

Philosophische Fakultät der Universität Regensburg

Zulassungsarbeit

gemäß § 30 LPO I

**Untersuchungen und Datierung gravitativer Schneedynamik
zweier alpiner Lawenstriche im Lahnenwiesgraben bzw. Reintal
mit Hilfe dendrochronologischer Methoden**

von

Peter Schießl

vorgelegt am 05.04.2003

bei

Prof. Dr. Dr. Horst Strunk

Institut für Geographie, Lehrstuhl für Physische Geographie

(Arbeitsgruppe Dendrogeomorphologie)

Diejenigen, die vergessen haben,
unsere Natur und Wildnis zu schätzen,
haben vergessen, was ihnen gegeben wurde

Danksagung

Ein großer und herzlicher Dank gebührt Herrn Prof. Dr. Dr. Strunk für Anregungen, aufschlussreiche Gespräche, Hilfestellungen, sowie für die Annahme dieser Arbeit.

Auf dem langen Weg bis zur Fertigstellung meiner Zulassungsarbeit haben mich folgende Personen mit Rat und Tat unterstützt.

Mein Dank gilt:

- Florian Koch für die Hilfe und tatkräftige Unterstützung sowohl im Gelände wie auch bei der Handhabung der EDV-Anlage und sonstiger Fragen
- dem Schreiner Neumeier für die kostenlosen Schleifarbeiten meiner überdimensionierten Stammquerschnitte
- meinen fleißigen Korrektoren: Lilli Fütterer, Konstanze Nardi und Günther Wallner

Auch meinen Eltern sei an dieser Stelle für die finanzielle Unterstützung während meines Studiums herzlich gedankt.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	i
Inhaltsverzeichnis	ii-v
Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Fotos und Karten	v-viii

1. Einleitung	1
1.1 Definition des Begriffs Dendrochronologie	1
1.2 Problemstellung	2
1.3 Zielsetzung	3
1.4 Die Wichtigkeit des Waldes in Bezug auf Lawinen	5
2. Grundlegende Prinzipien der Dendrochronologie	7
2.1 Bedingungen für eine erfolgreiche Datierung von Holzproben	7
2.2 Baumwachstum	8
2.3 Endogene und exogene Wachstumsfaktoren	10
2.4 Reaktionsmechanismen des Baumes	11
3. Lawinen	14
3.1 Definition	14
3.2 Internationale Lawinenklassifikation	15
3.3 Naturräumliche Einflussfaktoren auf das Lawinengeschehen	16
3.4 Einfluß schneedeckenspezifischer Faktoren auf das Lawinengeschehen	18
3.5 Lawinenbildung	18
3.5.1 Schneebrettlawine	19
3.5.1.1 Spannungen in der Schneedecke	19
3.5.1.2 Auslösung der Schneebrettlawine	20
3.5.2 Lockerschneelawine	21

3.6	Lawinendynamik	21
3.7	Auswirkungen der Schneedynamik auf die Bäume.....	24
4.	Untersuchungsgebiete	27
4.1	Auswahl der Untersuchungsgebiete	27
4.2	Lage und Größe der Untersuchungsgebiete	28
4.2.1	Lahnenwiesgraben.....	29
4.2.2	Reintal.....	31
4.3	Geologie und Böden	35
4.3.1	Lahnenwiesgraben.....	35
4.3.2	Reintal.....	36
4.4	Klima	36
4.5	Vegetation.....	39
4.5.1	Lahnenwiesgraben	39
4.5.2	Reintal.....	41
4.6	Geländeform	42
4.6.1	Lahnenwiesgraben.....	42
4.6.2	Reintal.....	43
4.7	Potentielle Lawinenablagerungsflächen.....	44
4.7.1	Lahnenwiesgraben.....	44
4.7.2	Reintal.....	45
5.	Vorgehensweisen und Methoden	46
5.1	Methodik im Gelände	46
5.1.1	Auswahl und Entnahme der Holzproben.....	46
5.1.2	Einmessung der Lawenstriche in den Arbeitsgebieten.....	49
5.1.3	Detaillkartierungen	49
5.2	Methodik im Labor und am PC	50
5.2.1	Digitalisierung der Kartierungen.....	50
5.2.2	Präparieren der Holzproben.....	51

5.2.3	Einmessen der Holzproben.....	51
5.2.4	Darstellung der Zuwachsänderung durch <i>Skeleton-Plots</i>	52
5.2.5	Statistische Methoden.....	54
5.3	Dendrochronologische Erfassung.....	54
5.3.1	Ereignisjahre.....	55
5.3.2	Datierung durch Wachstumsänderungen.....	55
5.3.3.	Datierung durch Druchholz	56
5.3.4	Datierung durch das Baumalter	56
5.3.5	Datierung durch Stammverletzungen	57
6.	Ergebnispräsentation	58
6.1	Lahnenwiesgraben.....	58
6.1.1	Wachstumsänderungen aller beprobter Bäume des Lawinenzuges.....	58
6.1.2	Wachstumsänderungen der Zone I	61
6.1.3	Wachstumsänderungen der Zone II.....	62
6.1.4	Wachstumsänderungen der Zone III.....	64
6.1.5	Wachstumsänderungen der Zone IV	66
6.1.6	Wachstumsänderungen der Zone V.....	68
6.1.7	Vergleich der Zonen I – V	73
6.2	Reintal.....	76
6.2.1	Wachstumsänderungen aller beprobter Bäume des Lawinenzuges.....	76
6.2.2	Wachstumsänderungen der Zone A.....	79
6.2.3	Wachstumsänderungen der Zone B.....	82
6.2.4	Wachstumsänderungen der Zone C.....	85
6.2.5	Wachstumsänderungen der Zone D.....	89
6.2.6	Vergleich der Zonen A – D	93
7.	Zusammenfassung und Bewertung.....	97

8.	Literaturverzeichnis	100
9.	Anhang	105
9.1	Die Schneedecke und darin ablaufende Metamorphoseprozesse	105
9.1.1	Physikalische Eigenschaften der Schneedecke.....	105
9.1.2	Metamorphoseprozesse des Schnees	106
9.2	Zusammenhang zwischen der Geologie und der Vegetationsverbreitung auf der Brünstels-Lawine.....	110
9.3	Skeleton Plots	113
9.3.1	Lahnenwiesgraben	113
9.3.2	Reintal – Scheiben	121
9.3.3	Reintal – Kerne	125

Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Fotos und Karten

Abbildungen

Abb. 1:	Stammdeformationen und –verletzungen sowie Regenerationsformen	4
Abb. 2:	Schichtstruktur eines Baumes.....	9
Abb. 3:	Schrägstellung von Bäumen aufgrund von Schneedynamik	12
Abb. 4:	Stammquerschnitt mit Druckholzzonen und Exzentrizität.....	13
Abb. 5:	Natürliche Einflussfaktoren auf die Lawinenbildung.....	16
Abb. 6:	Schematische Darstellung der Schneebrettlawine.....	19
Abb. 7:	Spannungen in der Schneedecke in Abhängigkeit von der Geländeform	19
Abb. 8:	Lawinenmaul	20
Abb. 9:	Scar mit Überwallung durch Kallusgewebe	25
Abb. 10:	Lage der Arbeitsgebiete im Überblick.....	28

Abb. 11: Übersichtskarte Lahnenwiesgraben mit Arbeitsgebiet.....	30
Abb. 12: Übersichtskarte Reintal mit Arbeitsgebiet.....	33
Abb. 13: Höhenprofil 1 der Reintal-Lawine.....	34
Abb. 14: Höhenprofil 2 der Reintal-Lawine.....	34
Abb. 15: Querschnitte der Reintal-Lawine.....	34
Abb. 16: Klimadiagramm von Garmisch-Partenkirchen.....	37
Abb. 17: Mittlere monatliche Schneehöhe [cm]: Garmisch-Partenkirchen 719 m NN.....	38
Abb. 18: Mittlere monatliche Schneehöhe [cm]: Zugspitze 2650 m NN.....	38
Abb. 19: Schematische Darstellung des Lawinenhanges	50
Abb. 20: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben aus dem Lahnenwiesgraben.....	59
Abb. 21: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben aus dem Lahnenwiesgraben.....	59
Abb. 22: Differenzkurve für den Lahnenwiesgraben (gleitend 10 Jahre)	59
Abb. 23: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben der Zone V	69
Abb. 24: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben der Zone V	69
Abb. 25: Summe der Reduktionsstufen > 40 % der Holzproben aus dem Reintal	77
Abb. 26: Summe der Zuwachsstufen > 50 % der Holzproben aus dem Reintal	77
Abb. 27: Differenzkurve für das Reintal (gleitend 10 Jahre)	77
Abb. 28: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben der Zone A	80
Abb. 29: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben der Zone A.....	80
Abb. 30: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben der Zone B	84
Abb. 31: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben der Zone B	84
Abb. 32: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben der Zone C	87
Abb. 33: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben der Zone C	87
Abb. 34: Summe der Reduktionsstufen > 40 % aller Holzproben der Zone D	90
Abb. 35: Summe der Zuwachsstufen > 50 % aller Holzproben der Zone D.....	90
Abb. 36: Abbauende Metamorphose eines Schneekristalls.....	107
Abb. 37: Metamorphose des Schnees.....	108

Tabellen

Tab. 1: Internationale Lawinenklassifikation	15
Tab. 2: Ereignisjahre der Zonen I – V der Brünstels-Lawine	73
Tab. 3: Ereignisjahre der Zonen A – D der Reintal-Lawine	94

Fotos

Foto 1: Blick auf den Lawinenstrich im Lahnenwiesgraben.....	29
Foto 2: Blick auf den oberen, nicht bearbeiteten Teil der Reintal-Lawine	31
Foto 3: Blick auf den oberen Bereich des bearbeiteten Teils der Reintal-Lawine	31
Foto 4: Blick von oben nach unten auf den Akkumulationsbereich der Reintal-Lawine	32
Foto 5: Blick auf den mittleren Bereich des bearbeiteten Teils der Reintal-Lawine	32
Foto 6: Blick vom Akkumulationsbereich nach oben	32
Foto 7: Krautschicht (Gemeiner Alpenlattich) auf der Brünstels-Lawine	39
Foto 8: Krautschicht (Bärlauch) auf der Brünstels-Lawine.....	40
Foto 9: Erosionsfläche auf der Brünstels-Lawine	40
Foto 10: Fichte in der Gleitzzone – kriechende Wuchsform.....	41
Foto 11: Akkumulationsbereich in der E-exponierten Auslaufzone der BL	44
Foto 12: Motorsäge.....	47
Foto 13: Zuwachsbohrer.....	48
Foto 14: Vermessen der Lawinenbahn	49
Foto 15: Messtisch-Anlage.....	52
Foto 16: Zone I der Brünstels-Lawine.....	61
Foto 17: Cross-section B8 mit Verletzung	62
Foto 18: Zone II der Brünstels-Lawine	63
Foto 19: Zone III der Brünstels-Lawine	65
Foto 20: Zone IV der Brünstels-Lawine.....	67
Foto 21: Zone V der Brünstels-Lawine	68
Foto 22: Zone A der Reintal-Lawine.....	79
Foto 23: Zone B der Reintal-Lawine.....	83
Foto 24: Lawinengeschädigte Fichte der Zone C.....	86

Foto 25: Ausschnitt der Zone D der Reintal-Lawine	89
Foto 26: Lebende Bäume auf der Lawinenbahn (BL).....	111

Karten im Anhang

- Karte 1: Vegetationskarte der Brünstels-Lawine
- Karte 2: Geomorphologie und Lawinenablagerungsbereiche der Brünstels-Lawine
- Karte 3: Hangneigungskarte inklusive Höhenprofil und Querschnitte der Brünstels-Lawine
- Karte 4: Vegetationskarte der Reintal-Lawine
- Karte 5: Geomorphologie und Lawinenablagerungsbereiche der Reintal-Lawine

1. Einleitung

1.1 Definition des Begriffs Dendrochronologie

Der Begriff Dendrochronologie setzt sich aus drei griechischen Wörtern zusammen: *dendron* heißt auf Griechisch *der Baum*, *chronos* ist *die Zeit* und *logos* bedeutet *die Wissenschaft*. Wenn man von Dendrochronologie spricht, ist die reine Datierungsmethode basierend auf der Messung des Zuwachses im Holz eines Baumes gemeint.

Bereits Leonardo da Vinci erkannte als einer der ersten die Präsenz von Jahrringen in Bäumen und stellte einen Zusammenhang zwischen diesen und dem Klima anhand von Pinien in der Toskana her (vgl. SCHWEINGRUBER 1993). Als Begründer der Dendrochronologie jedoch gilt der Amerikaner Andrew Ellicott Douglass, der sich mit dieser Methode zu Beginn des 20. Jahrhunderts stark auseinandersetzte und zahlreiche Arbeiten darüber verfasste (vgl. ZEUNER 1962).

Im Laufe der Zeit bedienten sich immer mehr Wissenschaften und Disziplinen dieser Methode der Datierung. Der Begriff Dendroökologie wurde eingeführt, welcher als Sammelbegriff für Dendroklimatologie, Dendrohydrologie, Dendroglaziologie, Dendrotektonik, Dendrogeomorphologie, usw. steht (vgl. SCHWEINGRUBER 1993). Auch andere Wissenschaften machen sich diese Methode zunutze, wie z.B. die Archäologie.

Ein bedeutender Bestandteil dieser Zulassungsarbeit setzt sich mit Lawinen auseinander, welche zu den Massenbewegungen¹ zählen. Massenbewegungen ihrerseits gehören zu geomorphologischen Prozessen. Diese sind in den Jahrringen aufgezeichnet, da sie als Umweltfaktoren die Baumentwicklung beeinflussen. Indem das Wachstum und die morphologische Entwicklung der Bäume analysiert werden, können so geomorphologische Vorgänge interpretiert und mit Hilfe der Dendrochronologie datiert werden (vgl. ALESTALO 1971). Dafür wurde von Alestalo im Jahre 1971 der Begriff Dendrogeomorphologie eingeführt. Er war der erste, der diese Methode der Dendrogeomorphologie anwandte (vgl. FANTUCCI 1995).

¹ Definition nach BUNZA (1982): „Die Massenbewegungen können unterteilt werden in Massenselbstbewegungen und in Massenbewegung und –schurf durch Transportmedien. Bei den Massenselbstbewegungen [zu denen die Lawinen gehören] setzen sich an sich labile Gesteins- oder Bodenmassen dem Zuge der Schwerkraft gehorchend und mit Unterstützung natürlicher oder anthropogener Auslösfaktoren am Hang in Bewegung.“

Die Jahrringforschung im Allgemeinen untersucht also Jahrringe – diese sind das Produkt aller auf einen Baum einwirkenden Umwelteinflüsse eines Jahres – in Bezug auf die am Standort wirkenden Umwelt- bzw. Standortfaktoren.

1.2 Problemstellung

Lawinen fordern jedes Jahr über 200 Menschenleben weltweit. Hinsichtlich ihrer oft katastrophalen Auswirkung stellen sie die größte natürliche Bedrohung für die in Hochgebirgen lebende Bevölkerung dar, was allein schon Rechtfertigung genug ist, die Forschung auf diesem Gebiet schnell und solide voranzutreiben. Die Geschichte der Lawinen ist eng mit der Geschichte der Alpenbesiedelung durch den Menschen, dem Einsetzen des Alpinismus und dem Aufkommen des modernen Tourismus verbunden. Je mehr der Mensch sich in die Gebirgswelt wagte, desto mehr war er der Lawinengefahr als natürlichem Naturphänomen ausgesetzt.

Aus geowissenschaftlicher Sicht sind Lawinen als die häufigste Form der Massenbewegung der globalen Hochgebirge deshalb interessant, weil sie nachhaltig die Natur- wie auch die Kulturlandschaft verändern. Aufgrund der seit Beginn der Besiedelung des Alpenraumes anhaltenden Dezimierung des Waldbestandes – dieser gilt als natürlicher Lawinenschutz (siehe dazu Kapitel 1.4) – zugunsten von Alm- und Weideflächen, Skipisten und Siedlungsflächen wurden im Laufe der Zeit künstliche Lawinenschutzmaßnahmen zum Schutze der Bevölkerung in den Tälern nötig. Das anfangs unbedachte Eingreifen des Menschen in seine Natur brachte letztendlich nicht allein den erhofften Erfolg bzw. Geldsegen gekoppelt an den boomenden Tourismus, sondern warf zeitlich versetzt neue, nur diesmal geldverschlingende Probleme auf. Um zum Beispiel einen Hektar mit Lawinenverbauung auszustatten, müssen bis zu 500 000 Euro investiert werden (vgl. BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM 2000). Forschungsprojekte, um zuverlässigere Vorhersagen treffen zu können, verzehren viel Geld. Der Raubbau, der mit der Natur getrieben wurde, kostet nun nicht nur Geld, sondern leider auch Menschenleben.

1.3 Zielsetzung

Nach wie vor sind Lawinenvorhersagen ein ungelöstes Problem. Deshalb haben es sich Wissenschaftler auf der ganzen Welt zur Aufgabe gemacht, an diesem Problem zu arbeiten und die bereits gewonnenen Kenntnisse über Frühwarnsysteme und -methoden zu verbessern. Weltweit führend ist dabei das Eidgenössische Institut für Schnee- und Lawinenforschung in Davos, Schweiz.

Um die Naturgewalt Lawine besser in den Griff zu bekommen, wurde seit Mitte des vorigen Jahrhunderts in den Alpen begonnen, flächendeckend Lawinenkataster² zu erstellen, welche laufend ergänzt werden. Auf diese Art und Weise wird versucht, durch Dokumentationen der Häufigkeit und des Ausmaßes von Lawinenereignissen Aussagen über eine zeitliche und räumliche Gefährdung von bestimmten Gebieten treffen zu können. Mit Hilfe der Aufzeichnung von bereits abgegangenen Lawinen erhofft man sich demzufolge eine bessere Einschätzung und Beurteilung der Gefährdung für die Gegenwart und die Zukunft.

Die Lawinenkataster haben jedoch einen großen Nachteil. Darin sind nur die Lawinen aufgenommen, die vom Menschen registriert wurden, sei es anhand von Chroniken oder Augenzeugenberichten. Jährlich ereignen sich jedoch vorwiegend in höheren Lagen eine große Anzahl von Lawinenabgängen, die nicht in diesen Lawinenkatastern auftauchen, da sie unbemerkt blieben und demnach auch keinen Schaden an der Zivilisation anrichteten. Diese unbemerkten Lawinen wirken sich zunächst nicht direkt negativ auf Siedlungsräume aus. Dennoch muss angemahnt werden, dass die Talgefährdung bei immer wiederkehrenden Lawinenereignissen in unbewohnten Bergregionen zunimmt. Es entwickeln sich sukzessive Lawinengassen, die letztendlich bis ins Tal vorgreifen können.

Diesem Problem kann mit Hilfe der Dendrochronologie begegnet werden. Diese Methode ist in der Lage, unbemerkte gravitative Schneedynamik nachzuweisen. Bäume erfahren durch die mechanische Beanspruchung durch Lawinen äußere, wie auch innere Veränderungen. Abb. 1 zeigt Beispiele von möglichen äußeren Veränderungen der Baumarchitektur. Im Inneren der Bäume zeigen sich Veränderungen im Jahrringmuster. Diese Reaktionen des Baumes sind dendrochronologisch datierbar (vgl. SCHWEINGRUBER 1993).

In Europa ist dieser Art der wissenschaftlichen Untersuchung von Lawinen und deren Prävention bisher zuwenig Beachtung erteilt worden. In den Rocky Mountains hingegen bedienen sich amerikanische Wissenschaftler dieser Methode schon seit längerem (vgl. CARRARA 1979, POTTER 1969, BURROWS et al. 1976, BUTTLER & MALANSON

² Dokumentation von Lawinen, die Siedlungsräume oder wichtige Verkehrswege gefährden

1985, JOHNSON 1987). Erst 1995 versuchte die Schweizerin KELLER SINGH in ihrer Diplomarbeit dendrochronologische und –geomorphologische Befunde mit bestehenden Lawinendaten und Luftbildern räumlich und zeitlich zu korrelieren. Auch PINDUR (2001) aus Innsbruck verwendete diese Methode, um prähistorische Lawinenereignisse in den Zillertaler Alpen nachzuweisen.

In dieser Arbeit soll nun versucht werden, mit Hilfe der Jahrringbreitenauswertung lawinengeschädigter Bäume, die sich in Gebieten ohne beobachtete oder aufgezeichnete Daten befinden, die Häufigkeit bzw. Frequenz und die Ausbreitung von niedergegangenen Lawinen zu erfassen. Dazu wurden entweder Baumscheiben oder Bohrkerne der betroffenen Bäume herangezogen. Ferner soll festgestellt werden, ob sich diese Methode in diesem Falle eignet, ob eine weitere Anwendung sinnvoll erscheint oder ob zu viele Fragen unbeantwortet bleiben.

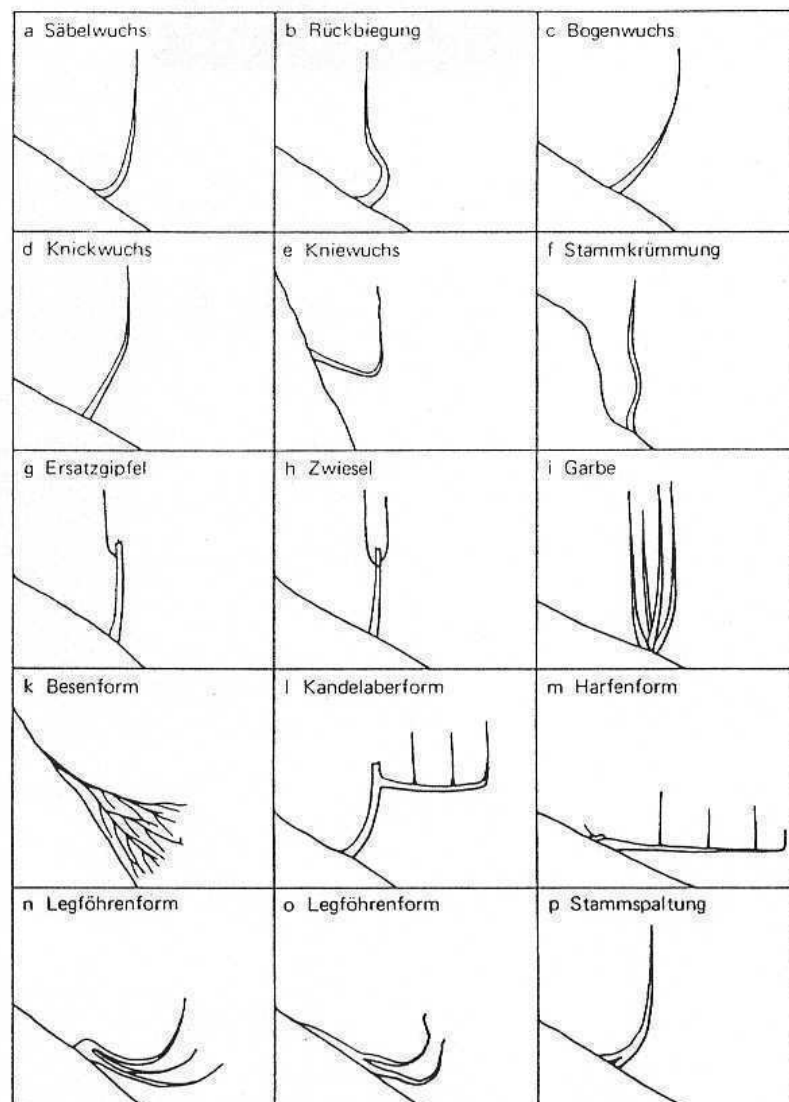


Abb. 1: Stammdeformationen und -verletzungen sowie Regenerationsformen

(SCHÖNENBERGER 1978)

1.4 Die Wichtigkeit des Waldes in Bezug auf Lawinen

Erodierende Kräfte, die in besiedelten Gebieten zu gefürchteten Ereignissen wie Bergstürze, Muren- und Lawinenabgänge führen, gliedern sich ein in eine Fülle ganz natürlicher Vorgänge auf unserem Planeten. Sie gehören seit jeher zum System Erde und sorgen für eine ständige Veränderung dessen. Jedoch bietet sich den erodierenden Kräften auf waldbedeckten Hängen eine geringere Chance. Die Schutzwirkung des Waldes ist daher von sehr großer Bedeutung.

Rund eine Million Lawinen werden jedes Jahr weltweit registriert. Einige davon, sogenannte Katastrophenlawinen, hinterlassen in bewohnten Gegenden eine Spur der Verwüstung, wovon die Medienwelt detailliert berichtet. Aber es gibt auch zahlreiche Lawinen, die unbemerkt bleiben, weil sie in unbesiedelten Bergregionen und Bergwäldern wieder zum Stillstand kommen. Diese werden *Waldlawinen* genannt (detaillierte Ausführungen in KONETSCHNY 1990). Es entsteht dabei kein Schaden an der Zivilisation, dafür aber am Bergwald selbst, der als Schutzfunktion für die Zivilisation, die weiter unten im Tal lebt, fungiert. Als Folge einer sukzessiven Waldzerstörung über Jahrzehnte hinweg entstehen allmählich immer größere Waldschneisen, die sich am Ende zu bedrohlichen Lawinenstrichen entwickeln. Diese fehlende Schutzwirkung des Waldes bedeutet schließlich in den Tälern Gefahr für den Mensch und sein Hab und Gut (vgl. MÖßMER 1998 und <http://www.wald-in-not.de>).

Neben vielen anderen Schutzfunktionen des Waldes soll im Sinne der Themenstellung an dieser Stelle besonders diejenige herausgehoben werden, die gegen Lawinen vorbeugt. Ein Gebirgswald hemmt oder verhindert durch eine dichte und gleichmäßig verteilte Bestockung³ Schneegleiten, das als Vorbote von Lawinen gilt. Genauso wirkt er Schneeverfrachtungen entgegen, da im Bestand die Einflüsse des Windes gering sind und so selten mächtige und gleichförmige Schneeansammlungen zustande kommen. Nadelholzreiche Wälder speichern vor allem Schnee durch Interzeption, wodurch die gefährliche Bildung einer homogenen Schneedecke unterbunden wird (siehe Kapitel 3). Ferner herrscht im Wald ein ausgeglichenes Klima vor, das einer Entstehung großflächiger labiler Schichten in der Schneedecke (Schwimmschnee) hinderlich ist.

Einen ausreichenden Lawinenschutz können aber nur geschlossene Wälder mit einer unregelmäßigen und ungleichartigen Struktur gewährleisten. Das bedeutet, dass eine ungestörte Entwicklung der Verjüngung von entscheidender Dringlichkeit ist. Brechen jedoch

Lawinen über der Waldgrenze ab, muss meist selbst ein intakter Schutzwald kapitulieren. Dort braucht es zusätzliche Lawinenverbauungen. In den Wald eindringende Fließlawinen sind in der Lage, Bäume mit einem Durchmesser bis ca. 30 cm zu brechen, Staublawinen sogar Bäume bis über 60 cm Durchmesser. Das mitgeführte Holz hat eine Erhöhung der Gewalt und Zerstörungskraft zur Folge. Demnach besteht die Hauptaufgabe des Schutzwaldes aus seiner Fähigkeit, das Abgehen von Lawinen innerhalb des Waldes zu verhindern. Die Lawinenschutzfunktion des Bergwaldes beträgt nach dem Waldfunktionsplan 40% (vgl. BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM 2000).

In den vergangenen Jahrzehnten wurde in den Bayerischen Alpen festgestellt, dass unsere Wälder den so wichtigen Schutzfunktionen nicht mehr genügend Rechnung tragen können. Da aber erkannt worden ist, dass ein intakter Schutzwald die beste und auch billigste Lösung der an Zahl und Heftigkeit angewachsenen Lawinenereignisse in den Alpen darstellt, wurde 1986 vom Bayerischen Landtag das Schutzwaldsanierungsprogramm ins Leben gerufen, das auf einen Zeitraum von mindestens 20-25 Jahre ausgelegt wurde. Eine genaue Beleuchtung dieses Programms würde hier zu weit führen (siehe dazu BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM 2000). Es sollte an dieser Stelle eine bloße Erwähnung des Maßnahmenprogramms zur Lösung des Schutzwaldproblems genügen, nur um den Entwicklungsaspekt und den Weg des Schutzwaldes in der Zukunft kurz aufgezeigt zu haben. Auch die Schweizer haben die Wichtigkeit der Schutzwälder erkannt. Sie begannen bereits nach dem Lawinenwinter 1951 mit gezielten Aufforstungen, welche sich laut der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) ausgezahlt haben. Dies bewies der Katastrophenwinter 1999, denn im Waldgebiet sind nur wenige Lawinen angebrochen. Rund 80% des Schutzwaldes in der Schweiz sind in der Lage, die Entstehung von Lawinen zu verhindern (vgl. WSL 1999).

Über den derzeitigen Zustand der Schutzwälder in Bayern kann berichtet werden, dass 60% der Gesamtwaldfläche in Bayern als Schutzwald gemäß dem Waldgesetz für Bayern ausgewiesen sind (vgl. BAYERISCHES STAATSMINISTERIUM 2000).

³ Diese und andere Kriterien erfüllt ein sogenannter *Gebirgspflenterwald*. Er stellt den idealen Schutzwald dar (vgl. MÖßMER 1998 und <http://www.wald-in-not.de>)

2. Grundlegende Prinzipien der Dendrochronologie

Detaillierte Ausführungen über die Prinzipien der Datierungsmethode mit Baumringen werden z.B. bei STOCKES und SMILEY (1968), bei ALESTALO (1971) oder bei FRITTS (1976) gegeben und würden den Rahmen einer Zulassungsarbeit sprengen. Einige wichtige und unabdingbare Sachverhalte, sowie die Klärung der Terminologie sind für das Verständnis der Themenstellung notwendig und werden in diesem Kapitel erläutert.

Dendrochronologie kann im Prinzip überall dort betrieben werden, wo der Baum einen jährlichen Zuwachs in Form eines Jahrrings aufweist. Der Begriff Jahrring ist aber nicht ganz zutreffend, denn jedes Jahr ist zwar ein ringförmiger Zuwachs zu konstatieren, doch bildet sich dieser nur während der Vegetationsperiode, welche in vielen Gebieten der Erde kaum mehr als vier Monate dauert (vgl. SCHWEINGRUBER 1983).

Die Vegetationsperiode ist in Jahreszeitenklimaten die Zeitdauer, während der ein pflanzliches Wachstum möglich ist. Sie ist von den klimatischen Verhältnissen, vor allem von der Temperatur, abhängig. Klimatisch ist die Vegetationsperiode nach der Anzahl der Tage mit Mitteltemperaturen über 5° C definiert. Im Gebirge hingegen entspricht sie meistens der schneefreien Zeit und ist deshalb von Standort zu Standort verschieden (vgl. LESER 1998). Anders ausgedrückt bedeutet das, dass neben anderen die Meereshöhe und die hohen geographischen Breiten limitierende Faktoren des Wachstums sein können. Der Faktor Schnee spielt besonders bei den in dieser Zulassungsarbeit untersuchten Gebieten eine zentrale Rolle. Beide Gebiete befinden sich im Lee von Gebirgszügen, was zu langen schneebedeckten Phasen der Hänge bis ins späte Frühjahr hinein führen kann.

2.1 Bedingungen für eine erfolgreiche Datierung von Holzproben

Ein Baum ist als standorttreues Lebewesen zu sehen, welches auf viele verschiedene Umweltfaktoren zu reagieren vermag. Diese Reaktionen spiegeln sich zum Beispiel in den Jahrringen wider und werden somit messbar. Die jährlichen Jahrringe sind aber nicht alle gleich. Vielmehr zeichnen sie sich durch charakteristische Muster aus. Folgende vier Bedingungen werden für eine erfolgreiche Datierung an diese Muster gestellt.

Die Bäume, die für Datierungszwecke verwendet werden, dürfen pro Vegetationsperiode nur einen Zuwachsring ausbilden. Die zweite Bedingung ist, dass nur ein Umweltfaktor das Wachstum begrenzen darf. Dieser wachstumsbegrenzende klimatische Faktor muss aber, als

dritte Bedingung, in seiner jährlichen Intensität variieren. Solche Variationen drücken sich dann in breiten oder schmalen Jahrringen aus. Erst diese erkennbare Abfolge von verschiedenen breiten Ringen ermöglicht einen Vergleich mit Jahrringsequenzen anderer Proben. Als vierte Bedingung gilt, dass der veränderliche wachstumsbegrenzende Umweltfaktor gleichmäßig effektiv über ein großes geographisches Areal verteilt sein muss. Wäre das nicht der Fall, müssten Standortchronologien für jeden noch so kleinen Ort erstellt werden (vgl. STOKES & SMILEY 1968).

2.2 Baumwachstum

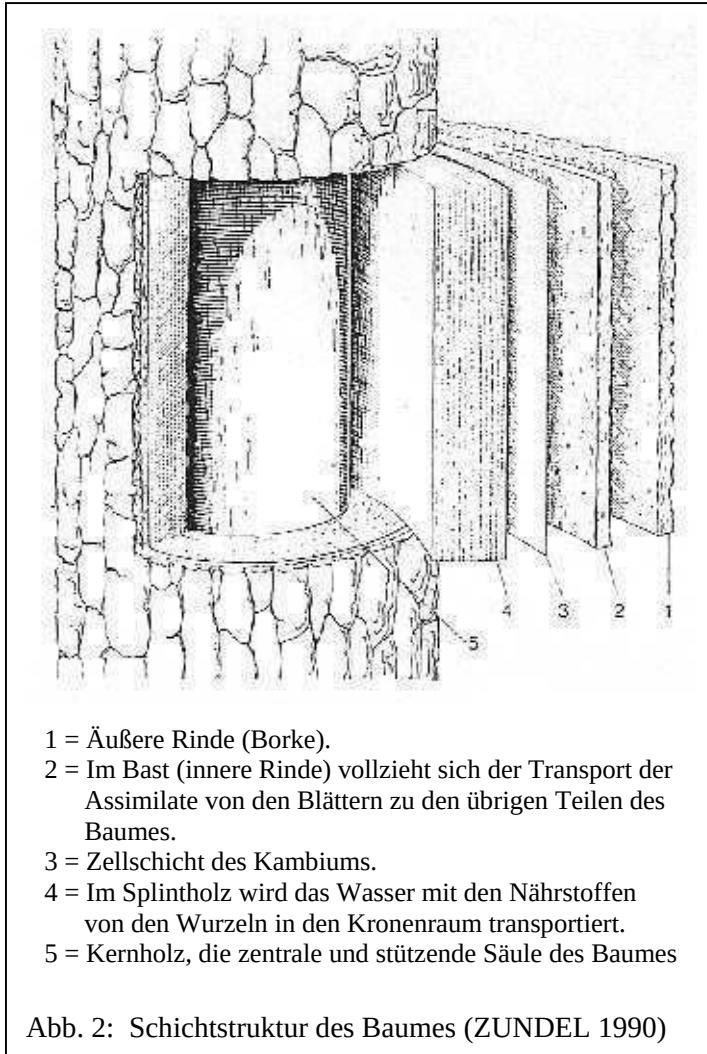
Betrachtet man mit bloßem Auge den Querschnitt eines frisch abgesägten Baumes, erkennt man bei guten Wachstumsbedingungen des Baumes die einzelnen Jahrringe deutlich. Auch die Rinde und der Kern sind problemlos zu sehen. Untersucht man aber eine komplette Baumscheibe mit einem Mikroskop, kann man bei starker Vergrößerung außer den eben genannten Strukturen noch andere Dinge wahrnehmen.

Für das Wachstum eines Baumes ist eine dünne, mit bloßem Auge nicht sichtbare Schicht zwischen dem Holz und der Rinde verantwortlich – das Kambium (Abb. 2). Dieses ist der Ursprung der Zellbildung (vgl. SCHWEINGRUBER 1983).

Die kambiale Tätigkeit hängt von den jahreszeitlichen Veränderungen der Temperatur ab. Zu Beginn der Vegetationsperiode formt das Kambium große, dünnwandige Frühholzzellen. Mit dem Fortschreiten der Vegetationsperiode bildet es kleine, dickwandige Spätholzzellen. Bei genauer Betrachtung des Querschnitts kann man diesen Unterschied im Holz mit bloßem Auge an der Schattierung der Zellen feststellen. Ein Jahrring setzt sich nämlich aus zwei verschieden hellen Ringen zusammen. Der helle Ring repräsentiert das Frühholz, der dunklere das Spätholz. In Ausnahmefällen wird mehr als ein Ring pro Jahr geformt. Solche *multiplen Ringe* werden durch eine Wachstumsunterbrechung wegen ungünstiger Wetterverhältnisse oder aufgrund mechanischer Störungen verursacht. Aus ähnlichen Gründen bilden sich ebenfalls *partielle Ringe*, die nur auf einer Seite des Stammes auftreten. In extremen Fällen können sogar ganze Ringe fehlen (vgl. ALESTALO 1971).

Die unterschiedliche Dicke der Zellwände und das differenzierte Zellflächenwachstum wird auch von der kambialen Tätigkeit gesteuert. Frühholzzellen leben nur wenige Tage. Sofort nach Abschluß der Zellteilung setzt das Zellflächenwachstum ein, was in großen Frühholzzellen resultiert. Die kurze Lebensdauer reicht für eine starke Verdickung der

Zellwände nicht aus, so dass die Zellwände des Frühholzes dünn bleiben (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Die dünnwandigen Frühholzzellen sorgen zusammen mit den weiten Lumina für den Wassertransport im Stamm (Leitgewebe⁴) (vgl. ZUNDEL 1990). Spätholzzellen hingegen bilden sich später und bleiben zwei bis drei Monate am Leben.



Während dieser langen Zeit bis zum Ende der Vegetationsperiode verdicken sie ihre Zellwände (primäres Dickenwachstum). Dann sterben auch sie ab (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Die dunklen dickwandigen Zellen des Spätholzes bestehen aus dem Holzstoff Lignin. Sie dienen der mechanischen Festigung des Baumes (Festigungsgewebe) und schützen ihn vor der Witterung im Winter (vgl. ZUNDEL 1990).

Durch die Zellteilung entstehen zwei verschiedene Gewebe. Die einen Zellen orientieren sich zum Bauminneren und tragen zur Holzbildung bei, die anderen Zellen bilden nach außen hin das Bastgewebe. Auf diese Weise führt

die Zellteilung zu einem sekundären Dickenwachstum des Baumes, wobei der Stamm verdickt wird.

Das Wachstum eines Baumes gliedert sich allgemein in zwei Richtungen: ein Dicken – und ein Höhenwachstum. Das Gesamtwachstum profitiert, stark vereinfacht ausgedrückt, von der Fähigkeit des Baumes Photosynthese zu betreiben. Damit eine Pflanze während ihres Höhenwachstums gewisse Höhen überschreiten kann, ist ein bestimmtes Maß an Festigkeit, aber auch an Elastizität unabdingbar. Der Naturstoff Holz bietet genau diese Fähigkeiten. Er besteht aus zwei chemischen Verbindungen: Zellulose und Lignin. Zellulose ist eine nicht wasserlösliche Zuckerverbindung, welche die nötige Elastizität garantiert, während Lignin aus

⁴ Beim Nadelholz aus Tracheiden bestehend

ringförmigen Kohlenstoffverbindungen (Phenylpropan-Einheiten) besteht, die für die Festigkeit des Holzstoffes sorgen. Die Synergie dieser beiden Substanzen machen das Holz zu einem der besten Naturstoffe (vgl. REICHHOLF 1990).

Nach außen schließt sich an das Kambium der Bast an. Da wesentlich mehr Holz- als Bastzellen im Kambium abgeteilt werden und ein Teil der letztgenannten später abstirbt und abfällt, bleibt der Rindenmantel vergleichsweise dünn (vgl. ZUNDEL 1990).

2.3 Endogene und exogene Wachstumsfaktoren

Die kambiale Tätigkeit und damit die Vitalität eines Baumes ist von endogenen, sowie exogenen Faktoren abhängig.

Die endogenen Wachstumsfaktoren sind genetisch bedingt. Bäume haben, genauso wie Menschen, bestimmte Erbanlagen, die sich auf das äußere Wachstum, wie auch das Zellwachstum auswirken. Zudem werden auch die Gestalt und die Lebensdauer vererbt (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Laut STOKES und SMILEY (1968) bestimmt der genetische Aufbau des Baumes, welche Wachstumsfaktoren er tolerieren kann. Er reguliert ebenfalls die Reaktion des Baumes auf die Umweltbedingungen um ihn herum.

Ob ein Baum sein genetisches Potential komplett ausschöpfen kann, richtet sich nach dem Vorhandensein von bzw. nach dem Mangel an für das Wachstum des Baumes nötigen Umweltbedingungen (Wasser, Nährstoffe, Sonnenenergie, etc.), welche als exogene Wachstumsfaktoren gelten. Diese sind in Bezug auf Qualität und Quantität standortspezifisch. Das Lichtangebot während der Vegetationsperiode hat einen enormen Einfluß auf die Vitalität eines Baumes. Gerät er unter ein dichtes Kronendach, verringert das fehlende Licht die Photosynthese und damit auch die Aktivität des Kambiums. Das Resultat sind schmale Jahrringe. Man unterscheidet in Bezug auf das Lichtangebot nach KRAFT (1884) vier Klassen: herrschende, mitherrschende, unterständige und absolut unterständige Baumklasse⁵. Die soziologische Struktur der Bäume ist demzufolge entscheidender Faktor für das Wachstum.

Die Temperatur wurde bereits als wachstumsbeeinflussender Faktor erwähnt. In enger Relation dazu steht der Niederschlag, der je nach Exposition verschieden stark ausfällt. Der Einfluss der Kontinentalität bzw. Ozeanität spielt hierbei auch eine große Rolle.

⁵ Das Lichtangebot nimmt von der herrschenden zur absolut unterständigen Klasse ab.

Außerdem übt der Wind einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss auf das Stamm- und Kronenwachstum aus. Dabei ist von Bedeutung, ob er laminar oder böig weht.

Zu den exogenen Faktoren zählt ebenfalls der geologische und pedologische Untergrund. Er bestimmt z.B. die Durchwurzelbarkeit, die Durchlässigkeit und die Wasserversorgung, sowie den Nährstoffgehalt.

Chemische Belastungen stören ebenfalls das Wachstum. Sie können sogar letale Folgen für Bäume haben, wie das vor allem Anfang der 80er Jahre des letzten Jahrhunderts in Deutschland der Fall war. Vor allem Stickoxide, Schwefeldioxide und Nitrate verseuchen die Bäume von Seiten der Luft und des Bodens.

Ferner können sich mechanische Störungen wachstumshemmend auf den Baum niederschlagen. Dazu gehören Verletzungen aller Art, wie Viehbiss, Verletzung durch Laubstreuentnahme, Massenbewegungen, usw.

2.4 Reaktionsmechanismen des Baumes

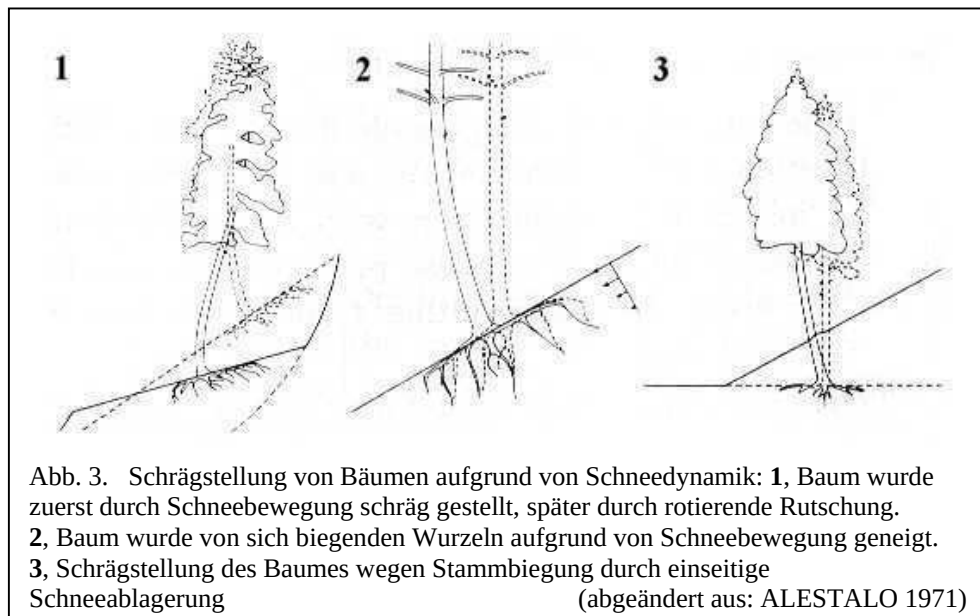
Auf nahezu alle Störungen oder Veränderungen kann der Baum auf irgendeine Weise reagieren. Er reagiert sogar binnen weniger Minuten, doch werden kurzfristige Änderungen kaum in Jahrringen evident. Nur die Summe aller kleinen Änderungen wird im Jahrring dargestellt (vgl. SCHWEINGRUBER 1983).

Da in dieser Zulassungsarbeit ausschließlich mechanische Störungen von Bedeutung sind, werden demnach eingehend die Reaktionsmechanismen auf solche Störungen behandelt. SHRODER (1978) erwähnt sieben Wirkungsweisen auf Bäume, die von geomorphologischen Prozessen ausgehen können: Schrägstellung, Zerreißen von Wurzel- oder Stammholz, Korrasion, Verschüttung des Stammes, Freilegung der Wurzeln, Überflutung und Zufuhr von Nährstoffen durch flachgründige Einsedimentation. Wie der betroffene Baum reagiert, hängt von den einwirkenden Prozessen ab. Mögliche Reaktionsmechanismen sind: Überwallung der Wunden (vgl. Kapitel 3.7), Bildung von Reaktionsholz, Wachstumsschwankungen bis hin zum Absterben oder dem Austreiben von Knospen und der Bildung von Adventivwurzeln oder neuen Stämmen.

Durch Massenbewegungen veränderte Gleichgewichtsbedingungen lösen im Baum eine Ausbildung von Reaktionsholz aus. Nadelhölzer produzieren Druckholz⁶, Laubhölzer Zugholz⁷. Ein Baum hat immer das Bestreben, aufrecht zu wachsen.

⁶ Druckholz besteht aus Lignin

Massenbewegungsprozesse bringen demnach verschiedene äußere feststellbare Reaktionsweisen hervor. So schlägt sich zum Beispiel die Reaktion des Baumes bei einer Bodenbewegung⁸ (Abb. 3) in einem geknickten Stammfuß nieder (Säbelwuchs oder Hangknie) (Abb. 1), da der Baum durch die Bewegung schräg gestellt wurde und nun versucht, durch Ausbildung von dichtem, dunkelfarbigem, dickerem Reaktionsholz auf der hangabwärtigen Seite wieder ein aufrechtes Wachstum zu erlangen (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Die Richtung des Hangknies und die Größe des Winkels hängen von der Richtung und dem Grad der Schrägstellung ab. Hört die Reaktionsholzbildung wieder auf, ist dies ein Indikator dafür, dass der Baum zu seinem normalen vertikalen Wachstum zurückgekehrt ist (vgl. ALESTALO 1971).

