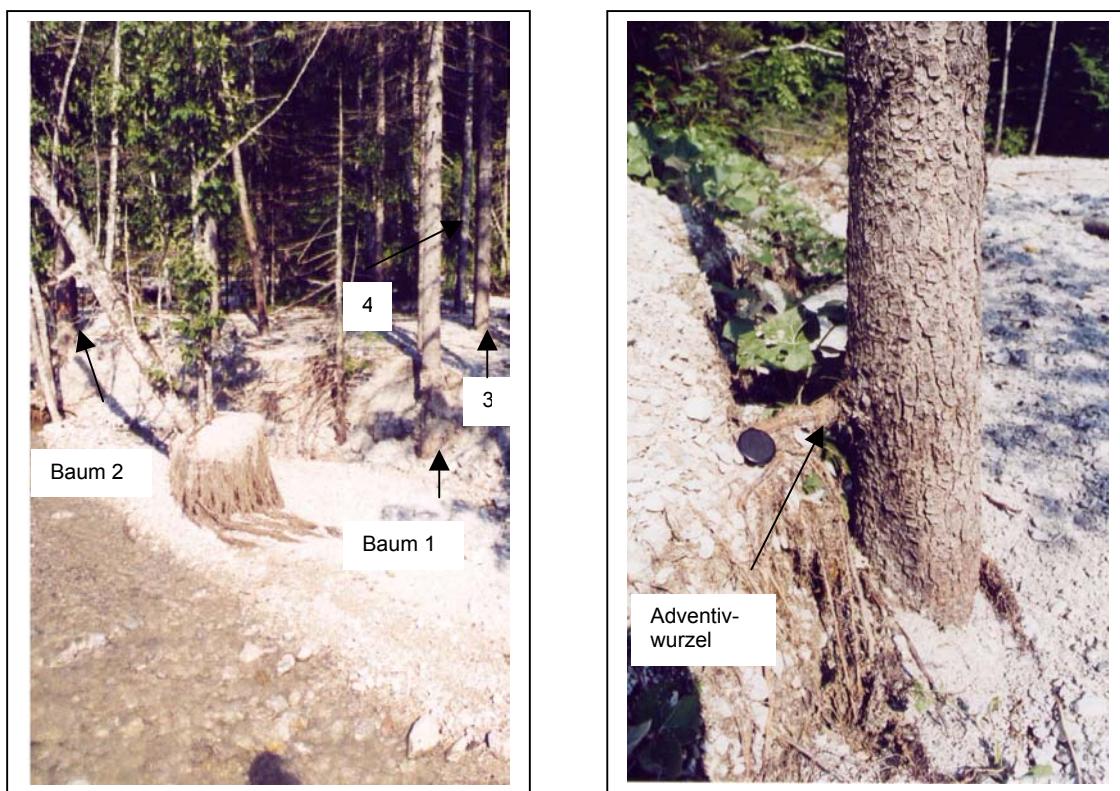


Abb. 65: Flussterrasse mit einsedimentierten Bäumen 1 bis 4 (links) und Baum 5 mit Adventivwurzel (rechts) (Fotos: Koch 06.2002).

Auf der einen Seite liefern die einsedimentierten Fichten eindeutige Daten für den Zeitpunkt ihrer Verschüttung. Anderseits zeigten mehrere Hochwassereignisse im Jahr 2002, wie wandlungsfähig der untersuchte Standort ist. Die Abflussmessungen der Arbeitsgruppe der Universität Halle unter Leitung von Prof. Dr. Schmidt lieferten nützliche Hinweise darauf, welche Ereignisse im Bereich der beprobten Bäume morphologisch wirksam waren. Als Beispiel kann der Zeitraum vom 14.6.02 bis zum 30.8.02 herangezogen werden. In dieser Zeit fanden mehrere Geländebegehungen statt, u. a. die Vermessung und Probennahme an den Fichten. Somit war es möglich, bei allen Geländeumformungen das verantwortliche Hochwassereignis zu zuordnen. Die Abb. 66 zeigt u.a. die Abflussganglinie (blau) am

Pegel Burgrain. Da der Pegel nur wenige hundert Meter flussabwärts liegt und nur zwei kleine Zuflüsse zwischen Untersuchungsstandort und Messstation einmünden, entsprechen die angegebenen Abflusswerte fast dem Abfluss im Gries. Starkregenereignisse am 20., 21.6 und am 12.8. verursachten die mit Abstand größten Abflussmengen zwischen 13,5 und 25,1 m³/s und waren im Gries morphologisch wirksam.

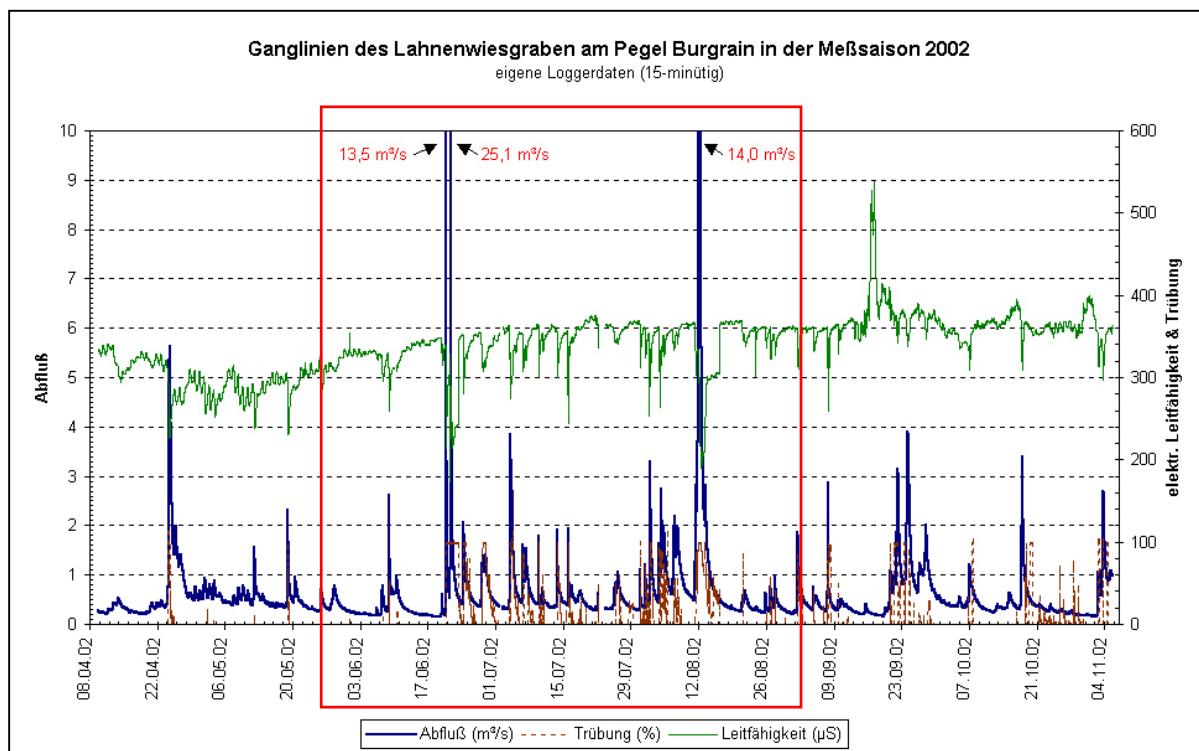


Abb. 66: Ganglinien des Lahnenwiesgrabens am Pegel Burgrain in der Messsaison 2002 (Quelle: Dipl. Geogr. Unbenannt, Physische Geographie Universität Halle, unveröffentlichte Daten).

Bei einem Normalabfluss von unter 1 m³/s kann der Betrachter erahnen, dass es sich dabei um sehr große Ereignisse handelt. Die Geländebeobachtungen im Juni, Juli und August (roter Rahmen) zeigen ein überraschendes Bild. Am 27.06. sah das Untersuchungsgebiet annähernd genauso aus, wie am 14.06, d. h. die Großereignisse vom 20. und 21. Juni bewirkten im Bereich der Baumstandorte keine nennenswerten Schäden. Am 12.08. hingegen kam es zu einem morphologisch höchst wirksamen Ereignis. Obwohl der Maximalabfluss von 14 m³/s zwar deutlich geringer war als am 21.06. (25,1 m³/s), wurden auf ganzer Breite des Flussbetts Schotter erodiert und akkumuliert, Abflussrinnen verlagert oder zugeschüttet sowie Bäume und Büsche entwurzelt. Alle beprobten Bäume waren bei diesem Hochwasser betroffen. Teilweise wurden die Stämme weiter einsedimentiert oder freigelegt. Keiner der beprobten Fichten ist umgestürzt oder fortgeschwemmt worden, sodass im Folgejahr eine Wachstumsreaktion auf dieses Ereignis zu erwarten war. Das Hauptgerinne, welches im Anschluss an das Ereignis vom 12.08.02 zunächst aufgrund der

Aufschotterung auf gleicher Höhe wie die beprobten Fichten floss, tiefte sich in den folgenden Wochen zunehmend in den Schotterkörper ein, sodass neue Terrassenkanten entstehen konnten.

Die Entstehung der Schotterfläche ist nicht natürlich. Im Rahmen flussregulatorischer Maßnahmen wurden ab 1966 zahlreiche betonierte Geschiebesperren im Lahnenwiesgraben (Reschberggebiet) eingebaut. Bereits 1948 wurde der Mittellauf des Lahnenwiesgrabens saniert (GARMISCH-PARTENKIRCHENER TAGBLATT, 06.10.1982). Etwa 200 m unterhalb des Untersuchungsgebietes Gries befindet sich eine ca. 5 m hohe Verbauung, welche im vorgelagerten Stauraum vollständig aufgeschottert ist. Während der Geländearbeiten im Lahnenwiesgraben 2000-2002 kam es in dieser Schotterfläche mehrmals zur Kiesentnahme durch einen Bagger. Die oberflächliche Entnahme fand in der Nähe der Verbauung statt. Die entnommenen Kiesmenge waren stets gering und es entstanden keine Gruben, sodass die Auswirkungen für das Abflussregime im untersuchten Bereich rezent unbedeutsam sind. Bei den dendrogeomorphologischen Auswertungen muss jedoch berücksichtigt werden, dass der Sperrenbau, trotz der weiten Entfernung zu den untersuchten Fichten, erheblichen Einfluss auf den Abfluss bei Hochwasser und somit auf die Bäume hat.

Insgesamt wurden von sechs Fichten acht Baumkerne entnommen. Baum 4 ist zwar in der Übersicht eingezeichnet, lieferte jedoch bei sechs Bohrversuchen keinen brauchbaren Kern, sodass hier keine Auswertungen vorliegen.

6.3.7.2 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen am Standort Gries

Die oben präsentierten Darstellungen weisen bereits vor Kenntnis der dendrogeomorphologischen Auswertungen auf deren eingeschränkte Aussagekraft hin. Es ist also anzunehmen, dass die Baumanalysen nur einen geringen Teil der tatsächlichen Hochwasserereignisse wiedergeben. Die Ursachen sind in folgenden Punkten zu finden:

- Durch Flusslaufverlagerungen kann es dazu kommen, dass Baumstandorte Jahrzehnte lang nicht von Hochwasserereignissen erfasst werden.
- Mehrere Ereignisse innerhalb eines Jahres, oder auch in Folgejahren, sind nicht erfassbar, da die Bäume nicht so schnell auf die Veränderungen reagieren können.
- Aus flussmorphologischen Gründen kann es passieren, dass sehr große Ereignisse, wie am 21.06.02, nicht auf die Baumstandorte einwirken, jedoch im gesamten hydrologischen Einzugsgebiet enorme Schäden anrichten. Wohingegen ein

vergleichsweise kleineres Ereignis (12.08.02) zu starker Erosion und Akkumulation am Standort Gries führte.

Dass die dendrogeomorphologischen Untersuchungen fluvial verschütteter und/oder erodierter Fichten an diesem Standort jedoch durchaus zu Ergebnissen führen, zeigen die weiteren Ausführungen.

Die beprobten Bäume ermöglichen ab 1889 einen Einblick in die Morphodynamik des Lahnenwiesgrabenflusses im Gries. In der Abb. 67 ist zu erkennen, dass es im Jahr 1925 zu einer ersten Reduktionsphase im Wachstum einer Fichte kommt.

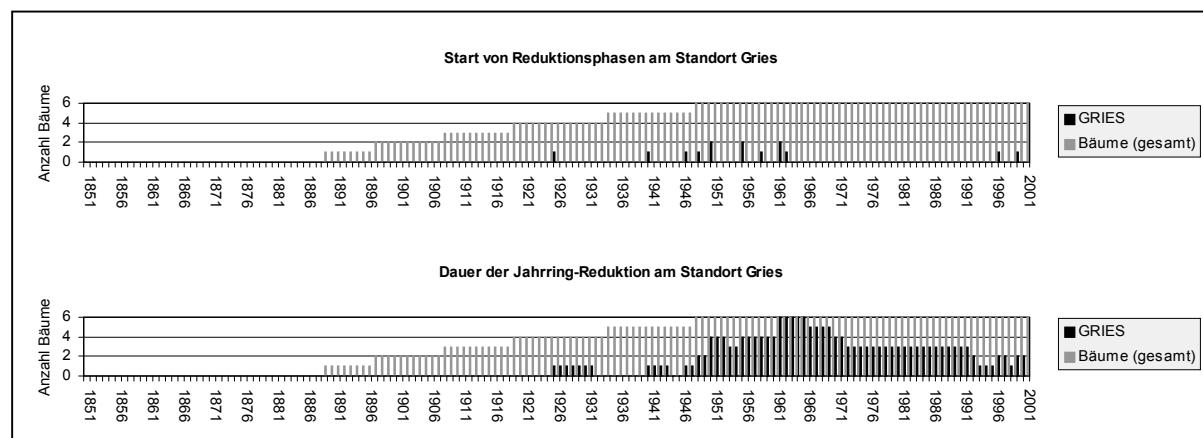


Abb. 67: Standort Gries – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken). Druckholz konnte an keinem der beprobten Fichten beobachtet werden.

Nach einer Ruhephase kommt es ab 1940 zu einem erneuten Anstieg der Jahrring-Reduktion. In den Jahren 1950, 1955 und 1961 beginnt bei jeweils zwei von sechs beprobten Bäumen eine Reduktionsphase. Weitere Jahre mit jeweils einem Baum, der eine Reduktionsphase beginnt, sind 1940, 1946, 1948, 1958, 1962, 1996, 1999 und 2001. Die Tatsache, dass zwischen 1962 und 1996 (34 Jahre) kein Großereignis datiert werden kann, macht die begrenzte Aussagefähigkeit der Datierungsmethode bei einer so geringen Anzahl beprobter Bäume deutlich. Bei den angegebenen Jahreszahlen handelt es sich also nur um ein absolutes Minimum an Ereignissen, die tatsächlich stattgefunden haben.

Die raum-zeitliche Betrachtung der fluvialen Dynamik beschränkt sich an diesem Standort auf einen Vergleich der Baumreaktionen von Baumgruppe 1 (Bäume 1 bis 4) und Baumgruppe 2 (Bäume 5 bis 7) (Tab. 20):

Tab. 20: Vergleich der datierten Ereignisjahre der zwei Baumgruppen am Standort Gries.

Baumgruppe 1	Baumgruppe 2
	1925
1940	
1946	
	1948
1950	
	1955
1958	
1961	
	1996
1999 (?)	
	2001
2002	

Nur in den Jahren 1950, 1999 (?) und 2002 waren die Auswirkungen eines Ereignisses so weitreichend, dass beide Baumgruppen betroffen wurden. Das Ereignis von 2002 konnte durch Geländebegehungen und Kartierungen belegt werden, erscheint jedoch nicht in den Holzproben, da diese vorher entnommen wurden. Für das Jahr 1999 ist nicht eindeutig, ob Baum 2 (Baumgruppe 1) tatsächlich verschüttet wurde, da die Reduktion nur sehr kurz und schwach ist. Da es am Pfingstwochenende dieses Jahres jedoch zu lang anhaltenden und ergiebigen Regenfällen im Anschluss an ein Gewitter kam, ist eine Verschüttung nicht unrealistisch. Die Niederschläge verursachten Überschwemmungen im Loisachtal und führten dazu, dass die Stadt Garmisch-Partenkirchen kurzzeitig nicht über den Landweg erreichbar war. Auf der Zugspitze wurden in nur drei Tagen $208,9 \text{ mm/m}^2$ Regen verzeichnet. Nur im Jahr 1981 konnte diese Menge innerhalb von drei Tagen noch überschritten werden ($227,4 \text{ mm/m}^2$). Für das Jahr 1981 kann an diesem Standort jedoch keine Verschüttung datiert werden.

Auffällig ist eine Häufung der Ereignisse zwischen 1946 und 1961 sowie 1996 und 2002. Als Ursache ist in erster Linie eine Flusslaufverlagerung anzunehmen. Durch die größere oder kleinere Distanz der jeweiligen Baumstandorte zum Verlauf des Hauptgerinnes ließe sich auch die lange Stabilitätsphase zwischen 1962 und 1996 erklären.

Die Baumdaten in Tab. 21 (siehe Kapitelende) weisen bei mehreren Bäumen auf Adventivwurzeln hin (Baum 1, 2 und 5). Dabei sind besonders die Adventivwurzelstockwerke von Baum 2 in 20 und 40 cm Tiefe und von Baum 5 etwa 30 cm unter der Geländeoberkante von Interesse. Die Adventivwurzel von Baum 5 ist auf eine Verschüttung im Jahr 1955 zurückzuführen. Im Zeitraum von 41 Jahren bis zur nächsten Verschüttung (1996) konnte sich ein dichtes Wurzelgeflecht (Abb. 65, siehe oben) und eine geringmächtige

Feinsedimentschicht mit Humusanteilen bilden. Offensichtlich sind bei Überflutungen nur Feinsedimente abgelagert worden und eine Krautschicht sowie Nadelstreu dienten der Humusbildung.

Bei Baum 2 sind die zwei Adventivwurzelhorizonte ebenfalls von einer Feinsedimentschicht mit Humusanteilen umgeben. Die Verschüttungen des Baumes, die zur Adventivwurzelbildung führten, fanden in den Jahren 1946 und 1961 statt. 1999 und 2002 kam es zu erneuten Verschüttungen bzw. zur partiellen Erosion, worauf der Baum jedoch noch nicht reagieren konnte.

Fraglich bleibt die Auswirkung der flussregulatorischen Maßnahmen in den Jahren 1948 und 1966/67 auf die untersuchten Baumstandorte. Möglicherweise ist der Sperrenbau für die morphologisch ruhige Phase von 1962 bis 1996 verantwortlich.

Tab. 21: Baumdaten und Analyse am Standort Gries. Die Kernentnahme erfolgte am 27.06.2002.

Gries	schief	Bemerkungen	Umfang (m)	Alter	Reduktion	Druckholz
1.1a					1950-1953 1964-1965	-
1.1b	nein	einsedimentiert >1 m, beginnende Adventivwurzelbildung, Zwieselwuchs !	0,60	70*	1951-1952 1958-1961 1963-1971	-
1.2		einsedimentiert >1 m, beginnende Adventivwurzelbildung, Zwieselwuchs !, 90° zu 1.1 gebohrt			1950-1951 1962-1965	-
2.1	nein	einsedimentiert >1 m, 2 Adventivwurzelhorizonte (20 + 40 cm u.GOK)	0,90	>64	1940-1943 1946-1950 (1957)1961-1969 1999 (?)	-
2.2				>83	1940-1944 1947-1957 1961-1969	-
3a	nein	einsedimentiert, Tiefe ?	0,60	>55	1961-1965	-
3b				>52		-
5a	nein	einsedimentiert, an Kante, Adventivwurzeln 30 cm u. GOK, frische Schotter	0,75	106*	(1948)1950-1992 2001-2002	-
5b					(1948)1951-53 1955-1992 1996-2000	-
6	nein	einsedimentierter Baumstumpf, 2001 gefällt	1,00	125*	1955-1997 1999-2002	-
7a	nein	einsedimentiert, Tiefe ?	0,80	95*	1949-1991	-
7b					1925-1931 (1941)1948-1983	-

6.3.7.3 Zusammenfassung der Auswertungen am Standort Gries

An insgesamt sechs verschütteten Fichten wurden dendrogeomorphologische Untersuchungen durchgeführt. Das Ziel der Untersuchungen ist die Datierung fluvialer Verschüttungen infolge großer Hochwasserereignisse. Die Geländeerfahrungen aus dem Jahr 2002 zeigten jedoch, dass dieser Standort extrem wandlungsfähig ist und mehrere Ereignisse innerhalb eines Jahres stattfinden können. Eine Gegenüberstellung von

Abflussmessungen und Auswirkungen auf die Untersuchungsfläche zeigte, dass das größte Ereignis nicht gleichzeitig die größte morphologische Wirksamkeit an den untersuchten Baumstandorten hat. Auf Basis der geringen Anzahl an untersuchten Bäumen kann allenfalls ein Minimum an Ereignisjahren rekonstruiert werden (1926, 1940, 1946, 1948, 1950, 1955, 1961, 1962, 1996, 1999, 2001 und 2002).

Zwei Baumgruppen, welche rezent durch die etwa 20 m breite Tiefenlinie des Hauptgerinnes voneinander getrennt liegen, geben Aufschluss über die raum-zeitlichen Unterschiede der Ereignisse. In den Jahren 1950, 1999 und 2002 reagieren jedoch Fichten beider Baumgruppen im gleichen Jahr auf eine Verschüttung, was als Beleg für eine weitreichende fluviale Überprägung des Untersuchungsgebietes anzusehen ist.

Die flussregulatorischen Maßnahmen im Mittellauf des Lahnenwiesgrabens (1948, 1966/67) und die damit einhergehende Aufschotterung im Gries, scheint kaum Auswirkungen auf den Untersuchungsstandort zu haben.

Insgesamt muss festgestellt werden, dass es mit der eingesetzten Methode zwar möglich ist, die fluviale Morphodynamik eines Gebirgsflusses zu rekonstruieren, jedoch konnte ausgeführt werden, dass die Einsatz- und Aussagefähigkeit der dendrogeomorphologischen Analyse aus diversen Gründen zugleich an ihre Grenzen stößt. Es konnte nur ein Minimum an Ereignissen erfasst werden.

6.3.8 Lawinenbahn an der Pfleger Hütte – Brünstels-Lawinenbahn (LWG)

Steckbrief:

- Lage: Rechtwert: 44 28256, Hochwert: 52 66104; Oberer Lahnenwiesgraben
- Höhe: 1260-1430 m NN
- Fläche: ca. 0,14 km²
- Geologie: Plattenkalk, Kössener Schichten, postglazialer Hangschutt
- Boden: Rendzina, Rendzina-Braunerde
- Hydrologie: schwache Vernässung am Mittelhang
- Vegetation: Gräser, Feuchtgräser, Bergmischwald
- Prozess: Lawinen

Arbeiten:

- Vermessung, Hangprofil
- Aufnahme Geomorphologie, Hydrologie
- Beprobung und Analyse von 19 Fichten (19 Baumscheiben)

6.3.8.1 Rahmenbedingungen

Da die Gebietsbezeichnung Lahnenwiesgraben in Anlehnung an die für die südexponierten Hänge typischen Wiesenschneisen, in denen Lawinen (bayr.: Lahner) abgehen, entstand, wurde auch dieser Prozess dendrogeomorphologisch bearbeitet. Allerdings konnte nur eine Lawinenbahn als exemplarisches Beispiel untersucht werden. Aufgrund des nicht von zwei auf vier Jahre verlängerten Forschungsprojekts wurde nach Ablauf der regulären zwei Förderungsjahre in Eigeninitiative die Lawinenbahn am Brünstelsgraben ausgewählt und dendrogeomorphologisch bearbeitet. Ausschlaggebend für die Wahl dieses Untersuchungsgebietes waren zum einen enorme Holzschäden an verschiedenen Stellen entlang der Lawinenbahn, die eindrucksvoll die Vehemenz des Prozesses dokumentierten, und der schnelle Zugang ins Arbeitsgebiet. Auf der anderen Seite ermöglichten die nach einem Ereignis im Winter 1999/2000 umgeworfenen und abgestorbenen Fichten die Entnahme zahlreicher Baumscheiben, welche eine ideale Analyse versprachen. Insgesamt konnten an 19 Fichten in unterschiedlichen Zonen der Lawinenbahn Baumscheiben mit einer Kettensäge entnommen werden. Zusätzlich ermöglichte eine aufwendige Vermessung des Gebietes die Erstellung einer Hangneigungskarte (siehe Abb. 68 und vergrößert im Anhang).

Die Zonierung (Zone I-IV) basiert auf unterschiedlichen Ablagerungs- und Zerstörungsbereichen am Waldrand, welche durch Lawinen hervorgerufen wurden. Die beprobten Bäume der Zone V befinden sich in einem teils über 40° steilen Anrißbereich. Zudem besteht die Möglichkeit, dass bei Großereignissen Lawinenmaterial von oben kommend die vorgezeichnete Tiefenlinie (südlich) verlässt und auch Zone V als Transportbahn nutzt. Zu Ablagerungen kommt es in dieser Zone nicht. Die aufgenommene

Lawinenbahn überwindet auf einer Länge von 375 m eine Höhendifferenz von 170 m (1260-1430 m NN).

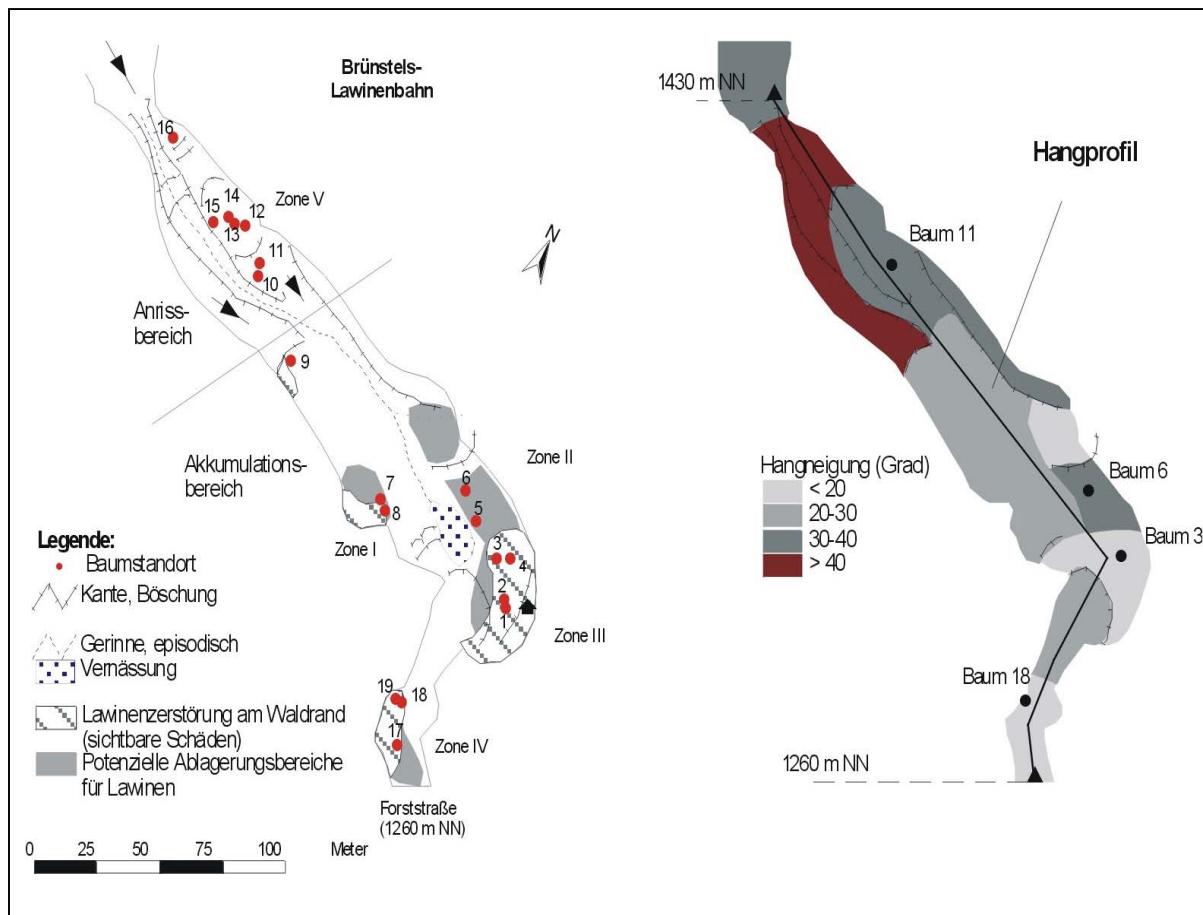


Abb. 68: Standort Brünstels-Lawinenbahn: Übersicht (links) und Hangneigung (rechts).

Ein Großteil der Lawinen hat ihren Ursprung oberhalb des vermessenen Gebietes. Hier bieten Wiesenschneisen und steile, mit Latschenkiefer bestandene Hänge günstige Voraussetzungen für die Entstehung von Lawinen. Da es bei der Bearbeitung um die Rekonstruktion von Lawinenereignissen mit dendrochronologischen Methoden geht, wurde nur der Bereich mit datierbaren Schäden an Fichten aufgenommen.

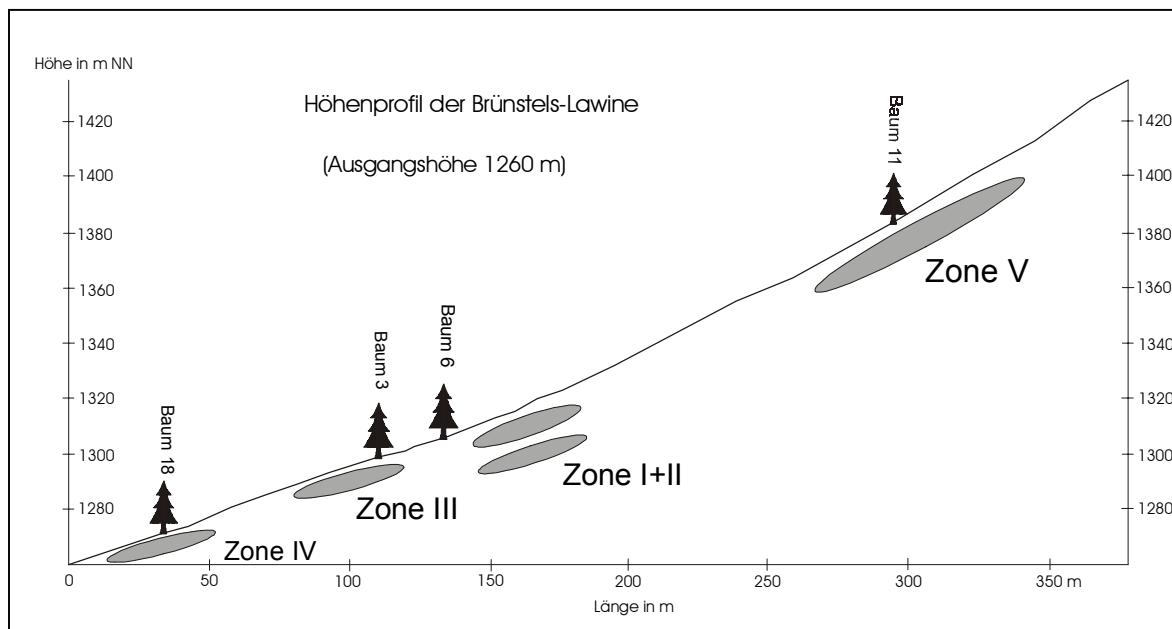


Abb. 69: Hangprofil der Brünstels-Lawinenbahn zwischen 1260-1430 m NN. Zone V: Anrißbereich für Lawinen, Zonen I-IV: potentielle Ablagerungsbereiche für Lawinen.

Das Hangprofil (Abb. 69) lässt mit zunehmender Höhe auch die Zunahme der Hangneigung erkennen. Wie zu erwarten ist, liegen die Auslaufzonen (Zone I-IV) im flacheren Gelände. Die Hangneigung liegt z.T. unter 20°.

Außer Lawinen kommt es durch keine weiteren Massenbewegungen zu Schäden an den untersuchten Bäumen. Somit ist der datierte Prozess eindeutig.

Die Vegetation ist an die Lawinendynamik angepasst. Anrißbereich (Zone V), Transportbahnen und Teile der Ablagerungsbereiche sind im wesentlichen nur von einer Krautschicht, überwiegend Gräser, bedeckt. Vereinzelt, etwa zwischen Zone I und II, kommt Fichtenjungwuchs auf. Die Flanken der Lawinenbahn sind von einem Bergmischwald gesäumt.

In erster Linie sind es Staub-, Lockerschnee- und Grundlawinen, die für dendrochronologisch datierbare Schäden sorgen.

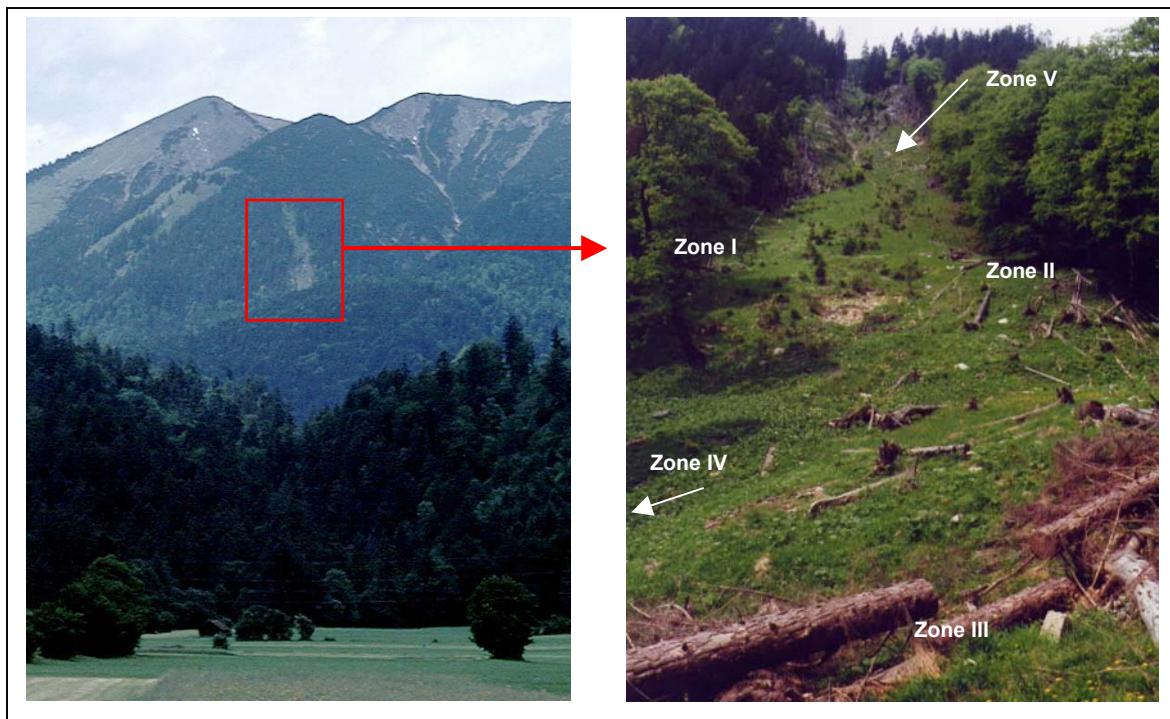


Abb. 70: Blick vom Schwemmfächer des Lahnenwiesgrabens bei Burgrain (ca. 700 m. NN) auf die Brünstels-Lawinenbahn (links) und Nahaufnahme der Lawinenbahn aus Zone III nahe Hochsitz (ca. 1290 m. NN).

Die Abb. 70 zeigt die Lage bzw. Geländesituation der Brünstels-Lawinenbahn. Auf dem Überblick (linkes Foto) sind im linken oberen Bildausschnitt ferner die namensgebenden Lawinen-Wiesenschneisen zu erkennen. Der markante Gipfel (links) ist der Vordere Felderkopf mit einer Höhe von 1928 m. NN.

Die Tab. 22 listet die jeweils in den Zonen untersuchten Bäume auf. Es handelt sich ausschließlich um Fichten.

Tab. 22: Einteilung der Lawinenbahn in Zonen mit untersuchten Bäumen. Die Bäume 9 und 16 (in Klammern) stehen jeweils oberhalb der angegebenen Zonen.

Zone	Anzahl Bäume	Baumsignatur (BL)
I	3	7, 8, (9)
II	2	5, 6
III	4	1, 2, 3, 4
IV	3	17, 18, 19
V	7	10, 11, 12, 13, 14, 15 (16)

6.3.8.2 Auswertung und Interpretation der dendrogeomorphologischen Untersuchungen

Die Auswertung der 19 beprobten Fichten ermöglichte die Datierung zahlreicher Lawinenabgänge. Ein maximaler Rückblick reicht bis in das Jahr A.D. 1897 bei Baum 13.

Alle Jahresangaben zu den Reaktionen der Bäume wurden mit der Standortchronologie verglichen, um Fehldeutungen so weit wie möglich auszuschließen. Sofern nicht auf eine klimatische Ursache hingewiesen wird, handelt es sich um Reaktionen der untersuchten Bäume auf Lawinenereignisse.

Im Jahr 1908 tritt bei diesem Baum 13 eine erste Reduktion des Wachstums ein, was gleichzeitig als Beleg für eine Störung durch eine Lawine gewertet werden kann. Betrachtet man das obere Diagramm in Abb. 71, so ist zu erkennen, dass die Jahre, in denen Reduktionsphasen beginnen, homogen über das 20. Jahrhundert verteilt sind. Es gibt keine nennenswerte Ballung von Lawinenjahren. Herauszuhoben sind die Jahre 1974 und 1983, in denen vier bzw. fünf Bäume mit einem abrupten Zuwachsrückgang beginnen.

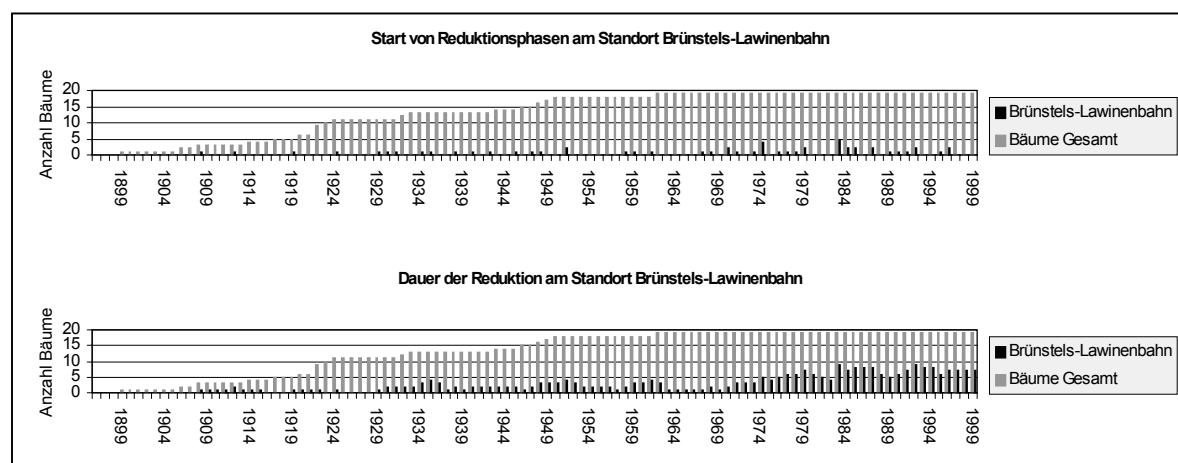


Abb. 71: Standort Brünstels-Lawinenbahn – Reaktion der Bäume auf Massenbewegungen in Bezug zur Gesamtzahl der beprobten Bäume (graue Balken).

Die Dauer der Reduktionen (unteres Diagramm) zeigt einen welligen Verlauf. Hier fällt erneut das Jahr 1983 auf. Wie auch im weniger markanten Jahr 1992 weisen neun von 19 Bäumen (47,4 %) ein reduziertes Wachstum auf. Ein Vergleich zur klimatischen Referenzkurve (Standortchronologie) zeigt besonders in den Jahren 1991-93 ein schlechtes natürliches Wachstum. Somit kann an dieser Stelle keine eindeutige Aussage über die Lawinentätigkeit gemacht werden. Auch in den Jahren 1977-80 weisen immerhin 31,6 bis 36,8 % der beprobten Fichten eine Wachstumsreduktion auf. Jedoch gelten diese Jahre zugleich als Ungunstjahre für das natürliche Wachstum. Somit erscheint es umso sinnvoller, eine genaue

Betrachtung der einzelnen Baumstandorte anzugehen und dabei besonders auf Verletzungen, die durch Lawinenereignisse hervorgerufen wurden, zu achten. Denn Stammverletzungen, die anschließend eine natürliche Überwallung durch den Zuwachs in den Folgejahren erfahren, sog. *scars*, sind eindeutige, nicht klimatisch induzierte Belege für einen Lawinenabgang.

Wie bereits im vorangegangenen Punkt „Rahmenbedingungen“ aufgezeigt wurde, konnte die Lawinenbahn in fünf Zonen (Wirkungsbereiche der Lawinen) eingeteilt werden:

Zone I

In diese Zone standen die Bäume 7 und 8. Baum 9 befand sich etwa 75 m oberhalb der Zone 1. Dieser Baum fiel ebenso wie die Bäume 7 und 8 einem Großereignis im Winter 1998/1999 zum Opfer. Die Baumdaten (Tab. 23) zeigen Übereinstimmungen aller Bäume um 1983/84. Während es bei den Bäumen 7 und 8 zu einer Stammverletzung kommt, die zum Zeitpunkt des Sterbens dieser Fichten im Jahr 1999 vollständig überwältigt war, reagiert der Baum 9 mit Wachstumsreduktion ab 1984 auf das Lawinenereignis.

Tab. 23: Baumdaten der Bäume in Zone I. Baum 9 befindet sich außerhalb (oberhalb) dieser Zone, wird jedoch aufgrund der Hangposition hier mit aufgeführt.

Signatur	Bemerkungen	Alter	Reduktion	Auffälliger Zuwachs (Druckholz /DH)
BL 7	Zone I, Scar mit Überwallung ab 1983 , Jahrringe nur ausgezählt, nicht eingemessen	> 50	-	-
BL 8			-	-
BL 9a	Keine Zone, Einzelstandort, evtl. Windwurf (!)	55*	1974-77 1979-81 1984-99	-
BL 9b			-	-

Im Gegensatz zu den Bäumen 7 und 8 weist Baum 9 bereits vor 1983 auf eine Schädigung hin. Ob es sich dabei (1974 und 1979) tatsächlich um Lawinenereignisse handelt, kann nur vermutet werden. Da kein weiterer Baum an diesem Standort beprobt wurde, fehlt eine Bestätigung. Die vor direktem Lawineneinfluss geschützte Geländeposition von Baum 9 gibt Anlass zu der Vermutung, dass in erster Linie Staublawinen und deren vorauselgende Druckwelle für die Reduktion verantwortlich sind.

Von den Bäumen 7 und 8 liegen zwar keine Skeleton Plots vor, doch Fotos und Feldbucheinträge belegen deutlich, dass es erst 1983 zu einem ersten Einfluss durch eine Lawine gekommen ist. Bis zu diesem Zeitpunkt weisen beide Bäume ein gesundes, konzentrisches Jahrringwachstum auf. Die Abb. 72 dokumentiert die Stammverletzung von

Baum 8 aus dem Jahr 1983 besonders deutlich. Die Verletzung wurde in den Folgejahren vollständig überwallt.