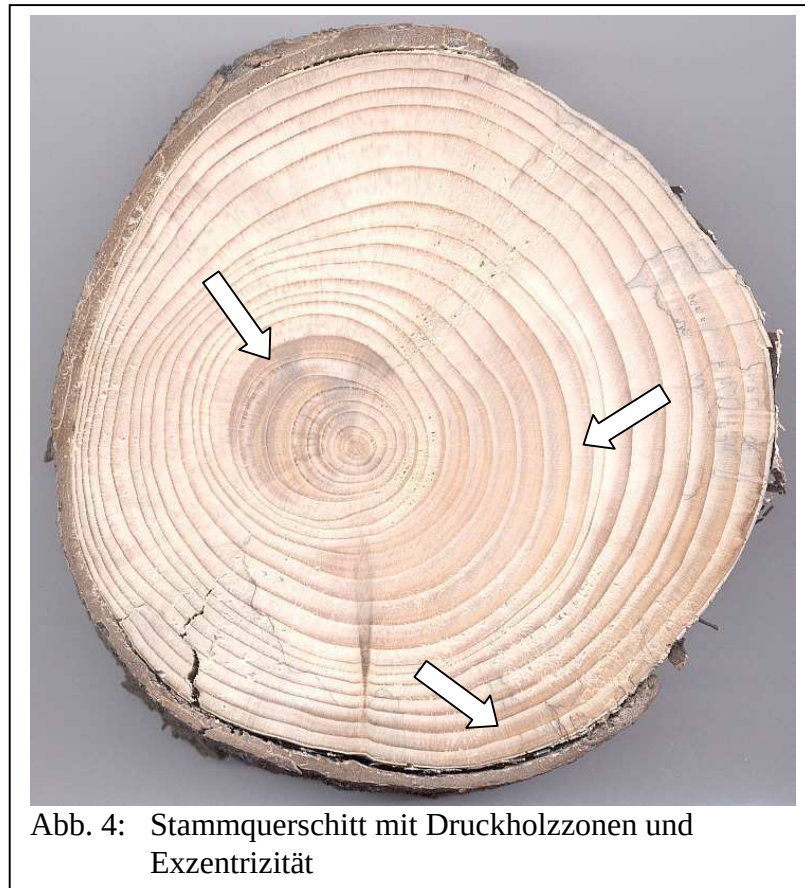


In einem Stammquerschnitt (*cross-section*) spiegeln sich sämtliche Reaktionsmechanismen des Baumes wider. Abbildung 4 zeigt einen Querschnitt eines Baumes, der Druckholzzonen ausbildete, um eine mögliche Schrägstellung aufgrund von Massenbewegungseffekten auszugleichen. Bei diesem Baum (Abb. 4) ist ein Wechsel der Stammlage festzustellen. Bereits in jungen Jahren wurde er schief gestellt. Nur ein Jahr später erfuhr dieser Baum eine

⁷ Zugholz besteht aus Zellulose (vgl. SCHULZ 1989)

⁸ Der Begriff Bodenbewegung ist im Rahmen dieser Arbeit im Sinne von Schneedynamik am Hang zu verstehen.

anders gerichtete Schrägstellung. Der Baum blieb bis zum Tod in schiefer Lage. Daraus ergibt sich der exzentrische Wuchs.



Weitere Reaktionsmechanismen, die im Zuge dieser Arbeit hinsichtlich Schneedynamik von Bedeutung sind, werden im nächsten Kapitel behandelt.

Da Bäume Integratoren sind, d.h. dass sie in der Lage sind auf Umweltfaktoren zu reagieren, passen sie sich immer wieder aufs Neue an veränderte Situationen am eigenen Standort an. Diese Reaktionen werden im Baum gespeichert, was sich die Dendrochronologie zu Nutze macht und wodurch die Stufen der Veränderungen datiert und nachvollzogen werden können.

3. Lawinen

Die eingehende Darstellung des Formenkreises „Lawinen“ entfaltet die Fülle an möglichen Phänomenen der Schneedynamik. Freilich finden sich in meinen beiden Untersuchungsgebieten nur Anzeichen für einige dieser zahlreichen Formen.

Das Wort Lawine stammt aus dem Rätoromanischen und ist aus dem Lateinischen „labi“ abgeleitet, was soviel wie „gleiten“ bedeutet.

In diesem Abschnitt zu Lawinen wird bewusst nicht die Rolle des Menschen miteinbezogen, da der anthropogene Einfluss bei der Lawinenauslösung in den beiden Untersuchungsgebieten nicht von Bedeutung ist.

3.1 Definition

Unter Lawinen versteht man nach De QUERVAIN (1969) und SALM et al. (1988) „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.

Ein Lawinenstrich gliedert sich demnach in drei Zonen. 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 Bodenrauigkeit 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).

Neben den Lawinen sind im Zuge der gravitativen Schneedynamik nach der Nomenklatur des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung, Weißfluhjoch – Davos, noch andere Schneebewegungen zu differenzieren:

- ★ **Schneekriechen:** die sich auf schon gering geneigter Unterlage innerhalb der Schneedecke abspielende Bewegung, resultierend aus einer senkrechten Setzbewegung und einer gleichzeitigen hangparallelen Scherbewegung
- ★ **Schneegleiten:** langsame Translationsbewegung der Schneedecke auf einer geneigten Gleitfläche (ab 15°) über eine kürzere Strecke
- ★ **Gleitschneerutsch:** rasche Verschiebung der Schneedecke um weniger als 50 m (ab 34° auf glattem, ab 40° auf rauherem Boden)

3.2 Internationale Lawinenklassifikation

Lawinen, die eine geomorphologische Form der Massenbewegung darstellen, decken im Gegensatz zu anderen Formen der Massenbewegung, wo nach Materialeigenschaften und Bewegungsformen unterschieden wird (Bergsturz, Steinschlag, Mure, Rutschung etc), mit nur einem Begriff ein Ereignis- und Formenspektrum ab, das viel differenzierter betrachtet werden kann (vgl. ZENKE 1999).

Die Vielgestaltigkeit der Erscheinungsformen von Lawinen veranlasste die UNESCO, eine internationale Lawinenklassifikation aufzustellen, welche die Mannigfaltigkeit des Ereignisses „Lawine“ nach geomorphologischen Kriterien systematisiert (vgl. ZENKE 1999). Lawinen werden aufgrund sichtbarer und messbarer Eigenschaften nach einer Anzahl

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 Schneestaubwolke durch die Luft: <i>Staublawine</i>	fließend, dem Boden folgend: <i>Fließlawine</i>
Ablagerungsgebiet	Oberflächenrauigkeit der Ablagerung	grob (über 0,3 m): <i>Grobe Ablagerung</i>	fein (unter 0,3 m): <i>Feine Ablagerung</i>
	Feuchte der Ablagerung	trocken: <i>Trockene Ablagerung</i>	naß: <i>Nasse Ablagerung</i>
	Fremdmateriale in der Ablagerung	fehlend: <i>Reine Ablagerung</i>	vorhanden (Steine, Erde, Äste, Bäume): <i>Gemischte Ablagerung</i>

Tab. 1: Internationale Lawinenklassifikation (nach: LAND TIROL 1996)

unabhängiger Kriterien klassifiziert (vgl. De QUERVAIN 1973). Die Klassifikation differenziert nach der Anrissform, nach der Lage der Gleitfläche und der Feuchtigkeit der Schneemassen sowie der Form der Sturzbahn. Die Bewegungsform kann entweder fließend oder stiebend sein und macht dabei eine Aussage darüber, ob die Schneemassen den Reliefstrukturen des Geländes folgen oder davon weitgehend losgelöst als Schneestaub-Wolke durch die Luft schießen. Zudem wird die Klassifikation in den Erscheinungsformen der Lawinenablagerung ergänzt. Zu jedem Kriterium werden außerdem noch Alternativmerkmale angegeben (Tab. 1) (vgl. ZENKE 1999).

3.3 Natürliche Einflussfaktoren auf das Lawinengeschehen

Die Bildung von Lawinen hängt von verschiedenen Faktoren ab (Abb. 5). Darunter fallen die Geländebeziehungen (Hangneigung, Exposition, Relief, Untergrund), der Witterungsverlauf (Niederschlag, Temperatur, Strahlung, Wind), die Vegetation (Bodenbewuchs, bodennahe Strauch- und Krummholzschicht, Waldbestand) und nicht zuletzt die Struktur der Schneedecke (Schichtung, Scherfestigkeit). Dabei sollen aber die einzelnen Teilfaktoren nicht isoliert gesehen, sondern vielmehr als ein Interdependenzgefüge verstanden werden. Sie stehen in ihrer Wirkung auf die Schneedecke und die Lawinenbildung in wechselseitigen Beziehungen. Letztendlich bestimmen alle natürlichen Faktoren zusammen die Stabilität einer

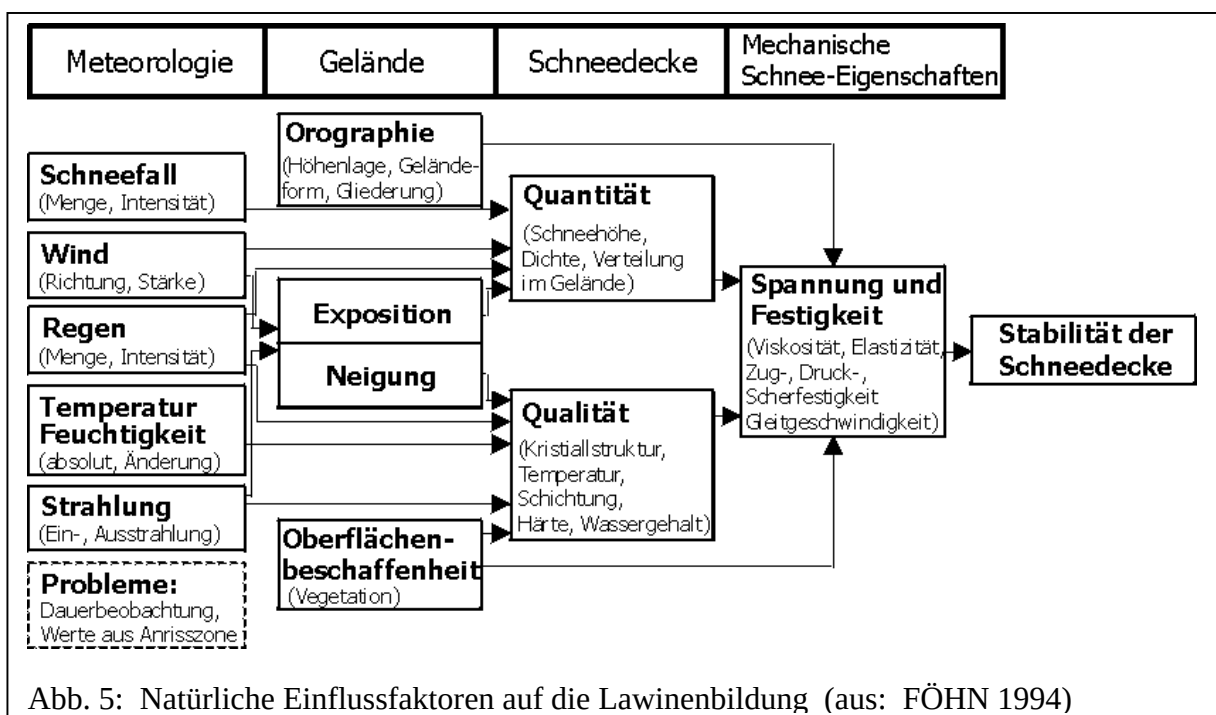


Abb. 5: Natürliche Einflussfaktoren auf die Lawinenbildung (aus: FÖHN 1994)

Schneedecke. Sie ist es schließlich, die eine örtliche Lawinenbildung steuert (vgl. FÖHN 1994). Aufgrund der Brisanz dieses entscheidenden Teilfaktors Schneedecke wurde ein eigener Unterpunkt erstellt, der sich damit detaillierter auseinandersetzen wird.

Die Gefahr einer Lawinenauslösung nimmt in der Regel mit der Steilheit zu. Mögliche Neigungswinkel für einen Lawinenanbruch liegen zwischen 20° und 60°. Auch die Hangrichtung (Exposition) ist besonders nach Schneefall- und Windperioden von großer Bedeutung. Im Hochwinter festigen sich Südhänge durch Sonneneinstrahlung und Setzung schneller als Nordhänge. Diese bleiben wegen fehlender Sonneneinwirkung und niedriger Temperaturen der Lawinengefahr länger ausgesetzt. Im Spätwinter hingegen verliert die Schneedecke in Südhängen bei Sonneneinstrahlung sehr schnell an Stabilität. Die Folge sind Nassschneelawinen (*slush flows*). Ähnliche Kriterien gelten auch für Ost- und Westhänge. Osthänge sind im Spätwinter bei Sonneneinstrahlung bis über Mittag, Westhänge am Spätnachmittag gefährlich. Die Rauigkeit des Untergrunds bietet nur solange Sicherheit bis sich eine geschlossene Schneedecke gebildet hat. Mit zunehmender Schneehöhe geht nämlich die Wirkung der Bodenrauigkeit zurück, da in der Schneedecke Gleitflächen entstehen. Mulden stellen beispielsweise eine höhere Gefahr dar als Rippen oder Buckel.

Im Zuge des Witterungsverlaufs sind starke Schneefälle kombiniert mit Wind eine häufige Lawinenursache. Der Neuschnee kann sich auf die kurze Zeit bei zunehmender Eigenlast nicht verfestigen, wodurch es zwangsläufig zu Lawinenanrissen kommt. Die Temperatur wirkt sich in mehrfacher Weise aus: Niedrige Temperaturen lassen eine vorherrschende labile Situation fortbestehen, während eine Erwärmung eine rasche Stabilisierung herbeiführt. Zu Beginn der Erwärmung vermindert sich zwar die Festigkeit und die Gefahr steigt, anschließend stabilisiert sich der Schnee stärker, wodurch die Gefahr gebannt wird. Der Wind besitzt wie das Wasser eine bestimmte Schleppkraft, deren Größe eine Funktion der Geschwindigkeit ist. Er bewirkt bei ausreichender Geschwindigkeit Schneeabtrag (Erosion) einerseits und bei geringerer Strömungsgeschwindigkeit Schneeanhäufung andererseits. Damit wird er vor allem in Leebereichen und in der Nähe der Gipfelregionen durch Tribschneeablagerungen und Verdichtung des Schnees zu einem ausschlaggebenden Faktor für das Lawinengeschehen. An Graten und Kämmen kommt es zur Bildung von Wächten und im Lee unterhalb der Wächte zu Wächtenkeilen. Brechen diese bei starker Erwärmung ab, führt dies zur Lawinenauslösung im darunterliegenden Hang.

Einen guten Schutz gegen Lawinenanbrüche gewährleistet ein dichter, mehrstufiger Wald. Strauchvegetation (Latschen, Erlen, Alpenrosen etc.) ist eher skeptisch zu beurteilen. Sie

bieten nur dann eine Sicherheit, wenn die Schneehöhen gering sind (ähnlich wie bei rauher Bodenoberfläche). Bei zunehmenden Schneehöhen blockiert eine Strauchvegetation eine ausreichende und gleichmäßige Setzung der Schneedecke. In diesem Zusammenhang muss allerdings bemerkt werden, dass die Bremswirkung des Waldes bei StaUBLawinen nur sehr beschränkt ist. Dies liegt an ihrem sehr hohen Angriffspunkt im Kronenbereich der Bäume (vgl. LAND TIROL 1988).

3.4 Einfluss schneedeckenspezifischer Faktoren auf das Lawinengeschehen

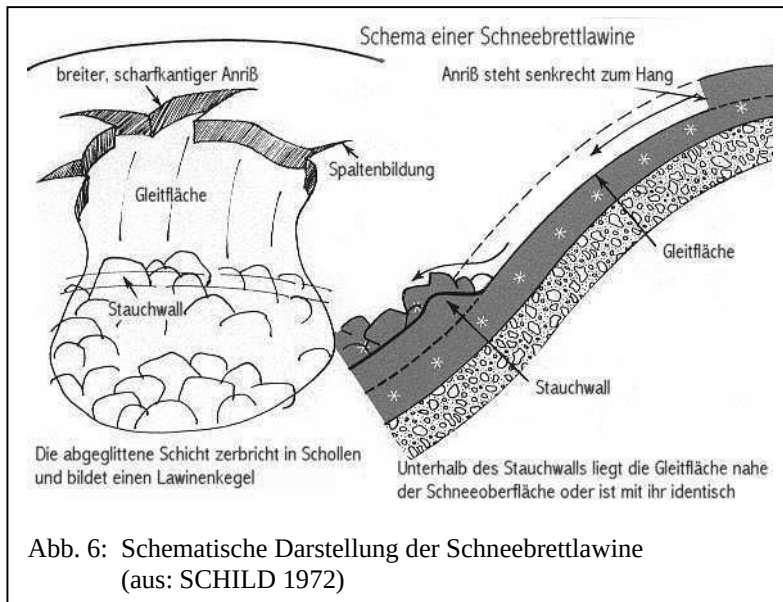
Die Schneedecke ist das komplizierteste Element im Interdependenzgefüge, da es sowohl ein reagierendes wie auch agierendes Medium ist. Die in der Schneedecke eigendynamisch ablaufenden Prozesse unterliegen vor allem den Witterungseinflüssen. Aber auch die Umgebung, z.B. ein Waldbestand oder Freiland, steuert über die Beeinflussung von Schneeablagerung und Schneedeckenumbau entscheidend die Umwandlungsprozesse innerhalb der Schneesicht. Obwohl die externen Einflüsse auf die schneedeckenspezifischen Vorgänge in einem großen Maße zu Buche schlagen, ist der Schnee durchaus allein in der Lage, lawinenfördernde Situationen wegen seiner physikalischen Eigenschaften zu verstärken oder aber auch zu hemmen (vgl. KONETSCHNY 1990). Genauere Erläuterungen zu den physikalischen Eigenschaften der Schneedecke können im Anhang (Kap. 9.1) nachgelesen werden.

3.5 Lawinenbildung

Eine Schneedecke gerät in Bewegung, wenn die Haftung am Untergrund aufgrund der Schwerkraft zu gering wird oder die Bindung der Schneekristalle untereinander gelockert wird (vgl. HERB 1972). Dabei ist nicht nur die Hangneigung von großer Bedeutung, sondern es spielen auch die Geländeform, die Wetterbedingungen, der Aufbau der Schneedecke und die Beschaffenheit ihrer Oberfläche eine wichtige Rolle. Darüber hinaus verrät der Bildungsmechanismus von Lawinen viel über eine mögliche Lawinengefahr (vgl. HANAUSEK 1988).

3.5.1 Schneebrettlawine

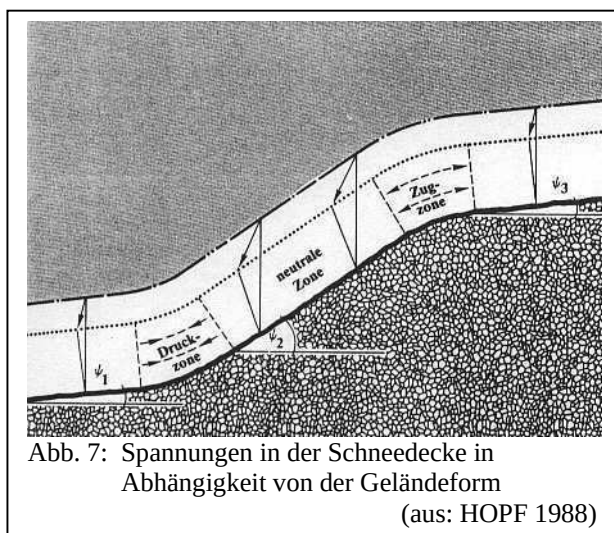
Die Schneebrettlawine wird durch das gleichzeitige Abgleiten eines flächigen Schneebretts charakterisiert, wobei sich eine zur Hangneigung rechtwinklige obere Anrissstufe bildet (Abb. 6). Der Initialbruch beginnt sehr oft in einer kleinen Fläche oder an einem Punkt. Von



dort aus breitet er sich aufgrund des Vorhandenseins einer festeren Schneesicht, welche Kräfte über größere Distanzen übertragen kann, schnell aus. Eine darunter liegende schwächere Schneesicht ist für eine geringe Kohäsion, z.B. infolge einer Schwimmschnee-Bildung, verantwortlich, wodurch es folglich zum

Loslösen und Abgleiten des ganzen Schneebretts kommt. Bereits nach wenigen Dezimetern können große Lawinengeschwindigkeiten erreicht werden (vgl. HANAUSEK 1988). Typisch für Schneebrettlawinen ist ein Stauchwall am unteren Ende des Schneebretts (Abb. 6), über den die an Scherrissen nach oben abgleitende Masse hinweg fließt (vgl. HERB 1972).

3.5.1.1 Spannungen in der Schneedecke



Durch verschiedene Hangneigungen, das Gewicht des Schnees und unterschiedliche Reibungswiderstände entwickeln sich in Verbindung mit Kriech- und Gleitbewegungen mechanische Spannungen innerhalb der Schneedecke. Vor allem die entscheidenden Druck- und Zugspannungen bestimmen neben dem Normaldruck (senkrecht zum Hang) und der Scherkraft

(parallel zum Hang) über das Ableiten von Lawinen (vgl. HERB 1972).

Bei Spannungen im geneigten Hang ist der am geringsten beanspruchte Bereich die *neutrale Zone*. Dort herrschen ein gleichmäßiges Gefälle sowie gleiche Untergrundverhältnisse, Schneebeschaffenheit und Schneeschichtung. Der Normaldruck und die Scherspannung halten sich die Waage.

In der Natur findet man derartige ideale Verhältnisse nur äußerst selten vor. Versteilt sich das Gelände nach unten (Abb. 7), so erhöht sich auch die Kriechbewegung nach unten, wodurch im Bereich der Gefällszunahme Zugspannungen auftreten. Im umgekehrten Fall, bei einer Verringerung der Hangneigung nach unten, entstehen Druckspannungen, d.h. die Schneedecke stützt sich nach unten ab (vgl. HOPF 1988).

Als Vorstufe von Lawinen treten häufig Kriech- oder Gleitbewegungen der Schneedecke auf. Diese kommen dann zum Ausdruck, wenn die Zug- und Druckspannungen gestört sind. Dabei



Abb. 8: Lawinenmaul

reißt die Schneedecke in der Zugzone bis zur Gleitschicht bzw. bis zum Grund ab. In natura sind Risse und Spalten oder das Phänomen der sogenannten *Lawinenmäuler* (Abb. 8) Anzeichen für diesen Prozess der Entspannung (vgl. HERB 1972).

3.5.1.2 Auslösung der Schneebrettlawine

Zur endgültigen Auslösung der Lawine kommt es, wenn sich die Risse und Spalten (siehe oben) mit Schnee oder Wasser füllen und somit die Druckspannung als Folge der Vergrößerung des Eigengewichts der Schneedecke erhöht wird (vgl. HERB 1972). Demzufolge stellt starker Schneefall eine häufige Ursache für Lawinenereignisse dar.

Ebenso leistet die Verminderung der Festigkeit des Schnees durch diverse Metamorphose-Prozesse (Kap. 9.1.2) unter Temperatureinfluss ihren Beitrag zu einer eventuellen Auslösung einer Schneebrettlawine. Eine starke Erwärmung kann gegebenenfalls den Schnee infolge der Schmelz-Metamorphose aufweichen und die Bildung einer Schmierschicht fördern, auf der ein Schneebrett abgleiten kann.

In der Auslaufzone der Lawine lagert sich der Schnee in Form von Schollen und/oder Blöcken ab (vgl. HERB 1972).

3.5.2 Lockerschneelawine

Die Lockerschneelawine unterscheidet sich von der Schneebrettlawine in erster Linie in ihrer Anrissform. Sie ist durch einen punktförmigen Anriss an der Schneeoberfläche charakterisiert und zeigt bei ihrem Abgleiten eine typische Birnenform mit wesentlich größerer Länge als Breite. Voraussetzung für eine Lockerschneelawine ist Schnee mit geringer Kohäsion. Setzt sich aus diesem lockeren Gefüge ein Schneeteilchen vorzugsweise durch einen herunterfallenden Eiszapfen, Schneeklumpen oder Stein unter Felsgelände hangabwärts in Bewegung, kann daraus durch Weitergabe der Stoßenergie an ebenfalls labil gelagerte Schneeteilchen eine Kettenreaktion erzeugt werden, die dann zu einer Lawine führt (vgl. HANAUSEK 1988).

Lockerschneelawinen können aus trockenem, feuchtem oder nassem Schnee zusammengesetzt sein. Ihr Materialzustand wirkt sich auf die Geschwindigkeit aus. Je trockener das Material ist, desto schneller ist die Lawine. Das Abgleiten der Schneeteilchen beginnt an der Oberfläche. Im weiteren Verlauf hangabwärts werden immer tiefere Schichten involviert, bis eine härtere Schicht oder der Boden eine Gleitbahn bildet (vgl. HERB 1972).

Lockerschneelawinen sind auch in der Lage sich von selbst loszulösen. Dazu sind hauptsächlich steile Hänge über 40° bis 60° notwendig (vgl. HANAUSEK 1988).

Eine Variation der Lockerschneelawine stellt die Grundlawine dar. Sie reißt bis zum Boden ab und besteht aus schwerem, nassem Schnee, der mit Fremdmaterial, z.B. Bäumen, angereichert ist. Grundlawinen sind typische Frühlingslawinen, gekoppelt an Tauwetterperioden. Fehlt jedoch das Fremdmaterial im Schnee, so spricht man von Nassschneelawinen (vgl. De QUERVAIN 1973).

3.6 Lawinendynamik

Die Lawinendynamik umfasst im Folgenden die Determinanten Lawinenbewegung, Lawinengeschwindigkeit, Form der Sturzbahn und Lawinenkräfte.

Lawinenbewegung

Wenn sich ein Schneebrett löst, setzt zuerst eine gleitende Bewegung ein, wodurch das Brett in einzelne Schollen zerbricht. Dauert die Bewegung weiter an, so gehen die Schollen allmählich in eine pulvrige oder breiige Masse über. Die Gleitbewegung beschleunigt sich dabei und wechselt somit in eine Fließbewegung über (*Fließlawine*). Die Geschwindigkeit der Fließlawine nimmt vom Boden zur Oberfläche aufgrund der nachlassenden Bodenreibung zu. Bewegt sich die Fließlawine in einer steilen Sturzbahn, wird bei weiterer Beschleunigung die Bewegung durch Luft- und Schnee-Einzug turbulent. Falls die Lawine aus trockenem und feinkörnigem Schnee besteht, kommt es bei etwa 10 ms^{-1} zu einem oberflächlichen Aufstieben von Schneestaub. Bei anhaltender Bewegung und aufgrund weiterer Luftzufuhr stieben immer mehr Schneeteilchen in die Luft auf, so dass sich über der fließenden Masse eine gewaltige Schneestaub-Wolke entwickelt. In diesem Zusammenhang spricht man von einer *Mischlawine*, welcher einerseits eine Luftdruckwelle vorausseilt, andererseits Sogkräfte nach dem Lawinendurchgang folgen. Hebt sich aber infolge eines Gefällsbruchs die Schneemasse komplett vom Boden ab, entsteht eine *Staublawine*, die enorme Geschwindigkeiten erreichen kann. Durch die hohen Geschwindigkeiten wird vor der sich walzenförmig bewegenden Lawine ein mächtige Druckwelle erzeugt, die große Schäden anrichten kann. Abgänge von Staublawinen sind auf Lawinenstrichen insbesondere an den abgebrochenen Baumkronen zu erkennen. Der Grund dafür ist, dass der oberste Rand des aufgewirbelten Schnees bis zu 30 – 50 m über dem Boden liegt (vgl. HANAUSEK 1988; HERB 1972).

Lawinengeschwindigkeit

Die Schnelligkeit der Lawinen hängt von der bewegten Schneemasse, dem Neigungswinkel der Sturzbahn und der Dichte des Schnees ab. Die Geschwindigkeit nimmt zu, je größer die Masse, je steiler die Sturzbahn und je geringer die Dichte ist.

Die nachfolgende Aufstellung gibt Aufschluss über die Größenordnung von Lawinengeschwindigkeiten:

Nasse Fließlawine:	$10 - 20 \text{ ms}^{-1}$ (70 km/h)
Trockene Fließlawine:	$20 - 40 \text{ ms}^{-1}$ (150 km/h)
Staublawine:	$30 - 70 \text{ ms}^{-1}$ (250 km/h)

Fließlawinen erreichen ihre maximale Geschwindigkeit an der Oberfläche, während Staublawinen sie ungefähr in der Mitte der Ganghöhe erzielen. Darüber hinaus beeinflussen auch die innere Reibung und die Bodenreibung auf der Gleitbahn die Fließgeschwindigkeit einer Lawine wesentlich (vgl. HANAUSEK 1988).

Form der Sturzbahn

Dabei unterscheidet man zwischen kanalisierten Lawinen (*Runsenlawinen*, deren Breite in der Sturzbahn um ein Vielfaches geringer ist als im Anrissgebiet) und *Flächenlawinen*, deren Breite vom Anrissgebiet bis zur Ablagerung fast gleich bleiben. Die Konzentration der Lawine in einer engen Sturzbahn (Runse) führt zu einer sehr starken Fließmächtigkeit. Verfügt das Gelände zudem über eine entsprechende Steilheit, resultieren daraus sehr hohe Geschwindigkeiten. Bei trockenem Schnee wird dieser stark aufgewirbelt und es werden sehr große Reichweiten, sowohl des Fließ- wie auch des Staubanteils, erreicht. Handelt es sich dagegen um reine Flächenlawinen, spielt der oben genannte Effekt der Konzentration keine Rolle, weswegen deutlich geringere Geschwindigkeiten und damit kürzere Ausläuflängen erreicht werden (vgl. HANAUSEK 1988).

Lawinenkräfte

Kraftwirkungen innerhalb der Lawine sind dynamisch und wachsen mit dem Quadrat der Geschwindigkeit. Dabei sind die Schneedichte, die Lawinenbahn, die Art des Hindernisses und die Lawinengeschwindigkeit von Bedeutung. Bereits am Ende der Absturzstrecke weist die Lawine 80 % ihrer maximalen kinetischen Energie auf. Somit erreicht eine abgleitende Schneesicht nach einer Anlaufstrecke von nur 40 m 4/5 ihrer maximalen Zerstörungskraft (vgl. IN DER GAND 1978). Eine Mischlawine übt beispielsweise bei frontalem Stau und einer mittleren Geschwindigkeit von 30 ms^{-1} einen Druck von 18 tm^{-2} in Bodennähe aus. Umströmt eine Lawine ein Hindernis, ergibt sich günstigstenfalls ein Wert von $4,5 \text{ tm}^{-2}$. In Fließrichtung der Lawine können die Druckwerte sogar bis zu 50 tm^{-2} betragen. Die vorausseilende Luftdruckwelle bei einer Staublawine beträgt ungefähr $0,5 \text{ tm}^{-2}$. Sogkräfte nach dem Durchgang der Lawine machen nur einen Bruchteil der Lawinenkräfte aus. Um Bäume zu entwurzeln, müssen Druckkräfte bis 10 tm^{-2} auftreten.

Die Vegetation in der Lawinenbahn kann als Anhaltspunkt für die Lawinenwirkung und die Häufigkeit des Lawinenabgangs dienen (vgl. HANAUSEK 1988).

Häufigkeit des Lawinenabgangs	Vegetation
1 – 2 Jahre	kahle Flächen, Buschwerk
2 – 10 Jahre	Jungwuchs bis ca. 2 m Höhe, Laubgehölz
10 – 25 Jahre	Nadelholz-Jungwald, Laubbäume
25 – 100 Jahre	Nadelwald bis 100 Jahre alt
über 100 Jahre	alter Nadelwald über 100 Jahre alt

3.7 Auswirkungen der Schneedynamik auf die Bäume

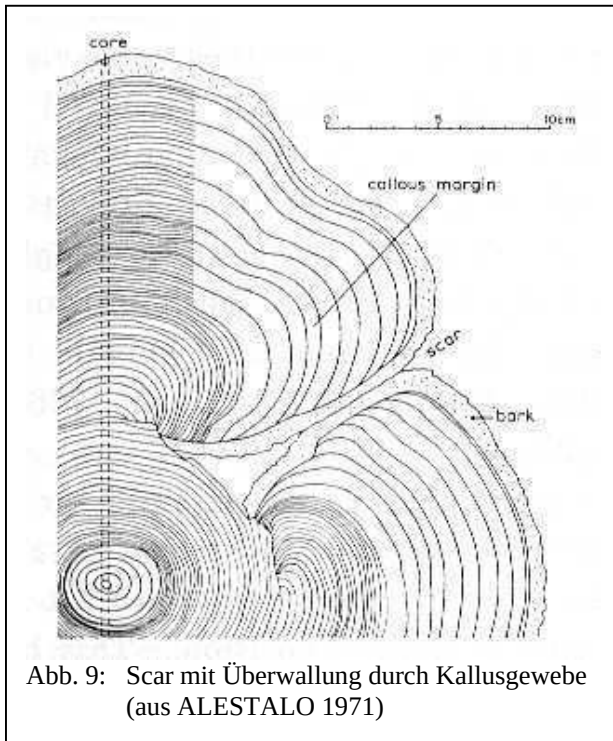
Lawinen prägen durch lange, baumlose Striche das Bild des vor allem subalpinen Waldes. Es sind in erster Linie die Bäume, die den enormen Kräften einer Lawine ausgesetzt sind. Aufgrund ihrer Materialfestigkeit, ihrer Form – die Krone bietet eine große Angriffsfläche – und ihrer Verankerung (oberflächliche Verwurzelung⁹) präsentieren sie sich als ungünstige Widerstandsobjekte gegen die hohen Kräfte einer Lawine. So verursachen z.B. Staublawinen Kronenbrüche oder entwurzeln schlimmsten Falls ganze Bäume. Auch Stammverletzungen sind Auswirkungen direkter mechanischer Schäden, wie sie durch die im Lawinenschnee transportierten Steine und Stämme hervorgerufen werden. Diese Form der mechanischen Störung, auch als *Korrasion* bezeichnet, hängt von der Eigenschaft und der Art und Weise des Transports des abschabenden Materials ab. Große Blöcke können Baumstämme und Äste abbrechen oder dem Stamm tiefe Wunden, *Scars*, zufügen. Feineres Material jedoch, wie zum Beispiel äolisch transportierte scharfkantige Schneekristalle, verursacht nur leichte Schleifwunden (vgl. SHRODER 1978).

Der Baum reagiert auf solche Ereignisse, die sowohl in der Architektur (Abb. 1), wie auch im Jahrringbild sichtbar werden. Wird das für das Wachstum verantwortliche Kambium unter der Rinde z.B. durch Steinschlag weggerissen, entsteht ein *Scar*, das ebenfalls im Jahrringbild festgestellt werden kann. Die Holzbildung hört vorübergehend lokal auf. Allgemein entwickeln sich nur noch enge Jahrringe. Das *Scar* wird allmählich mit einem sogenannten Kallusgewebe und jüngerem Holz, sowie neuer Rinde von außen nach innen überwallt. Die Ringe des neueren Holzes treffen von oben auf das alte verwitterte Holz und schließen so die Wunde (Abb.9) (vgl. SHRODER 1978). Bereits eine minimale Verdünnung der Rinde durch einen Korrasionseffekt modifiziert die Funktionsweise des darunterliegenden Kambiums. Dort ist der Jahrring vergleichsweise dünner. Multiple Ringe können dort ebenso auftreten,

⁹ Besonders die in den Untersuchungen beprobte Fichte bildet ein extrem flaches Wurzelsystem aus

denn sie sollen den Schutz vor Evaporation und Temperaturschwankungen, den normalerweise die Rinde innehat, kompensieren (vgl. ALESTALO 1971).

Eine weitere Auswirkung der Schneedynamik ist die Ausbildung von Druckholzzonen, die



auf eine Lageverschiebung des Baumes hindeuten. Dafür können z.B. im Lawinenhang Luftdruckwellen oder Schneegleiten verantwortlich sein. Damit einher geht meistens auch ein abrupter Wechsel von einem konzentrischen zu einem exzentrischen Wachstum der Jahrringe. Dies geschieht ebenso durch die Produktion von dickerem Reaktionsholz. Indem man die Anzahl der exzentrischen Ringe zählt, ist es möglich, den Prozess, der für diese Positionsveränderung ursächlich ist, zu datieren. Bei der Interpretation sollte jedoch berücksichtigt werden, dass der Grund für eine Reduktion der Exzentrizität

möglicherweise im sich wieder aufrichtenden Wachstum des Baumes liegt (vgl. ALESTALO 1971).

Des Weiteren weisen abrupte Zuwachsänderungen auf jeden Fall auf eine plötzliche Veränderung hin. Dies kann durch einen Kronenbruch, eine Schiefstellung, eine Freistellung oder durch eine teilweise Entwurzelung geschehen (vgl. SCHWEINGRUBER 1993). Noch junge Bäume mit geringem Durchmesser werden aufgrund ihrer altersbedingten Biegsamkeit von Lawinen niedergebogen und überflossen. Ihre Zerstörung durch Entwurzelung ist auf die bei der langsamen Gleitbewegung verursachte Verzahnung des Schnees mit dem Bäumchen und der daraus resultierenden Zugkraft zurückzuführen (vgl. SCHÖNENBERGER 1978).

Einer weiteren Wirkung des Kriechschnees muss ebenfalls Beachtung geschenkt werden. Er deformiert in erster Linie junge Bäume. Sie werden dabei geknickt, am Stammfuß gebogen und Äste werden abgerissen. Dickere und damit ältere Bäume können dem Schneedruck widerstehen und richten sich auf, wodurch ein sichelförmiger Stammfuß entsteht, der sogenannte Säbelwuchs (Abb. 1).

Diese Kriech- oder Gleitschneebewegungen können wiederum im Jahrringbild anhand des Druckholzes nachgewiesen werden. Erst Bäume mit einem Stammdurchmesser > 25 cm

erzeugen bei Schneedruck kein Druckholz mehr. Säbelwuchs und Druckholz ist immer an eine Stammexzentrizität gebunden. Jedoch können auch geradstämmige Bäume ohne Druckholz an Hangstandorten exzentrisch sein (vgl. SCHWEINGRUBER 1993).

Auch der sogenannte Harfenwuchs stellt eine Reaktionsmöglichkeit des Baumes auf eine Schrägstellung dar. Dabei bildet er meistens auf der Oberseite des geneigten Stammes aus schlafenden Augen neue Sprosse (Adventivwurzeln), die senkrecht nach oben wachsen und eigene Kronen entwickeln (vgl. ALESTALO 1971). Der Harfenwuchs (Abb. 1) ist besonders für Lawenstriche typisch. Ebenso lässt der sogenannte Kandelaberwuchs (Abb. 1) auf Lawinentätigkeit schließen. Hierbei wurde der Stamm von Lawinenereignissen abgebrochen (vgl. SCHWEINGRUBER 1993). Ein verdickter Ast übernimmt nun die Funktion des Stammes (vgl. ALESTALO 1971).

Darüber hinaus ist es möglich, dass eine Schrägstellung eine Wachstumsverzögerung oder ~unterdrückung verursacht, wenn die Schrägstellung extrem ist. Auf der Gegenseite der Reaktionsholzausbildung (bei Koniferen auf der hangaufwärtigen Seite) treten als Ausgleich enge Ringe auf. Manchmal ist auch eine Zunahme der Jahrringbreiten dort zu verzeichnen, wo eine Verzögerung der Reaktionsholzentwicklung stattfand (vgl. SHRODER 1978). Bäume mit einem kleinen, schwachen oder flachen Wurzelsystem, wie beispielsweise die Fichte, sind sehr anfällig für Massenbewegungseffekte, worin auch die Schneedynamik eingeschlossen ist (vgl. ALESTALO 1971).

Jede Lawine, die einen Baumbestand verschüttet, beeinflusst damit das Wachstum der Bäume. Der Verschüttungszeitpunkt und das Ausmaß können mit Hilfe der Wuchsreaktionen rekonstruiert werden, die sich im Jahrringbild der betroffenen Bäume ablesen lassen.

4. Untersuchungsgebiete

Wie bereits an der Themenstellung dieser Zulassungsarbeit ersichtlich, wurden zwei verschiedene Arbeitsgebiete untersucht und analysiert.

In diesem Kapitel werden die Arbeitsgebiete vorgestellt und vor allem die beiden untersuchten Lawenstriche innerhalb dieser Untersuchungsgebiete näher beleuchtet. Zunächst aber soll eine Begründung für die Auswahl dieser Arbeitsgebiete gegeben werden.

4.1 Auswahl der Arbeitsgebiete

Das Thema für diese Zulassungsarbeit wurde im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft DFG geförderten Projekts (DFG STR 253/5-1) erteilt. An diesem interdisziplinären Projekt SEDAG (Sedimentkaskaden in alpinen Geosystemen) sind insgesamt Arbeitsgruppen von sechs deutschen Universitäten (Göttingen, München, Bonn, Erlangen, Halle, Regensburg) beteiligt. Ziel von SEDAG ist es, den Sedimenthaushalt und die Landschaftsentwicklung in alpinen Einzugsgebieten anhand der Bestimmung von Frequenz und Volumen rezenter und subrezenter Prozesse gravitativer und fluvialer Genese für das Postglazial zu messen und die an der Formung beteiligten Einzelprozesse (aquatischer und fluvialer Hangabtrag, Lawinen, Rutschungen, Kriechen, Muren, Transport in Fließgewässern und Änderungen an Speichern) zu modellieren. Darauf aufbauend wird ein komplexes Modell der Sedimentkaskaden entwickelt, um die aktuelle Landschaftsentwicklung zu beschreiben. Als Untersuchungsgebiete für dieses Vorhaben wurden das Einzugsgebiet des Lahnenwiesgrabens und des Reintals ausgewählt, weil beide Gebiete gerade wegen ihrer Nähe zueinander und ihrer Ähnlichkeit in Bezug auf klimatische Bedingungen interessant sind. Außerdem sind sie geschlossene hydrologische Einzugsgebiete mit nur jeweils einer Entwässerungsstelle.

Die Arbeitsgruppe Regensburg wurde unter anderem mit der Aufgabe betraut, Massenbewegungen anhand von dendrogeomorphologischen und dendrochronologischen Auswertungen nachzuweisen und zu datieren.

Da diese Zulassungsarbeit aus obigem Projekt hervorgeht, waren meine beiden Arbeitsgebiete von Anfang an festgestanden. Die Auswahl der letztendlich bearbeiteten Lawenstriche in den Untersuchungsgebieten basiert auf ausreichend Beweismaterial vergangener Lawenereignisse. Besonders der Lawenstrich im Lahnenwiesgraben bot sich durch die

Präsenz von zerstörten Bäumen und Totholz in Verbindung mit einer baumlosen Bahn am Hang parallel zum Gefälle an. Dort konnten ohne Probleme Proben in Form von Baumscheiben für die Untersuchungen entnommen werden. Zudem spielten bei der Auswahl beider Lawenstriche für Lawinenereignisse besondere naturräumliche Faktoren, welche im Anschluss erläutert werden, eine große Rolle. Auch die entsprechenden Voraussetzungen und Einflussfaktoren für mehrere verschiedene Arten von Lawinen, verankert in den jeweiligen Definitionen, waren in beiden Gebieten zu einem großen Teil erfüllt. Man konnte also vermuten, dass beide Lawenstriche ausreichend verwertbare Ergebnisse liefern würden, um Lawinenereignisse mit Hilfe der Dendrogeomorphologie zu erforschen.

4.2 Lage und Größe der Untersuchungsgebiete

Der nachfolgende Kartenausschnitt (Abb. 10) aus der Übersichtskarte von Bayern 1:500 000

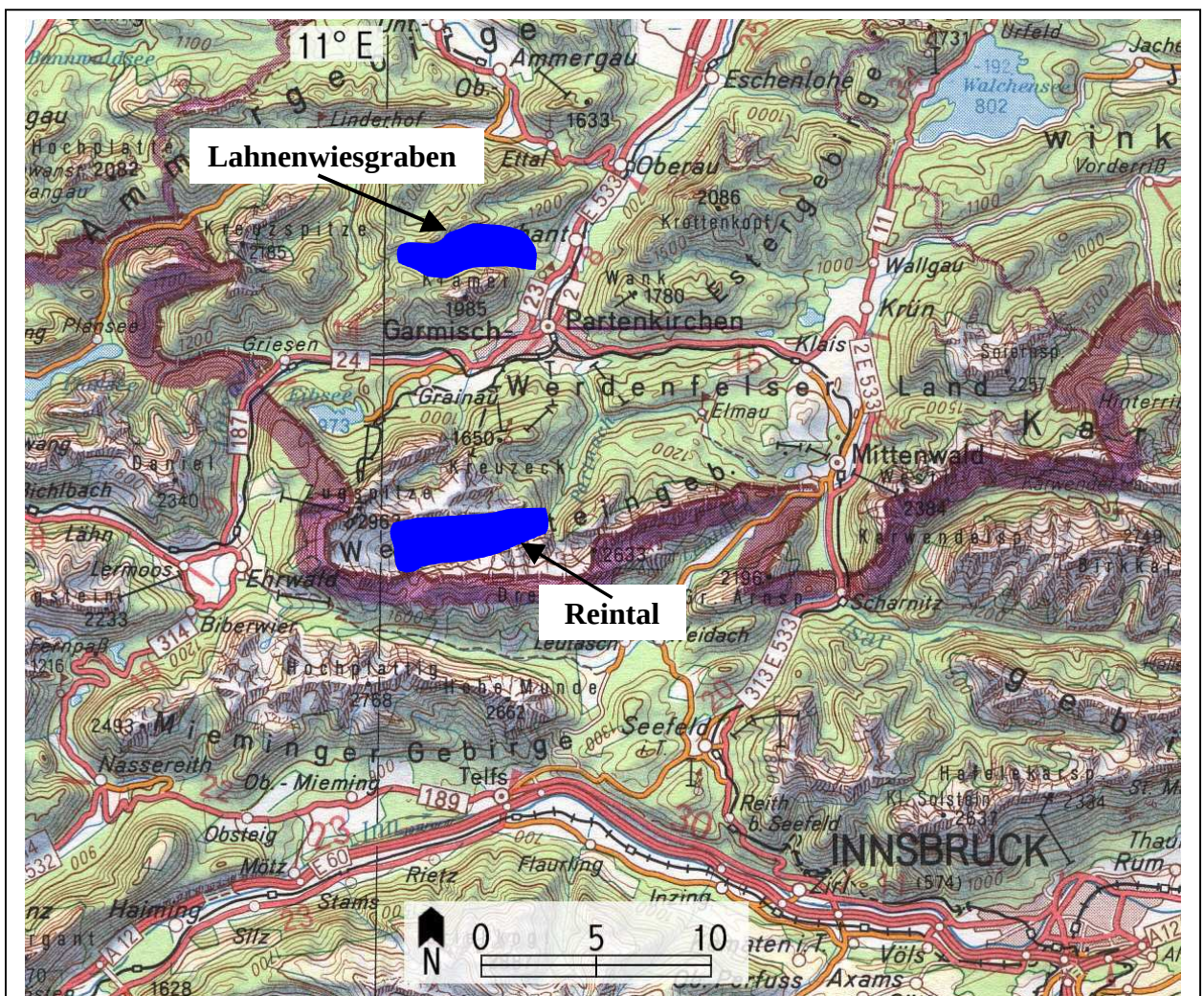
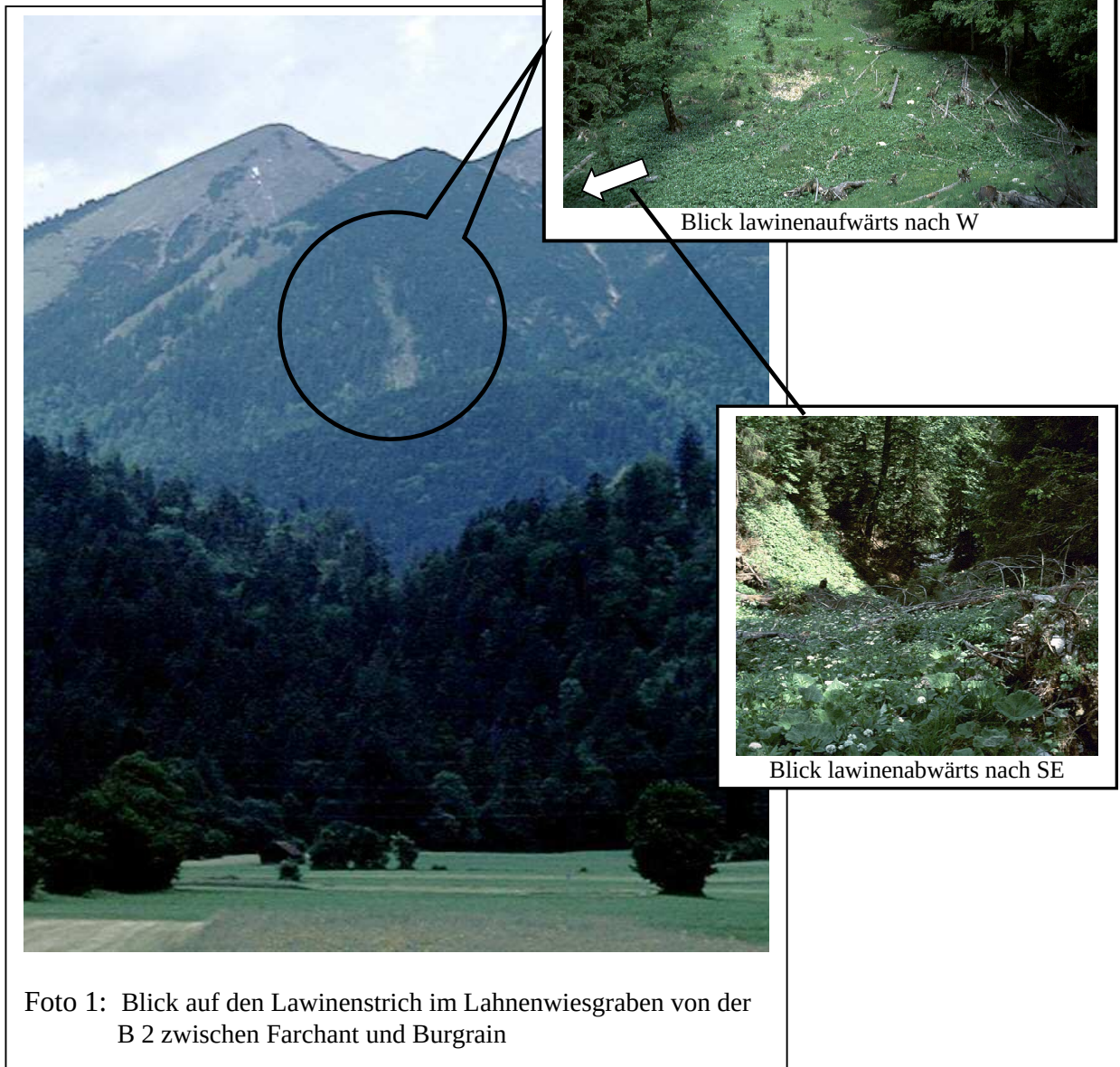


Abb. 10: Lage der Arbeitsgebiete im Überblick

stellt auf einen Blick dar, wo sich beide Arbeitsgebiete befinden, und hebt vor allem ihre Lage zueinander hervor. Im folgenden werden die Untersuchungsgebiete einzeln beschrieben.

4.2.1 Lahnenwiesgraben

Das Untersuchungsgebiet „Lahnenwiesgraben“ befindet sich im südöstlichen Ammergebirge nördlich von Garmisch-Partenkirchen (719 m NN), das die geographischen Koordinaten $47^{\circ}30' \text{ N} / 11^{\circ}05' \text{ E}$ besitzt. Der Lahnenwiesgraben selbst mündet als Hängetal nach Überwindung einer Klamm aus westlicher Richtung kommend zwischen den Ortschaften Farchant und Burgrain in das sich nördlich erstreckende breite Loisachtal.



Die Gebietsgröße des Untersuchungsgebiets „Lahnenwiesgraben“ hat eine Ausdehnung von ca. 17 km². Die minimale Höhe über NN beträgt 710 m, während als maximale Vertikalausdehnung eine Höhe von 1985 m NN erreicht wird.

Da sich die Lawinengasse¹⁰, die innerhalb dieses Arbeitsgebiets untersucht wurde, im Brünstels-Graben befindet, wurde die Lawine von mir als „Brünstels-Lawine“ (BL) bezeichnet.

Der Lawinenzug (Abb. 11) innerhalb des Untersuchungsgebiets erstreckt sich vom untersten Punkt des Lawinenhangfusses (ca. 1260 m NN) bis zum höchsten Punkt der Anrisszone (ca. 1440 m NN) über einen Höhenbereich von ungefähr 180 Höhenmeter. Die Länge beträgt ca. 380 m. Der Lawinenzug selbst ist Teil eines Bergrückens (Foto 1), dessen Flanke E-exponiert

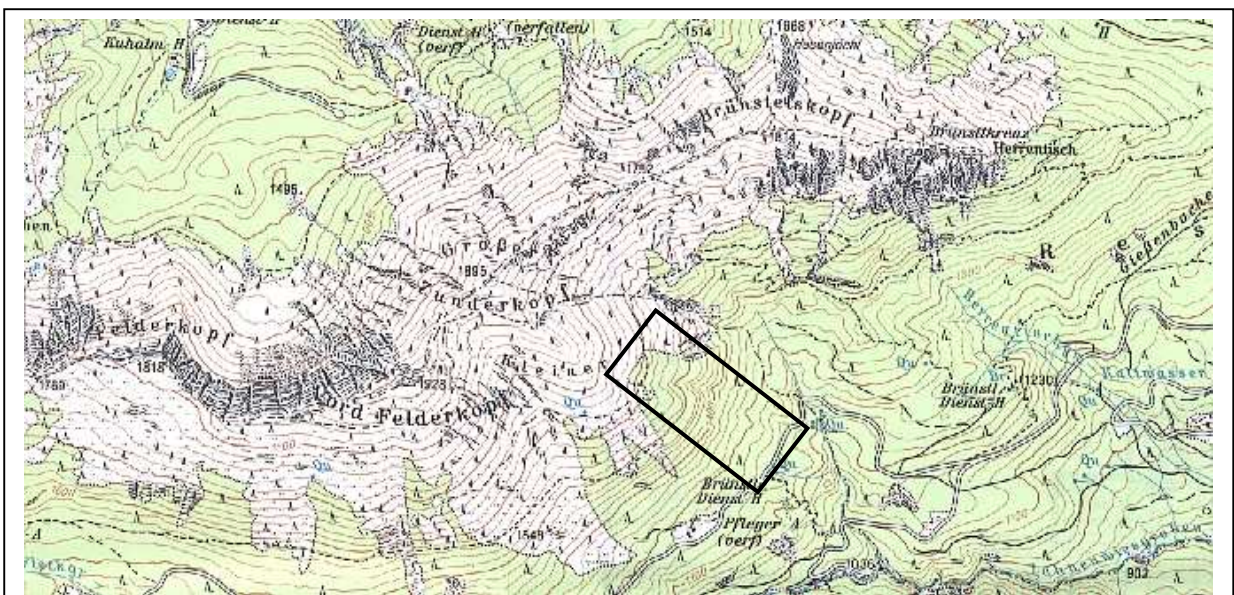


Abb 11: Übersichtskarte Lahnenwiesgraben mit markiertem Lawinenstrich (Arbeitsgebiet)

aus: Bayerisches Landesvermessungsamt München – Topographische Karte 1:25 000 Blatt 8432 Oberammergau

liegt. Der unterste Bereich des Lawinenhangs folgt jedoch einer Biegung nach SE. Die Breite der Lawinenbahn variiert von ca. 14 m an der engsten Stelle im untersten Teil bis ca. 75 m an ihrer breitesten Stelle (Karte 3). Der Mittelwert liegt bei ca. 43 m.

Die zusätzliche noch mit in die Karte aufgenommene Rinne rechts vom Hangfuß aus betrachtet (Karte 3), liegt im eigentlichen Sinne außerhalb des Arbeitsgebiets. Sie ist Teil einer aus einem anderen Gefährdungsgebiet kommenden Lawinenbahn. Es ist jedoch zu konstatieren, dass bei heftigen Lawinenabgängen diese Rinne mit Fremdmaterial der

¹⁰ Lawinengasse: ein weitgehend baumloser, z.T. mit Krüppeln und Jungwuchs bestockter Streifen in einem bewaldeten Hang (LESER 1998). Synonyme: Lawinenzug, Lawinenbahn, Lawinenstrich.

Brünstels-Lawine gefüllt werden kann. Der Querschnitt E-F (Karte 3) hebt diese Möglichkeit eindrucksvoll hervor. Aus diesem Grund wurde sie ansatzweise mitkartiert.

4.2.2 Reintal

Ein weiterer Lawenstrich wurde im Reintal bearbeitet. Das Reintal liegt südlich von Garmisch-Partenkirchen und gehört zum Wettersteingebirge. Es beginnt direkt am Fuße des Zugspitzplateaus und erstreckt sich von dort aus Richtung Nordosten. Die Größe des Reintals beträgt ungefähr 17 km². Es beginnt auf einer Höhen von 1052 m NN und reicht bis 2744 m NN hinauf. Der Talschluss des Reintals ist zugleich auch Ursprung des Partnach Flusses. Der Lawenstrich (Abb. 12) bekam von mir die Bezeichnung Reintal-Lawine (RTL), was



Foto 2: Blick auf den oberen, nicht bearbeiteten Teil der Reintal-Lawine

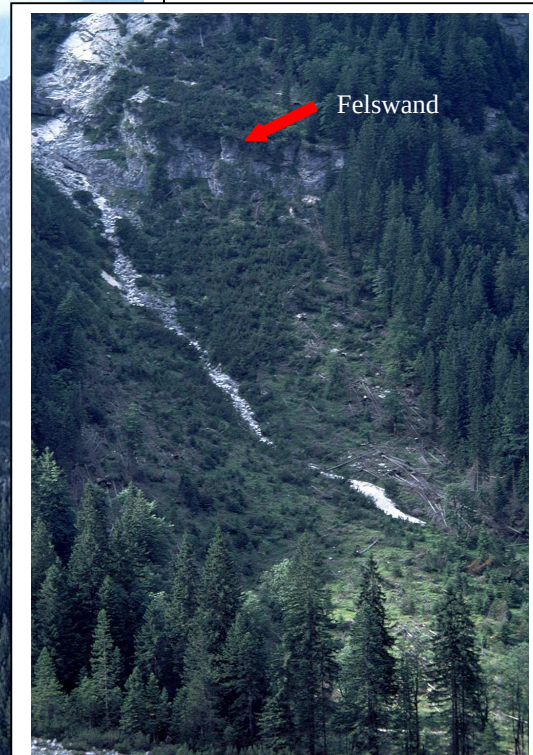


Foto 3: Blick auf den oberen Bereich des bearbeiteten Teils der RTL

jedoch nicht den Eindruck erwecken darf, dass im Reintal nur dieser eine Lawinenzug zu finden sei. Die Talflanken, die das Reintal umrahmen, sind stark von zahlreichen Murkegeln, Mur- und Lawinenbahnen geprägt.

Die auf den Fotos markierte Felswand stellt die obere Arbeitsgebietsbegrenzung des Lawinenstrichs dar¹¹. Der Lawinenzug im Reintal weist eine Besonderheit auf. Der obere Teil der RTL zeigt nur eine Lawinenbahn in Form einer weitgehend vegetationslosen Rinne, wohingegen im mittleren und unteren Bereich eine zweite, sich

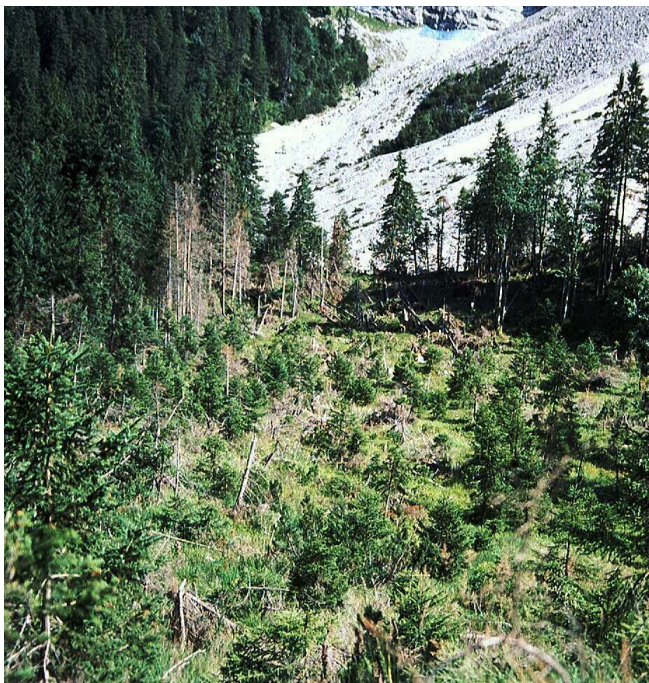


Foto 4: Blick von oben nach unten auf den Akkumulationsbereich der RTL

von der ursprünglichen Rinne abwendende, vegetationsbedeckte Lawinenbahn erkennbar ist (Karte 4). Aufgrund dieser vorhandenen Bifurkation wurden dementsprechend auch zwei Höhenprofile erstellt, wobei der obere Teil folglich identisch ist. Somit ergeben sich bei der vertikalen, wie auch bei der horizontalen

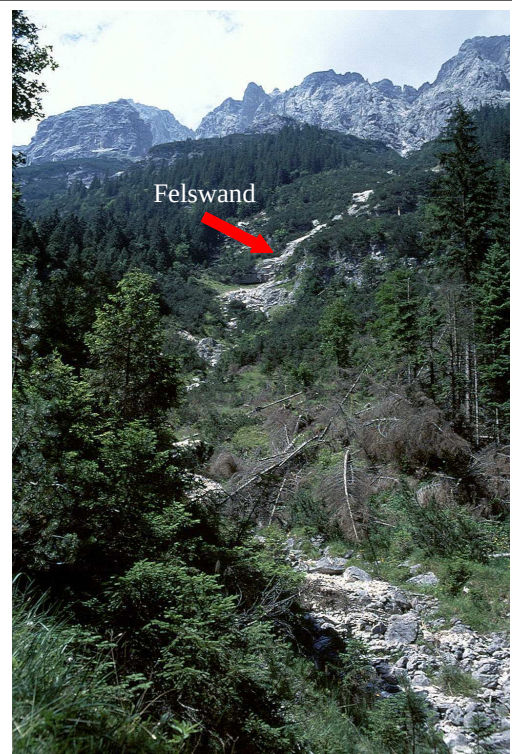


Foto 5: Blick auf den mittleren Bereich des bearbeiteten Teils

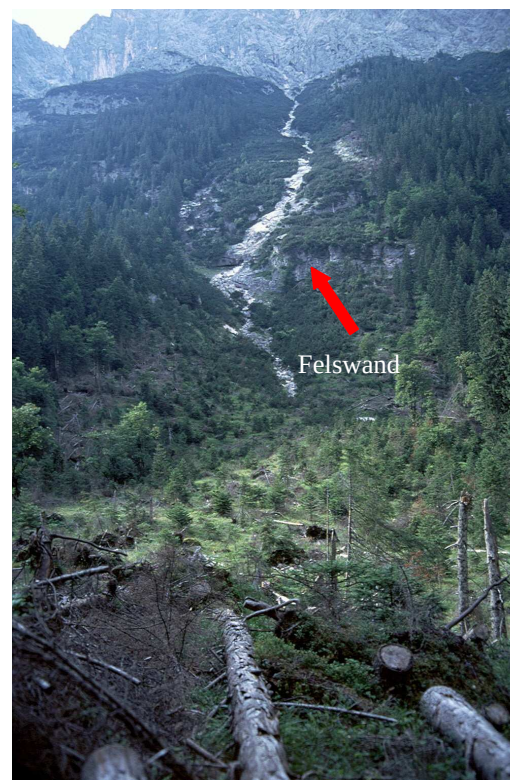


Foto 6: Blick vom Akkumulationsbereich nach oben

¹¹ Der Abschnitt jenseits der Felswand wurde aufgrund der Unzugänglichkeit des Geländes nicht untersucht.

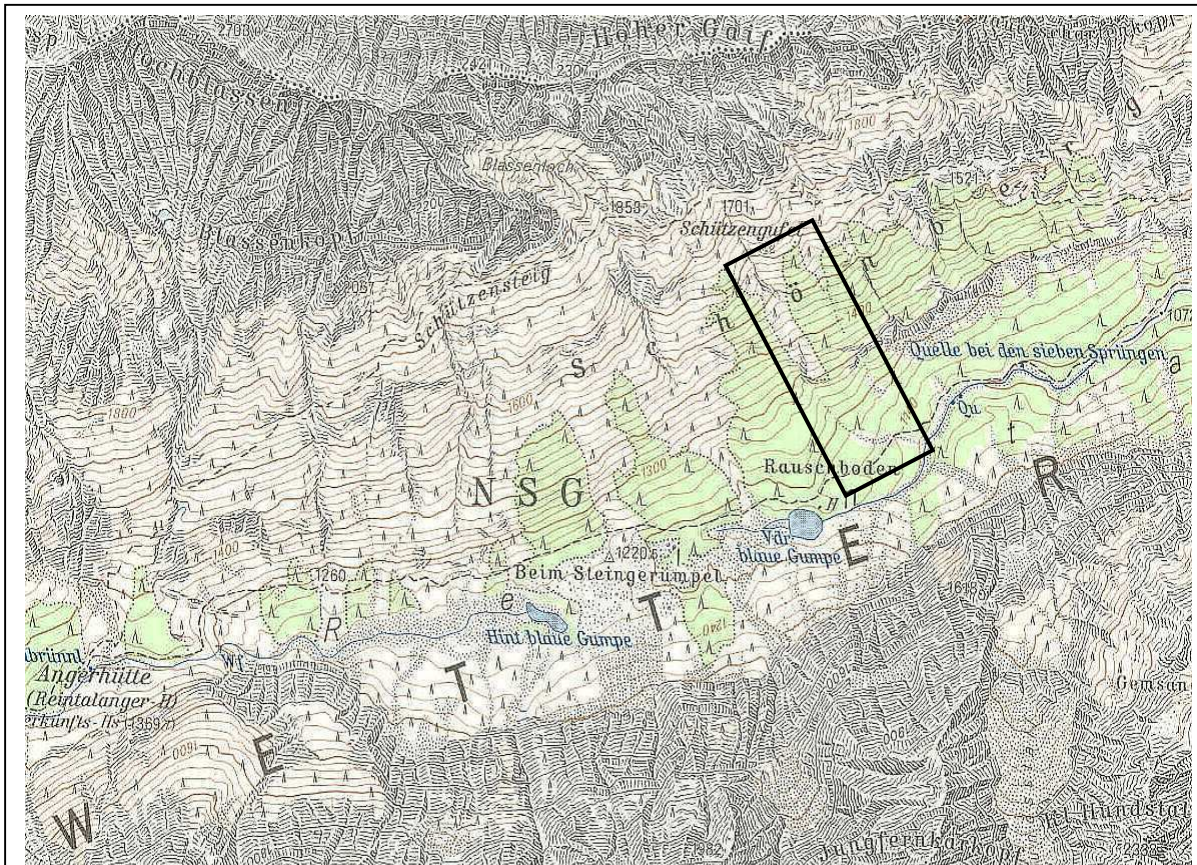


Abb. 12: Übersichtskarte Reintal mit eingezeichnetem Lawenstrich (Arbeitsgebiet)

aus: Bayerisches Landesvermessungsamt München - Topographische Karte 1:25 000 Blatt 8532-8632

Ausdehnung zwei unterschiedliche Meterangaben. Die linke Hälfte des Höhenprofils 1 (Abb. 13) bezieht sich auf die in östliche Richtungen abbiegende Lawinenbahn, deren unterster Punkt bei ca. 1110 m NN liegt. Das Höhenprofil 2 (Abb. 14) zeigt auf der linken Hälfte die in südliche Richtungen weisende Lawinenbahn, deren unterster Punkt bei ca. 1140 m NN liegt. Beide Lawinenbahnen enden im Flussbett der Partnach. Der höchste Punkt dieser SE-exponierten Bergflanke ist der 1701 m NN hohe Schützengufel. Die Baumgrenze reicht in diesem Bereich bis ca. 1600 m NN hinauf. Die eingezeichnete Felswand markiert das obere Ende des Arbeitsgebietes. Sie befindet sich auf einer Höhe von ca. 1300 m NN, so dass sich daraus eine vertikale Ausdehnung von ca. 180 Höhenmetern im Falle des Höhenprofils 1 (Abb. 13) ergibt. Das Höhenprofil 2 erstreckt sich über rund 150 Höhenmeter (Abb. 14). Die Länge des Profils 1 beträgt ca. 480 m, die des Profils 2 ca. 430 m.

Hinsichtlich der Breiten der zwei verschiedenen Lawinenbahnen ist Folgendes festzustellen: die Lawinenbahn des Profils 1 ist mit einer durchschnittlichen Breite von ca. 45 m wesentlich

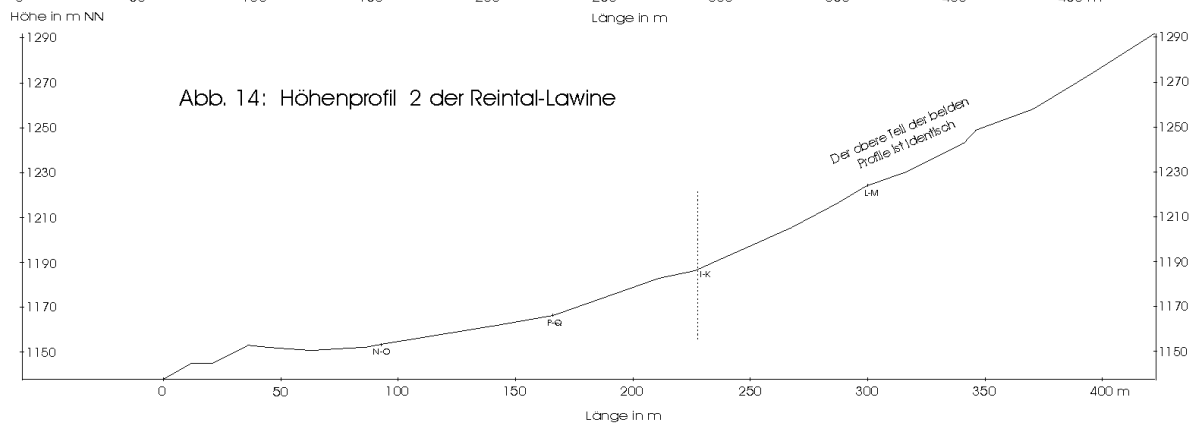
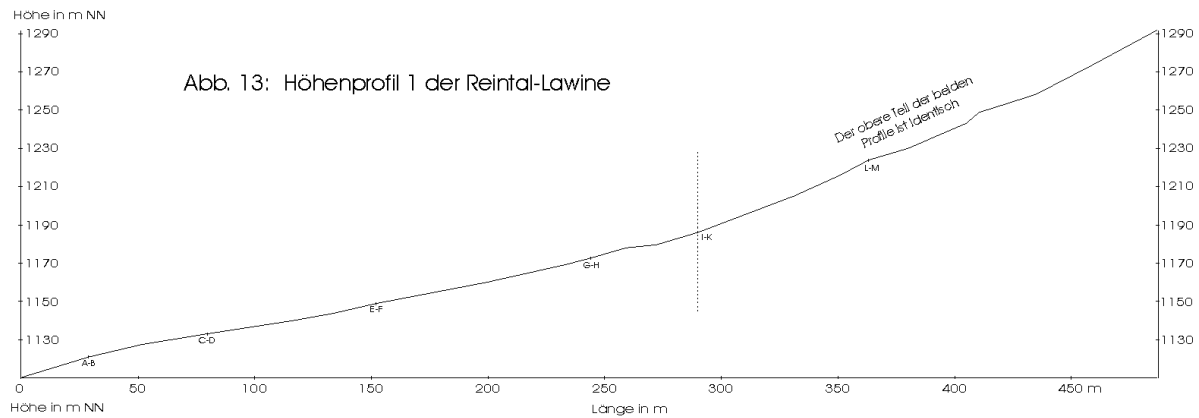
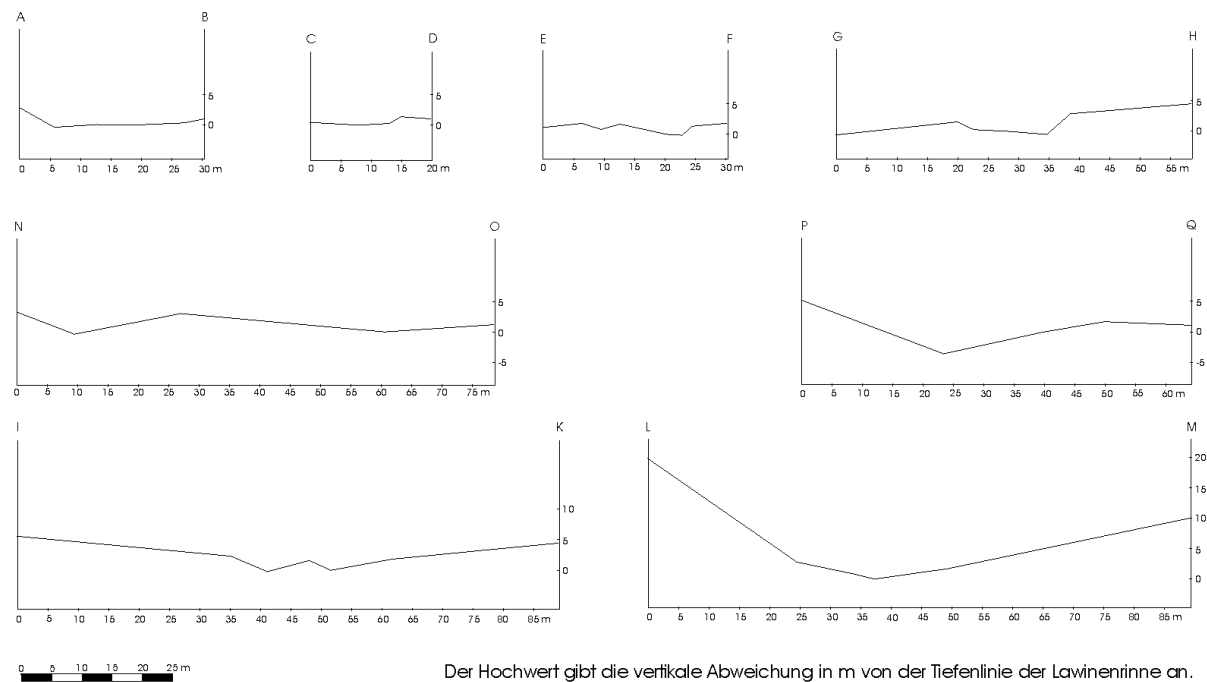


Abb. 15: Querprofile der Reintal-Lawine



schmäler als die Lawinenbahn des Profils 2. Dieses weist eine mittlere Breite von ca. 71 m auf. Die Lawinenbahn des oberen gemeinsamen Teils ist im Mittel rund 90 m breit (Abb. 15).

4.3 Geologie und Böden

Beide Untersuchungsgebiete befinden sich im Bereich der Nördlichen Kalkalpen. In der Trias vor ungefähr 235 Millionen Jahren begann dort eine geosynklinale Entwicklung, gekennzeichnet durch lagunäre Verhältnisse bei geringer Wasserzirkulation und hoher Salinität. Zu Beginn des Ladin¹² vor ca. 230 Millionen Jahren wurde toniges Material in das flache Wasser eingeschwemmt, was zur Sedimentation der Partnachschiefer in tieferen Rinnen führte. Über den Partnachschiefer folgt stets der Wettersteinkalk. Die Geosynklinale beginnt sich im Mittel-Rät in Becken- und Schwellenregionen zu gliedern. Die Becken werden dabei von den Kössener Schichten ausgefüllt.

Im Pleistozän durchzogen inneralpine Eismassen die Arbeitsgebiete. Die Hauptmasse des würmeiszeitlichen Moränenmaterials besteht meist aus kalkalpinen Komponenten. Während des Holozäns entstanden junge Hangschuttmassen und Verwitterungsdecken, deren Bildung von den anstehenden Gesteinen abhängt (vgl. KUHNERT 1967).

4.3.1 Lahnenwiesgraben

Der Lawinenhang der BL kann von der Geologie her in drei Abschnitte geteilt werden: der obere Bereich besteht aus Plattenkalk, der mittlere aus lokalem Hangschutt und der untere Bereich aus den Kössener Schichten (Karte 1).

Der Plattenkalk geht aus dem Hauptdolomit hervor. Die Farbe schwankt zwischen dunkel- und hellgrau. Auch blaugraue Varianten sind anzutreffen. Er ist stets gut gebankt (einige cm bis 2.5 m). Der Plattenkalk neigt zu karriger Verwitterung und zerfällt in grobe Platten.

Zudem ist er ein bedeutender Schuttbildner für den mittleren Hangabschnitt aus lokalem Hangschutt aus dem Quartär.

Die Kössener Schichten gehen allmählich unter Zunahme der Mergelanteile aus dem Plattenkalk hervor. Sie zeichnen sich durch blaugraue bis grau-braune oder gelb-braune bis grau anwitternde Kalke aus.

¹² Die Trias gliedert sich im alpinen Raum in sechs Stufen: Skyth, Anis, Ladin, Karn, Nor, Rät

Diese primär tonreichen Gesteine lassen tiefgründige, schwere, staunasse Böden entstehen. In unteren Hanglagen bilden sie mächtige Fließerde-Deckschichten aus und fungieren als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung. Aufgrund der Undurchlässigkeit der tonigen Horizonte kommt es bei geringer Hangverflachung zu starker Vernässung und Versumpfung (vgl. KUHNERT 1967). Grundsätzlich sind Rohböden (A_i -C-Profil) und vereinzelt auch Rendzina (A_h -C-Profil) die vorherrschenden Bodentypen.

4.3.2 Reintal

Die Geologie im Reintal ist nicht breit gefächert. Im Wettersteingebirge liegend, steht im Untergrund der Wettersteinkalk an. Dieser ist auch Schuttbildner und somit Lieferant der quartären Murabgänge.

Die Böden in diesem Gebiet befinden sich noch in den Anfangsstadien der Bodenentwicklung. Sie werden in ihren Eigenschaften völlig vom Ausgangsgestein geprägt. Humose Horizonte sind nur lückenhaft entwickelt. Somit herrschen dort vor allem Rohböden entweder als Syrosemi (A_i -C-Profil auf Festgestein) oder als Lockersyrosemi (A_i -C-Profil aus Lockergestein) vor.

4.4 Klima

Die Region um Garmisch-Partenkirchen, in der sich das Ammer- und das Wettersteingebirge befindet, gehören makroklimatisch gesehen wegen der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zum kontinentalen Sommerregengebiet mit einem sekundären Maximum im Monat November (98 mm). Ein Grund für das Sommermaximum (Juli 183 mm) ist ein vermehrtes Auftreten von Schauern und Gewittern im Sommer als Ausdruck des hohen Kontinentalitätsgrades. Zudem sind Stauniederschläge bei anströmenden Luftmassen aus nordwestlicher Richtung, welche aufgrund des orographischen Hindernisses der Alpen zum Aufsteigen gezwungen werden, für hohe Niederschlagsmengen im nördlichen Alpenbereich verantwortlich. Diese Hebung labil geschichteter, feuchter Luftmassen lässt die Gewittertätigkeit im Sommer in Alpennähe massiv ansteigen. Das Niederschlagsminimum wird im Februar (70 mm) erreicht. Als Grund für das spätwinterliche Minimum ist die Seltenheit wasserdampfreicher atlantischer Luftmassen zugunsten gehäufte Hochdruck- und

trockener Ostwindwetterlagen in diesem Monat anzuführen. Die ausgeprägte Trockenheit des Monats Oktober (83 mm) ist auf überdurchschnittlich häufig erscheinende Hochdruck- und Südwindwetterlagen zurückzuführen. Die mittleren Jahresniederschläge der Wetterstation Garmisch-Partenkirchen (719 m NN) betragen für den Beobachtungszeitraum von 1971-2000 1371 mm. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt für den gleichen Zeitraum 6,8° C.

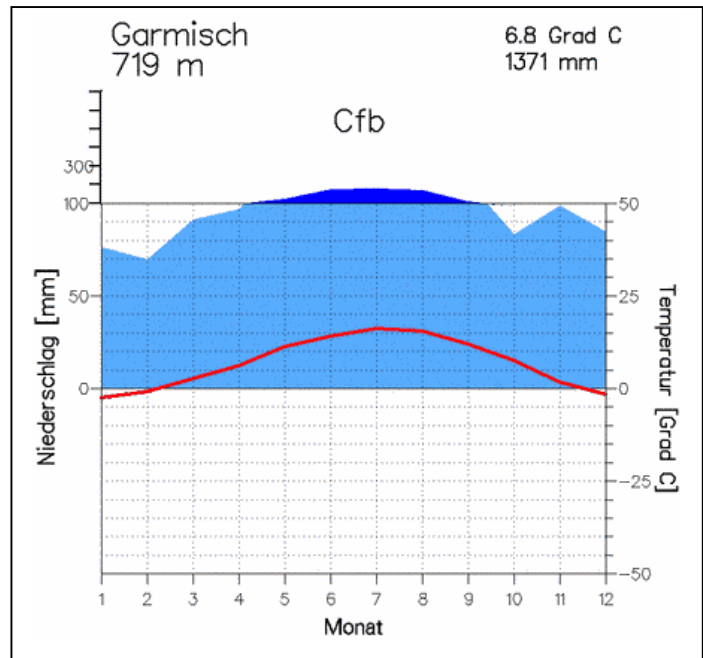


Abb. 16

Arbeitsgebiete	Niederschläge (mm/a)	Jahresdurchschnittstemperatur (°C)
Lahnenwiesgraben	1600 – 2000	4 – 6
Reintal	1800 – 2200	> 4

Im Herbst treten besonders in engen Tälern und Beckenlagen Inversionswetterlagen auf. Dafür sorgen beständige Hochdruckwetterlagen, die wegen schon schwächerer Sonneneinstrahlung und daraus folgender verminderter Bodenerwärmung Inversionen erzeugen (vgl. ENDERS 1996). Dem Deutschen Wetterdienst zufolge wurde das absolute Temperaturminimum von $-29,3^{\circ}\text{C}$ im Februar 1956 gemessen. Die bisher höchste gemessene Temperatur lag bei $36,4^{\circ}\text{C}$ und wurde im Juli 1984 registriert (<http://www.dwd.de>).

Neben den für die Pflanzenökologie besonders wichtigen Extremen der Temperaturwerte wird das Wachstum der Bäume entscheidend durch das Mikroklima beeinflusst. Dabei spielt die Exposition des Hanges und die Lage des einzelnen Baumes am Lawinenhang eine wichtige Rolle. So unterscheidet sich das Klima im unbewaldeten Teil des Lawinenstriches stark vom Klima im umgebenden Wald. Durch Relief-, Expositions- und Vegetationsunterschiede wird das Freilandmikroklima stärker variiert (vgl. SCHÖNENBERGER 1978).

Abb. 17: Mittlere monatliche Schneehöhen [cm]: Garmisch-Partenkirchen 719 m NN

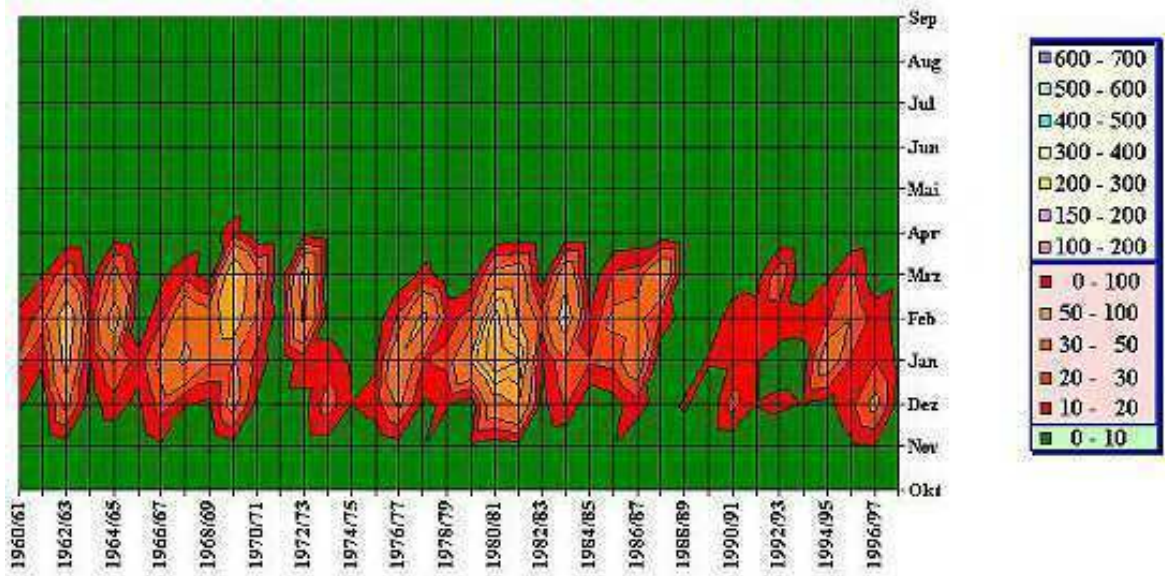
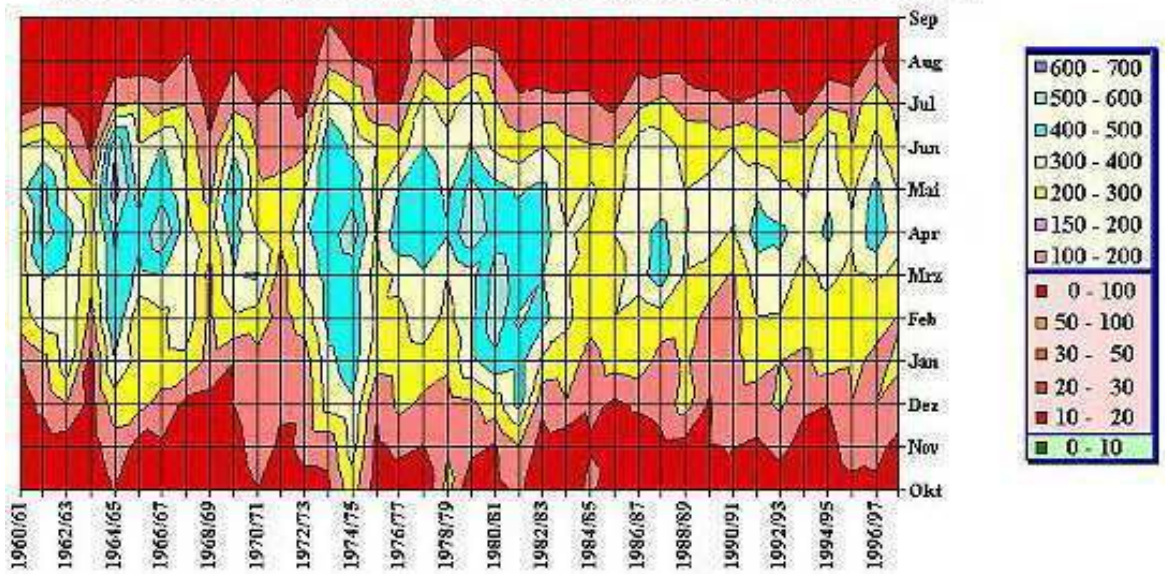


Abb. 18: Mittlere monatliche Schneehöhen [cm]: Zugspitze 2650 m NN



Quelle: http://www.lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/bericht/abb_verz.htm (13.01.03)

Für die gravitative Schneedynamik sind die Schneeverhältnisse von Bedeutung, die ihrerseits eng mit der Exposition und der Höhenlage verknüpft sind. Im Luv sammeln sich mächtige Schneemengen an. Auf Südhängen schmilzt der Schnee durch die Sonneneinstrahlung schneller, was eine erhöhte Lawinengefahr erzeugt. Unter 1200 m NN sind im Alpenraum 65-90 Tage mit Schneefall zu verzeichnen. Darüber kann der Niederschlag an bis zu 200 Tagen (Zugspitze) als Schnee fallen (vgl. ENDERS 1996). Die Abb. 17 und 18 zeigen die mittleren monatlichen Schneehöhen in cm für Garmisch-Partenkirchen und die Zugspitze. Der

Zeitpunkt der größten Schneehöhe im Jahresgang für Garmisch-Partenkirchen fällt auf den Februar. Die Zugspitze hingegen erreicht ihre größten Schneehöhen im April. Gemäß der Abb. 17 zeichnete sich der Winter 1969/70 in Garmisch-Partenkirchen durch eine lange Schneeverweildauer aus (November bis Mitte April). Der schneereichste Winter war jedoch 1980/81. Extrem schwache Winter gab es 1971/72, 1974/75 und 1988/89. Für die Zugspitze, die eine ganzjährige Schneebedeckung aufweist, ergeben sich 1964/65, 1974/75, 1980/81 und 1981/82 schneereiche Winter. Schneearme Winter sind 1963/64, 1968/69, 1971/72, 1975/76 und 1985/86 zu verzeichnen. Ab dem Winter 1982/83 zeichnet sich ein Trend zu geringeren mittleren Schneehöhen ab, der ebenfalls für Garmisch-Partenkirchen zutrifft.

Da sich keine Wetterstation in den Untersuchungsgebieten befindet, können die kleinräumigen Klimabedingungen nur geschätzt werden. Die tatsächlichen Schneehöhen für die Arbeitsgebiete liegen irgendwo zwischen den Werten der beiden Extremstandorte. Die Lage des Reintals mit den hohen umgebenden Bergflanken und Felswänden begünstigt eine lange Schneeverweildauer, bis der Sonnenbogen schließlich im Mai direkte Insolation erlaubt.

4.5 Vegetation

4.5.1 Lahnenwiesgraben

Der Lawenstrich im Lahnenwiesgraben ist im Bereich der montanen Höhenstufe angesiedelt. Der Waldbestand setzt sich aus Fichten (*Picea abies*), Buchen (*Fagus sylvatica* L.) und Bergahorn (*Acer pseudoplatanus* L.) zusammen, wobei die Fichten dominieren (Karte 1). Oberhalb des Lawenstrichs gehen die Fichten langsam in Latschenkiefern (*Pinus mugo*) über. Dieser Bereich liegt außerhalb des untersuchten Lawenstrichs und ist deshalb nicht auf der Vegetationskarte eingetragen.

Auf der Lawinenfläche selbst, wo der montane Bergmischwald bereits fast völlig zerstört ist

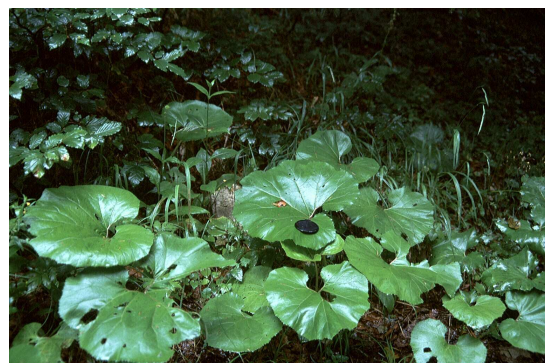


Foto 7: Krautschicht am Unterhang – der Gemeine Alpenlattich

bzw. durch verschiedene Lawinenereignisse erodiert wurde, herrscht im unteren flacheren und feuchteren Bereich eine Vegetation der Krautschicht vor (Karte 1), bestehend v.a. aus großblättrigen Pflanzen wie Bärlauch (*Allium ursinum* L.) und der Gemeine Alpenlattich

(*Homogyne alpina*). Darüber hinaus wachsen vereinzelt weitere Pflanzen der typisch alpinen Vegetation.

Der steilere und somit trockenere mittlere und obere Bereich der Lawine ist fast ausschließlich von Wiese bedeckt. Da diese Fläche nicht von Weidevieh erreicht wird, entwickelt sich dort sehr langhalmiges Gras, sogenanntes „Lahnergras“, welches im Winter



Foto 8: Krautschicht am Unterhang – Bärlauch (*Allium ursinum* L.)

bei Schneebedeckung als Gleitschicht für den Schnee und somit als Lawinenauslöser wirken kann. Könnte sich allerdings eine kräftige Waldverjüngung, welche die Bodenrauigkeit erhöhen würde, durchsetzen, so wäre diese letztendlich in der Lage, das Gleitlager unwirksam zu machen und gleichzeitig den vollständigen Lawinenschutz zu übernehmen. An dem Misslingen der Waldverjüngung ist der Verbiss durch das Schalenwild Schuld (vgl. ZENKE 1989). Beweis für das Vorhandensein von Schalenwild am Lawinenhang sind

Verbisschäden und vor allem ein Jägerstand. An manchen Stellen hat sich Jungwuchs in Form von Fichten bis maximal 1,50 m etablieren können (Karte 1). Unmittelbar in der Gleitzone wachsende bzw. überlebende Fichten zeigen eine hangabwärts gerichtete, am Boden kriechende Wuchsform (Foto 10).

Einige Stellen sind als weitgehend vegetationslose Erosionsflächen einzustufen. Sie dokumentieren das Ergebnis einer kompletten Entwurzelung insbesondere flachwurzelnder Bäume (z.B. Fichten) samt Bodenkreme, welche von der Lawine erfasst und hangabwärts verfrachtet wurden. Zurückgeblieben ist je nach Hangabschnitt entweder das anstehende Gestein¹³ – im oberen Abschnitt der Plattenkalk – oder Hangschutt im mittleren Abschnitt der Lawine (Karte 1) (Foto 9).



Foto 9: Erosionsfläche am Unterhang mit Hangschutt

¹³ Auf einen Zusammenhang zwischen der Geologie und der Vegetationsverbreitung wird im Kapitel 9.2 näher eingegangen.

Vor allem im oberen, steilen Bereich des Lawenstrichs befindet sich zunehmend unbedeckter Fels. Besonders an den seitlichen Hängen der Rinne, durch welche Material z.B. bei der Schneeschmelze oder bei Lawinenereignissen transportiert wird, taucht nur noch schütterere Vegetation auf. Die Rinne selbst ist vegetationslos und fast gänzlich mit Felsbrocken ausgekleidet (Karte 1).



Foto 10: Fichte in der Gleitzone - kriechende Wuchsform

Schurfstellen im rechten Bereich des Oberhanges (Karte 1) deuten auf Schneegleiten und Bodenlawinen hin.

4.5.2 Reintal

Der gesamte Lawinenzug, vor allem der bearbeitete Bereich, liegt überwiegend im Bereich der montanen Höhenstufe. Das obere Ende reicht jedoch bis in die untere subalpine Zone hinein. Die Lawinengasse wird von einem entsprechenden Bergmischwald gesäumt, wobei das Nadelholz (Fichten) klar dominiert. Vereinzelt streuen sich Laubbäume in Form von Bergahorn, Birken (*Betula*) und Buchen dazwischen.

Der größte Teil der südöstlich verlaufenden Lawinenbahn ist durch eine natürliche Sukzessionsfläche charakterisiert. In diesem Bereich haben zahlreiche, immer wiederkehrende Lawinenereignisse den ursprünglichen Wald zerstört und so eine Schneise hinterlassen. Auffallend ist, dass sich die noch lebenden Bäume in der Gleitbahn und in der Auslaufzone ausschließlich aus älteren Laubbäumen zusammensetzen. Diese konnten durch ihre tiefgründige Verwurzelung und ihr ausgeprägtes Dickenwachstum der Vehemenz der Lawinen widerstehen, wobei einige jedoch schräg gestellt wurden. Die natürliche Sukzessionsfläche ist übersät mit Fichtenjungwuchs kleiner 2,5 m. Die Physiognomie dieser natürlichen Sukzessionsfläche lässt auf die Periodizität, die Häufigkeit und die Heftigkeit von Lawinenabgängen schließen. Beim Übergang vom Mittelhang zum Oberhang beginnt ein ca. 100 m breiter Gürtel aus Latschen (*Pinus mugo*). Darüber folgt ein Wiesenstreifen, der bis an die Felswand heranreicht.

Die in rot gehaltene Lawinenbahn ist weitgehend vegetationslos und hauptsächlich mit Kalkschutt gefüllt. Steile Felsstufen durchsetzen an manchen Stellen die Rinne.