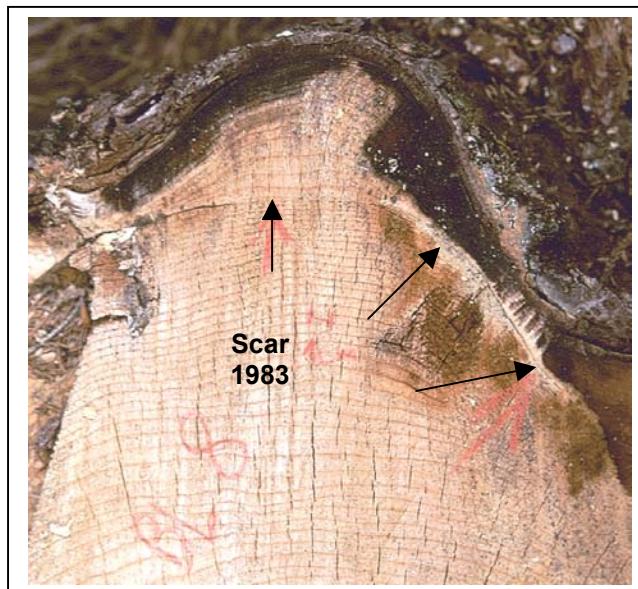


Abb. 72: Baumstumpf von Baum 8 nach Entnahme der Baumscheibe. Die Überwallung einer Verletzung aus dem Jahr 1983 ist deutlich zu erkennen.

Festzuhalten bleibt, dass die Zone I bis 1983 lawinensicher war. Im Jahr 1999 stürzen neben anderen Fichten auch die Bäume 7 und 8 infolge einer Lawine um und der Waldrand wird massiv geschädigt.

Zone II

Auch in Zone 2 konnten nur zwei Bäume beprobt werden. Es wurden zwar zahlreiche Bäumstämme infolge des Großereignisses von 1999 abgelagert, doch war eine Lokalisierung der ehemaligen Baumstandorte nur bei Baum 6 möglich. Während Baum 5 *in situ* liegen blieb, wurde der Stamm von Baum 6 von seinen Wurzeln abgerissen und etwa 10 m unterhalb von den Schneemassen abgelagert. Einen Überblick über die potentielle Lawinendynamik gibt Tab. 24.

Tab. 24: Baumdaten der Bäume in Zone II.

Signatur	Bemerkungen	Alter	Reduktion	Auffälliger Zuwachs (Druckholz /DH)
BL 5.1a			-	1963-75 (DH) 1981-86
BL 5.1b	Zone II, Scheibe 5.1 in 30 cm, 5.2 in 130 cm Höhe entnommen, jeweils ein Scar mit Überwallung, Stamm stark schief hangab	53*	1967-68 1974-77	-
BL 5.1c			1974-79	1993-98
BL 5.2c			1970-76	-
BL 6a	Zone II, ehemaliger Standort etwa 10 m hangauf, dort abgerissene Wurzeln, Stammverletzung von 1951	68*	1987-94 1996-99	-
BL 6d			1940-44 1945-50	1963-73 (DH)

Beide Fichten geben mit 53 bzw. 68 Jahren einen nur recht kurzen Einblick in ihre Geschichte. Ab 1963 ist bei beiden Bäumen Druckholz ausgebildet, was ein Hinweis auf ein Ereignis im vorangegangenen Winter ist. Eine Stammverletzung bei Baum 6 konnte auf das Jahr 1951 datiert werden. Baum 5 weist jeweils einen scar in 30 cm und 130 cm Stammhöhe auf. Die Verletzungen konnten auf die Jahre 1976 und 1992 datiert werden. Ein weiteres Ereignis beeinflusste den Baum 6 im Jahr 1987.

Alle anderen Daten zu den Reaktionen in der Tab. 24 sind mit Skepsis zu betrachten, da die Bäume noch zu jung für sichere Datierungen sind, mit klimatischen Faktoren zusammenhängen oder die Reaktionen an keinem weiteren Standort bestätigt werden. Besonders die starken Reduktionen von Baum 6 in den 1940-er Jahren sind nicht sicher zu deuten. Zudem ist der Baum zu der Zeit noch relativ jung. Folglich sind in Zone 2 für die Jahre 1951, 1963, 1976, 1987, 1992 und 1999 Lawinen sehr wahrscheinlich bzw. nachweisbar.

Zone III

In dieser Zone befinden sich die Fichten 1 bis 4. Die Lage dieser Zone ist als stark exponiert für Lawinenabgänge einzuschätzen (siehe Abb. 62). Aus diesem Grund ist zu erwarten, dass etliche Großereignisse datiert werden können. Alle beprobten Fichten wurden im Jahr 1999 von einer Lawine umgeworfen und stellten im selben Jahr ihr Wachstum ein.



Die Synchronisation der Jahrtringkurven mit dem Vergleichsbestand bestätigte das Ereignisjahr 1999. Eine Markierung an einem im Sommer 1999 neu erbauten Hochstand ist ein weiterer Hinweis auf das Ereignis.

Die Abb. 73 zeigt die Situation im Jahr 2002.

Abb. 73: Zone III mit Holzwurf und 1999 erbautem Hochstand.

Besonders deutlich ist der Hinweis der Bäume auf ein Lawinenereignis im Jahr 1983. Ein scar bei Baum 4 und Reaktionen bei den Bäumen 2, 3, 4 belegen dieses Ereignis (Tab. 25).

Tab. 25: Baumdaten der Bäume aus Zone III.

Signatur	Bemerkungen	Alter	Reduktion	Auffälliger Zuwachs (Druckholz /DH)
BL 1a	Zone III, nahe Hochsitz am ehemaligen Waldrand	86*	1976-1987	-
BL 1b			-	-
BL 2a	siehe BL 1	77*	1970-72 1974-83 1984-87 1991-95	-
BL 2c			-	1934-48
BL 3a		80*	1936-38	-
BL 3c	Zone III		1929-30 1935-38	1971-79 1985-96
BL 4a			1912-14	1918-22
BL 4b	Zone III, scar und Überwallung ab 1984, unterdurchschnittliches Wachstum bei 4c 1936-41, jedoch nur 1938 und 1941 als Reduktion ersichtlich	95*	1983-86	1915-20 (DH) 1989-99
BL 4c			1912-15	1982-90

Die weiteren Daten zur Reduktion bzw. zum überdurchschnittlichen Zuwachs lassen sich nur schwer mit einem Lawinenereignis in Einklang bringen, da sie in den meisten Fällen mit der klimatischen Referenzkurve korrelieren. Lediglich das Jahr 1935 (+1) ist als mögliches Lawinenjahr bei den Bäumen 3 und 4 auszumachen. Bei beiden Bäumen tritt ab 1935/36 unterdurchschnittliches bzw. deutlich reduziertes Jahrringwachstum auf. Gleichzeitig ist bei Baum 2 ein auffälliger Jahrringbreiten-Zuwachs zu erkennen, was auf eine verbesserte Nährstoff- oder Wasserversorgung durch Lawinenmaterial zurückzuführen sein könnte.

Ob das Jahr 1912 (Baum 4) auch als Lawinenjahr zu bewerten ist, muss in Frage gestellt werden. Dieser Baum ist zu diesem Zeitpunkt noch sehr jung, sodass die festgestellte Reduktion (1912-15) mit anschließender Druckholzbildung auch durch Schneedruck infolge starker Schneeniederschläge hervorgerufen sein könnte.

Obwohl aufgrund der frontalen Lage der Zone III zur Lawinenbahn zahlreiche Lawinenereignisse zu erwarten sind, konnten über die beprobten Fichten nur die Jahre 1983 und 1999 sicher als Lawinenjahre rekonstruiert werden. Die Jahre 1935 (+1) und 1912 sind mit Unsicherheiten behaftet.

Zone IV

Diese Zone am untersten Ende der Lawinenbahn, welche oberhalb einen Knick um ca. 90° Grad macht, lässt zunächst nur wenige Lawinenereignisse erwarten. Jedoch zeigen die Auswertungen trotz des geringen Alters der beprobten Fichten BL 17 bis 19 von 50-52 Jahren ein anderes Bild (Tab. 26). Während Baum 17 gänzlich ungestört ist, weisen die Bäume 18 und 19 Gemeinsamkeiten in den Jahren ab 1985 (Reduktion) und 1958 (Reduktion/Zuwachs) auf. Ab 1958 erscheint das Wachstum zwar wie bei Baum 18 auch in der Standortchronologie leicht unterdurchschnittlich, jedoch weist das konträre Wachstumsverhalten von Baum 19 auf einen standort-unspezifischen Einfluss hin.

Tab. 26: Baumdaten der Bäume in Zone IV.

Signatur	Bemerkungen	Alter	Reduktion	Auffälliger Zuwachs (Druckholz /DH)
BL 17a		51*	-	-
BL 17b			-	-
BL 18a	Zone IV, nahe Forststraße, Baum 17 ohne Erkenntnisse, Baum 18 mit Stammverletzung von 1994	50*	1958-62 1995-99	-
BL 18b			1985-94	-
BL 19a		52*	-	1958-68
BL 19b			1985-99	1963-64

Die Wachstumsreduktion ab 1985 dürfte eine zeitverzögerte Reaktion auf das bereits rekonstruierte Großereignis von 1983 sein. Eine Stammverletzung von Baum 18 konnte auf das Jahr 1994 datiert werden. Seine günstige Exposition zur Lawinenbahn legt die Vermutung einer Beschädigung durch eine Lawine nahe.

Somit sind an diesem Standort große Lawinenereignisse für die Jahre 1958, 1983, 1994 und 1999 sehr wahrscheinlich.

Zone V

Diese Zone unterscheidet sich von den anderen, bereits vorgestellten Bereichen darin, dass es sich nicht um eine Auslaufzone, sondern vielmehr um einen Gleit- bzw. Anrißbereich für Lawinen handelt. Nur Baum 16, welcher aufgrund seiner Nähe zu den Bäumen 10 bis 15 zu dieser Zone gestellt wurde, befindet sich ausschließlich im Gleitbereich von Großereignissen. Die schüttre Vegetation, Stammverletzungen, gedrungener Baumwuchs und Schiefstellungen sind eindeutige Hinweise auf eine starke Schneedynamik. Betrachtet man die Baumdaten in Tab. 27, wird dieser Eindruck bestätigt.

Das bisher eindeutigste Lawinenjahr 1983 kann auch in dieser Untersuchungszone wieder gefunden werden. Die Bäume 14 und 15 belegen das Ereignis mit Stammverletzung und Zuwachsreduktion. Als weiteres eindeutiges Lawinenjahr gilt das Jahr 1978 (-1). Besonders die datierte Stammverletzung von Baum 12 ist ein klares Indiz für ein Lawinenereignis.

Baum 13, mit über 100 Jahren der älteste beprobte Baum dieser Zone, weist eine erste Reduktionsphase bereits von 1908 bis 1912 auf. Da eine Bestätigung von anderen Untersuchungsexemplaren fehlt, kann die Ursache jedoch nicht eindeutig geklärt werden. Die Standortchronologie weist für diesen Zeitraum positive Zuwächse auf, sodass es sich tatsächlich um eine Lawine als Auslöser handeln könnte.

Tab. 27: Baumdaten der Bäume in Zone V. Baum 16 befindet sich außerhalb (oberhalb) dieser Zone, wird jedoch aufgrund der Hangposition hier mit aufgeführt.

Signatur	Bemerkungen	Alter	Reduktion	Auffälliger Zuwachs (Druckholz /DH)
BL 10a	Zone V, nahe Tiefenlinie, die als Transportbahn für Lawinen dient, 10a unterdurchschn. Wachstum von 1973-83 (Reduziert 40%: 1973/77/80/81/83)		1932-33 1939-42	-
BL 10c		78*	1930-36 1938-41 1942-45	1976-92
BL 11.1a			1979-80 1992-99	1962-64
BL 11.1b	Zone V	59*	1951-52 1992-99	1962-64
BL 12a			1987	1981-85 1992-97 (DH)
BL 12b	Zone V, Baum sehr klein, jedoch mit scar aus dem Winter 1977/78	38*	1973-74 1978-87	-
BL 12c			1986-88 1990-92	-
BL 13a			1989-99	
BL 13b	Zone V, nur 0,5 m von Baum 14 entfernt, Vorsicht bei Deutung (!), 13.b In Red.phase 1977-88 Impulse: 1977, 81, 84	103*	1908-12 1919-22 1931-36 1971-73 1977-88	
BL 14a			1992-94	1925-48
BL 14b	Siehe BL 13	92*	1924 1947-56 1959-66 1983	-
BL 15a	Zone V, nahe Tiefenlinie, siehe BL 10, 15a in Red.phase 1974-78 mit Impuls 1977, scar aus 1983	69*	1948-51 1968-69 1974-78	1984-99 (DH)
BL 15b			1983-84	
BL 16a			1934-35	1947-48 (DH) 1987-92
BL 16b	oberhalb Zone V, Lawinen von oberhalb, nahe Tiefenlinie	> 83	1934-35 1961-62 1996-99	

Erfolgt eine weitere Beurteilung der Baumdaten unter Berücksichtigung der Standortchronologie und der gewonnenen Ergebnisse in den restlichen vier untersuchten Zonen dieser Lawinenbahn, sind weitere Lawinenereignisse für die Jahre 1930, 1938, 1947, 1992 und 1996 wahrscheinlich. Bei allen anderen Informationen zu Reduktion und Zuwachs ist eine Deutung erschwert, da es sich um klimatische Einflüsse handeln könnte, oder die Datenlage zu dünn ist.

6.3.8.3 Zusammenfassung

Bereits die Betrachtung der Zuwachsreduktionen aller beprobten Bäume ohne Berücksichtigung der jeweiligen Baumstandorte hob die Jahre 1974, 1983 und 1992 als mögliche Ereignisjahre hervor. Für das Jahr 1974 konnte jedoch keine Bestätigung als Lawinenjahr gefunden werden.

Aus Gründen der Übersichtlichkeit und des Vergleichs der fünf untersuchten Zonen der Lawinenbahn erscheint eine Gegenüberstellung der rekonstruierten Lawinenereignisjahre in einer Tabelle sinnvoll (Tab. 28):

Tab. 28: Ereignisjahre der Zonen I – V der Brünstels-Lawinenbahn.

Zone I	Zone II	Zone III	Zone IV	Zone V
				1908 (?)
		1912 (?)		
				1930
		1935 (+1)		
				1938
				1947
	1951 (s)			
	1963			
	1976 (s)			1978 (-1) (s)
1983 (s)		1983	1983	1983 (s)
	1987			
	1992 (s)			1992
1999		1999	1994	1999

(s): mit scar belegt

In den Jahren 1983 und 1999 kam es zu Großereignissen, welche (fast) alle Bereiche der Lawinenbahn prägten. Im Jahr 1999 fielen dem Ereignis sogar alle beprobten Bäume zum Opfer, was einerseits die Entnahme von Baumscheiben ermöglichte, andererseits jedoch Zeitzeugen für spätere Untersuchungen entfernte. Ein weiteres Ereignis, welches immerhin in zwei Zonen nachweisbar ist, trat 1992 auf. Die restlichen datierten Lawinenabgänge hinterließen jeweils in keiner anderen Zone ihre Spuren.

Zone V und Zone II sind die aktivsten Bereiche. Hier konnten sieben bis acht Ereignisjahre in 100 Jahren bzw. sechs Ereignisjahre in 50 Jahren rekonstruiert werden. Dieser hohe

Aktivitätsgrad röhrt aus der Funktion als Anriss- und Gleitzone (Zone V) sowie aus der Lage in Verlängerung einer markanten Tiefenlinie (Zone II). Der inaktivste Bereich ist Zone I, was sich durch die vergleichsweise geschützte Geländeposition erklären lässt. Etwas überraschend war die geringe Anzahl an Lawinenjahren, welche in Zone III rekonstruiert werden konnten. Denn ihre frontale Lage zum oberen Lawinenhang führte zu Beginn der Untersuchungen zu der Annahme, dass zahlreiche Großereignisse zu Schäden führen müssten. Es ist nach Kenntnis der Ereignisjahre jedoch anzunehmen, dass der Waldrand stetig durch Lawinenabgänge zurückverlagert wurde. Somit sind insbesondere ältere Ereignisse nicht mehr dendrogeomorphologisch rekonstruierbar. Da diese Feststellung auch auf andere Bereiche der Lawinenbahn übertragbar ist, handelt es sich bei den rekonstruierten Ereignisjahren nur um eine Mindestanzahl.

Der exemplarische Einsatz der dendrogeomorphologischen Datierungsmethode in einem Lawinenhang im Lahnenwiesgraben hinterließ folgende grundlegende Erkenntnisse:

- Die Methode funktioniert.
- Es kann jedoch immer nur eine Mindestanzahl an Ereignisjahren rekonstruiert werden. Die tatsächliche Anzahl ist vermutlich deutlich höher.
- Die Auflösung von Ereignissen ist allenfalls auf das Jahr genau. Mehrere Lawinen innerhalb eines Jahres sind nicht zu rekonstruieren und auch bei aufeinander folgenden Lawinenjahren stößt die Datierungsmethode an ihre Grenzen.
- Zerstörerische Großereignisse führen zum Absterben vieler bereits durch frühere Lawinen vorgeschädigter und somit datierbarer Bäume, was zum Verlust datierbarer Materie führt. Somit wird der Methode immer wieder ein Teil ihrer Datengrundlage entzogen.

6.3.9 Zur Frage des Flächenbezugs datierter Massenbewegungen im Lahnenwiesgraben - Gefahrenkarte

Im Lahnenwiesgraben wurden dendrogeomorphologische Untersuchungen an sieben Standorten durchgeführt. Dabei stand an fünf Standorten die Datierung von Kriech- und Rutschbewegungen sowie die Ermittlung von Murgängen im Vordergrund. Da die Standortbedingungen, insbesondere Geologie, Böden und Hydrologie dieser Gebiete sehr ähnlich sind, scheint ein Bezug zu vergleichbaren Standorten im Lahnenwiesgraben möglich. Hier muss betont werden, dass der Begriff „Flächenbezug“ nicht auf alle Standorte bezogen werden darf, sondern nur auf solche mit vergleichbaren Rahmenbedingungen. Diese Art von Standorten ist jedoch besonders auf den süd-exponierten Unterhängen des Lahnenwiesgrabens häufig vorzufinden.

An einem weiteren Standort konnten Hochwasser-Ereignisse des lokalen Vorfluters rekonstruiert werden. In Anbetracht der dazu benötigten hohen Niederschläge, welche auch oben genannte Massenbewegungen verursachen können, ist ein Zusammenhang wahrscheinlich. Somit ermöglichen sechs Untersuchungsstandorte eine Beurteilung, inwieweit die Einzelstandorte einen Bezug zur Gesamtfläche zulassen. Das siebte Untersuchungsgebiet, ein Lawinenzug, kann nicht in die Bewertung einbezogen werden.

In Tab. 29 sind alle datierten Ereignisjahre der verschiedenen Prozesse einander gegenüber gestellt.

Die Auflistung der Ereignisjahre bzw. Phasen starker Hangdynamik zeigt nur wenige Jahresangaben vor 1880. Das hängt in der Regel mit dem jungen Alter (<120-140 Jahre) der meisten analysierten Fichten zusammen. Zwar wurden auch Exemplare mit einem Alter von weit mehr als 200 Jahren untersucht, jedoch ist eine Rekonstruktion auf Basis einzelner sehr alter Bäume häufig schwierig, da kaum Vergleiche mit benachbarten Bäumen möglich sind.

In Tab. 29 wurden Jahre, an denen auf mindestens vier von sechs Standorten ein Ereignis datiert werden konnte, grau schraffiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass es bei dieser hohen Anzahl betroffener Untersuchungsstandorte auch an vergleichbaren Standorten zu Massenbewegungen kam. Auffälligerweise treten zwischen 1920 und 1960 die größten Übereinstimmungen auf. Um 1951 sind sogar alle sechs Untersuchungsstandorte von verschiedenen Massenbewegungen betroffen. Die bereits in den Kapiteln zu den jeweiligen Untersuchungsstandorten festgestellte, starke Hangdynamik zwischen 1920 und 1960 zeigt sich hier bestätigt und offenbart Parallelen untereinander. Das wiederum ist ein Beleg dafür, dass die vorab vermutete Eigendynamik der einzelnen Standorte offensichtlich nur untergeordnet stattfindet.

Tab. 29: Übersicht der ermittelten Ereignisjahre an den Untersuchungsstandorten im Lahnenwiesgraben.

	Anbruch Enning	FP 31	Testfläche Nackental	Erdstrom	Herrentisch- graben	Gries	Lawinenbahn	
Ereignisjahre, Phasen starker Hangdynamik				1756 R				vor 1880
				1782 R				
	1840 R							
	1862 R			1861 K				
				1865 R	1865 M			
			1875 R		1868 M			
	1886 R							
	1888 K							
	1889 R		1889 (-1) K					
			1890-92 R	1892-94 R	1893 K			
					1895 (+1) M			
			1903 K					
	1907 R		1908 K		1907 (+3) M		1908	
				1911 + 13 K	1913 R+M		1912	
	1918 K							
	1922 R	1921 K	1920 R	1920 (+1) R				
	1924 K	1922 R	1924 K				1925 f	
	1928 K		1928 (-1) K		1927 (+1) R+M			
		1931 K			1932 (+1) R		1930	1930- er
	1934 K		1933 (-1) R	1933 R	1934 (+1) M		1935 (+1)	
							1938	
	1941 R	1942 K	1940-44 R	1941 R		1940 f		1940- er
	1947 R	1948 K			1947 M	1946 f	1947	
	1949 K					1948 f		
	1952 (+1) R	1951 (+1) R	1951 (+1) R	1951 (+1) R	1952 (+1) M	1950 f	1951	1950- er
	1954 K				1954 R	1955 f		
			1957 R+K	1959 K	1956 (+2) K+M	1958 f		
	1960 R					1961 f	1963	1960- er
					1965 (+1) R+M			
					1969 (-1) R+M			
	1971 R				1971 (+1) M			1970- er
		1975 K			1977 (+1) M+K		1976-78	
	1980 R			1980 R				
				1983 (+1) R	1983 (+1) M		1983	1980- er
			1985 R		1984 R+K			
							1987	
		1991 K		1991 R	1990 (+1) M		1992	1990- er
	1995 (+2) K				1995 (+1) M	1996 f		
	1999 R				1999 M	1999 f	1999	
			2001 R	2000-01 K		2001 f		ab 2000
					2002 f	2002 f		

K: Beginn einer Kriechbewegung
R: RutschungM: Murgang
f: fluviale Erosion
 Ereignisjahre an vier oder mehr Standorten
(Lawinenereignisse nicht berücksichtigt)

Vielmehr sind es überregionale Faktoren, welche für die Steuerung der Prozesse verantwortlich sind (vgl. Kapitel 7).

Ein sinnvoller Bezug zur Fläche ist also in folgenden Jahren möglich (Schwankung um jeweils 1-2 Jahre möglich):

1920, 1924, 1933, 1941, 1947, 1951, 1957 (Intervall = 5,3 Jahre).

Aus diesen Jahresangaben errechnet sich ein Ereignisintervall von 5,3 Jahren zwischen 1920-1957.

Betrachtet man zusätzlich noch die Jahre an denen mindestens zwei oder drei Standorte von Massenbewegungen betroffen sind, so ist des weiteren ein bedingter Flächenbezug für folgende Ereignisjahre zu sehen (Schwankung um jeweils 1 bis 2 Jahre möglich):

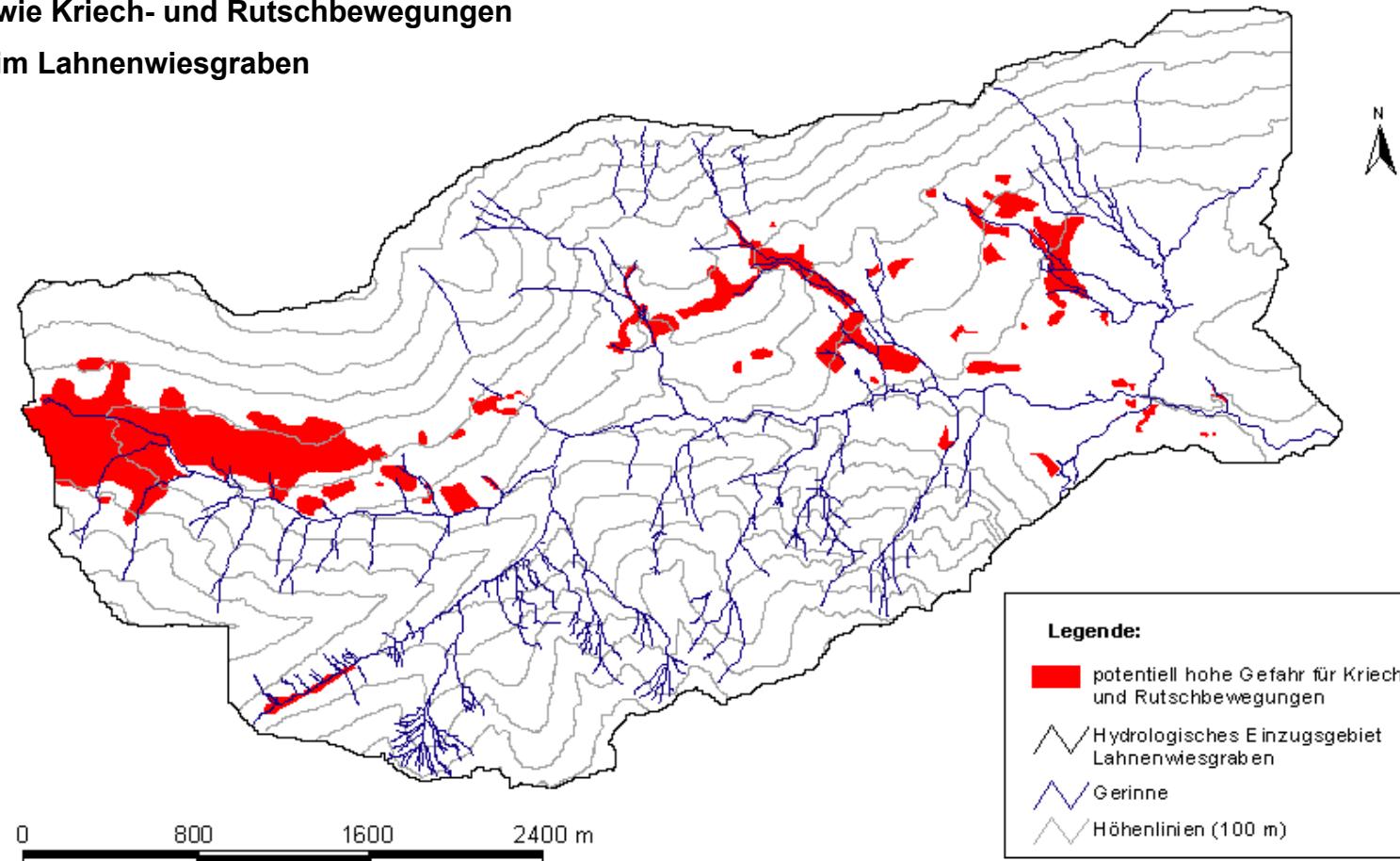
1865, 1889, 1892, 1907, 1913, 1927, 1961, 1971, 1980, 1983, 1984, 1991, 1995, 1999, 2001, 2002.

Aus den angeführten Jahreszahlen, an denen an mindestens zwei von sechs untersuchten Standorten Massenbewegungen nachgewiesen werden konnten, errechnet sich für den Zeitraum 1865-2002 ein Ereignisintervall von 5,96 Jahren. Unter der Annahme, dass alle angeführten Daten einen Flächenbezug zulassen, ist im Lahnenwiesgraben durchschnittlich alle sechs Jahre mit weitverbreiteten Massenbewegungen (Kriechen, Rutschungen, Muren, umfangreiche fluviale Erosion) zu rechnen.

Bei einem Datenvergleich mit der Standortchronologie ist für den Lahnenwiesgraben ein teilweise deutlicher Hinweis auf Massenbewegungen in klimatischen Ungunstjahren festzustellen. Mehrfach wurden Massenbewegungen in Jahren datiert, in denen die Standortchronologie einen deutlichen Zuwachsrückgang ausweist. Über die Bildung von Druckholz infolge einer Baumschiefstellung sind Ereignisse in vielen Fällen jedoch eindeutig belegbar, sodass sich die Frage der Fehldeutung auf Basis von Zuwachsreduktionen erübriggt.

Abschließend kann festgestellt werden, dass ein Flächenbezug durchaus möglich ist. Jedoch muss berücksichtigt werden, dass der Begriff 'Fläche' sich lediglich auf vergleichbare Standorte bezieht und nicht etwa auf die Gesamtfläche des Lahnenwiesgrabens. Auf Basis der Standortfaktoren (hydromorphe Böden, Hangneigung > 1°) konnte eine Gefahrenkarte für Kriech- und Rutschbewegungen im Lahnenwiesgraben erstellt werden (Karte 5, Folgeseite).

**Gefahrenkarte für denudative Prozesse
wie Kriech- und Rutschbewegungen
im Lahnenwiesgraben**



Karte 5: Gefahrenkarte für denudative Prozesse wie Kriech- und Rutschbewegungen im Lahnenwiesgraben.

Die Gefahrenkarte präsentiert ein wesentliches Ergebnis der vorliegenden Arbeit. Denn in der Karte wurden die Schwerpunkte 'Dendrogeomorphologie' und 'pedologische Untersuchungen' zusammengeführt. Außerdem spielten in diesem GIS die Aspekte Hangneigung und Geologie eine wesentliche Rolle. Geologie und Böden sind hauptverantwortlich für die Gefahrenstandorte. Es handelt sich weitgehend um Gley- und Braunerdevarietäten hervorgegangen aus tonig-mergeligen Kössener Schichten, Fernmoränenmaterial und Plattenkalk. Da sich die gefährdeten Standorte überwiegend in Tiefenlinien und an Unterhängen befinden, handelt es sich um hydrologisch ungünstige Standorte. Zum einen herrschen thermisch ungünstige Bedingungen, was eine geringere Verdunstung als an anderen Standorten nach sich zieht. Die starke Abschattung, insbesondere im Winterhalbjahr durch das Kramermassiv im Süden, bedingt eine vergleichsweise hohe Schneakkumulation im Frühjahr. Das vergrößert den hydrologischen Input während der Ablationsperioden. Der weitverbreitet anstehende Plattenkalk an den südexponierten Mittelhängen des Lahnenwiesgrabens hat aufgrund seiner Verkarstungerscheinungen drainierende Eigenschaften, was wiederum einen weiteren Wasserinput auf den Unterhängen zur Folge hat. Der Wasserüberschuss verursacht in Verbindung mit den bindigen Böden mehr oder weniger lang anhaltende Vernässungen, was im Gelände mit Hangneigungen über 1° zur Instabilisierung weiter Hangbereiche führen kann. Kriech- und Rutschbewegungen können ausgelöst werden.

6.4 Reintal

6.4.1 Mure I (Mindestalterdatierung)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 3123242, Hochwert: 52 5330428
ca. 550 m oberhalb der Bockhütte (1052 m NN) an der Partnach
- Höhe: 1065-1285 m NN
- Fläche: ca. 1,9 km²
- Geologie: Wettersteinkalk, Hangschutt
- Boden: O/C-Böden (Rohböden)
- Hydrologie: Oberes Gerinne führt nur bei Starkregenereignissen Wasser
- Vegetation: Vereinzelt Fichten (*Picea abies*), Latschenkiefern (*Pinus mugo*), Heidelbeere, Moos- und Graspolster
- Prozess: Murgänge

Arbeiten

- Vermessung des Murkegels und der Einzelloben
- Beprobung und Analyse von 28 Fichten zur Mindestalterdatierung (17 Baumkerne, 11 Scheiben)

6.4.1.1 Rahmenbedingungen

Dieser auffällige Murkegel auf der orographisch rechten Seite der Partnach bietet die Möglichkeit der Mindestalterdatierung von einzelnen Murgängen mittels dendrochronologischer Auswertung von *Picea abies*. Aufgewachsene Fichten und Latschenkiefern sowie der mit Flechten und Moosen bewachsene, dunkelgrau angewitterte Murschutt sind deutliche Anzeichen für eine andauernde Inaktivität der Murdynamik. Dieser Zustand trifft jedoch nur auf den etwa 5000 m² großen Akkumulationsbereich zu. Erosionsspuren und kleine Murablagerungen in der Anriss- und Transitzone von Mure I sind deutliche Hinweise auf eine rezente Dynamik, welche allerdings nicht bis in die Akkumulationszone hineinreicht. Hinzu kommt, dass die fluviale Erosion überwiegt. Das bei Starkregenereignissen abfließende Wasser versickert zunehmend im unteren Teil der Transitzone und erreicht allenfalls den Kopf der Akkumulationszone. Da von der rezenten Dynamik keine Bäume betroffen sind, beschränkt sich die dendrogeomorphologische Analyse auf die Mindestalterdatierung vergangener Murgänge.

Das gesamte Murgebiet erstreckt sich über eine Länge von 410 m von der Partnach bis an den Fuß einer Steilwand aus Wettersteinkalk. Die Höhendifferenz beträgt 220 m. Gravitative, nivale und fluviale Prozesse sind verantwortlich für den Aufbau einer aktiven Hangschutthalde, in der sich zugleich die Anrisszone von Mure I befindet. Die Hangneigungen im Anrissgebiet liegen meist deutlich über 30°. Ein ca. 27° steiler und 130 m

langer Transitbereich schließt an und verbindet Anriss- und Akkumulationsbereich. Die fluviale Erosion der Partnach sorgte für eine zusätzliche Versteilung der Murkegelstirn auf ca. 35°. Im Bereich der aufgenommenen Murloben, die dem Kegel aufgesetzt sind, beträgt die Hangneigung in der Regel 24-25°. Die Murstirn hat eine Breite von 85 m und die Länge der Akkumulationszone beläuft sich auf etwa 140 m.

Während der Geländearbeiten in den Jahren 2000 und 2001 konnten auf dem Murkegel insgesamt 19 Murloben kartiert werden. Für die Mindestalterdatierung wurden auf diesen Loben 23 Bäume beprobt. Hinzu kommen fünf Exemplare aus der Murkegelstirn, welcher keine erkennbaren Murloben aufgesetzt sind (Abb. 74).

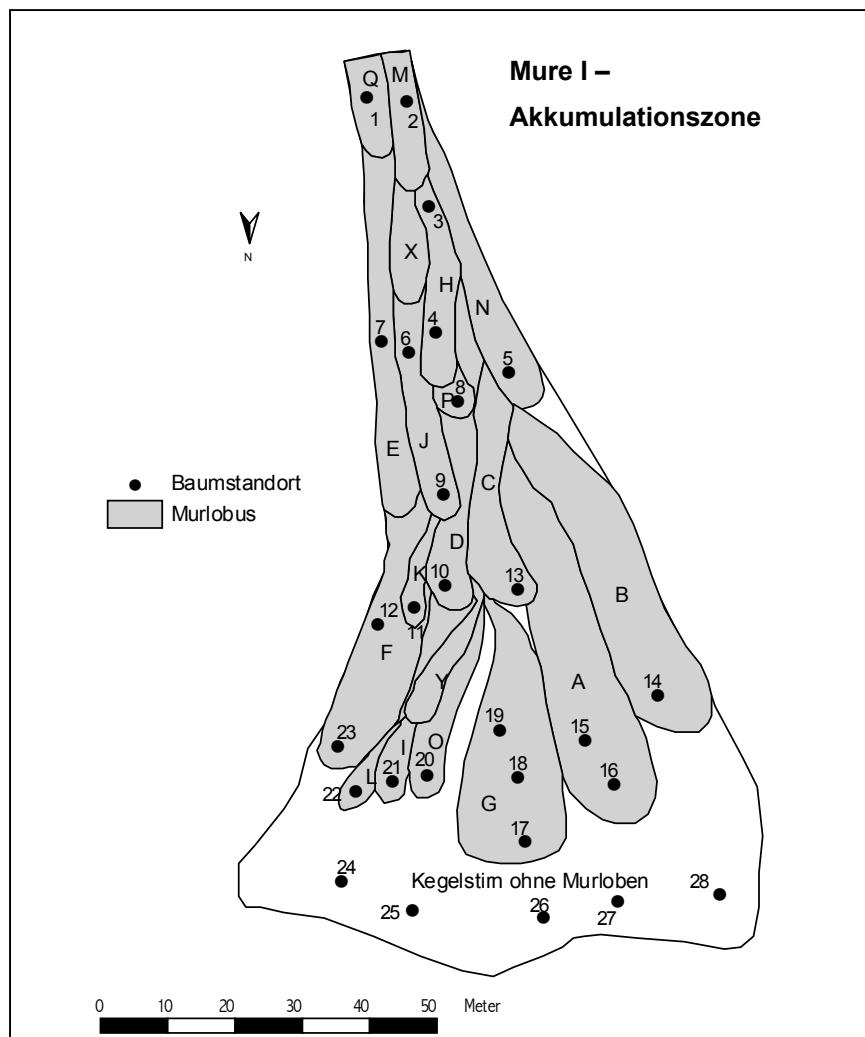


Abb. 74: Mure I – Akkumulationszone mit Murloben und Baumstandorten.

Die Probennahme erfolgte an dem augenscheinlich ältesten Baum (Fichte) auf dem jeweiligen Murlobus. Z. T. befand sich nur eine Fichte auf einem Lobus, sodass die Auswahl eindeutig war. Andererseits mussten gelegentlich bis zu drei Exemplare beprobt werden, da mittels Zählung von Astquirlen bzw. phänotypischer Beurteilung der Bäume keine

Altersbestimmung vor Ort exakt möglich war. Auf zwei Murloben befand sich kein Baum, somit entfällt eine Mindestalterdatierung.

Bei 11 Fichten wurden Baumscheiben unmittelbar an der Geländeoberkante entnommen. Das ermöglicht die genaue Feststellung des Keimungsjahres. Die Entnahme der 17 Baumkerne erfolgte ebenfalls sehr nahe an der Geländeoberfläche, was im ebenen Gelände aufgrund der Kurbellänge des Zuwachsbohrers nicht möglich gewesen wäre. Aufgrund der starken Hangneigung konnten die Fichten jedoch von der hangabwärtigen Seite an ihrer Stammbasis angebohrt werden.

6.4.1.2 Überlegungen zur Mindestalterdatierung bei Mure I

Die theoretischen Grundlagen der Mindestalterdatierung von Fichten auf Erosionsflächen wurden bereits in Kapitel 3.3 dargelegt. In der Praxis ergaben sich jedoch Fragen bezüglich der Aussagemöglichkeiten der eingesetzten Methode am Standort Mure I. Dabei standen zwei Fragenkomplexe im Vordergrund:

1. Wie lange dauert die Wiederbesiedlung eines Murlobus mit Fichten am gegebenen Standort tatsächlich ? Stimmen hier die bei STRUNK (1995) zusammengetragenen Literaturwerte, bzw. welche sind bei Mure I annehmbar ?

2. Was kann bei Mure I durch die Mindestalterdatierung tatsächlich datiert werden ?

Für die Murkegel im Reintal gibt es keine Untersuchungen zur Sukzessionsgeschwindigkeit der Fichte. Die Standortbedingungen müssen jedoch als ungünstig beurteilt werden. In erster Linie sind es klimatische Faktoren und das Fehlen eines feinkörnigen Saatbettes auf jungen Murgängen, welche ein rasches Aufwachsen von Fichten innerhalb weniger Jahre erschweren. Allerdings konnte bei Mure IV (Punkt 6.4.3) die Bildungsdauer von drei fossilen Humusaufklagen à 4-5 cm rekonstruiert werden. Trotz Ungewissheiten, wie z.B. Kompression der fossilen Humuskörper durch Sedimentauflage und unbekannten Remineralisations- und Verlagerungsraten können Humuszuwächse von mindestens 1 bis 3 mm/a angenommen werden (vgl. Punkt 6.4.3, Mure IV). Die Standortbedingungen von Mure I und IV sind nahezu identisch, sodass neu gebildeter Humus die Grundvoraussetzung für die Samenkeimung auf dem Grobschutt der Murkegel bildet.

Das von STRUNK (1995) ermittelte Intervall zwischen der Ablagerung eines Sediments und der Keimung erster Baumsamen beträgt acht Jahre. Zwei der insgesamt vier Untersuchungsgebiete liegen, wie auch das Reintal, ebenfalls in den Nordalpen (Linder-

Gries bei Oberammergau und Wimbach-Gries bei Berchtesgaden) und unterliegen somit sehr ähnlichen Standortbedingungen. Der Autor der vorliegenden Arbeit hat beide Gebiete besucht und kommt zu dem Entschluss, dass aufgrund nahezu gleicher Bedingungen das Intervall von durchschnittlich acht Jahren (Murgang bis erste Keimung von Baumsamen) auch für das Reintal realistisch erscheint.

Zu berücksichtigen ist allerdings, dass die Sukzessionsgeschwindigkeit für Fichten auch deutlich variieren kann. So konnte z.B. am Standort Mure V (Punkt 6.4.4) eine verschüttete mit einer neu aufgewachsenen Fichte auf dem selben Murgang verglichen werden. Eine Adventivwurzel und ein Baumkern des verschütteten Baumes wiesen beide das Jahr 1973 als Ereignisjahr aus. Der aufgewachsene Baum hatte im Jahr 2000 ein Alter von 27 Jahren erreicht. Somit war offensichtlich eine Wiederbesiedlung der Murablagerung innerhalb des Ereignisjahres möglich (!).

Die Mindestalterdatierung auf Mure I ermöglicht die Ermittlung des Beginns und der Dauer von Stabilitätsphasen. Da keine verschütteten Fichten gefunden wurden, handelt es sich bei den Datierungen um ununterbrochene Inaktivität der Murdynamik, welche für den jeweiligen Murlobus rekonstruiert werden kann. Die einer Stabilitätsphase vorangegangene Muraktivität kann nicht qualifiziert werden. Es kann ferner nicht ermittelt werden, ob es ältere Stabilitätsphasen gibt, sodass nur eine raum-zeitliche Differenzierung rezenter Inaktivität des Murkegels möglich erscheint.

Außerdem ermöglicht die Datierungsmethode die Ausweisung von Ereignisjahren. Jedoch erscheint eine auf das Jahr genaue Datierung aufgrund der schwankenden Sukzessionsgeschwindigkeit für Fichten kaum möglich. Es dürfte sich viel mehr um Annäherungswerte und eine Ausweisung einer Mindestanzahl von Murgängen handeln.

6.4.1.3 Auswertung und Interpretation

Die Beprobung von 28 Fichten in der Akkumulationszone der Mure I lieferte 11 Baumscheiben und 17 Baumkerne für die dendrogeomorphologische Analyse. In Tab. 30 sind Informationen zu den jeweiligen Bäumen aufgelistet.

Tab. 30: Mure I – Baumdaten. Die Entnahme der Holzproben erfolgte am 20.09.2000.

Baumnummer	Umfang (m)	Probenart	Murlobus	Baumalter (Jahre)
1	0,28	Bohrkern	Q	38
2	0,48	Bohrkern	M	58
3	0,22	Scheibe	H	47
4	0,17	Scheibe	H	66
5	0,56	Bohrkern	N	57
6	0,21	Scheibe	J	50
7	0,30	Bohrkern	E	91
8	0,26	Bohrkern	P	43
9	0,14	Scheibe	J	62
10	0,24	Scheibe	D	97
11	0,30	Scheibe	K	59
12	0,46	Bohrkern	F	90
13	0,23	Scheibe	C	101
14	0,65	Bohrkern	B	159
15	0,34	Bohrkern	A	92
16	0,62	Bohrkern	A	192
17	0,11	Scheibe	G	37
18	0,29	Bohrkern	G	62
19	0,38	Bohrkern	G	68
20	0,13	Scheibe	O	57
21	0,17	Scheibe	I	64
22	0,19	Scheibe	L	59
23	0,24	Bohrkern	F	64
24	0,35	Bohrkern	Kegelstirn	64
25	0,30	Bohrkern	Kegelstirn	66
26	0,34	Bohrkern	Kegelstirn	53
27	0,48	Bohrkern	Kegelstirn	57
28	0,44	Bohrkern	Kegelstirn	76

Die graphische Umsetzung der ermittelten Mindestalter der beprobten Bäume und der Standorte auf den verschiedenen Murlöben erfolgt in Abb. 75.

Auf Murlobus A befindet sich der älteste beprobte Baum (192 Jahre). Wird die rekonstruierte Zeitspanne vom Zeitpunkt des Murgangs bis zur Keimung des Baumsamens hinzugerechnet, reicht der maximale Rückblick auf dem Murkegel bis ins Jahr 1801 A.D.. Die

ermittelten Baumalter ermöglichen eine zeitliche Differenzierung der Murablagerungen in alt (Murloben A, B / dunkelgrau), mittel (C, D, E, F / grau) und jung (G-Q / hellgrau). Die Grafik zeigt, dass der westliche Bereich (A, B) seit mindestens 159 (+ 8) Jahren inaktiv ist. Der mittlere Altersbereich zwischen 90-101 Jahren (+8) wurde von den jungen Ablagerungen im oberen und zentralen unteren Bereich überlagert.