Die nach SE verlaufende kleinere Rinne ist mit Vegetation bedeckt (Karte 1).

4.6 Geländeform

4.6.1 Lahnenwiesgraben

Der überwiegende Teil des Lawinenhangs – der obere und der mittlere Bereich – weist eine Ost-Exposition auf, wohingegen der untere Hangabschnitt SE-exponiert ist. Insgesamt betrachtet stellt der Lawinenhang im Längsschnitt des Höhenprofils sichtbar (Karte 3) eine konkave Form dar. Kleine Ausnahmen zeigen sich im Mikrorelief und beim Übergang zum SE-exponierten untersten Teil. Dort tritt kurzzeitig eine konvexe Form auf, die aber umgehend wieder zur dominanten konkaven Form zurückfindet.

Am Fuß des Lawinenzuges treten Hangneigungswerte kleiner 20° auf und steigen schließlich bis auf über 40° im Anrissbereich an. Laut SALM (1994) begünstigt ein solch starkes Gefälle ein Anreißen von Lawinen. Die bewaldete Bergkuppe (Kleiner Zunderkopf 1750 m NN) befindet sich bereits über der Anrisszone (Foto 1). Dort verhindert der geschlossene Wald ein Anreißen von Lawinen.

Die Auslaufzonen, man muss bei diesem Lawinenstrich wahrscheinlich von mindestens zwei Auslaufzonen ausgehen, die je nach Heftigkeit des Ereignisses betroffen sind, weisen beide Hangneigungen kleiner 20° auf. Dieses verhältnismäßig geringe Gefälle reicht nach SALM (1994) aus, dass Lawinen zum Stillstand kommen.

Ferner ist am Oberhang unterhalb der steilen Böschung rechter Hand der Rinne (Karte 2) eine leichte Mulde zu konstatieren, die vermutlich ebenfalls eine potentielle Anrissfläche darstellt. Diese Vermutung wird durch vegetationslose Erosionsflächen (Karte 1) in dieser Mulde gestützt, welche höchstwahrscheinlich auf Schneebewegungen aus selbiger zurückzuführen sind.

Im oberen Bereich des Lawinenstrichs sticht zudem eine steilwandige, nahezu tälchenartige Rinne ins Auge des Betrachters. Diese dürfte für oberhalb anreißende Lawinen wegen einer Düsenwirkung eine bedeutende Rolle spielen.

Am unteren Ende des Mittelhangs zeigt sich ein schwach vernässter Bereich, der durch einen episodischen Wasserlauf in der Rinne genährt wird.

4.6.2 Reintal

Der Lawinenhang liegt insgesamt SE-exponiert, wobei eine der beiden Lawinenbahnen im Mittelhang nach Osten hin abbiegt. Diese kann als die Hauptlawinenbahn – sie ist die eigentliche Fortführung der von oben kommenden vegetationslosen Rinne – bezeichnet werden. Diese Rinne ist bis zu 3 m tief und erreicht eine maximale Breite von ca. 20 m. An der engsten Stelle ist sie ca. 7 m breit (Karte 5).

Die Geländeform muss durch die oben genannte Bifurkation der Lawinenbahn in zwei Längsprofile gegliedert werden. Das Längs- bzw. Höhenprofil 1 (Abb. 13) nimmt im unteren Bereich konvexe Züge an, die allmählich in eine insgesamt dominierende konkave Geländeform übergehen, wobei der den beiden Höhenprofilen gemeinsame obere Teil in seinem Mittelbereich ebenfalls konvexe Formen aufweist. Im unteren Bereich treten Hangneigungswerte von zuerst 20° auf, die aber schnell geringer werden und sich im Mittelhang bei ca. 15° Steigung einpendeln. Im oberen Teil – identisch in beiden Profilen – werden Werte bis zu 46° Steigung erreicht.

Das Höhenprofil 2 (Abb. 14) beginnt im unteren Bereich ebenfalls mit einer konvexen Form, die stufenförmig ausgebildet ist, und mündet schließlich auch in eine insgesamt dominierende konkave Form. Die Hangneigung beginnt im unteren Bereich bei ca. 30°. Wegen der folgenden konvexen Form treten kurzzeitig negative Steigungswerte von ca. 3° auf. Im Mittelhang steigt die Hangneigung allmählich auf Werte von ca. 20° an.

Die Rinne ist zum einen episodisch mit Wasser, zum anderen mit großen Mengen an Kalkschutt gefüllt, welcher aufgrund der episodisch fluviatilen Tätigkeit in der Rinne als Mure hangabwärts transportiert wird. Als Beweis dafür dienen eingesedimentierte Bäume (Karte 5 - K 12, K 11) im unteren Bereich der ostwärts gerichteten Rinne. Am Hangfuß löst sich die Rinnenstruktur auf und bildet eine Art Schuttkegel, der bis zum Flussbett der Partnach reicht. Im oberen Bereich der Lawinenbahn ragt eine Felswand mehr als 10 m senkrecht nach oben. Diese dürfte bei großen, weiter oben anreißenden Lawinen als Sprungschanze für die Schneemassen fungieren. Direkt unterhalb dieser Felswand hat sich auf einer Länge von ca. 50 m eine knapp 10 m breite Mulde ausgeprägt, deren Tiefenlinie sich dann in der anschließenden Rinne fortsetzt.

4.7 Potentielle Lawinenablagerungsbereiche

Im Gelände fallen die potentiellen Lawinenablagerungsbereiche beider Arbeitsgebiete (Karten 2 & 5) durch Akkumulation mehrerer umgestürzter, teilweise auch entwurzelter Bäume entweder am Waldrand oder direkt auf der Lawinenbahn auf. Diese Bereiche sind das Resultat mehrerer Faktoren. Zum einen bestimmen das Gefälle, die Geländeform und die Vegetation des Hanges, ob Material in Form von Totholz abgelagert wird oder nicht. Zum anderen ist von Bedeutung, wie gewaltig das Ereignis ist. Dies hängt von Witterungs- und Schneebedingungen bzw. vom Schneedeckenaufbau und nicht zuletzt von dem daraus resultierenden Lawinentyp ab (vgl. ZENKE 1999).

4.7.1 Lahnenwiesgraben

Als potentielle Lawinenablagerungsbereiche zählen primär jene Bereiche, die am unteren Ende des nach Osten gerichteten Hanges gelegen sind und eine Steigung von weniger als 20° aufweisen. Herumliegendes totes und entwurztes Holz dient dazu als Beweis. Darüber hinaus zeugen umgestürzte und entwurzelte Bäume vor allem am Waldrand davon, dass Lawinen dort auftrafen und gegebenenfalls durch die Bremswirkung des Waldes letztendlich zum Akkumulieren gezwungen wurden.

Die zusätzliche Lawinenbahn östlich des untersuchten Lawinenhanges in Form einer

Rinne wird vermutlich bei Extremereignissen von Material der BL gefüllt, obgleich sie sich im Schutze des Waldes nahe des Waldrandes befindet.

Der Lawinenablagerungsbereich am Fuße dieses Lawenstrichs wird sicherlich nicht von Normalereignissen gespeist, sondern viel wahrscheinlicher nur von Extremereignissen. Solche Extremereignisse finden in Kombination mit extremen Wintern und Witterungsverhältnissen statt, welche die außergewöhnlichen Wetterlagen mit heftigen Schneefällen oder plötzlichem



Foto 11: Akkumulationsbereich in der E-exponierten Auslaufzone

Tauwetter bedingen, woraus sich ungünstige Schichtungen der Schneedecke ergeben können. Detailliertere Ausführungen dazu können im Kapitel über Lawinen nachgelesen werden.

Die Karte 2 präsentiert auch die möglichen Lawinenbahnen, welche zu den potentiellen Ablagerungsbereichen führen. Darüber hinaus besteht durchaus auch die Möglichkeit, dass Lawinen oberhalb des Untersuchungsgebiets anreißen und so durch die Rinne und über die Steilhänge schießen. Auf diese Weise gewinnen sie auf kürzeste Distanz eine enorme Geschwindigkeit und Vehemenz, was sich auf die Ablagerungsbereiche auswirken sollte.

Der rot gestrichelte Hangbereich am rechten Rand weist eine beträchtliche Menge an Totholz auf, kann aber eigentlich aufgrund des starken Gefälles von 30 – 40° nicht als Akkumulationsbereich gelten.

4.7.2 Reintal

Potentielle Lawinenablagerungsbereiche treten bei der RTL vor allem an den unteren Enden der beiden Lawinenbahnen auf (Karte 5). In diesen Bereichen kommt es zu einer zunehmenden Verflachung (Hangneigung ca. 11°). Zudem trägt die konvexe Geländeform am Hangfuß der linken Lawinenbahn verstärkt zur Ablagerung bei. Jedoch muss angenommen werden, dass dieser Bereich nur bei großen, energiereichen Ereignissen mit Lawinenmaterial versorgt wird. Kleinere Ereignisse werden wahrscheinlich bereits von der weiter oben beginnenden natürlichen Sukzessionsfläche gestoppt. Im unteren Bereich der rechten Lawinenbahn verringert sich zunehmend der Rinneneffekt aufgrund kontinuierlich abnehmender Böschungshöhen. Daraus resultierend erfolgt eine Abnahme der Geschwindigkeit der Lawine, was parallel zu einer Reduktion der Schleppkraft führt. Schließlich kommt die Lawine zum Stillstand und akkumuliert, unterstützt von der geringen Hangneigung und der Bremswirkung des Waldrandes.

Der Ablagerungsbereich am rechten Waldrand im Mittelhang ist das Resultat einer Stauwirkung der Lawine in den Bäumen. Gleiches gilt für den südlich, gegenüber der Rinne gelegenen, Akkumulationsbereich am Waldrand. Bei diesem nach Westen auskeilenden Waldsporn und dem gegenüberliegenden Ablagerungsbereich sind die häufigsten Baumschäden zu registrieren.

Die eingezeichneten roten Pfeile markieren mögliche Lawinenbahnen zu den potentiellen Ablagerungsbereichen und Auslaufzonen.

5. Vorgehensweisen und Methoden

In diesem Kapitel wird dargestellt, wie bei der Datengewinnung vorgegangen wurde und mit welchen geographischen und dendrochronologischen Methoden und Arbeitsweisen jeweils im Gelände einerseits und anschließend sowohl im Labor wie auch am Computer andererseits gearbeitet wurde.

5.1 Methodik im Gelände

Die Geländearbeiten wurden in zwei Schritten durchgeführt. Zuerst wurde Anfang Juni 2002 in einer Arbeitsperiode von drei zusammenhängenden Tagen im Untersuchungsgebiet Lahnenwiesgraben gearbeitet. Ungefähr acht Wochen später Ende Juli 2002 begannen die Arbeiten im zweiten Untersuchungsgebiet, im Reintal, die ebenfalls drei Tage andauerten. Die Probennahme erfolgte also während der Vegetationsperiode. Dadurch konnten Daten mit Hilfe von Bohrkernen von noch lebenden Bäumen gewonnen werden.

5.1.1 Auswahl und Entnahme der Holzproben

Die beiden Arbeitsgebiete unterscheiden sich hinsichtlich der Methodik bei der Auswahl und Entnahme der Baumproben.

Während im Lahnenwiesgraben nur Proben von bereits toten Bäumen in Form von Baumscheiben entnommen wurden, wurden im Reintal hauptsächlich Bohrkern von noch lebenden Bäumen entnommen, da dort nicht viel Totholz auf der Lawinenbahn verbreitet war, wovon Baumscheiben hätten abgesägt werden können.

Bei dieser Zulassungsarbeit wurde nur Nadelholz, davon im Speziellen ausnahmslos die Fichte (*Picea abies*), berücksichtigt, da nur eine auf der Fichte basierende Standortchronologie verfügbar war. Darüber hinaus konnte bereits STRUNK (1995) nachweisen, dass besonders die Fichte eine extrem sensible Reaktion auf geomorphologische Prozesse - in seinem Fall Murabgänge - zeigt. Laubbäume hingegen zeigen aufgrund ihrer Unterschiede in der anatomischen Struktur eine andere Reaktion auf Massenbewegungen als Nadelbäume, die mit ihrem flachen Wurzelsystem empfindlicher z.B. auf eine

Lageveränderung des Bodens reagieren. Mehr zu den Unterschieden kann bei ALESTALO (1971) nachgelesen werden.

Bei der Auswahl der erfolgversprechenden Bäume wurde so vorgegangen, dass in erster Linie das äußere Erscheinungsbild und die Lage der jeweiligen Bäume auf der Lawinenfläche als Kriterien zur Probennahme maßgebend waren. Eine Rolle spielte dabei, ob die Bäume auf einer möglichen Lawinenbahn standen, sie vermutlich von einer Lawine getroffen wurden und daher entwurzelt, umgeknickt oder abgebrochen am Hang lagen, oder ob sie trotz äußerlich sichtbarer Schäden (Verletzungen) möglicherweise überleben konnten (zur Lage und Verbreitung der beprobten Bäume vgl. Karten 1 & 4). Da man zweifelsohne beim Anblick des Geländes in beiden Arbeitsgebieten aufgrund eben genannter Faktoren auf rezente Lawinenereignisse schließen konnte, durfte man strukturelle und morphologische Veränderungen der Bäume erwarten, welche datierbar und interpretierbar sind.

Am besten sollte man, wenn möglich, ganze Baumscheiben als Proben entnehmen, um ein komplettes Ringmuster zu erlangen. Auf diese Weise ist es möglich, falsche oder auskeilende Jahrringe leichter zu entdecken, weil man die problematischen Ringe entlang des ganzen Umfangs verfolgen kann (vgl. STOCKES und SMILEY 1968). Hilfreich für die spätere Auszählung der Ringe ist es, wenn die Rinde an den Scheiben haften bleibt, denn so kann der zuletzt ausgebildete Jahrring, die sogenannte *Waldkante* (vgl. SCHWEINGRUBER 1983), eindeutig ermittelt werden. Ferner sollte man bei der Entnahme der Scheiben darauf achten, nicht



Foto 12: verwendete Motorsäge

durch einen Astquirl zu schneiden, da dort verzerrte Ringmuster auftreten (vgl. STOCKES und SMILEY 1968).

Im Falle des Untersuchungsgebiets Lahnenwiesgraben waren paradiesische Umstände geboten, denn dort lag jede Menge Totholz verstreut auf dem Lawenstrich. Somit wurden Baumscheiben als Proben vorgezogen, um von den oben genannten Vorteilen profitieren zu können. Die Entnahme der Baumscheiben geschah mit Hilfe einer handelsüblichen Motorsäge (Foto 12), in diesem Fall mit einer Schwertlänge von 40 cm.

Eine andere Methode der Entnahme von Baumproben ist die der Entnahme von Baumkernen mit Hilfe des Zuwachsbohrers (Foto 13). Diese Methode, angewandt im Untersuchungsgebiet Reintal, hat den Vorteil, dass Proben von lebenden Bäumen gewonnen werden können, ohne dabei den Baum zu verletzen. Das kleine Loch, das nach der Entnahme im Baum zurückbleibt, wird vom Baum schnell verschlossen. Nur in extremen Fällen gelingt es Parasiten oder anderen Lebensformen in das Bohrloch einzudringen, um so den Baum zu schädigen (vgl. STOCKES und SMILEY 1968). Die Innenwand des Zuwachsbohrers ist konisch und öffnet sich nach hinten. Der Durchmesser beträgt 5 mm, die Länge 40 cm. Eine Doppelspirale am unteren Ende des Bohrrohrs erleichtert die Bohrung im Uhrzeigersinn in den Stamm (vgl. SCHWEINGRUBER 1983).



Foto 13: Zuwachsbohrer

In der Regel wurden die Proben in Brusthöhe entnommen, womit dem Vorschlag von SCHWEINGRUBER (1986) Folge geleistet wurde. Stellen, die eine Verzerrung der Jahrringe erwarten lassen, sollten gemieden werden. Sie treten am häufigsten in der Nähe von Ästen auf. Es wurden grundsätzlich immer die Seiten zur Bebohrung gewählt, die eine Druckholzbildung aufgrund äußerer Einwirkung erwarten ließen (meistens Talseite) und die gegenüberliegende Hangseite, um Reduktionsphasen den Druckholzzonen der Talseite zuordnen zu können. Jüngere Bäume wurden komplett durchgebohrt.

Diese Tatsache, dass Frühholz einen erheblich höheren Gehalt an wässrigen Lösungen aufweist als das Spätholz, erklärt auch die Reihenfolge der Bearbeitung der Untersuchungsgebiete. Eine Entnahme von Bohrkernen zu Beginn der Vegetationsperiode wäre sinnlos gewesen, da die Bäume noch zu sehr „im Saft“ standen. Somit wurde zuerst mit der Gewinnung von Stammscheiben begonnen, die ohnehin vom Totholz abgesägt wurden und deren die Entnahme nicht an die Vegetationsperiode gebunden war.

5.1.2 Einmessung der Lawenstriche in den Arbeitsgebieten



Foto 14: Vermessen der Lawenbahn

Da zur exakten Vermessung kein Tachimeter zur Verfügung stand, musste auf eine konventionellere und damit weniger genaue Vermessungstechnik zurückgegriffen werden. Das Arbeitswerkzeug setzte sich aus einem 50 Meter langen Maßband, einem Kompass und einem Neigungsmesser zusammen. Gemessen wurde vom unteren Ende aufwärts hauptsächlich entlang der Tiefenlinie des Lawenstrichs und dazu jeweils im 90° Winkel zu den seitlichen Grenzen, welche häufig mit dem Waldrand koinzidierten. Des weiteren wurden sowohl die einzelnen Positionen der tags zuvor beprobten Bäume, wie auch auffallende geomorphologische Formen lagegetreu eingemessen. Diese erhobenen Zahlenwerte dienten den anschließenden Detailkartierungen als Grundlage.

5.1.3 Detailkartierungen

Um eine maßstabsgetreue Kartengrundlage für die einzelnen Detailkartierungen zu bekommen, war es notwendig, die gewonnenen Vermessungsdaten zu einer Grundkarte weiterzuverarbeiten. Dabei musste beachtet werden, dass die aufgenommenen Geländedaten einer dreidimensionalen Wirklichkeit entsprachen. Eine Karte hingegen ist per definitionem eine zweidimensionale Darstellung der Erdoberfläche. Um daher gravierende Rechenfehler zu vermeiden, mussten die Längenwerte umgerechnet werden, bevor sie zur Zeichnung der Grundkarte verwendet werden konnten.

Betrachtet man den Lawenhang als rechtwinkliges Dreieck, so entsprechen die gemessenen Hanglängen entlang der Tiefenlinie sozusagen der Hypotenuse des Dreiecks (Abb. 19). Aufgrund der Tatsache, dass die Länge der Hypotenuse und die Hangneigung (Winkel α) als bekannte Größen gegeben waren, konnte mit Hilfe der zweiten Winkelfunktion die fehlende Länge b (Abb. 19) errechnet werden. Mit diesem Wert wurde die Zeichnung mit Hilfe eines

Millimeter- und Transparentpapiers erstellt, und so eine maßstabsgetreue Grundkarte für die folgenden Kartierungen geschaffen.

Die Zielsetzung der Detailkartierungen war auf eine möglichst umfassende Darstellung der Vegetation, Geomorphologie und der Lawinenablagerungsbereiche des jeweiligen Lawenstrichs ausgerichtet.

Beim Erstellen der Hangneigungskarte

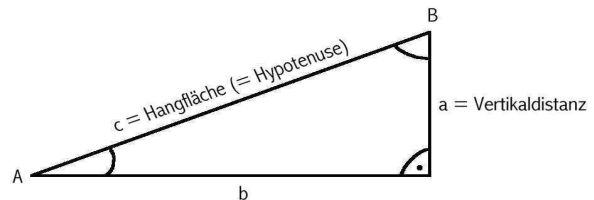
wurde so vorgegangen, dass zuerst Überlegungen angestellt wurden, welche Hangneigungsklassen aufgrund der jeweiligen gemessenen Hangneigungswerte sinnvoll wären. Letztendlich wurden vier Klassen gebildet (Karte 3).

Alle Karten zusammen ergeben einen guten Einblick in die Physiognomie der Lawenstriche und tragen so zu einer soliden Interpretation bei.

Abb.19: **Schematische Darstellung des Lawinenhangs**
(eigene Darstellung)

Winkelfunktionen:

1. $\sin \alpha = a/c$
2. $\cos \alpha = b/c$



A, B : Vermessungspunkte entlang der Tiefenlinie

c : gemessene Hanglänge von A nach B

5.2 Methodik im Labor und am PC

Nach den Geländearbeiten wurden die Baumproben ins Labor gebracht, wo sie für die Analyse vorbereitet bzw. präpariert und anschließend am Messtisch eingemessen und mit Hilfe des PCs datiert wurden. Außerdem mussten die im Gelände erstellten Kartierungen am PC digitalisiert werden.

5.2.1 Digitalisierung der Kartierungen

Der erste Schritt zur kompletten Digitalisierung der im Gelände gefertigten Kartierungen war das Einscannen der Kartierungen. Als Bearbeitungssoftware wurde Corel Draw Version 8 ausgewählt. Die eingescannten Kartierungen wurden dann auf der Hauptebene abgelegt. Darüber wurde eine neue Ebene erstellt, auf der gezeichnet wurde. Auf diese Art und Weise wurden sämtliche Karten digitalisiert.

Um sich eine umfassende Vorstellung von dem jeweiligen Lawenstrich machen zu können, wurden Höhenprofile (Karte 3, Abb. 13/14) erstellt. Diese wurden allerdings nicht im Gelände, sondern anschließend zu Hause am PC mit den erhobenen Daten gefertigt. Dazu musste man wiederum den Vergleich mit dem rechtwinkligen Dreieck bemühen. Diesmal musste die Vertikaldistanz a errechnet werden, wofür die erste Winkelfunktion (Abb. 19) verwendet wurde. Für die Hanglänge wurden erneut mit den zweidimensionalen Werten gerechnet.

Neben einem Höhenprofil wurden auch noch sämtliche Querschnitte der Lawenstriche erstellt. Dazu waren keine komplizierten Berechnungen nötig. Jedoch wurde der Maßstab geändert, um das Relief besser und deutlicher darstellen zu können.

5.2.2 Präparieren der Holzproben

Begonnen wurde mit dem Trocknen der Stammscheiben und der Bohrkerne. Dies dauerte ungefähr zwei Wochen. Von einer künstlichen Beschleunigung des Trockenvorgangs sollte abgesehen werden, denn dadurch zieht sich das Holz zu schnell zusammen und bildet Risse aus oder es kommt zu extremen Verzerrungen. Erst nachdem das Holz völlig trocken war, konnte mit dem eigentlichen Präparieren begonnen werden. Um die Gewebestrukturen des Baumes deutlich sichtbar zu machen, bedient man sich der Methode des Anschliffs. Die Oberfläche der Baumscheiben ist nämlich durch das Sägen zu rau, um die Ringstruktur ausreichend betrachten zu können. Alle Baumscheiben wurden also mit einer Schleifmaschine auf einer Seite abgeschliffen, bis alle Jahrringe gut erkennbar waren.

Die Bohrkerne wurden mit Holzleim auf eine Holzleiste geklebt. Anschließend wurde der obere Teil der Kerne mit einer Schleifmaschine abgeschliffen, um die Ringstruktur besser sichtbar zu machen.

5.2.3 Einmessen der Holzproben (Messen der Jahrringbreiten)

Die Arbeit am Messtisch und am PC erfolgte mit der dendrochronologischen Jahrringmessmaschine des Typs LINTAB des geographischen Instituts der Universität Regensburg (Foto 15). Sie ist an eine EDV-Anlage angeschlossen, was die Arbeit erleichtert und vor allem die Messungen objektiver gestaltet. Die eingesetzte Software TSAP (Time

Series Analysis and Presentation) ist in der Lage, die gemessenen Werte zu registrieren und sie sofort elektronisch zu einer Kurve weiterzuverarbeiten. Die Messgenauigkeit dieser



Foto 15: Messtisch-Anlage

Anlage liegt bei 0,01 mm. Zudem ermöglicht das Softwareprogramm statistische Auswertungen und die Synchronisation mit einer erstellten Standortchronologie für die jeweiligen Arbeitsgebiete.

Die geschliffenen und zu vermessenden Holzproben werden auf den Messtisch unter das Binokular gelegt. Gemessen wird von der Rinde zum Kern. Der Messtisch lässt sich mit der

darauf liegenden Holzprobe manuell unter dem Binokular hindurch bewegen. Ein Fadenkreuz dient als Referenzpunkt für das Messen der Jahrringbreiten. Diese werden dann an jeder Jahrringgrenze per Mausklick registriert.

Bei Baumscheiben werden in der Regel mehrere Messungen pro Scheibe durchgeführt, d.h. auf den Scheiben werden mindestens zwei, besser drei Radien aufgezeichnet, entlang derer gemessen wird. Die Radien sollten zum einen durch die Reaktionsholzphase (z.B. Druckholzbildung) und zum anderen im 90° Winkel dazu gezogen werden. Der durch das Reaktionsholz laufende Radius wird häufig sinnvollerweise im 180° Winkel zum gegenüberliegenden Rand der Scheibe verlängert, um auch noch die Reduktionsphase zu erfassen.

5.2.4 Darstellung der Wachstumsänderung durch *Skeleton-Plots*

Eine der größten Schwierigkeiten, die mit jeglicher Art von Forschung verbunden ist, ist die Reduktion aller Daten zu einer Form, die für eine adäquate Analyse benutzt werden kann. Proben, wie zum Beispiel die in dieser Arbeit verwendeten Baumscheiben oder Bohrkerne, nehmen eine Menge Platz ein und sind darüber hinaus kaum miteinander direkt zu vergleichen. Die *Skeleton-Plot* Technik (vgl. STOCKES und SMILEY 1968) macht es

möglich, die von den Proben gewonnenen Rohdaten graphisch so zu Papier zu bringen, dass Vergleiche mit anderen Proben gezogen werden können.

Bei dieser Technik werden Fluktuationen der Jahrringbreiten jeder einzelnen Probe graphisch dargestellt. Die daraus resultierenden Diagramme, welche mit dem Programm Microsoft Excel 97 erstellt wurden, können dann als Vergleichsmaterial verwendet werden. Individuelle Jahrringbreiten sind viel aussagekräftiger, wenn sie Auskunft über ein reduziertes bzw. gesteigertes Wachstum bezüglich des Normalwachstums geben.

Von den Rohdaten jedes einzelnen Messradius der Holzproben wird ein Mittelwert errechnet. Als nächster Schritt muss nun unbedingt ein visueller Vergleich mit jeder einzelnen Holzprobe angestellt werden, um zu eruieren, ob das arithmetische Mittel tatsächlich als solches gerechtfertigt ist. Der Wert muss sozusagen okular verifiziert bzw. gegebenenfalls falsifiziert werden, d.h. nach subjektivem Empfinden entweder nach oben oder unten korrigiert werden (vgl. STOCKES und SMILEY 1968; FANTUCCI 1995). Auf diese Weise wird ein mittlerer Jahrringbreitenwert festgestellt, der für eine normale Wachstumsphase des jeweiligen Baumes typisch ist.

Um schließlich eine vom Normalwachstum abweichende Entwicklung (abrupte Wachstumsänderung) des Baumes konstatieren zu können, müssen sowohl Reduktions- wie auch Zuwachsklassen gebildet werden. Laut DENNELER (1993) liegt eine abrupte Wachstumsänderung vor, wenn mehr als drei Jahre lang die Jahrringe mindestens 40% schmaler (Reduktion) oder 50% breiter (Erholung) sind als die vorangegangenen vier Jahrringe. SCHWEINGRUBER (1990b) schlägt folgende drei Reduktionsklassen vor:

- leichte Reduktion 40-55% (Klasse -1)
- mittelmäßige Reduktion 56-70% (Klasse -2)
- große Reduktion > 70% (Klasse -3)

Als Zuwachsklassen bestimmt DENNELER (1993) folgende drei:

- leichter Zuwachs 50-100% (Klasse +1)
- mittelmäßiger Zuwachs 101-200% (Klasse +2)
- großer Zuwachs > 200% (Klasse +3)

Die Reduktions- und Zuwachsklassen werden auf der y-Achse eines Balkendiagramms abgebildet, wobei eine horizontale 0-Line (x-Achse) zwischen Reduktion und Zuwachs durch

das Normalwachstum dargestellt ist. Das heißt, dass jeder Jahrringbreitenwert durch den zuvor festgelegten Wert für das Normalwachstum dividiert wird. Dadurch wird jegliches Wachstum, das vom Normalwachstum abweicht, sei es positiv oder negativ, in Form von Balken sichtbar. Dieser erstellte Diagrammtypus wird *Skeleton Plot* genannt.

Auf diese Weise besteht nun die Möglichkeit, verschiedene *Skeleton Plots* miteinander zu vergleichen, denn sie enthalten keine absoluten, sondern relative Werte. Darüber hinaus ist es mit dieser Technik ein Leichtes, die Art und den Grad der Abweichung auf den ersten Blick festzustellen.

Die Datierung erfolgt anhand der typischen Weiserjahrverteilung (*cross-dating*), die durch die Standortchronologien vorgegeben ist. Somit wird, im Gegensatz zur bloßen Jahrringzählung, dem Problem der fehlenden Jahrringe Rechnung getragen (vgl. SCHWEINGRUBER 1986).

5.2.5 Statistische Methoden

Um später bei einem Vergleich der einzelnen *Skeleton Plots* mit der jeweiligen Standortchronologie klimatologisch bzw. biologisch-ökologisch bedingte Schwankungen als Reduktions- oder Zuwachsursache eindeutiger eliminieren zu können, wurde eine Differenzkurve mit einem gleitenden 10-jährigen Mittel für die Standortchronologien der beiden Arbeitsgebiete erstellt (Abb. 22/27). Auf diese Weise konnte einerseits der Alterstrend (biologische Alterung) beseitigt werden, andererseits wurde dadurch ein direkter Vergleich der Abweichung vom Normalwachstum der Bestände beider Arbeitsgebiete möglich.

Darüber hinaus werden in der Dendrochronologie noch weitere statistische Verfahren angewandt, auf die aber bei dieser Arbeit nicht zurückgegriffen werden musste (vgl. SCHWEINGRUBER 1983).

5.3 Dendrochronologische Erfassung

Mit Hilfe der Jahrringanalyse lassen sich markante Wachstumsphänomene nachweisen und datieren. Diese zeugen von extremen Ereignissen im Baumleben. Sie weisen deshalb einen hohen ökologischen Indikationswert auf (vgl. SCHWEINGRUBER 1990b).

5.3.1 Ereignisjahre

SCHWEINGRUBER (1990b) definiert Ereignisjahre als eine reine visuelle Beurteilung einer einzelnen Jahrringfolge. Ereignisjahre sind auffallende Jahre innerhalb einer limitierten Sektion einer Sequenz.

Die Häufungen zeitgleicher Ereignisjahre in einem Baumbestand werden als *Weiserjahre* bezeichnet.

Die Datierung der Ereignis- und Weiserjahre soll dazu beitragen, die Frequenz und Intensität von Lawinenabgängen innerhalb eines bestimmten Zeitabschnittes zu ermitteln.

5.3.2 Datierung durch Wachstumsänderungen

Wachstumsänderungen werden graphisch, wie unter 5.2.4 beschrieben, mit Hilfe von *Skeleton Plots* dargestellt. Sie sind das Ergebnis der Empfindlichkeit eines Baumes gegenüber Umweltfaktoren (*Sensitivität* der Jahrringe) (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Abrupte Wachstumsänderungen sind auf jeden Fall eine Folge einer abrupten Veränderung, wie beispielsweise durch Lawinen (vgl. SCHWEINGRUBER 1993).

Grundsätzlich sind zwei abrupte Wachstumsänderungen zu unterscheiden:

- **positive abrupte Wachstumsänderungen:** Sie entstehen durch eine Freistellung und damit verbundene verbesserte Lichtverhältnisse sowie niedrigeren Konkurrenzdruck für Wurzeln und Sprosse vor allem am Rande der Sturzbahn (vgl. BURROWS 1976). Anthropogenes Abholzen erzielt den gleichen Effekt und muss daher im alpinen Raum beachtet werden.
- **Negative abrupte Wachstumsänderungen:** Sie weisen auf einen Kronenbruch, abgerissene Äste, eine Entwurzelung oder Verletzung als Folge von Schneedynamik hin (vgl. SCHWEINGRUBER 1993, RAYBACK 1998).

Zuwachsreduktionen in den beiden Arbeitsgebieten könnten darüber hinaus noch andere Ursachen haben (vgl. STRUNK 1995): natürliche Alterung, Unterdrückungsphasen durch aufkommenden Jungwuchs, Einwirkung von parasitischen Pilzen, extrem ungünstige

Klimaverhältnisse, Wildschäden (Verbiss¹⁴ und Schälsschäden), Nährstoffmangel, Staunässe, Brände, Luftverschmutzung und Schneebruch.

Um bei der Bestimmung von Zuwachsreduktionen hinsichtlich möglicher Lawinenereignisse klimatisch bedingte Reduktionsphasen ausschließen zu können, zieht man den mittleren jährlichen Zuwachsverlauf eines ungestörten möglichst benachbarten Bestandes der gleichen Baumart (Standortchronologie) zum Vergleich heran (vgl. STRUNK 1995).

5.3.3 Datierung durch Druckholz

In Nadelbäumen (*Gymnospermen*) wird auf der belasteten Seite des Baumes Druckholz ausgebildet. Es zeigt somit die Richtung der Druckspannung an. Die Luftdruckwelle einer Staublawine, sowie der generelle Druck der Schneebewegung bewirken eine Schiefstellung oder Krümmung der Stämme mit dementsprechender dunkler Druckholzbildung. Nach einem Kronenbruch übernehmen Äste die Kronenfunktion. Astholz ist aber ohnehin exzentrisch mit Druckholz auf der Unterseite. Als Resultat eines Kronenverlusts bilden sich noch breitere Druckholzjahre aus, verbunden mit gelegentlichem Richtungswechsel.

Kronenverluste, Schiefstellungen und Krümmungen als Folge der Schneedynamik können somit anhand der Druckholzbildung datiert werden.

5.3.4 Datierung durch das Baumalter

Lawinhänge weisen meistens verschiedene Stadien der Wiederbewaldung auf. Vor allem Jungpflanzen erhalten durch Freistellung nach Zerstörung der älteren Bäume oft hervorragende Wachstumsbedingungen. Diese verschiedenen Wachstumsstadien der Lawinenv egetation repräsentieren verschiedene aufeinanderfolgende Lawinenereignisse und tragen zu einer zumindest ungefähren Datierung bei. Es gilt aber zu berücksichtigen, dass zwischen einem Lawinenereignis und dem Aufkommen von Jungwuchs einige Jahre vergehen können. Ferner muss bedacht werden, dass kleine flexible Bäume durchaus Lawinenabgänge überleben können, während mächtige Bäume, die von früheren Ereignissen zeugen, oft aufgrund ihrer Biegefestigkeit eliminiert werden.

¹⁴ Bäume benötigen Jahrzehnte, bis sie dem Verbissbereich entwachsen sind. Danach setzt bei der Fichte eine Erholungsphase ein.

Probleme mit der Datierung treten dann auf, wenn bei der Verwendung des Bohrers das Mark nicht getroffen wird oder bei Baumscheiben die Waldkante fehlt. Zwangsweise müssen die fehlenden Jahrringe für die Altersdatierung geschätzt werden (vgl. SCHWEINGRUBER 1990b). Da der Baum mit zunehmender Höhe jünger wird, sollte die Probenahme möglichst weit unten am Stamm erfolgen. Demzufolge schlägt SCHWEINGRUBER (1986) vor, 10 Jahre zur festgestellten Anzahl der Jahrringe hinzuzufügen, falls das Mark sichtbar ist und die Holzprobe in Brusthöhe entnommen wurde.

Die Datierung eines Ereignisses wird um so sicherer, je mehr Wuchsreaktionen gemeinsam auftreten (vgl. HUPP et al. 1987). Bei der Interpretation von vereinzelt Wuchsreaktionen an Einzelbäumen muss man jedoch sehr vorsichtig sein, wie SHRODER (1978) detailliert ausführt.

5.3.5 Datierung durch Stammverletzungen

Lawinen, vor allem Grundlawinen, führen oft Brocken, Blöcke oder anderes Material im Schnee mit, wobei es durch Kollision zu Baumverletzungen an der Rinde, am Stamm und sogar am Kambium kommen kann. Falls der Baum das Ereignis überlebt, beginnt er die Wunde spätestens im folgenden Jahr von den Wundenrändern her zu überwallen. Der Zeitpunkt dieser Überwallung kann anhand des Stammquerschnittes abgelesen werden und gibt demnach das Jahr des schädigenden Ereignisses mit einer Genauigkeit von ± 1 Jahr an.

Bei der Interpretation ist jedoch Vorsicht geboten, denn die Unterscheidung lawinenbedingter Stammverletzungen von solchen anderer Genese bereitet oft Probleme. Neben Fege- und Schälsschäden von Rotwild ist vor allem im Reintal mit Murschäden zu rechnen.

Aufgrund dieser Unterscheidungsprobleme sollte daher bei der Datierung von Lawinenereignissen mit Hilfe von Stammverletzungen diese Methode nur in Kombination mit anderen verwendet werden (vgl. STRUNK 1995).

6. Ergebnispräsentation

Mit Hilfe dendrochronologischer Methoden war es im Lahnenwiesgraben und Reintal möglich, ohne Zuhilfenahme historischer Daten 105 bzw. 176 Jahre zurück in die Vergangenheit zu blicken und die Lawinengeschichte zweier ausgewählter Hänge zu studieren.

An dieser Stelle sei aber erwähnt, dass mit der Methode der Dendrochronologie nicht alle Jahresangaben hundertprozentig aufs Jahr genau zu ermitteln sind. Da Bäume manchmal mit kurzer Verzögerung auf Ereignisse zu reagieren pflegen, sollten die Jahreszahlen mit einer möglichen Fehlerquelle von bis zu +2 Jahren verstanden werden.

Die Präsentation der Ergebnisse folgt sinngemäß der Aufgliederung in die zwei bearbeiteten Gebiete.

6.1 Lahnenwiesgraben

Wie allgemein bekannt ist, zeichnete sich der Winter 1999 durch eine überaus hohe Lawinentätigkeit aus. So entpuppte sich der Lawinenwinter 1999, dem auch Galltür in Österreich zum Opfer fiel, ebenfalls im Lahnenwiesgraben für viele auf der Lawinenbahn stehende Bäume als „weißer Tod“. Die in den Jägerstand eingeritzte Jahreszahl zeugt von einem Wiederaufbau des Standes nach dem verheerenden Lawinenereignis von 1999. Daher wird bei allen Holzproben, die ausschließlich in Form von Scheiben entnommen wurden, als Tötungszeitpunkt der Winter 1999 vorausgesetzt. Als mögliche Lawinentypen gelten: Grundlawinen, Nassschneelawinen, Lockerschneelawinen, Runsenlawinen und Staublawinen. In wahrscheinlich selteneren Fällen sind auch Schneebrettlawinen denkbar (Kap. 3).

6.1.1 Wachstumsänderungen aller beprobter Bäume des Lawinenzuges

In den Abbildungen 20 und 21 wird dargestellt, wie sich der gesamte gestörte Bestand der untersuchten Lawinenbahn hinsichtlich der Reduktion und des Zuwachses verhält. Als Vergleich dazu wurde die 10-jährig gleitende Differenzkurve eines ungestörten, benachbarten Bestandes (Abb. 22) herangezogen, um Anomalien herausfiltern zu können.

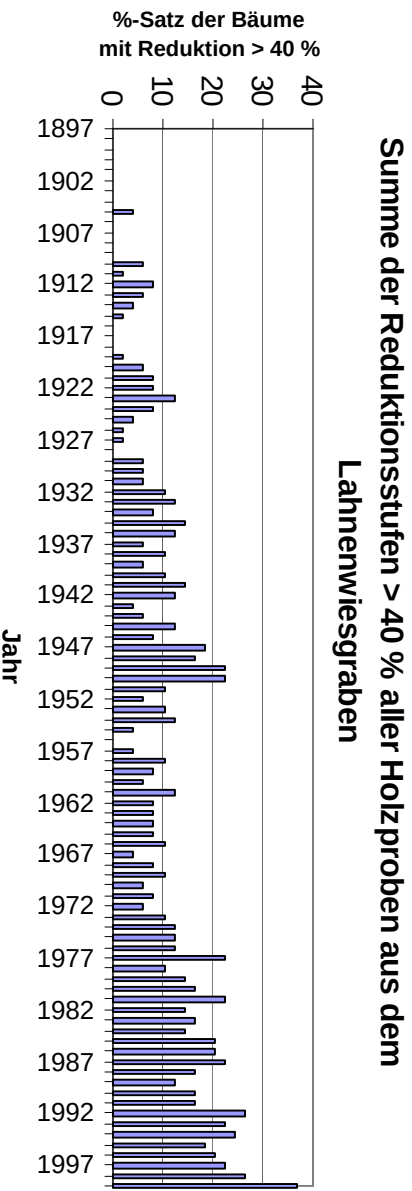


Abb. 20

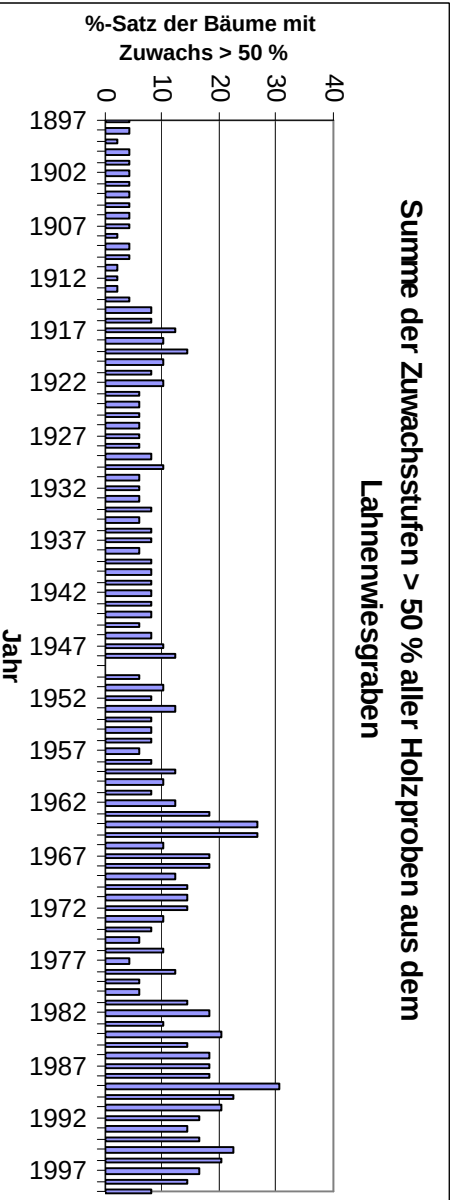


Abb. 21

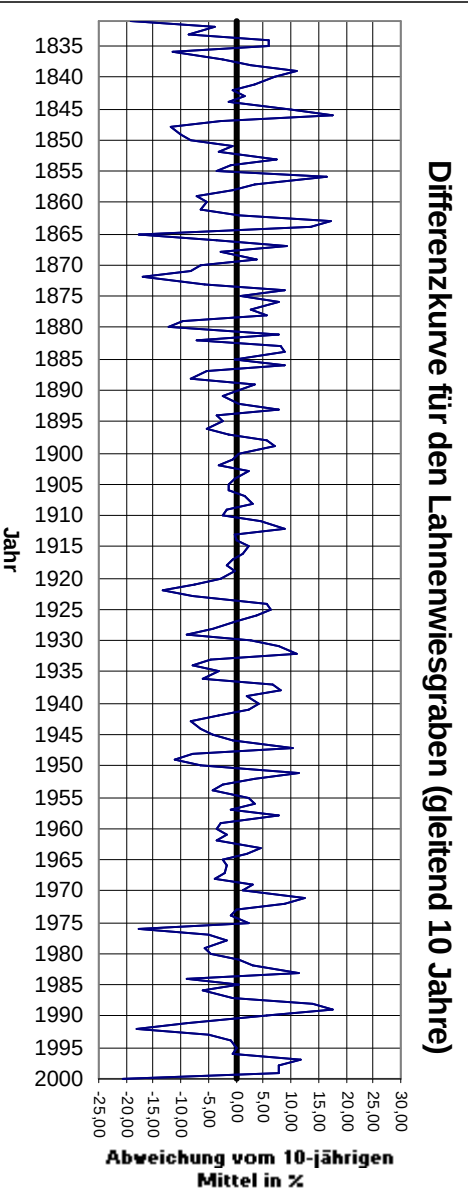


Abb. 22

Der untersuchte Bestand lässt sich bis 1897 zurückdatieren, jedoch erreichen dieses hohe Alter nur sehr wenige Bäume. Das Durchschnittsalter liegt etwa bei 70 Jahren.

Auf die Reduktion (Abb. 21) bezugnehmend, fällt der Peak von 1947 bis 1950 auf. Diese Phase schwächeren Wachstums findet sich auch im Vergleichsbestand wieder. Es müssen dafür also klimatische oder bestandessoziologische Probleme verantwortlich sein. Ab 1973 scheinen für diesen Bestand insgesamt schlechtere Wachstumsbedingungen geherrscht zu haben, denn die Werte bleiben ab diesem Jahr konstant über dem 10 % Niveau. Einige Jahre stechen dabei besonders ins Auge: 1977, 1981, 1985-87, 1992, 1994, 1998 und 1999¹. Bis auf die Jahre 1994 und 1998 und vielleicht noch 1981 und 1985 treten diese Jahre ebenfalls im Vergleichsbestand auf. 1949 wird ein absolutes Minimum von 0 % erreicht, was auch mit dem Kurvenverlauf des Vergleichsbestandes übereinstimmt. Von 1897 bis 1933 überstiegen die Werte, mit einer Ausnahme 1923, nie die 10 % Marke. Dies zeugt von besseren Wuchskonditionen während dieser Zeit. Der ungestörte Bestand weist während dieser Phase ein relativ normales und gleichmäßiges Wachstum auf, so dass kein wirklicher Widerspruch zu erkennen ist. Die negativen Weiserjahre 1922, 1976 und 1992 sind auch im Summendiagramm nachzuweisen, wenngleich der gestörte Bestand mit einem Jahr Verzögerung auf die Jahre 1922 und 1976 reagiert.

Die Summenkurve der Zuwachsstufen ermöglicht ebenfalls die diesmal positiven Weiserjahre 1971 und 1989 nachzuvollziehen. Nach einem Anstieg bis 1919 auf 14 % sinkt das Niveau bis 1961 erneut unter 10 %. Dabei unterbrechen nur wenige Jahre diesen Trend. So fällt wie oben angeführt im Jahr 1949 das Wachstum auf 0 % ab. Die vereinzelt Jahre, die in diesem Zeitraum leicht über die 10 % Linie hinausgehen, werden durch den Vergleichsbestand bestätigt. Es folgen 1964 und 1965 eindeutige Spitzenwerte, die jedoch im Vergleichsbestand nicht auftreten und somit auf Ereignisse hindeuten könnten. Daran schließt sich ein Abwärtstrend an, der 1977 (4 %) endet. Auf diesen folgt ein oszillierender Anstieg, der 1989 bei 31 % kulminiert und das Jahr markiert, in dem die größte Anzahl der untersuchten Bäume einen Zuwachs > 50 % aufweist. Danach sinken die Werte wieder, wobei sie aber ständig über 10 % bleiben. 1995 deutet der den Abwärtstrend unterbrechende Peak (23 %), der dem Verlauf des Vergleichsbestandes widerspricht, auf ein mögliches Ereignis hin. Das letzte Jahr muss, wie vorher erwähnt, auch hier außer acht gelassen werden.

¹⁵ Der hohe Reduktionswert darf nicht auf die Waagschale gelegt werden, denn er kommt dadurch zustande, dass hier nicht der gesamte Jahrring gemessen werden konnte, sondern nur der Anfang des Frühholzes.

Insgesamt betrachtet, besteht eine ziemlich hohe Korrelation zwischen den Summenkurven und der Differenzkurve. Die Jahre, die sowohl positiv wie negativ herausragen, müssen verdächtigt werden, von standortspezifischen Einwirkungen beeinträchtigt worden zu sein.

Um darüber genauere Aussagen treffen zu können, und um die räumliche wie auch zeitliche Ausdehnung dieser standortspezifischen Einwirkungen – in erster Linie gravitative Schneedynamik – erfassen und einschätzen zu können, werden im Folgenden die einzelnen Zonen I-V der Brünstels-Lawine beschrieben.

6.1.2 Wachstumsänderungen der Zone I



Die Zone I befindet sich unmittelbar am Waldrand, der durch frühere Ereignisse erheblichen Schaden davon trug. Tote, am Boden liegende Bäume, die nicht alle *in situ* gefunden wurden, lassen die Vermutung zu, dass hier Lawinenmaterial abgelagert wird.

In dieser Zone wurden nur zwei Bäume (B7, B8) beprobt, so dass hier auf eine Darstellung der Summenkurven verzichtet werden

kann. Statt dessen sollen gleich die abrupten Wachstumsänderungen diskutiert werden.

Abrupte Reduktionen treten in folgenden Jahren auf:

1983/84

Das Jahr 1984 unterliegt zwar laut Vergleichsbestand widrigen Wachstumsbedingungen, allerdings sind diese nicht der Grund für die markante Reduktion. Diese eindeutige Reduktion muss unweigerlich mit einem großen Ereignis in Verbindung gebracht werden, weil zudem zweifelsfrei Spuren in Form eines signifikanten *Scars* am Baum (B8) selbst nachzuweisen sind. Das Jahr der Verletzung stimmt überdies mit der Reduktionsphase überein und räumt

letztendlich alle Zweifel aus. Auch der Baum B7 ist von unabstreitbaren Spuren dieses Ereignisses gezeichnet. Vorher profitierten beide Bäume von insgesamt guten bis sehr guten Wachstumsbedingungen, was sich in einem gleichmäßigen, kaum exzentrischen Jahrringbild mit überaus breiten Ringen niederschlägt. Äußerlich ist das gute und ungestörte Gedeihen am sekundären Dickenwachstum nachzuvollziehen. Nicht zuletzt ist dies auch auf die Güte des Standortes zurückzuführen.

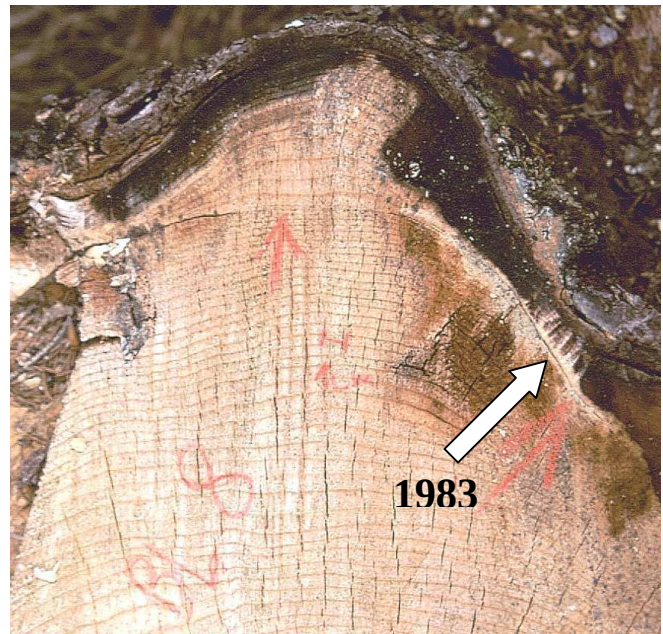


Foto 17: Cross-section B8 mit Verletzung

Die Zone I scheint demnach eine relativ sichere Zone darzustellen, die nur bei extremen Ereignissen mit großer horizontaler Ausdehnung erfasst wird. Dabei treten Schäden am Waldrand auf, der an dieser Stelle Teile des mit der Lawine transportierten Materials zur Ablagerung zwingt.

Die äußerst geringe Anzahl an untersuchten Bäumen in dieser Zone dürfte dennoch eine repräsentative Aussage ermöglicht haben. Die beprobten Bäume lassen hinsichtlich ihres Standortes innerhalb der Zone und ihrer koinzidierenden Ähnlichkeit Parallelen bei den übrigen Bäumen erwarten.

6.1.3 Wachstumsänderungen der Zone II

Die Karte 2 verrät in Bezug auf die Zone II eine Besonderheit. Sie ist sozusagen zweigeteilt. Der obere Teil wurde rot koloriert und stellt ohne Zweifel einen potentiellen Lawinenablagerungsbereich dar. Die Hangneigungskarte (Karte 3) offenbart in diesem Bereich Werte unter 20°, die laut SALM (1994) zu Akkumulation führen können. Verstreutes Totholz beweist dies. Durch die in der Karte (Karte 2) vermerkte Böschung wird der sich anschließende untere Teil der Zone II – in der Karte durch rote gerissene Linien dargestellt – versteilt. Es treten daher nun Hangneigungswerte von 30° - 40° auf, die üblicherweise eine

Akkumulation nicht erwarten lassen. Dennoch findet man an diesem Hangabschnitt offensichtlich transportierte tote Stämme.

Dieses Faktum konnte nicht endgültig geklärt werden, jedoch gibt es einige Hypothesen, die eine dortige Ablagerung erklären könnten. Eine mögliche Ursache wäre, dass eine Staublawine mit ihrer

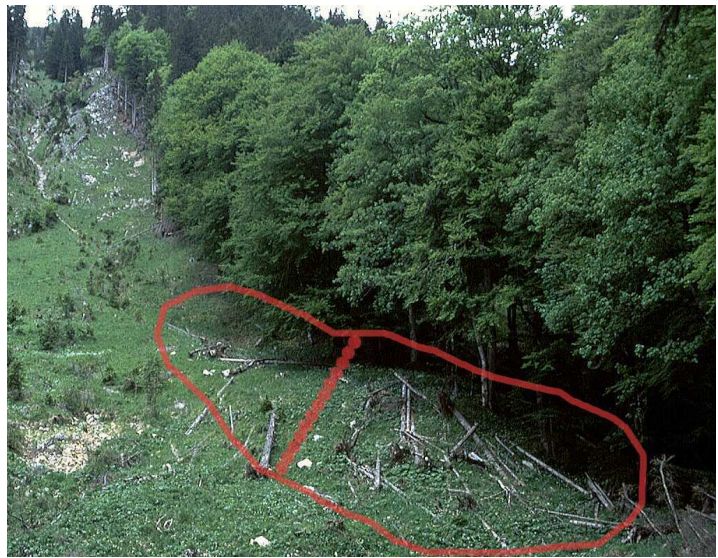


Foto 18: oberer und unterer Teil der Zone II der BL

vorausseilenden Druckwelle diese Bäume erfasste und sie sozusagen an diese Stelle schleuderte. Darüber hinaus ist auch denkbar, dass dort deswegen eine Akkumulation erfolgte, weil es im Zuge einer niedergehenden Lawine aufgrund des sich bildenden Stauchwalls am Hangfuß in der Auslaufzone (Zone III) zu einem Rückstau des Schnees inklusive des transportierten Materials kam. Dieses blieb an Ort und Stelle liegen, als der Schnee abtaute. Was letztendlich wirklich dazu führte, entzieht sich meiner Kenntnis.

In dieser Zone wurden wiederum nur zwei Bäume (B5, B6) eingehender analysiert, weswegen abermals von einer Erstellung von Summendiagrammen abgesehen wurde. Um ein qualifiziertes und differenziertes Bild des Ausmaßes der Betroffenheit zu erhalten sollten die abrupten Wachstumsänderungen genügen.

Abrupte Reduktionen fanden in den folgenden Jahren statt:

1940, 1966, 1983

Der Baum B5 weist eine extreme Stammexzentrizität auf, was einerseits mit seinem Standort auf sehr steilem Untergrund zu tun hat und andererseits darauf zurückzuführen ist, dass er bereits sehr früh schiefgestellt wurde, sei es durch Schneedynamik oder durch Hangkriechen. Das stark ausgebildete Druckholz verrät eine in eine Richtung weisende Schrägstellung, die der Baum bis zum Ende nicht ausgleichen konnte. Des weiteren deuten zwei *Scars* (1976, 1992) auf Lawinenbeeinflussung hin. Beide Verletzungen treten nach der Vegetationsperiode auf der Hangseite auf, so dass Lawinen als Verursacher in Frage kommen. Auf das Ereignis

1992 reagierte der Baum mit einer gewaltigen Überwallung der Verletzung, die bis zu seinem Tod nicht vollständig geschlossen werden konnte.

Auch der Baum B6 erlitt eine Verletzung. Diese befindet sich ebenfalls auf der Hangseite und wurde ihm 1951 wahrscheinlich durch eine Lawine zugefügt. Als Lawinentyp dürfte dafür eine Grundlawine verantwortlich gewesen sein, denn zum Zeitpunkt der Beschädigung hatte der Baum schon mit der Frühholzbildung begonnen. Grundlawinen sind vor allem im Frühjahr bei zunehmender Intensität der Sonneneinstrahlung zu erwarten und von daher als Ursache wahrscheinlich. Jedoch deutet in diesem Jahr keine Reduktionsphase auf einen Einschnitt im Wachstum des Baumes hin. Hingegen verringerte der Baum von 1940 an zehn Jahre lang sein Wachstum, wobei das Jahr 1947 stärker hervortritt. Diese Reduktion steht in einem krassen Widerspruch zum Vergleichsbestand. Deshalb müssen dafür exogene Einwirkungen als Grund gesucht werden.

Das Initialjahr¹⁶ 1966 stellt kein Ereignisjahr dar, denn diese Reduktionsperiode ist klimatischen Ursprungs. Im Gegensatz dazu dürfte sich das Jahr 1983 mit einem Ereignis in Verbindung bringen lassen. Die Druckholzseite des Baumes erzeugte als Antwort auf die durch Schneeabewegung verursachte Reduktion drei Jahre lang (1984-86) Druckholz.

Für die die Zone II beeinflussenden Lawinen sind neben den bereits erwähnten Grund- auch Runsenlawinen vorstellbar. Der Verlauf der in den Karten eingezeichneten Rinne bzw. Runse zeigt nämlich genau in Richtung der Zone II. So wird der sich in der Rinne bewegende Schnee kanalisiert und nimmt auf diese Weise Kurs auf den nördlichen Waldrand.

6.1.4 Wachstumsänderungen der Zone III

Als die charakteristische Auslauf- und Akkumulationszone der Brünstels-Lawine ist die Zone III zu bezeichnen. Sie ist bereits mit bloßem Auge als die am stärksten beanspruchte Zone des gesamten Hangs zu erkennen. Der Hangneigungskarte ist zu entnehmen, dass dort das Gelände verflacht und Werte unter 20° auftreten, welche für Auslaufzonen typisch sind. Die in der Zone III auslaufenden Lawinen sind hinsichtlich ihrer Genese bzw. ihres Typs nicht zu differenzieren. Alle anreißenden Lawinen treffen auf diese Zone und führen zu mehr oder weniger großen Schäden.

¹⁶ Jahr, in dem eine abrupte Wachstumsänderung beginnt



Foto 19: Zone III der Brünstels-Lawine

In dieser Zone wurden vier Bäume beprobt (B1, B2, B3, B4). Es wäre zu erwarten, dass diese Bäume in der Zone III aufgrund ihrer Lage alle Ereignisse des Lawinenhanges dokumentieren müssten. Dies soll nun mit Hilfe der abrupten Wachstumsänderungen näher beleuchtet werden.

Abrupte Reduktionen sind für folgende Jahre nachzuweisen:

1974, 1976, 1991

Generell fällt hier auf, dass es nur wenig abrupte Reduktionsperioden im eigentlich Sinn gibt, was auf gute Wachstumsbedingungen hindeutet. Diese werden jedoch immer wieder von bis zu maximal dreijährigen Reduktionsphasen unterbrochen. So stechen zum Beispiel die Jahre 1938, 1947, 1970-72, 1983, 1985/86 hervor. Das Jahr 1983 tritt bei den Bäumen B3 und B4 in Erscheinung. Zwei auf das gleiche Jahr datierte *Scars* am Baum B4 lassen keine Zweifel bestehen, dass das Jahr 1983 als Ereignisjahr gewertet werden muss. Indirekt ist dieses Ereignis auch in den Bäumen B1 und B2 nachzuvollziehen. B1 verstärkt seine bereits bestehende Reduktion in den Jahren 1983-85. Gleiches trifft bei B2 für die Jahre 1984-87 zu. Die Reduktion im Jahr 1938 entgegen dem Verlauf des Vergleichsbestandes ist nur bei B3 und B4 festzustellen. Für die wiederum sich konträr zum Verlauf der Differenzkurve verhaltenden Jahre 1985/86 sind drei der vier Bäume verantwortlich. B4 weist sie direkt auf. B1 und B2 beginnen zwar bereits 1976 bzw. 1974 klimatisch bedingt mit einer ungefähr 10-jährigen Reduktionsphase, dennoch ist bei beiden 1985/86 eine eindeutige Steigerung der Reduktion zu erkennen. Dies könnte allerdings noch als Reaktion auf das Ereignis 1983 gewertet werden. Sollte sich aber in der Tat in 1985/86 ein Ereignis verbergen, so ist diese Methode nicht in der Lage, dies zu eruieren, denn die bereits früher begonnene Reduktionsphase überschattet sozusagen ein erneutes Ereignis.

Die restlichen Jahre 1947, 1970 und 1991 sind Einzelercheinungen in dieser Zone und daher zu vernachlässigen. Die Phase ab 1991 ist wahrscheinlich klimatisch motiviert. Das Jahr 1947

taucht zwar in dieser Zone nur einmal auf, wurde aber auch bereits in der Zone II festgestellt. Ob letzten Endes ein Zusammenhang besteht, bleibt unklar.

Die abrupten positiven Zuwachsänderungen in dieser Zone III sind schwer einzuschätzen. Oft widersprechen sie dem Verlauf des Vergleichsbestandes, zeigen aber trotzdem kein Reaktionsholz. Es können daher nur wenige der Zuwachsperioden angemessen erklärt werden.

1918, 1934, 1940, 1964, 1971, 1988

Die Zuwachsänderung von 1988-96 wurde im Baum B3 ausgelöst. Die Jahre bis 1992 verlaufen noch konform zum Vergleichsbestand. Von 1992-94 verstärkt sich jedoch der Zuwachs, während die Wachstumskurve des ungestörten Bestandes steil nach unten zeigt. Als Ursache ist hier eine Freistellung durch das im Jahr 1992 in der Zone II vermutete Ereignis denkbar. B3 befindet sich unmittelbar an der Grenze zur Zone II. Somit ist es durchaus möglich, dass dieses die Zone II betreffende Ereignis dem Baum B3 die Konkurrenz entfernte. Breite Jahrringe ohne Druckholz ab 1992 sprechen für diese Hypothese.

Da diese positiven Zuwachsänderungen nicht homogen auftreten, d.h. nur jeweils an einen Baum gekoppelt sind, ist ihre Aussagekraft ohnehin in Frage gestellt. Größere Ereignisse können daher ausgeschlossen werden.

Insgesamt ist zu den Wachstumsbedingungen der Zone III zu bemerken, dass alle dort untersuchten Bäume ein relativ gutes Wachstum an den Tag legen. Die Ursache dafür mag nicht zuletzt an der guten Versorgung mit Nährstoffen und Feuchtigkeit liegen, die am Unterhang gewährleistet ist. Dazu trägt auch der durch Lawinen abgelagerte Schnee bei.

6.1.5 Wachstumsänderungen der Zone IV

Die Zone IV befindet sich am absoluten Hangfuß der abknickenden Lawinenbahn (Karte 2). Dieser Bereich ist wesentlich schmaler als die Hauptschneise und lässt schon allein deswegen eine geringere Frequentierung durch Lawinen vermuten. Dass nur die westliche Seite des Waldrandes Schäden aufweist rührt daher, dass eine abgehende Lawine am Prallhang der Zone III (Osten) abgelenkt wird und so linear Richtung nimmt auf den westlichen Waldrand (Prallhang). In diesem Bereich sinken die Hangneigungswerte unter 20°, so dass das mitgeführte Material dort abgelagert wird. Auch größere Blöcke belegen dies.

Aus dieser Zone stammen drei Baumproben (B17, B18, B19). Da diese Bäume, wie angenommen, nicht sehr häufig unter Lawinenbeeinträchtigung leiden, ist es nur folgerichtig, dass in den *Skeleton Plots* wenig abrupte Wachstumsänderungen festgestellt werden konnten, die tatsächlich auf Ereignisse hinweisen könnten. Die positiven Zuwachsänderungen können dabei gänzlich vernachlässigt werden, da sie wahrscheinlich alle durch gute Wachstumsbedingungen – belegt durch den Vergleichsbestand – hervorgerufen wurden. Zudem ist auffällig, dass die drei getöteten Bäume alle um die 50 Jahre alt sind. Daraus



Foto 20: Zone IV der Brünstels-Lawine

könnte man ableiten, dass das letzte katastrophale Ereignis vor 1947 stattgefunden haben muss.

Abrupte Wachstumsreduktionen sind für die Zone IV in nachfolgenden Jahren abzulesen:

1958, 1985, 1992, 1994

Aus dieser Reihe der Initialjahre darf das Jahr 1992 herausgestrichen werden, denn es verhält sich analog zum Vergleichsbestand. Die Reduktionsperiode beginnend mit dem Jahr 1958 ist schwer zu interpretieren. Einerseits zeigt der Vergleichsbestand 1958 ein überdurchschnittliches Wachstum, das aber in den folgenden Jahren unter das Normalwachstum sinkt. Daher würde nur das Jahr 1958 selbst für eine exogene Einwirkung sprechen, die eventuell am Baum B17 in Form eines *Scars*, datiert auf genau dieses Jahr, bewiesen werden könnte. Jedoch handelt es sich dabei um eine nur sehr kleine Verletzung, die eher auf Schabschäden verursacht durch Rotwild schließen lassen. Andererseits fehlt dieses mutmaßliche Ereignisjahr in den anderen Zonen, so dass aufgrund der Lage der Zone IV am untersten Bereich des Hanges ein entsprechendes Ereignis unwahrscheinlich erscheint.

Auf der anderen Seite treten die Jahre 1985 und 1994 bei allen drei Bäumen als starke Reduktionsjahre auf. Das Jahr 1985 lässt sich mit den entsprechenden Initialjahr der Zone III verbinden. Baum B18 erlitt 1994 nach Abschluss der Vegetationsperiode eine Verletzung, die

die Annahme eines Ereignisses unterstützt. In den nachfolgenden Jahren (1995-1999) reduzierte er, wie auch B17 und B19, bis zu seinem endgültigen Tod 1999 sein Wachstum.

6.1.6 Wachstumsänderungen der Zone V

Die Zone V unterscheidet sich von den bisherigen Zonen dadurch, dass sie kein ausgewiesener potentieller Lawinenablagerungsbereich ist. Im Gegenteil, Teile der Zone V dürften durchaus als Lawinenanrisszonen verstanden werden. Der nur mit kurzhalbigem Gras bewachsene Bereich rechts der Rinne im oberen Bereich des Lawinenzuges, stellt vermutlich eine Anrisszone für z.B. Lockerschneelawinen dar. Das Gelände ist dort sehr steil, was allein ein Anreißen bei zunehmender Eigenlast des Schnees aufgrund des Gefälles ermöglicht. Der Bereich darüber, wo sich der Baum B16 befindet, gehört nicht zur Anrisszone. Diese Lawinenbahn heimsuchende Staublawinen reißen weiter oben, jenseits des untersuchten Raumes, an. Der oberste Bereich des Lawinenhanges weist Hangneigungswerte bis zu 50°



Foto 21: Zone V der Brünstels-Lawine

auf (Karte 3), die auch abgleitende Schneemassen in der Rinne bewirken können und wodurch es somit zu Runsenlawinen kommt.

Sämtliche Schneebewegungen müssten eigentlich in den sich dort befindenden und beprobten Bäumen nachzuweisen sein. Es wurden daher eingehende Untersuchungen anhand von sieben Bäumen (B10, B11, B12, B13, B14, B15, B16) gemacht. Die Abbildungen 23/24 zeigen, wie

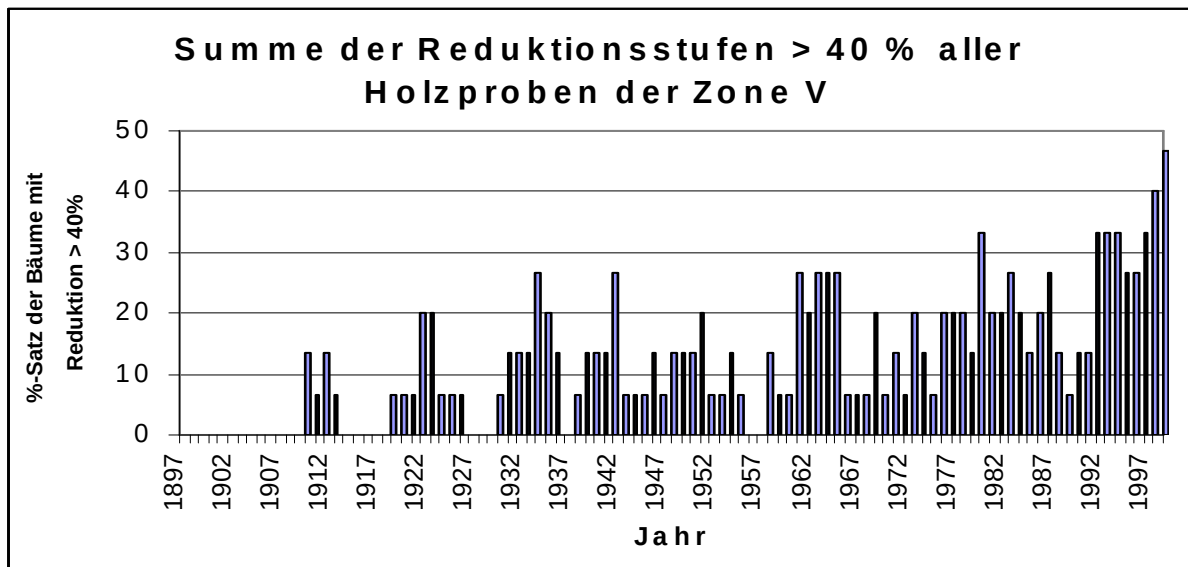


Abb. 23

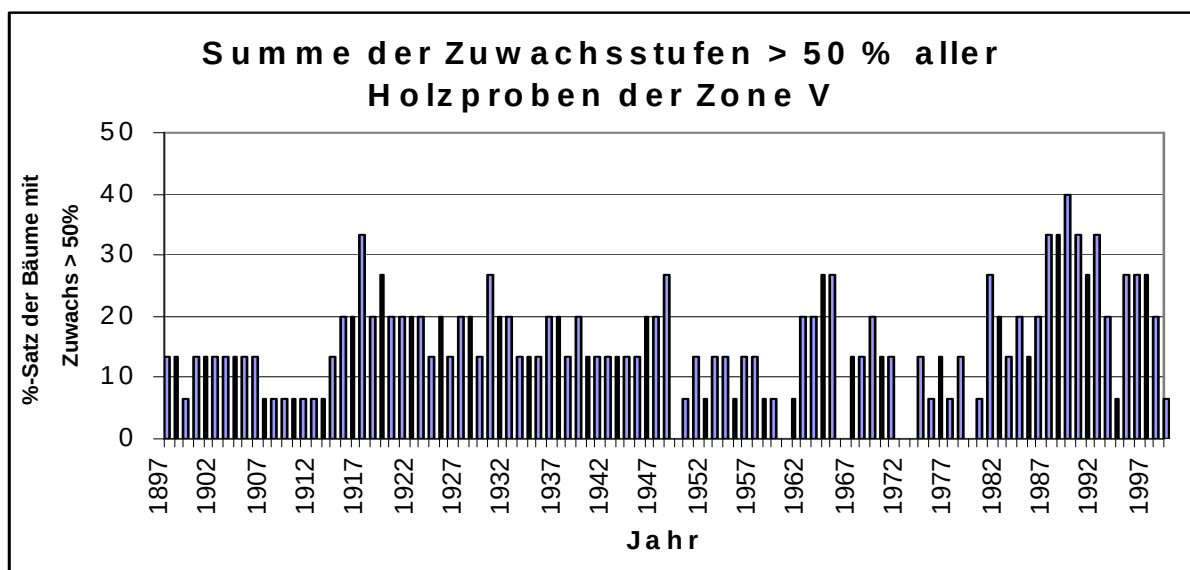


Abb. 24

sich die beprobten Bäume dieser Zone hinsichtlich Reduktions- und Zuwachsänderungen verhalten. Den ganzen Zeitraum betrachtet, gibt es kaum Phasen, in denen keine Reduktion stattfindet. In einigen Jahren treten Reduktionen jedoch gehäuft auf: 1935, 1943, 1961, 1963-65, 1980, 1983, 1987, 1992-94, 1997/98. Auf die negativen Weiserjahre (1922, 1976, 1992) wurde zwar reagiert, allerdings treten sie nicht sonderlich markant in Erscheinung. Bei einem Vergleich der Summen-Reduktionskurve (Abb. 23) mit der Differenzkurve des ungestörten Bestandes (Abb. 22) stellt sich heraus, dass einige der genannten Peaks auch dort evident sind. Mit anderen Worten, die Jahre 1935, 1943, 1961 und 1980 fallen als mögliche

Ereignisjahre weg. Obwohl das Jahr 1992 ein negatives Weiserjahr ist, könnte es dennoch als Ereignisjahr gelten, denn auch Bäume in anderen Zonen liefern dafür Hinweise. Ansonsten verhält sich der gestörte Bestand der Zone V bezüglich der Reduktionsänderungen analog zum gesamten gestörten Bestand, mit einer Ausnahme: 1960-65. Ob hier exogene Einwirkungen als Ursache angesehen werden können, wird sich bei der Betrachtung der abrupten Wachstumsänderungen zeigen.

Eine gute Übereinstimmung konnte auch bei den Zuwachskurven konstatiert werden. Auch hier ist das positive Weiserjahr 1989 deutlich zu sehen. Das weniger markante positive Weiserjahr 1971 tritt jedoch nicht so stark in den Vordergrund. Dafür ragen andere Jahre heraus: 1918, 1920, 1931, 1949, 1965/66, 1981, 1987/88, 1990, 1992. Der Zuwachs der Jahre 1931, 1981, 1987/88 und 1990 ist wahrscheinlich auf ein günstiges Klima zurückzuführen und wird somit nicht weiter berücksichtigt.

Um aber potentielle Ereignisjahre qualifizierter bestimmen zu können, sollen nun die abrupten Wachstumsänderungen eruiert und diskutiert werden.

Abrupte Reduktionen fanden in folgenden Jahren statt:

1917, 1930/31, 1938/39, 1946, 1948, 1958, 1974, 1977/78, 1989, 1992

Die Initialjahre 1917, 1948 und 1974 kommen als Ereignisjahre nicht in Betracht, da sie als Reduktionen auch im ungestörten Vergleichsbestand sichtbar sind.

Was das Initialjahr 1930/31 angeht, bleibt die Vermutung eines Ereignisses sehr vage, denn nur B10 und B13 vermindern zeitgleich ihr Wachstum. Ansonsten gibt es keinerlei Hinweise auf ein mögliches Ereignis. Auch die anderen Zonen bieten in dieser Hinsicht keine Anzeichen.

Das Initialjahr 1938/39 konnte zwar nur bei einem Baum (B10) gefunden werden, allerdings lässt der Tatbestand, dass die Zone III ebenso auf dieses Jahr reagiert, darauf schließen, dass vielleicht doch eine Einwirkung von außen in Form einer Lawine auf den Baum ausgeübt wurde. Zu dieser Zeit lebten viele der restlichen untersuchten Bäume noch nicht, so dass die geringe Anzahl an Hinweisen damit zu begründen ist. Interessanterweise zeigt auch der Baum B16 keine Reaktion in diesem Jahr, was bedeuten könnte, dass sich die Lawine in jener oben beschriebenen Anrisszone löste und wahrscheinlich als Lockerschneelawine abglitt.

Obwohl 1946 eine Reduktionsphase beginnt, hat das Ereignis wahrscheinlich dennoch erst im Jahr 1947 stattgefunden, worauf ein positives Ausschlagen der Vergleichsbestandskurve just in diesem Jahr schließen lässt. Auch die Zonen II und III reagieren in diesem Jahr

entsprechend. Die Druckholzbildung 1947/48 des Baumes B16 gibt der Annahme Nährboden, dass jene Lawine oberhalb des Arbeitsgebietes angebrochen sein müsste, da dieser Baum auf Schnee-Einwirkung reagierte. Die Tatsache, dass die Zone II auch betroffen war, lässt erwarten, dass die Rinne von oben mit Schnee genährt wurde und somit eine Runsenlawine ausgelöst wurde.

Der abrupte Reduktion 1958 kann nicht zufriedenstellend Rechnung getragen werden. Sie tritt nur beim Baum B14 auf und dauert acht Jahre. Dabei ist eigentlich nur das Jahr 1958 im Widerspruch zur Wachstumskurve des Vergleichsbestandes. Darüber hinaus weisen die Akkumulationsbereiche keine Indizien auf ein Ereignis zu diesem Zeitpunkt auf.

Das Jahr 1989 gilt als positives Weiserjahr im Lahnenwiesgraben und deshalb ist es um so erstaunlicher, dass genau in diesem Jahr eine Reduktionsphase beginnt. Einschränkend muss jedoch das singuläre Auftreten im Baum B13 vorgebracht werden und des weiteren das Fehlen eines entsprechenden Jahres in den anderen Zonen. B13 befindet sich in unmittelbarer Nachbarschaft zum Baum B14 und lebt daher in einem ständigen Konkurrenzkampf. Möglicherweise verschlechterten sich die Standort- bzw. Wuchsbedingungen des Baumes B13 schlagartig, was in sehr engen Jahrringen resultierte. Von einem Ereignis kann hier meiner Meinung nach nicht ausgegangen werden.

Im Gegensatz zum positiven Weiserjahr 1989 ragt das Jahr 1992 als negatives Weiserjahr heraus, was als Erklärung für die abrupte Reduktion zutreffen könnte. Allerdings gibt es einige Anhaltspunkte bei Bäumen (B11, B12, B14), die für ein Ereignis in diesem Jahr sprechen. So kann zum Beispiel an der Talseite (Druckholzseite) massive Druckholzbildung festgestellt werden, die Schnee-Einfluss denkbar erscheinen lässt. Ob nun letztendlich ein Lawinenereignis dafür verantwortlich ist, bleibt aus Mangel an Indizien ungeklärt. Andererseits ist die Zone II unter anderem durch ein *Scar* aus dem Jahr 1992 gekennzeichnet, was zu Gunsten eines Ereignisjahres spricht. Setzt man ein Ereignis in diesem Jahr voraus, scheint jedoch nur die linke Hälfte (in Gefällsrichtung) des Lawinenhanges davon betroffen gewesen zu sein (siehe beeinflusste Bäume und Zone II).

Ähnlich verhält es sich mit dem Jahr 1976. Dieses wird in der Zone V nur am Baum B12 durch ein kleines *Scar* auffällig. Ebenso weist der Baum B5 in der Zone II eine Verletzung zu diesem Zeitpunkt auf. Eine Verbindung zwischen beiden Verletzungen durch ein Ereignis 1992 ist durchaus möglich, jedoch fehlen weitere Anzeichen, die eine eindeutigere Aussage ermöglichen.

Neben den abrupten Wachstumsreduktionen existieren auch noch Reduktionen, die nur ein oder zwei Jahre andauern. Diese müssen meines Erachtens ebenso mit in die Interpretation

und nicht zuletzt in die Ereignisjahr-Findung einbezogen werden. Darunter fällt die bereits mehrfach ermittelte Reduktion im Jahr 1983/84. Baum B15 kann das Jahr 1983 als Ereignisjahr anhand eines auf dieses Jahr datierten *Scars* bestätigen. Auch die Wuchsform dieses Baumes unterstreicht dies. Das bis dato relativ konzentrische Jahrringbild wurde seit dem Ereignis 1983 leicht exzentrisch, da die veränderte Wuchslage ein talseitige Druckholzbildung auslöste. Der Baum schaffte es bis zu seinem Tod nicht mehr, diese Schrägstellung komplett auszugleichen. Aber auch andere Bäume, wie zum Beispiel B10, B12 und B13, deuten in diesem Jahr ein Ereignis an, indem sie mehr oder weniger starke Reduktionen aufweisen. Manche Bäume unterlagen zwar in diesem Zeitraum gerade schlechten Wachstumsbedingungen (B12: 1978-87; B13: 1977-88), jedoch ist das Jahr 1983/84 trotzdem deutlich herauszulesen.

Alle in den *cross-sections* sichtbaren Zuwachsperioden in Form von Druckholzbildung sind auf Wirkung von Schneelast, Schneegleiten und generell Schneedruck zurückzuführen. Viele dieser Druckholzphasen wurden innerhalb der ersten 20 Jahre des Baumlebens ausgebildet, so dass sie zur Interpretation keinen echten Beitrag leisten können. Die Bäume sind in diesem noch jungen Alter zu anfällig für jegliche Massenbewegung, um daraus Hinweise auf Lawinen ableiten zu können. Man kann lediglich allgemein von Schiefstellungen ausgehen oder eventuelle rotierende Rutschungen des Baumes nachvollziehen.

Der zu Beginn dieses Punktes festgestellte veränderte Verlauf der Summenkurve des gestörten Bestandes der Zone V gegenüber der des ungestörten in den Jahren 1960-65 lässt abschließend keinen Schluss auf ein in diesen Zeitraum fallendes Ereignis zu. Es gibt dafür keinerlei Hinweise in den *cross-sections* der untersuchten Bäume. Auch für die oben genannten herausragenden Jahre in Bezug auf positive Zuwachsänderungen des gestörten Bestandes konnte in den Baumscheiben keine Bestätigung eines Ereignisses gefunden werden. Lediglich das Jahr 1992 unterstützt mit der dort nachweisbaren Druckholzausbildung die These eines Ereignisses. Es müssen daher soziologische und physiologisch-ökologische Bestandesprobleme als Ursache für diese Diskrepanzen in Betracht gezogen werden.

6.1.7 Vergleich der Zonen I – V

Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über sämtliche Ereignisjahre in den verschiedenen Zonen der Brünstels-Lawine. Die Beschreibung der einzelnen Zonen hat bereits gezeigt, dass nicht alle Zonen gleich stark bzw. dass nicht alle Zonen bei jedem Ereignis beeinflusst wurden. Nur das Ereignisjahr 1999 erreichte, wie eingangs erläutert, die ganze Lawinenbahn und damit sämtliche Zonen, wobei alle untersuchten Bäume getötet wurden.

Zone I	Zone II	Zone III	Zone IV	Zone V
		1938		1938
	1947	1947	1947 ?	1947
	1951			
	1976			1976
	1983	1983		1983
				1984
		1985	1985	
	1992			1992
	1999	1999	1999	1999

Tab. 2: Ereignisjahre der Zonen I – V der Brünstels-Lawine

Was den Grad der Aktivität der einzelnen Zonen angeht, stellt die Zone I die inaktivste Zone des gesamten Lawinenhanges dar, gefolgt von der Zone IV. Die restlichen Zonen sind angesichts ihres Aktivitätsgrades kaum zu unterscheiden. Zone III, als Hauptakkumulationsfläche, und Zone V, als Anrisszone bzw. als Gleitfläche, sind nahezu von jedem Ereignis betroffen. Eine Sonderstellung nimmt die Zone II ein. Sie scheint aufgrund ihrer Position zur Rinne zusätzlich von Runsenlawinen heimgesucht zu werden. Deswegen

kann man ihr im Gegensatz zu den anderen Zonen eine gewisse Eigendynamik zusprechen. Der Aktivitätsgrad einer Zone im engeren Sinn sagt nichts über die Sicherheit der Zone aus. Die Zone IV ist zwar nicht die inaktivste, dennoch kann sie als die sicherste vor Lawinenereignissen betrachtet werden. Das Ereignisjahr 1985 ist wahrscheinlich nicht von Lawinen induziert, da sonstige Reaktionen in und an Bäumen auf dem kompletten Lawinenzug hierzu fehlen. Es tritt zwar auch in der Zone III auf, jedoch bedürfte es eines Anzeichens in der Anrisszone, um ein Ereignis sicherzustellen. Möchte man dieses Ereignis dennoch mit Lawinen in Verbindung bringen, kämen dafür nur Waldlawinen in Frage (Näheres dazu bei KONETSCHNY 1990).

1938 spricht für das erste Ereignis. Dabei blieb die *trimline* links und rechts der Lawinenbahn unversehrt. Auch die Zone IV wurde nicht erreicht, was auf ein kleineres Ereignis hindeutet. Knapp 10 Jahre später (1947) folgte das nächste Ereignis, das als mustergültig angesehen werden darf. In allen drei charakteristischen Bereichen der Lawinenbahn (Anrisszone, Gleitzone, Auslaufzone) sind Spuren sichtbar. Das Jahr 1947 wurde in der Zone IV mit einem Fragezeichen versehen, da nicht belegt werden kann, dass zu diesem Zeitpunkt dort ein Ereignis auftrat. Jedoch gibt das Baumalter der Bäume in dieser Zone Anlass zu dieser Annahme. Der Sprossungsbeginn aller dort untersuchten Bäume konnte auf den unmittelbar folgenden Zeitraum datiert werden. Es musste also vorher ein großes Ereignis stattgefunden haben. Das Ereignisjahr 1947 würde hier durchaus ins Bild passen.

Hingegen wirkt sich das Ereignis von 1951 nur in der Zone II aus, da es sich bei dem verursachenden Lawinentyp wahrscheinlich um eine Runsenlawine handelt, die direkt auf die Zone II zusteuert. Die Ereignisse von 1976 und 1992 verhalten sich analog. Hierbei scheint nur die linke Hälfte (in Gefällsrichtung) des Lawinenstriches beeinflusst worden zu sein. Neben 1999 war das Ereignis von 1983 das wohl bedeutendste. Alle Zonen mit Ausnahme der Zone IV geben davon Zeugnis.

Bisher wurde noch nicht auf den Baum B9 eingegangen. Die umgestürzten Bäume um diesen Baum erhielten keine gesonderte Zonenbezeichnung, weil sie vermutlich nicht direkt mit Schnee-Einwirkung zu tun haben. Sie sind zwar eine Folge von Lawinenabgängen, wurden aber wohl nicht von Schneemassen umgestürzt, sondern vielmehr von der einer Staublawine vorausseilenden Druckwelle. Die Auswertung der Jahrringbreiten und der *cross-section* ergab ein relativ störungsfreies Leben mit guten Wachstumsbedingungen. Eine abrupte Reduktion ist nur ab dem Jahr 1984 festzustellen, was das Ereignisjahr 1983/84 auf dem Lawinenhang unterstreicht.

Die unter dem Kapitel 6.1.1 aufgeführten Jahre, die bei einem Vergleich mit dem ungestörten Bestand herausstechen und als mögliche Ereignisjahre erachtet wurden, konnten als solche nicht nachgewiesen werden. Für die fehlende Übereinstimmung der beiden Kurven müssen bestandessozioologische Probleme im gestörten Bestand als Erklärung herangezogen werden.

6.2 Reintal

Für den Lawinenzug im Reintal kann vorab berichtet werden, dass sich, wie im Lahnenwiesgraben, auch dort der Katastrophenwinter 1999 stark bemerkbar machte und für viele auf der Lawinenbahn bis dahin gedeihende Bäume das sichere Ende bedeutete. Darüber hinaus konnte bei einer Geländebegehung der Arbeitsgruppe SEDAG Ende Mai 2000 ein weiteres Lawinenereignis für das Jahr 2000 bestimmt werden. Eine gewaltige Schneeakkumulation in der Auslaufzone und viele von einer Staublawine erfasste umgeknickte Bäume und abgebrochene Baumkronen zeugen davon.

Demzufolge war es mit der in dieser Arbeit angewandten Methode nicht möglich, die beiden hintereinander liegenden Ereignisse eindeutig aufzulösen. Insofern muss – das gilt für alle Datierungsergebnisse – bei der Datierung eine Fehlerquelle von ± 1 Jahren eingeräumt werden.

Als mögliche Lawinentypen auf der Reintal-Lawine sind Grundlawinen und Staublawinen zu erwarten.

6.2.1 Wachstumsänderungen aller beprobten Bäume des Lawinenzuges

Jeder Baum reagiert individuell und verschieden auf exogene Umweltfaktoren oder diverse Ereignisse. Um das Wachstum bzw. die Wachstumsstörungen des gesamten Bestandes auf einen Blick beurteilen zu können, sind in der Abb. 25 und 26 sowohl alle Reduktionen $> 40\%$ wie auch die Summe der Zuwachsstufen $> 50\%$ sämtlicher beprobter Bäume dargestellt. Als Vergleich dazu dient die in Abb. 27 erstellte Differenzkurve des ungestörten Vergleichbestandes. In der Abb. 25 stagniert die Anzahl der Bäume mit reduziertem Wachstum zunächst von 1826 bis 1854 auf einem 0% Niveau. Das liegt daran, dass auf dem Lawinenhang nur wenige sehr alte Bäume zu finden sind, welche noch dazu am Hangfuß (Zone D) (Karte 5) stehen, der nur bei sehr heftigen Ereignissen betroffen ist. Ab 1855 steigt das Niveau langsam von anfangs 5% auf schließlich 26 und 22% im Jahre 1913 und 1914. Dieser Ausschlag spiegelt sich auch im Vergleichsbestand (Abb. 22) wider und ist klimatischen Ursprungs. Dieser Trend wird 1873/74, 1877/78 und 1889 von einem 0% Minimum unterbrochen. Danach orientiert sich der Verlauf abwärts und erreicht 1919 und 1924 erneut das 0% Level. Ab 1937 folgt ein leicht oszillierender Anstieg, der 1961/62 bei 78% kulminiert. Dazwischen fällt das Jahr 1945 durch ein weiteres 0% Minimum auf. Bis

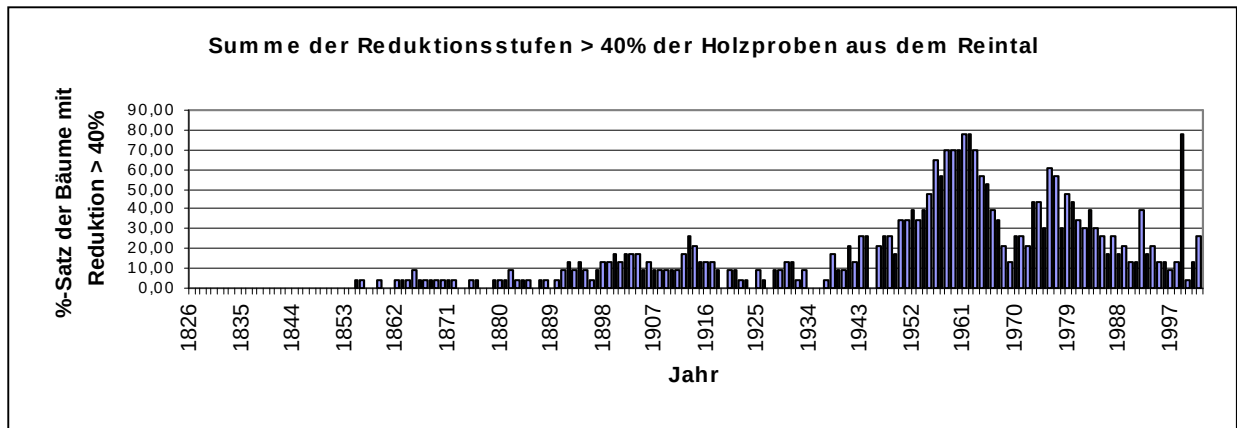


Abb. 25

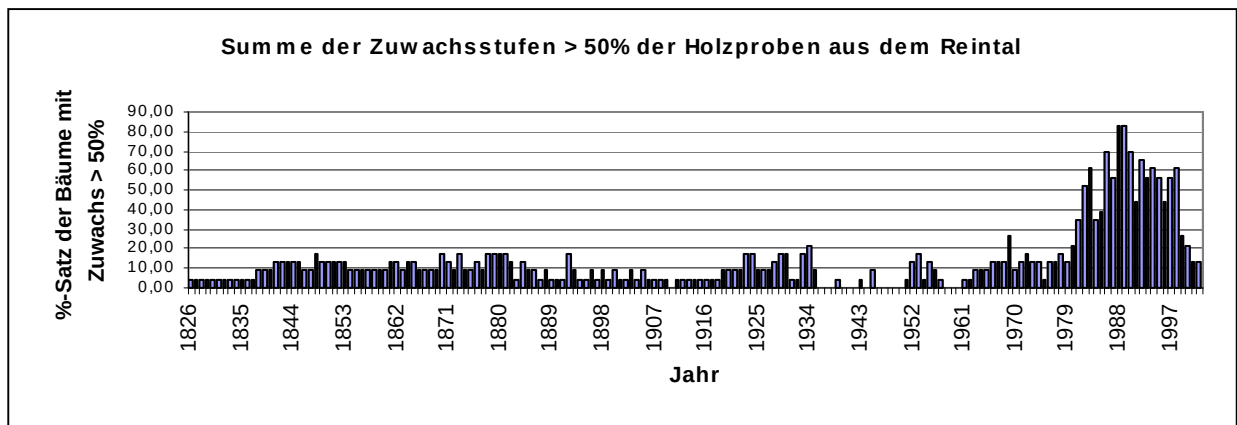


Abb. 26

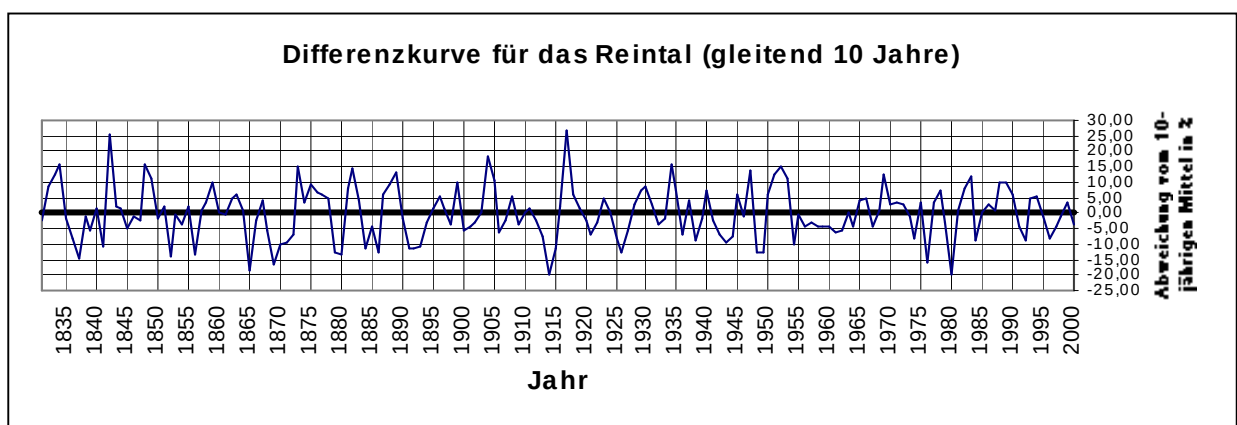


Abb. 27

1969 wird ein Niveau von 13 % erreicht. Ein erneutes Maximum folgt 1976 mit 61 %, wonach wieder ein Abwärtstrend einsetzt, der 1992 mit 39 % und 1999 mit 78 % unterbrochen wird. Der Anstieg 2002 auf 26 % darf nicht ernst genommen werden, denn zur Zeit der Probennahme war noch nicht der komplette Jahrring, sondern nur ein Teil (Frühholz) ausgebildet, wodurch sich dieser relative hohe Prozentsatz an Bäumen mit einem Reduktionswert $> 40\%$ ergibt.