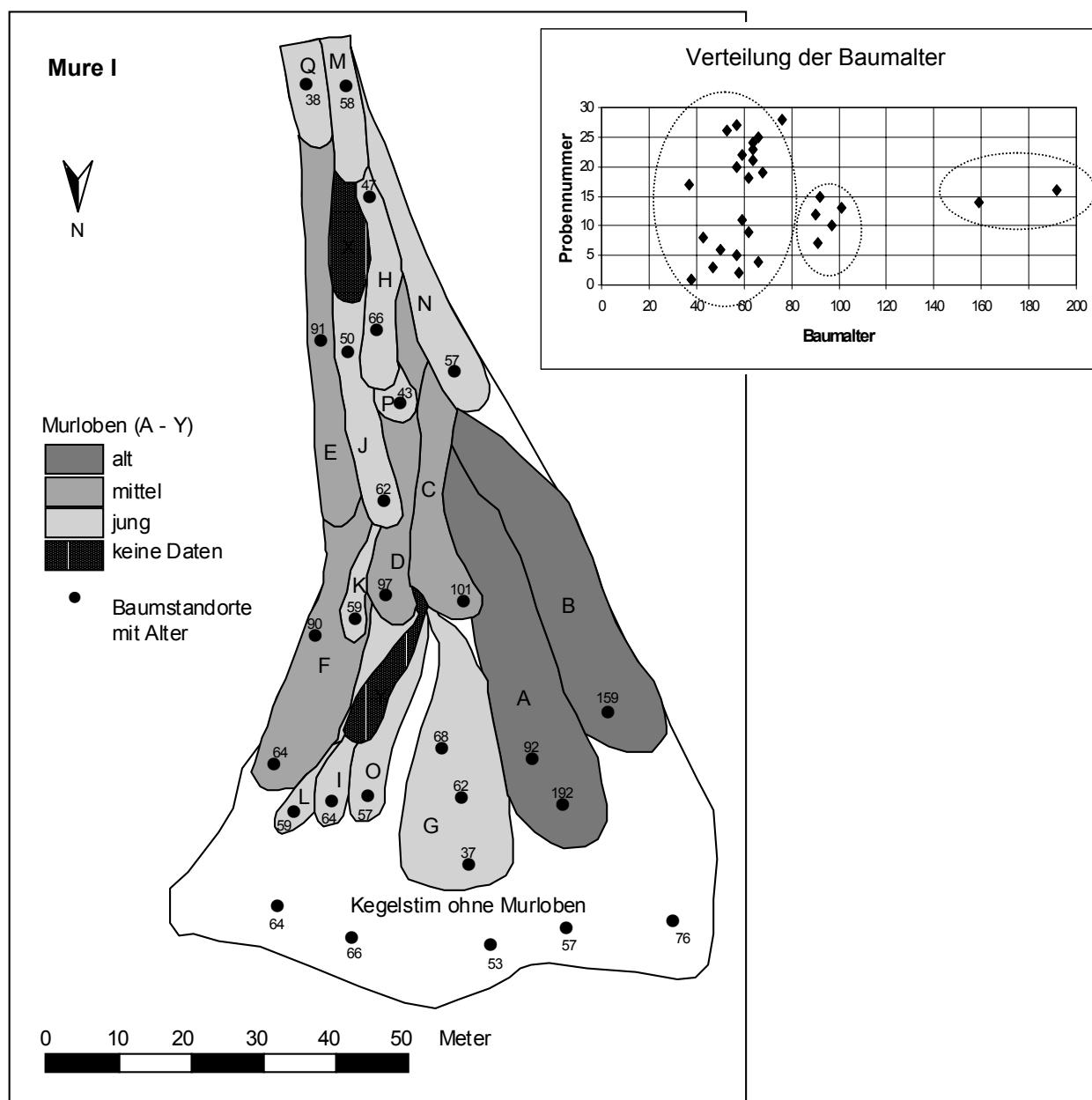


Abb. 75: Mure I – Aufbau des Murkegels mit Altersdifferenzierung. Es handelt sich um Baumalter. Die Zeitspanne, bis auf einer Mure erste Fichten aufwachsen, wurde auf durchschnittlich acht Jahre festgelegt. Für den Zeitpunkt des Murgangs müssen diese acht Jahre zum Baumalter hinzugerechnet werden.

Durch eine schmale Rinne zwischen Murlobus D und C gelangten jüngere Murgänge hindurch und lagerten sich als Murloben G, I, L, O, und Y ab. Die Rinne ist jedoch seit mindestens 57 Jahren (+8) inaktiv. Das geht aus dem Mindestalter von Murlobus O hervor.

Zu Murgang Y liegen keine Daten vor, da keine Fichte beprobt wurde. Die Lage über Murgang O deutet jedoch auf ein noch etwas jüngeres Alter hin. Murlobus Q weist mit 38 Jahren (+8) das geringste Alter unter den Murgängen auf und befindet sich an der Obergrenze der Akkumulationszone. Es ist jedoch nicht zu klären, ob dieser Murgang noch in die Aktivitätsphase hineinfällt, in der alle anderen Murereignisse der Kategorie „jung“ stattfanden, oder als davon entkoppeltes und späteres Einzelereignis zu bewerten ist.

Die Datierung von Murlobus P (43 Jahre (+8)) ist nicht zutreffend, weil zu jung. Die Schüttung muss deutlich älter sein, da sie von Murgang H, welcher 66 (+8) Jahre alt ist, überlagert wird.

Im Bereich der steilen Stirn des Murkegels, wo keine erkennbaren Loben kartiert werden konnten, liegen die Baumalter zwischen 53 und 76 Jahren. Eine Zuordnung zu Ereignissen erscheint hier jedoch nicht sinnvoll.

Die Auswertungen ermöglichen die Rekonstruktion des Endes von drei Phasen hoher Murtätigkeit. Berücksichtigt man die durchschnittliche Zeitspanne der Sukzession von acht Jahren, so ergeben sich folgende Werte:

- 1833: Bereich „alt“, Ende der Murdynamik ermittelt aus Baum 14, Lobus B, 159 (+8) Jahre.
- 1902: Bereich „mittel“, Ende der Murdynamik ermittelt aus Baum 12, Lobus F, 90 (+8) Jahre.
- 1935 (-2): Bereich „jung“, Ende der Murdynamik ermittelt aus Bäumen 11, 22, 2, 5, und 20, Loben K, L, M, N, O, 56-58 (+8) Jahre (Lobus P und Q unberücksichtigt, siehe oben).

Es ist davon auszugehen, dass während der Murphasen bis 1833 und bis 1902 jeweils der gesamte Kegelbereich betroffen war. Die Datierungen beziehen sich jedoch nur auf Teilbereiche, die seit Ende der jeweiligen Murphase nicht mehr überfahren wurden. Es ist jedoch möglich, dass östlich der „alten“ Murloben A und B weiterhin Ablagerungen bis 1902 bzw. 1935 (-2) stattfanden, welche nicht dendrochronologisch erfasst wurden, da sie von jüngeren Murgängen überlagert wurden.

Somit kann nur das Ende der dritten Murphase um 1935 auf den gesamten Murkegel bezogen werden. Die Jahresangaben 1833 und 1902 lassen nur die Aussage über ein Ende der Muraktivität in den jeweiligen Teilbereichen des Gesamtkegels zu.

Die dendrochronologischen Auswertungen ermöglichen die Datierung von insgesamt 16 Ereignissen seit 1801 A. D.. Der Murlobus P wird aus genannten Gründen hier nicht berücksichtigt. Aufgrund identischer oder nah aneinanderliegender Baumalter lassen sich einige Großereignisse ausgliedern (Tab. 31).

Tab. 31: Datierte Murereignisse auf Mure I: Einzelereignisse und abgeleitete Großereignisse. Bei den Jahresangaben handelt es sich um das jeweils älteste Baumalter auf dem jeweiligen Lobus zuzüglich der durchschnittlich acht Jahre Sukzessionsgeschwindigkeit für Fichten.

Einzelereignis (Lobus)	Großereignis	Kategorie
1801 (A)	1801	alt
1833 (B)	1833	
1891 (C)	1891	mittel
1895 (D)		
1901 (E)	1901	mittel
1902 (F)		
1924 (G)	1924	jung
1926 (H)		
1928 (I)		
1930 (J)		
1933 (K)	1933	jung
1933 (L)		
1934 (M)		
1935 (N)		
1935 (O)		
1954 (Q)	1954	

Ausschlaggebend für die Ableitung von Großereignissen mit mehreren Murschüben aus den Jahreszahlen der Einzelereignisse ist die Annahme, dass die Sukzessionsgeschwindigkeit nicht exakt acht Jahre beträgt, sondern von Murgang zu Murgang etwas variiert. Somit lassen sich die 16 Einzeldatierungen zu sieben Großereignissen zusammenfassen. Besonders intensiv waren die Ereignisse von 1924 und 1933, wo es offensichtlich zu zahlreichen Murschüben kam, welche sich in den unterschiedlichen Loben widerspiegeln.

Aus den Daten zu den Großereignissen errechnet sich ein Rekurrenzintervall für Muren von 21,9 Jahren. Betrachtet man nur die Einzelereignisse, so ergibt sich ein Intervall von 11,8 Jahren. Da die Intervalle aus einer rekonstruierten Mindestanzahl an Murgängen errechnet

wurden, handelt es sich auch hier nur um die Untergrenze der tatsächlich abgegangenen Muren.

6.4.1.4 Zusammenfassung

Die Datierung aufgewachsener Fichten auf subrezenten Murloben eines Murkegels liefert exakt das Keimungsjahr eines Fichtensamens auf dem jeweiligen Lobus. Jedoch muss zur Bestimmung des vorangegangenen Murereignisses noch die Zeitspanne hinzu gerechnet werden, der es bedarf, bis eine Fichte auf einer frischen Murablagerung aufwächst. Diese sog. Sukzessionsgeschwindigkeit variiert von Standort zu Standort. Für das Reintal wird eine durchschnittliche Zeitspanne von acht Jahren angenommen, wobei aufgezeigt werden konnte, dass eine Fichte durchaus auch schon im Ereignisjahr keimen kann. Es handelt sich also um eine unvermeidbare zeitliche Schwankung von einigen Jahren, welche die eingesetzte Methode in sich birgt.

Unter Berücksichtigung der achtjährigen Zeitspanne vom Murgang bis zur Keimung erster Fichten konnte das Ende von drei Murphasen rekonstruiert werden. In einem Teilbereich des Murkegels setzt Inaktivität der Murdynamik bereits 1833 ein. Ein weiterer Teilbereich kommt ab 1902 zur Ruhe. Das vorläufige Ende der Murdynamik auf dem gesamten Kegel konnte auf das Jahr 1935 (-1) datiert werden.

Ab 1801 A. D. konnten aus 16 datierten Einzelereignissen insgesamt 7 Großereignisse mit z. T. mehreren Murschüben rekonstruiert werden (1801, 1833, 1891, 1901, 1924, 1933 und 1954). Besonders die Großereignisse 1924 und 1933 bestanden aus zahlreichen Murschüben. Aus den Daten konnten Rekurrenzintervalle von 21,9 Jahren für Großereignisse errechnet werden. Da es nicht möglich war, die tatsächliche Anzahl an Murgängen zu erfassen, muss dieser Intervallwert als Untergrenze für die durchschnittliche Wiederkehr von Murgängen beurteilt werden.

6.4.2 Mure III (Hintere Blaue Gumpe)

Steckbrief

- Lage: Rechtswert: 44 2870946, Hochwert: 52 5230798,
Oberhalb der Schotterebene der hinteren blauen Gumpe
- Höhe: 1250-1380 m NN
- Fläche: ca. 0,75 km² (Gesamtgebiet), ca. 0,03 km² (dendrogeom. Untersuchungsgebiet)
- Geologie: Wettersteinkalk, Hangschutt
- Boden: O/C-Böden (Rohböden)
- Hydrologie: Oberes Gerinne führt nur bei Extremereignissen Wasser
- Vegetation: Vereinzelt Fichten, Latschenkiefern, Heidelbeere, Moos- und Graspolster
- Prozess: Murgänge

Arbeiten

- Vermessung und Aufnahme des Akkumulationsbereichs und von Hangneigungen im Murkegeleinzugsgebiet
- Beprobung und Analyse von sechs Fichten (9 Baumkerne)
- Angraben von Baum 1 bis 1 m Tiefe

6.4.2.1 Rahmenbedingungen

Für die Auswahl dieses Untersuchungsgebietes war in erster Linie die Tatsache entscheidend, dass ein jüngerer Murgang mehrere Fichten verschüttet hat. Die Morphologie des Murkegels weist auf weitere Ereignisse hin, die das Wachstum dieser Bäume beeinflussten. Auf der anderen Seite bietet die Lage von Mure III zwischen zwei Murschwemmkegeln (siehe Punkt 6.4.5) die Möglichkeit eines Vergleichs der jeweiligen Prozessdynamik.

Das gesamte Murgebiet befindet sich auf einer mächtigen Hangschutthalde aus Wettersteinkalkschutt unter den nordexponierten Steilwänden des Hochwanner (2743 m NN). Der untersuchte Bereich befindet sich auf einer Seehöhe von etwa 1250 m.

In erster Linie sind es Starkregenniederschläge, welche für Murgänge und fluviale Umlagerung auf dem Murkegel verantwortlich sind. Die Anrisszone weist Hangneigungen zwischen 24° und 40° auf und befindet sich am Wandfuß. In einer nach unten anschließenden 60 m langen Engstelle (Transitzone) werden nur noch Hangneigungen bis 20° erreicht. Der Akkumulationsbereich besteht aus drei Teilgebieten und weist Neigungen zwischen 20° – 30° auf. Im östlichen Teil kam es im Jahr 1995 zu einer großen Ablagerung, welche auch die untersuchten Fichten verschüttete. Hier setzen die dendrogeomorphologischen Arbeiten an (Abb. 76). In den anderen Ablagerungsgebieten war eine dendrochronologische Untersuchung mangels Fichten nicht möglich.

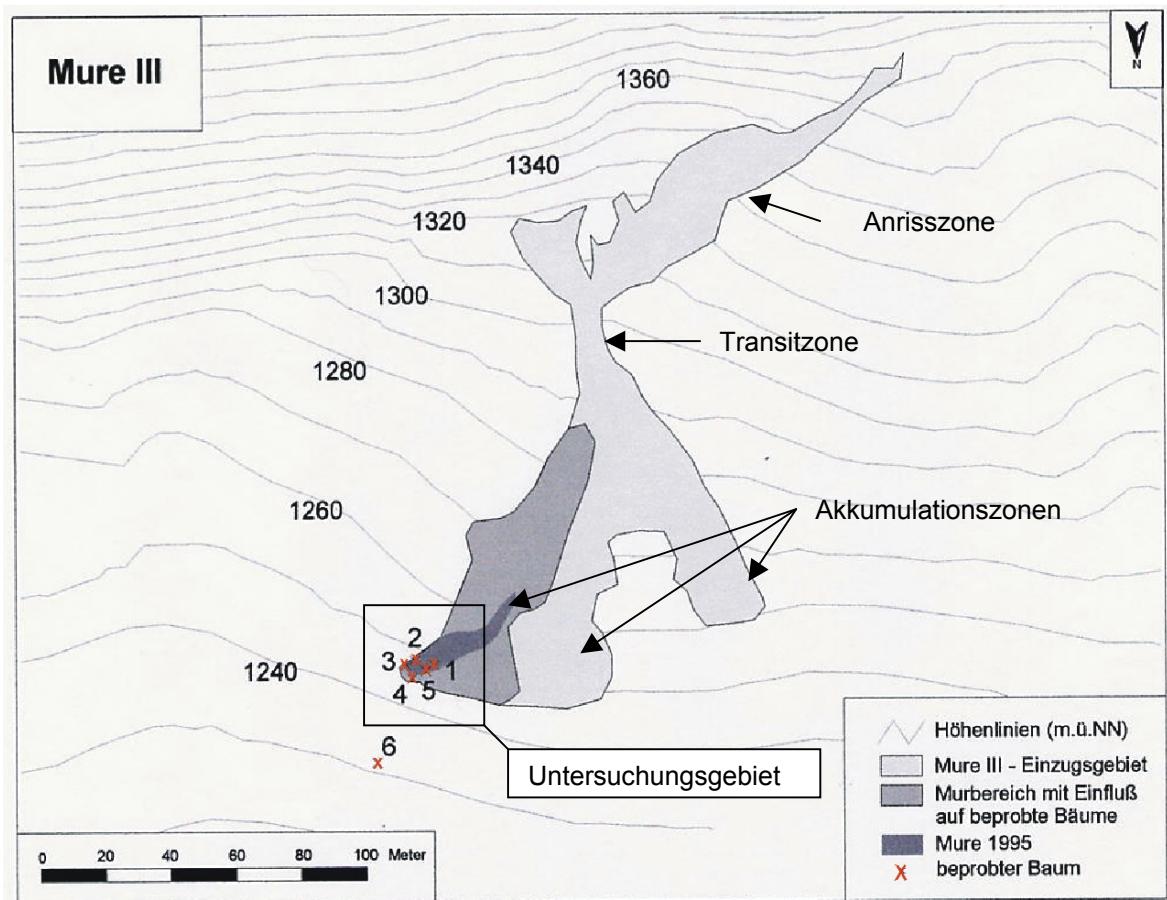


Abb. 76: Mure III – Einzugsgebiet und Standort beprobter Bäume.

Das gesamte Murgebiet umfasst eine Fläche von etwa 7500 m². Die Ablagerung des untersuchten Murgangs von 1995 (dunkelgrau, siehe Abbildung) weist eine Fläche von etwa 230 m² auf.

Insgesamt wurden an sechs Fichten neun Baumkerne für die dendrogeomorphologische Analyse entnommen. Die Bäume 1, 2, 3 und 5 wurden vom Murgang 1995 verschüttet. Angrabungen der Stämme zeigten, dass die Verschüttungshöhe über einen Meter beträgt. Die Basis konnte nicht erreicht werden. Baum 4, welcher in unmittelbarer Nähe zur Stirn der 95-er Mure steht, wurde von diesem Ereignis nicht verschüttet, jedoch von mindestens einem vorangegangenen Murgang einsedimentiert. Das Wachstum von Baum 6 ist von Murereignissen gänzlich unbeeinflusst und kann zusätzlich zur Standortchronologie als Referenzbaum bezüglich klimatischer Einflüsse sowie (Staub-)Lawinenereignisse verwendet werden.

6.4.2.2 Auswertung und Interpretation

Die Daten zu den insgesamt sechs beprobten Fichten am Untersuchungsstandort Mure III sind in Tab. 32 aufgelistet.

Tab. 32: Baumdaten und Analyse am Standort Mure III. Die Entnahme der Holzproben wurde am 01.08.2001 durchgeführt.

Signatur (SP)	Umfang(m)	Bohrrichtung	Verschüttung	Alter (Jahre)	Impulse/Reduktion	Druckholz
M-III 1/1a		hangaufwärts			1940-42 1944-49 1951-64	1966-67 1981-82
M-III 1/1b	0,90	hangab	Ja (> 100 cm)	75*	1936-43 (45) 1996-99	1949-50
M-III 1/ 2		hangparallel			1941-43 1945-50 1952-65	1934-40 1967-69 1982-83 1987-89
M-III 2/1a		hangparallel			1956-59 ? 1966-68	-
M-III 2/1b	0,95	hangparallel	Ja (nicht bekannt)	>141	1952-61 1971-73	1968-70 1979 1982 1996-97
M-III 3/1	0,85	hangaufwärts	Ja (n.b.)	111*	1928-30 (1960-)1970-72	1946-48 1988-90
M-III 4/1	1,10	hangaufwärts			1970-71	1944-45 1958-60
M-III 4/2		hangparallel	Ja (n.b.)	82*	1969-72	1980-81
M-III 5/1a		hangab			1982	-
M-III 5/1b	0,50	hangaufwärts	Ja (n.b.)	38*	-	1982-83 1987-89 1996-97
M-III 5/2		hangparallel			1975-80 (zu jung ?)	1987-89 1997-00
M-III 6/1a		hangparallel			-1967	1968-69 1989 (?)
M-III 6/1b	0,70	hangparallel	Nein	69*	-1968	1970-71 1982-83

*: plus ca. 20 Jahre, da Baum in 1,30 m angebohrt wurde. >: Baum ist deutlich älter, jedoch nicht weiter auswertbar.

Die Bäume 2 und 3 ermöglichen theoretisch einen Rückblick auf Massenbewegungen bis ins 19. Jahrhundert. Jedoch erwies sich besonders Baum 2 aufgrund von stark unterdrücktem Wachstum bis etwa 1940 für die dendrogeomorphologische Analyse als zu unsicher. Bei Kern M-III 2/1b sind zwar starke Zuwachsschwankungen mit abruptem Rückgang ab 1876 und 1888 zu beobachten, jedoch fehlt die Bestätigung durch andere Bäume, dass es sich tatsächlich um Murgänge handelt. Auch die Standortchronologie ermöglicht keine Einordnung dieser Reaktionen. Bei Baum 3 tritt hingegen eine erste Reduktionsphase, also eine mögliche Reaktion auf einen Murgang zwischen 1928 und 1930 auf. Da die

Standortchronologie zu dieser Zeit ein überdurchschnittliches Wachstum ausweist, erhärtet sich der Verdacht für einen Murgang im Jahr 1927 (+1).

Ein weiterer Murgang ist auf das Jahr 1933 zu datieren, denn Baum 1 bildet ab 1934 Druckholz als Reaktion auf eine Stammschiefstellung aus. Ein überdurchschnittlicher Jahrringzuwachs ohne Druckholzbildung bei Baum 3 könnte zusätzlich als kurzfristig verbesserte Nährstoffversorgung gedeutet werden, welche durch eine Mure bedingt wurde. Allerdings weist auch die Standortchronologie ab 1934 einen positiven Zuwachstrend aus.

In den Folgejahren ist zwar bei Baum 1 eine Reduktion am Anfang der 1940-er Jahre festzustellen. Jedoch handelt es sich wohl kaum um eine Reaktion auf einen Murgang, da das Wachstum bei Bäumen der Referenzkurve ebenfalls stark unterdurchschnittlich ist.

Erst das Jahr 1944 (-1) scheint erneut ein Ereignisjahr zu sein. Dafür sprechen Druckholzphasen bei Baum 3 (ab 1944) und Baum 4 (ab 1946). Zudem verzeichnet Baum 1 von 1944-49 eine Reduktionsphase mit anschließender Druckholzbildung in den Jahren 1949 und 1950.

Entgegen des Wachstumstrends der Standortchronologie weisen die Bäume 1 und 2 ab 1952 Reduktionsphasen auf. Somit erscheint die Datierung eines Murereignisses für das Jahr 1951 (+1) als sinnvoll. Jedoch ist an keinem der beprobten Bäume zu dieser Zeit Druckholz ausgebildet. Es scheint also zu keiner Schiefstellung der Bäume infolge des Murgangs gekommen zu sein.

Für die Deutung weiterer Muren erscheint es sinnvoll, die Reaktionen des ungestörten Baumes 6 zu berücksichtigen. Dieser bildet ab 1968, 1982 und mit einiger Unsicherheit auch ab 1989 für jeweils wenige Jahre Druckholz aus. Da am Standort von Baum 6 keine Muren auftreten, kommt in erster Linie der Einfluss durch Schnee in Frage, welcher zu einer Schiefstellung des Stammes führte. Besonders die Jahre 1980 und 1988 sind im Reintal ausgewiesene Lawinenjahre. Dieses wurde durch Gespräche mit Einheimischen (u.a. Wirt der Bockhütte) und durch die dendrochronologische Untersuchung eines Lawinenstrichs nahe der Vorderen Blauen Gumppe bestätigt. Zur Fertigstellung der vorliegenden Arbeit wurden diese Untersuchungen jedoch nicht mehr aufgearbeitet. In Folge beider Lawinenjahre (1980, 1988) sind auch Reaktionen an den beprobten Fichten des Murkegels zu beobachten. Somit ist eine Interpretation schwierig und lässt keine sichere Datierung von Murgängen in den Jahren 1980 (+1) und 1988 zu.

Das Druckholz, welches Baum 6 ab 1968 ausbildet, ist jedoch weniger auf den Einfluss durch Schnee zurückzuführen. Seit der Keimung weist dieser Baum ein stark reduziertes Wachstum auf, das erst ab 1968 durch eine kurze Druckholzphase beendet wird. Nach Meinung des Autors handelt es sich um eine veränderte soziale Stellung im Bestand ab 1968. Der Ausfall eines herrschenden Baumes (durch Schnee, Wind, anthropogen) bewirkt ein deutlich besseres Wachstum des Baumes als zuvor.

Bewertet man nun die Baumreaktionen der Bäume 1 bis 5 als durch eine Mure induziert, so kann das Jahr 1966 (+/-1) als Murjahr bewertet werden. Druckholz- und Reduktionsphasen bei den Bäumen 1, 2 und, etwas verzögert, bei Baum 4 sind als Beleg für dieses Ereignis zu werten.

Auf das Ereignis von 1995, dessen Ausmaß in der Abb. 76 zu erkennen ist, reagieren die Bäume 1, 2 und 5 mit reduziertem Wachstum bzw. mit Druckholzbildung.

Die dendrochronologische Analyse ermöglicht die Interpretation von mindestens sechs Murgängen seit 1927:

1927 (+1), 1933, 1944 (-1), 1951 (+1), 1966 (+/-1), 1995.

Daraus errechnet sich ein Murintervall (1927-2001) von 12,3 Jahren. In der Reihe der aufgezählten Jahre ist eine 29 Jahre währende Zeitspanne von 1966 bis 1995 zu beobachten. Da der offensichtlich vorhandene Lawineneinfluss besonders in den 1980-er Jahren die Murdatierung erschwert, konnte diesem Zeitraum kein Murereignis zugeordnet werden. Aufgrund der vorangegangenen Murfrequenz ist jedoch mindestens ein Murgang zwischen 1966 und 1995 anzunehmen.

Berücksichtigt man die möglichen Ereignisse 1876 und 1888, so errechnet sich ein Intervall von 15,6 Jahren.

6.4.3 Mure IV - Vordere Blaue Gumpe

Steckbrief

- Lage: Rechtswert: 44 3014442, Hochwert: 52 5282348; Ca. 200 m östlich der Vorderen Blauen Gumpe
- Höhe: 1125-1205 m NN (Partnach bis Wandfuß)
- Fläche: 0,46 km²
- Geologie: Jungschutt der Hangschutthalde aus Wettersteinkalken
- Boden: O/C-Böden (Rohböden)
- Hydrologie: Oberes Gerinne führt nur bei Extremereignissen Wasser
- Vegetation: Vereinzelt Fichten (*Picea abies*)
- Prozess: Murgänge auf weitgehend vegetationslosem und bodenlosem Kegel

Arbeiten

- Tachymetrische Vermessung des Murkegels (Anriss-, Transit- und Akkumulationszone)
- Ausgrabung von Baum 1 im Schachtverfahren bis 2,90 m
- Beprobung und Analyse von fünf Fichten (9 Kerne, 1 Adventivwurzel)
- stratigraphische Aufnahmen

6.4.3.1 Rahmenbedingungen

Ein frischer Murgang (Abb. 77) aus dem Jahr 1999 war ausschlaggebend für die Wahl dieses Untersuchungsgebietes nahe der Vorderen Blauen Gumpe. Das Ereignis verschüttete insgesamt fünf Fichten, von denen Baumkerne und eine Adventivwurzel entnommen werden konnten.



Abb. 77: Standort Mure IV – Ein Murgang 1999 (helle Schotter) verschüttete Fichten, welche zentraler Bestandteil dendrogeomorphologischer Auswertungen sind.

Eine Testgrabung an einem Baum und die Begutachtung der gewonnenen Holzproben vor Ort lieferte bereits während der ersten Geländearbeiten eindeutige Hinweise auf weitere Verschüttungen der Bäume durch Muren. Das gesamte Murgebiet befindet sich auf einer Hangschutthalde aus Wettersteinkalkschutt unter steil aufragenden Felswänden des Jungfernkaropfs (2355 m NN). Die Distanz von der Partnach (ca. 1125 m NN) bis zum Wandfuß (1205 m NN), an dem die Anrisszone liegt, erstreckt sich über eine Distanz von ca. 220 m. Die dendrochronologischen Untersuchungen beschränkten sich jedoch auf die Ausdehnungen der 1999-er Mure. Der Bereich zwischen 1167 m NN und 1139 m NN wurde tachymetrisch vermessen (Abb. 78).

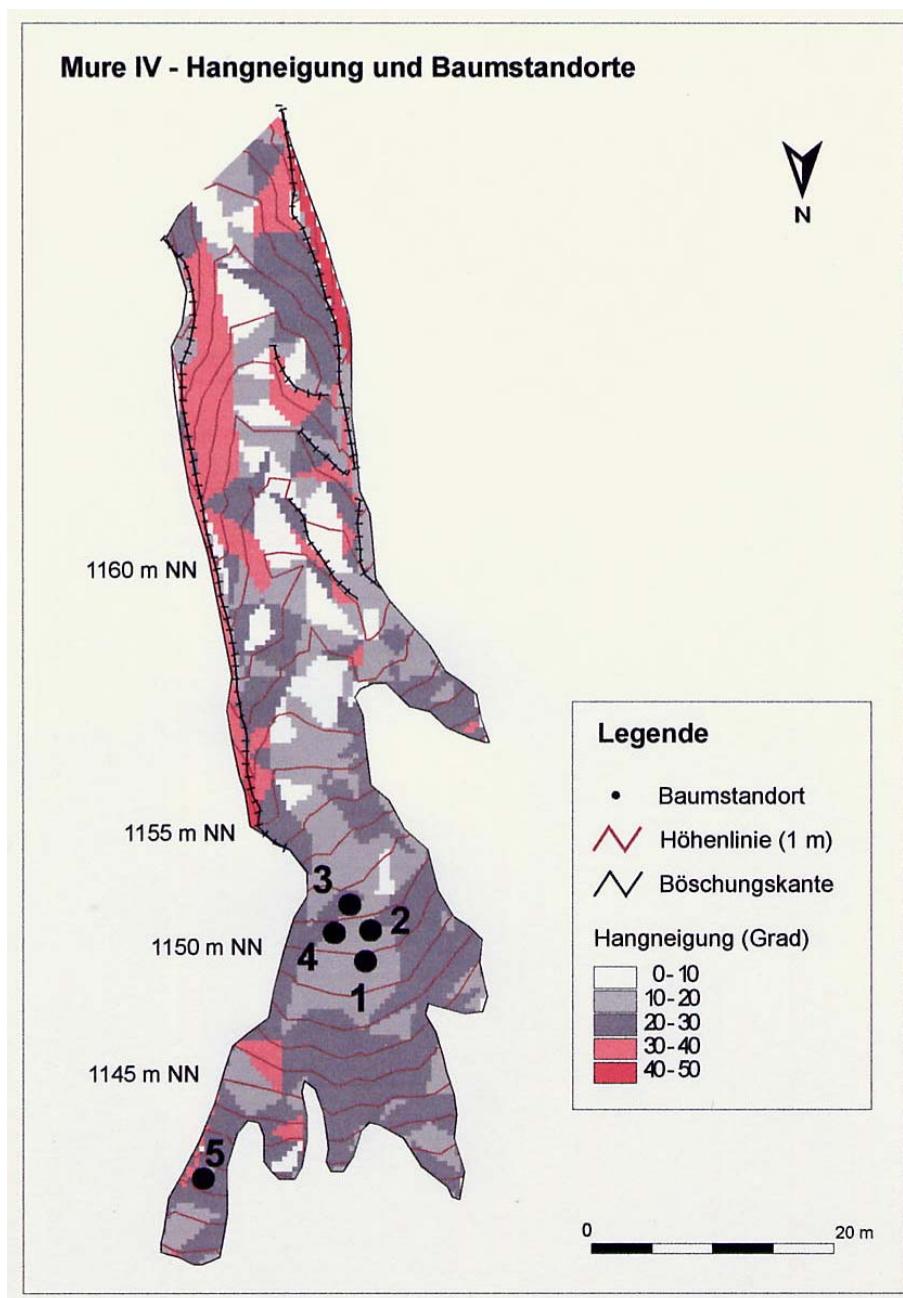


Abb. 78: Mure IV – Hangneigung und Baumstandorte.

Höhenlinienverläufe und die Hangneigung lassen im oberen Bereich des Murgangs eindeutig eine Tiefenlinie mit steilen Flanken und flacherer Sohle erkennen. Es handelt sich um die Transitzone des letzten Murganges, die zugleich eingetieft wurde und Erosionsmaterial lieferte. Die eigentliche Anrisszone befindet sich am Wandfuß. Über gravitative, nivale und fluviatile Prozesse gelangt Erosionsmaterial aus der Felswand in den Bereich der Anrisszone. In erster Linie sind es konvektive Starkregenereignisse, die für die Entstehung von Muren verantwortlich sind. Ist ausreichend Erosionsmaterial vorhanden, bewegt sich die Mure durch die Transitzone hindurch in den Akkumulationsbereich hinein. Der Höhenlinienverlauf lässt im Murkegelbereich klar die konvexe Akkumulationsform erkennen. Hier befinden sich auch die beprobten, verschütteten Fichten 1-5. Die Hangneigung beträgt überwiegend 12-25°.

Die tachymetrische Vermessung des 1999-er Murgangs ermöglicht die Berechnung des Volumens des bewegten Murrmaterials. Die Berechnungen im GIS ergaben für den Ausraumbereich ein Volumen von 220 m³. Der Berechnung liegt die Annahme zu Grunde, dass es sich um eine ehemals konkave Oberfläche handelt. Für den Akkumulationsbereich wurde eine flache Oberfläche ohne Wölbungen vorausgesetzt. Es wurde ein Volumen von 150 m³ errechnet. Die 70 m³ Differenz zwischen ausgeräumter Hohlform und Akkumulationsform haben zwei wesentliche Ursachen. Zum einen mussten für die Volumenberechnungen die ehemaligen Oberflächen definiert werden, ohne dass diese bekannt waren. Auf der anderen Seite ist über Filterspülungen und späterer (fluvialer) Verlagerung ein reeller Materialverlust zu beklagen. Trotzdem lieferte die Bilanzierung eines Murgangs wichtige Erkenntnisse, um ein typisches Ereignis am Standort Mure IV zu quantifizieren. Da keine Untersuchungen zum Raumgewicht des Murrmaterials gemacht wurden, entfällt eine Schätzung der verlagerten Sedimentmasse.

Eine Besonderheit an diesem Standort ist ein 290 cm tiefer Schacht, welcher den verschütteten Baum 1 bis zur Basiswurzel freilegt. Das Aufgraben ermöglichte einen Einblick in die Stratigraphie des Murkegels. Trotz zahlreicher wichtiger Erkenntnisse musste jedoch darauf verzichtet werden, an anderen Untersuchungsstandorten analog vorzugehen. Die mühsamen Grabarbeiten mit Eimer und Schaufel im stets einsturzgefährdeten Schacht waren sehr zeit- und kraftaufwendig, da keine technischen Hilfsmittel zur Verfügung standen.

6.4.3.2 Auswertung und Interpretation

Die Analyse der neun Baumkerne und einer Adventivwurzel von fünf Fichten am Standort Mure IV lieferte zahlreiche Daten insbesondere zum reduzierten Wachstum der Bäume (Tab. 33).

Tab. 33: Baumdaten und Analyse am Standort Mure IV. Die Entnahme der Holzproben wurde am 06/07.06.01 und 17.07.01 durchgeführt.

Signatur	Umfang(m)	Bohrrichtung	Verschüttung	Alter (Jahre)	Impulse/Reduktion	Druckholz
M-IV 1/1a					1920-42 1946-85 1994-99	-
M-IV 1/1b	1,00	hangparallel	2,90 m	>155	1920-42 1946-85 1993-00	-
M-IV AW1		Adventivwurzel in 1,55 m Tiefe !		80	Nur Mindestalter datiert!	
M-IV 2/1		hangab			1874-79 (?) 1907-08 1920-22 1933-42 (?)	-
M-IV 2/2	0,70	hangparallel	>1,00 m	>178	1893-95 1907-08 1956-60 1964-71 1975-00	1860-63
M-IV 2/3		hangaufwärts			1907-08 1948-55 ab 1970	1858-67 1927-38 1956-57
M-IV 3/1a		hangaufwärts			1857-69 1872-1916 1921-22	1926-37 1947-48 1952-63 1976-80
M-IV 3/2a		hangparallel			1921-22 1997-00	1926-31
M-IV 3/3a	0,55	hangab	>1,00 m	178*	1858-61 1864-66 1869-96 1904-21 1925-38 1952-60 1964-69 (?) 1975-83 1990-92 1994-00	-
M-IV 3/3b		hangaufwärts			(1859)61-67 1869-72 1899-1914 (?) 1919-21	1925-33 1950-55
M-IV 4/1a	0,35	hangaufwärts	nicht bekannt	34	1979-80 1984-86	-
M-IV 4/2b		hangparallel			1984	-
M-IV 5	0,15		0,60 m		Kern unbrauchbar	

Baum 5 wird für die Auswertung nicht weiter berücksichtigt, da sich der entnommene Kern als unbrauchbar erwies. Die Bäume 1, 2 und 3 ermöglichen aufgrund ihres hohen Alters einen Einblick in die Murdynamik von mehr als 150 Jahren.

Das erste mittels dendrogeomorphologischer Analyse interpretierbare Murereignis fand im Jahr 1856 (+1) statt. Zu diesem Zeitpunkt reagiert der Baum 2 mit starkem Jahrringzuwachs in Verbindung mit Druckholzbildung. Bei Baum 3 ist zeitgleich der Beginn einer Reduktionsphase zu erkennen. Im weiteren Zeitverlauf erschweren insbesondere die enormen Zuwachsschwankungen der entnommenen Baumkerne von Baum 3 eine Datierung von Murereignissen. Die Standortchronologie weist markante Wachstumsreduktionen für die Zeitbereiche 1864-65, 1868-71, 1879-80, 1884-87 und 1891-95 auf. Somit müssen die Reduktionsphasen von Baum 3, die in diese Zeitbereiche fallen, als klimatisch bedingte Zuwachsveränderungen gedeutet werden. Jedoch ist ab 1872 ein negativer Wachstumstrend gegenüber der Standortchronologie zu beobachten. Das betrifft Baum 3 besonders deutlich und kommt auch bei Baum 2 mit einer schwachen Reduktion bzw. sehr schwachem Normalwachstum ab 1874 zum Ausdruck. Auch wenn die anderen Bäume keine Reaktionen auf ein Ereignis zeigen, so scheint das Jahr 1872 (+2) ein Murjahr zu sein. Zwischen 1872 (+2) und dem nächsten rekonstruierbaren Ereignis im Jahr 1919 sind zwar unterschiedliche Reduktionsphasen bei den beprobteten Bäumen zu erkennen, jedoch gehen diese mit negativen Ausschlägen der Standortchronologie einher, sodass eine Deutung als Murgang zwar nicht auszuschließen ist, jedoch sehr unsicher erscheint. Als unsichere Murjahre wären hier die Jahre 1904 (Baum 3) und 1907 (Baum 2 und 3) zu erwähnen.

Das Ereignisjahr 1919 ist hingegen eindeutig über die Altersdatierung einer bei Baum 1 in 1,55 m unter der rezenten Geländeoberfläche entnommenen Adventivwurzel und durch Kerndatierungen der Bäume 1, 2 und 3 zu belegen. Die abrupte Zuwachsänderung ab 1920 bei Baum 1 ist in Abb. 79 auf beiden Baumkernen zu erkennen.

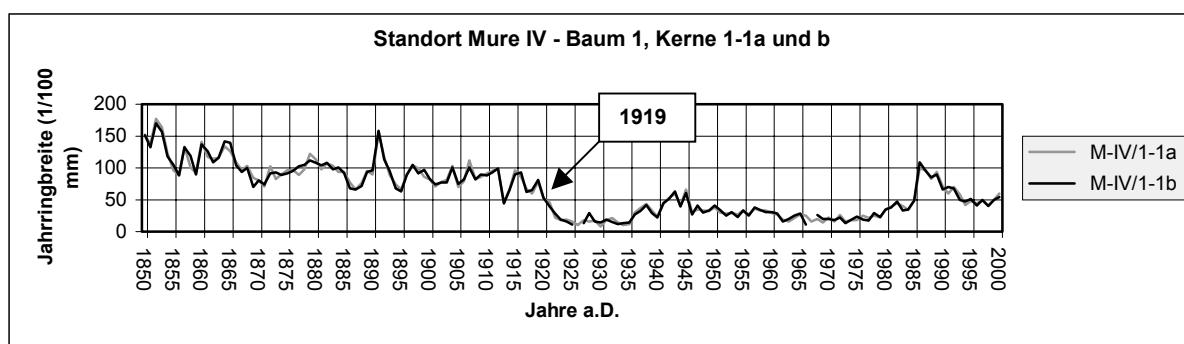


Abb. 79: Jahrringbreitenverlauf bei zwei Kernen von Baum 1 am Standort Mure IV mit Hinweis auf das Murereignis von 1919.

Bereits sechs Jahre später kommt es im Jahr 1925 zu einem weiteren Murgang, welcher zu Schiefstellungen bei den Bäumen 2 und 3 führt. Diese Bäume bilden ab 1925 (Baum 3) bzw. 1927 (Baum 2) starkes Druckholz aus, um die Stammneigung wieder auszugleichen. Die Überlegung, dass es sich bei der Druckholzbildung um eine weit verzögerte Reaktion auf das

1919-er Ereignis handelt, erscheint sehr vage. Zwar reagieren die Bäume 2 und 3 zunächst mit verringertem Wachstum auf das Ereignis von 1919, doch ist diese Wachstumsstörung nicht so vehement, als dass es sechs Jahre benötigt, bis die Bäume soweit erholt sind, dass sie zu einer erhöhten Zellproduktionsrate befähigt sind, welche für die Druckholzbildung notwendig ist. Die Reaktionen dieser Bäume sind also von einander entkoppelt zu beurteilen und beschreiben zwei Ereignisse (1919 und 1925).

Ein weiteres Ereignis führte im Jahr 1945 (+1) zur Verschüttung der Bäume 1 bis 3. Die Bäume reagieren mit Reduktion des Jahrringwachstum ab 1946. Bei Baum 3 wird in Folge einer Stammschiefstellung ab 1947 Druckholz ausgebildet. Auch bei Baum 2 ist Druckholz zu beobachten. Jedoch entsteht dieses erst nach einer Reduktionsphase von 1948-1955 und nur für zwei Jahre. Ob es eventuell 1955 zu einem weiteren Ereignis gekommen ist, erscheint zwar möglich, muss jedoch zugleich in Frage gestellt werden. Denn es weist kein anderer Baum auf einen weiteren Murgang hin. Lediglich Baum 3, Kern 3-1a weist eine Unterbrechung der Druckholzbildung für drei Jahre (1949-51) auf. Ab 1952 bildet dieser Baum erneut Reaktionsholz aus. Sollte es sich also um einen weiteren Murgang handeln, so muss dieser auf das Jahr 1951 datiert werden. Folglich muss die Druckholzphase von Baum 2 ab 1956 diesem Ereignis zu geordnet werden. Des weiteren sprechen ein Reduktionsimpuls im Jahr 1953 (Kern 2-3) und eine abrupte Wachstumsreduktion ab 1952 (Kern 3-3a) für das 1951-er Ereignis. Dieser Kern (3-3a) wurde zwar in Gegenrichtung zu Kern 3-1a, welcher die Druckholzphasen 1947-48 und 1952-63 aufweist, entnommen, doch ist erst ab 1952 eine Reduktion festzustellen. Während der ersten Druckholzphase von 1947-48 ist auf dieser Baumseite noch keine Reduktion des Jahrringwachstums zu beobachten. Trotz einiger Unsicherheiten, da die Baumreaktionen bei nahe aufeinander folgenden Ereignissen schwerer zu entschlüsseln sind, ist es in der Tat in den Jahren 1945 (+1) und 1951 zu Murgängen an diesem Standort gekommen.

Im Jahr 1964 kommt es sehr wahrscheinlich zu einem weiteren Murgang. Die Bäume 2 und 3 reagieren auf eine Verschlechterung der Standortbedingungen mit Zuwachsreduktionen, welche nicht analog zum Verlauf der Standortchronologie sind.

Die Jahrringanalyse ermöglicht die Datierung eines weiteren Murgangs für das Jahr 1969. Bei Baum 2 sind die Jahrringe ab 1970 so stark reduziert, dass eine Messung mit dem Jahrringmesstisch unmöglich wurde.

Bereits 1975 kommt es zu einem erneuten Murereignis. Wiederum sind es die Bäume 2 und 3, die dafür die Belege liefern. Einerseits ist es eine Reduktionsphase bei Baum 2 von 1975-78, welche als Resultat einer Verschüttung zu bewerten ist. Andererseits bildet der Baum 3 von 1976-80 Druckholz aus, was in Verbindung mit der Reaktion von Baum 2 eine eindeutige Bestätigung des Murgangs von 1975 ist.

Erst im Jahr 1993 tritt ein weiteres Murereignis auf, welches zu reduziertem Wachstum bei den Bäumen 1 und 3 führt.

Ein Vergleich von Orthophotos (BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAKT (Hrsg.)) einer Gebietsbefliegung im Oktober 1996 und Oktober 1999 weist ein erneutes Ereignis für diesen Zeitraum aus. Eine genaue Datierung ist allerdings erschwert, da eindeutige Baumreaktionen fehlen. Das könnte ein Indiz für ein sehr junges Alter der Mure sein, da die Zeit zu kurz für eine sichtbare Wachstumsreaktion vom Ereignis im Jahr 1999 und der Probennahme im Jahr 2000 war. Mehrere Fakten sprechen für ein Ereignis 1999. Die Spuren des Murgangs, sowohl im Anriss- und Transitbereich als auch im Akkumulationsbereich erschienen bei der Erstbegehung im Mai 2000 noch sehr frisch. In Hohlformen und Nischen war zu diesem Zeitpunkt keine Nadelstreu abgelagert, was bei einem älteren Ereignis sehr wahrscheinlich wäre. Im Juni 1999 („Pfingsthochwasser“) wurde in Garmisch nach intensiven Niederschlägen über mehr als 24 h der Katastrophenalarm ausgerufen. Infolge massiver Überschwemmungen war die Stadt damals von Norden und Westen nicht erreichbar. Die morphologisch hoch wirksamen Wassermengen könnten also auch zu einem Murgang am Standort Mure IV geführt haben. Aus den genannten Gründen wird an dieser Stelle ein Murereignis für das Jahr 1999 rekonstruiert.

Ein vorerst letztes Ereignis fand 2002 statt. Am 12.08.2002 kam es zu einem Starkregenereignis, welches insbesondere auf den weiten Hangschutthalden bei der Vorderen Blauen Gumpe für zahlreiche Murgänge verantwortlich ist. Geländebeobachtungen der zu diesem Zeitpunkt tätigen Arbeitsgruppe der Geographie München bestätigen eine erneute Verschüttung der beprobten Fichten am Standort Mure IV (mündl. Mitteilung Dipl. Geogr. Wichmann, 2002).

Somit können am Standort Mure IV für den Zeitraum von 1856-2002 insgesamt 11 Murgänge sicher datiert werden:

1856 (+1), 1872 (+2), 1919, 1925, 1945 (+1), 1951, 1969, 1975, 1993, 1999, 2002

Daraus errechnet sich ein Murintervall von 13,3 Jahren für den Zeitraum 1856-2002. Es muss jedoch betont werden, dass diese Zahl wiederum nur eine Mindestangabe ist. Mit den beiden nicht sicher rekonstruierbaren Ereignissen von 1904 und 1907 verringert sich das Intervall z.B. bereits auf 11,2 Jahre. Die Untersuchungen liefern jedoch die wichtige Erkenntnis, dass durchschnittlich mindestens alle 13,3 Jahre eine Mure an diesem Standort niedergeht.

6.4.3.3 Zur Stratigraphie am Standort Mure IV

Da die Jahrringanalyse auf eine mehrmalige Verschüttung der Bäume am Standort Mure IV hinweist, wurde bei Baum 1 ein Schacht in dem Murkegel angelegt (Abb. 80). Mehrere Ziele wurden durch den Einsatz dieser Untersuchungsmethode verfolgt:

- Ermittlung der maximalen Verschüttungstiefe sowie der Teilverschüttungstiefen von Baum 1.
- Gewinnung von Holzproben, insbesondere vermutete Adventivwurzeln, unter der rezenten Geländeoberkante.
- Einsicht in den stratigraphischen Aufbau des Murkegels und Vergleich mit dendrogeomorphologisch datierten Ereignissen.

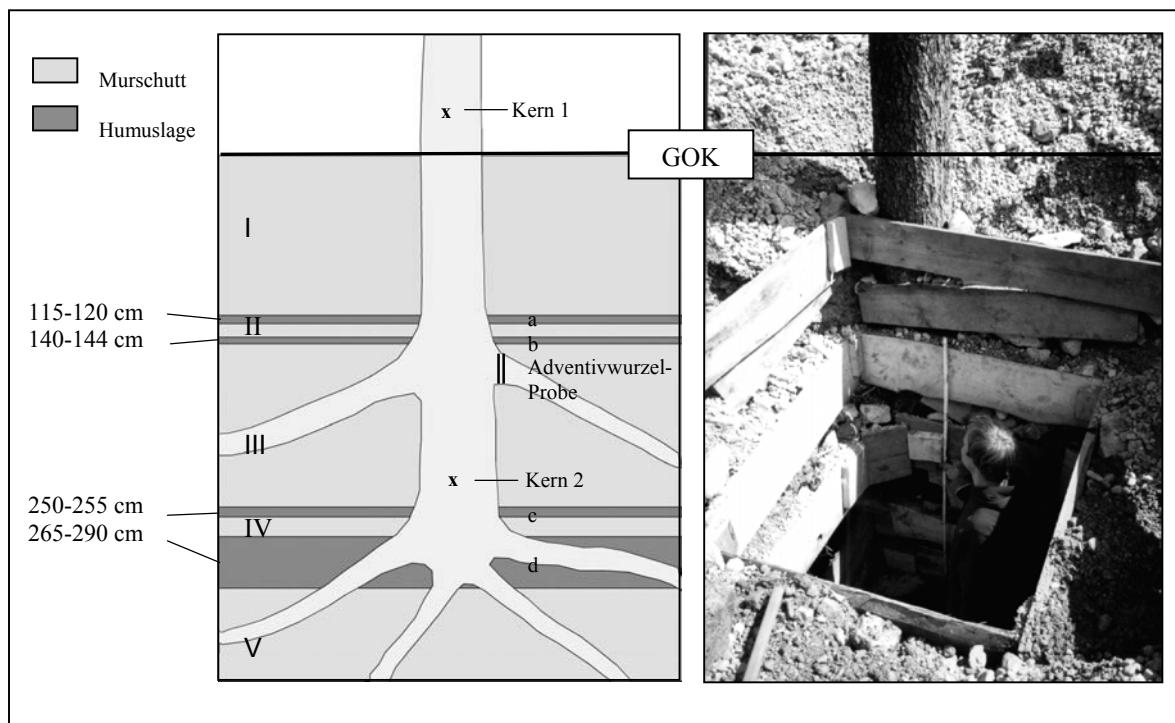


Abb. 80: Verschütteter Baum 1 am Standort Mure IV. Die Fichte wurde im Schachtverfahren bis zur Basiswurzel angegraben.

Die maximale Verschüttungstiefe von Baum 1 beträgt 265 cm. Über der 25 cm mächtigen Humuslage d, in welcher der Baum vor mehr als 155 Jahren (> 1846 a.D.) keimte und seine Hauptwurzeln ausbildete, wurden bis zur Ausgrabung im Jahr 2001 vier Sedimentkomplexe und drei weitere Humuslagen abgelagert.

Die dendrogeomorphologischen Untersuchungen ermöglichen neben der Aufschlüsselung der Murfrequenz der vergangenen 150 Jahre (siehe oben) auch eine Festlegung des Zeitraumes für die Bildung der Humusschichten a, b und c. Der Profilaufbau zeigt, dass die Humuskörper a-c alle etwa 5 cm mächtig sind. Die dazwischen liegenden Schichten aus Murschutt konnten entgegen vorangestellter Annahmen stratigraphisch nicht weiter differenziert werden, da ihr Aufbau sehr homogen ist. Die Mächtigkeiten der Murschuttablagerungen reichen von 10 cm (IV) bis 115 cm (I). Es ist jedoch anzunehmen, dass es sich besonders bei den Komplexen III und I nicht nur um jeweils einen Murgang handelt, welcher zur Verschüttung der Humuskörper führte. Teilweise wurde diese Vermutung dendrochronologisch bestätigt. Die Entstehung der Humuskörper kann über die dendrochronologische Ermittlung von Murgängen an allen fünf untersuchten Fichten wie folgt datiert werden:

- Humuskörper a: 1951-1969 (18 Jahre)
- Humuskörper b: 1925-1945 (+1) (20-21 Jahre)
- Humuskörper c: 1872 (+2)-1919 (47-45 Jahre) oder 1872 (+2)-1904 (32-30 Jahre)

Die Entstehung einer Humusaufklage entspricht an diesem Standort einer Stabilitätsphase. Somit gab es innerhalb der vergangenen 130 Jahre (1872-2002) mindestens drei Stabilitätsphasen.

Das Baumalter von Baum 1 lässt Aussagen über das Mindestalter von Humuskörper d zu, in dem auch die Basiswurzeln der untersuchten Fichten ausgebildet sind. Die Auszählung der Jahrringe ergab ein Mindestalter von 155 Jahren im Jahr 2001 (Probennahme). Der Humuskörper d wurde durch ein Murereignis im Jahre 1872 (+2) verschüttet. Anschließend herrschte zunächst bis mindestens 1904 Formungsruhe und Humuskörper c konnte gebildet werden. Da das Jahr 1904 ebenso wie 1907 als unsichere Datierung gilt (siehe Auswertungen), könnte die Humusbildung auch bis 1919, also maximal 47 Jahre angedauert haben. Das Alter einer entnommenen Adventivwurzel betrug 80 Jahre. Die Wurzelbildung ist eindeutig dem 1919-er Ereignis zu zuordnen.

Nach einer weiteren Verschüttung 1925 kehrt erneut Formungsruhe ein. Bis 1945 (+1) bildet sich Humuslage b.

Humuskörper a, welcher während nur 18-jähriger Formungsruhe von 1951-1969 gebildet wurde, ist bis heute von mindestens fünf nachweisbaren Murgängen überlagert worden (1969, 1975, 1993, 1999, 2002).

Nun wäre es möglich, bei Kenntnis der Mächtigkeiten und der Zeitspanne, welche zum Aufbau der Humuskörper a-c benötigt wurde, jährliche Humuszuwächse auszuweisen.

Jedoch sind Faktoren wie die Komprimierung durch Sedimentauflage, Umlagerungs- und Umwandlungsprozesse sowie deren Geschwindigkeiten ungeklärt. Aufgrund diverser Unsicherheitsfaktoren muss von einer genauen Berechnung der Humusbildungsraten Abstand genommen werden. Ein Annäherungswert liegt zwischen 1-3 mm/a.

6.4.3.4 Zusammenfassung

Die Auswertung und Interpretation von insgesamt fünf Fichten mit neun Baumkernen und einer Adventivwurzel ergab die Rekonstruktion von mindestens 11 Murgängen seit 1856 (+1):

1856 (+1), 1872 (+2), 1919, 1925, 1945 (+1), 1951, 1969, 1975, 1993, 1999, 2002

Das daraus ermittelte Rekurrenzintervall für Muren beträgt 13,3 Jahre. Berücksichtigt man zusätzlich zwei unsichere Datierungen von 1904 und 1907 so errechnet sich ein Intervall von 11,2 Jahren.

Die Anlage eines Schachtes bis zur Hauptwurzel von Baum 1 in 290 cm Tiefe ermöglichte stratigraphische Erkenntnisse zum Aufbau des Murkegels. Es konnte eine Gesamtverschüttungshöhe des Baumes von 265 cm ermittelt werden. Drei fossile Humuslagen mit Mächtigkeiten von vier bis fünf Zentimetern trennen die Teilverschüttungen. Insgesamt bestehen diese aus vier Murschuttkomplexen mit Mächtigkeiten zwischen 10 und 115 cm. Stratigraphisch waren die einzelnen Murgänge aufgrund von Substrathomogenität des Wettersteinkalk-Grobschutts nicht aufzulösen. Jedoch konnten über die dendrochronologische Frequenzanalyse der Murgänge Stabilitätsphasen, welche zur Ausbildung der fossilen Humuslagen führten, datiert werden (1951-1969 (18 Jahre) / 1925-1945 (+1) (20-21 Jahre) / 1872 (+2)-1919 (47-45 Jahre) oder 1872 (+2)-1904 (32-30 Jahre)). Der Annäherungswert für jährliche Humusbildungsraten liegt bei 1-3 mm/a.

6.4.4 Mure V (Sieben Sprünge)

Steckbrief:

- Lage: Rechtswert: 44 3046413, Hochwert: 52 5330428, oberhalb der Quelle „Bei den sieben Sprüngen“
- Höhe: 1099-1220 m NN
- Fläche: ca. 0,8 km²
- Geologie: Wettersteinkalk, Hangschutt
- Boden: O/C-Böden (Rohböden)
- Hydrologie: Wasser, welches über anstehendes Gestein im obersten Bereich in den Hangschutt gelangt, versickert und tritt bei der Quelle wieder aus. Nur bei Extremereignissen führen Teilstücke der Gerinne Wasser (siehe Abb.73, ‘rezent entkoppelte Systeme’)
- Vegetation: Fichten (*Picea abies*), Latschenkiefern (*Pinus mugo*), Bergahorn (*acer pseudoplatanus L.*) Heidelbeere, Moose und Gräser
- Prozess: Murgänge

Arbeiten:

- Tachymetrische Vermessung
- Beprobung und Analyse von 11 Fichten (3 Baumscheiben, 2 Adventivwurzelscheiben, 1 Baumkeil und 12 Kerne)
- Angraben von Baum 6 bis 1,05 m (Basiswurzelhorizont)
- Quantifizierung und Qualifizierung des gesamten Murgebiets bis Felswand auf ca.1220 m NN mit geologischen Erhebungsbögen für Anbrüche der Arbeitsgruppe Geologie Erlangen.

6.4.4.1 Rahmenbedingungen

Bereits bei der ersten Geländebegehung im Mai 2000 ist der Autor zwangsläufig auf diesen Murkel gestoßen, da er sich am zentralen Wanderweg entlang der Partnach befindet. Die Möglichkeiten einer zielführenden dendrogeomorphologischen Bearbeitung wurden schnell deutlich, obgleich es keine frischen Schuttablagerungen auf dem Murkel gab. Jedoch wiesen verschüttete Fichten, eine sogar mit erkennbarer Adventivwurzelbildung, auf ein großes Datierungspotential von subrezenten Murgängen hin.

Das gesamte Murgebiet erstreckt sich über eine Länge von etwa 280 m vom Fuß einer Steilstufe aus Wettersteinkalk über 120 Höhenmeter bis zur Partnach herab (Abb. 81). Hier, an der Partnach, befindet sich das untersuchte Akkumulationsgebiet, welches subzent über die volle Distanz vom Wandfuß mit Murschutt versorgt wurde. Im Jahr 2000 sind allerdings drei voneinander entkoppelte Systeme zu beobachten, welche ursprünglich zusammenhingen und als Anriss-, Transit- und Akkumulationszone funktionierten. Es handelt sich um einen Wechsel von aktiven und inaktiven Prozessbereichen. Die Abb. 81 weist demnach zwei Teilgebiete aus, welche durch einen inaktiven Bereich getrennt sind. Eine Qualifizierung und Quantifizierung des Murgebiets zeigt einen aktiven Anrissbereich am Wandfuß (Zone 1). Das erodierte Volumen wurde auf ca. 2300 m³ berechnet. Die Hangneigung an den frischen Erosionskanten übersteigt teils 38°. Im anschließenden Akkumulationsbereich (Zone 2) lagerten sich hingegen 2922 m³ Murschutt ab. Die Hangneigung schwankt zwischen 23° und 28°. Der scheinbar große Fehler in der

Massenbilanz von über 600 m³ erklärt sich in erster Linie aus der Nachlieferung von Schutt aus der Felswand, der nicht erfasst werden konnte.

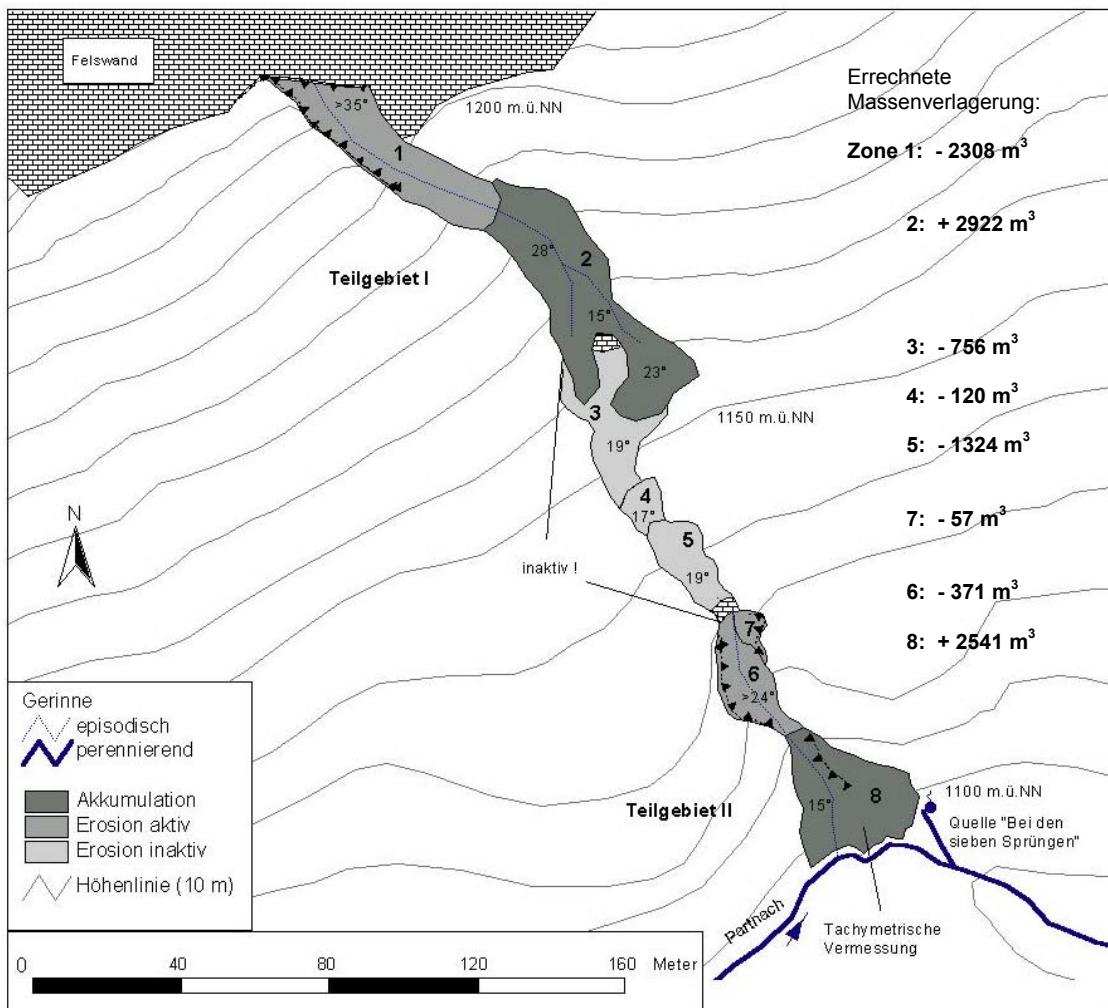


Abb. 81: Murgebiet am Standort Mure V – Gesamteinzugsgebiet vom Wandfuß bis zur Partnach mit Bilanzierung der Schuttverlagerung. Im Teilbereich 8 ist das dendrogeomorphologische Untersuchungsgebiet.

Die Zonen drei bis fünf sind rezent mit Gräsern und Jungfichten verwachsene Hohlformen, in denen keine morphodynamischen Prozesse stattfinden. Das Alter der Jungfichten, welches ein Hinweis auf ruhende Muraktivität ist, liegt über 20 Jahren. Der inaktive Bereich befindet sich in einer Verflachungszone, in der die Hangneigung stets unter 20° beträgt. Aus Mangel an datierbaren Fichten konnten die Zonen 1-5 nicht weiter dendrogeomorphologisch untersucht werden. Eine Versteilung des Geländes auf über 24° Hangneigung ist im Bereich der Zonen 6 und 7 zu beobachten. Die laterale Erosion der Flanken dieser Tiefenlinie ist rezent aktiv. Jedoch liefern die Sturz- und Rutschvorgänge nur unzureichend Material für einen erneuten Murgang. Es handelt sich bei dieser Tiefenlinie um das untere Ende einer ehemaligen Transitzone. Der anschließende Murkegel (Zone 8) war Gegenstand der

dendrogeomorphologischen Untersuchungen und wurde tachymetrisch vermessen. Das entstandene Geländemodell mit Baumstandorten und kartierten Murloben subrezenter Murgänge zeigt die Abb. 82.

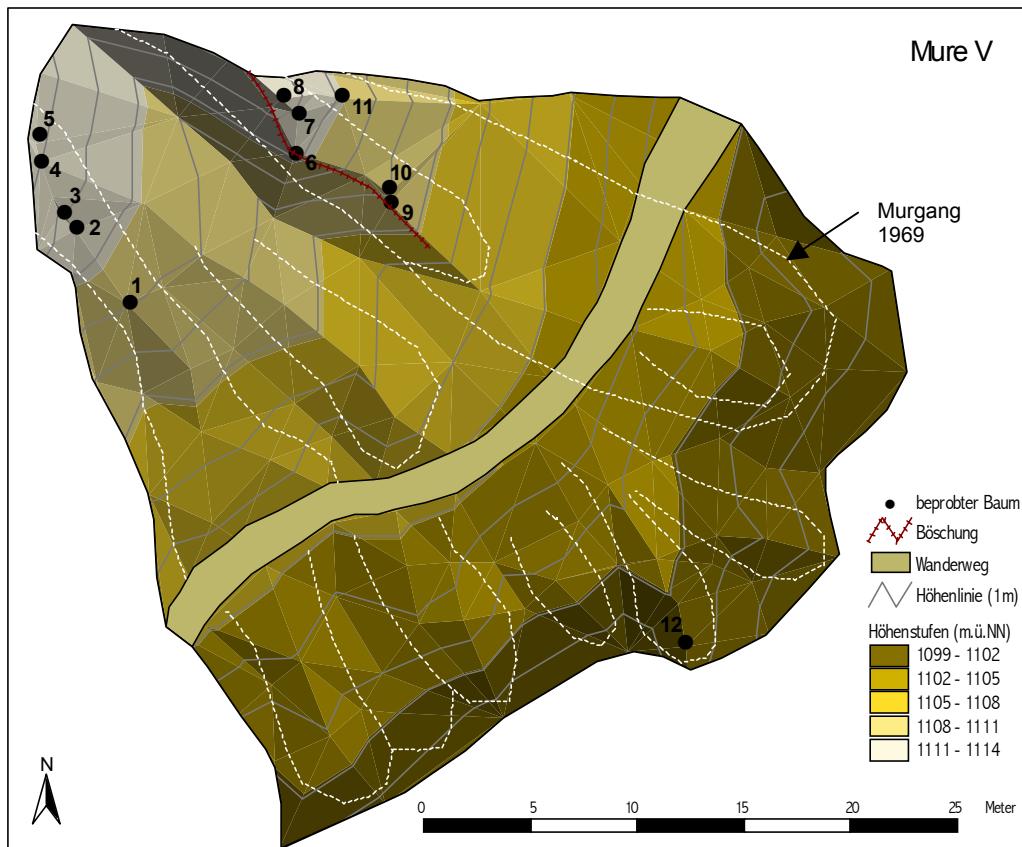


Abb. 82: Tachymetrische Vermessung, Baumstandorte und kartierte Murgänge, soweit diese an der rezenten Oberfläche erkennbar waren.

Eine Bilanzierung der inaktiven Akkumulationsform ergab ein Volumen von 2541 m^3 . Da die Partnach die Stirn des Murkegels anschneidet, ist von einem Materialverlust auszugehen. Somit handelt es sich um ein offenes System, welches verlagertes Erosionsmaterial vom Oberhang an den Vorfluter weitergibt.

Für die dendrogeomorphologische Analyse der Murtätigkeit wurden verschiedene Methoden verwendet. Neben Mindestalterdatierungen aufwachsender Fichten und von Adventivwurzeln wurden Überwallungen von Stammverletzungen und auffällige Jahrringverläufe (Reduktionsphasen, Druckholzphasen) begutachtet. Insgesamt wurden am Standort Mure V 12 Fichten beprobt. Da die Proben von Baum 5 und 10 unbrauchbar waren, gingen letztendlich drei Baumscheiben, zwei Adventivwurzelscheiben und 12 Baumkerne in die dendrogeomorphologische Analyse ein. Zusätzlich wurde im Bereich einer Stammverletzung bei Baum 1 ein Keil entnommen.

Zwischen Baum 12 und den restlichen Bäumen im oberen Bereich der Akkumulationsform befinden sich keine weiteren Fichten. Die Fläche ist weitgehend vegetationslos. Die bereits angesprochene Tiefenlinie aus den Zonen 6 und 7 mündet zwischen den Bäumen 1-5 und 6-11 auf den Murkegel.

6.4.4.2 Auswertung und Interpretation

Das umfangreiche Probenmaterial der 12 beprobten Fichten ermöglicht die Rekonstruktion zahlreicher Murgänge im vergangenen Jahrhundert. Die in Tab. 34 (Kapitelende) aufbereiteten Baumdaten der dendrogeomorphologisch untersuchten Fichten sind aufgrund ihres großen Umfangs ans Ende dieses Kapitels gestellt worden.

Nur die Bäume 1 und 7 erreichen ein Alter von über 100 Jahren. Das gestörte Jahrringwachstum dieser Bäume ermöglicht die Datierung eines ersten Murgangs für das Jahr 1908 (+1). Als Reaktion auf dieses Ereignis bildet Baum 1 infolge einer Stammschiefstellung für zwei Jahre Druckholz aus. Da auch Baum 7 mit einer Reduktionsphase und unterdurchschnittlichen Zuwächsen reagiert, ist ein Einfluss durch Schnee unwahrscheinlich. In den Jahren 1910 und 1911 kommt es im Kern 7/1b sogar zu Jahrringausfällen. Betrachtet man den Abstand dieser Bäume (Abb. 82), so wird deutlich, dass es sich um ein weitreichendes Ereignis gehandelt haben muss. Der Verlauf der Jahrringbreiten der zwei Baumkerne von Baum 1 deutet ein Ereignis bereits im Jahr 1904 an (Abb. 83). Hier kommt es zu einem abrupten Zuwachsrückgang.

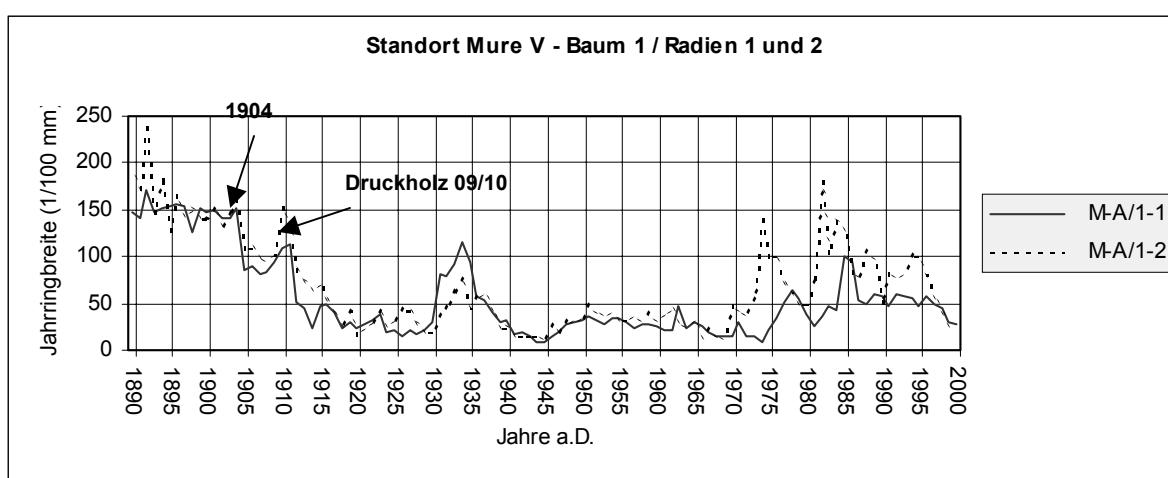


Abb. 83: Baum 1 – Verlauf der Jahrringbreiten auf den Baumkern-Radien 1 und 2. Mit abrupter Zuwachsreduktion 1904 als Hinweis auf ein mögliches Murereignis und Druckholz 1909-10.

Die deutliche Abnahme des jährlichen Zuwachs ab 1904 erscheint nicht als Reduktion im Skeleton Plot bzw. in Tab. 34 (Kapitelende), da das Zuwachsniveau im Verhältnis zum durchschnittlichen Wachstum zu hoch ist. Bei Baum 7 sind die Jahrringverläufe zu undeutlich, als dass sie das vermutete Ereignis bestätigen könnten.

Nach dem datierten Ereignis von 1908 (+1) ist um 1915 ein weiterer nicht sicher datierbarer Murgang zu vermuten. Darauf weist zum einen eine Reduktionszunahme bei Baum 1 hin und zum anderen ist auch bei Baum 7 ab 1915/16 eine deutliche Reduktion festzustellen.

Eine Druckholzbildung von 1923-24 bei Baum 7 lässt ein weiteres Ereignis für 1922 (+1) erkennen. Allerdings liefert Baum 1 zu diesem Zeitpunkt kaum Hinweise auf einen Murgang, da das Wachstum seit der Druckholzbildung 1909-1910 stetig abnimmt und von 1918-22 sowie ab 1924 als Reduktionsphase ausgeprägt ist, d.h. das Normalwachstum ist um mehr als 40% reduziert. Die scheinbar kurze Erholung im Jahr 1923 verläuft analog zur Standortchronologie, sodass aus dem Jahrringmuster von Baum 1 um 1922 kein Murereignis herauszulesen ist. Jedoch sprechen die Baumalter der Bäume 3, 4 und 11 für einen Murgang zu diesem Zeitpunkt. Diese Bäume keimten auf den Murschuttablagerungen des 1922-er Ereignisses. Die bei Baum 4 entnommenen Baumscheibe an der Geländeoberfläche weist ein Alter von 78 Jahren im Jahr 2000 auf. Bei den Baumkernen 3 und 11 beträgt das Alter jeweils 75 Jahre. Die Kerne wurden wenige Zentimeter über der Oberfläche entnommen.

Im Jahr 1932 kommt es am Standort Mure V zu einem erneuten Murgang. Insgesamt vier Bäume sind von diesem Ereignis betroffen. Die Bäume 6, 7, 8 reagieren auf die Mure mit reduziertem Jahrringwachstum und Baum 1 bildet 1933-34 Druckholz aus.

In einem Zeitraum von 30 Jahren bis zum nächsten datierbaren Murereignis im Jahr 1962 sind Hinweise in den Reaktionen der Bäume auf Massenbewegungen zu finden, jedoch decken sich diese kaum. Somit ist keine sichere Datierung eines Murgangs möglich. Auf das Ereignis von 1962 reagieren jedoch die Bäume 1, 6, 7, 8, 11 und 12. Sowohl Druckholzphasen als auch ein deutlich reduziertes Wachstum sind in den Baumkernen zu beobachten. Besonders betroffen scheinen die Baumstandorte auf der orographisch linken Seite des Kegels, da alle Bäume zu diesem Zeitpunkt eine Reaktion aufweisen (Baum 10 entfällt, Baum 9 noch nicht existent).

Im Jahr 1970 kommt es zu einem weiteren Murereignis, welches zu Stammverletzungen bei den Bäumen 1, 2 und 4 auf der orographisch rechten Seite des Kegels und zu einer mächtigen Verschüttung von Baum 6 auf der gegenüberliegenden Seite führt. Der aus der Verletzung von Baum 1 entnommene Baumkeil zeigt den Beginn einer Überwallung im Folgejahr 1971. Bei den Baumscheiben der Bäume 2 und 4 setzt die Überwallung der Stammverletzung erst ab 1972 ein, was als Hinweis auf eine zunächst stark reduzierte

kambiale Aktivität zu bewerten ist. Bei Baum 3 ist eine abrupte Verschlechterung des Zuwachses zu beobachten. Der Baum konnte sich bis ins Jahr 2000 von diesem Ereignis nicht erholen.

Der bis zur Basiswurzel in 105 cm Tiefe angegrabene Baum 6 verdeutlicht das 1970-er Ereignis und ein späteres Ereignis besonders deutlich (Abb. 84).

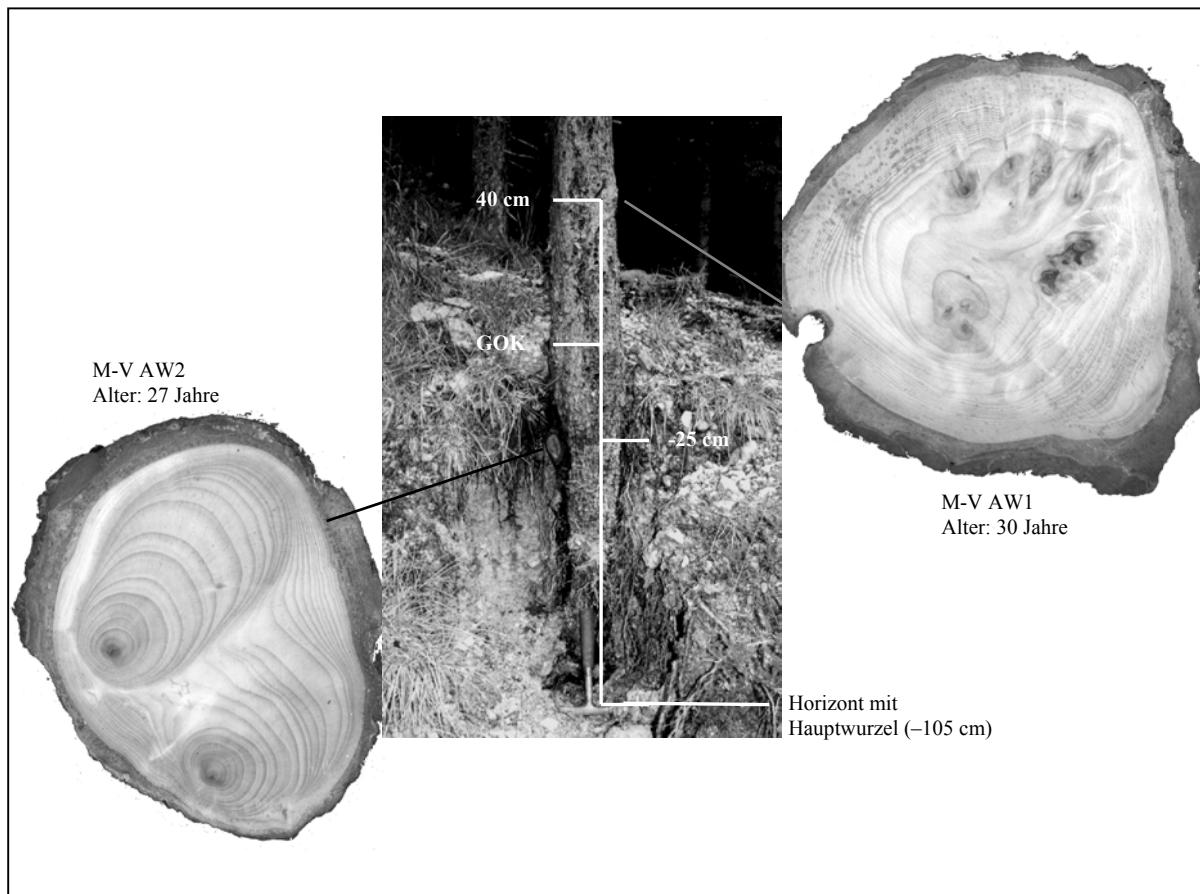


Abb. 84: Adventivwurzeln von Baum 6. Der Baum wurde bis zur Basiswurzel in 105 cm Tiefe angegraben und hat zwei Adventivwurzelhorizonte ausgebildet.

Dem Baum wurden insgesamt drei Baumkerne in Brusthöhe, eine Adventivwurzel in 40 cm über der rezenten Geländeoberkante und eine Adventivwurzel in einer Tiefe von 25 cm entnommen. Das Einsetzen langer Reduktionsphasen ab 1971 bei allen Kernen und das Mindestalter der Adventivwurzel AW 1 von 30 Jahren im Entnahmehr Jahr 2000 belegen eindeutig das Ereignis von 1970. Das Mindestalter der zweiten entnommenen Adventivwurzel AW 2 aus einer Tiefe von 25 cm unter der rezenten Geländeoberfläche beträgt 27 Jahre im Jahr 2000. Vergleicht man dieses Alter mit den Reaktionen, die aus den Baumkernen abzulesen sind, so ist festzustellen, dass ab 1973 bzw. 1975 Druckholz ausgebildet wird. Auch bei den Bäumen 7, 8, 11 und 12 ist eine Druckholzbildung ab

1974/75 zu beobachten. Zusätzlich befindet sich die ältere Adventivwurzel von Baum 6 in einer Höhe von 40 cm in der Luft hängend. Als Schlussfolgerung lässt sich ein weiteres Ereignis im Jahr 1972 (+1) herleiten, was zu Stammschiefstellungen und zur Freilegung von Baum 6 geführt haben muss. Wahrscheinlich handelt es sich um ein fluviales Ereignis, was zur Erosion von 40 cm Schutt bei Baum 6 führte. Zu diesem Zeitpunkt wurde auch die heute bis zu 3 m hohe Böschung bei Baum 6 initiiert. Das Mindestalter von Baum 9 (27 Jahre im Jahr 2000) ist ein weiterer Beleg für die Erosion. Da dieser Baum keine Verschüttungsmerkmale aufweist, muss er unmittelbar nach dem Ereignis aufgewachsen sein. Die Keimungsbedingungen erscheinen aufgrund feinkörnigeren Sediments und unmittelbarer Nähe zahlreicher Samenbäume deutlich besser als z.B. bei Mure I, sodass hier eine Abweichung vom ermittelten acht-jährigen Sukzessionsintervall (siehe Kapitel zu Mure I) für Fichten im Reintal durchaus realistisch erscheint.

In den Folgejahren nimmt die Muraktivität ab. Möglicherweise handelt es sich nur noch um fluviale Umlagerung auf dem Murkegel und Sackungsvorgänge im Schuttkörper Dafür sprechen in erster Linie zwei Aspekte. Zum einen sind kaum eindeutige und zugleich mehrere Bäume betreffende Reaktionen im Jahrringmuster zu erkennen. Andererseits weist die eingangs geschilderte inaktive Zone ca. 70 m oberhalb des untersuchten Murkegels eine geschlossene Grasvegetation mit über 20-jährigen Jungfichten auf. D. h. eine weitere Materialzulieferung, die für einen morphologisch wirksam Murgang notwendig wäre, bleibt aus.

Tab. 34: Baumdaten und Analyse am Standort Mure V. Die Entnahme der Holzproben wurde Ende August 2000 und am 20.09.00 durchgeführt. Die Holzproben von Baum 5 und 10 sind für eine Analyse unbrauchbar.

Signatur (SP)	Umfang (m)	Probenart	Bohrrichtung (bei Kernen)	Alter (Jahre)	Impulse/Reduktion	Druckholz
M-V 1/1					1918-22 1924-30 1939-76	1909-10 (?) 1933-34
M-V 1/2	0,75	Kern	hangparallel	113*	1918-22 1924-25 1928-31 1939-50 1957-60 1963-69	-
M-V 2/1s M-V 2/2s	0,25	Baumscheibe		53	1995-99 1993-00	-
M-V 3/1	0,29	Kern	hangab	75*	1940-45 1948-62 1965-70 1972-00	-
M-V 3/2			hangparallel		1941-00	-
M-V 4s	0,31	Baumscheibe		78	1951-55 1959-62 1966-70 (1990)94-00	-
M-V 6/1a			hangparallel		1933-50 1952-61 1972-00	
M-V 6/1b					1932-63	1964-65 (?) 1975-94+
M-V 6/2a					1933-50 1952-61 1971-85+	-
M-V 6/2b	0,65	Kern	hangab	83*	1933-63	1964-65 1975-86
M-V 6/3a					1933-62 1971-79	-
M-V 6/3b					1981-92+	
M-V 6AW 1 M-V 6AW 2		Adventivwurzel Adventivwurzel		30 27	Nur Mindestalter datiert!	1962-63 1973-84
M-V 7/1a			hangab		1940-43 1947-49	1973-76
M-V 7/1b			hangaufwärts		1915-20 1934-37 1942-48 1955-58 1977-79+	-
M-V 7/2a	0,65	Kern		121*	1910-13 1917-23(25) 1937-39? 1973-80? 1995-00	-
M-V 7/2b			hangparallel		1936-50 1956-62 1984-85+	1923-24 1965-75
M-V 8/1			hangab		1962-65	1975-76 1981-84 1998-99
M-V 8/2a M-V 8/2b	0,57	Kern		92*	1933-45 1948-50 1954-65 1962-64	-
M-V 9s	0,15	Baumscheibe		27	Nur Mindestalter datiert!	
M-V 11/1a			hangab		1961-64	
M-V 11/1b			hangaufwärts		1973-74	1963-64 1975-76
M-V 11/2a	0,39	Kern		75*	1942-45 1956 1998-00	1957-58
M-V 11/2b			hangparallel		-	-
M-V 12/1a M-V 12/1b M-V 12/2a	0,27	Kern	hangab hangaufwärts hangparallel	68*	1964-73 1964-73 1964-68	1974-76

6.4.4.3 Zusammenfassung

Mit verschiedenen Methoden der Dendrogeomorphologie (Mindestalterdatierungen, Adventivwurzeldatierungen, Auswertung von Jahrringverläufen und Reaktionsholz und Stammverletzungen) konnten mindestens fünf Murgänge seit 1908 rekonstruiert werden:

1908 (+1), 1922 (+1), 1932, 1962, 1970

Aus diesen fünf Ereignissen errechnet sich für den Standort Mure V ein Murintervall von 18,6 Jahren. Berücksichtigt man noch die vermuteten Ereignisse von 1904 und 1915, so reduziert sich das Intervall auf 13,9 Jahre. Die tatsächliche Murfrequenz ist sogar noch höher. Z. B. weisen im Zeitraum von 1932-62 mehrere analysierte Fichten auf einen Einfluss durch Massenbewegungen hin, jedoch ermöglichen die dendrogeomorphologischen Untersuchungen keine eindeutige Datierung, bzw. Zuordnung zu einem Prozess. Die durch Vegetationssukzession nachweisbare Inaktivität des Murgebiets ca. 70 m oberhalb des untersuchten Murkegels besteht seit mindestens 20 Jahren. Somit ist die Murdynamik seit dem großen Ereignis von 1970 stark eingeschränkt, da die Materialzulieferung unterbrochen ist. Die Baumreaktionen nach diesem Ereignis sind überwiegend fluvialen Umlagerungen auf dem Murkegel zuzuschreiben. Ein großes fluviales Ereignis im Jahr 1973 legte den 1970 verschütteten Stamm einer Fichte um 40 cm frei.

Spuren von Erosion und mächtige Schuttakkumulationen im oberen Teilgebiet sind Zeichen für ein erneutes großes, aktuelles Murpotential. Die Situation deutet auf eine mögliche Reaktivierung des rezent inaktiven Verbindungskanals zum untersuchten Murkegel innerhalb der nächsten 10 Jahre hin.