In Bezug auf die Summe aller Zuwachsstufen $> 50\%$ ist zu konstatieren, dass von Beginn an (1826) zunächst nur bei einer geringen Zahl an Bäumen (ca. 5 %) ein Zuwachs abzulesen ist, der sich aber ab 1838 auf einem Niveau von mindestens 10 % einpendelt. Ausnahmen stellen die Jahre 1848, 1870, 1873 und 1878-1881 dar (17 %). Danach sinken die Werte bis 1922 auf unter 10 % ab. Die Jahre 1923/24 erreichen 17 %, so auch 1929/30. Ein Maximum von 22 % tritt im Jahre 1934 auf. Der folgende Zeitabschnitt von 1936 bis 1950 ist durch einen starken Rückgang des Zuwachses gekennzeichnet. Nur die Jahre 1939 und 1945 übersteigen das 0 % Niveau. Von 1951 bis 1957 erfolgt eine kurze Zuwachperiode, auf die 1953 17 % des gestörten Bestandes reagieren. Es schließt sich ein Abstieg zurück zum Nullwachstum an, das drei Jahre andauert. Ab 1961 folgt ein fluktuierender Anstieg auf 83 % im Jahr 1988/89. Das Jahr 1969 sticht mit einem Peak von 26 % hervor. Bis zum Jahr 2002 wird ein Niveau von 13 % erreicht, wobei ein sehr starker Abstieg von 61 % 1998 auf 26 % im Jahr 1999 zu verzeichnen ist, was recht eindeutig auf ein Lawinenereignis in diesem Jahr schließen lässt, zumal ebenfalls eine große Anzahl der Bäume mit Reduktion (auf der Hangseite) reagiert.

Generell ist festzustellen, dass die beiden Trendkurven (gestörter Bestand und Vergleichsbestand) hinsichtlich der Reduktionsphasen ziemlich gut korrelieren. Lediglich die Jahre 1882, 1903/04, 1916/17, 1929-1931, 1946/47, 1951-53, 1987-89 und 1994 entwickeln sich entgegen dem Kurvenverlauf des Vergleichsbestandes. Die negativen Weiserjahre (1865, 1914, 1980) sind alle im gestörten Bestand festzumachen. Die Gleichläufigkeit der beiden Kurven in Bezug auf die Zuwachphasen ist ähnlich zu interpretieren. Gegenläufige Phasen bzw. Peaks ergeben sich 1864/65, 1870, 1879/80, 1884, 1892/93, 1980 und 1992. Die positiven Weiserjahre (1842, 1904, 1917) ragen allerdings nicht heraus.

Während der Jahre oder Phasen, in denen ein konträrer Kurvenverlauf auftritt, ist zu vermuten, dass irgendwelche Prozesse oder Ereignisse Teile des Bestandes gestört haben könnten.

Um jedoch konkrete Aussagen über ein raum-zeitliches Auftreten der gravitativen Schneedynamik der letzten 176 Jahre auf dem untersuchten Lawinenzug treffen zu können, werden im folgenden die Zonen A-D (Karte 5) einzeln beschrieben.

6.2.2 Wachstumsänderungen der Zone A



Die Zone A wird bei jedem größeren Lawinenereignis, das die Rinne verlässt, d.h. bei Staublawinen, die oberhalb der Felswand anreißen und sich über sie hinweg hangabwärts beschleunigen, mit vehementer zerstörerischer Kraft erfasst. Diese Zone liegt inmitten der Gleitzone, in der Lawinen nahezu ihre größte Energie erreichen. Die niedrige bzw. zerstörte Vegetation gibt davon Zeugnis und deutet gleichzeitig auf eine relativ hohe Frequenz von Lawinenabgängen hin. Da jedoch die Hangneigung in

diesem Bereich $> 20\%$ beträgt, ist die Zone A nicht als Akkumulationsfläche zu bezeichnen. Lediglich der Waldrand, der die Gleitbahn flankiert (*trimline*), fungiert als Bremskörper für einschlagende Lawinen, so dass dort vereinzelt tote Bäume *in situ* liegen.

Der Zone A stehen insgesamt 5 Baumproben zur Analyse zur Verfügung (S5, S6, S7, S8, K9). Die berechneten Summenkurven (Abb. 28 und 29) ähneln stark den Gesamtkurven (Abb. 25/26), wenn auch die Zone A nicht alle Ereignisse des Gesamtbestandes darstellt. So weist zum Beispiel kein Baum der Zone A in den 90er Jahren eine Reduktion $> 40\%$ auf. Nur das Jahr 1999 mit seinem Katastrophenwinter macht eine Ausnahme, auf das knapp die Hälfte aller sich dort befindenden Bäume reagiert.

Um den Beginn einer Beeinträchtigung des Baumwachstums und damit eines möglichen Ereignisses festzustellen, ist es notwendig, nach abrupten Wachstumsänderungen zu suchen. Dazu wurden die *Skeleton Plots* konsultiert. Als Vergleich wurde die Differenzkurve des ungestörten Vergleichsbestandes (Abb. 27) herangezogen.

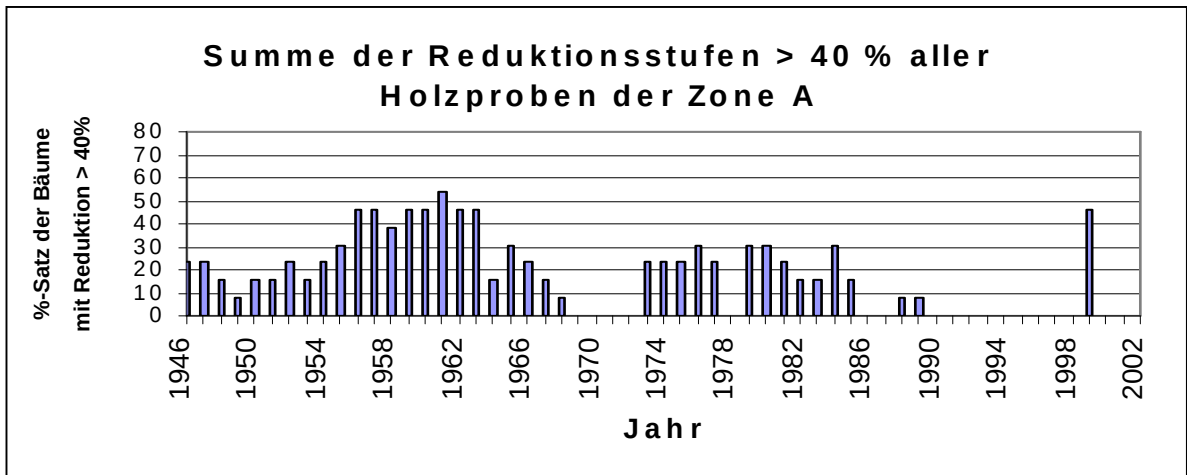


Abb. 28

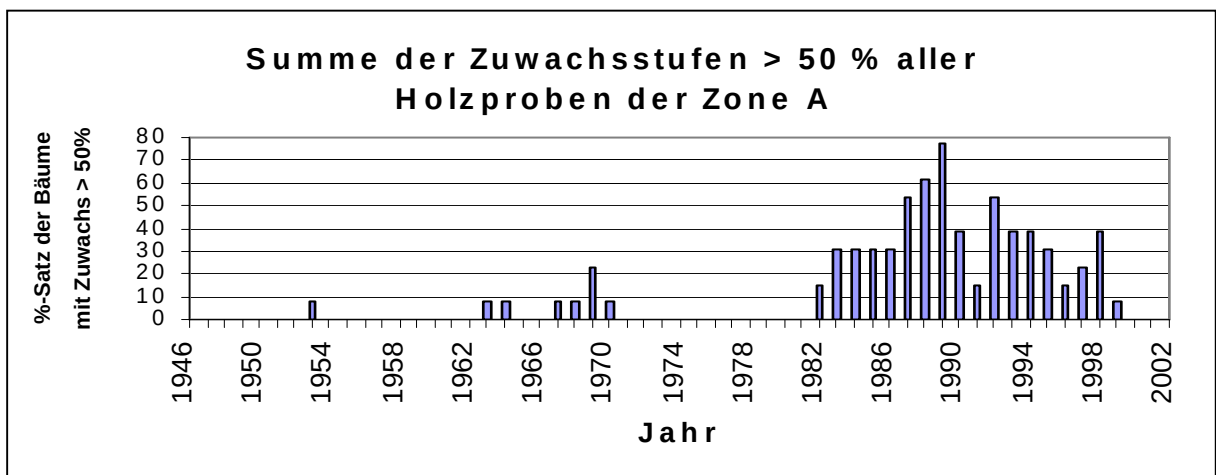


Abb. 29

Der Beginn abrupter Zuwachsreduktionen konnte für die folgenden Jahre nachgewiesen werden:

1955/56, 1959/60, 1979/80

Auf das Jahr 1955/56 reagieren mehrere Bäume aus dieser Zone mit Reduktion. Gleiches gilt für 1959/60. Die Periode von 1956-1961 ist allerdings vom Klima negativ geprägt, was allein

ein reduziertes Wachstum induziert und weshalb somit eventuelle Ereignisse innerhalb der klimaevoozierten Reduktionsphase untergehen. Bemerkenswert ist das Jahr 1979/80, das nur bei den obersten Bäumen (S5 und S7) auftritt. Diese beiden Bäume befinden sich jedoch mitten in der Gleitzzone, was die Wahrscheinlichkeit, dass sie von abgleitenden Lawinen getroffen werden, erhöht.

Eine abrupte positive Zuwachsänderung wurde für die Zone A in diesen Jahren ausgelöst:

1982/83/84, 1986, 1992

Der 1982 beginnende positive Zuwachs ist als klimabegünstigte Erholungsphase der 1979 einsetzenden Reduktion zu verstehen.

Dem Jahr 1984 kommt aber innerhalb dieser Phase eine besondere Bedeutung zu. Manche Bäume zeigen einen Zuwachs, andere eine Reduktion. Es repräsentiert zwar per definitionem keine abrupte Zuwachsreduktion, da es eine einzelne Reduktionserscheinung ist, sollte aber dennoch als negatives Ereignisjahr gewertet werden, weil trotz ungünstiger klimatischer Bedingungen – welche im ersten Moment für diesen negativen Zuwachs sprechen würden – auf der Druckholzseite verstärkter Zuwachs zu verzeichnen ist. Des weiteren wird die Annahme eines aufgetretenen Ereignisses dadurch unterstützt, dass die Erholungsphase – einsetzend im Jahre 1982 – klimakonform ist, während das Jahr 1984 innerhalb dieser Erholungsperiode insofern heraussticht, da sich der Vergleichsbestand in diesem Jahr entgegengesetzt verhält. Auffallend in dieser Zone ist der abrupte Zuwachs des beprobten Baumes S6 ab dem Jahr 1986 bis zu seinem Tod im Winter 1998/99. Möglicherweise reagierte er dabei etwas verzögert auf das Ereignis von 1984, das eine Freistellung oder zumindest bessere ökologische Bedingungen für diesen Baum bewirkte.

Auftretende Druckholzphasen in jungen Jahren eines Baumes dürfen nicht fälschlicherweise für einen Reaktionsmechanismus auf Lawinentätigkeit gehalten werden. Vor allem der Spätschnee verursacht häufig Kronenverformungen. Die noch jungen Bäume versuchen diese Beeinflussung mit Druckholzbildung auszugleichen. Darüber hinaus ist die Ausbildung von Druckholz bei den noch nicht sehr widerstandsfähigen jungen Bäumchen auch auf die Wirkung von Schneelast oder Schneedruck zurückzuführen. Daher sind die ersten 20 Jahre bei der Interpretation mit Vorsicht zu genießen. Eine dadurch hervorgerufene frühe Schiefstellung resultiert häufig in einer mehr oder weniger starken Stammexzentrizität.

So weisen fast alle in dieser Zone untersuchten Bäume eine Exzentrizität auf, mit Ausnahme von S8, welchen eine ziemlich konzentrische Wuchsform auszeichnet. Dieser Baum wurde vermutlich aufgrund seines Standortes von umgebenden Bäumen geschützt. Dafür sprechen auch die relativ schmalen Jahrringe bis 1961 (unterständige Klasse innerhalb der soziologischen Struktur). Danach zeigt er ein besseres Wachstum, was auf veränderte Konkurrenzverhältnisse hindeuten könnte. Dies könnte dem möglichen Ereignis im Jahr 1960 zugewiesen werden. Ähnliches ist auch beim Baum S7 zu erkennen, wobei dort erst drei Jahre später ein verbessertes Wachstum einsetzt.

Bei sorgfältiger Betrachtung der Scheiben S6 und S7 ist je Probe ein kleines *Scar* zu registrieren. Allerdings handelt es sich bei beiden mit Sicherheit nicht um einen Lawineneinfluss. Beiden Verletzungen ist gemeinsam, dass sie auf der Talseite entstanden und nach Einsetzen der Vegetationsperiode zugefügt wurden, denn ein Teil des Frühholzes ist bereits sichtbar ausgebildet. Das zu dem jeweiligen Jahrring gehörige Spätholz konnte aufgrund der geringen Verletzung normal gebildet werden.

Als Tötungsjahr für die Bäume S5, S6 und S7 konnte das Jahr 1999 festgestellt werden. Das Jahr 1992 als Beginn einer abrupten positiven Zuwachsänderung kann nicht zufriedenstellend erklärt werden. Eine mögliche Ursache dafür könnte allerdings die Wirkung von Schneelast sein.

6.2.3 Wachstumsänderungen der Zone B

Über der Zone B befindet sich eine mit Latschen bewachsene Fläche, die nahezu ungestört ist, während die darunter liegende Zone B fast komplett verwüstet ist. Verantwortlich dafür ist die sich am oberen Bildrand befindende Felswand (Foto 23). Weiter oben anbrechende Staublawinen schießen über diese Felsstufe hinweg, verschonen dadurch den unmittelbar anschließenden Latschengürtel und landen erst weiter unten in der Zone B, wo sie enorme Schäden im Bestand und auch am dadurch immer weiter zurückweichenden Waldrand anrichten. Die große Anzahl an totem Baummaterial, das mitunter offensichtlich transportiert wurde, veranlasste die Ausweisung diesen Bereichs als Lawinenablagerungsfläche. Eine leichte Verflachung in diesem Areal untermauert dies.

In der Zone B wurden sechs Bäume beprobt (S2, S3, S4, K6, K7, K8). Die Reduktionsphasen dieser Zone stimmen sehr gut mit denen aus der Gesamtkurve überein. Die vereinzelt Peaks können alle mit einer schlechten Klimaphase erklärt werden. Das Jahr 1952 hingegen fällt in eine günstige Klimaperiode und weist trotzdem ein reduziertes Wachstum auf. Jedoch ist davon nur ein Baum betroffen, so dass hier nicht von einer repräsentativen Reduktion ausgegangen werden kann. Bei der Zuwachskurve ist die Korrelation mit der Gesamtkurve ebenfalls hoch. Auch hier können die alleinstehenden Peaks klimatisch begründet werden, da sie ebenso im Vergleichsbestand auftauchen.



Foto 23: Zone B der Reintal-Lawine

Abrupte Zuwachsreduktionen sind in dieser Zone selten und beziehen sich nur auf zwei Bäume. Ihre Interpretation gestaltet sich daher schwierig.

1937 (K6); 1958, 1977 (S2).

Möglicherweise liegt hier das Problem der mangelnden Auflösungsfähigkeit der zwei aufeinanderfolgenden Lawinenwinter 1999 und 2000 vor. Bei einem Vergleich mit den anderen Zonen (Tab. 3) fällt bei der Jahreszahl 1958 eine Verschiebung um genau ein Jahr auf. Daher ist es denkbar, dass der Baum S2 nicht 1999, sondern 2000 von einer Lawine getötet wurde. Allerdings könnte durchaus auch ein negativer Klimatrend 1958 für die Auslösung der Reduktion verantwortlich sein, an die sich im darauffolgenden Jahr eine Reduktion aufgrund eines möglichen Ereignisses anschließt. Eine endgültige Lösung kann hier nicht angeboten werden. Zudem ist das Initialjahr 1977 bzw. 1978 nicht erklärbar. Das Initialjahr 1937 gibt keine Auskunft auf die Frage, ob es sich hierbei um ein Ereignisjahr handelt oder nicht; denn in dieser Zone ist kein weiterer Baum so alt wie K6, der zusätzliche Beweise liefern könnte.

Bei weitem häufiger tritt abrupter Zuwachs auf:

1961, 1979/80, 1986/87/88, 1990, 1993

Diese Tatsache spricht eher für das Resultat von Schneelast oder für einseitigen Schneedruck durch verstärkte kriechende oder gleitende Schneebewegung als für Lawinen, weil Reduktionsphasen verursacht durch Lawinentätigkeit fehlen. Auf den Baumscheiben und den Kernen ist für die aufgeführten Jahre dunkles Druckholz zu erkennen. Als einziger weist Baum K8 für diese Jahre keine Druckholzbildung auf. Diese Fichte ist relativ gerade

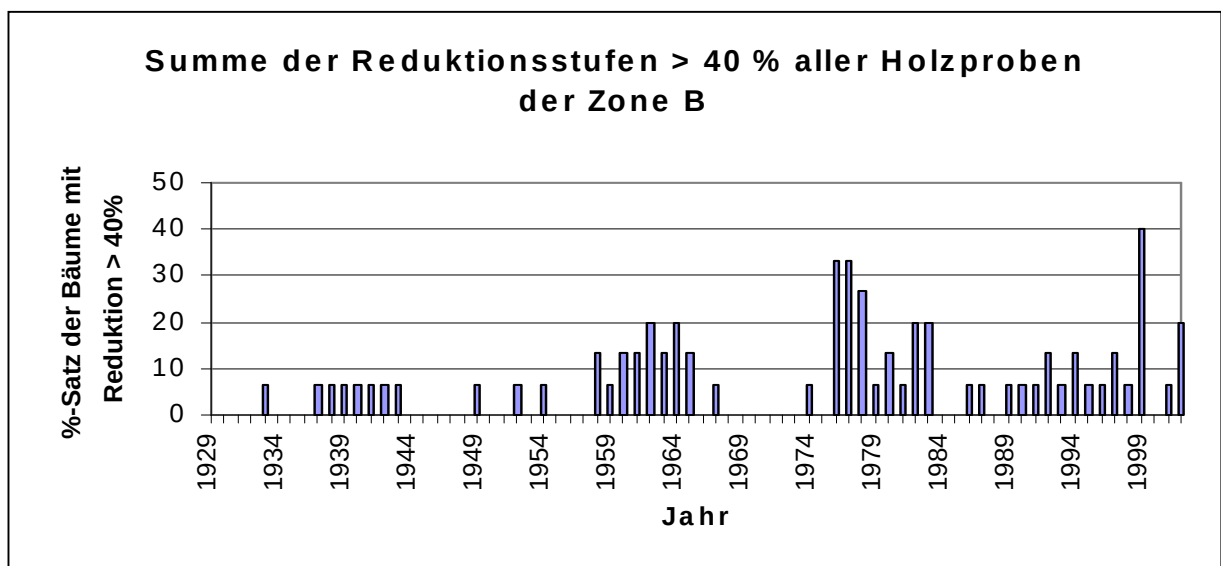


Abb. 30

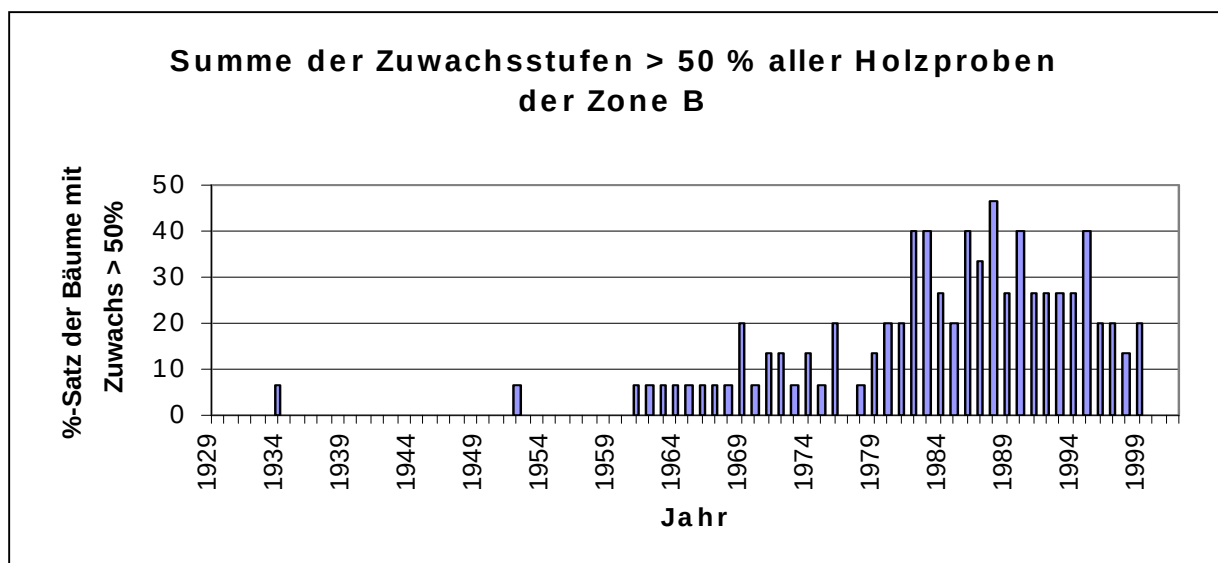


Abb. 31

gewachsen und wurde durch das Lawinenereignis 2000 getötet. Das Tötungsjahr konnte in diesem Fall eindeutig durch *cross-dating* festgestellt werden. Der abgebrochene Stamm in 3,5 Meter Höhe zeugt von diesem Ereignis.

Die *cross-dating* Methode konnte ebenfalls erfolgreich beim Baum S3 angewandt werden. Somit fällt der Tötungszeitpunkt auf das Jahr 1999. Als Vermächtnis dieses Lawinenabgangs blieb der abgebrochene Stumpf stehen.

Das markante Ereignisjahr 1984 kommt zwar durch die *Skeleton Plots* nicht so signifikant zur Geltung, ist aber dennoch unter Zuhilfenahme der Baumscheiben nachzuweisen. Beim Baum S2 verbirgt sich dieses Ereignis in der vorhandenen Zuwachsperiode (1980-1988). Anlass dazu gibt der plötzliche Anstieg des Zuwachses 1984 auf über 100 % (Klasse +2), was auf eine Freistellung und damit verbesserte Wuchskonditionen durch dieses Ereignis schließen lässt. Der in seiner Nähe stehende Baum S3 erfährt in diesem besagten Jahr eine Schrägstellung mit leichter Drehung. Des weiteren bildete S3 einen Doppelring aus, dessen Ursache laut ALESTALO (1971) in einer Unterbrechung des Wachstums liegt, die möglicherweise durch eine mechanische Verletzung verursacht wurde. Auch der Baum S4 – ebenfalls nahe der beiden Bäume S2 und S3 – reagierte 1985 mit der Ausbildung von Druckholz auf das Ereignis 1984. Die Ursache für diese Verzögerung ist nach STRUNK (1995) in der unterschiedlichen Reaktion der physiologisch stärkeren bzw. schwächeren Bäumen begründet.

Die 1961 einsetzende Zuwachsphase entwickelt sich entgegengesetzt dem Trend des Vergleichsbestandes und verdient deswegen verstärkte Aufmerksamkeit. Bereits Zone A deutet 1959/60 ein potentiell Ereignis an, was diesem abrupten Zuwachs eine rationale Diskussionsbasis verleihe. Gleiches trifft auf 1979/80 zu. Wobei die Frage erlaubt sein muss, warum, angenommen es gab ein Ereignis, eine vorangehende Reduktion fehlt. Darauf kann eigentlich nur ein Wegfall der Konkurrenz durch das Ereignis Antwort geben, was den umliegenden, nicht zerstörten Bäumen bessere Wachstumsbedingungen beschert und weshalb sie daher nur mit Zuwachs reagieren.

6.2.4 Wachstumsänderungen der Zone C

Die Zone C ist sozusagen die „Zielscheibe“ des Lawinenhanges. Sie liegt ungefähr 50 Meter unterhalb der Stelle, wo sich die beiden Lawinenbahnen trennen. Die Lage dieser Zone erlangt deshalb eine besondere Bedeutung, weil sie vermutlich bei nahezu jedem

Lawinenereignis aufgrund ihrer Spornlage betroffen ist. Der Wald, der an dieser Stelle bis fast zur Spitze des Sporns vordringt, wächst auf einer kleinen Anhöhe, die sich über die ca. 3 Meter tiefer liegenden Rinne erhebt. Die in dieser Zone noch lebenden Bäume wirken in ihrem Erscheinungsbild auf den ersten Blick lawinengeschädigt (Foto 24).

Insgesamt wurden in der Zone C sechs Proben genommen, wobei fünf davon Bohrkerns sind (K1, K2, K3, K4, K5, S1). Bei einem Vergleich des Reduktionsdiagrammes der Zone C mit dem Reduktionsdiagramm des gesamten gestörten Bestandes (Abb. 25) fällt auf, dass der Peak Ende der 70er Jahre fehlt. Vielmehr stellt in der Zone C der Zeitraum zwischen 1950 und 1974

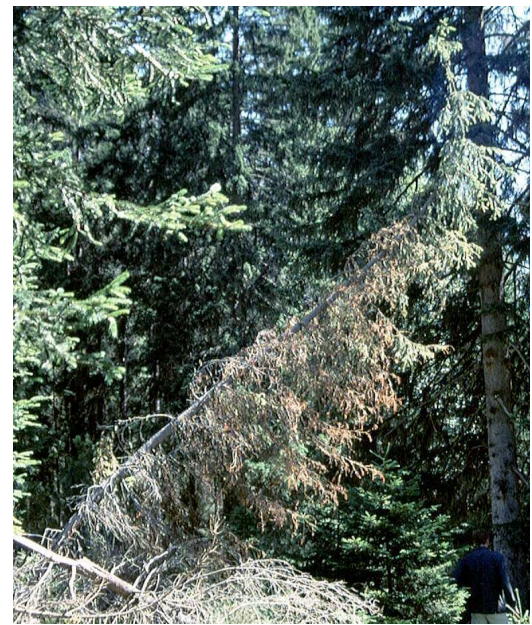


Foto 24: Lawinengeschädigte Fichte der Zone C

bei fast der Hälfte der Bäume eine Phase hoher Reduktionswerte dar. Davor sind nur noch die Jahre 1916/17 nennenswert. Dies spiegelt sich auch bei der Auflistung der abrupten negativen Wachstumsänderungen wider. Analog dazu taucht der Zuwachs-Spitzenwert der Jahre 1988/89 (Abb. 26) in der Zone C nicht so häufig auf.

Abrupte negative Wachstumsänderungen sind in folgenden Jahren zu verzeichnen:

1959, 1961, 1972, 1988

Die Reduktion 1988 ist in den Bäumen S1, K4 und K5 manifestiert. Aufgrund ihrer Standorte in vorderster Reihe am Sporn ist davon auszugehen, dass sie starken Einwirkungen ausgesetzt sind. Zudem tritt das Jahr 1988 auch in den anderen Zonen als Ereignisjahr in den Vordergrund. Darüber hinaus bekräftigt ein *Scar* auf der Hangseite des Baumes S1 ein Lawinenereignis in diesem Winter. Dieser Baum und auch K4 (Foto 24) beginnen in der darauffolgenden Vegetationsperiode mit der Druckholzbildung, um die durch die Lawine verursachte Schiefstellung wieder auszugleichen.

Das Ereignis 1984, das in den Zonen A und B dominiert, ist auch in dieser Zone wiederzufinden. Der Baum S1 reduziert 1984 schlagartig sein Wachstum um über 100 %. Auch K4 reagiert auf dieses Ereignis mit Reduktion, vorausgesetzt man akzeptiert eine Verzögerung von einem Jahr.

Die Probe des Baumes K5 müsste normalerweise die Annahme bestätigen, dass dieser Baum bedingt durch seinen Standort des öfteren von Lawinen getroffen wurde. Allerdings kann dies wegen der schlechten Qualität der Probe nicht nachgewiesen werden. Auch eine genaue Datierung war daher nicht möglich.

Die Jahre 1959 und 1961 können nur erklärt werden, indem sie mit den abrupten Wachstumsänderungen aus den Zonen A und B in Verbindung gebracht werden. Das Jahr 1972 scheint eine auf einen einzigen Baum (S1) beschränkte Wachstumsanomalie zu sein und bleibt daher ohne Aussagekraft.

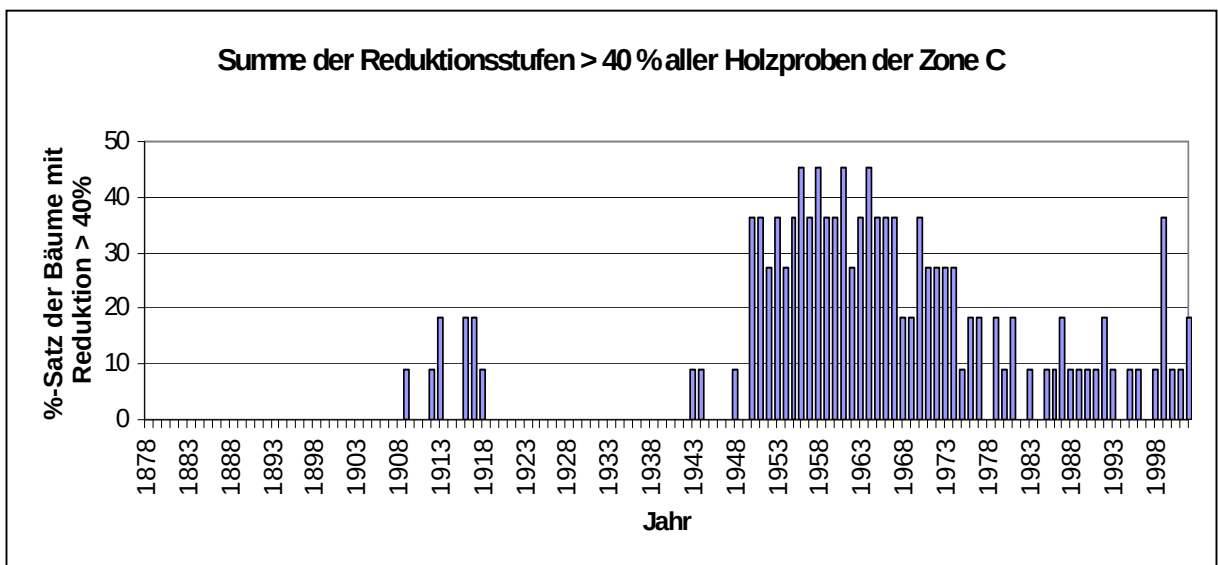


Abb. 32

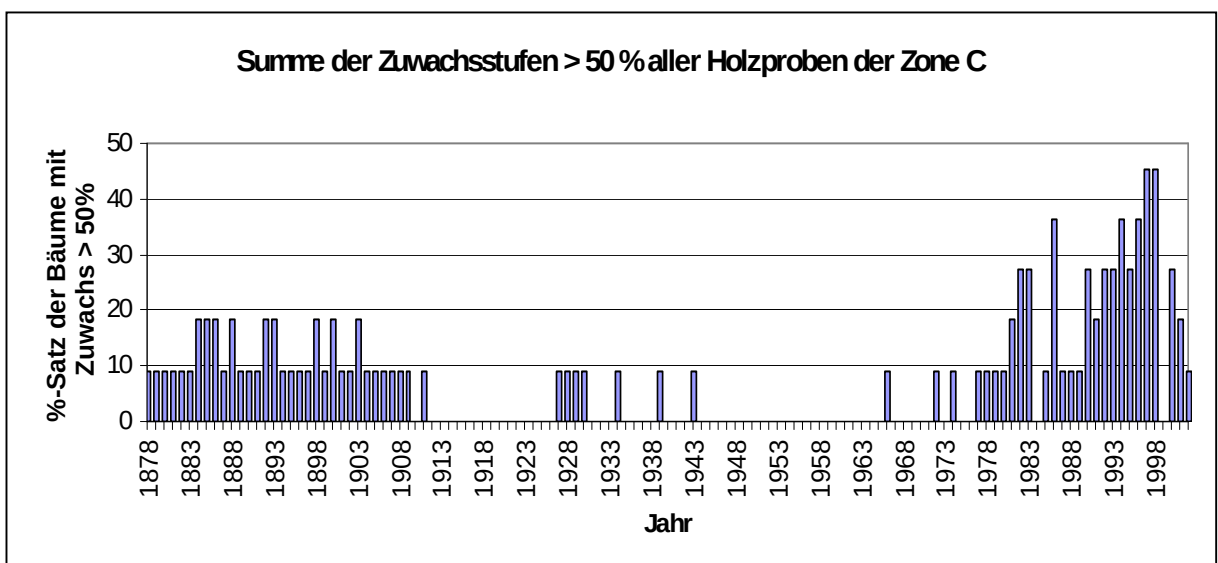


Abb. 33

Abrupte positive Wachstumsänderungen treten in den folgenden Jahren auf:

1878, 1980, 1996/97

Die Bäume K4 und K5 deuten auf das 2000er Ereignis hin. Beide zeigen einen urplötzlichen Anstieg der Jahrringbreite (über 200 %) mit intensiver Druckholzbildung. Auch S1 reagiert heftig auf dieses Ereignis, wobei er noch vom Lawinenwinter 1999 geschwächt war. Diesem Ereignis begegnete er ebenfalls bereits mit erhöhter Druckholzbildung.

Für das Jahr 1980 signalisiert der ungestörte Vergleichsbestand ein negatives Wachstum. Die Auslösung einer abrupten Zuwachsänderung in diesem Jahr erscheint äußerst merkwürdig und ist wiederum bei nur einem Baum (S1) festzustellen. Diese Phase kann nur mit der individuellen Reaktion verschiedener Bäume auf ihre Umwelt vernünftig begründet werden, wenngleich auch die Zone B in diesem Jahr einen positiven Zuwachs signalisiert und Zone A mit Reduktion antwortet. Es sollte daher eventuell doch ein Ereignis in Betracht gezogen werden.

Die breiteren Jahrringe ab 1996 geben trotz des Abwärtstrends des Vergleichsbestandes keinen Hinweis auf eine mechanische Störung. Es scheint sich lediglich um eine räumlich beschränkte Erholungsphase der Zone C zu handeln, denn die Holzproben geben keinerlei Anlass, auf eine Ereignis zu spekulieren.

Bei den Bäumen K1, K2 und K3 sollte darauf hingewiesen werden, dass sie im Lawinenschatten stehen. Darüber hinaus befinden sie sich am Rande einer 3- 4 m hohen Böschung über der Rinne. Deshalb waren bei der Analyse der Proben keine Hinweise auf Lawinen zu erwarten. Ihr hohes Alter (K1: >121 J; K2: > 93 J; K3: > 76 J) gegenüber anderen Bäumen auf dem Lawinenhang bestätigt ein von mächtigen Lawinen verschontes Wachstum, obgleich der Baum K2 durch Reduktion in den Jahren 1999 bis 2002 auf die Lawinenwinter 1999 und 2000 zu reagieren scheint. Die Physiognomie dieser drei Bäume verrät zudem keine Spuren eines Lawinenereignisses. Baum K1 weist eine 30-jährige Druckholzphase (1878-1908) auf. Er wurde von Beginn an schiefgestellt und benötigte 30 Jahre, um wieder ein aufrechtes Wachstum zu erlangen. Dieses Druckholz wurde bemerkenswerterweise auf der Hangseite ausgebildet, was auf eine 180° Drehung des Baumes schließen lässt. Dadurch, dass keine Scheibe vorliegt, kann kein definitiver Beweis angetreten werden. Die Jahre 1916/17 treten bei K1 und K2 durch kurze Reduktionsjahre in Erscheinung.

Aufgrund ihrer Position nahe der Rinne sind Beeinträchtigungen und Schiefstellung durch fluviale Erosion denkbar. K2 ist stark schief hangabwärts geneigt, was sich bei der

Betrachtung des Kerns widerspiegelt. Die talwärtige Seite besteht komplett aus Druckholz. K3 ist der jüngste und im Durchmesser der kleinste der drei Bäume und konnte so ganz durchgebohrt werden. Auf diese Weise ist eine leichte Stammexzentrizität nachzuweisen, die sich im äußeren Erscheinungsbild in einem leichten Knick am Fuß des Stammes ausdrückt. Ansonsten ist ein gleichmäßiges Wachstum festzustellen, das keine Hinweise auf Störungen preisgibt.

6.2.5 Wachstumsänderungen der Zone D

Die Zone D markiert das untere Ende der Rinne, die schließlich auf die Partnach trifft (Karte 5). Der sich dort befindende Schuttkegel zeugt von einer intensiven Murtätigkeit in der Rinne,



Foto 25: Ausschnitt der Zone D der Reintal-Lawine

die in ihrem kompletten Verlauf mit Schuttmaterial (Wettersteinkalk) gefüllt ist. Die dort stehende Baumgruppe weist zwei verschiedene Beeinträchtigungen auf. Einerseits besteht Einfluss durch Schuttlagerungsprozesse, ersichtlich an eingesiedelten Fichten, anderer-

seits deuten abgerissene Äste bis ca. 3-4 m Höhe auf heftige Lawinenabgängen in der Rinne hin. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass Lawinen nur selten (bei Extremereignissen) diese Zone erreichen. Die Tatsache, dass in dieser Zone die ältesten beprobten Bäume des Lawinenhanges stehen, unterstreicht diese Annahme.

Diese Problematik der zwei verschiedenen Beeinträchtigungsmöglichkeiten muss bei der Interpretation unbedingt berücksichtigt werden. Denn bereits geringe Verschüttungshöhen (10-15 cm), in diesem Fall ausgelöst durch Muren, bewirken eine Zuwachsreduktion und spätestens im nächsten Jahr eine Ausbildung von Adventivwurzeln, wie STRUNK (1995) nachweisen konnte. Die exakte Verschüttungshöhe konnte nicht ermittelt werden, denn dazu

hätte der Baum ausgegraben werden müssen, was im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich und zudem nicht themenrelevant war.

In der Zone D standen insgesamt 5 Bohrproben zur Verfügung (K10, K11, K12, K13, K14). Deren Analyse in Form des Summendiagramms aller Reduktionsstufen > 40 % (Abb. 34) ergab im Vergleich zum Reduktionsstufendiagramm > 40 % des gesamten geschädigten Bestandes der Reintal-Lawine (Abb. 25) keine großen abweichenden Differenzen. Besonders deutlich treten die negativen Weiserjahre 1865, 1914 und 1925 des Vergleichsbestandes (Abb. 27) hervor. Bei der Gegenüberstellung der Zuwachsdigramme (Abb. 26 und Abb. 35) ist auffällig, dass sich offensichtlich immer wieder Phasen stärkeren Zuwachses mit Phasen,

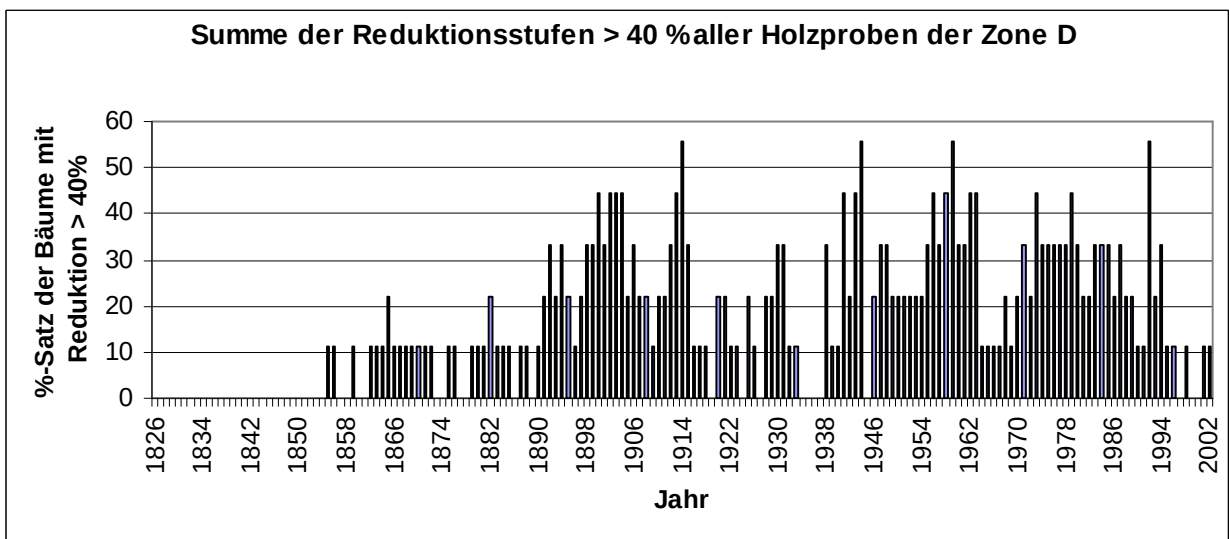


Abb. 34

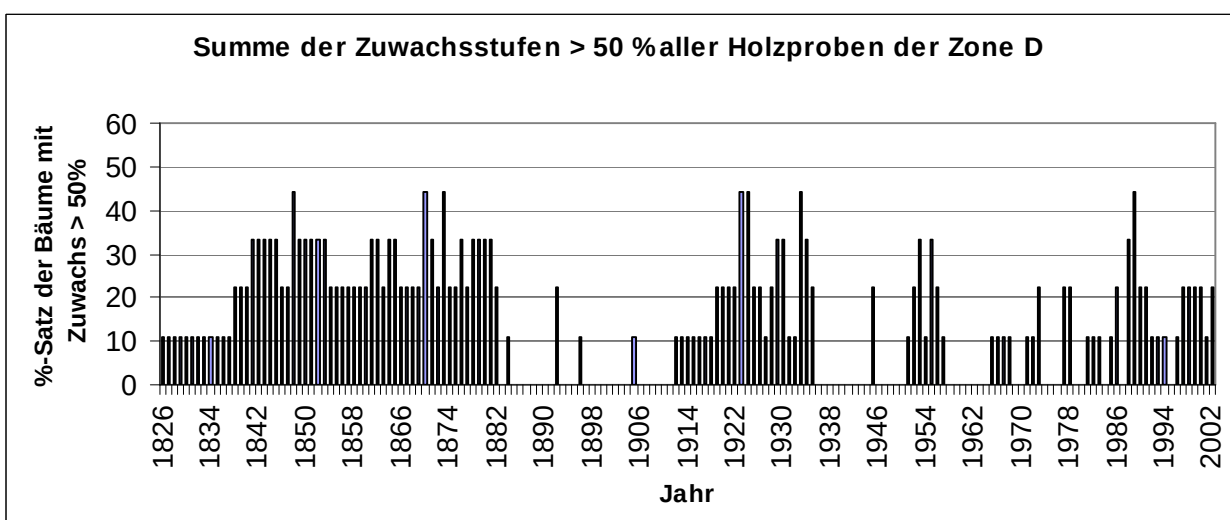


Abb. 35

in denen gar kein oder nur vereinzelt Zuwachs stattfindet, abwechseln. Dort, wo kein Zuwachs zu konstatieren ist, reagieren viele Bäume der Zone D meist mit Reduktion (Abb. 34). Einige der Reduktions-Peaks sind nur in dieser Zone festzustellen (1882, 1898, 1938 evtl. klimatisch negativ beeinflusst, 1946/47) was eventuell darauf hinweisen könnte, dass es sich dabei um Muraktivität handelt.

Genauereres darüber lässt sich mit Hilfe der abrupten Wachstumsänderungen sagen. Abrupte Reduktionen fanden in folgenden Jahren statt:

1862, 1879, 1890, 1897/98, 1906, 1909, 1928, 1938, 1941, 1946, 1955, 1970, 1987

Die langen Reduktionsphasen, die vor allem beim Baum K10 auftreten (1946-63, 1970-87), deuten wahrscheinlich auf Einsedimentation durch Muren hin. Auch Baum K14 zeigt längere Perioden mit stark vermindertem Wachstum (1890-1907, 1909-1916). Der neben dem Baum K14 stehende Baum K13 reduzierte für den Zeitraum von 1910 bis 1916 ebenfalls sein Wachstum. Zuvor hatte er auch noch eine längere Phase (1898-1907) mit verminderter kambialer Aktivität, welche auch sein Nachbar (K14) aufweist. Nur beginnt dieser bereits einige Jahre vorher mit der Reduktion (s. oben).

Vorab soll an dieser Stelle angemerkt werden, dass die Zone D Schwierigkeiten bei der Interpretation aufwirft, da sich fast keine Gemeinsamkeiten hinsichtlich der Wachstumsänderungen im Zonenbestand ergeben. Daher ist es fast unmöglich, eindeutige Ereignisjahre für diese Zone anzugeben. Darüber hinaus tritt bis auf das Jahr 1987 ebenfalls keines dieser Initialjahre bzw. Ereignisjahre in den übrigen Zonen zu Tage. Als Folge davon ist anzunehmen, dass die Zone D in erster Linie durch die auftretende Aktivität in der Rinne geprägt ist. Dies könnte gegebenenfalls der Baum K1 aus der Zone C bestätigen, der direkt neben der Rinne im Lawinenschatten, allerdings auf einer Böschung, wächst und von 1878 an – verstärkt jedoch erst ab 1879 – unter Schrägstellung litt.

Die Zuwachsreduktionen, beginnend im Jahr 1862 und 1879, sind nur mit einem Baum in Verbindung zu bringen und scheinen daher kein Ereignisjahr für diese Zone zu sein. Eventuell spielt ein Konkurrenzkampf in diesem Fall eine Rolle, denn der nächste große Baum steht nur 1,5 m entfernt.

Das Jahr 1906, das eine Reduktion beim Baum K10 auslöste, ist auch in den Reduktionsphasen der Bäumen K13 und K14 zu finden. Ob dieser Reduktion tatsächlich ein Lawinenereignis angehaftet werden kann ist äußerst fraglich. Eventuell sind Schuttlumlagerungen in der Rinne für diese kurze Reduktionsphase verantwortlich.

Die Initialjahre 1912 und 1921 entwickeln sich entgegen dem Trend des Vergleichsbestandes, welcher dort jeweils ein reduziertes Wachstum zeigt. Die Bohrproben belegen jedoch eine Einwirkung auf die Bäume durch die Ausbildung von Druckholz während dieser Perioden.

Die eine Reduktion auslösenden Jahre 1928 und 1955 sind signifikant nur beim Baum K14 zu finden. Allerdings zeigt der nebenstehende Baum K13 eine verzögerte Reduktion von zwei Jahren auf das Jahr 1928. Diese Wachstumsverminderung zu diesem Zeitpunkt ist jedoch bedeutsam, denn der Vergleichsbestand profitiert von guten klimatischen Bedingungen. Obwohl die Zone A eine Aktivität für das Jahr 1955 vermuten lässt, kann der einzelne Baum K14, der dieses Jahr ebenfalls aufweist, kein zonenübergreifendes Ereignis bestätigen. Die abrupte Wachstumsänderung von 1938 tritt ebenfalls bedeutsam nur bei einem Baum (K13) auf und lässt daher keine repräsentative Interpretation zu. Jedoch darf spekuliert werden, ob hier ein Kausalnexus hinsichtlich eines Ereignisses zwischen der Zone B und D besteht, denn auch die Zone B bringt ein negatives Initialjahr, das in diesen Zeitraum passen würde, hervor. Die Periode von 1941 bis 1944 dürfte auf ein widriges Klima zurückzuführen sein, so dass möglicherweise eine verkürzte Vegetationsperiode durch lang anhaltende und früh einsetzende Winter in einem verminderten Wachstum resultierte. Denn auch das Wachstum des Vergleichsbestandes ist während dieser Jahre einschneidend reduziert.