6.4.5 Schwemmkegel (Hintere Blaue Gumpe)

Steckbrief

- Lage: Rechtswert: 44 2878876, Hochwert: 52 52466660 (Schwemmfächer 2)
- Höhe: 1205-1350 m NN
- Fläche: ca. 0,8 km²
- Geologie: Wettersteinkalk, Hangschutt
- Boden: O/C-Böden (Rohböden)
- Hydrologie: Nur bei stärkeren Regenniederschlägen oder Schneeschmelze kommt es zum oberirdischen Abfluss
- Vegetation: Fichten (*Picea abies*), Latschenkiefern (*Pinus mugo*), Bergahorn (*acer pseudoplatanus L.*) Heidelbeere, Moose und Gräser
- Prozess: fluviale Verschüttung von Fichten, Murgänge

Arbeiten

- Skizzierung der Baumstandorte
- Umrisse der Schwemmfächer mit Orthophotos kartiert
- Entnahme von Holzproben an acht Fichten (acht Kerne)

6.4.5.1 Rahmenbedingungen

Drei große Schwemmkegel sind nahe der Hinteren Blauen Gumpe mit einer Schotterfläche der Partnach verzahnt (Abb. 85). Insbesondere an den Flanken der Schwemmkegel kommt es zu Verschüttungen lebender Fichten. Die dendrogeomorphologische Untersuchung von insgesamt acht betroffenen Fichten gibt einen Einblick in die fluviale Dynamik auf den Kegeln.

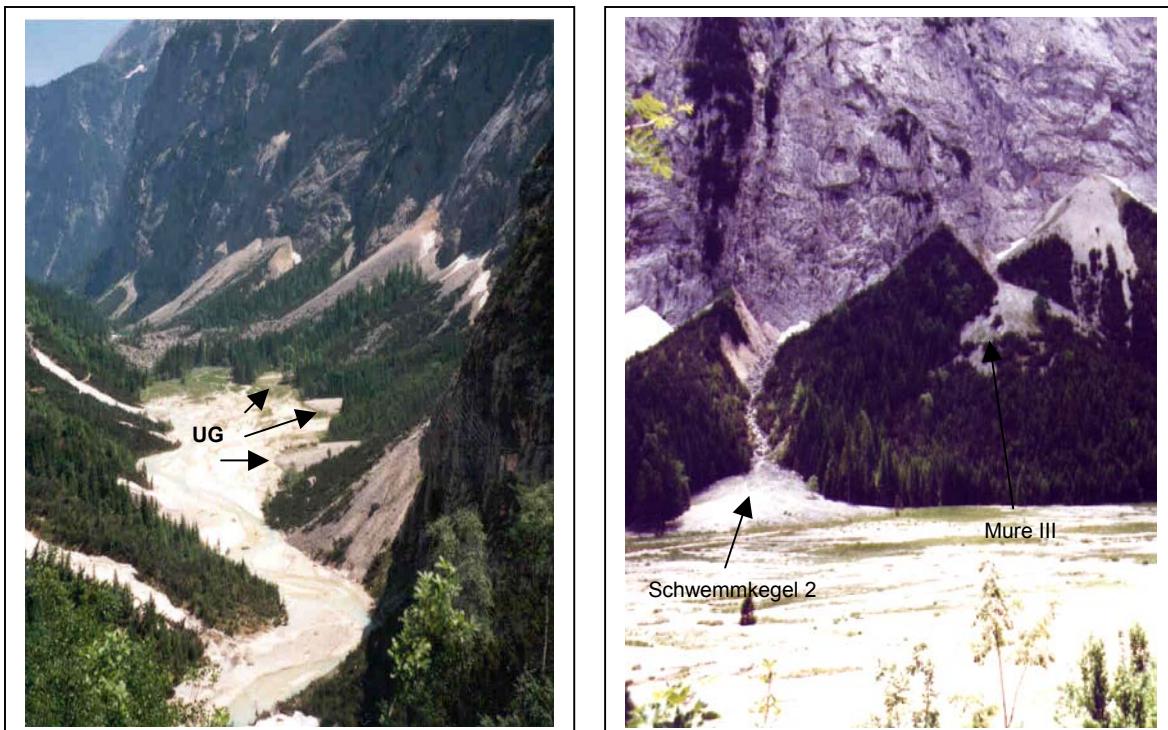


Abb. 85: Blick nach Osten über die Schotterfläche der Hinteren Blauen Gumpe (links). Schotterfläche, Schwemmkegel 2 und Mure III (rechts).

Neben fluvialer Verschüttung kann es auf den Schwemmkegeln auch zu Murgängen kommen, welche ihrerseits schnell eine fluviale Überprägung erfahren.

In Abb. 86 wurde zusätzlich zu den drei Einzugsgebieten der Schwemmkegel die Lage der Mure III (siehe auch Punkt 6.4.2) vermerkt. Zu Beginn der Untersuchungen stellte sich die Frage, ob die Prozesse auf den Schwemmkegeln zeitlich parallel ablaufen und wie sich zudem die Murdynamik von Mure III verhält. Da es bei einem Starkregenereignis auf diesem kleinen Raum im Vergleich zu anderen Untersuchungsgebieten im Reintal keine weitere lokalklimatischen Differenzierung mehr gibt, wäre eine gleichzeitige Aktivität der drei Schwemmkegel und eventuell auch von Mure III zu erwarten, wenngleich zu berücksichtigen ist, dass es sich um unterschiedliche Prozesstypen wie fluvial und Massenbewegungen handelt.

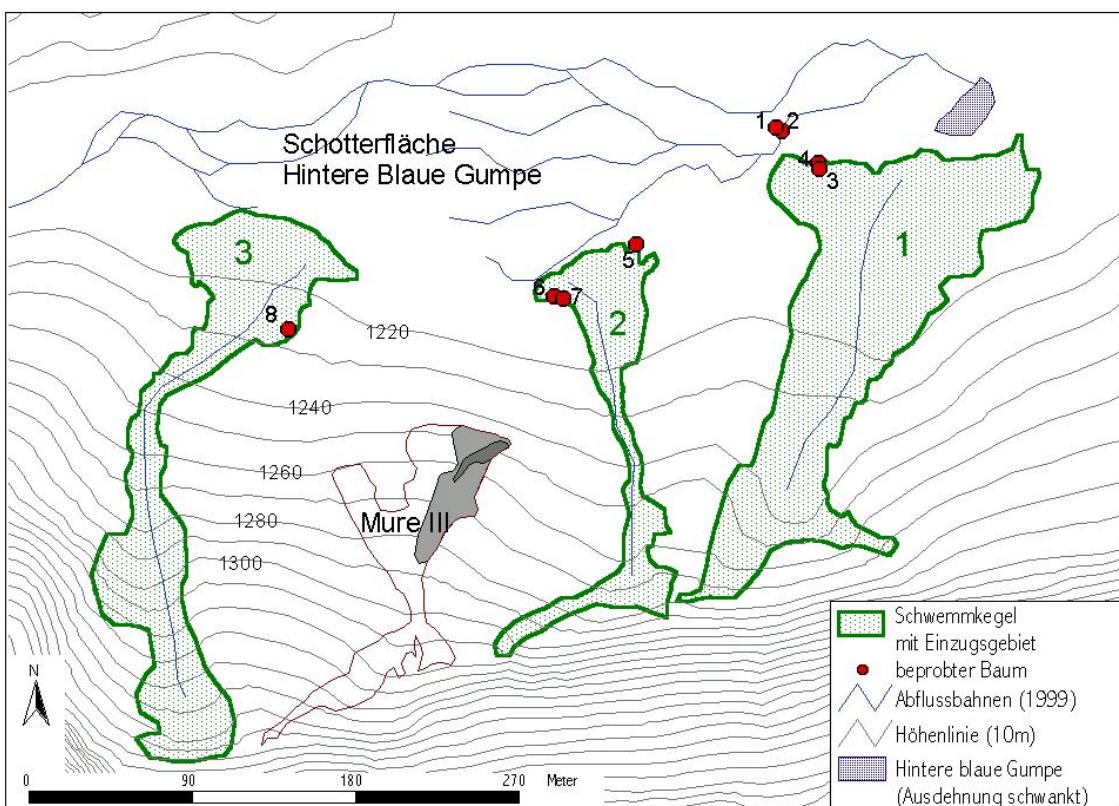


Abb. 86: Standort Schwemmkegel 1, 2, 3 und Mure III bei der Hinteren Blauen Gumpe.

In den Schwemmkegelgebieten kommt es nur bei Starkregen und im Verlauf intensiver Schneeschmelze zum Oberflächenabfluss. Jedoch sind nur hohe Regenmengen in kurzer Zeit (sommerliche Gewitter) morphologisch wirksam. Im Bereich der Hangschutthalde aus Wettersteinkalken unter mehrere 100 m hohen Felswänden setzt die fluviale Erosion an. Über einen relativ kurzen Transportweg innerhalb einer Tiefenlinie kommt es anschließend zu Schüttungen auf den Schwemmkegel. In Abb. 85 (rechts) ist diese Situation am Schwemmkegel 2 gut nachvollziehbar.

Die geringe Anzahl an beprobten Bäumen und deren Lage am Rand der Schwemmkegel vermindert die Aussagekraft der dendrogeomorphologischen Untersuchung. Die Bäume 1 und 2 stehen zudem im Einflussbereich der Partnach und liefern daher nur Ergebnisse bezüglich der fluvialen Dynamik am Südrand der großen Schotterfläche nahe Schwemmkegel 1. Somit kann nur ein Bruchteil von Ereignissen erfasst werden. Am günstigsten erscheint die Rekonstruktion am Schwemmkegel 2, wo immerhin drei Fichten untersucht werden konnten.

Da die beprobten Bäume zahlreiche Hinweise auf den Einfluss durch Massenbewegungen liefern, werden die gewonnenen Daten im Folgenden vorgestellt.

6.4.5.2 Auswertung und Interpretation

Die Baumdaten der acht beprobten Fichten sind in Tab. 35 aufgelistet. Bis auf Baum 1 und 6 konnte der Stamm komplett durchgebohrt werden, sodass jeweils ein durchgehender Querschnitt für eine dendrochronologische Analyse zur Verfügung stand. Bei den Bäumen 5 und 7 wurden die Reaktionen auf beiden Kernseiten aufgelistet.

Tab. 35: Baumdaten und Analyse am Standort Schwemmfächer (Hintere Blaue Gumpe). Die Entnahme der Holzproben erfolgte am 15.08.00.

Signatur (SP)	Umfang(m)	Lage	Verschüttung	Alter (Jahre)	Impulse/Reduktion	Druckholz
Schwemm-HBG 1	2,06	Partnach	ja	>249	1761-65 1770-84 1789-1819 (1917-20) 1953-64	-
Schwemm-HBG 2	0,57	Partnach	ja	161*	1878-97 1901-15 1917-20 1923-27 1948/50 ?	-
Schwemm-HBG 3	0,71	Fächer 1	ja	51*	1991 ? 1996-2000	-
Schwemm-HBG 4	0,75	Fächer 1	ja	67*	1954-61 1991-2000	-
Schwemm-HBG 5a	0,82	Fächer 2	ja	>44	1993-96	-
Schwemm-HBG 5b					-	1994
Schwemm-HBG 6	1,20	Fächer 2	ja	>126	1890-1905 1909-16 1971-72	1920-22
Schwemm-HBG 7a	0,45	Fächer 2	>0,20 m	>33	-	1986 1988
Schwemm-HBG 7b					1994-2000	-
Schwemm-HBG 8	0,50	Fächer 3	ja	>35	-	1988-90

Natürlich wurden auch alle vorhandenen Radien der anderen Kerne analysiert, jedoch wurde aufgrund des homogenen konzentrischen Wachstums nur ein Radius dargestellt (siehe auch skeleton plots im Anhang).

Alle Bäume weisen eine Verschüttung des Stammes auf. Auf Grabarbeiten wurde jedoch weitgehend verzichtet, sodass die maximale Tiefe nicht ermittelt werden konnte. Hier würden weitere Untersuchungen erfahrungsgemäß zusätzliche Hinweise zur Verschüttungshäufigkeit liefern (vgl. Mure IV, Punkt 6.4.3). Baum 1 ist mit mehr als 249 Jahren einer der ältesten beprobten Bäume im gesamten Reintal. Theoretisch wäre hier eine Rekonstruktion der Massenbewegungen bis A.D. 1750 möglich. Probleme bei der Beurteilung bereitet jedoch die Unkenntnis der sozialen Stellung. Ab 1838 liefert auch der nahestehende Baum 2 einen Einblick in das Baumwachstum an diesem Standort, sodass Vergleichsmöglichkeiten bestehen. Aus Gründen der besseren Interpretation wird neben den Skeleton-Plot-Auswertungen noch der Jahrringbreitenverlauf der korrigierten Rohwertkurven der Bäume 1 und 2 sowie die Kurve der Standortchronologie dargestellt (Abb. 87).

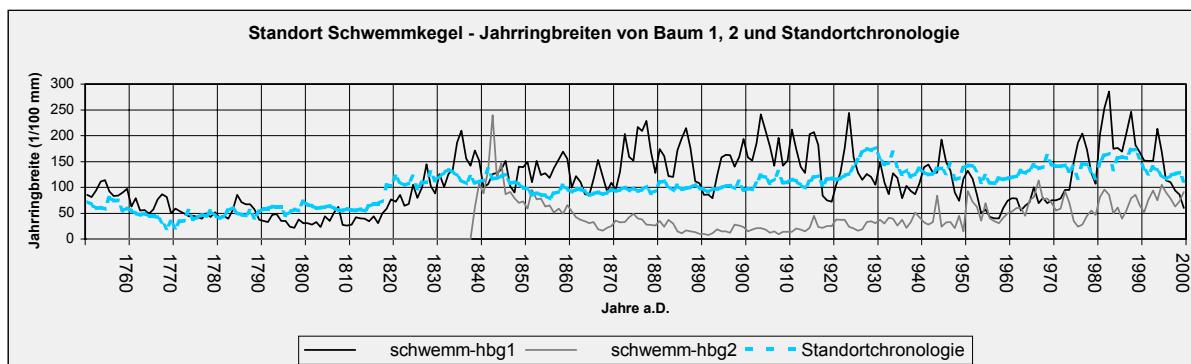


Abb. 87: Jahrringbreiten von Baum 1 (ab 1751), Baum 2 (ab 1838) und Standortchronologie im Vergleich.

Die Kurve von Baum 1 zeigt bis etwa 1820 einen Verlauf auf niedrigem Niveau. Im Skeleton-Plot sind zeitgleich Reduktionsphasen erkennbar (siehe Tab. 35 und Skeleton Plot im Anhang), von denen die Phase 1789-1819 besonders stark ausgeprägt ist. Hier ist das Normalwachstum in mehreren Jahren um über 70 % reduziert. Bei allen bekannten Unsicherheiten ist es wahrscheinlich, dass der Baum ab 1789 von mindestens einem Ereignis verschüttet wurde, oder eine entstandene Vernässung für die schlechten Lebensbedingungen verantwortlich war. Erst in den 1950-er Jahren sinkt der jährliche Zuwachs erneut auf ein vergleichbar niedriges Niveau. Zu berücksichtigen ist jedoch, dass im 18. Jahrhundert auch die Standortchronologie niedrige Zuwächse ausweist.

Bei Baum 2 sind von ca. 1860 bis 1950 nur unterdurchschnittliche Zuwächse zu beobachten. Die Reduktionsphasen bestätigen diesen Eindruck. Jedoch decken sie nicht den gesamten Zeitraum ab, da eine Reduktion erst ab 40 % unter Normalwachstum verzeichnet wird.

Die Ausweisung von Ereignisjahren fluvialer Aktivität gestaltet sich dennoch schwierig. Die Unterdrückung kann auch durch die herrschende Position von Baum 1 hervorgerufen werden. Ein Vergleich der Rohwertkurven und der Skeleton-Plot-Daten in Tab. 35 mit der Standortchronologie lässt über die gesamte Zeitspanne sehr ähnliche Tendenzen erkennen. Jedoch sind Verschüttungen der Bäume und rezente sowie subrezente Erosionsspuren deutliche Hinweise auf einen fluvialen Einfluss, d.h. die Ereignisse liegen offensichtlich im natürlichen Wachstum der Bäume verborgen, wie es die Standortchronologie vorgibt, und sind unmittelbar nicht zu entschlüsseln.

Eine weitere Überlegung besteht darin, dass die Bäume tatsächlich sehr selten einem fluvialen Einfluss unterlagen und nur die rezente Situation darauf hindeutet. Zieht man nämlich ^{14}C -Datierungen von organischem Material aus Rammkernsondierungen in der Schotterebene heran, so weisen diese an der Basis in 11,98 m Tiefe ein Alter von 350 ± 50 a BP auf (SCHROTT et al. 2002). Aus den Untersuchungen wurden für den Bereich der Hinteren Blauen Gumpen Sedimentationsraten von 18-27 mm pro Jahr ermittelt. Somit lag das umliegende Niveau vor etwa 100 Jahren ca. 1,8 bis 2,7 m niedriger, sodass ein fluvialer Einfluss nahezu auszuschließen ist.

Im Bereich der Schwemmkegel gestaltet sich die Analyse eindeutiger, was zum einen an klareren Impulsen liegt, zum anderen an den teils geringen Zeitspannen der Baumalter liegt.

Schwemmkegel 1 (Baum 3, 4)

Hinter der Reduktionsphase von 1954-61 verbirgt sich sehr wahrscheinlich kein Ereignis, da die Standortchronologie zu dieser Zeit ebenfalls unterdurchschnittliche Zuwächse ausweist. Im Jahr 1991 weisen beide Bäume einen negativen Zuwachs auf. Ab 1994 ist bei Baum 4 eine Zuwachsverschlechterung festzustellen, welche sich ab 1996 noch verstärkt. Ebenfalls ist bei Baum 3 ab 1996 eine deutliche Abnahme der jährlichen Zuwächse zu verzeichnen, welche bei beiden Bäumen bis zum Jahr der Probenentnahme (2000) anhält. Die deutliche Verschlechterung des Wachstums ab 1994 lässt für 1993 (+1) ein Ereignis vermuten, während der Impuls 1991 dem natürlichen Wachstum zuzuordnen ist.

Schwemmkegel 2 (Baum 5,6,7)

Auch bei Schwemmfächer 2 scheint es 1993 zur fluvialen Verschüttung gekommen zu sein. Die Bäume 5 und 7 belegen dieses Ereignis mit Reduktionsphasen und Druckholzbildung. Offensichtlich besteht eine Parallele zu Schwemmkegel 1. Somit könnte das gleiche Niederschlagsereignis als Auslöser gedient haben.

Nur Baum 6 liefert mit einer Druckholzbildung von 1920 bis 1922 einen weiteren Beleg, welcher ein Ereignis im Vorjahr (1919) vermuten lässt. Allerdings könnte es sich hier auch um den Einfluss durch Schnee handeln, wie er z.B. für die Druckholzbildung bei Baum 7 im Jahr 1988 sehr wahrscheinlich ist (Lawinenjahr, vgl. Mure III).

Die Reduktionsphasen von Baum 6 (1890-1905 und 1909-1916) laufen zwar zu Beginn analog zur Kurve der Standortchronologie, doch weisen die starken Zuwachsrückgänge bis über 70 % auf Ereignisse für die Jahre 1889 (+1) und 1908 (+1) hin.

Schwemmkegel 3 (Baum 8)

Es liegt zwar eine Verschüttung des Stammes von Baum 8 vor, was letztendlich Grund für die Beprobung dieser Fichte war, doch kann das Ereignis nicht datiert werden. Denn die Druckholzphase ab 1988 kann auch durch Lawineneinfluss verursacht worden sein (vgl. Mure III). Da nur 35 Jahrringe des entnommenen Baumkerns eingemessen werden konnten, ist keine weitere Aussage möglich.

6.4.5.3 Zusammenfassung

Die dendrogeomorphologische Analyse fluvialer Prozesse zeigt an diesem Standort nur geringe Erfolge bei der Datierung von Ereignissen. In erster Linie sind zu wenig Bäume beprobt worden. Das liegt daran, dass innerhalb der Schwemmkegel keine Fichten vorhanden und in den Randbereichen kaum Bäume betroffen sind. Auf der anderen Seite war es an keinem anderen Standort im Reintal so schwierig, Ereignisse zu entschlüsseln. Somit bleibt mehrfach nur die Vermutung, dass sich der Einfluss von Messenbewegungen hinter einem natürlichen, negativen Wachstumstrend, den auch die Standortchronologie beschreibt, verbirgt.

Zusammenfassend bleiben folgende Erkenntnisse:

- 1993 (+1) kam es an den Schwemmkegeln 1 und 2 zu einem Ereignis, was vermutlich einem Starkregenereignis zuzuordnen ist.
- Weitere vermutete Ereignisse fanden in den Jahren 1889 (+1), 1908 (+1), 1919 statt.
- Eine Parallele von Murereignissen bei Mure III und der fluvialen Dynamik auf den Schwemmkegeln scheint nicht vorhanden zu sein. Jedoch kam es 1919 und 1993 zu Muren am Standort Mure IV und 1908 (+1) bei Mure V.
- Das bereits bei Mure III bestätigte Lawinenjahr 1988 konnte auch bei den Schwemmkegeln 2 und 3 entdeckt werden.

- Die Dynamik der Schotterfläche der Partnach konnte anhand der Bäume 1 und 2 nicht datiert werden.

6.4.6 Zur Frage des Flächenbezugs datierter Massenbewegungen im Reintal

Im Reintal wurden dendrogeomorphologische Untersuchungen an fünf verschiedenen Standorten durchgeführt. Dabei stand an vier Standorten die Ermittlung von Murgängen bzw. der Murfrequenz im Vordergrund. An einem Standort wurden Untersuchungen zur fluvialen Dynamik durchgeführt. Die Murdynamik in einem alpinen Geosystem ist jedoch von übergeordnetem Interesse. Um einen Bezug zur Gesamtfläche des Reintals herzustellen, sollen zunächst alle Datierungen in einer Tabelle zusammengeführt werden (Tab. 36).

Tab. 36: Untersuchungsstandorte im Reintal – Ereignisjahre und Intervalle. Nicht fett gedruckte Jahresangaben entsprechen unsicheren Datierungen.

UG	Mure I	Mure III	Mure IV	Mure V	Schwemmkegel
	1801				
	1833				
			1856 (+1)		
			1872 (+2)		
		1876			
	1891	1888			1889 (+1) f
Ereignisjahre	1901		1904	1904	
			1907	1908 (+1)	1908 (+1) f
				1915	
			1919		1919 f
	1924	1927 (+1)	1925	1922 (+1)	
	1933	1933		1932	
		1944 (-1)	1945 (+1)		
	1954	1951 (+1)	1951		
				1962	
		1966 (+1)	1969	1970	
			1975	1973 f	
					1988 I
		1995	1993		1993 (+1) f
				1999	
				2002	
Mur-Intervall	21,9 Jahre	12,3 Jahre (15,6)	13,3 Jahre (11,2)	18,6 Jahre* (13,9)*	entfällt

f: fluviatil

I: Lawine/Schnee

*: 1973 nicht berücksichtigt

fett: sichere Datierung

Es wurde versucht, Jahre gleicher oder nah zusammenliegender Ereignisse zu aggregieren. Zum Teil weichen die datierten Ereignisse nur um ein bis zwei Jahre voneinander ab. Räumt man vereinzelt einen Datierungsspielraum von zwei Jahren ein, zeigt sich, dass es deutliche Übereinstimmungen unter den Murgebieten gibt. Eine Abweichung von zwei Jahren ist in einigen Fällen durchaus gerechtfertigt, da bei den Datierungen in der Regel von einer kaum verzögerten Reaktion (max. ein Jahr) der untersuchten Bäume auf ein Ereignis ausgegangen wurde, was nicht immer zutrifft (vgl. STRUNK 1995, SCHWEINGRUBER 1983).

Eine erste Übereinstimmung konnte um das Jahr 1889 festgestellt werden. Wählt man die Untergrenze von mindestens drei Standorten, an denen zeitgleich Ereignisse stattfanden, um einen Bezug zur Gesamtfläche zu gerechtfertigen, so sind im Reintal die Massenbewegungen in folgenden Jahren (Zeitbereiche) weit verbreitet:

Um 1889, 1904 (?), 1907, 1924, 1933, 1951, 1969, 1993.

Hinzu kommen die Jahre 1999 und 2002. Hinweise auf eine weite Verbreitung insbesondere von Murgängen liefern frische Erosionsspuren und eigene Beobachtungen. Jedoch liefert nur ein Standort (Mure IV) den dendrochronologischen Hinweis auf ein Ereignis im Jahr 1999. An den anderen Standorten kam es nicht zu Massenbewegungen oder die Bäume zeigten (noch) keine Reaktion. Besonders auf großen vegetationslosen Hangschutthalden kam es 2002 zu großflächigen Umlagerungen.

Die gewonnenen Erkenntnisse und Datierungen an Einzelstandorten lassen für den Bezug auf die Gesamtfläche folgende Aussagen zu:

- Es konnte nur ein Minimum an Murgängen bzw. fluvialer Erosion dendrogeomorphologisch erfasst werden. Hier ist ein Bezug zur Gesamtfläche möglich (siehe Jahresangaben, oben).
- Die eingesetzte Methode ist auf das Zusammentreffen von Massenbewegungen und datierbaren Bäumen (Fichten) angewiesen. D. h. baumlose Standorte, wie etwa Hangschutthalden oder Kare, in denen durchaus seit mehreren Jahrhunderten (Mur)-Ereignisse stattfinden, sind dendrogeomorphologisch nicht datierbar. Gerade hier liegen jedoch weitverbreitete Schwerpunkte der rezenten und subrezenten (Mur)-Dynamik. So kam es im Beobachtungszeitraum 2000-2003 vielfach zu Murgängen nach Starkregenereignissen, die mit der eingesetzten Methoden rezent nicht erfassbar sind, jedoch z.T. quantitativ umfangreicher als die untersuchten Ereignisse waren.
- Die an den Einzelstandorten ermittelte, durchschnittliche Murfrequenz schwankt zwischen 21,9 und 11,2 Jahren. Im Mittel aller Standorte könnte ein maximales

Intervall von 14,8 Jahren für die Gesamtfläche ausgewiesen werden. Die Ausführungen deuten auf ein deutlich höheres Niveau hin.

- Da sich die Untersuchungsstandorte überwiegend in von Wald umrahmten Erosionsflächen nahe des Talgrundes befinden, ist ein Bezug zu gleichartigen Flächen anzustreben. Diese sind besonders zwischen Bockhütte und Vorderer Blauen Gumpe zwischen Felswänden und Partnach weit verbreitet. Die Datierungen beschreiben hier deutlich näher den Istwert als es bei einem Bezug auf das gesamte Reintal der Fall ist.

Resümierend muss also festgestellt werden, dass die dendrogeomorphologischen Datierungen exakte Werte für Einzelstandorte liefern, die partiell auch auf die Gesamtfläche bezogen werden können. Jedoch kann nur ein absolutes Minimum an Ereignisjahren rekonstruiert werden, da insbesondere die aktiven, großflächigen, baumlosen Bereiche mit der eingesetzten Methode nicht erfasst werden können. Somit liefern die ermittelten Murintervalle nur einen Annäherungswert bezüglich der Murdynamik im gesamten Reintal. Geeigneter erscheint vielmehr die Anwendung der Datierungen auf vergleichbare Standortverhältnisse, wie sie zwischen Bockhütte und Vorderer Blauer Gumpe gegeben sind.

7. Zur Beziehung zwischen Massenbewegungen und Niederschlag in den Untersuchungsgebieten

Die Erkenntnis, dass es einen Zusammenhang zwischen Niederschlägen und Massenbewegungen gibt, ist nichts Neues. Eine große Anzahl von Publikationen (u.a. PRIOR et al. 1970, RAPP 1987, RICHTER 1987, RÖTHLISBERGER 1991, RICKLI 2001) befasst sich mit dieser Thematik. Im Allgemeinen mussten die Autoren auf Niederschlagsdaten von mehr oder weniger entfernten Messstationen zurückgreifen, da es bestenfalls Aufzeichnungen weniger Jahren aus den meist abgelegenen Untersuchungsgebieten gibt. Da die Forschungen in der Regel auf wenige Jahre beschränkt sind, entfällt ein langjähriges und damit repräsentatives Monitoring des lokalen Niederschlagscharakters im jeweiligen Arbeitsgebiet. Obwohl das Stationsnetz im europäischen Alpenraum so dicht wie in keinem anderen Gebirge der Erde ist, erlauben die Niederschlagsdaten nur in begrenzter Form einen Flächenbezug. Hier liegt ein grundlegendes Problem in der Beurteilung der Beziehung zwischen Massenbewegungen und Niederschlag. STRUNK (1995) diskutiert diese Thematik sehr ausführlich und gibt zahlreiche Literaturhinweise. Dass die Problematik bis heute nicht gelöst ist, verdeutlicht die Aussage von SANTILLI & PELFINI (2002): „It is very difficult to establish a correlation between the occurrence of the debris flows and precipitation.“

Für eine Beurteilung des Niederschlags als Auslöser für die dendrogeomorphologisch datierten Massenbewegungen in der vorliegenden Arbeit liegt eine 100-jährige Messreihe (1901-2002) von der Zugspitze (2962 m NN) und eine 46-jährige Messreihe (1949-1995) der Station Garmisch-Partenkirchen (719 m NN) vor. Es handelt sich um Extremstandorte auf einem Berggipfel und in einer geschützten Tallage, die einen Bezug zu den Untersuchungsstandorten in Lahnenwiesgraben und Reintal erschweren. Denn die untersuchten Massenbewegungen spielten sich überwiegend in Höhenlagen zwischen 1100 und 1400 m NN ab. Zudem ist die Exposition der untersuchten Standorte deutlich abweichend von der der Klimastationen.

Die Unterschiede in der Niederschlagsverteilung der beiden Klimastationen werden bereits im Jahresverlauf sehr deutlich (siehe Diagramme Punkt 4.2). Auch die Errechnung eines Höhengradienten hilft wenig, da dieser in der Vergleichsperiode von 1950-1995 zwischen – 10,8 und 50,5 mm/100 m schwankt. Diese Werte liegen deutlich unter der Angabe von BAUMGARTNER et al. (1983) für die Nördlichen Kalkalpen (70 mm/100 m). Der von FELIX et al. (1988) auf Grundlage eines sehr dichten Stationsnetzes ermittelte Höhengradient für

das Einzugsgebiet Lainbachtal (18 km^2) am Alpennordrand von $140 \text{ mm}/100 \text{ m}$ erscheint somit absolut unrealistisch zu sein.

Niederschlag- und Abflussmessungen in den Untersuchungsgebieten sowie eigene Beobachtungen zeigen, dass es im oberen Lahnenwiesgraben zu morphodynamisch wirksamen Ereignissen kommt, während an der Station Zugspitze kein oder nur geringer Niederschlag verzeichnet wird. Im Reintal konnten ähnliche Erfahrungen gemacht werden, da hier die Bergzüge um Hochwanner (2743 m NN) und Höllentalspitzen (2742 m NN) ebenfalls für einen Wolkenstau sorgen. Auch WAGNER (1987) konnte für das Lainbachtal deutliche Unterschiede im raum-zeitlichen Abflussverhalten feststellen. Im Lahnenwiesgraben ergibt sich durch die geologischen Verhältnisse in Verbindung mit südexponierten Hängen eine erhöhte Wasserzufluss auf die Unterhänge, insbesondere während Ablationsperioden. Diese nicht unmittelbar durch Niederschläge verursachte Durchfeuchtung macht eine Beurteilung, welche Niederschläge tatsächlich für eine Massenbewegung verantwortlich sind, äußerst schwierig und die Ausweisung eines Schwellenwertes nahezu unmöglich. JONASSON & STRÖMQUIST (1987) und BECHT & WETZEL (1989) bestätigen ebenfalls, dass der Durchfeuchtungsgrad von Lockersedimenten eine wichtige Rolle für die geomorphologische Aktivität spielt. GEIER (1996) zeigt anhand von drei Beispielen vom deutschen Alpennordrand, wie komplex das Zusammenspiel von Wasserhaushalt und Hangdynamik in quartären Lockersedimenten ist.

Für die untersuchten, komplexen Massenbewegungen (Kriechen, Rutschen, Muren) des Lahnenwiesgrabens scheint eine Modellvorstellung nach SCHUMM (1979) überaus passend zu sein. Die Überlegungen beziehen sich auf Hanginstabilität, welche durch Hochwasserereignisse bzw. hohe Niederschlagsereignisse ausgelöst wird. Demnach steigt bei großen Ereignissen zwar die Instabilität, doch es muss nicht zwangsläufig zur Massenbewegung (Rutschung) kommen. Durch die ständig ansteigende Instabilität wird ein Punkt erreicht, an dem ein vergleichbar kleines Ereignis ausreicht, um die Massenbewegung auszulösen.

Die Niederschlags- und Abflussmessungen in den Untersuchungsgebieten geben zwar Hinweise auf den besonderen Charakter der Niederschlagsverhältnisse, doch der zu kurze Beobachtungszeitraum in den Sommermonaten von 2000-2003 ermöglicht keine sinnvolle Beurteilung der Niederschlagsparameter, welche für Kriechbewegungen, Rutschungen und Muren im Lahnenwiesgraben und Reintal in den vergangenen Jahrhunderten verantwortlich waren.

Neben den oben angeführten Gründen für die begrenzte Anwendbarkeit der Stationsniederschläge müssen für eine Beurteilung der Daten zwei weitere Punkte berücksichtigt werden. Die Berechnungen der maximalen Niederschläge pro Zeit basieren

auf Tagesmesswerten, d. h. Starkregenniederschläge von wenigen Minuten oder Stunden, die insbesondere Murgänge auslösen, können nicht quantifiziert oder qualifiziert werden.

Die dendrogeomorphologisch datierten Ereignisse repräsentieren nur ein Minimum an Massenbewegungen, die innerhalb der Untersuchungsgebiete tatsächlich stattgefunden haben. Das liegt im wesentlichen an der begrenzten Einsatzfähigkeit der Datierungsmethode (Standortabhängigkeit: Holz + Prozess). Somit kann es durchaus auch in anderen Jahren zu Massenbewegungen gekommen sein, die jedoch nicht erfasst werden konnten.

Die Tab. 37 (Folgeseite) liefert einen konkreten Hinweis auf die Unterschiede von Niederschlagsverteilung- und Intensitäten zwischen Berg und Tal. Auf Basis der vom DWD bereitgestellten Niederschlagstageswerte wurden die jeweiligen Maximalwerte eines Jahres der Stationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen im Zeitraum 1950-1995 gegenübergestellt. Es wurden Niederschlagsmaxima für 1 Tag, 3 Tage, 1 Woche und 3 Wochen für die jeweilige Messstation berechnet. Diesen Werten sind die dendrogeomorphologisch datierten Massenbewegungen gegenüber gestellt. Für die datierten Prozesse kommen nun unterschiedliche Niederschlagsmengen pro Zeit in Frage. Doch welcher Prozess wird in den Untersuchungsgebieten durch welchen Niederschlag ausgelöst ?

Die Geländebeobachtungen im Anschluss an zwei kurz aufeinanderfolgende, verheerende Unwetter am 20/21. Juni 2002 im Lahnenwiesgraben haben besonders deutlich gezeigt, dass Muren direkt auf Starkregenereignisse folgen. Auch die fluviale Umlagerung in den kleinen und großen Gerinnen ist direkt daran gekoppelt, wohingegen Kriech- und Rutschbewegungen kaum von Starkregenniederschlägen initiiert werden. An verschiedenen Stellen im Lahnenwiesgraben (u.a. Testfläche Nackental) kam es zu kurzen Kriechbewegungen mit anschließender Rutschung infolge dauerhafter Durchfeuchtung durch Niederschläge über mehrere Tage hinweg. Zudem konnte ein Zusammenhang zu starken Ablationsphasen beobachtet werden, sodass der auslösende Niederschlag in Verbindung mit vorangegangener Schneeschmelze weder quantifizierbar noch qualifizierbar zu sein scheint. Hier ist nur die Aussage möglich, dass bei einem Zusammentreffen von Schneeschmelze und intensiven Regenniederschlägen im Frühjahr (März bis Juni) eine hohe Wahrscheinlichkeit für Kriech- und Rutschbewegungen besteht. HERRMANN (1978) weist mit seinen schneehydrologischen Untersuchungen im Lainbachgebiet (vergleichbar mit Lahnenwiesgraben) eine hohe Variabilität der gebundenen Wasserrücklagen nach. Somit ist von einem hohen Wasserangebot auch ohne Extremniederschläge im Winterhalbjahr auszugehen. KERSCHNER (1999) schreibt, dass die Schneeschmelze eher einen vorbereitenden und fördernden, als einen unmittelbaren Effekt hat. Dadurch ist die Schwellenwertbildung insbesondere für den Winter und das Frühjahr erschwert.

Tab. 37: Gegenüberstellung von Niederschlagsmaxima (1950-1995) der Stationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen und datierter Massenbewegungen in Lahnenwiesgraben und Reintal (Datenquelle Niederschlag: DWD).

Prozess / LWG	Jahr	Jahr	Prozess / Reintal	1 Tag max.		3 Tage max.		1 Woche max.		3 Wochen max.	
				Zugspitze	GAP	Zugspitze	GAP	Zugspitze	GAP	Zugspitze	GAP
fluvial	1950	1950		63,7	37	116,9	66	137,9	105,1	240,2	182,1
Rutschung + Mure	1951	1951	Mure	51,3	57	132,2	126	273,6	170	312,2	209,9
	1952	1952		58,9	50	98,2	59	188,3	107	326,2	211,5
	1953	1953		37,7	45	87,4	69	133	116	213,3	226,5
Kriechen+R	1954	1954	Mure	91,4	60	197,6	128,5	232,9	189,5	406,2	362,4
	1955	1955		64,6	42	135,6	86	210,8	122	318,9	192
M+K	1956	1956		51,5	75	97,6	116,5	174,8	140,6	252,6	229,9
R+K	1957	1957		45	57	96,3	120	144,5	138,5	237	254,8
	1958	1958		50,2	61	92,3	74	189	118,3	278,9	177,3
	1959	1959		71,3	77	129,7	138	181,3	186	254,3	258,3
R	1960	1960		49,2	39	96	66,3	116,8	102,1	258,3	220,9
	1961	1961		56,6	49	118,1	75	217,6	131	326,4	227,4
	1962	1962	Mure	73	43	106,7	71	223,1	144,2	316,6	189,2
	1963	1963		36,2	39	58,9	50,2	84,3	85,6	284,9	182,2
	1964	1964		77,7	51	108,3	68	143,8	115	288,3	225,3
R+M	1965	1965		97	50	162,6	108	216	130,2	369,5	250,2
	1966	1966	Mure	60,3	71	117,9	97	183,5	138,4	333,5	255,7
	1967	1967		67,6	55	184,4	66	261	107,6	470,8	188,3
	1968	1968		61,4	48,1	118,2	68,3	150,4	121,1	344,4	225,2
R+M	1969	1969	Mure	38,8	32	90,7	59	135,2	94	210,8	183,5
	1970	1970	Mure	51,6	87	140,9	168	174,6	183,6	336,7	305,9
R+M	1971	1971		51,6	37,5	86,4	54	168,4	103,1	255,7	219,5
	1972	1972		74,1	38	144,4	68,2	156,4	100	237,2	172,9
	1973	1973	fluvial	47,1	103,1	103,8	142,1	145,4	158,3	345,2	311,2
	1974	1974		51,3	71	105	155	149,4	193	319,2	256,2
K	1975	1975	Mure	50,3	55	94	104	141,2	141	241,6	277,6
	1976	1976		59,6	41,4	139,5	92	221,3	108,7	327,3	212,1
M+K	1977	1977		58,8	54	165,5	100	257,5	137	389,9	225,7
	1978	1978		52,5	62	93,4	88	165,4	118	264,2	233,9
	1979	1979		82,9	75	194,1	161	265,9	233	320	347,1
R	1980	1980		79,1	48	166,4	61,4	291,5	98	394,5	148
	1981	1981		124,6	105	227,4	175,5	253,8	188,6	442,7	276
	1982	1982		88,2	58	135	110	145	138,9	274,1	234,7
R+M	1983	1983		76,9	53	149,9	101,5	214,9	131,4	349,1	250,6
R+K	1984	1984		70	58,4	160,9	94,4	227,7	122,5	300,9	209,6
	1985	1985		75,7	116	121,3	152	145,7	171,2	231,2	242,5
	1986	1986		43,5	49	107,6	96,6	202,3	129,4	346,3	256,4
	1987	1987		62,1	48	131,9	85	180,2	121	363,7	231
	1988	1988		55,7	55	116,7	97,2	231,3	127,1	457,3	260
	1989	1989		54,6	58	82,3	75,6	133,7	115,8	257,4	219,3
	1990	1990		43,6	65	60,3	125,7	91,3	136,5	191,9	199,8
K+R+M	1991	1991		82,5	89	185,8	118,3	291,1	186,3	389,3	244,6
	1992	1992		63,1	82	110,5	128	175,6	150,9	391,9	318,5
	1993	1993	Mure	55,9	93	109,8	127,1	150,4	207,1	265,7	433,2
	1994	1994		46,1	75	104,7	87	128,1	123,5	233,7	262,7
K+M	1995	1995	Mure	70,4	61	148	139,4	210,3	230,2	383,7	369,4

Tagesereignisse spielen für Kriechen und Rutschungen in den Untersuchungsgebieten nur vereinzelt eine Rolle. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Lawinen wurden nicht in Tab. 37 einbezogen.

Trotz begrenzter Anwendbarkeit der Stationsdaten wird angenommen, dass die tatsächlichen Niederschlagsmengen, die zur Auslösung der datierten Massenbewegungen geführt haben, nahe bei den Werten von Zugspitze oder Garmisch-Partenkirchen liegen. Um überhaupt Annäherungswerte zu erhalten - denn ein Zusammenhang zwischen Gebietsniederschlägen und Massenbewegungen ist unbestritten - muss auf diese langen Datenreihen zurückgegriffen werden.

Innerhalb der Messperiode von 1950-1995, in der Niederschlagsdaten von beiden Stationen gleichzeitig vorliegen, sind folgende untere Grenzwerte festzustellen (Tab. 38):

Tab. 38: Untere Grenzwerte verschiedener Niederschlagsmaxima (1950-1995) der Stationen Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen, die zur Auslösung von datierten Massenbewegungen führten.

		Mure	Rutschung/ Kriechen	fluvial
Unterer Grenzwert	Tagesmaximum	38,8 mm	38,8 mm	56,6 mm
	3-Tagesmaximum	86,4 mm	86,4 mm	92,3 mm
	1-wöchiges Maximum	135,2 mm	116,8 mm	137,9 mm
	3-wöchiges Maximum	210,8 mm	210,8 mm	240,2 mm

Ein Beispiel soll zum besseren Verständnis der Daten beitragen. Der untere Grenzwert für das Tagesmaximum, welches zur Auslösung einer dendrogeomorphologisch datierten Mure führte, lag in der Periode 1950-1995 bei 38,8 mm. Beurteilt wurden jeweils die Tagesmaxima von Zugspitze und Garmisch-Partenkirchen. Im Jahr 1969 betrugen die Tagesmaxima 38,8 bzw. 32,0 mm. Somit standen in diesem Jahr maximal 38,8 mm Niederschlag innerhalb von 24 h für die Auslösung einer Mure bereit. Innerhalb der Periode 1950-1995 wurde dieser Wert in keinem anderen Jahr unterboten (siehe auch Tab. 37). Berücksichtigt man die oben angesprochenen Niederschlagsverläufe, die für die Auslösung verschiedener Bewegungen charakteristisch sind, so können auf Basis der dendrogeomorphologischen Datierungen für die verschiedenen Prozesse folgende Richtwerte ausgegeben werden:

- Muren können ausgelöst werden, wenn der Niederschlag in 24 Stunden mindestens 38,8 mm beträgt. Aufgrund mangelnder Daten ist keine genauere Zeitauflösung möglich. Jedoch ermittelten auch SANTILLI & PELFINI (2002) durch einen Vergleich

historischer Niederschlagsdaten und pluviometrischer Messungen mit dendrogeomorphologisch datierten Murgängen einen minimalen Schwellenwert von 35-40 mm/Tag. Auch hier war keine genauere Zeit-Auflösung möglich und nur der Hinweis „...especially if concentrated in few hours...“ zu finden.

- Rutschungen und Kriechbewegungen können ausgelöst werden, wenn innerhalb von drei Tagen mehr als 86,4 mm, in einer Woche mehr als 116,8 mm oder innerhalb von drei Wochen mehr als 210,8 mm Regenniederschlag niedergehen. Längere Durchfeuchtungsphasen sind nicht ausgeschlossen. Auch die Ablationsperiode ist von entscheidender Bedeutung (unkalkulierbare Senkung der prozess-auslösenden Niederschlagsmenge!). COROMINAS & MOYA (1999) stellten anhand ihrer Untersuchungen zur Beziehung von Niederschlägen und Rutschungen in den Pyrenäen fest, dass an Hängen mit tonigen Böden moderate, aber lang anhaltende Niederschläge notwendig sind, um Rutschungen auszulösen. Demnach sind bei anhaltenden Regenperioden von ein bis zwei Wochen mindesten 90 mm für die Auslösung einer Rutschung erforderlich. Bei mehr als zwei Wochen werden über 200 mm benötigt. Somit passen die ermittelten Werte für das Reintal und den Lahnenwiesgraben gut in dieses Bild.
- Zur wirksamen fluvialen Verschüttung von untersuchten Baumstandorten kam es durch Tagesmaxima von mindestens 56,6 mm. Auch 3-Tagesmaxima von 92,3 mm und 1-wöchige Maxima von 137,9 mm führen zu hohen Abflüssen mit möglichen Folgen für Baumstandorte. Die 3-wöchigen Maxima spielen eine untergeordnete Rolle, da diese sich wiederum aus mehreren Tagesereignissen zusammensetzen, die zuvor morphologisch wirksam sind.

Die ermittelten Grenzwerte zeigen, dass es bei den jeweiligen Werten zu Massenbewegungen kommen kann, jedoch nicht unbedingt kommen muss. Zudem handelt es sich um Annäherungswerte, die auf Basis von Niederschlagsdaten von außerhalb der Untersuchungsgebiete ermittelt wurden.

Ein weiterer Hinweis auf die Problematik der Schwellenwertbildung ist bei DIKAU & SCHROTT (1999) zu finden. Sie merken an, dass es für einige Gebiete zwar möglich sei Schwellenwerte für Regenniederschläge zu bilden, diese jedoch nicht auf ein größeres Gebiet übertragbar sind.

Auf weitere Ausführungen, Berechnungen und Vergleiche zu anderen Werten aus der Literatur wurde verzichtet, da letztendlich nur ein langjähriges Monitoring von Massenbewegungen und Niederschlägen innerhalb der Untersuchungsgebiete definitive Daten zur Entschlüsselung der komplexen hydrologischen Rahmenbedingungen in Verbindung mit Massenbewegungen liefern kann.

8. Pedologische Untersuchungen

8.1 Einführung

Im Rahmen des DFG-Forschungsprojekts „**Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen**“ (SEDAG) wurden vom Autor der vorliegenden Arbeit Bodenkartierungen in den vorgegebenen Untersuchungsgebieten Lahnwiesgraben und Reintal nahe Garmisch-Partenkirchen durchgeführt. Es entstand jeweils eine Bodenkarte für das hydrologische Einzugsgebiet des Lahnwiesgrabens ($16,62 \text{ km}^2$) in den südöstlichen Ammergauer Alpen und eine Bodenkarte für das Reintal (17 km^2) im Wettersteingebirge.

Der Gebirgsraum der Bayerischen Alpen, sowie des gesamten Alpenraumes zeichnet sich heutzutage durch einen hohen Grad an infrastruktureller Erschließung aus, der seinesgleichen sucht. Dennoch hält sich der anthropogene Input in kleinen, schwer zugänglichen Tälern in Grenzen. Naturschutz- und Schutzwaldgebiete sind staatlich ausgewiesene Zonen, die dem Schutz der (Berg-)Landschaft dienen und die wirtschaftliche Nutzung durch den Menschen stark einschränken. Lediglich wenige forstwirtschaftliche Nutzwege und ein mehr oder weniger dichtes Wanderwegenetz durchzieht die untersuchten Täler. Die anthropogene Nutzung ist im wesentlichen auf eine extensive Forstwirtschaft, Almweidewirtschaft sowie Wander- und Mountainbiketourismus beschränkt (siehe Kapitel 5 / Anthropogene Nutzung). Eine reliefbedingte Unzugänglichkeit, das raue Klima und der weitgehend geringe Entwicklungsgrad der Gebirgsböden macht die agrarwirtschaftliche Nutzung unrentabel. Somit fand in diesem Gebirgsraum nach Abschmelzen der würmeiszeitlichen Gletscher (12000-14000 BP (unkalibriert), vgl. JERZ 1993) eine quasi-natürliche Bodenentwicklung statt.

Aufgrund der großen Höhendifferenzen auf engem Raum spielten das Klima, die Exposition und die Hangneigung eine wesentliche Rolle für die Bodenbildung. Die W-O-Streichrichtung der dominierenden Höhenzüge hat zur Folge, dass ein Großteil der Hänge süd- bzw. nordexponiert ist, was sich besonders auf die Ausaperung im Frühjahr, die Wärmebilanz und den gesamten Wasserhaushalt der Böden auswirkt. Die geologischen Voraussetzungen sind in Verbindung mit hydrologischen Parametern von entscheidender Bedeutung für die Pedogenese sowie die räumliche Verteilung der Böden am Extremstandort Hochgebirge.

8.2 Stand der Forschung in Bezug zu den pedologischen Kartierungen in den Untersuchungsgebieten

Man sollte annehmen, dass in der heutigen Zeit, in der geowissenschaftliche Forschungen in den entlegendsten Teilen der Kontinente betrieben werden, eine vergleichbare bodenkundliche Kartierung entlang der nördlichen Kalkalpen, oder sogar im Arbeitsgebiet stattgefunden hat, beziehungsweise veröffentlicht ist. Nach ausgiebiger Recherche konnte der Verfasser jedoch keine Hinweise auf eine solche Kartierung finden.

Da für eine Bodennutzung ungeeignet, waren die steileren Bergregionen der Bayerischen Alpen nur von geringem bodenkundlichen Interesse. Außer Jahrhunderte langer Alm-Weidewirtschaft, welche im Bereich des Lahnenwiesgrabens bis ins 14. Jahrhundert zurückreicht (Mündl. Mitteilung Forstamt Garmisch), und mehr oder weniger intensiver Holzwirtschaft konnte sich seit Beginn des 20. Jahrhunderts der (Berg-)Tourismus als Wirtschaftszweig etablieren. Da die Fichte in der gegebenen Naturraumausstattung die wirtschaftlich bedeutendste Baumart ist und somit auf fast allen Bodenstandorten zu finden ist, bestand kein Bedarf für eine detaillierte Bodenkartierung. Es existiert nicht einmal eine bodenkundliche Standortskartierung des Forstes, wie es sie mittlerweile für einen Großteil Bayerns gibt.

Die von MÜNICHSDORFER (1929) bearbeitete Bodenkarte Bayerns im Maßstab 1:400 000 samt Erläuterungen stellt einen ersten Versuch einer Kartierung der Bodentypen des Landes Bayern nach STREMME (1926; zitiert in VOGEL 1961) dar. Im Zuge der Reichsbodenschätzung seit 1934 wurden Fortschritte in der Bodenkartierung gemacht. Die durch den 2. Weltkrieg unterbrochene Bodenschätzung wurde nach 1945 wieder aufgenommen, um fehlende Flächen im Maßstab 1:50 000 und 1:100 000 zu ergänzen. Es entstanden 32 Großblätter im Maßstab 1:100 000, die zu einer Übersichtskarte der Bodenarten in Bayern 1:400 000 zusammengefasst werden sollten. Diese Karte wurde jedoch nie gedruckt. Der Bedeutung des Bodens wurde erst nach 1945 eine steigende Aufmerksamkeit zuteil. Werke über die Systematik, Entstehung und Eigenschaften der Böden von KUBIENA (1953) und MÜCKENHAUSEN (1959/1961) haben bis heute Gültigkeit, wenn sie auch durch neuere Erkenntnisse ergänzt wurden. 1961 erschien eine bodenkundliche Übersichtskarte von Bayern 1:500 000 samt Erläuterungen von VOGEL (1961). Diese Karte entstand aus jahrelangen Untersuchungen, Kartierungen und Bearbeitungen von bereits vorhandenen Karten der Reichsbodenschätzung seit 1935 und geologisch-agronomischen und geologischen Karten 1:25 000 seit 1914.

Im Zuge der bodenkundlichen Landesaufnahme durch das BayGLA (München) wurden einige Gradabteilungsblätter 1:25 000 in ganz Bayern auf Grundlage der Topographischen

Karte 1:25 000 erstellt. Im Alpenvorland entstanden u.a. das Blatt Nr. 8134 Königsdorf (JERZ 1969) und Blatt Nr. 8327 Buchenberg (JERZ 1974). Aufgrund der differierenden Geologie unterscheiden sich auch die Böden dieser Karten von denen des Lahnenwiesgrabens/Reintals. Vom BayGLA (München) wurde für die Bayerischen Alpen keine derartige bodenkundliche Karte erstellt, bzw. veröffentlicht.

Für eine Kartierung hilfreich sind die bodenkundlichen Kapitel der Erläuterungen zu den geologischen Karten von Bayern im Maßstab 1:25 000. Allen voran natürlich die Erläuterungen zum Blatt Nr. 8432 Oberammergau (DIEZ 1967a), in dessen Südwestteil sich der Lahnenwiesgraben befindet. Auch die Erläuterungen zu Blatt Nr. 8431 Linderhof (DIEZ 1967b) und Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald (JERZ/ULRICH 1966) geben aufgrund der weitgehenden Übereinstimmung der Geologie Aufschluss über die Böden im Arbeitsgebiet. Für den Bereich des Reintals existiert eine solche geologische Karte nicht und es gibt auch keine pedologischen Erläuterungen. Eine Arbeit von BOCHTER (1984), der die Böden im Nationalpark Berchtesgaden untersucht hat, liefert jedoch nützliche Hinweise im Bezug auf die Böden im Reintal.

Ferner existiert eine Dissertation über die Auswirkungen der Beweidung auf die Bodenbeschaffenheit in der montanen und subalpinen Waldstufe der Nördlichen Kalkalpen (ZAUPER 1990). In dieser Arbeit sind zahlreiche Profile aus einem Gebiet nördlich des Achensees/Tirol, welches in der Naturraumausstattung dem Lahnenwiesgraben sehr ähnlich ist, abgebildet und diskutiert. Da im Lahnenwiesgraben seit Jahrhunderten Alm- und Waldweide durch Huftiere (Rinder, Pferde) betrieben wurde und z.B. im Bereich der Enningalm (1551m ü. NN) immer noch betrieben wird, ist diese Arbeit von großem Interesse.

In der „Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland“ (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE, 1995) 1:2 Mio. erscheint der Bereich des Lahnenwiesgrabens und das Reintal unter der Bezeichnung:

Böden des Hochgebirges:

- Böden der montanen und subalpinen Höhenstufen der Alpen aus Kalk- und Dolomitgesteinen (z.B. Rendzinen, Kalkbraunerde), sowie aus kalkfreien Silikatgesteinen (z.B. Ranker, Podsol, Braunerde, Pseudogley)
- Rohböden (Syrosem) der alpinen, subnivalen und nivalen Fels- und Frostschuttgebiete

Angesichts des Maßstabs ist verständlich, dass die Böden nicht detaillierter beschrieben werden konnten.

8.3 Ziele der pedologischen Kartierung

Die Ziele der bodenkundlichen Kartierungen des Lahnenwiesgrabens und des Reintals sind es:

- einen Einblick in die Verbreitung der Hauptbodentypen zu geben,
- die Hauptbodenarten, soweit sie anhand von Leitprofilen ermittelt werden konnten, darzustellen,
- engräumige Wechsel, soweit es der Maßstab zulässt, aufzuzeigen,
- Bodenerosion und Bodenverlagerung mit einzubeziehen,
- in Verbindung mit der Geologie eine Charakterisierung verschiedener Bodenstandorte bezüglich Massenbewegungen zu erstellen.

8.4 Eingesetzte Methodik

Im Hinblick auf eine spätere, zielorientierte Kartierung wurde zunächst eine Konzeptkarte zur Verbreitung der wichtigsten Bodentypen für beide Untersuchungsgebiete erstellt.

Die weitere Kartierung erfolgte mittels einer Bohrstange nach PÜRCKHAUER (1 m) und einem Eijkelkamp-Bohrgestänge, dem Edelmann-Bohrer. Dieser Bohrer wurde jedoch nur für die Anlage zweier Moorcatenen verwendet.

Kleinräumige Rasterkartierungen, sowie Grenzlinien- und Stichprobenkartierungen in schwer zugänglichen Gebieten dienten als Grundlage für die Erstellung der Bodenkarten.

Zur Verfeinerung der Kenntnis wichtiger Bodentypen und Bodenarten wurden im Lahnenwiesgraben 18 und im Reintal 10 Schürfgruben angelegt. Die Ansprache der Bodenprofile wurde mit der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG BODEN (1994) durchgeführt. Alle entnommenen Proben wurden im bodenkundlichen Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg zur Ermittlung bodenanalytischer Standardwerte bearbeitet.

Im Bereich von Kriechbewegungen wurden im Lahnenwiesgraben 12 Rammkernsondierungen abgeteuft, um Aufschluss über die Stratigraphie an diesen verbreitet auftretenden Standorten zu bekommen.

Des weiteren lieferte die Anlage einer drei Meter tiefen Grube im Schachtverfahren wichtige Erkenntnisse zum stratigraphischen Aufbau eines Murkegels im Reintal.

Die kartographische Umsetzung der Ergebnisse erfolgte durch den Einsatz von ARCVIEW 3.2 vom Hersteller ESRI.

8.5 Zur Systematik und Bezeichnung der kartierten Böden

Die Aufnahme, Bezeichnung und Beschreibung der Böden im Lahnenwiesgraben und im Reintal wurde weitgehend nach den Vorgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG BODEN (1994) vorgenommen. Somit war es möglich, den modernsten und anerkannten Statuten der Bodensystematik im deutschsprachigen Raum gerecht zu werden.

Häufig musste auf Subtypenbezeichnungen wie etwa Rendzina-Braunerde zurückgegriffen werden, da besonders im Lahnenwiesgraben Bodentypen selten in „Reinform“ auftreten. Es handelt sich vielfach um Übergangsformen (siehe Abb. 88). Auch das Problem der Unzugänglichkeit mancher Bereiche und die Generalisierung sprachen für die Wahl der Subtypen. Ferner wird somit die Vielfältigkeit besser zum Ausdruck gebracht.

Das großflächige Auftreten von O/C-Böden und terrestrischen Rohböden in vielfach schwer erreichbarem Gelände machte eine Differenzierung unmöglich. In diesem Fall wurde vom Autor die Arbeitsbezeichnung „Rohböden“ gewählt:

Arbeitsbezeichnung Rohböden:

- O/C-Böden (Felshumus- und Skeletthumusboden)
- terrestrische Rohböden (Syrosem/Lockersyrosem)

Auch die Bezeichnung KVL-Kolluvium (Profil 8432 F8) für einen Sonderstandort im oberen Lahnenwiesgraben muss als Arbeitsbezeichnung verstanden werden. Es handelt sich um mächtige, durch Viehtritt und flächenhafte Abspülung verlagerte Lösungsrückstände aus Kalksteinverwitterung.

Böden im Lahnenwiesgraben und Reintal

Braunerde

Vorwiegend über glazialen und fluviyalen Schottern, z.T. mit Lößanteil (z.B. Profil F 1), Ah 0-10cm, meist schwach sandiger Lehm bis sandig-lehmiger Schluff, unter Wiese meist verbraunt; Bv 10-30cm, nach unten stark kiesig, meist sandig-lehmiger Schluff, teils höherer Tongehalt und weniger Sand; Cv 30cm+, sehr stark kiesig, teils Übergangs-horizont (Bv-Cv), meist schwach sandiger Lehm bis schwach toniger Lehm.

Pelosol-Braunerde

Vorwiegend umgelagertes Material im Oberen Lahnenwiesgraben aus Plattenkalk und Kössener (Ton-) Mergel-Schichten; Mehrschichtprofile (Profil F7), teils schwache hydromorphe Merkmale wg. Hangzugs-wassereinfluss, Profile mit Tondurchschlammung, teils pelosolartig, carbonatfrei; Ah 0-5cm, stark schluffiger Ton, Bv-P 5-20cm, schwach schluffiger bis reiner Ton, II P-IC 20-40cm+, reiner Ton, stellenweise große Blöcke.

Braunerde-Pseudogley

Vorwiegend kleinflächige Bereiche am Rand von vernässten Standorten über glazialen und fluviyalen Schottern, Hangzugswassereinfluss; kein Profil, mit der Tiefe zunehmende Marmorierung, hohe Schluff- und Tongehalte mit zunehmendem Kiesgehalt in der Tiefe. Bodenmächtigkeiten meist zwischen 30-70cm.

KVL-Kolluvium

Mehrschichtprofile mit Tondurchschlammung, Parabraunerde- und Pseudogleymerkmale; nur ein großes Gebiet am Felderkopf; Mächtigkeiten bis 200cm+, meist mittel schluffiger oder schwach schluffiger Ton; Grobkornanteil sehr gering.

Gley

Häufig als Anmoorgley in Vernässungszonen; meist über quartären Lockersedimenten; Ah bis 30cm, Go 5-20cm, Gr 20-150cm+; schwach bis mittel toniger Lehm; stellenweise auch vermoorte Horizonte >100cm über G-Horizonten (z.B. Reschbergsenke).

Pelosol-Gley

Weitverbreitet in den vernässten Kriechgebieten des Oberen Lahnenwiesgrabens; umgelagertes Bodenmaterial über quartären Lockersedimenten mit deutlichen Vergleyungsmerkmalen; meist anmoorig, Ah bis 30 cm; P-Go 5-40 cm, Gr bis 80 cm+, pelosolartig, Schichtwechsel möglich; nach unten grusiger und in Cv übergehend; schwach schluffiger bis reiner Ton (Profil F 6)

Parabraunerde

Vereinzelte Sonderstandorte, kein Profil; Mächtigkeiten bis 50cm (Ah/AI/Bv)-Bt; z.T. über Plattenkalk oder quartären Lockersedimenten, wahrscheinlich Lokallößablagerungen; schwach bis mittel toniger Schluff und mittel schluffiger Ton.

Pseudogley

Meist mit Merkmalen anderer Bodentypen (z.B. Profil F 4), stets sehr geringer Grobkornanteil und häufig Mächtigkeiten über 50cm; Hangzugs-wassereinfluss, stets hohe Tongehalte und geringe Sandanteile, meist carbonatfrei.

Rendzina

Sehr weit verbreitet; Ah meist 2-15cm, meist sandig-lehmiger Schluff, Ah stark humos und mit mächtiger Humusauflage >10cm (z.B. typischer Moder) an Waldstandorten; an Wiesenstandorten verbraunt und schwach humos; nach unten häufig Kalkverwitterungslehm in Verbindung mit anstehendem Carbonatgestein (z.B. Profil 9), mittel toniger Lehm bis lehmiger Ton.

Rendzina-Braunerde

Weitverbreitet; engrüniger Wechsel von Rendzinen, schwach entwickelten Braunerden und Übergangsstadien (z.B. Profil F 10) über quartären Lockersedimenten; Ah bis 10cm, häufig verbraunt, Bv-Cv meist ca. 20cm, stark kiesig, Korngrößen überwiegend im lehmigen Bereich.

Rendzina-Gley

Weitgehend auf vernässte Tiefenlinien mit quartären Lockersedimenten beschränkt; Ah max. 15cm, feucht und stark humos, anschließend Gr-Cv (Hangzugswassereinfluss) bis 50cm+, Go entfällt meist; lehmiger Ton bis schwach schluffiger Ton.

Rohboden

Weitverbreitet; Syroseme und Lockersyroseme, Felshumus- und Skeletthumusböden (z.B. Profil F 11, F 12); mächtige Humusauflagen bis 50cm+ (Tangelhumus), über Festgestein mit KVL, lehmiger Ton.

Rendzina

Geringe Verbreitung; Ah meist < 10cm, meist stark humos unter mächtigem Oh-Horizont, schwer zu differenzieren, häufig stark steinig, unter Rasen meist verbraunt (z.B. Profil F 7), stets carbonathaltig.

Rohböden flächig

Weitverbreitet; Syroseme und Lockersyroseme (z.B. Profil F 8/9), Felshumus- und Skeletthumusböden (z.B. Profil F 4); Humusauflagen teils >50cm (Tangelhumus), besonders unter Wald- und Latschenkieferstandorten.

Rohböden punktuell

Weitverbreitet; Standorte kleiner 50x50m; vielfach in steilen Hochlagen auch nur polsterartiges Vorkommen in vegetationslosem Gebiet; sonst wie Rohböden flächig.

Abb. 88: Bodentypen - Auszug aus den Legenden der Bodenkarten Lahnenwiesgraben und Reintal.

8.6 Erläuterungen zur Bodenkarte Lahnwiesgraben 1:20 000

Das 16,62 km² große Kartiergebiet wurde vom Autor in drei Teilgebiete unterteilt (Abb. 89):

- Unterer Lahnenwiesgraben
- Oberer Lahnenwiesgraben
- Kramerspitzgebiet

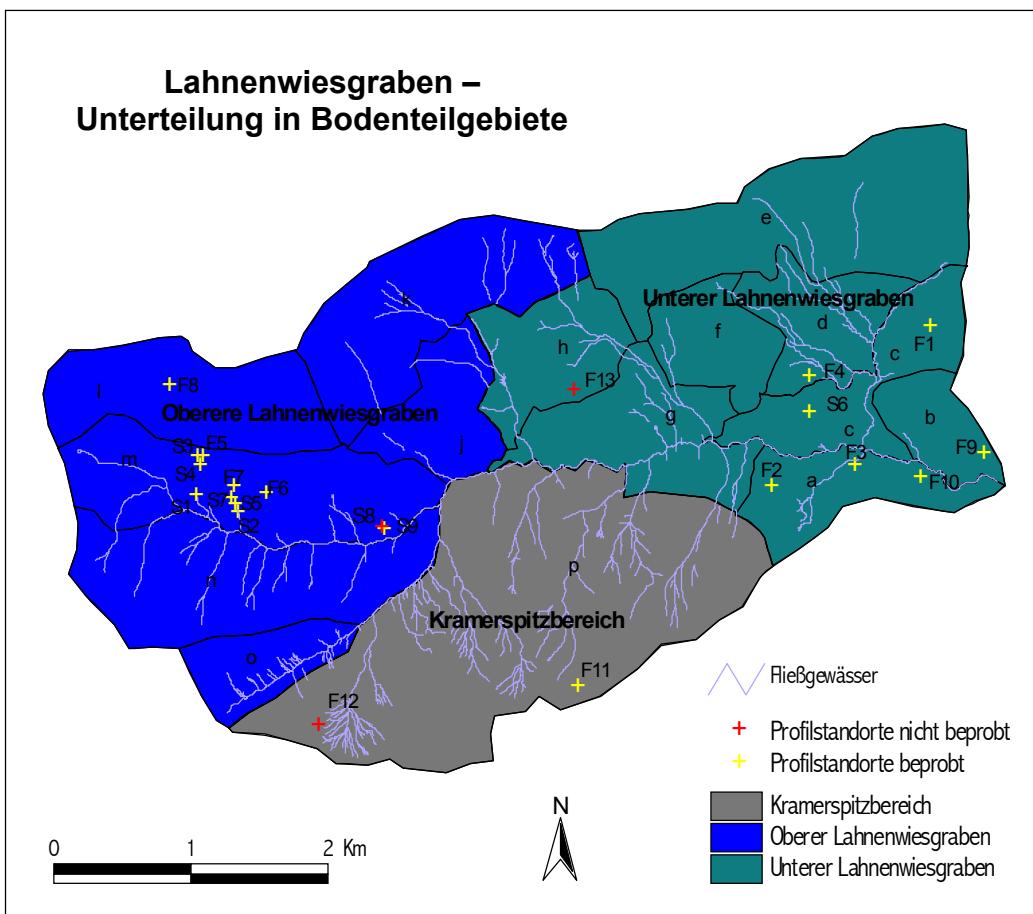


Abb. 89: Unterteilung des Lahnenwiesgrabens in Bodenteilgebiete.

Als ausschlaggebende Gründe für diese Unterteilung sind Unterschiede in den bodenbildenden Prozessen zu nennen. Das Zusammenwirken von Geologie, Klima und anthropogener Nutzung hat in der Nacheiszeit zu einer unterschiedlichen Ausprägung der Böden geführt. Auch der Reliefcharakter ändert sich von eher milden Formen im Unterer LWG zu steileren Hangflanken im Oberen LWG und schließlich zu den schroffen, nordexponierten Kramerspitzflanken, auf denen fast ausschließlich Initialstadien der Bodenbildung

vorzufinden sind. Ferner sollte diese Aufteilung der besseren Orientierung und Übersicht für den Betrachter dienen.

Unter den folgenden Punkten sind Informationen zu den Böden, zur Morphologie, zur Geologie und Besonderheiten dargestellt, die bei der Geländearbeit aufgenommen wurden. Die aufgenommenen Bodenprofile der einzelnen Gebiete sind vermerkt. Jedoch erfolgt ihre wissenschaftliche Darstellung im Anhang.

8.6.1 Unterer Lahnenwiesgraben

Im Unteren LWG treten die großflächigsten Braunerde- und Rendzina-Braunerdegebiete des gesamten Untersuchungsgebietes auf. Auf den glazialen und postglazialen Lockersedimenten kommt es zu vielfältigen Bodentypenwechseln, wohingegen über Festgestein, etwa zwischen Herrentisch und Schafkopf die Rendzina stark dominiert. Die Abgrenzung zum Kramerspitzgebiet bilden die steilen Wände aus Hauptdolomit des Königstandes (Seleswände) und der Flussverlauf des Lahnenwiesgrabens bis zur Hütte des Wasserwirtschaftsamtes auf ca. 1050 m NN.. Zum Oberen LWG ist das Gebiet durch die steilen Wände des Brünstelskopf (1814 m NN) und den Brünstelsgraben im weiteren Sinne abgegrenzt.

Im Gegensatz zu den beiden anderen Teilgebieten des LWG findet man im Unteren LWG weite, flache Bereiche, auf denen es kaum zu Erosionsschäden und Bodenabtrag kommt. Es handelt sich hierbei vor allem um die Gebiete a,c,d (siehe Abb. 89).

Bereich Schlosswald (a)

Profile 8432-F2 Rendzina / F3 Braunerde / F10 Rendzina

Die Geologie im Schlosswaldgebiet unterliegt einem engräumigen Wechsel. Gleicher ist bei den Böden zu beobachten. An Stellen, an denen Plattenkalk in der geologischen Karte eingezeichnet ist, liegt z.T. noch eine dünne Schicht Fernmoräne darauf. Über Plattenkalk sind vorwiegend Ah/C Böden mit schwacher Verbraunung ausgebildet. In Taschen findet sich gelegentlich eine mehr oder weniger mächtige Schicht von Lösungsrückständen aus der Kalksteinverwitterung.

Zwei markante Böschungen (postglaziale Schotter) ziehen west-ostwärts durch das Schlosswaldgelände und bewirken eine großflächige Terrassierung mit flachen Bereichen, auf denen es zu Vernässungen kommt.

In den östlichen postglazialen Schottern und den hangaufwärts befindlichen Hangschuttablagerungen sind einige kleinere Vernässungen ausgebildet. In den steilen Uferböschungen des Lahnenwiesgraben-Flußlaufs treten unterhalb der Vernässungen kleinere Anrisse auf.

Unterhalb der Seleswände kommt es in einem Bereich, in dem Hangschuttmaterial auf die postglazialen Schotter trifft, zu einer großflächigen Vernässung. Hier ist eine ausgedehnte Ammoorgley-Fläche ausgebildet. Sowohl der verwitterte Hangschutt als auch die postglazialen Schotter sind hier sehr tonreich und weisen einen geringen Grobkornanteil (> 2mm) auf. Die Situation deutet darauf hin, dass mittels Hangzugswasser im Hangschuttkörper eine Akkumulation von Feinmaterial am Unterhang stattfindet. Hier kommt es im flacheren Gelände zum Wasserüberschuss. Darauf deuten auch Reduktions- und Oxidationsmerkmale der Böden am Unterhang hin (in der Karte als Pseudogley). Hier kam es im Sommer 2000 auch zu einer großen Rutschung in einer nicht perennierenden, kleinen Abflussrinne. Im Mittelhang und Oberhang dieses Hangschuttkörpers sind Rendzinen (z.B. Profil F 2) und Rohböden über nur wenig verwittertem Hauptdolomitschutt ausgebildet.

Die Gr-Horizonte der Gleye wurden meist als Gr-Cv aus mehr oder weniger stark kiesigem Lockersediment (postglaziale Schotter) angesprochen, da deutlich hydromorphe Merkmale zu erkennen waren. Cv-Horizonte, welche nicht von Hangzugswasser oder Grundwasser beeinflusst sind, weisen eine bräunliche Farbe auf.

Die Rendzinen auf postglazialen Schottern sind in diesem Gebiet meist verbraunt und deswegen nicht leicht von Braunerden zu trennen. Die kartierten Rendzina-Braunerden weisen eine maximale Mächtigkeit von 20-30 cm auf.

Sehr kleinflächig und nur an wenigen Stellen trat Parabraunerde aus Lokallöß auf. Da dieser Bodentyp für die flächenhafte Ausbreitung im Lahnenwiesgraben keine Bedeutung hat, wurde keine Schürfgrube angelegt. Die Pürkhauer-Bohrungen zeigten einen Ah/AI/Bv-Bt-Horizontaufbau.

Die „Schlosswald-Hochfläche“ ist heute ein großes Windwurfgebiet mit trockenen Rendzinastandorten über Plattenkalk. In diesem Bereich wächst roter und gelber Fingerhut (*Digitalis spec*), was einer der zahlreichen Hinweise auf die vielfältige Flora im Lahnenwiesgraben ist. Ein Vergleich von Windwurfflächen verschiedenen Alters zeigt, dass in Folge von Belichtung ehemaliger Waldstandorte ein rasanter Humusabbau zu beobachten ist.

Bereich Gruppenkopf/Pegelstation Lahnenwiesgraben (b)

Profil 8432-F9 Rendzina

Im gesamten Gebiet dominiert Plattenkalk als Ausgangssubstrat für die Bodenbildung. Lediglich ein kleiner Bereich wird von Fernmoränenmaterial eingenommen. Dem entsprechend einheitlich ist auch die Verbreitung der Böden.

Morphodynamisch ist das Gebiet weitgehend stabil. Lediglich am Gerinne im Bereich der Moräne tritt eine kleine Uferrutschung auf.

Die oberen südexponierten Hänge, besonders ein Windwurfbereich, sind sehr warm und trocken. Hier blühte Anfang Dezember 2000 ein Seidelbast (*Daphne mezereum L.*), was ein Hinweis auf den außergewöhnlich warmen Standort ist. Auf diesen Hängen sind geringmächtige Rendzinen mit einer in Taschen bis zu 40 cm mächtigen Schicht aus Kalkverwitterungslehm ausgebildet (siehe auch Profil 8432-F 9).

Auf der Nordseite des Gruppenkopfs sind die Standorte deutlich feuchter und kühler. Hier weisen die Rendzinen keine Verbraunung mehr auf und die Ah-Horizonte sind stark humos. Auf der schattigen und feuchten Nordseite des Gruppenkopfs kommen vereinzelt sogar Pechrendzinen vor.

Dort wo die Moräne auftritt, sind Braunerden ausgebildet. Bei ausreichender Wasserzufuhr kommt es zu Gleybildungen.

Am weitesten entwickelt sind in diesem Bereich die Braunerden mit Mächtigkeiten von bis zu 40 cm. Der bei einigen Bohrungen beobachtete stark kiesige Bv-Cv-Horizont verlängerte die Profile noch um einige Zentimeter.

Bereich Wagenstock und Reschbergwiesen bis Lahnenwiesgraben (c)

Profil 8432-F1 Braunerde / 8432-S6 Braunerde

Ein großer Teil dieses Gebietes wurde mit einer Rasterkartierung (50 m) erfasst. Die Wiesenbereiche erwiesen sich dabei als sehr homogen: Häufig ist ein geringmächtiger Bv-Horizont unter einem verbraunten Ah-Horizont ausgebildet. Z.T. tritt auch ein stark kiesiger Bv-Cv-Horizont auf. Als Signatur wurde die Rendzina-Braunerde gewählt, da die Bodenbildungen zwischen verbraunter Rendzina und schwach entwickelter Braunerde schwanken bzw. kaum zu differenzieren sind.

Häufig ist der Bv-Cv-Horizont sehr tonreich, was die Vermutung einer Tonverlagerung nahe legt. Jedoch fehlt immer ein lessivierter A-Horizont !! Außerdem handelt es sich laut

geologischer Karte um spätglaziale Schotter und Seetone, die ohnehin schon einen hohen primären Tongehalt aufweisen.

Auffällig ist, dass der Ah-Horizont unter Gras immer dunkelbraun bis braun ist und z.T. farblich kaum vom darunterliegenden Horizont abzugrenzen ist (Hinweis auf verbraunte Rendzina).

Auf den Reschbergwiesen findet eine extensive Beweidung der Wiesenstandorte statt. Im Früh- und Spätsommer werden die Wiesen zusätzlich jeweils einmal gemäht. Diese schonende Behandlung spiegelt sich in einem sehr artenreichen Pflanzenkleid mit vielen geschützten Exemplaren wieder.

Zwischen Reschbergwiesen und Lahnenwiesgraben-Flusslauf treten zwei große von West nach Ost streichende, markante Böschungen auf (postglaziale Schotter). Die Braunerden sind schwach entwickelt und treten im Wechsel mit Rendzinen und Übergangsformen auf. Auf dem unterstem Niveau zum Flusslauf gehen die schwach entwickelten Rendzinen immer mehr in Rohhumusböden über. Es dürfte sich hierbei um Sukzessionsstadien der Bodenentwicklung handeln. Mit zunehmender Entfernung vom Flusslauf nimmt auch das Alter der Böden zu, was wiederum mit der holozänen Flusslaufentstehung zusammenhängt.

Im Bereich „Wagenstock“ (nördlich Gruppenkopf) sind gut entwickelte Braunerden (siehe Profil F1, Punkt 8.7) auf Fernmoräne und Rendzinen oder Übergangsformen auf Kalkgestein ausgebildet. Die Morphodynamik in diesem Gebiet ist sehr schwach.

Moorbereich Reschbergwiesen und Wasserschutzgebiet (westlich davon) (d)

Profil 8432-F4 Pseudogley-Parabraunerde

In einer ausgedehnten Mulde im nördlichen Bereich der Reschbergwiesen ist ein großflächiges Vernässungsgebiet ausgebildet. Hier gibt es auch Moorstandorte nahe eines kleinen Sees. Jedoch konnte deren Abgrenzung nicht auskariert werden, sodass in der Bodenkarte die Signatur für Gleye (hauptsächlich Anmoor-Gley) verwendet wurde. Die Mächtigkeiten des Aa-Horizontes schwanken stark. Die Wald-Wiesengrenze zu den Reschbergwiesen ist meist auch Verbreitungsgrenze der semiterrestrischen Böden.

Die Wasserzufluss in die Reschbergseenke erfolgt über mehrere Entwässerungsrinnen des Blattgrabens sowie über mehrere unbenannte Gräben westlich davon. Auch Hangzugswasser spielt hier eine enorme Rolle für die Bodenbildung, sodass im wesentlichen Böden mit Oxidations- und Reduktionsmerkmalen ausgebildet sind. In den Tiefenlinien liegen Gleye. Mit zunehmender Entfernung von den Rinnen sind Braunerden mit Pseudogleymerkmalen ausgebildet. Insgesamt ist ein kleinräumiger Wechsel der Böden zu beobachten, der im wesentlichen durch die unruhige Morphologie bedingt ist.

In Richtung der Schafkopfsüdhänge (Norden) dünnen die Anmoorgleye aus und gehen über Moränenmaterial in Braunerde-Rendzinen, verbraunte Rendzinen und typische Rendzinen über.

Schafkopfsüdhänge bis Herrentisch (e)

In diesem Bereich treten weitgehend südexponierte, bewaldete Plattenkalk- und Hauptdolomithänge auf. Aufgrund der Verkarstung der Karbonatgesteine tritt kaum Wasser an der Geländeoberfläche auf.

Typische Rendzinen mit 10 bis max. 20 cm mächtigem Ah-Horizont sind weitverbreitet. Teils befindet sich unter den Ah-Horizonten ein ockergelber Kalkverwitterungslehm, der in Taschen bis zu 30 cm mächtig ist.

Besonders in steilem Gelände größer 40° Hangneigung treten kleinflächig Rohhumusauflagen auf anstehendem Kalkstein auf, die jedoch in der Karte nicht weiter berücksichtigt werden konnten.

Im Bereich unterhalb des Gießenbacher Weges kommt es über Hangschuttmaterial zur Ausbildung von Rendzina-Braunerden (ca. 1150 m NN).

Bereich Großer Windbruch (f)

Im Wechsel treten Hangschuttmaterial, Fernmoräne (flache Bereiche), Kössener Schichten und Plattenkalk (steile Bereiche) auf. Die Kössener Schichten treten in diesem Bereich massiv auf und verursachen keinen Wasserstau, infolgedessen auch keine Hangbewegungen, wie sie in weiten Bereichen des oberen Lahnenwiesgrabens verbreitet sind. Weite Bereiche des 1997 entstandenen Windbruchs sind von verbraunten Rendzinen und Braunerde-Rendzinen bedeckt. Das Substrat ist meist sehr stark kiesig.

An geschützteren Stellen sind auch Braunerden vertreten. Enthält das Substrat einen höheren Tongehalt, kommt es an verflachten Stellen zur Ausbildung von Pseudogleymerkmalen, was in der Karte als Braunerde-Pseudogley dargestellt ist.

Bereich Brücke Pflegerseestraße bis WWA-Hütte (g)

Auf Plattenkalk, meist steile Hänge, weitgehend einheitlich typische Rendzina unter Bergmischwald. Zum Teil ist auch nur Rohhumus ausgebildet. Im westlichen Eck tritt vereinzelt sogar Pechrendzina nach KUBIENA (1953) auf. Auf den zur Vernässung neigenden postglazialen Schotter kommt es zu Quellaustritten und zur Gleybildung.

Ein als Rendzina-Gley kartierter, langgezogener Bereich, der sich hangaufwärts in den Herrentischgraben fortsetzt, weist einen deutlich ausgeprägten Ah-Horizont auf, der über einem reduzierten stark tonig-kiesigen Gr-Cv-Horizont ausgebildet ist. Der in Ostwest-Richtung verlaufende Braunerdestrang wird von kleinen Vernässungen mit Gleybildung begleitet. Hier befinden sich Hangschutt und Fernmoränenmaterial im Wechsel. Es handelt sich auch hier um teils tonig-kiesiges Material, welches wasserstauend wirkt und zu Quellaustreten führt. Nach Osten wird durch eine sich eintiefende Rinne entlang des Wanderweges entwässert. Der Wanderweg wurde durch Hangbewegungen infolge der Durchnässeung deformiert und teils zerstört.

Bereich Brünstle Diensthütte (Ost) bis Herrentischgraben (h)

Profil 8432-F 13 Rendzina

Dieses Gebiet wird weitflächig von Rendzinen und Rohböden bedeckt. Begleitende Gesteine sind die hier weitgehend massiven Kössener Schichten und der Plattenkalk.

Weitere auftretende Bodentypen weisen großteils hydromorphe Merkmale auf und befinden sich auf Hangschuttmaterial in Tiefenlinien, Rinnen oder Mulden.

Im oberen Herrentischgraben gibt die Geologie eine hufeisenförmige Struktur vor. Hier kommt es zur Akkumulation von Hangschuttmaterial, welches teils fluvial, teils über Murgänge in den weiten Bereich des Hufeisens transportiert wird. Hier kommt es zu Vergleyungen und zu einem sehr häufigen Bodentypwechsel (Rohböden, Rendzinen, Gleye), der in der Karte nicht zum Ausdruck gebracht werden konnte.

Der Brünstelsgraben ist weitgehend stark vernässt und in den Hangschuttmassen kommt es verbreitet zu Hangbewegungen (Kriechen, Rutschungen). Oberhalb der Straße befindet sich ein ca. 300 m langer und max. 30 m breiter Erdstrom, der immer wieder die Straße verschüttet. Hier handelt es sich um sehr toniges, verwitterungsanfälliges Material der Kössener Schichten.

8.6.2 Oberer Lahnenwiesgraben

Die Abgrenzung des Oberen zum Unteren Lahnenwiesgraben wurde bereits angesprochen. Die Grenze zum Kramerspitzbereich bildet der markante Geländeeinschnitt des Steppberggrabens, in dem gleichzeitig eine geologische Störung verläuft.

Der Obere Lahnenwiesgraben ist geologisch sehr vielfältig. Bis auf postglaziale Schotter kommen alle geologischen Einheiten des Lahnenwiesgrabens vor.

Insgesamt dominieren lange, steile Hangflanken in vorwiegend Süd- und Nordexposition. In die Lockersedimente der Unterhänge tieft sich der Lahnenwiesgraben ein. Entlang des Flusslaufs sind zahlreiche aktive und inaktive Uferanbrüche zu beobachten.

Aufgrund großflächiger Alm- und Waldbeweidung sind weitreichende Schäden der Bodenvegetation und der Böden zu beobachten.

Besonders an den Unterhängen zwischen Enning Almen (1544 m NN) und der Mündung des Steppberggrabens sind über tonreichen Kössener Schichten und Hangschutt Pelosol-Gleye ausgebildet. Die Oberhänge sind vorwiegend mit Gras bewachsen und tragen Rendzinen und Rohböden. Eine Besonderheit bilden die Südhänge des Felderkopfs (1818 m NN), welche mit mächtigen Lösungsrückständen der Karbonatsteinverwitterung bedeckt sind.

Der Obere Lahnenwiesgraben ist das morphodynamisch aktivste Teilgebiet mit großflächigen Kriechbewegungen, Rutschungen und Murgängen.

Im Juli 2000 ging eine Mure oberhalb des Wanderweges zwischen dem Ende der Forststraße und den Enning Almen ab. Infolge zweier Unwetter im Juni 2002 kam es zu mehrfacher Übermurung desselben Weges.

Bereich Brünstle Diensthütte (West) bis Maibruch bis LWG-Bach (j)

Wiederum dominieren Rendzinen, jedoch neigen diese besonders auf Hangschuttmaterial zur Verbraunung bzw. zur schwachen Ausbildung eines B-Horizonts und wurden somit z.T. als Rendzina-Braunerden kartiert.

Unterhalb der Forststraße treten zahlreiche kleinere Anrisse im Hangschutt auf. Hier stehen Rendzinen, verbraunte Rendzinen, Übergänge zur Braunerde und Rohböden in engem Wechsel. Es treten auch kleine Vernässungen auf, in denen Ansätze zur Gleybildung erkennbar sind. Als Signatur in der Karte steht die Rendzina.

In den Brünstelsgraben ziehen grasbewachsene Lawinenbahnen hinein. Hier sind flache Anrisse durch Schneeschurf zu beobachten. Vorherrschend sind schwach entwickelte und verbraunte Rendzinen.

Der sogenannte Maibruch ist ein großes Muranrissgebiet mit aktiv rückschreitender Erosion in tonhaltigem Hangschuttmaterial. Im Mai 1997 kam es zu einem großen Murgang. Bis heute treten immer wieder kleinere Muren auf, sodass nach dem Winter 1999/2000 die Forststraße komplett verschüttet war. Durch die Lage am Ende eines steilen, grasbewachsenen Lawinenhangs, der vom Vorderen Felderkopf herunterzieht, kommt es zu einem Wasserüberangebot im Bereich des Wechsels von Plattenkalk zu stark tonigem Hangschutt. Langausdauernde Lawinenkegel sorgen zusammen mit hohen Niederschlägen für eine langanhaltende Wassersättigung. Hinzu kommt die Zerstörung der geschlossenen Grasvegetation durch Viehtritt, was besonders im feuchten Substrat eine instabilisierende

Wirkung hat. Die dominierenden Bodentypen sind hier Rohböden, Gley, und Rendzina-Braunerde.