Einzig allein das Jahr 1987 (+1 J) kann ziemlich sicher einem Lawinenereignis zugeordnet werden, weil es in den anderen Zonen eine Entsprechung findet. Im *Skeleton Plot* des Baumes K11 ist festzustellen, dass erst 1988/89 eine massive Reduktion stattfindet.

Eine plötzliche Reduktion von maximal 2-3 Jahren ist im Jahr 1992 bei den Bäumen K11, K13 und K14 nachzuvollziehen. Dieser kurze Wachstumseinschnitt spricht für ein Lawinenereignis.

Abrupte positive Zuwachsänderungen finden in den folgenden Jahren statt:

1837, 1873, 1877, 1912, 1921, 1951, 1988/89, 1996

Die Zuwachsphasen 1988/89 sind zweifelsohne eine Reaktion auf eine Schiefstellung, hervorgerufen durch Schneedynamik. Ein Blick auf die Holzproben bestätigt dies in Form von massiver Druckholzbildung.

Die Initialjahre 1873 und 1951 stellen sich auch im Vergleichsbestand dar und sind somit nicht als Ereignisjahre zu werten. Hingegen weisen die restlichen Initialjahre einen überdurchschnittlichen Zuwachs auf, während der Vergleichsbestand negativ vom

Normalwachstum abweicht. Da aber auch hier wieder keine Übereinstimmung bei den beprobten Bäumen zu finden ist und demnach jeder Baum individuell reagiert, ist eine für diese Zone umfassende und aussagekräftige Deutung kaum möglich. Dazu bedürfte es einer größeren Vielfalt an Baumproben.

Dagegen wurden die beprobten Bäume dieser Zone fast geschlossen bald nach ihrer Sprossung durch Massenbewegungsprozesse schiefgestellt, worauf sie mit Druckholzbildung reagierten. Auffallend und allen in dieser Zone wachsenden Bäumen gemeinsam ist, dass sie eingesedimentiert sind und leicht schief hangauf geneigt sind. Eventuell liegt der Grund darin, dass die Rinne bei einem die anderen Zonen betreffenden Ereignis als Windkanal (keine Schneeführung!) fungiert und somit die Bäume aufgrund des Winddruckes schiefgestellt werden.

Kurioserweise treten die heftigen Lawinenereignisse von 1999 und 2000 nicht so deutlich hervor, obwohl aus Beobachtungen bekannt ist, dass die Zone D von diesen beiden Ereignissen heimgesucht wurde.

6.2.6 Vergleich der Zonen A – D

Die Auswertung der einzelnen Zonen hat ergeben, dass es nur wenige Ereignisse gab, die die komplette Lawinenbahn zu einem bestimmten Zeitpunkt beeinflussten. Deswegen ist es sinnvoll, einen Vergleich hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Aktivitäten auf dem Lawinenzug zu starten. In der folgenden Tabelle (Tab. 3) sind alle die Initialjahre aufgeführt, die zu potentiellen Ereignissen führten.

Vorab soll darauf hingewiesen werden, dass den in den beprobten Bäumen manifestierten Ereignissen des 19. und frühen 20. Jahrhunderts nicht sonderlich viel Bedeutung zugemessen werden sollte, weil nur sehr wenige Bäume dieses hohe Alter aufweisen und daher keine verlässliche Interpretation möglich ist. Zudem sind diese alten Bäume – mit Ausnahmen¹⁷ – auf die Zone D beschränkt, die, direkt gespeist durch die Rinne, scheinbar eine eigene Dynamik aufweist. In dieser Zone müssen nämlich auch mechanische Störungen des Bestandes durch Muren in Betracht gezogen und von Lawinen unterschieden werden.

¹⁷ Bäume K1, K2, K3 der Zone C, die im Lawinenschatten stehen und wahrscheinlich an die Rinnendynamik angeschlossen sind

Zone A	Zone B	Zone C	Zone D
			1877 (Z)
		1878 (Z)	
			1890 (M)
			1897 1898
			1906 ? 1909 (M) 1912 (Z) 1921 (Z) 1928 ?
	1937		
			1938
			1946 (M)
1955 1956			
	1958		
1959 1960		1959	
	1961 (Z)	1961	
1979 1980	1979 (Z) 1980 (Z)		
		1980 (Z)	
1984	1984	1984	
	1987 (Z) 1988 (Z) 1990 (Z)	1988	1987 1988 (Z) 1989 (Z)
1992 (Z)			1992 ?
	1993 (Z)		
1999	1999	1999	
	2000	2000	

(Z): positiver Zuwachs mit einhergehender Druckholzbildung
(M): eventuelle Muraktivität

Tab. 3: Ereignisjahre der Zonen A bis D der Reintal-Lawine

Auf Anhieb fällt auf, dass es drei Phasen gab, in denen die Zonen A, B und C, nicht aber die Zone D, beschädigt wurden. Dafür verantwortlich sind die Ereignisjahre 1959/60, 1979/80 und 1984.

In der Zone A scheint 1955/56 das erste größere Ereignis seit 1945 stattgefunden zu haben, denn das Alter der Bäume lässt für diese Zone keinen weiteren Rückblick zu. Das heißt, dass um 1945 eine mächtige Lawine diese, wie auch die anderen Zone B und C schwer getroffen haben muss, da ab diesem Zeitpunkt eine Regeneration der Vegetation einsetzte.

Nach 1984 blieb die Zone A bis 1992 verschont. Das nächste desaströse Ereignis folgte aber erst 1999, das wieder weite Teile der Sukzessionsfläche zunichte machte.

Während dieser 8-jährigen Pause der Zone A zeigten die restlichen Zonen 1987/88 eine übereinstimmende Aktivität.

Die Lawinenereignisse 1999 und 2000 erreichten alle Zonen des Hanges und richteten dort erheblichen Schaden an. Beweise sind zwar eigenartigerweise nicht explizit in den Baumproben der Zone D zu finden, aber dennoch ist von Beobachtungen bekannt, dass dort tatsächlich Lawineneinfluss stattfand.

Für die Zone D liegen wesentlich weniger Ereignisjahre vor, die eine Lawinentätigkeit betreffen, was für verbesserte Standortbedingungen spricht und deswegen eine Entsprechung im hohen Alter der dortigen Bäume findet. Die Zone D erwies sich als der relativ inaktivste und daher sicherste Bereich der Reintal-Lawine.

In Bezug auf die Einschätzung der Gefährdung der anderen Zonen und über deren Aktivitätsgrad kann gesagt werden, dass die Zonen A bis C im Mittel ziemlich gleichermaßen betroffen sind und auf der Basis der Erhebungen keine der drei Zonen als besonders aktiv einzustufen ist. Der Waldrand bleibt weitgehend ungestört.

Die Auslaufzone unterhalb der Zone A (zum Lawinenablagerungsbereich der Zone C gehörig) (Karte 5) wurde deshalb so groß gefasst, weil die jeweilige Heftigkeit der Lawine über die Reichweite und damit über den Ablagerungsort entscheidet. Im untersten Bereich der Auslaufzone jenseits des Wanderweges wird nur bei großen Ereignissen akkumuliert. Hier ist ein leichter Anstieg (Abb. 14) zu verzeichnen, der für einen Energieverlust der Lawine sorgt. Der Baum S9 bestätigt diese Vermutungen. Er wird als repräsentativ für alle weiteren Bäume in diesem Bereich erachtet. Sein Wachstum ist weitgehend ungestört und konzentrisch. In der Lawinenauslaufzone gibt es keine Bäume, die älter als S9 sind. Für die Tötung aller sich dort befindenden Bäume waren die Ereignisse von 1999 und 2000 verantwortlich. Noch lebende Fichten waren nicht mehr anzutreffen.

Die mit Fragezeichen behafteten Ereignisjahre bleiben unklar. Sie sind alle in der Zone D zu finden, was bedeutet, dass hier nicht geklärt werden konnte, ob es sich um Lawinen- oder Mureinfluss handelt. Das Jahr 1992 könnte gegebenenfalls auf ein Lawinenereignis hindeuten, denn auch die Zonen A und B weisen Reaktionen in Form von Zuwachs auf. Es ist denkbar, dass hauptsächlich Schneeförderung in der Rinne stattfand, die Bäume der Zonen A und B jedoch auf Schneelast oder Schneedruck reagierten.

Hinsichtlich der Frequenz von Ereignissen auf dem Lawinenhang ist zu konstatieren, dass im Durchschnitt ca. alle sechs Jahre eine mächtige Lawine niedergeht. Für die Zone D muss wohl eine niedrigere Frequenz angenommen werden. Die Lawinenhäufigkeit kann sowohl aufgrund der im Baum gespeicherten Daten als auch mit Hilfe der Gestalt und Größe der Vegetation auf dem Lawinenhang abgeschätzt werden (Kap. 3.6). Die Vegetationskarte (Karte 4) gibt Fichtenjungwuchs bis zu einer Höhe von 2,5 m an. Die erwähnten sechs Jahre stimmen damit mit HANAUSEKs (1988) Angaben überein. Jedoch fand die letzte große Lawine im Jahr 2000 statt. Wie ist diese Höhe des Fichtenjungwuchses zu erklären? Mächtige Schneehöhen umschließen den Jungwuchs und decken ihn fast komplett zu, so dass er bei Lawinenereignissen keine große Angriffsfläche darstellt und so überleben kann. Ferner gestattet die Biegsamkeit der noch jungen Bäume ein Niederdrücken durch die Lawinen ohne dass sie dabei abgebrochen oder entwurzelt werden.

Einige der oben genannten Jahre (Kap. 6.2.1), die sich konträr zum Trend des Vergleichsbestandes verhalten und, wie vermutet wurde, möglicherweise als Ereignisjahre in Betracht kommen, konnten nicht bestätigt werden. Für die Abweichungen müssen bestandessoziologische Gründe angenommen werden.

7. Zusammenfassung und Bewertung

Aufgabe und Ziel dieser Arbeit war es, Zusammenhänge zwischen Schneedynamik in Form von Lawinen und Jahrringphänomenen herzustellen und nachzuweisen. Es wurden dazu zwei Lawinenhänge in unterschiedlichen Gebieten ausgewählt, die aufgrund ihrer Physiognomie und sicherer Anzeichen, z.B. Totholz, Lawinenereignisse versprachen.

Mit Hilfe der Dendrochronologie war es möglich, für beide Lawinenbahnen Aussagen hinsichtlich der räumlichen und zeitlichen Ausdehnung von Lawinenereignissen zu treffen. Dabei kam den abrupten Wachstumsänderungen und dem Auftreten von *Scars* in Stammquerschnitten die größte Bedeutung zu. Sie lassen für folgende Jahre Lawinenereignisse für sehr wahrscheinlich erscheinen:

- Lahnenwiesgraben (BL): **1938, 1947, 1951, 1976, 1983/84, 1992, 1999**
- Reintal (RTL): **1937/38, 1955/56, 1958/59, 1979/80, 1984, 1987/88, 1999, 2000**

Obwohl beide Arbeitsgebiete zwar räumlich getrennt, jedoch nicht sehr weit voneinander entfernt sind, offenbaren sie eine unterschiedliche Aktivität hinsichtlich der Lawinenereignisse. Der Winter 1983/84 jedoch entpuppte sich genauso wie der im Jahr 1999 auf beiden Lawinenstrichen als Katastrophenwinter.

Bei einem Vergleich beider Lawinenbahnen im Hinblick auf die Lawinenfrequenz ist zu konstatieren, dass auf der Brünstels-Lawine etwa alle 10 Jahre ein Ereignis stattfindet, auf der Reintal-Lawine hingegen alle 6 Jahre. Diese höhere Frequenz im Reintal ist damit zu begründen, dass dort aufgrund des tief eingeschnittenen Tals und der steil aufragenden Felswände eine längere Schneeverweildauer gegeben ist. Somit bleibt auch das Lawinenrisiko länger aufrecht erhalten. Besonders im Mai, wenn die Sonne den Talboden erreicht, können verstärkt Grundlawinen niedergehen und Schäden an Bäumen anrichten.

Auf beiden Lawinenzügen wurde eine Zonierung vorgenommen, so dass der räumlich-zeitlichen Komponente besser Rechnung getragen werden konnte. Das Ergebnis der Zonierung war, dass nicht jede Zone bei jedem Ereignis betroffen war. Daraus war eine

räumliche Ausdehnung abzuleiten. Der Vergleich der verschiedenen Zonen führte letztlich zu einer Gefährdungseinstufung. Demzufolge konnte folgendes Ergebnis erarbeitet werden:

- Lahnenwiesgraben (BL): Die Zonen II, III und V sind die gefährdetsten, d.h. sie werden nahezu von jedem Lawinenereignis beschädigt. Die Zone II hat dabei eine besondere Stellung inne, denn sie ist aufgrund ihrer Position zusätzlich an die vorhandene Rinnendynamik gebunden.
- Reintal (RTL): Hier kann keine Zone als die gefährdetste eingestuft werden. Sie werden alle, außer der Zone D, ähnlich oft von Lawinen beeinflusst. Die Zone D stellt die sicherste Zone vor Lawinen dar und wird nur von heftigen Ereignissen heimgesucht. Sie weist zudem eine Eigendynamik auf, da sie von einer Rinne gespeist wird, die neben Schnee auch Schutt transportiert. Daher wirken sich auch Muren in der Zone D auf das Wachstum der dort gedeihenden Bäume aus.

Die dendrochronologischen Untersuchungen konnten nur dann einen eindeutigen Nachweis von früheren Lawinenabgängen bringen, wenn zusätzlich zu den abrupten Wachstumsänderungen auch noch Verletzungen in den *cross-sections* der Bäume erkennbar waren. Daher ist es empfehlenswert, Analysen mit Hilfe von Stammscheiben vorzunehmen, da in der Regel eventuelle Stammverletzungen bei der Probennahme mit dem Zuwachsbohrer aufgrund des kleinen Ausschnitts unentdeckt bleiben. Stammquerschnitte haben darüber hinaus die Vorteile, Druckholzphasen besser einschätzen und Veränderungen der Stammexzentrizität verfolgen zu können.

Des weiteren entstanden Probleme bei der Ermittlung von Lawinenabgängen anhand der abrupten Wachstumsänderungen, wenn zwei Lawinenwinter aufeinander folgten (z.B. 1999/2000). Die Methode der Dendrochronologie ist in solchen Fällen nicht in der Lage, beide Ereignisse separat aufzulösen. Ein ähnliches Problem tritt auf, wenn längere Reduktionsphasen vorliegen. Weitere Ereignisse sind innerhalb einer längeren und starken Reduktionsphase nicht nachzuweisen. Sie bleiben unbemerkt.

Um überhaupt abrupte Wachstumsänderungen zu zeigen, müssen die Bäume tatsächlich von Lawinen betroffen worden sein. Somit werden hauptsächlich größere Ereignisse im Jahrringbild der Bäume festgehalten.

Laut ALESTALO (1971) ist es daher unmöglich, allein durch das Studium der Wachstumsänderungen den verantwortlichen geomorphologischen Prozess herauszufinden, der das Baumwachstum beeinflusste. Es ist somit ratsam, den Standort, die Gesamtsituation (benachbarte Bäume, den ganzen Lawinenhang) zu betrachten und auf dieser Grundlage Rückschlüsse zu ziehen.

Abschließend kann resümiert werden, dass diese Arbeit mit der Erprobung der Methode der Dendrochronologie bezüglich Lawinenereignissen einen kleinen wissenschaftlichen Beitrag leisten konnte. Lawinenereignisse können somit besser erforscht und ihre räumlich-zeitliche Ausdehnung genauer erfasst werden, so dass in Zukunft Katastrophenwinter, die zu schrecklichen Verwüstungen zum Beispiel in Galltör 1999 führten, traurige Einzelereignisse bleiben oder eventuell sogar bald aufgrund der modernen Wissenschaft und Forschung der Vergangenheit angehören. Jedoch muss man bei allem Idealismus immer im Kopf behalten, dass unsere Natur vom Menschen nie vollständig verstanden und somit kontrolliert werden kann.

8. Literaturverzeichnis

- Ahnert, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Stuttgart.
- Alestalo, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. – In: Fennia, 105: 1-140.
- Bayerisches Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (ed.) (2000): Der Schutzwald in den bayerischen Alpen. – Funktionen – Zustand – Sanierung. München.
- Blebschmidt, G. (1989): Ursachen und Ausmaß der Blaikenerosion im Karwendel. Dissertation, TU München.
- Bunza, G. (1982): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde. – In: Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, 17.
- 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 Arctis and Alpine Research: 1-39, 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): 185-187, Cambridge.
- 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: 773-780.
- Denneler, B. & Schweingruber, F. (1993): Slow mass movement. A dendrogeomorphological study in Gams, Swiss Rhine Valley. – In: Dendrochronologia, 11: 55-67.
- 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.
- Enders, G. (1996): Klimaatlas von Bayern. München.
- Fantucci, S. & McCord, A. (1995): Reconstruction of landslide dynamic with dendrochronological methods. – In: Dendrochronologia, 13: 43-58.
- Föhn, P.M. (1994): Lawinen – kurzfristige Gefahrenbeurteilung (Prognose). – In: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen Zürich, 145: 59-73.
- Fritts, H.C. (1971): Dendroclimatology and dendroecology. – In: Quaternary Research 1: 419-449.
- Fritts, H.C. (1976): Tree rings and climate. (Academic Press) London.

-
- Hanausek, E. (1988): Die Lawine. –In: Land Tirol (ed.) (1988): Lawinenhandbuch. Innsbruck, Wien.
- Herb, H. (1972): Einführung in die Wetter-, Schnee- und Lawinenkunde. München.
- Hopf, J. (1988): Verformungen, Kräfte und Spannungen in der Schneedecke. –In: Land Tirol (ed.) (1988): Lawinenhandbuch. Innsbruck, Wien.
- Huber, T.P. (1982): The Geomorphology of Subalpine Snow Avalanche Runout Zones: San Juan Mountains, Colorado. – In: Earth Surface Processes and Landforms, 7: 109-116.
- Hupp, C.R., Osterkamp, W.R. & Thornton, J.L. (1987): Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, northern California. – US Geol. Survey Prof. Paper 1396-B: 1-39, Washington D.C.
- In der Gand, H. (1978): Wald als Lawinenschutz. – In: Mitt. d. Forstl. Bundesversuchsanstalt Wien, 125: 113-127.
- Johnson, E.A. (1987): The relative importance of snow avalanche disturbance and thinning on canopy plant populations. – In: Ecology, 68: 43-53.
- Keller, Singh, R. (1995): Bäume als Indikatoren von Lawinnenniedergängen in einem Lawenzug im Dischmatal, Davos. Diplomarbeit, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf.
- Konetschny, H. (1990): Schneebewegungen und Lawinentätigkeit in zerfallenden Bergwäldern. –Fallstudie Oberallgäu. – In: Info.ber. Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, 3/90.
- Kraft, G. (1884): Beiträge zur Lehre von den Durchforstungen. Schlagstellungen und Lichtungshieben. Hannover.
- Kuhnert, C. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau. München.
- Lackinger, B. (1988): Entstehung und Ablagerung des Schnees. – In: Land Tirol (ed.) (1988): Lawinenhandbuch. Innsbruck, Wien.
- Land Tirol (ed.) (1996): Lawinenhandbuch. Innsbruck, Wien.
- Leser, H. (ed.) (1998): Wörterbuch Allgemeine Geographie. München.
- Mößmer, E. (1998): Ohne Schutzwald geht's bergab. Stiftung Wald in Not.
- 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: 141-165.

- Rayback, S.A. (1998): A Dendrogeomorphological Analysis of Snow Avalanches in the Colorado Front Range, USA. – In: *Physical Geography*, 19: 502-515.
- Reichholf, J. (1990): *Wald – zur Ökologie mitteleuropäischer Wälder*. München.
- Salm, B., Zarn, B. & Bigger, V. (1988): *Schnee, Lawinen und Lawinenschutz*. – Vorlesungsmanuskript ETH Zürich.
- Salm, B. (1994): Lawinen – Gefahr und Risiko langfristig betrachtet. – In: *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen Zürich*, 145: 75-86.
- Schauer, T. (1975): *Blaikenbildung in den Alpen*. München.
- Schild, M. (1972): *Lawinen*. München.
- Schönenberger, W. (1978): Ökologie der natürlichen Verjüngung von Fichte und Bergföhre in Lawinenzügen der nördlichen Voralpen. – In: *Mitt. d. Eidg. Anst. f. d. forstl. Versuchswesen*, Bd. 51: 357-428.
- Schulz, H. (1989): Holz: der Stoff, aus dem die Bäume sind. – In: Stern, H. (ed.) (1989): *Rettet den Wald*, 231-258.
- Schweingruber, F.H. (1983): *Der Jahrring. Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*, Bern, Stuttgart.
- Schweingruber, F.H. et al. (1986): Abrupte Zuwachsänderungen in Jahrringabfolgen als ökologische Indikatoren. – In: *Dendrochronologia*, 4: 125-183.
- Schweingruber, F.H. (1990a): *Anatomie europäischer Hölzer. Ein Atlas zur Bestimmung europäischer Baum-, Strauch- und Zwergstrauchhölzer*, Bern.
- Schweingruber, F.H., Eckstein, D., Serre-Bachet, F. & Bräker, O.U. (1990b): Identification, Presentation and Interpretation of Event Years and Pointer Years in dendrochronology. – In: *Dendrochronologia*, 8: 9-38.
- Schweingruber, F.H. (1993): *Jahrringe und Umwelt Dendroökologie*. Birmensdorf (Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft).
- Scurfield, G. (1973): Reaction wood: Its structure and function. – In: *Science*, 179: 647-655.
- Shroder, J.F., Jr. (1978): Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah. – In: *Quaternary Research*, 9: 168-185.
- Spurr, S.H. & Hyvarinen, M.J. (1954): Compression wood in conifers as a morphogenetic phenomenon. – In: *Botanical Review*, 20: 551-560.
- Stokes, M.A. & Smiley, T.L. (1968): *An Introduction to tree ring dating*. Chicago, London (The University of Chicago Press).

- Strunk, H. (1995): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. Habilitationsschrift. Universität Regensburg.
- Zenke, B. (1989): Die Lawinensituation im bayerischen Alpenraum. – In: Info.ber. Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, 4/89: 163-182.
- Zenke, B. (1999): Gefahrenpotentiale durch Lawinen. – In: Relief, Boden, Paläoklima, 14: 41-54.
- Zeuner, F.E. (1962): Dating the Past. An Introduction to Geochronology. London.
- Zoltai, S.C. (1975): Tree ring record of soil movements on permafrost. – In: Arctic and Alpine Research, 7: 331-340.
- Zundel, R. (1990): Einführung in die Forstwissenschaft. Stuttgart.

INTERNET-Quellen

- http://www.Lrz-muenchen.de/~a2901ad/webserver/webdata/bericht/abb_verz.htm (13.01.03)
- <http://www.dwd.de/de/wir/Interessantes/Zugspitze/gpklima.htm> (14.01.03)
- <http://www.wald-in-not.de/frames/fachinfo.html> (13.03.03)

Erklärung

Ich versichere, dass ich diese Zulassungsarbeit nach § 30 LPO I selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel benützt habe. Die darin enthaltenen Karten, Fotos, Tabellen und Abbildungen wurden, soweit nicht anders vermerkt, selbständig angefertigt.

Ort, Datum

Unterschrift

9.1 Die Schneedecke und darin ablaufende Metamorphoseprozesse

9.1.1 Physikalische Eigenschaften der Schneedecke

Schnee ist ein äußerst komplexes Material, das sich wegen seiner vielschichtigen physikalischen Eigenschaften ständig verändert.

Eine der wichtigsten und weitreichendsten physikalischen Charakteristika des Schnees ist seine Reaktion auf thermodynamische Gesetzmäßigkeiten. Die Temperatur des Schnees liegt immer nahe seines Schmelzpunktes, was zu einem sehr empfindlich Verhalten gegenüber Temperaturveränderungen führt. Diese von außen kommende Energie, die entweder von Warmluftzufuhr, latenter Wärme oder dem Bodenwärmestrom herrührt, setzt physikalische Prozesse in Gang, wobei andere Kristallformen und andere Korngrößen entstehen. Davon beeinflusst verändern sich Dichte, Porenanteil und Struktur des Schnees und damit auch Verformbarkeit und Festigkeit. Ferner wirken sich diese Veränderungen auch auf die Spannungsverhältnisse in der Schneedecke aus (vgl. KONETSCHNY 1990).

Die Schneedichte folgt aus der Festmasse Eis und dem dazwischenliegenden, mit Luft gefüllten Porenraum. Je größer der Porenraum ist, desto geringer wird die Schneedichte. Von der Dichte kann auf das Gewicht geschlossen werden, welches die Spannungen in der Schneedecke und die Kräfte, z.B. Schneedruck auf Hindernisse, Lawinenkräfte, hervorruft (vgl. LACKINGER 1988).

Des weiteren beeinflusst die Dichte des Schnees seine Wärmeleitfähigkeit. Schnee ist im allgemeinen ein exzellenter Isolator, weil er Wärme nicht gut leitet, sondern sie eher abschirmt. Wärme gelangt vorwiegend über das Korngefüge, nicht aber über die Luft in den Poren, in die Schneedecke (vgl. HERB 1972). Die Wärmeleitfähigkeit steigt mit zunehmender Dichte. Auch der Wassergehalt der Schneedecke bestimmt die Wärmeleitfähigkeit mit. Das freie Wasser um die Schneekörner und in den Porenräumen trägt dazu bei, dass eine Wärmezufuhr von der Oberfläche ins Innere der Schneedecke stattfinden kann (vgl. KONETSCHNY 1990).

Der Wassergehalt des Schnees hat ebenfalls für die Verformbarkeit und Festigkeit eine Bedeutung. Schnee enthält bei einer Temperatur von 0° C freies, flüssiges Wasser in seinen Poren, dessen Anteil bis zu 25% ausmachen kann. Beträgt die Temperatur des Schnees jedoch weniger als 0° C (kalter Schnee), so befindet sich kein flüssiges Wasser in den Poren. Mit zunehmender Durchfeuchtung findet ein Aufweichen statt (vgl. LACKINGER 1988). Aufgrund von Regenfällen oder Abschmelzprozessen durch Warmluftzufuhr kann es zur

Sättigung des Porenvolumens mit freiem Wasser kommen (vgl. KONETSCHNY 1990). Das freie Wasser zwischen den Schneekörnern wirkt wie ein Schmiermittel, wodurch diese leichter beweglich werden. Somit steigert sich die Verformbarkeit bei gleichzeitigem Verlust der Festigkeit.

Die Verformbarkeit der Schneedecke ist insofern von Bedeutung, dass zum einen der Spannungszustand in der Schneedecke durch auftretende Formänderungen einem Wechsel unterworfen ist und zum anderen der Schnee die Fähigkeit besitzt, durch seine Verformbarkeit (Nachgiebigkeit) gefährliche Spannungszustände in der Schneedecke abzubauen. Diese Fähigkeit ist die Voraussetzung für die Stabilität bzw. das Gleichgewicht der Schneedecke am Hang. Damit wird der Zusammenhang von Formänderungen und Verformbarkeit mit Lawinenabgängen offensichtlich (vgl. LACKINGER 1988).

Neben der geringen Wärmeleitfähigkeit zeichnet den Schnee ebenfalls eine sehr geringe Strahlungsdurchlässigkeit aus, d.h. die Schneedecke ist ein ausgezeichneter Reflektor. Die durchschnittliche Albedo beträgt 80% der Einstrahlung, bei Neuschnee sind es sogar über 90%. Die Wirksamkeit der Sonneneinstrahlung beschränkt sich jedoch auf die oberste Schneeschicht (vgl. HERB 1972).

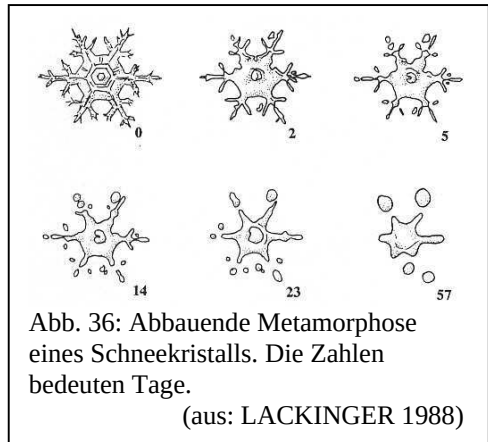
9.1.2 Metamorphoseprozesse des Schnees

Unter Metamorphose versteht man die Umwandlung des liegenden Schnees. Kristallformen und Kristallgrößen unterliegen dabei teilweise starken Veränderungen, was natürlich Auswirkungen auf wiederum die Dichte, den Porenanteil und die Struktur der Schneedecke zeigt. Als Folge werden durch die Metamorphose sowohl die Verformungs- und Festigkeitseigenschaften des Schnees wie auch die Spannungen innerhalb der Schneedecke beeinflusst (Kap. 3). Die Metamorphose-Vorgänge können im wesentlichen in drei Phasen unterschieden werden, welche aber in der Natur nicht scharf voneinander zu trennen sind. Die dünnen Linien in Abb. 37 zeigen, dass auch Stufen übersprungen werden können.

Abbauende Metamorphose

Die abbauende Umwandlung beginnt sofort nachdem Neuschnee abgelagert wurde. Sie läuft bei gleichmäßiger Temperatur unter dem Gefrierpunkt ab, also bei isothermen Bedingungen,

d.h. es ist kein Temperaturgefälle als energetischer Motor erforderlich. Je näher die Temperatur beim Gefrierpunkt liegt, desto schneller verläuft die abbauende Metamorphose. Am Ende des Prozesses steht die Setzung der Schneedecke. Die vollständigen Kristallformen und ursprünglichen Kristallgrößen des frisch abgelagerten Neuschnees werden unter Verlust ihrer feinen Verästelungen zu kleinen rundlichen Schneekörnern abgebaut. Dafür verantwortlich ist ein Dampfdruckunterschied im Porenraum der Schneedecke, der durch die unterschiedlichen Kristallformen und -größen hervorgerufen wird. Somit werden Wasserdampfbewegungen von den Spitzen der Kristalle zu den Einbuchtungen ausgelöst. Als



Endprodukt entstehen einheitliche Rundkörner (Abb. 36). Diese bewirken eine Verringerung des Porenraums zwischen den Körnern, so dass letztendlich das Gesamtvolumen der Schneedecke abnimmt. Der Schnee setzt sich als äußeres Anzeichen der abbauenden Metamorphose. Die Körner treten dadurch miteinander in engeren Kontakt (die Dichte steigt), was sich positiv auf die Festigkeit des Schnees auswirkt, da nun größere Kräfte zwischen ihnen übertragen werden können. Die isotherme Metamorphose, wie dieser Vorgang auch genannt wird, kann gleichfalls durch Neuschnee-Auflast, welcher für eine Druckzunahme in tieferen Schichten sorgt, gefördert werden (vgl. LACKINGER 1988).

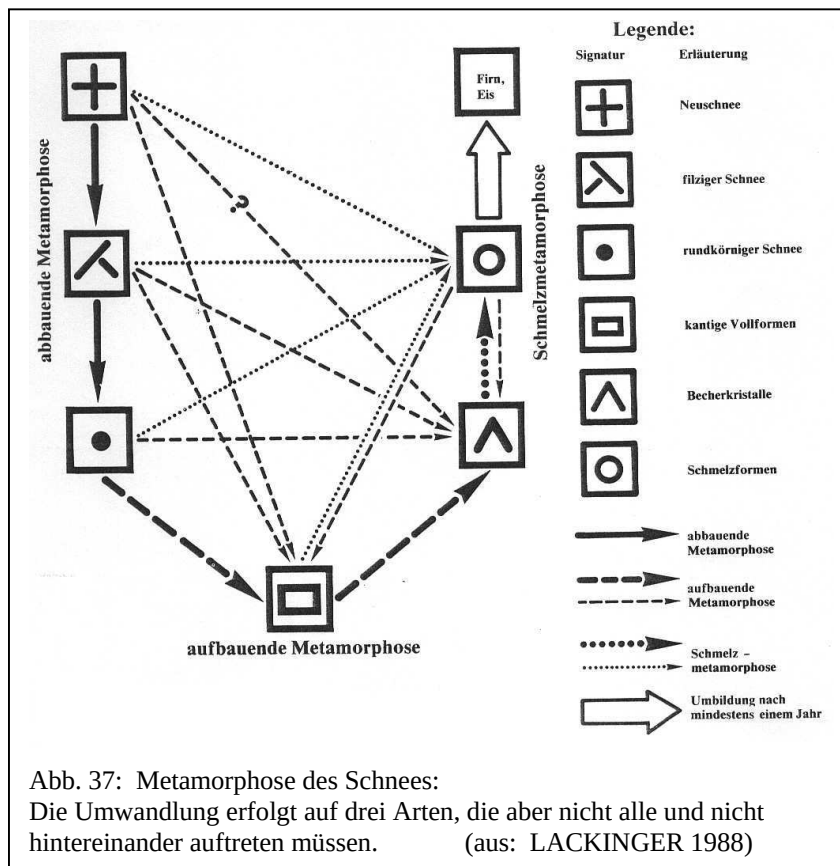
Aufbauende Metamorphose

Die Unterschiede zur abbauenden Metamorphose bestehen darin, dass bei der aufbauenden Metamorphose ein Temperaturgradient innerhalb der Schneedecke nötig ist und sie äußerlich nicht durch einen Setzungsvorgang bemerkbar ist. Ferner übersteigt die Dauer der aufbauenden Umwandlung (2-4 Wochen) die der abbauenden Metamorphose (1-2 Wochen). Die Energie für die aufbauende Umwandlung stammt vom Temperaturgradienten in der Schneedecke, der aus der Temperaturdifferenz zwischen der Bodenoberfläche¹⁸ und der Schneedeckenoberfläche¹⁹ resultiert. Die aufbauende Metamorphose setzt aber erst ein, wenn ein Gradient von $0,1^{\circ} \text{ C/cm}$ überschritten wird. Damit wird ein gerichteter Wasserdampftransport von wärmeren Bereichen zu kälteren gewährleistet, der am stärksten in

¹⁸ Der Boden ist durch Wärmezufuhr aus dem Erdinneren warm.

¹⁹ Die Schneedeckenoberfläche ist wegen niedriger Lufttemperaturen und der hohen Albedo kalt.

tieferen Schichten einen Aufbau und eine ständige Vergrößerung kantiger Hohlformen bis hin zu Becherkristallen oder Schwimmschnee (auch als Tiefenreif bezeichnet) verursacht. Bei diesen Prozessen werden signifikante Materialmengen in der Schneedecke umgelagert. Es bilden sich dabei neue, große Körner, die sich häufig durch eine geringe Kohäsion und Reibung untereinander auszeichnen. Zudem entstehen große Porenräume zwischen den Körnern, da Kontaktpunkte wegen ihrer Größe fehlen. Dies führt zu einer Reduktion der Schneedeckenfestigkeit. Die Struktur einer solchen Schicht aus Schwimmschnee ist sehr



anfällig für Belastungen oder Erschütterungen und besitzt fast keine Tragfähigkeit mehr. Brechen derartige Strukturen zusammen, führt dies oft zu großen Lawinen, wobei der Schwimmschnee als Gleitschicht dienen kann (vgl. KONETSCHNY 1990).

Die aufbauende Metamorphose wird besonders durch Verhältnisse gefördert, wo große, längere Zeit unveränderte Tempe-

raturgradienten vorherrschen: höhere Gebirgslagen, Schattenhänge, geringe Schneehöhen durch beispielsweise Winderosion und große lang andauernde Kälteperioden. Auch Strauchwerk am Boden wirkt sich insofern günstig auf die aufbauende Umwandlung aus, dass dort Schnee relativ locker abgelagert wird und so große Porenräume in der Schneedecke entstehen (vgl. LACKINGER 1988).

Schmelz-Metamorphose

Die Schmelz-Metamorphose ist vorwiegend im Frühjahr wirksam. Die Körner beginnen bei einer Schneetemperatur von 0° C an ihren Kanten anzuschmelzen. Dabei entwickeln sich

runde Schmelzformen, Hohlräume füllen sich mit freiem Wasser und die Körner überziehen sich mit einer Wasserhaut, wodurch die Haftung zwischen den Körnern vermindert wird. Ziel der runden Schmelzformen ist es, eine Kugelgestalt anzunehmen, da diese Form weniger sperrig ist als eine kantige. Auf diese Weise können die Körner auf Kosten der Porenräume dichter lagern, die Dichte steigt somit und die Schneedecke setzt sich.

Hält der Schmelzprozess an, füllen sich die Poren mit freiem Wasser, welches vom Schnee nicht mehr entgegen der Schwerkraft festgehalten werden kann. Das Schmelzwasser sickert nach unten und schafft sich dabei Strömungskanäle in der Schneedecke. Am Boden oder bei Auftreten von Verdichtungs- oder Sperschichten besteht aufgrund von Schmelzwasserstau die Möglichkeit zur Bildung einer Schmierschicht.

Typisch für die Schmelz-Metamorphose sind Knollen und Aggregate, die aus zusammenhängenden Schneekörnern infolge eines Wiedergefrierens des Wassers nach einer Unterbrechung (z.B. durch Strahlungsnächte) von Wärmezufuhr und Schmelzen entstehen. Sehr hohe Festigkeiten werden bei vollständigem Zusammenfrieren erreicht, das besonders durch Frost-Tau-Wechsel zwischen Nacht und Tag im Frühjahr bewirkt wird (vgl. LACKINGER 1988).

9.2 Zusammenhang zwischen der Geologie und der Vegetationsverbreitung auf der BL

Die Vegetationskartierung der Brünstels-Lawine (Karte 1) enthält ortsgenaue Eintragungen über die Verbreitung der dort auftretenden Vegetation sowie den sich darunter befindenden Gesteinsuntergrund. Dieser wurde deswegen in diese Karte mit aufgenommen, da vermutlich ein Zusammenhang zwischen der Geologie und der Vegetationsverbreitung auf dem Lawinenhang besteht. Dafür sprechen einige Faktoren.

Der Übergang der Vegetation am Unterhang des Lawinenhangs von einer Wiese zu einer großblättrigen Krautschicht geht einher mit einem Wechsel im Gestein. Das anstehende Gestein hat Auswirkungen auf die Bodengenese, wodurch sich Bodenunterschiede ergeben, welche ihrerseits Vegetationsunterschiede hervorrufen können.

Ferner könnte der Geologie-Wechsel für einen Wasseraustritt an dieser Stelle verantwortlich sein, was in einer höheren Bodenfeuchte oder sogar einem Vernässungsbereich resultieren müsste, der tatsächlich in der Nähe des Vegetations- bzw. Gesteinswechsels auftritt (Karte 2). In diesem Zusammenhang spricht man im internationalen Sprachgebrauch von Interflow. Niederschlagswasser dringt am Oberhang in die obere Bodenschicht ein, fließt aber dann an einer Grenzfläche gegen den dichteren Unterboden hangabwärts, wobei es Nährstoffe mitführt (vgl. AHNERT 1996). Trifft das Wasser schließlich hangabwärts auf einen Schichtwechsel, gelangt es wieder zur Oberfläche und vernässt so den Boden. Die daraus folgende höhere Bodenfeuchte und der höhere Gehalt an Nährstoffen bedingt eine andere Vegetation. Großblättrige Pflanzen, welche ausreichend Wasser benötigen, um ihre hohe Verdunstungsrate aufgrund der großen Blätter zu kompensieren, können hier gedeihen und sich gegenüber der Wiese durchsetzen.

Auch gesteinsunabhängige Faktoren können zu einer höheren Bodenfeuchte beitragen. Schnee von abgegangenen Lawinen, der sich am flacheren Unterhang ablagert, liefert beim Schmelzvorgang Wasser, das den Boden durchfeuchtet und so möglicherweise einen Vegetationswechsel verursacht.

Ein weiterer Grund für die Ansammlung von großblättrigen Pflanzen am Unterhang ist eventuell die dortige Präsenz von Laubbäumen (Buche, Ahorn) am Waldrand. Durch ihre Blätter spenden sie erheblich mehr Schatten als Nadelbäume. Davon profitieren Pflanzen mit großen Blättern, die im allgemeinen schattenliebend sind, da auf diese Weise die Verdunstung geringer gehalten werden kann.

Die eben genannten Gründe für die mehr oder weniger zweigeteilte Vegetation auf der Lawinenfläche selbst können nur als Erklärungsversuche angesehen werden. Um die genaue Ursache zu bestimmen, bedürfte es präziser Untersuchungen, die aber im Rahmen dieser Zulassungsarbeit nicht gemacht wurden, da sie für die Themenstellung nicht relevant waren.

Neben einer Menge Totholz befinden sich nur drei über 10 m hohe noch lebende Bäume auf der Lawinenfläche (Karte 1). Wenngleich sie am seitlichen Rand stehen, haben sie es bisher trotzdem geschafft, den Lawinen zu trotzen. Diese drei Bäume setzen sich aus einem Ahorn und zwei Fichten zusammen. Der allein stehende Ahorn (Foto 26) weist auf der hangaufwärts gerichteten Seite am Stamm Spuren von Verletzungen auf, welche auf Lawinenschäden schließen lassen.

Weitgehend vegetationslose Erosionsflächen, verursacht durch Entwurzelungen von Bäumen aufgrund von Lawinentätigkeiten, sind verstreut zu finden. Eine andere Ursache der Erosionsflächen könnte die Blaikenerosion²⁰ sein, auf die aber im Rahmen der vorliegenden Zulassungsarbeit nicht eingegangen werden wird. BLECHSCHMIDT (1989) befasste sich mit diesem Thema in Form einer Dissertation ausführlich. Besonders die steile Rinne im oberen



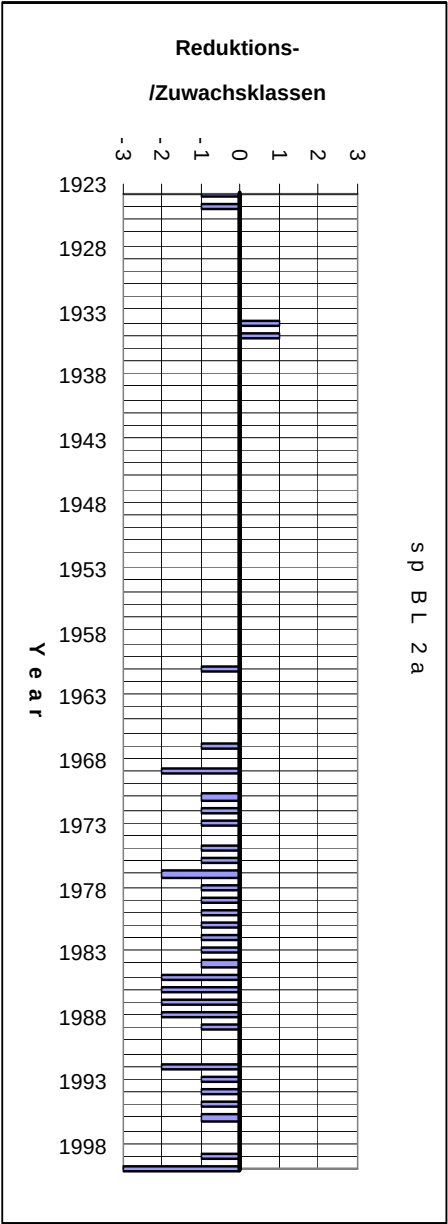
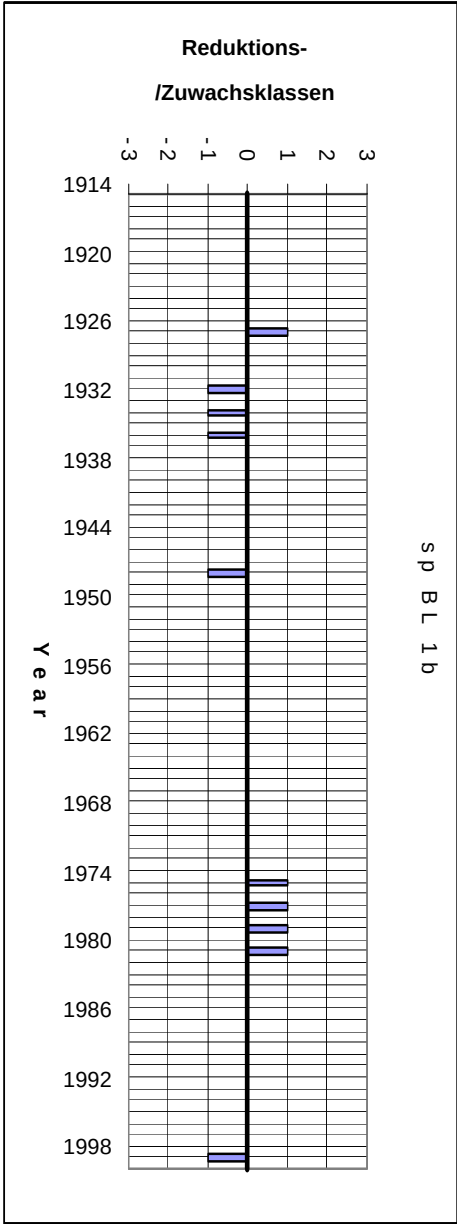
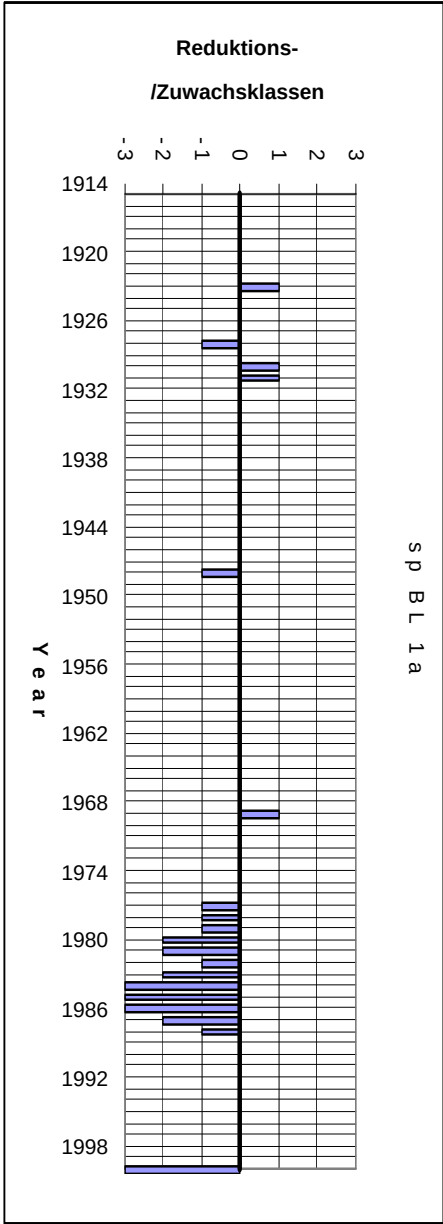
Foto 26 : Lebende Bäume auf der Lawinenbahn (Ahorn, Fichte)

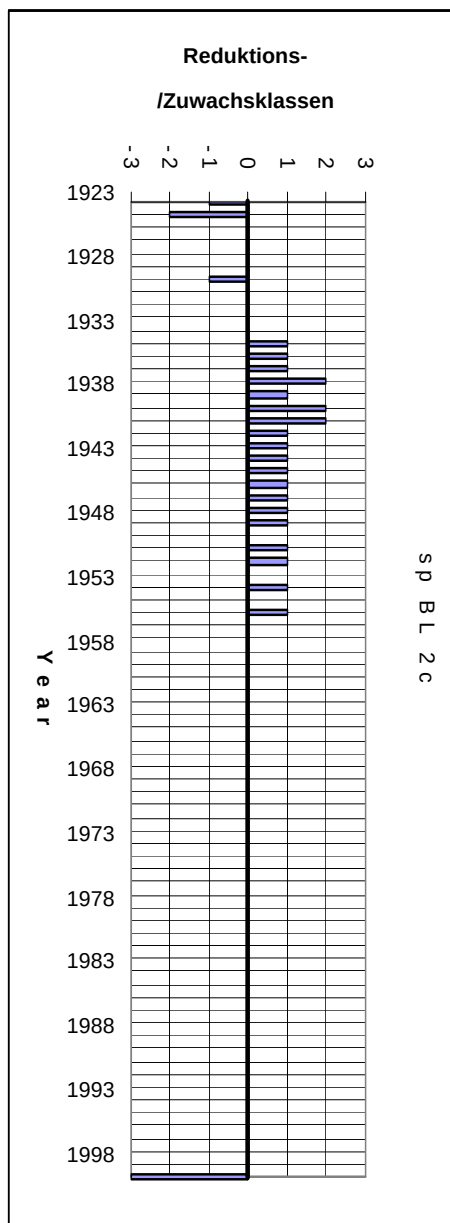
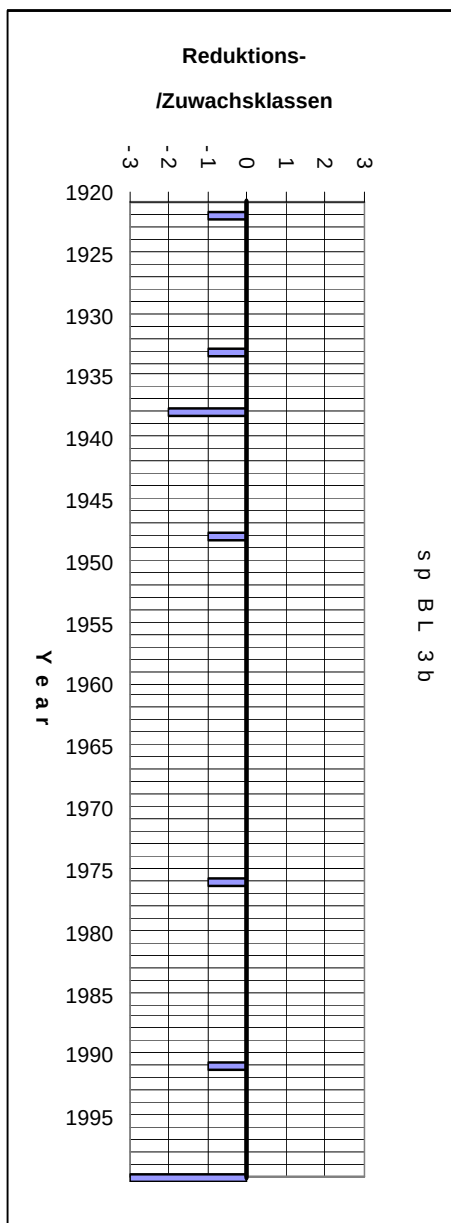
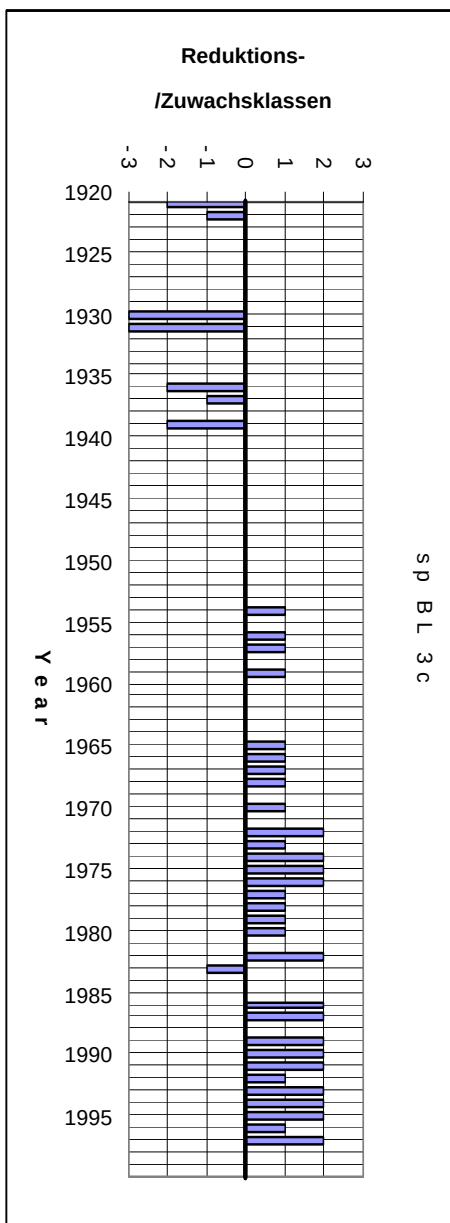
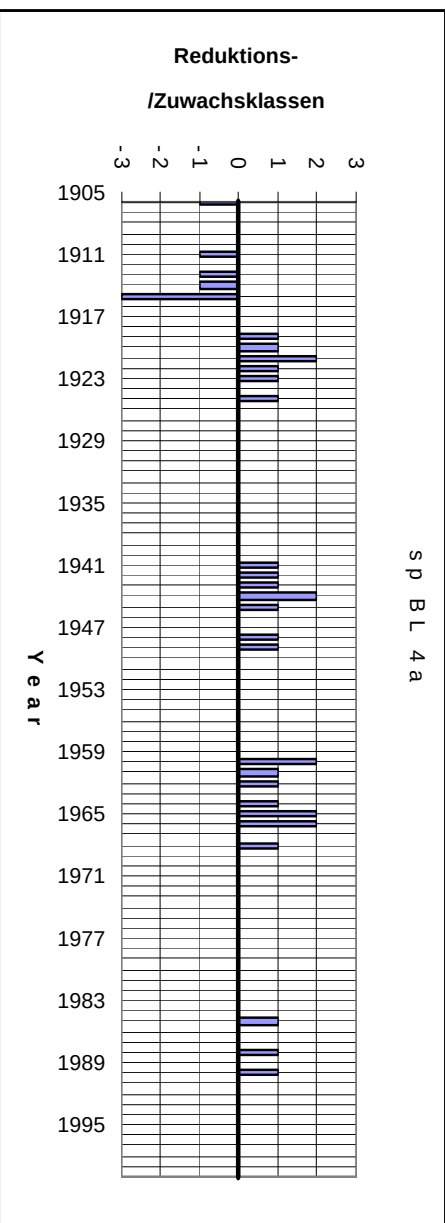
²⁰ nach SCHAUER (1975) sind Blaiken Erosionsformen, die durch Gleiten oder Rutschen einer geschlossenen Vegetationsdecke samt Wurzelschicht und Erdreich mit einer Mächtigkeit von ungefähr 20 – 40 cm und einer Flächengröße von 2 – 200 m² entstehen. Das Abgleiten der Humus- und Vegetationsdecke wird vorwiegend durch Schneekriechen und Schneeschurf ausgelöst.