Bereich Brünstelskopf bis Vorderer Felderkopf (k)

Es handelt sich weitgehend um Rohböden, die unter Latschenkiefern (*Pinus mugo*) an steilen Hängen über Hauptdolomit ausgebildet sind. Auf den grasbewachsenen Hängen treten auch schwach entwickelte und verbraunte Rendzinen auf. Jedoch ist die Grasbedeckung aufgrund von Viehtritt großteils nur lückenhaft erhalten. Vielfach tritt verwitterter Hauptdolomitschutt zwischen der Grasbedeckung an die Oberfläche, sodass in der Karte die Signatur für Rohböden verwendet wurde.

Bereich Vorderer Felderkopf bis Windstierlkopf (l)

Profil: 8432-F8, KVL-Kolluvium

Im östlichen Teil sind Rohböden an steilen grasbewachsenen Plattenkalkhängen verbreitet. Nach Westen sind bis über 2 m mächtige weitgehend carbonatfreie Lösungsrückstände der Kalksteinverwitterung verbreitet (siehe Profil 8432-F 8). In den Randbereichen sind es nur wenige Zentimeter Mächtigkeit. In einer breiten Tiefenlinie unterhalb des Felder Kopfes (1818 m NN) akkumulierten im Laufe der Zeit über 2 m dieser Lösungsrückstände. Auch hier tragen die Trittschäden zur Bodenerosion bei.

Zum Windstierlkopf hin dünnen die Lösungsrückstände wieder aus und es sind Rendzina-Braunerdeübergänge und Rendzinen verbreitet. Der Schuttanteil in den Bodenhorizonten nimmt gegenüber der Lösungsrückstände (nahe Null) wieder deutlich zu. Es war im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht abzuschätzen inwieweit eine äolische Verfrachtung und Durchmischung der Böden, besonders in den Übergangsbereichen, ausgeprägt ist.

Bereich Langlahner, Enning Schleife bis Enning Almen mit Testfläche Nackental (m)

Profile: diverse (siehe Abb. 89)

Dieses sehr langgezogene Gebiet von den Enningalmen (Fleckgraben / Roter Graben) bis zum Steppbergeck setzt sich im wesentlich aus drei geologischen Einheiten zusammen. Die Plattenkalkbereiche oberhalb der Forststraße sind mit Rendzinen bedeckt. Auch der obere Teil der Kössener Schichten trägt Rendzinen. Die weitflächige Verbreitung der Pelosol-Gleye ist auf die Vorkommen der hier leicht verwitterbaren, tonreichen Kössener Schichten und das

tonreiche Hangschuttmaterial begrenzt. In diesen Bereichen kommt es ganzjährig zum Wasserüberschuss. Aufgrund der Verkarstung des Plattenkalks versickert das Niederschlagswasser am Oberhang schnell und wird in Klüften auf die tonreichen Substrate am Unterhang geführt. Hier kommt es zum Wasserstau und teils dauerhaften Vernässungen, was besonders zur Ausbildung von größeren Anmoorgley-Flächen führt. Hangkriechen, Murgänge und Hangrutschungen sind weitverbreitet und führen zur Umlagerung von Bodenmaterial.

Bereich Hirschbühelrücken-Nordhänge und Steppbergeck (n)

Ein Großteil dieser steilen nordexponierten Hänge weist Erosionsschäden durch Viehtritt und Schneeschurf auf. Mit Latschenkiefern bestandene Schollen werden durch den winterlichen Schneedruck in Bewegung versetzt und es entstehen Bodenrisse, an denen die fluviale Erosion weitere Schäden anrichten kann. Somit ist weitflächig eine geschlossene Bodenbedeckung eher selten. Hier dominieren die Rohböden.

Im Bereich des Steppbergecks unterhalb ca. 1500 m NN stehen deutlich mehr Bäume und auch die Bodendecke weist kaum Schäden auf. Hier sind Rendzinen und auch Übergänge zur Braunerde zu beobachten.

In den großen Rinnen, die vom Hirschbühel-Rücken zum Lahnenwiesgrabenbach führen, sammeln sich Lawinenreste mit viel Erosionsmaterial (u.a. Mineralboden). Zur Befestigung der steilen Hänge sind bereits aufwendige Waldsanierungsmaßnahmen unternommen worden. Da die Problematik der Almbeweidung jedoch immer noch besteht, wird die Bodenbildung weiterhin gestört bleiben.

Auf den Aptychenschichten sind z.T. pelosolartige Braunerden ausgebildet. Jedoch treten bei zunehmender Vernässungstendenz auch schwache Oxidations- und Reduktionsmerkmale auf.

Bereich Steppbergalmen (o)

Die südexponierten Hänge des Hirschbühel-Rückens weisen im Plattenkalkbereich stabile Rendzinen und Rohböden auf. Der lichte Fichtenwald scheint ausreichend Schutz vor Erosionsschäden durch Beweidung zu geben.

Der im Mittel- und Unterhang auftretende Hangschutt bewirkt eine schlechtere Drainage bei Schneeschmelze und Regenniederschlägen. In den Viehritten sammelt sich das Wasser und lässt die Tone aufquellen. Infolgedessen nehmen die Schäden durch weiteren Viehtritt zu. Trotz Verlagerung von Bodenmaterial infolge Viehtritts wurde in den nicht vernässten Bereichen die pelosolartige Braunerde kartiert. Die Mächtigkeit der Böden nimmt vom

Mittelhang nach unten in die vernässte Mulde östlich der Steppbergalmen zu. In dieser Mulde kommt es auch zum Quellaustritt des Steppberggrabens. Über den tonhaltigen Kössener Schichten, die sich in dieser Mulde befinden, ist ein Pelosol-Gley ausgebildet.

8.6.3 Kramerspitzbereich (Hauptdolomit)

Profile: F 11 und F 12

Hier handelt es sich um ein geologisch und auch pedologisch einheitliches Gebiet im Lahnenwiesgraben. Abgesehen von einigen Hangschuttflächen und winzigen Lokalmoränenresten in den Karen dominiert der Hauptdolomit die schroffen Flanken des Kramermassivs.

Unter dem weitgehend mit Latschenkiefern (*Pinus mugo*) bestandenem Gelände haben sich mächtige O/C-Bodenprofile, Syroseme und Lockersyroseme gebildet. Die Humusauflagen sind z.T. deutlich über 50 cm mächtig. Nach KUBIENA (1953) und MÜCKENHAUSEN (1962) handelt es sich an diesen Standorten um Tangelhumus-, Pechrendzina- und Rohumusprofile (siehe Profile im Anhang). Teils sind unter den Humusauflagen Horizonte (über 10 cm, in Klüften mächtiger) aus Lösungsrückständen der Kalksteinverwitterung ausgebildet. In kleinen Mulden zwischen den Latschenkiefern wird dieses Material akkumuliert.

Vereinzelt treten auch geringmächtige typische Rendzinen auf, jedoch ist deren Verbreitung geringflächig und beschränkt sich weitgehend auf geschützte Wiesenstandorte. Nur östlich des Steppbergecks treten Rendzinen weitflächig unter lichtem Fichtenwald auf. Die meist stark humosen Ah-Horizonte sind schwer von den Oh-Horizonten der Humusauflage zu unterscheiden.

In den großen Karen (Roßkar und Kuhkar) kommt es lediglich zur Ausbildung von Rohböden, da die nivale und fluviale Erosion an diesen jungen Standorten sehr intensiv ist. Zudem sind die klimatischen Bedingungen für die Bodenbildung in dieser Höhenlage (bis 1980 m NN) bei Nordexposition die ungünstigsten im Lahnenwiesgraben.

8.7 Charakterisierung wichtiger Böden im Lahnenwiesgraben

Die Karte 2 (siehe Kartenbeilage) ist das Ergebnis der bodenkundlichen Kartierungen im Lahnenwiesgraben. Der charakteristischste Boden im Lahnenwiesgraben ist die Rendzina. Sie ist weit verbreitet und tritt in verschiedenen Subtypen auf. Im Gegensatz zum Reintal

sind die Rendzinen weiter entwickelt. Die Profile 8432- F 2 und F 5 zeigen einen repräsentativen Aufbau:

Profil 8432-F 2 (Rendzina)

Standort: Rechtswert: 44 30387, Hochwert: 52 65359

Unterer Lahnenwiesgraben, Schlosswald; 890 m NN; 20° Hangneigung; Ostexposition, über postglazialem Hauptdolomit-Hangschutt.

Aufnahmedatum: 16.08.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Fi-Bu-Mischwald, Gras, Waldbingelkraut, Walderdbeere, Seidelbast, Moose, nächster Baum Buchenjungwuchs (0,5m entfernt).

Humusaufklage: Graswurzelfilz-Moder

L-Horizont: Kaum vorhanden; vereinzelt Nadeln und Buchenlaub.

Of-Horizont: 0-8cm

Starker Graswurzelfilz, auch Grobwurzeln; mittel zersetzte Nadel- und Blattreste, zusätzliche Verfilzung durch Hyphengeflecht; nach unten mehr Feinhumus und unscharfer Übergang zu Mineralbodenhorizont.

Mineralboden: Rendzina

Ah	0-21cm	Sandig lehmiger Schluff (Uls), 10YR1.7/1-2/1, kru, stark steinig, W 3, Ld 1-2, stark humos, Durchwurzelung nimmt nach unten ab; schwach Ca +, pH-Wert (CaCl ₂): 7,28, Org. Substanz: 14,9 % Probe Bo 1
ICn	21-30cm	sehr stark steinig, W0-1, Hangschutt mit Ah in Zwischenräumen nach unten deutlich abnehmend, nur Kalkschutt

Profil: 8432 – F 5 (Rendzina)

Standort: Rechtswert: 44 26244, Hochwert: 52 65559

Oberer Lahnenwiesgraben, obere Enningschleife; ca. 1515 m NN; 10° Hangneigung (Mittelhang), Südexposition, über Plattenkalkhangschutt

Aufnahmedatum: 22.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Fichtenhochwald, nächster Baum 2,0 m, vereinzelt Alpendost, nur spärliche Bodenbedeckung durch Vegetation

Humusaufklage: Typischer Moder

L-Horizont: 0-1cm

Nadelstreu

Of-Horizont: 1-2cm

Mittel zersetzte Nadelstreu, locker gelagert, W3

Oh-Horizont: 2-11cm

Braun schwarz, gut zersetzte Nadelstreu, sehr feinhumusreich, in Taschen tiefer, Übergang zum Ah unscharf, W3

Mineralboden: Rendzina

Ah	0-5cm	Sandig lehmiger Schluff (Uls), 10YR 1.7/1-2/1, schwach kantenger. Steine, W 2, Ld 2, stark humos, Ca+, nur Carbonatgestein, kein Kristallin, pH 6,84 (CaCl_2), CaCO_3 : 7,7%, org. Substanz: 27,6% Probe BO 1
ICn	5-10+cm	Sehr stark steinig, W 0-1, an Gesteinsoberfläche mit dünner Schicht Verwitterungslehm überzogen, Ca++

Beide Profile weisen teils enorme Unterschiede nicht nur bezüglich ihrer Standortfaktoren auf. Zwar sind Höhenlage, Exposition, Vegetation, Gehalt an organischer Substanz im Ah-Horizont sowie die Humusauflage verschieden, doch handelt es sich in beiden Fällen um eine Rendzina. Dadurch wird die breite Variationsmöglichkeit dieses Bodentyps und seiner Standorte unter Wald im Lahnenwiesgraben verdeutlicht.

Neben Rendzinen sind besonders im unteren Lahnenwiesgraben Braunerden und Rendzina-Braunerden weit verbreitet. Die Wiesenbereiche erwiesen sich dabei als sehr homogen: Häufig ist ein geringmächtiger Bv-Horizont unter einem verbraunten Ah-Horizont ausgebildet. Z. T. tritt auch ein stark kiesiger Bv-Cv-Horizont auf. Da die Bodenbildungen zwischen verbraunter Rendzina und schwach entwickelter Braunerde schwanken bzw. kaum zu differenzieren sind, wurde als Kartensignatur die weit verbreitete Rendzina-Braunerde gewählt.

Häufig ist der Bv-Cv-Horizont sehr tonreich, was die Vermutung einer Tonverlagerung nahe legt. Jedoch fehlt immer ein lessivierter A-Horizont. Außerdem handelt es sich laut geologischer Karte um spätglaziale Schotter und Seetone, die ohnehin schon einen hohen primären Tongehalt aufweisen.

Ein typisches Profil für eine Rendzina-Braunerde zeigt Profil 8432 – S 6:

Profil: 8432 – S 6 (Rendzina-Braunerde)

Standort: Rechtswert: 44 30663, Hochwert: 52 65838

Unterer Lahnenwiesgraben, Reschbergwiesenrandbereich im Wälchen, Hangneigung 2°, 870 m NN

Aufnahmedatum: 10.08.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Fi-Bu-Mischwald; nächster Baum (Fi/Bu) 0,5m entfernt; vereinzelt Heidelbeere

Humusaufklage: typischer Moder

L-Horizont: 0-1 cm

Nadelstreu und Buchenblätter

Of-Horizont: 1-2 cm

Schwach zersetzt, leicht verfilzt, lagig, mittel durchwurzelt

Oh-Horizont: 2-5 cm

Gut zersetzer Feinhumus, trocken, bröckelig, stark durchwurzelt

Mineralboden: Rendzina-Braunerde

Ah	0-6 cm	Uls-Ut2, schwarz-braun, kru, mittel kiesig, W 3-4, Ld 2, an Obergrenze schwache Bleichung; ohne Ca
Bv-(Cv)	6-11 cm	Uls, 10 YR3/3, kru, stark kiesig, W 2-3, Ld 2-3, Kristallinanteil, Ca+, pH 7,2, Probe Bo 1
Cv	11-35+ cm	Hellbraun-grau, sehr stark kiesig, W 1, nur oben Feinwurzeln, tiefste Grobwurzel bei 30 cm, Kristallinanteil, Fernmoräne, Ca+

Bodenanalytische Standardwerte: Probe Bo 1

Probe	Horizont	Probentiefe (in cm)	K o r n g r ö ß e n G e w. %										Boden art	pH (CaCl ₂)	CaCO ₃ %	C %	org.S %
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T						
Bo 1	Bv-(Cv)	6-11 cm	8,8	2,8	10,0	21,6	24,9	26,4	12,4	63,6	14,8	Uls	7,2	50,4	2,3	3,9	

Dieses Profil befindet sich in einem kleinen Bergmischwald mit Fichten-Buchendominanz nahe der Reschbergwiesen über Fernmoräne. Es handelt sich um einen charakteristischen Profilaufbau für den Lahnenwiesgraben mit einem geringmächtigen (5 cm) und stark kiesigen Bv-Horizont, welcher als Übergangshorizont zum Cv bewertet werden muss. Die bodenanalytischen Standardwerte des Bv-(Cv)-Horizontes weisen ein Schluffmaximum (63,6 %) aus. Zusammen mit den geringeren Anteilen an Sand und Ton ist die Bodenart nach AG BODEN (1994) ein sandig-lehmiger Schluff (Uls). Der pH-Wert liegt bei 7,2 und der Karbonatanteil erreicht 50,4 %. Dieser Wert dürfte jedoch zu hoch sein und wurde wahrscheinlich durch ungünstige Probenbehandlung mit dem Mörser verursacht.

Der Ah-Horizont, von dem keine Bodenprobe entnommen wurde, folglich nur Felddaten vorliegen, sprach nicht auf den Ca-Nachweis mittels fünf prozentiger Salzsäure an und ist somit karbonatfrei. Die schwache Bleichung könnte ein Hinweis auf eine einsetzende Podsolierung sein. Durch einen hohen Grad an Bioturbation ist der Grobkornanteil in diesem Horizont mittel kiesig. Die Bodenart wurde im Gelände mit Uls-Ut 2 bestimmt.

Ein etwas weiter entwickelter Boden ist eine Braunerde nördlich des Gruppenkopfes (Profil 8432 – F 1:

Profil: 8432 – F 1 (Braunerde)

Standort: Rechtswert: 44 31550, Hochwert: 52 66413

Unterer Lahnenwiesgraben, nördlich Gruppenkopf; ca. 900 m NN;
südexponiert; 5° Hangneigung, über Fernmoräne mit Kristallinanteil,
Windbruchgebiet seit Dezember 1999.

Aufnahmedatum: 22.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Gräser, Himbeere, Erdbeere, Salbei, Heidelbeere

Humusaufklage: Graswurzefilz-Moder

L-Horizont: Vereinzelt Nadeln, Gras, Holzreste, nicht flächendeckend

Of-Horizont: 0-2,5 cm

Stark von Graswurzefilz durchsetzt, leicht schichtig gelagert,
nach unten mehr Feinhumus.

Oh-Horizont: 2,5-3 cm

Stark von Graswurzefilz durchsetzt; Schwer zu erkennen und
mit diffusen Übergängen zum Of bzw. Ah-Horizont.

Mineralboden: Braunerde

Ah	0-6 cm	Ls2, 10YR3/2-2/2, kru-sub, schwach kiesig, W4, Ld 2, Horizont ist wellig ausgebildet und teils tiefer als 6cm, Kristallinanteil, Ca -; pH 6,85, Probe BO 1
Bv	6-15 cm	Uls, 10YR4/3, sub, mittel kiesig, W3, Ld 2, Horizont in Taschen tiefer, deutlich Kristallinanteil, Ca +; pH 7,34, Probe BO 2
Bv-Cv	15-25 cm	Uls, 10YR5/4, sehr stark kiesig, W1, Ld 3, Übergangshorizont, wg. hohem Kiesanteil kein Gefüge bestimmbar, Ca +; pH 7,56, Probe BO 3
Cv	30-42+cm	Ls2, grau-braun, stark kiesig, W0, Ld 4, Leicht verwitterte Fernmoräne mit deutlich Kristallinanteil

Bodenanalytische Standartwerte:

Pro be	Horizont	Probentiefe (in cm)	K o r n g r ö ß e n G e w. %									Boden art	pH (CaCl ₂)	CaCO ₃ %	C %	org.S %
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Bo 1	Ah	0-6cm	11,3	10,9	10,4	32,7	12,7	17,5	17,5	47,7	19,7	Ls 2	6,9		6,4	10,9
Bo 2	Bv	6-15cm	9,3	6,4	10,4	26,2	22,6	21,8	14,2	58,6	15,2	Uls	7,3	28,0	1,6	2,8
Bo 3	Bv-Cv	15-25cm	11,1	4,0	10,0	25,1	32,9	22,6	7,7	63,2	11,7	Uls	7,6	73,9		

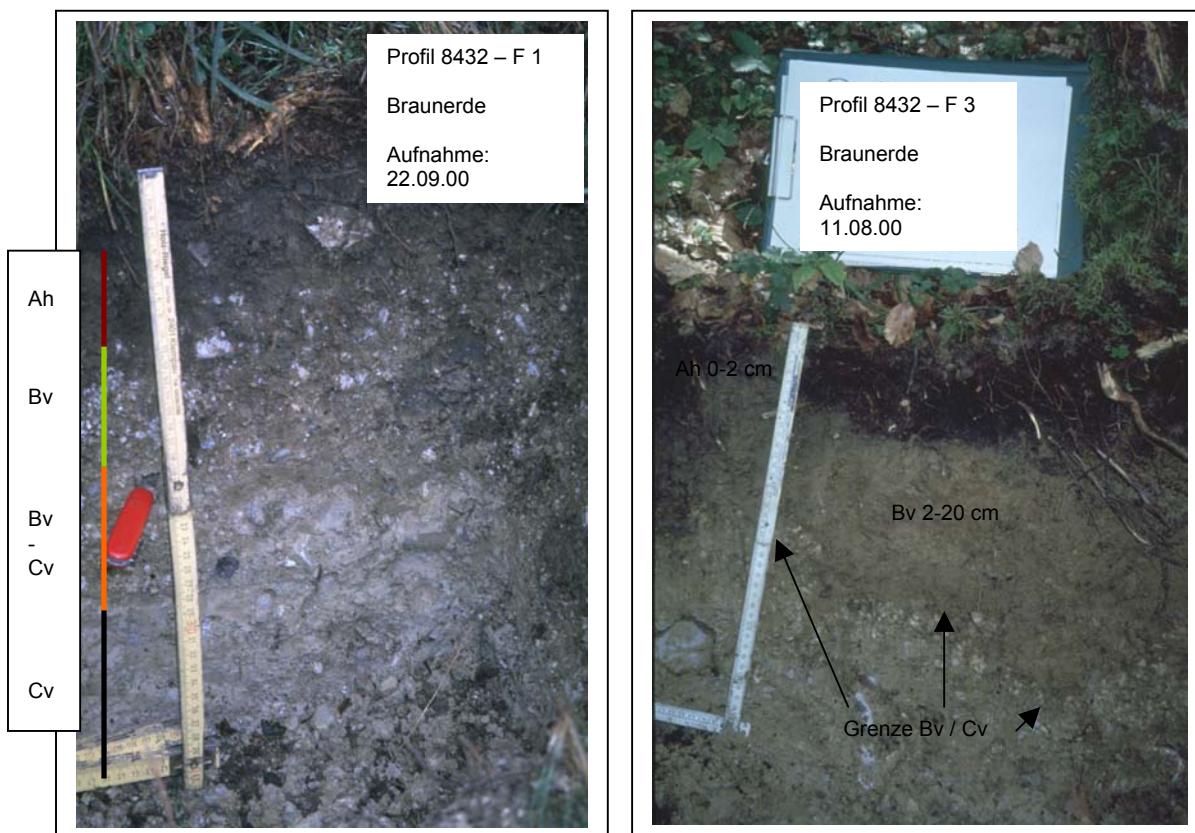


Abb. 90: Braunerdeprofile 8432-F 1 (links) und 8432-F 3.

Die in Abb. 90 dargestellten Profile dokumentieren eine charakteristische Braunerde über Fernmoräne (8432- F 1) und eine Braunerde in geschützter Lage über postglazialen Schottern. Letztere ist im Lahnenwiesgraben wenig verbreitet. Die Fotos zeigen den unterschiedlichen Anteil an Grobkorn besonders deutlich. Auch die Horizontabgrenzung erscheint beim Profil 8432-F 3 viel eindeutiger.

Sowohl die Humusauflage (Graswurzelfilz-Moder) als auch die Mineralbodenhorizonte des Profils 8432-F 1 repräsentieren den typischen Aufbau eines Braunerdeprofils im unteren Lahnenwiesgraben. In dieser Form ist der Bodentyp weit verbreitet. Charakteristisch ist in erster Linie ein hoher Grobkornanteil in allen Horizonten (Ah/Bv/Bv-Cv/Cv), ein welliger Verlauf der Horizonte und stets ein mehr oder weniger gut ausgeprägter Bv-Cv-Horizont. Die Differenzierung von Bv und Cv bereitete jedoch immer wieder Probleme bei der Kartierung, da auch das Ausgangsmaterial (meist Fernmoräne) zwischen braun und grau variiert. Die Korngrößenzusammensetzung schwankt in der Regel zwischen Ls 2 und Uls. Der pH-Wert nimmt vom Ah zum Cv zu und bewegt sich um 7. Der Ah-Horizont ist in der Regel entkarbonatisiert. Die Entwicklungstiefe des Bv-Horizontes liegt meist zwischen 10 cm bis

max. 20 cm. Es handelt sich häufig um schwach entwickelte Braunerden bei denen der Übergang zur Rendzina-Braunerde nicht weit entfernt liegt.

Das letzte Bodenprofil, welches im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgestellt wird, ist ein charakteristisches Pelosol-Gley-Profil (8432 – F 6).

Profil: 8432 – F 6 (Pulosol-Gley)

Standort: Rechtswert: 44 26699, Hochwert: 52 65318

Oberer Lahnenwiesgraben, oberhalb Enning Straße; Untergrenze einer großflächigen Vernässung (z.T. Hangmoor), Hangneigung 5°, Südexposition, ca. 1485 m NN

Aufnahmedatum: 28.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Feuchtgräser, Schachtelhalm, Moose; Profil liegt neben umgestürzter über 100 Jahre alter Fichte.

Humusaufklage: fehlt

Mineralboden: Pulosol-Gley

Ah (a)	0-8cm	Braun-schwarz, Wurzelfilz W 5, Ld 1, sehr viel Organik neben Mineralbodenanteil, feucht, schmierig, kein Ca, Anmoortendenz
Go	8-46cm	Tt, 10YR 5/3, pol, W 0, Ld 3, entlang von Grobwurzeln starke Oxidationsmerkmale, kein Ca, feucht, pH 5,92, Probe Bo 1
Gr	46-65cm	Tt, 5Y 4/3, pol, schwach kiesig, W 0, Ld 3, nur nach unten schwach kiesig, kein Ca, feucht, pH 6,09, Kristallin, Probe Bo2
II Gr-Cv	65-75+cm	Tu2, 5Y 5/3, pol, mittel kiesig, W 0, Ld 3, Grobkorn nur schwach kantengerundet, Ca+, pH 7,44, kein Kristallin gefunden, Probe Bo 3

Anmerkungen:

- Kuhtritt an GOK
- Kristallin

Bodenanalytische Standardwerte:

Probe	Horizont	Probentiefe (in cm)	K o r n g r ö ß e n G e w. %									Boden art	pH (CaCl2)	CaCO3	C	org.S
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Bo1	Go	10-40cm	0,0	0,2	1,9	2,1	3,9	10,2	12,7	26,8	71,0	Tt	5,9		0,2	0,3
Bo2	Gr	47-57cm	0,2	0,4	1,4	2,1	5,3	11,4	10,1	26,8	71,1	Tt	6,1			
Bo3	II Gr-Cv	65-75cm	3,1	3,5	4,1	10,7	8,7	17,3	11,1	37,2	52,2	Tu 2	7,4	33,9		

Es handelt sich um ein Zweischichtprofil. Der Tongehalt bzw. die Bodenart des Gr unterscheidet sich deutlich vom II Gr-Cv-Horizont. Auch der pH-Wert macht einen Sprung

von 6,1 auf 7,4. Ein weiteres Indiz für einen Schichtwechsel ist der Unterschied im Karbonatgehalt. Die Abb. 91 zeigt den Profilaufbau des Gleyprofils 8432 – F 6:

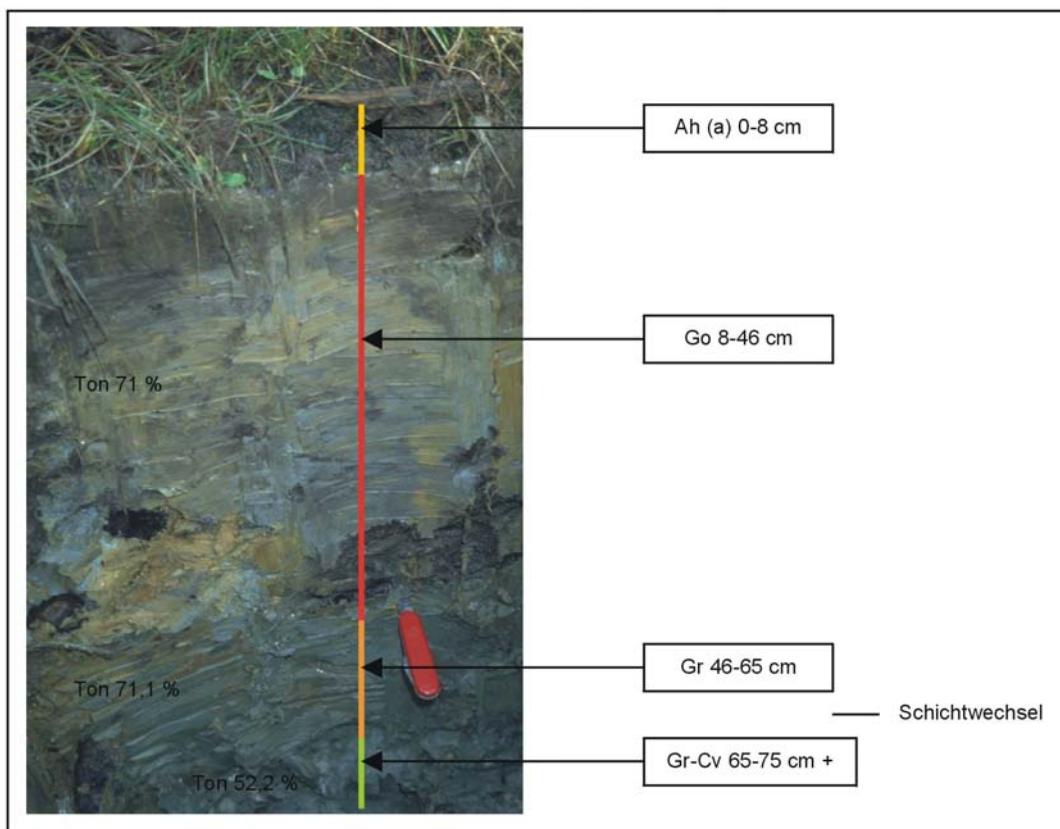


Abb. 91: Profil 8532 – F 6 : Pelosol-Gley mit Schichtwechsel bei 65 cm.

Der Ah-Horizont ist in der Regel sehr stark humos und teils anmoorig. Die Profilstandorte sind stets vernässt. Schneeschmelze, hohe Sommerniederschläge und das Ausbleiben längerer Trockenperioden sind die wesentlichen Gründe für den hohen Wassergehalt. Aufgrund der hohen Tongehalte, welche z.T. über 70 Gew.% liegen, sind die Infiltrationsraten extrem gering. Versuche mit dem Doppelringinfiltrometer zeigten, dass 1 Liter Wasser auf diesen Böden häufig deutlich mehr als 1 Stunde benötigte, um zu versickern. Dabei gab es bei Versuchen zu verschiedenen Zeitpunkten (Mai-Oktober) kaum Unterschiede in der Infiltrationsdauer (TUTSCH 2003). Die Horizontgrenzen sind in der Regel deutlich zu erkennen. Der Go-Horizont weist eindeutige Oxidationsmerkmale auf. Zusammen mit Reduktionsmerkmalen entsteht die charakteristische Marmorierung. Dieser Bodentyp ist an den Unterhängen des oberen Lahnenwiesgrabens weit verbreitet. Vielfach ist er über tonig-mergeligen Kössener Schichten. Auch Fernmoräne und postglazialer Hangschutt aus Plattenkalkverwitterung sind nicht selten. Im Verbreitungsgebiet dieser Böden treten häufig Kriechbewegungen auf, welche ein Grund für

den Schichtwechsel sind. Ferner sind ca. 4 Jahrhunderte währende Beweidung und flächenhafte Abspülungsprozesse der (Ober)hänge für Materialumlagerungen verantwortlich. Die Prozesse greifen ineinander. Da der Kriechprozess jedoch meist dominierend ist, wurde auf die Bezeichnung als Kolluvium verzichtet.

Der Gley tritt im Lahnenwiesgraben in verschiedenen Formen auf. Neben dem Norm-Gley sind Anmoor- und Hanggley die dominierenden Subtypen.

8.8 Charakterisierung der wichtigsten Böden im Reintal

Die Karte 1 (siehe Kartenbeilage) ist das Ergebnis der bodenkundlichen Kartierungen im Reintal. Auf den ersten Blick entsteht der Eindruck einer monotonen Verteilung der wenigen Böden die kartiert wurden. Aufgrund eines sehr steilen Reliefs sind weite Bereiche von sog. Rohböden bedeckt. Diese treten flächig und punktuell auf. Unter „punktuell“ versteht der Autor Standorte, deren Fläche max. 50x50 m einnehmen. Diese Differenzierung wurde gewählt, um den großen, weitgehend vegetations- und bodenlosen Flächen der Steilwände und Kare des Hochgebirgsreliefs gerecht zu werden.

Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dem Begriff „Rohböden“ um eine Arbeitsbezeichnung, welche folgende Böden (Def. nach AG BODEN 1994) beinhaltet:

O/C-Böden (Felshumus- und Skeletthumusboden)

- Felshumusboden: Boden mit O/mC-Profil aus/auf Festgestein.
- Skeletthumusboden: Boden mit xC + O/C; Boden aus Grobskelettsubstrat; Humus in Hohlräumen.

terrestrische Rohböden (Syrosem/Lockersyrosem)

- Syrosem: Gesteinsrohboden aus Festgestein mit Ai/mC-Profil aus festem Carbonat-, Sulfat-(Gips), Kiesel- oder Silikatgestein.
- Lockersyrosem: Gesteinsrohboden aus Lockergestein mit Ai/IC-Profil aus Carbonat-, Sulfat-(Gips), Kiesel- oder Silikatgestein.

Die Zusammenfassung dieser Böden unter der Bezeichnung „Rohböden“ musste gewählt werden, da weite Bereiche, insbesondere Steilwände und Kare nicht begehbar sind. Aufgrund der Kenntnis der Böden an erreichbaren und vergleichbaren Standorten wurde eine Kartierung mit Hilfe von Orthofotos und per Ferndiagnose durchgeführt. Eine Differenzierung der Böden war allerdings nicht möglich.

In den Talbereichen im weiteren Sinn (Unter- und Mittelhänge zwischen 1050 m NN (Bockhütte) und der 1700 m Isohypse) handelt es sich um erosionsgeschützte und standortbegünstigte Lagen für die Bodenbildung. Geschlossene Fichten- und Latschenkieferbestände schützen das Solum und dienen als wesentlicher Humuslieferant. Mit zunehmender Höhe dünnnt die Vegetation aus und die Standortbedingungen verschlechtern sich.

Ein Blick auf die Bodenkarte Reintal 1:25 000 (Anhang) verdeutlicht eine Begünstigung der südexponierten Hänge sowohl pedologisch als auch in der Zonierung der Vegetation. Hier erstrecken sich die flächigen Rohböden (gelb) z.T. über die 1700 m Isohypse, während die punktuelle Variante der Rohböden an den schroffen nordexponierten Hängen bereits deutlich niedriger dominiert.

Es treten sowohl die bereits erwähnten Rohböden, in weitgehend flächiger Ausprägung, als auch sehr vereinzelt Rendzina-Standorte auf.

Im wesentlichen handelt es sich bei den Rohböden um Skeletthumusböden mit mächtigen Humusauflagen (z.B. Profil F 4, 40 cm):

Profil: 8532 – F 4 (Skeletthumusboden)

Standort: Rechtswert: 44 30462, Hochwert: 52 53306

Reintal, nahe Quelle bei den sieben Sprüngen, oberhalb Wanderweg, 1105 m NN, 30-40° Hangneigung, Südostexposition, jedoch in steilem, feuchtem Talbereich, deswegen nie austrocknend.

Aufnahmedatum: 20.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Fichte (0,5 m entfernt), Bergahorn, Gräser, Heidelbeere

Humusauflage: feinhumusreicher Rohhumus

L-Horizont: 0-1 cm

Nadelstreu, Ahornblätter

Of-Horizont: 1-5 cm

Zersetzte Nadelstreu und Blattreste, schwach lagig, braun, stark durchwurzelt

Oh-Horizont: 5-40 cm

Gut zersetzer Feinhumus, stark humos, schwarz, locker gelagert, bis 30 cm stark durchwurzelt, dann starke Zunahme von Hangschutt und Rückgang der Durchwurzelungsintensität

ICn: Hangschuttmaterial, Steine bis 10 cm Ø, Oh in Hohlräumen noch bis 60cm+

Untersuchte bodenanalytische Standardwerte: Probe Bo 1 (10-30 cm)

- pH (CaCl₂): 7,49

- Farbe: 10YR 1.7/1

- Skelettanteil: > 2mm: 87,3%, < 2 mm: 12,7%

- organische Substanz: 51,6 %

Der Oh-Horizont kann durchaus Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern erreichen. Z. T. ist das organische Material gut zersetzt, wie im angeführten Beispiel. Besonders in höheren Lagen treten unter Latschenkieferbeständen jedoch auch schlecht zersetzte Tangelhumusaufslagen auf. Trotz feucht-kühlem Klima konnten keine Podsolierungen festgestellt werden. Der Feinkornanteil (< 2 mm) liegt in der Regel unter 20 % (Masse). Die genaue Bestimmung des pH-Wertes ist aufgrund des hohen Grobkornanteils (Karbonatgestein) schwierig, da es bereits beim Probentransport zum Gesteinsabrieb kommt. Selbst bei sorgfältiger Trennung, z.B. durch Aufschwämmen des organischen Materials dürfte ein anschließender pH-Wert-Test zu hoch ausfallen. Somit ist auch der mit 7,49 angegebene pH-Wert der untersuchten Probe Bo 1 als zu hoch einzuschätzen.

Die Profile F8 und F9 sind Beispiele für typische Syroseme an alpinen Wiesenstandorten oberhalb der Reintalangerhütte (1369 m NN). Dabei ist meist ein 1-2 cm mächtiger Aih-Horizont über lokalem Hangschutt ausgebildet (siehe Profil 8532 – F 9 und Abb. 92). Häufig handelt es sich um Bereiche mit hoher Schneedynamik und ehemaliger Ablagerung fluvialer Schotter.

Profil: 8532 – F 9 (Lockersyrosem)

Standort: Rechtswert: 44 26360, Hochwert: 52 51930
Reintal, Oberer Anger, ca. 1490 m NN, Hangneigung 15°, Nordostexposition

Aufnahmedatum: 20.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: Latschenkiefer (5m entfernt), Magerrasen, z.T. nur polsterartig ausgebildet.

Humusauflage: Graswurzelfilz

Mineralboden: Lockersyrosem

Aih 0-2 cm Schwach toniger Lehm (Lt 2), braun-schwarz, Krümelgefüge, stark grusig, W 4, Graswurzelfilz
cIC 2-17+cm Grau-braun, W 2-0, Hangschutt, Wurzeln verschwinden mit zunehmender Tiefe

Anmerkung:

- Auf schütteten Wiesenstandorten punktuell oder flächig besonders an südexponierten Hängen und am Oberen Anger weit verbreitet.

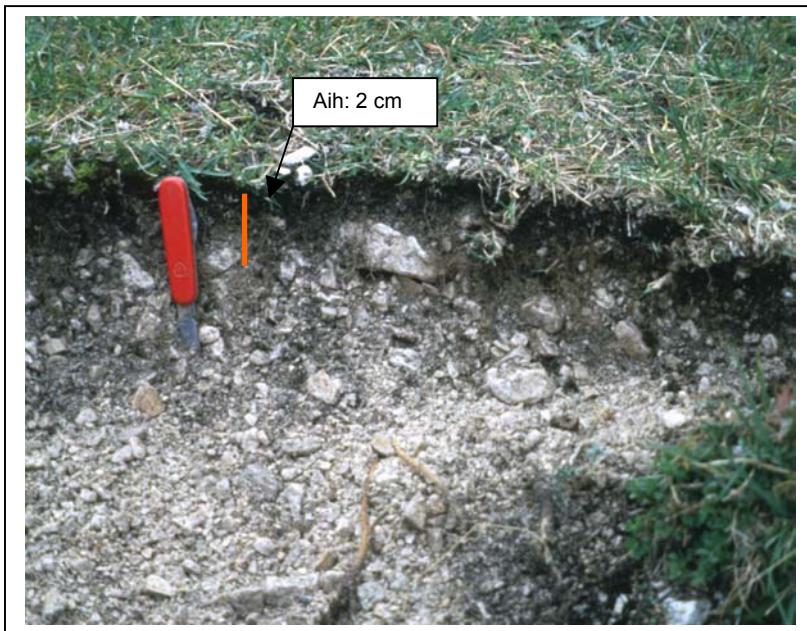


Abb. 92: Profil 8532 – F 9: Lockersyrosem

Da der Aih-Horizont sowohl stark grusig als auch von Graswurzelfilz durchzogen ist, kann die Bodenart nur schwer bestimmt werden (Lt 2). Eine Probenentnahme entfällt wegen zu geringer Materialausbeute. In der Regel fehlt die Humusaufklage, da sie aufgezehrt ist und zu wenig humose Substanz nachgeliefert wird. Beim C-Horizont handelt es sich um nicht kantengerundeten Hangschutt oder um auf kurzem Transportweg fluvial verlagerte Schotter.

Neben O/C-Böden und terrestrischen Rohböden treten, wenn auch auf viel kleinerer Fläche, Rendzinen auf. Die im Reintal auftretenden Rendzinen weisen meist einen geringmächtigen mit Grobkorn durchsetzten Ah-Horizont auf. An Wiesenstandorten (z.B. Profil F7, Abb. 93) ist dieser Horizont verbraunt. Die Braunfärbung resultiert anders als beim B-Horizont aus der Reaktion von Eisen mit organischen Säuren zu metallorganischen Komplexen. Bisweilen kann die Braunfärbung auch durch die Anreicherung braun gefärbter Huminstoffe erfolgen (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1998, S. 382).

Profil: 8532 – F 7 (verbraunte Renzina)

Standort: Rechtswert: 44 26787, Hochwert: 52 52009

Reintal, Oberer Anger („Golfplatz“), ca. 1415 m NN, Hangneigung 2°, Nordexposition

Aufnahmedatum: 20.09.00

Aufschlußart: Schürfgrube

Vegetation: alpiner Magerrasen

Humusauflage: fehlt, aufgezehrt

Mineralboden: verbraunte Rendzina

Ah 0-8 cm Schwach sandiger Lehm (Ls 2), 10YR 3/2, Krümelgefüge, sehr schwach steinig, W 2-3, Ld 2, verbraunter Horizont, Probe Bo 1

Ah-Cv 8-12 cm Braun-grau, sehr stark steinig, W 0-1, Ld 3, Übergangsbereich, Grobkorn max. 5 cm Ø

ICn 12-20+cm Hangschutt

Bodenanalytische Standardwerte:

Probe	Horizont	Probentiefe (in cm)	K o r n g r ö ß e n G e w. %									Boden art	pH (CaCl ₂)	CaCO ₃ %	C %	org.S %
			gS	mS	fS	S	gU	mU	fU	U	T					
Bo 1	Ah	0-8	12,6	7,3	8,1	28,0	9,3	18,5	21,9	49,8	22,2	Ls 2	7,5	8,8	9,1	15,7

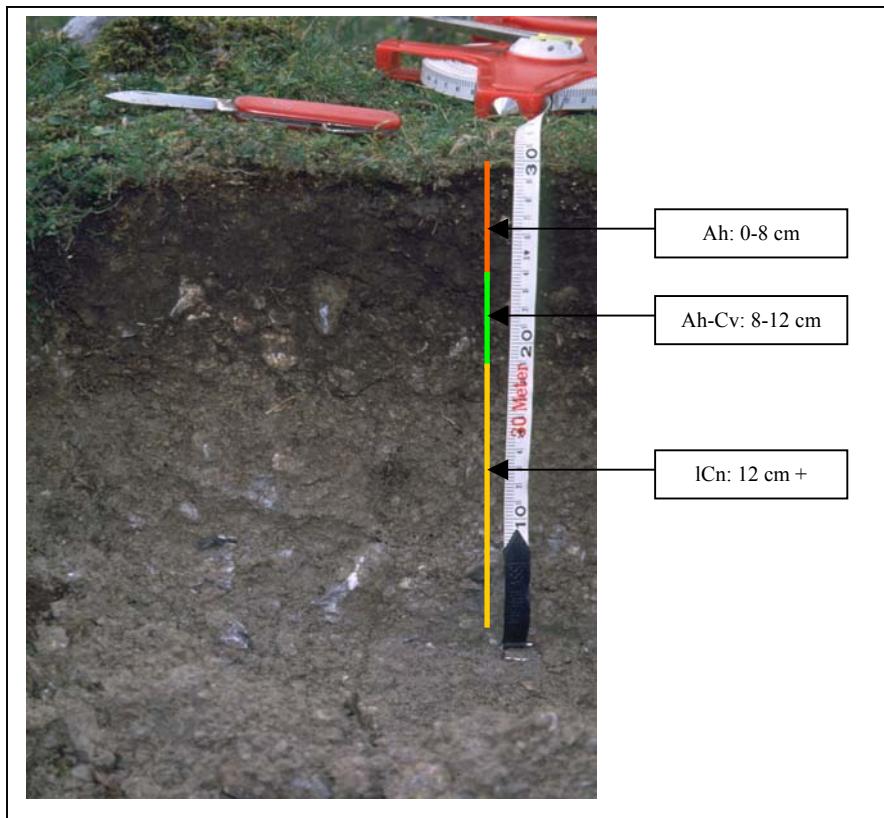


Abb. 93: Profil 8532-F 7: Verbraunte Rendzina im Reintal.

Auf Wiesenstandorten wurde die Humusaufgabe weitgehend aufgezehrt. Unter Wald sind meist alle Humushorizonte ausgebildet, wobei der Oh-Horizont häufig schwer vom humosen Ah-Horizont zu trennen ist. Die pH-Werte liegen in der Regel über 7. Der Sandanteil in den Ah-Horizonten ist bei den Fingerproben meist deutlich fühlbar. In der angeführten Probe des Profils 8532 – F 7 beträgt der Sandanteil sogar 28 Gew. %. Im Vergleich zu anderen Proben ist dieser Wert jedoch als überdurchschnittlich einzustufen.

Der Übergangshorizont (Ah-Cv) unterscheidet sich vom Ah-Horizont deutlich durch einen hohen Grobkornanteil, durch eine höhere Lagerungsdichte und eine Farbänderung in Richtung des unterhalb anschließenden, grauen C-Horizontes. Bei diesem handelt es sich in der Regel um unverwitterten, nicht kantengerundeten Hangschutt oder auf kurzem Transportweg fluvial umgelagerte Schotter.

Die Rendzinen des Reintals sind rezent das maximale Stadium der Bodenentwicklung. Die hohe Reliefenergie, hohe Lawinentätigkeit und fluviale Erosion erschweren in Verbindung mit dem rauen Klima die postglaziale Bodenbildung.

9. Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Bündelforschungsprojektes SEDAG (**S**edimentkaskaden in **a**lpinen **G**eosystem) erstellt. Die Auswahl der beiden Untersuchungsgebiete war ein regionaler Kompromiss zwischen insgesamt fünf am Bündelantrag beteiligten universitären Gruppen der Fachbereiche Geographie und Geologie. Innerhalb des von Prof. Dr. Horst Strunk betreuten Teilprojektes am Geographischen Institut der Universität Regensburg wurden umfangreiche dendrogeomorphologische und pedologische Untersuchungen durchgeführt, welche in der vorliegenden Dissertation dargestellt werden.

In den ausgewählten nordalpinen Einzugsgebieten Lahnenwiesgraben und Reintal nahe Garmisch-Partenkirchen wurden geowissenschaftliche Untersuchungen mit zwei Themenschwerpunkten durchgeführt:

Schwerpunkt 1: Dendrogeomorphologische Untersuchung von Massenbewegungen (Muren, Rutschungen, Lawinen und fluviale Sedimentation) an betroffenen Fichten (*Picea abies* (L.) Karst).

Schwerpunkt 2: Bodenkundliche Kartierung der Einzugsgebiete Lahnenwiesgraben und Reintal mit Erläuterungen.

Die unterschiedliche naturräumliche Ausstattung, insbesondere die Geologie, führte dazu, dass im Lahnenwiesgraben Rutschungen sowie Kriechbewegungen, im Reintal dagegen Muren im Vordergrund der dendrogeomorphologischen Untersuchungen standen. Durch die Verknüpfung der Schwerpunkte Dendrogeomorphologie und Bodenkunde) war es möglich, auf der Basis von Einzelstandorten eine Gefahrenkarte für Rutsch- und Kriechbewegungen für den gesamten Lahnenwiesgraben zu erstellen. Damit konnte ein wesentliches Ziel des Forschungsvorhabens erreicht werden.

Die dendrogeomorphologischen Auswertungen von Holzproben wie Bohrkerne und Scheiben rezent aufwachsender Fichten ermöglichen einen Einblick in die Hangdynamik der vergangenen 100-150 Jahre im Lahnenwiesgraben. Die geringe Anzahl an Fichten mit einem höheren Alter lässt nur in wenigen Fällen gesicherte Aussagen über diesen Zeitraum hinaus zu.

Zwei Standortchronologien dienten der Synchronisation (*crossdating*) mit Jahrringkurven aus den verschiedenen Untersuchungsflächen. Auf Basis der synchronisierten Jahrringkurven wurden Skeleton Plots mit jeweils drei positiven und negativen Klassen gebildet. Abrupte Zuwachsrückgänge, markante Reduktionsphasen und Druckholzjahre bzw. der Beginn von Druckholzphasen dienten zur Rekonstruktion von Massenbewegungen, immer unter Berücksichtigung der geomorphologischen Situation im Gelände. An einem Standort wurden Datierungen über das Mindestalter aufwachsender Fichten auf subrezenten Murkegeln durchgeführt.

Insgesamt wurden im Lahnenwiesgraben sieben und im Reintal fünf Areale mit signifikanten Massenbewegungen dendrogeomorphologisch untersucht. Die damit verbundene Überprüfung und Verfeinerung dendrogeomorphologischer Methoden war bei allen untersuchten Prozessen erfolgreich. Jedoch konnten insbesondere bei der Untersuchung einer Lawinenbahn (Brünstelsslawine) und der fluvialen Sedimentation im Gries auch die Grenzen ihrer Anwendbarkeit aufgezeigt werden.

Die dendrogeomorphologische Untersuchung mehrerer Prozesse mit Zusammenführung und Vergleich rekonstruierter Ereignisjahre bzw. Bewegungsphasen innerhalb alpiner Einzugsgebiete ist in dieser Form neu und bislang nicht in der Literatur zu finden.

Eine Gegenüberstellung der Ereignisjahre bzw. Bewegungsphasen der Untersuchungsgebiete im Lahnenwiesgraben zeigt eindeutig zeitliche Parallelen im Verlauf der Hangdynamik. Die größten Übereinstimmungen wurden zwischen 1920 und 1960 erzielt, was zugleich der Zeitraum größter Aktivität ist. In den vorangegangenen Jahrzehnten (etwa 1860-1920) ist zunächst eine geringe Aktivität mit steigender Tendenz ab ca. 1890 festzustellen. Nach 1960 nimmt die Hangdynamik eindeutig ab. Rezent befindet sie sich auf einem niedrigen Niveau mit steigender Tendenz seit 2001. Zwischen 1920 und 1957 lassen sich die Jahre 1920, 1924, 1933, 1941, 1947, 1951, 1957 (Schwankungen um 1-2 Jahre möglich; Intervall = 5,3 Jahre) als initiale Ereignisjahre aufgrund der Übereinstimmung an mindestens vier von sechs Arealen sicher rekonstruieren. Nimmt man Ereignisjahre, die bei mindestens zwei der sechs Untersuchungsbereiche gleichzeitig auftreten hinzu, so errechnet sich für den Zeitraum von 1865-2002 ein Ereignisintervall von 5,96 Jahren. Unter der Annahme, dass die ermittelten Daten einen Flächenbezug zulassen, ist im Lahnenwiesgraben durchschnittlich alle sechs Jahre mit verbreiteten Massenbewegungen wie Kriechen, Rutschungen, Muren sowie umfangreicher fluvialer Erosion zu rechnen.

Bei den Datierungen in der Brünstel-Lawinenbahn konnten neben deutlichen räumlichen Aktivitätsunterschieden letztendlich nur für die Jahre 1983 und 1999 flächendeckende Großereignisse datiert werden. Weitere Ereignisjahre konnten mittels Analyse von Stammverletzungen für die Jahre 1951, 1976 und 1978 (-1) rekonstruiert werden. Die tatsächliche Anzahl an Ereignisjahren liegt vermutlich deutlich höher. Die hohe Anzahl an bereits abgestorbenen, nicht mehr datierbaren Hölzern ist Hauptgrund für die geringe Anzahl datierter Ereignisjahre.

Im Reintal stand die Ermittlung von Murgängen bzw. Murfrequenzen an vier Standorten im Vordergrund dendrogeomorphologischer Untersuchungen. Hinzu kam die Untersuchung von Schwemmkegeln, welche zwar einen erfolgreichen Methodeneinsatz aufzeigen konnte, jedoch aufgrund der geringen Anzahl von datierbaren verschütteten Fichten nur wenige Datierungen erbrachte.

Die dendrogeomorphologischen Untersuchungen ermöglichten zahlreiche Datierungen von Murgängen, die einen bedingten Flächenbezug für vergleichbare Standorte im Reintal zulassen. Unter Berücksichtigung eines Datierungsspielraums von bis zu zwei Jahren kam es um 1889, 1904 (?),

1907, 1924, 1933, 1951, 1969, 1993, 1999 und 2002 verbreitet zu Murgängen. Die an den Einzelstandorten ermittelte, durchschnittliche Murfrequenz schwankt zwischen 11,2 und 21,9 Jahren. Im Mittel aller Standorte konnte ein maximales Intervall von 14,8 Jahren für die Gesamtfläche ausgewiesen werden. Ausschlaggebend für die Tatsache, dass nur ein absolutes Minimum an Murgängen erfasst werden konnte, ist die bedingte Auswahl an Untersuchungsstandorten, da die Datierungsmethode ein Zusammentreffen von Massenbewegungen und datierbaren Fichten voraussetzt. An eindeutig seit vielen Jahrzehnten aktiven Standorten, die jedoch vegetationslos sind, konnten nämlich keine dendrogeomorphologischen Untersuchungen durchgeführt werden.

Die Ermittlung von Niederschlagsschwellenwerten, die bei Überschreitung eine hohe Wahrscheinlichkeit von Massenbewegungen nach sich ziehen, ist mit Unsicherheiten behaftet. Ausschlaggebend ist die hohe raum-zeitliche Variabilität der Niederschläge in den alpinen Einzugsgebieten, welche nur mit einer zu geringen Anzahl an Messstationen mit langen Messreihen (Garmisch, Zugspitze) abgedeckt werden kann. Zugleich müssen winterliche Ablationsperioden als schwer kalkulierbar angesehen werden. Die ausgewiesenen Schwellenwerte sind daher als Annäherungswerte zu verstehen. So konnte durch den Abgleich dendrogeomorphologischer Datierungen mit Niederschlagsdaten der Stationen Garmisch und Zugspitze für den Zeitraum 1950 bis 1995 u.a. ein Tagesmaximum für Muren von 38 mm Regenniederschlag (Starkregen) ausgewiesen werden. Bei Rutschungen und Kriechbewegungen konnten 86,4 mm in drei Tagen, 116,8 mm/Woche oder 210,8 mm in drei Wochen rekonstruiert werden.

Die pedologischen Untersuchungen im Lahnenwiesgraben und Reintal führten zur Erstellung von zwei Bodenkarten. Die Analyse von Probenmaterial aus Schürfgruben, Pürkhauer-Bohrungen und Rammkernsondierungen auf bodenanalytische Standardwerte im bodenkundlichen Labor belegte die Feldansprachen. Die erstellten Bodenkarten und pedologischen Erläuterungen liefern einen detaillierten Einblick in die Verbreitung und den Charakter der dominierenden Bodentypen. Pedologisch gesehen nehmen in beiden Arbeitsgebieten Fels- und Skeletthumusböden sowie Syroseme und Lockersyroseme einen Großteil der Fläche ein. Des weiteren treten Rendzinen auf, deren Verbreitung im Reintal jedoch nur sehr gering ist und dort, mit Ausnahme von Sonderstandorten, das Maximum der postglazialen Bodenbildung darstellen. Im Lahnenwiesgraben dominieren außerdem Braunerden und Gleye. Besonders letztere sind in den Rutsch- und Kriechgebieten weitverbreitet und weisen stets hohe Tongehalte (teils > 70%) auf. Charakteristisch für den Lahnenwiesgraben ist ein engräumiger Wechsel von Bodentypen. Das Reintal präsentiert sich entsprechend der Geologie pedologisch eher monoton.

Die pedologischen Untersuchungen im Lahnenwiesgraben dienten als Grundlage für die Gefahrenkarte zu Rutschungen und Kriechbewegungen. Damit ist es gelungen, die zwei Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit, nämlich Dendrogeomorphologie und Bodenkunde zu einem die ablaufenden Prozesse erklärenden Gefügemuster zu verknüpfen.

10. Literaturverzeichnis

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Auflage, 392 S., Hannover.
- AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie. – 3. Auflage, Verlag Eugen Ulmer, 477 S., Stuttgart.
- ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological Interpretation Of Geomorphic Processes.- *Fennia* 105, Helsinki.
- ANIOL, R:W: (1983): Tree-ring analysis using CATRAS. – *Dendrochronologia* 1, S. 45-53, Verona.
- BAGNOLD, R. A. (1954): Experiments of a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. - *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A*, 225: S. 49-63, London.
- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. & WEBER, G. (1983): Wasserhaushalt in den Alpen. Niederschlag, Verdunstung und Gletscherspende im Gesamtgebiet der Alpen im Jahresdurchschnitt für die Normalperiode 1931-1960 – München, Wien.
- BAYARD, M. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1991): Ein Baumgrenzstandort: Das Wildwasserbett der Maggia im Tessin, Schweiz. Eine dendroökologische Studie. – *Botanica Helvetica* Vol. 101/1.
- BAYERISCHE OBERFORSTDIREKTION MÜNCHEN (Hrsg.) (1979): Langfristige Forstbetriebsplanung (Forsteinrichtung) für das Forstamt Garmisch-Partenkirchen. – München.
- BAYERISCHE OBERFORSTDIREKTION MÜNCHEN (Hrsg.) (1991): Langfristige Forstbetriebsplanung (Forsteinrichtung) für das Forstamt Garmisch-Partenkirchen. – München.
- BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (1993): Der Schutzwald in den Bayerischen Alpen.- München.
- BECHT, M., WETZEL, K.F. (1989): Der Einfluss von Muren, Schneeschmelze und Regenniederschlägen auf die Sedimentbilanz eines Randalpinen Wildbachgebietes.- In: *Die Erde*, 120, S. 189-202.
- BÉGIN, C., FILION, L. (1985): Analyse dendrochronologique d'un glissement de terrain de la région du Lac à l'Eau (Québec nordique).- *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, S. 175-182.
- BÉGIN, C., FILION, L. (1988): Age of landslides along the Grande Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Quebec (Canada). – *Boreas* 17, S 289-299.
- BOCHTER, R. (1984): Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten. – Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsberichte 6; 212 S.
- BRAAM, R.R.; WEISS, E.E.J., BURROUGH, P.A. (1987): Spatial And Temporal Analysis Of Mass Movement Using Dendrochronology, In: *Catena* 14, S. 573-584, Braunschweig.
- BRÄKER, O. U. & BAUMANN, E. (2002): Zuwachsreaktionen nach einseitiger Freistellung. – *Wald und Holz* 8/02, S. 24.
- BRÄKER, O. U. (2002): Measuring and data processing in tree-ring research – a methodological introduction. – *Dendrochronologia* 20 (1-2), S. 203-216.
- BRÄUNING, A. (1995): Zur Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften. – *Die Erde* 126, S. 189-204.
- BRÄUNING, A. (Hrsg.) (2002): Zum Stand der Dendrochronologie in den Geowissenschaften. – *Stuttgarter Geographische Abhandlungen*, Bd. 133, Stuttgart, S. 3-11.
- BUNZA, G. (1992): Instabile Hangflanken und ihre Bedeutung für die Wildbachkunde.- Deutscher Alpenverein, München.
- BUNZA, G., KARL, J. & MANGELSDORF, J. (1976): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde. - Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, Heft 11, München.
- BUNZA, G., KARL, J., MANGELSDORF, J. (1982): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde.- Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 17, München.
- BURROWS, C.J. & BURROWS, V.L. (1976): Procedures for the study of snow avalanche chronology using growth layers of woody plants.- *Occasional Paper* 23, Institute of Arctic and Alpine Research: 139, University of Colorado.
- BUTLER, D.R. & MALANSON, G.P. (1985): A reconstruction of snow avalanche characteristics in Montana, U.S.A., using vegetative indicators. – In: *Journal of Glaciology*, 31 (108): 185.
- CARRARA, P.E. (1979): The determination of snow avalanche frequency through tree ring analysis and historical records at Ophir, Colorado. – In: *Geological Society of America Bulletin*, 90: 773.
- CARSON, M. A. & KIRKBY, M. J. (1972): Hillslope Form an Process. – Cambridge Geographical Studies, Cambridge at the University Press.
- CLAGUE, J.J. & SOUTHER, J.G. (1982): The Dusty Creek landslide on Mount Cayley, British Columbia. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, S. 524-539.

- COOK, E. R. & KAIRIUKSTIS, L. A. (eds.) (1992): Methods of Dendrochronology – Applications in the Environmental Sciences. – International Institute for Applied Systems Analysis, Dordrecht, Boston. London, S. 393.
- COROMINAS, J. & MOYA, J. (1999): Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. – Geomorphology, Volume 30, Issues 1-2, S. 79-93.
- COROMINAS, J. (1994): Landslide occurrence: a review of the Spanish experience. – In: COROMINAS J. & GEORGAKAKOS, K. P. (eds.): Proc. U.S.-Spain Workshop on Natural Hazards Iowa Institute of Hydraulic Research, IA, USA, S. 175-194.
- COROMINAS, J. et al. (1996): Debris flow. – R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott & M.L. Ibsen (Hrsg.), Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes.- International Association of Geomorphologists, Publication No. 5, Chichester, New York, Brisbane.
- COSTA, J. E. (1984): Physical geomorphology of debris flow. – J. E. Costa & P. J. Fleischer (Hrsg.), Developments and Applications of Geomorphology, Berlin, S. 268-317.
- COSTA, J. E. (1988): Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. – V.R. Baker, R.C. Kochel & C.S. Patton (Hrsg.), Flood Geomorphology, Chichester, S. 113-121
- CROPPER, J. P. (1979): Tree-ring skelton plotting by computer. – Tree-Ring Bull. 39, S. 47-54.
- CROZIER, M. J. (1973): Techniques for the morphometric analysis of landslips. – Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Bd. 17, H 1, S. 78-101, Berlin, Stuttgart.
- CROZIER, M. J. (1984): Field Assessment Of Slope Instability.- In: BRUNSDON, D. & PRIOR, D.B. (Hrsg.): Slope Instability, Wiley-Interscience Publication, New York.
- DAVIES, T. R. H. (1986): Large debris flow, a macroviscous phenomenon . – Acta Mechanica, Bd. 63, S. 161-173.
- DAVIES, T. R. H., PHILLIPS, C. J., PEARCE, A. J. & ZHANG, X. B. (1992): Debris flow behaviour – an integrated overview. – Proceedings Symposium on Erosion, Debris flow and Environment in Mountainous Regions, Chengdu 1992, IAHS Bd. 209, S. 217-225.
- De QUERVAIN, M. (1969): Schneekundliche Arbeiten der internationalen Glaziologischen Grönlandexpedition (Nivologie). Kobenhavn.
- De QUERVAIN, M. (1973) :Eine internationale Lawinenklassifikation. – In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. IX, H. 1-2, S. 189-206.
- DENNELER, B., SCHWEINGRUBER, F. (1993): Slow Mass Movement. A Dendrogeomorphological Study in Gams, Swiss Rhine Valley.- Dendrochronologia 11, S. 55-67, Birmensdorf.
- DICKSON, B.A. & CROCKER, R.L. (1953): A chronosequence of soils and vegetationnear Mt. Shasta, California. I. Definition of the ecosystem investigated and features of the plant succession. – Journal of Soil Science 4, S. 123-141, Oxford.
- DIERCKE (1995): Wörterbuch der Allgemeinen Geographie.- Bd.1 u. 2. Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig.
- DIEZ, T. (1967a): Die Böden. - In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 8431 Linderhof. - Hrsg.: Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- DIEZ, T. (1967b): Die Böden. - In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau. Hrsg.: Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- DIKAU, R. & SCHROTT, L. (1999): The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC): main objectives and results. – Geomorphology 30, S. 1-12.
- DIKAU, R., BRUNSDON, D, SCHROTT, L., IBSEN, M. L. (1996): Landslide Recognition -Identification, Movement and Causes.- International Association of Geomorphologists, Publication No. 5, Chichester, New York, Brisbane.
- DITTMAR, C. (2002): Bedeutung der Jahrringbreite für die Waldschadensforschung. – Stuttgarter Geographische Abhandlungen, Bd. 133, Stuttgart, S. 117-131.
- DOUGLASS, A. E. (1941): Crossdating in dendrochronology. – Journal of Forestry, 39, S. 825-831.
- ECKSTEIN, D. , DUJESIEFKEN, D. (1999): Long-term effects in trees due to increment borings. In: Dendrochronologia 16-17, 205-211
- ESPER, J. & GÄRTNER, H. (2001): Interpretation of tree-ring chronologies. – Erdkunde, Bd. 55 (3), S. 277-288.
- EWALD, J. (1997): Die Bergmischwälder der Bayerischen Alpen. – Soziologie, Standortbindung und Verbreitung. – Dissertationes Botanicae, Bd. 290, Berlin, Stuttgart, 219 S..
- FANTUCCI, R. & SORRISO-VALVO, M. (1999): Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). – Geomorphology, Volume 30, Issues 1-2, S. 165-174.

- FANTUCCI, R., McCORD, A. (1995): Reconstruction Of Landslide Dynamic With Dendrochronological Methods.- *Dendrochronologia* 13, S. 43-58.
- FELIX, R., PRIESMEIER, K., WAGNER, O., VOGT, H., WILHELM, F. (1988): Abfluss in Wildbächen - Untersuchungen im Einzugsgebiet des Lainbaches bei Benediktbeuern/Oberbayern. Abschlußbericht des Teilprojekts A 2.- Münchener Geographische Abhandlungen, Reihe B, Bd. B 6, München.
- FISCHER, K. (1967): Erdströme in den Alpen. - Mitteilungen der Deutschen Geographischen Gesellschaft, Bd. 52, S. 231-245, München.
- FLAGEOLLET, J.C. (1996): The time dimension in the study of mass movements. – *Geomorphology*, Bd. 15, S. 185-190.
- FLEISCHER, D. (1999): Ingenieurgeologische Aufnahmen im oberen Lahnenwiesgraben (Garmisch-Partenkirchen, Oberbayern). - Diplomarbeit unveröffentlicht, Institut für Geologie und Mineralogie, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, 104 S..
- FORSTER, T., SCHWEINGRUBER, F. H. & DENNELER, B. (2000): Increment Puncher – A tool for extracting small cores of wood and bark from living trees. – *IAWA Journal*, Vol. 21 (2), S. 169-180.
- FRITTS, H. C. (1976): Tree rings and climate. - 567 S., London, New York, San Francisco.
- GAMPER, M. (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. – *Physische Geographie* 17, 115 S., Zürich.
- GÄRTNER, H. & STOFFEL, M. (2002): Detailed mapping and dendrogeomorphological analysis of a debris flow torrent in Switzerland. – Int. Congress Interpraevent, congress publication, Vol. 1, S. 199-207.
- GÄRTNER, H., SCHWEINGRUBER, F. H. & DIKAU, R. (2001): Determination of erosion rates by analysing structural changes in the growth pattern of exposed roots. – *Dendrochronologia* 19 (1), S. 81-91.
- GEIER, G. (1996): Der Einfluss des Wasserhaushalts auf die Hangdynamik in quartären Lockermassen – Untersuchungen am deutschen Alpennordrand. –*Geoökodynamik*, Bd. XVII, S. 191-215, Bensheim.
- GERS, E., FLORIN, N., GÄRTNER, H., GLADE, T., DIKAU, R. & SCHWEINGRUBER, F. H. (2001): Application of shrubs for dendrogeomorphological analysis to reconstruct spatial and temporal landslide movement patterns. A preliminary study. – *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl. –Bd. 125, S. 163-175.
- GOUDIE, A. (1998) (Hrsg.): *Geomorphologie - Ein Methodenhandbuch für Studium und Praxis*. - Deutsche Fassung übersetzt von Häring, K. und Stasch, A., Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- GRAHAM, J. (1984): Methods of stability analysis. – D. Brunsden & D.B. Prior (Hrsg.), *Slope stability*, Chichester.
- HAEFELI, R. (1954): Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis. – *Wasser- und Energiewirtschaft*, 46 Jg., Nr. 3, S. 51-67.
- HANSEN, M. J. (1984): Strategies For Classification Of Landslides.- In: BRUNSDEN, D. & PRIOR, D.B. (Hrsg.): *Slope Instability*, Wiley-Interscience Publication, New York.
- HEIKKINEN, O. (1994): Using dendrochronology for the dating of land surfaces. – Chapter 10, *Dendrochronology*, S. 213-235. In: C. Beck, *Dating in exposed and surface contexts*, Albuquerque, 239 S..
- HERRMANN, A. (1978): Schneehydrologische Untersuchungen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet (Lainbachtal bei Benediktbeuern/Oberbayern).- Münchener Geographische Abhandlungen, Bd. 22, München.
- HIRTLREITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Münchener Geogr. Abh., Reihe B, 15, 154 S., München.
- HOLMES, R. L. (1983): Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. – *Tree-ring Bulletin* 43, S. 69-78.
- HOLTMEIER, F.-K. (1974): Geoökologische Betrachtungen und Studien an subarktischen und alpinen Waldgrenze in vergleichender Sicht (Nördl. Fennoskandien/Zentralalpen). – 130 S., Wiesbaden.
- HUPP, C. R. (1984): Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. In: *Environment Geol. Water Sci.* Vol. 6, No 2, 121-128.
- HUPP, C. R. (1987): Botanical evidence of floods and paleoflood history. – In: SINGH, V. P. (ed.): *Regional flood frequency analysis*, S. 355-369, Dordrecht (Reidel).
- HUPP, C. R. (1988): Plant ecological aspect of flood geomorphology and paleoflood history. In: BAKER, V. R., KOCHEL, R. C. & PATTON, P. C. (eds.): *Flod Geomorphology*, S. 335-356, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.
- HÜSKEN, W. (1994): Dendrochronologische und ökologische Studien an Nadelhölzern im Gebiet der Pragser Dolomiten (Südtirol/Italien). *Dissertationes Botanicae*, Bd. 215, 183 S..
- HUTCHINSON, J. N. (1968): Mass Movement.- In: FAIRBRIDGE, R. W. (1968): *The Encyclopaedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corporation, S.688-696, New York.

- INNES, J. (1985): Lichenometric dating of debris flow deposition alpine colluvial fans in Southwest Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, Bd. 10, S. 519-524.
- IVERSEN, R. M., REID, M. & LAHUSEN (1997): Debris flow mobilization from landslides. – *Annual review of earth and planetary sciences*, Bd. 25, S. 35-138.
- JAKOB, M. & BOVIS, M. J. (1996): Morphometric and geotechnical controls of debris flow activity, Southern Coast Mountain, British Columbia, Canada. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. -Bd. 104, S. 13-26.
- JERZ, (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000 Blatt Nr. 8327 Buchenberg. - Hrsg.: Bayerisches Geologisches Landesamt, 181 S., München.
- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000, Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. – Hrsg: Bayerisches Geologisches Landesamt, 152 S., München.
- JERZ, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25000 Blatt Nr. 8134 Königsdorf. - Hrsg.: Bayerisches Geologisches Landesamt, 173 S., München.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – 243 S., Stuttgart.
- JOHNSON, A. M. & RODINE, J. R. (1984): Debris flow. - In: BRUNSDON, D. & PRIOR, D.B. (Hrsg.): *Slope Instability*, Wiley-Interscience Publication, S. 257-361, New York.
- JONASSON, C. & STRÖMQUIST, L. (1987): The impact of meteorological events on sediment production and sediment transfer in periglacial areas in northern Scandinavia. – In: ALEXANDERSSON, H. & HOLMGREN, B. (eds.): *Climatological extremes in the mountains*. Uppsala Universitets Naturgeografiska Institution, UNGI Rapport 65, S. 149-159, Uppsala.
- KAENNEL, M. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1995): Multilingual Glossary of Dendrochronology. Terms and Definitions in English, German, French, Spanish, Italian, Portuguese and Russian. – Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Berne, Stuttgart, Vienna, 467 pp.
- KARL, J. & DANZ, W. (1969): Der Einfluss des Menschen auf die Erosion im Bergland, (Mit einem Beitrag von Mangelsdorf, J.).- Schriftenreihe der Bayerischen Landesstelle für Gewässerkunde, Heft 1, München.
- KERSCHNER, H. (1999): Muren als geomorphologische Phänomene. - In: *Relief Boden Paläoklima* 14, Berlin, Stuttgart, S. 77-95.
- KLEINIG, H. & SITTE, P. (1987): Zellbiologie. – G. Fischer, Stuttgart, New York.
- KNORR, K. (1952): Klima-Atlas von Bayern. - Bad Kissingen.
- KOUKOUI, P. & SCHWEINGRUBER, F. H (1994): Flächenbezug von Ereignisjahren. – *Dendrochronologia* 12, S. 135-144.
- KUBIENA, W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 392 S.
- KUHNERT, Ch. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8432 Oberammergau. – Bayerisches Geologisches Landesamt (Hrsg.), München.
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. – Forstwiss. Centralblatt, 91. Jg., H. 6, S. 309-339.
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1973): Untersuchungen über den Hangabtrag im Lainbachtal bei Benediktbeuern.- Forstwissenschaftliches Centralblatt, 92. Jahrgang, Heft 1, S. 1-19, Hamburg, Berlin.
- LAND TIROL (ed.) (1996): Lawinenhandbuch. - Innsbruck, Wien.
- LAUER, W. (1995): Klimatologie. - Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig.
- LAWRENCE, D. B. (1950): Estimating dates of recent glacier advances and recessions rates by studying tree growth layers. – American Geophysical Union, Transactions 31, S 243-248, Washington D.C..
- LEHMANN (1993): Zur Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen. Grundlagen und Anleitung. – *Geographica Bernensis* G 42. Bern.
- LENZ, O. & OSWALD, K. (1971): Über Schäden durch Bohrspanentnahme an Fichte, Tanne und Buche. - Mitt. schweiz. Anst. forstl. Versuchswesen 47, 1: 1-29.
- LENZ, O. & OSWALD, K. (1971): Über Schäden durch Bohrspanentnahme an Fichte, Tanne und Buche. – Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchsw. 47, S. 1-27.
- LORENZ, R. C. (1944): Discolorations and decay resulting from increment borings in hardwoods. – *J. Forestry* 42, S. 37-43.
- LOW, A. J. (1964): Compression wood in conifers. A review of literature. – *Forestry Abstracts* 25, S. 155-161, Oxford.
- MAULL, O. (1953): 013 Wettersteingebirge. - In: MEYNEN, E. & SCHMITHÜSEN, J. (Hrsg.): *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands* 1: 53-55, Remagen.

- MEYER, F. D. & BRÄKER, O. U. (2001): Climate response in dominant and suppressed spruce trees, *Picea abies* (L.) Karst., on a subalpine and lower montane site in Switzerland. – Ecoscience, Vol. 8 (1), S. 105-114.
- MEYER, F. D. (1999): Pointer year analysis in Dendroecology: A comparison of methods. In: Dendrochronologia 16-17, 193-204.
- MITSCHERLICH, G. (1975): Wald, Wachstum und Umwelt. Eine Einführung in die ökologischen Grundlagen des Waldwachstums. – Frankfurt a.M. Sauerländer, 352 S..
- MÜCKENHAUSEN (1959/1961): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. – Frankfurt a.M..
- MÜCKENHAUSEN (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. – 1. Aufl., Frankfurt a. M..
- MÜNICHSDORFER (1929): Bodenkarte Bayerns 1 : 400 000 mit Erläuterungen. – München (Bayer. Oberbergamt).
- OSTERKAMP, W. R. & HUPP, C. R. (1987): Dating and interpretation of debris flow by geologic and botanical methods at Whitney Creek Gorge, Mount Shasta, California. – Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, Volume VII, S. 157-163.
- PARIZEK, E.J. & WOODRUFF, J.F. (1957): Mass wasting and the deformation of trees. –American Journal of Science, 255.
- PATZELT G. et al. (1999): Die Berg- und Gletscherstürze vom Huascaran, Cordillera Blanca, Peru. – Hochgebirgsforschung, Innsbruck, 109 S..
- PENCK, W. (1924): Die morphologische Analyse. –Stuttgart.
- PHIPPS, R.L. (1974): The soil creep-curved tree fallacy. - Jour. Research U.S. Geol. Survey, 2/3, S.371-377.
- PIERSON, T. C. & COSTA, J. E. (1987): A rheologic classification of subarial sediment-water flows. – Debris flows/ , Avalanches, Process, Recognition, and Mitigation, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, Bd 7, S. 1-12.
- PIERSON, T. C. (1980): Erosion and deposition by debris flow at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. – Earth Surface Processes, Bd. 5 S. 227-247.
- PIERSON, T. C. (1986): Flow behaviour of channelized debris flow, Mount St. Helens. – A.D. Abrahams (Hrsg.), Hillslope Processes, S. 269-296.
- PILCHER, J.R. (1992): Sample Preparation , Crossdating and Measurment. In: COOK, E. R. & KAIRIUKSTIS, L. A. (eds.) (1992): Methods of Dendrochronology – Applications in the Environmental Sciences. – International Institute for Applied Systems Analysis, Dordrecht, Boston.
- PINDUR, P. (2001): Der Nachweis von prähistorischen Lawinenereignissen im oberen Zemmgrund, Zillertaler Alpen. – In: Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 143: 193-214, Wien.
- POTTER, N., Jr. (1969): Tree ring dating of snow avalanche tracks and the geomorphic activity of avalanches, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. – In: Geological and Mineralogical Survey Bulletin, 90: 141
- PRIOR, D. B., STEPHENS, N. & DOUGLAS, G. R. (1970): Some examples of modern debris flow in north-east Ireland. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 14, S. 275-288, Berlin, Stuttgart.
- RAPP, A. (1987): Extreme weather situations causing mountain debris flows. - In: ALEXANDERSSON, H. & HOLMGREN, B. (eds.): Climatological extremes in the mountains. Physical background, morphological and ecological consequences. UNGI Rapport 65, 171-181 S., Uppsala.
- RAYBACK, S.A. (1998): A Dendrogeomorphological Analysis of Snow Avalanches in the Colorado Front Range, USA. – In. Physical Geography, 19: 502 - 515.
- RICHTER, M. (1987): Die Starkregen und Massenumlagerungen des Juli-Unwetters 1987 im Tessin und Veltlin. – Erdkunde 41, S.261-174, Bonn.
- RICKENMANN, D. (1995): Beurteilung von Murgängen. – Schweizer Ingenieur und Architekt, Bd. 48.
- RICKLI, C. (Red.) (2001): Vegetationswirkungen und Rutschungen – Untersuchungen zum Einfluss der Vegetation auf oberflächennahe Rutschprozesse anhand der Unwetterereignisse in Sachseln OW am 15. August 1997. Birmensdorf, Bern, Eidg. Forschungsanstalt WSL, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, 97 S..
- RIEGER, D. & BECHT, M. (1996): Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren. Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials. – Münchener Geographische Abhandlungen, A 51, München.
- RÖTHLISBERGER, G. (1991): Chronik der Unwetterschäden in der Schweiz. Berichte der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Nr. 330, 122 S..

- SANTILLI, M. & PELFINI, M. (2002): Dendrogeomorphology and dating of debris flow in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. – *Dendrochronologia* 20 (3), S. 269-284.
- SCHAUER, Th. (1975): Die Blaikenbildung in den Alpen. – Schriftenreihe Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, 1, München, 30 S..
- SCHEFFER, F. ; SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 14. Aufl., 494 S..
- SCHMANKE, V. (1999): Untersuchungen zur Hanggefährdung im Bonner Raum – Eine Bewertung mit Hilfe unterschiedlicher Modelansätze. – Mainzer Geogr. Studien, Heft 44, Mainz.
- SCHMID, D. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1995): Datierung und Nachweis von Rutschungen mit Hilfe von Jahrringen – Eine dendrogeomorphologische Studie im Rutschgebiet Brunjini, Oberwallis. – *Schweiz. Z. Forstwes.* 146 (8), S. 641-659.
- SCHMIDT-VOGT, H. (1977): Die Fichte, Band I: Taxonomie, Verbreitung, Morphologie, Ökologie, Waldgesellschaften. Hamburg, 647 S..
- SCHROTT, L., NIEDERHEIDE, A., HANKAMMER, M., HUFSCHEMIDT, G., DIKAU, R. (2003): Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). – *Zeitschrift f. Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 127, Berlin, S. 175-196.
- SCHUMM, S. A. (1979): Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – S.485-515.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1983): Der Jahrring: Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie..- Bern, Stuttgart.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1993): Jahrringe und Umwelt. - 474 S., Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf.
- SCHWEINGRUBER, F. H., ECKSTEIN, D., SERRE-BACHET, F., BRÄKER, O. (1990):Identification, Presentation And Interpretation Of Event Years And Pointer Years in Dendrochronology. - *Dendrochronologia* 8, S. 9-38.
- SCHWEINGRUBER, F. H., SCHÄR, E. & BRÄKER, O. U. (1984): Jahrringe aus sieben Jahrhunderten. – Separatdruck aus dem Saaner Jahrbuch 1984.
- SCHWEINGRUBER, F. H., WEHRLI, U., AELLEN-RUMO, K. & AELLEN, M. (1991): Weiserjahre als Zeiger extremer Standorteinflüsse. – *Schweiz. Z. Forstwes.* 142 (1), S. 33-52.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1996): Tree Rings and Environment. Dendroecology. - Birmensdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Berne, Stuttgart, Vienna, Haupt. 609 pp.
- SELBY, M. J. 1993: Hillslope Materials And Processes.-Oxford University Press, 451 S., Oxford, New York.
- SHRODER, J. F. (1975): Dendrogeomorphologic Analysis Of Mass Movement.- In: Proceedings of the Association of American Geographers 7, S. 222-226, Lancaster.
- SHRODER, J.F. (1980): Dendrogeomorphology: Review, And New Techniques Of Tree-Ring Dating.- *Progress in Physical Geography* 4, S. 161-188, London.
- SIGAFOSS, R. S. & HENDRICKS, E. L. (1969): The time interval between stabilization of alpine glacial deposits and establishment of tree seedlings. – U.S. Geological Survey Professional Paper 650 B, S 89-93, Washington D.C..
- SIGAFOSS, R. S. (1964): Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. – U.S. Geological Survey, Professional Paper 485-A, S. 1-35, Washington D.C..
- SKEMPTON, A. W. & HUTCHINSON, J. (1969): Stability of Natural Slopes and Embankment Foundations. – State of the art report. Proc. 7th Int. Conf. Soil Mech. (Mexico) State of the Art Volume, S: 291-340.
- STAHR, A. (1997): Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen. Forschungsbericht Nationalpark Berchtesgaden 39, 135 S..
- STINY, J. (1910): Die Muren. – Innsbruck, 141 S..
- STOKES, M.A. & SMILEY, T.L. (1968): An Introduction To Tree-Ring Dating.- 73 S., Chicago and London.
- STRASBURGER, E. et al. (1991): Lehrbuch der Botanik. 33. Auflage, Stuttgart, 1030 S..
- STRÄßer, M. (1993): Klimadiagramme und Klimadaten – Temperatur und Niederschlag im Zeitraum 1951-1980. – Duisburger Geographische Arbeiten 10, Dortmund.
- STRUNK, H. (1988): Episodische Murschübe in den Pragser Dolomiten – semiquantitative Erfassung von Frequenz und Transportmenge. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. –Bd. 70, Berlin, S. 163-186.
- STRUNK, H. (1995): Dendromorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. - S. Roderer Verlag, 196 S., Regensburg.

- SUCCOW, M. (1986): Moore in der Landschaft: Entstehung, Haushalt, Lebewelt, Verbreitung, Nutzung und Erhaltung der Moore. - 1. Aufl., Urania-Verlag, Leipzig, Jena, Berlin.
- TAKAHASHI, T. (1978): Mechanical characteristics of debris flow. – J. Hydraulics Div., ASCE, Bd. 104, Nr. HY8, S. 1153-1169.
- TAKAHASHI, T. (1980): Evaluations of the factors relevant to the initiation of debris flow. – Proceedings of the International Symposium on Landslides, New Delhi 1980, Bd. 3, S. 136-140.
- TAKAHASHI, T. (1981): Debris flow. – Annual Review of Fluid Mechanics 13, Palo Alto, S. 57-77.
- TAKAHASHI, T. (1991): Debris flow. – IHAR monograph, Rotterdam, 165 S..
- TERZAGHI, K. (1950): Mechanics of landslides. – Geol. Soc. Of Am., Berkey Volume, New York, S. 83-124.
- TIMELL, T. E. (1986): Compression Wood in Gymnosperms. – Vol. 1-3, 1618 S., Berlin, New York, Tokyo.
- TUTSCH, S. (2003): Untersuchungen zu den Böden und Bodenwassergehalten im Lahnenwiesgraben, Ammergauer Alpen. Diplomarbeit unveröffentlicht, Institut f. Physische Geographie, Universität Regensburg, 89 S..
- VAN STEIJN, H. (1996): Debris flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. – Geomorphology, Bd. 15, S. 259-273.
- VARNES, D. J. (1958): Landslide Types and Processes.- In: ECKEL, E.B.: Landslide and Engineering Practice. – Highway Research Board, Special Report 29, Washington D.C., S. 20-47.
- VOGEL, F. (1961): Erläuterungen zur Bodenkundlichen Übersichtskarte von Bayern 1 : 500 000, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 168 S.
- VOGEL, G. & ANGERMANN, H. (1990): DTV-Atlas zur Biologie. – 5. Auflage, Bd. 1, München, 223 S..
- WAGNER, O. (1987): Untersuchungen über raum-zeitliche Unterschiede im Abflussverhalten von Wildbächen, dargestellt an Teileinzugsgebieten des Lainbachtales bei Benediktbeuern/Oberbayern.- Münchener Geographische Abhandlungen Reihe B, Bd. B 3, München.
- WALTER, H. (1979): Vegetation und Klimazonen. – 4. Aufl., Stuttgart.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V. (1969): Landslides and their Control. – Prag.
- ZAUPER, A. (1990): Auswirkungen der Beweidung auf die Bodenbeschaffenheit in der montanen und subalpinen Waldstufe der Nördlichen Kalkalpen, dargestellt an Beispielen aus dem Bereich nördlich des Achensees. - Dissertation der naturwissenschaftlichen Fakultäten der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, 304 S..
- ZENKE, B. (1999): Gefahrenpotentiale durch Lawinen. – In: Relief, Boden, Paläoklima, 14: 41-54.

Zeitungsaufgaben

- GRAMISCH-PARTENKIRCHENER TAGBLATT (1982): Die Verbauung des Lahnenwiesgrabens zeigt erste Erfolge. - Zeitungsartikel vom 6.10.1982.
- TÖLZER KURIER (2003): Muren verschütten Bundesstraße. – Zeitungsartikel vom 10.06.2003.

Digitale Orthophotos

- 03516 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03517 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03518 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03519 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03616 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03617 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03618 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)
03619 (1:5000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)

Sw03616 (1:10000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)

Sw03617 (1:10000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)

Sw03618 (1:10000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)

Sw03619 (1:10000), Befliegungsdatum: Oktober 1999 (Hrsg.: Bayerisches Landesvermessungsamt, München.)

Digitale Höhenpunkte

Kartographische Grundlage: Amtliche Geodaten des Bayer. Landesvermessungsamtes, <http://www.bayern.de/vermessung>, Nutzungserlaubnis vom 09.03.2001, Az.: VM-DLZ-LB-0628.

Daten

DWD (2002): Niederschlagstageswerte der Stationen Zugspitze (1900-2001) und Garmisch-Partenkirchen (1949-1995). Daten bereitgestellt für das SEDAG-Bündelprojekt vom Deutschen Wetterdienst.

Karten

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1967): Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau mit geologischen Profilen. – München.

BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAKT (1990): Topographische Karte 1:25 000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau. - München.

BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAKT (1990): Topographische Karte 1:25 000 Blatt Nr. 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen. - München.

BAYERISCHE OBERFORSTDIREKTION MÜNCHEN (Hrsg.) (1991): Forstbetriebskarte, Forstamt Garmisch-Partenkirchen. – München.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (Hrsg.), (1995): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland. - Hannover.

Anhang (siehe BAND II – Anlagen)