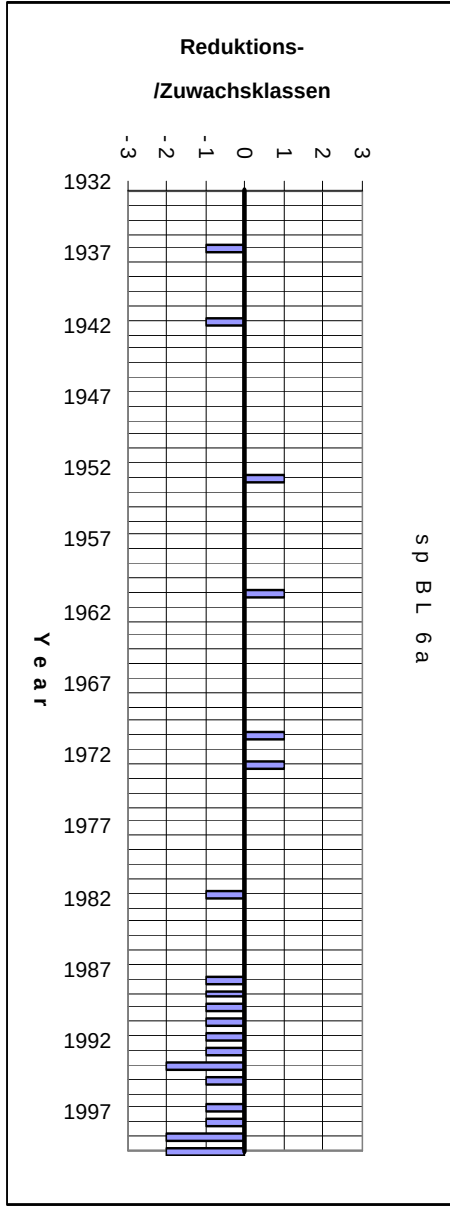
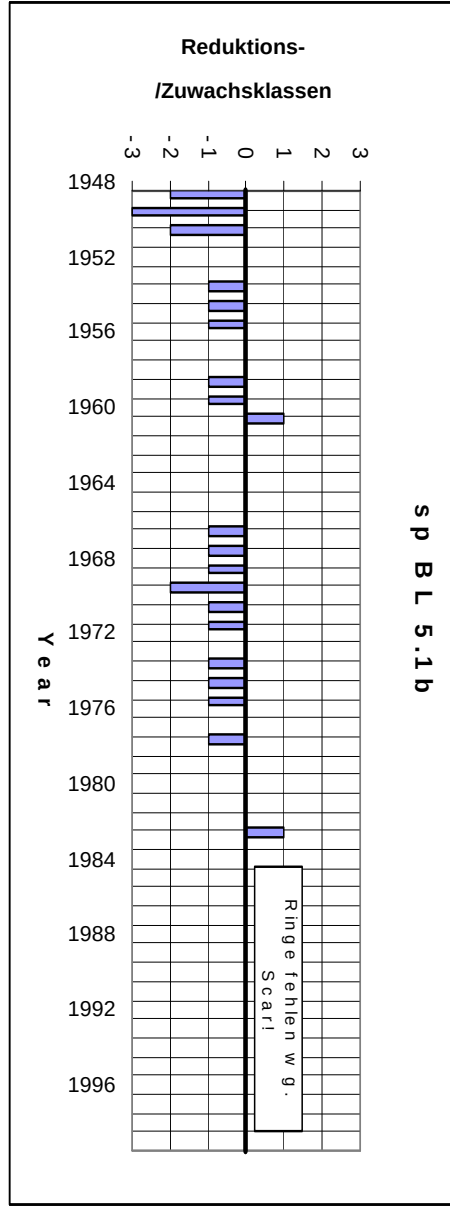
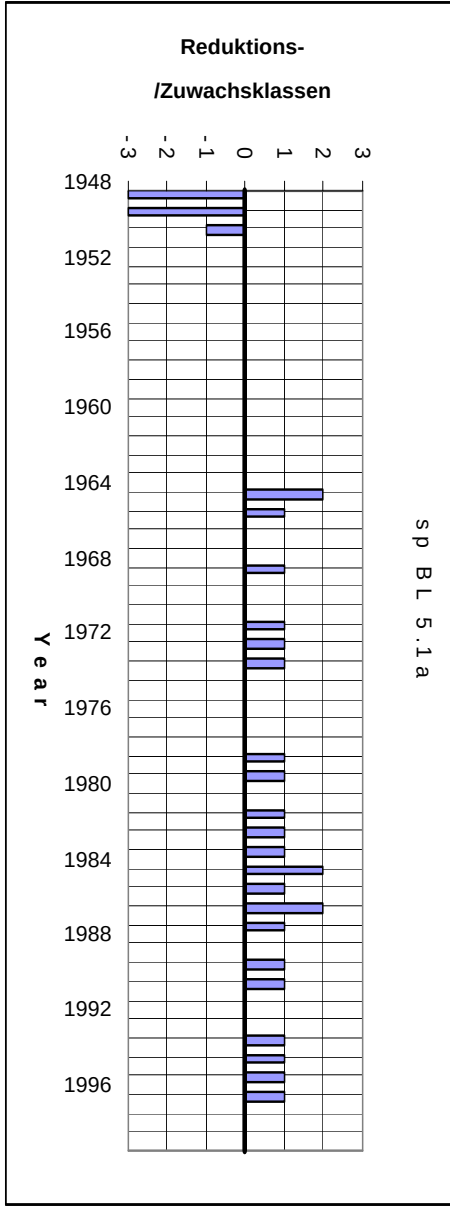
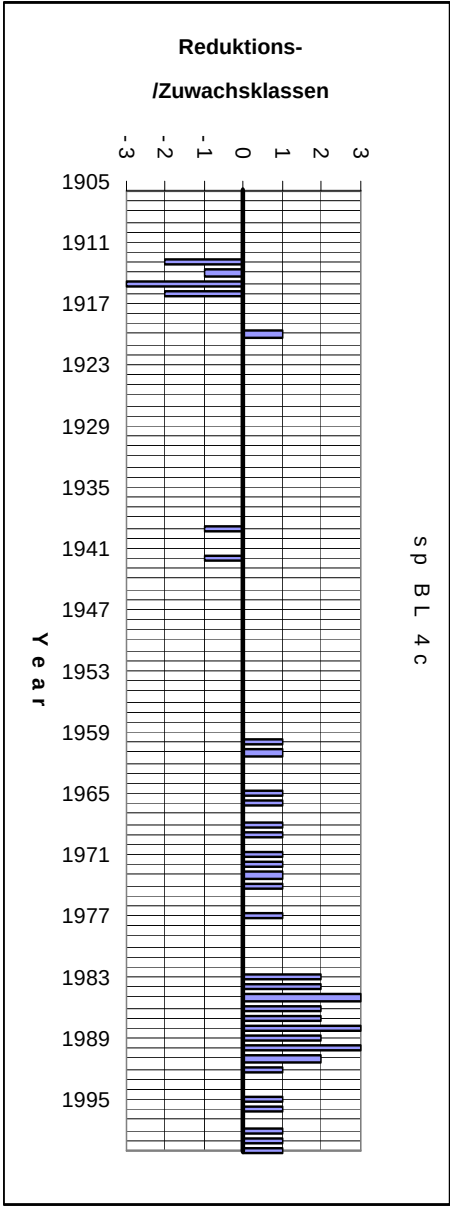
Bereich weist so gut wie keine Vegetation auf. Je weiter sich die Rinne hangabwärts zieht, desto schmaler wird der vegetationslose Streifen in der Rinne. Das mag daran liegen, dass die Düsenwirkung der schmalen Rinne allmählich nachlässt, da sie sich immer mehr weitet. Eine von oben kommende Lawine kann sich so radial ausbreiten, wobei die erosive Kraft der Lawine auf eine größere Fläche übertragen wird.

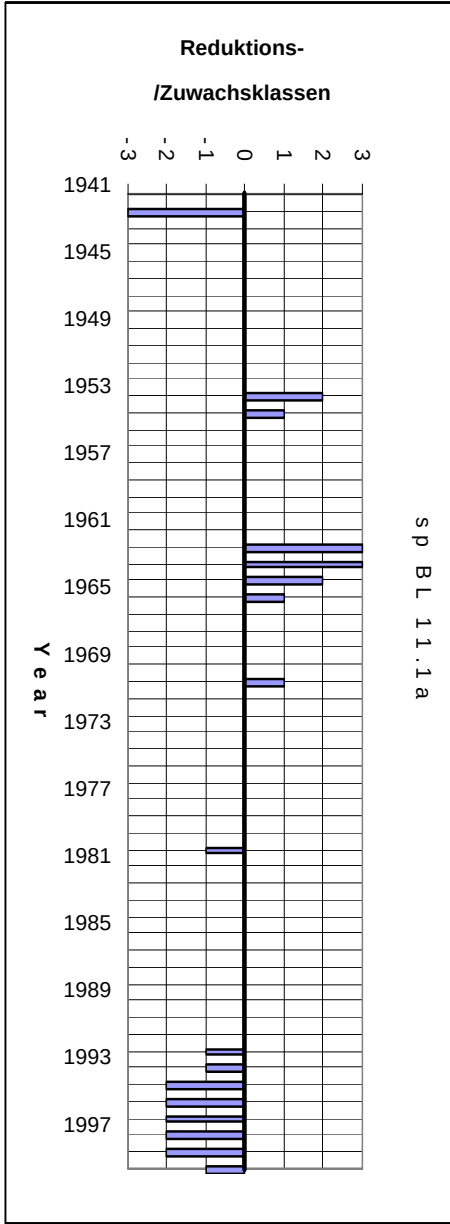
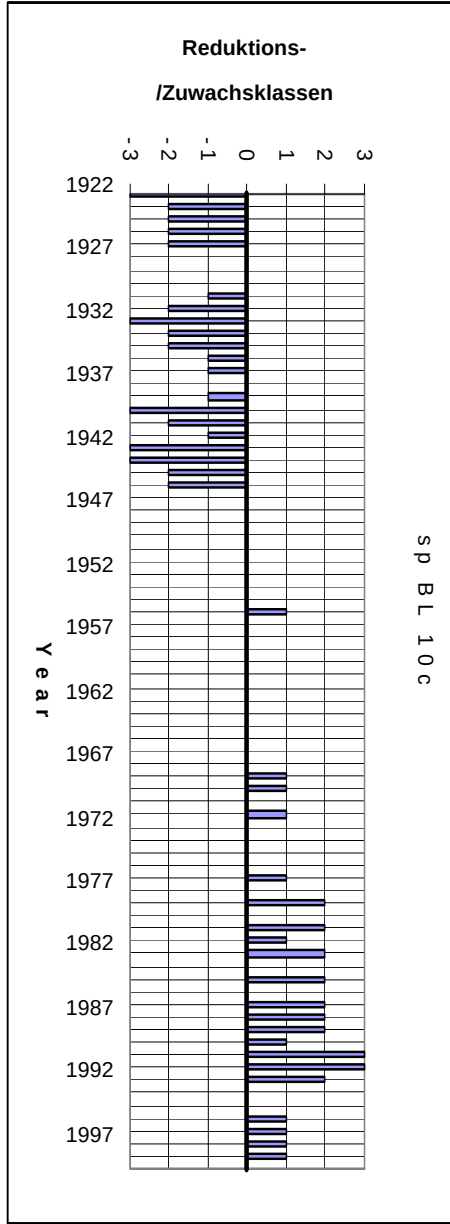
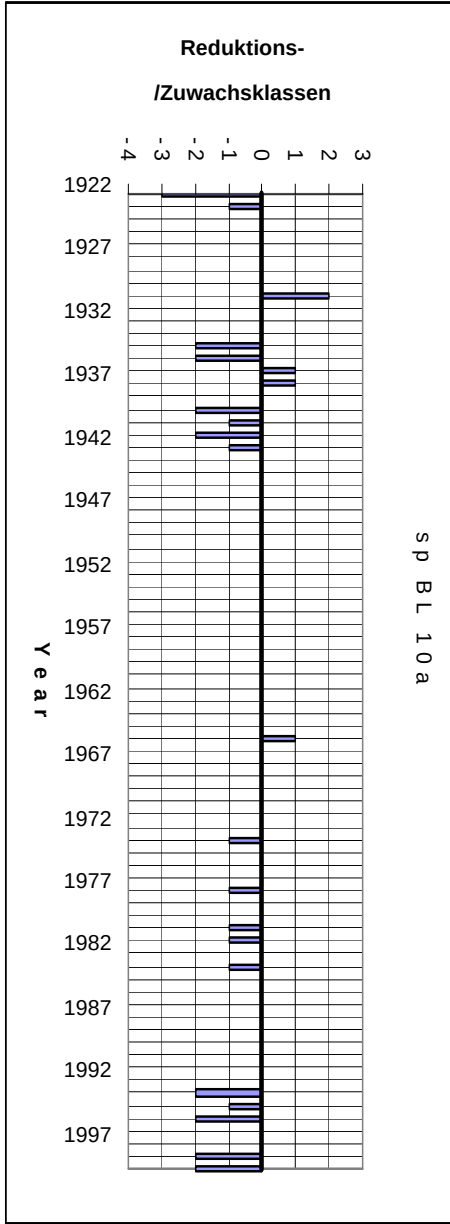
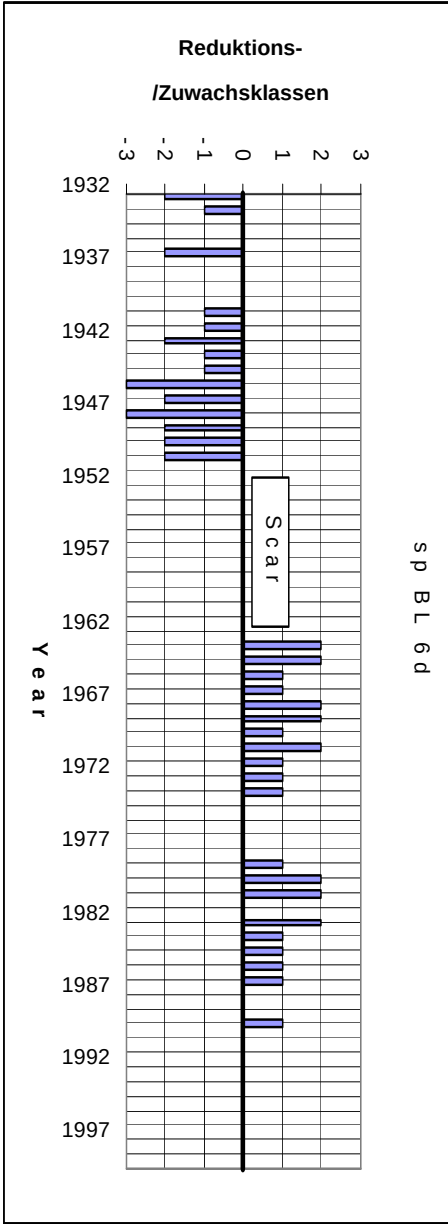
9.3 Skeleton Plots

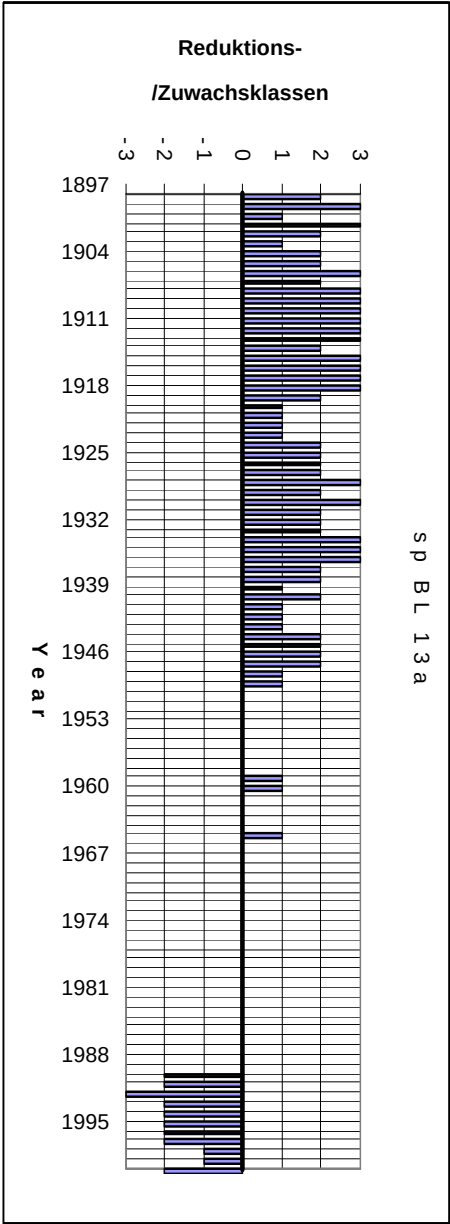
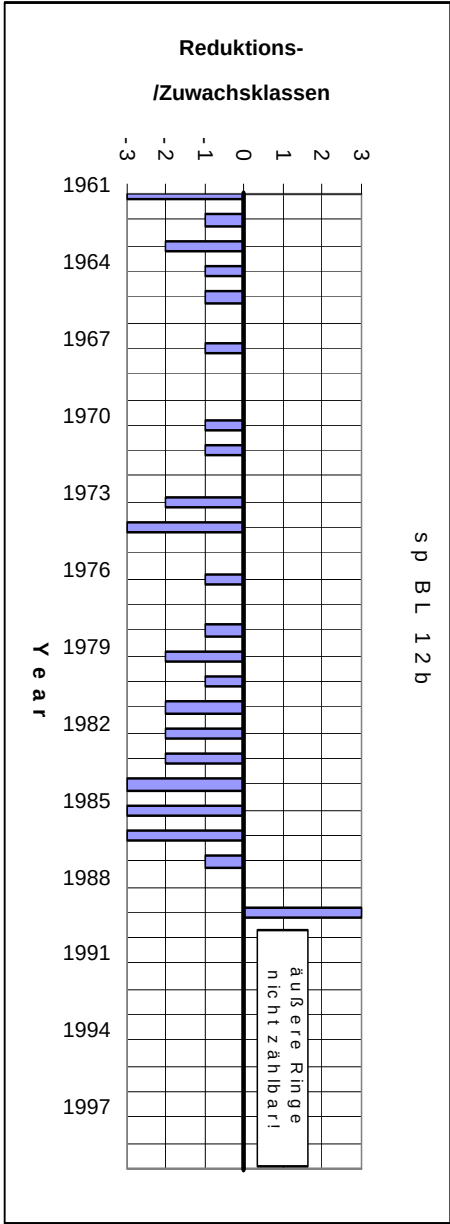
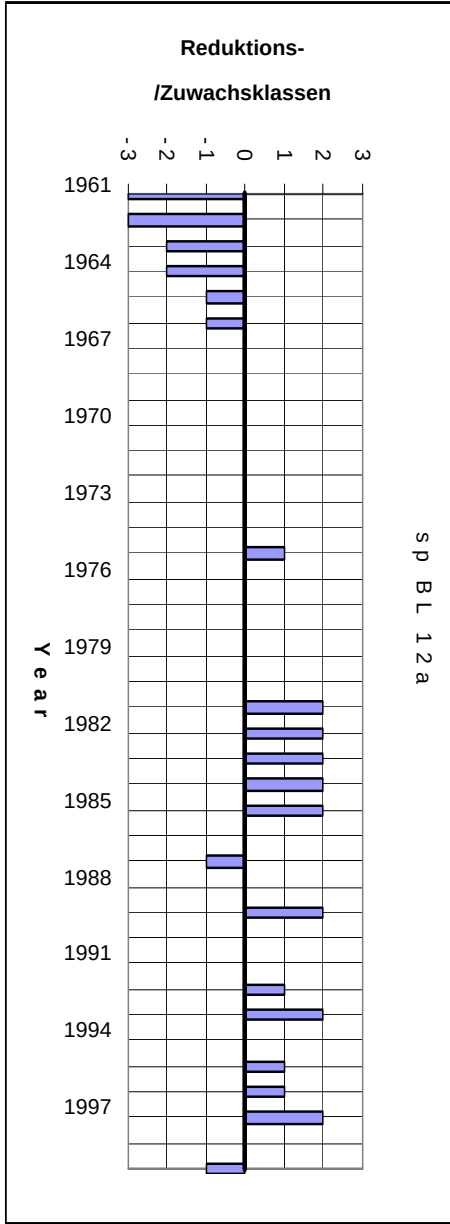
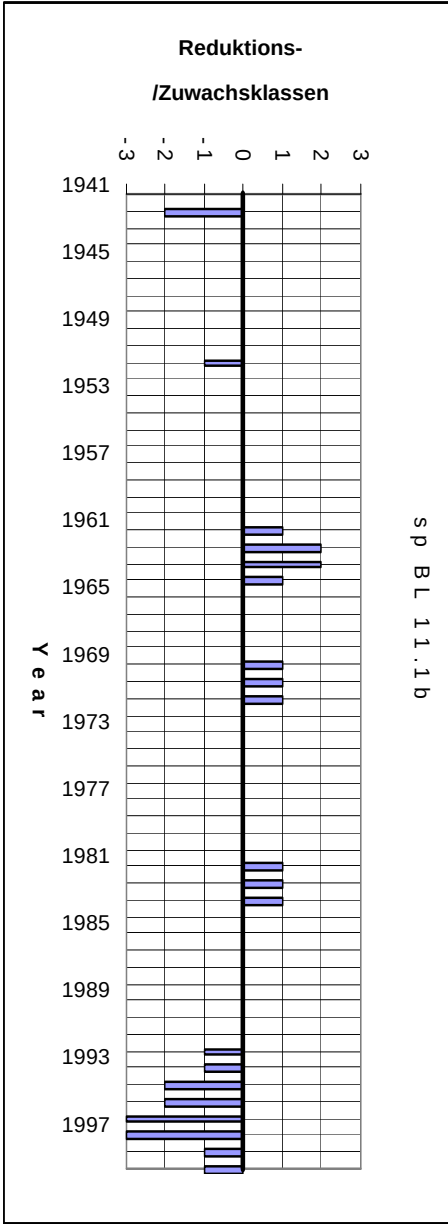
9.3.1 Lahnenwiesgraben

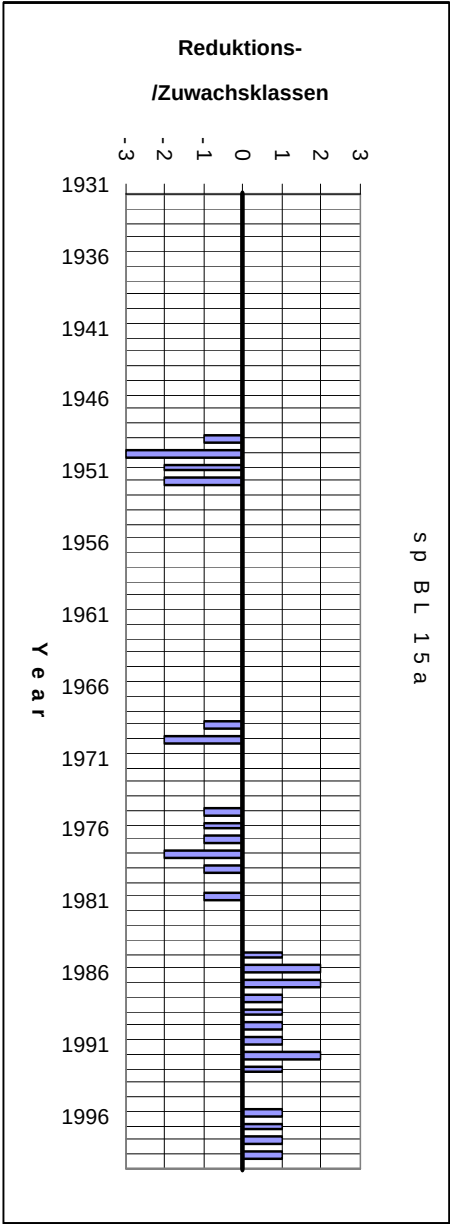
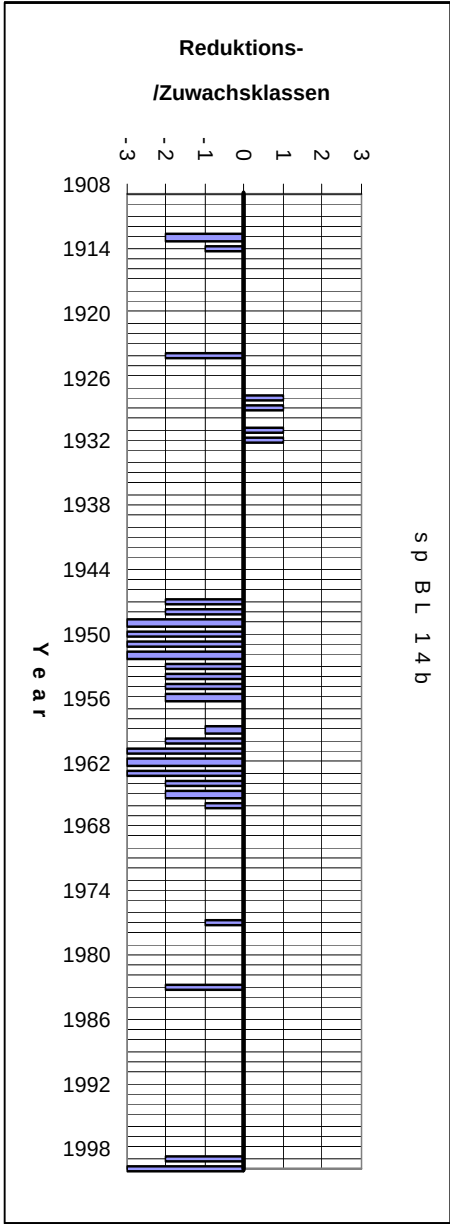
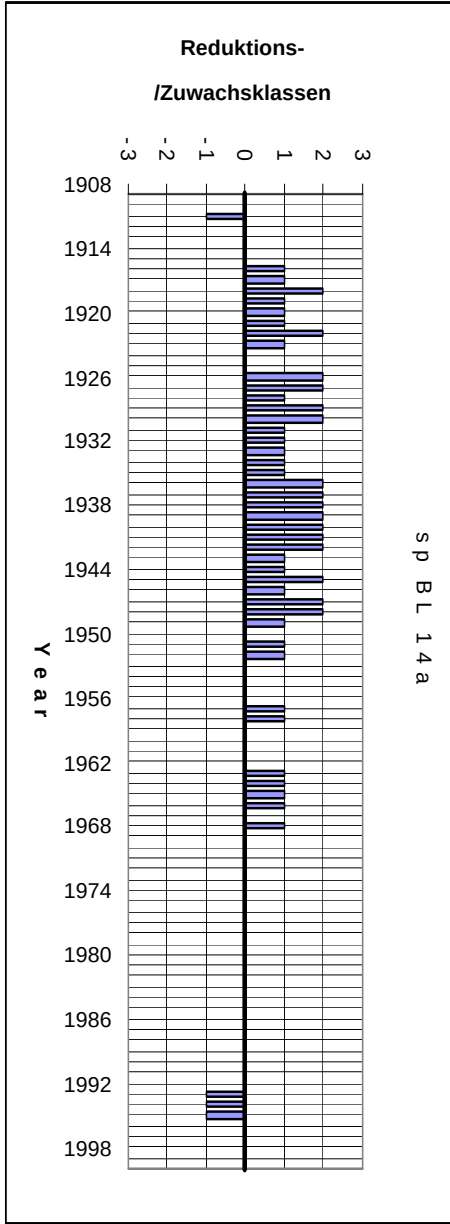
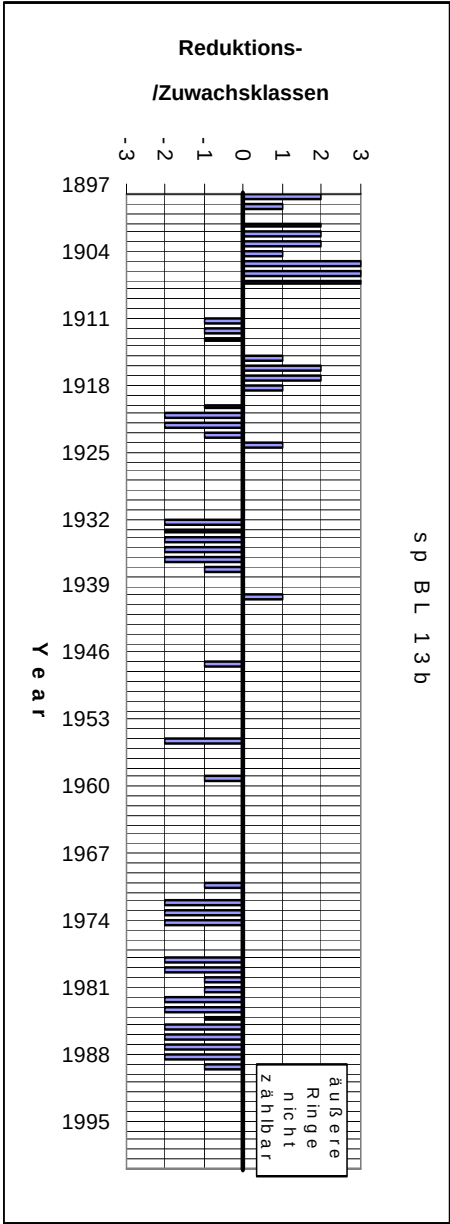


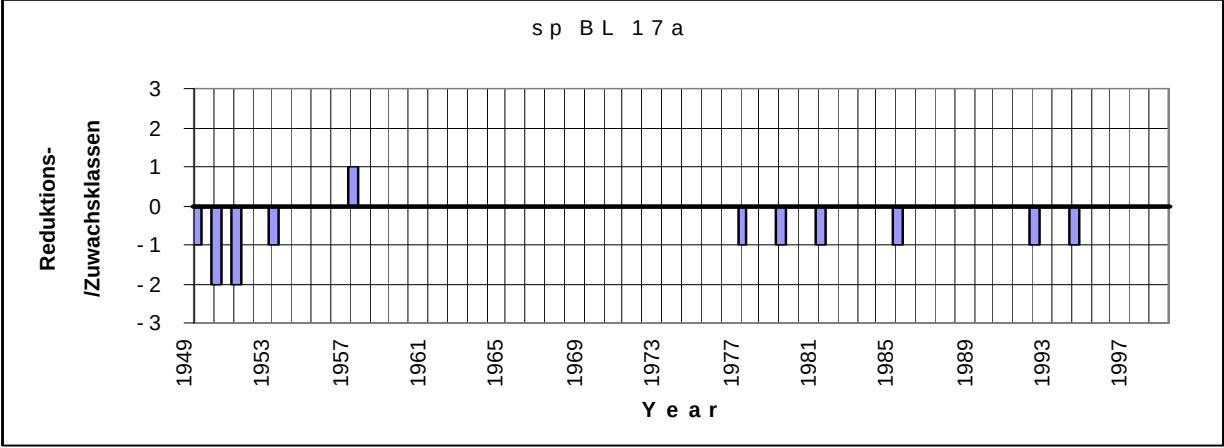
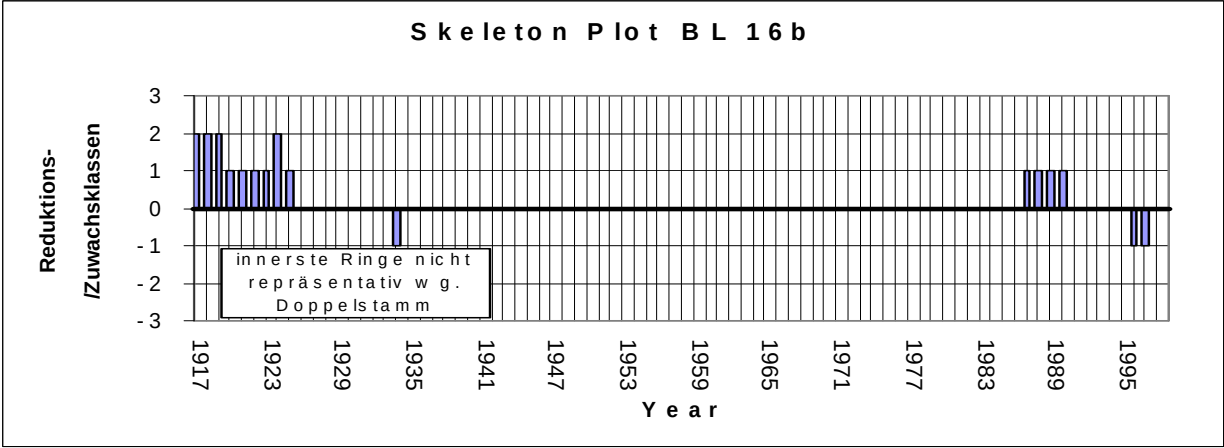
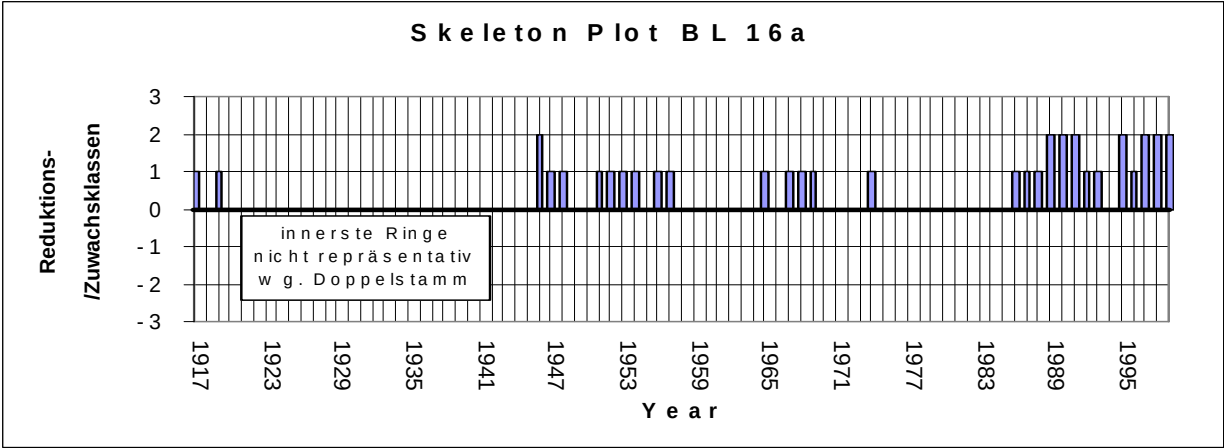
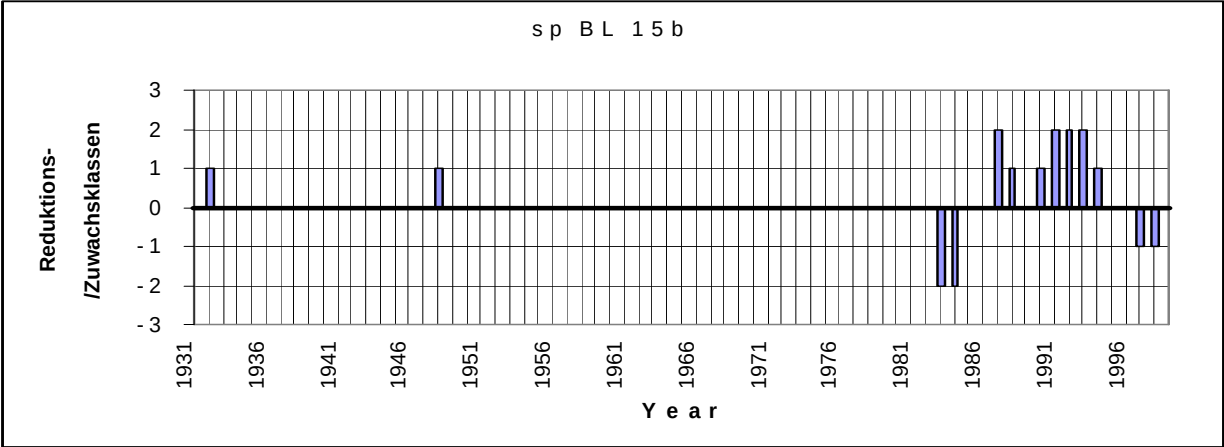


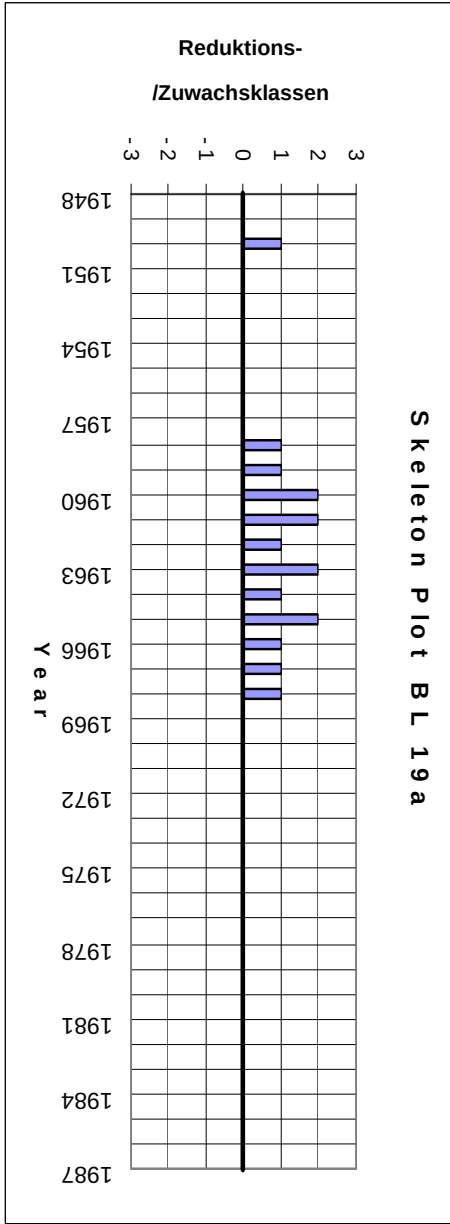
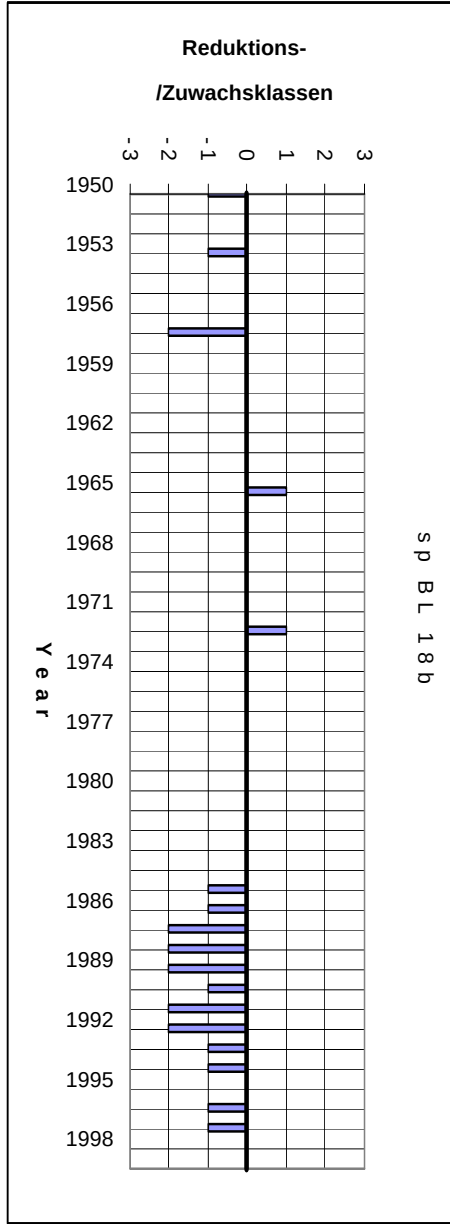
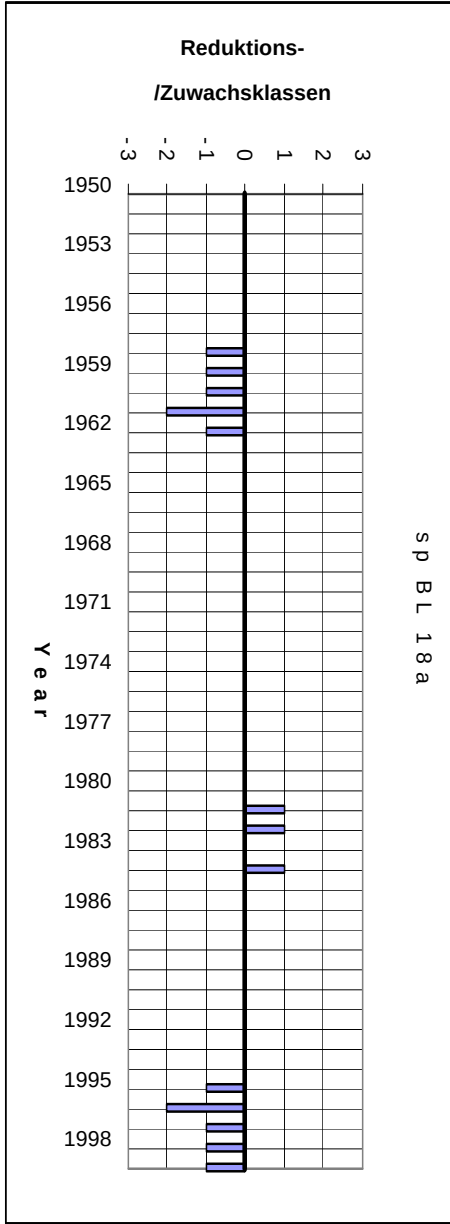
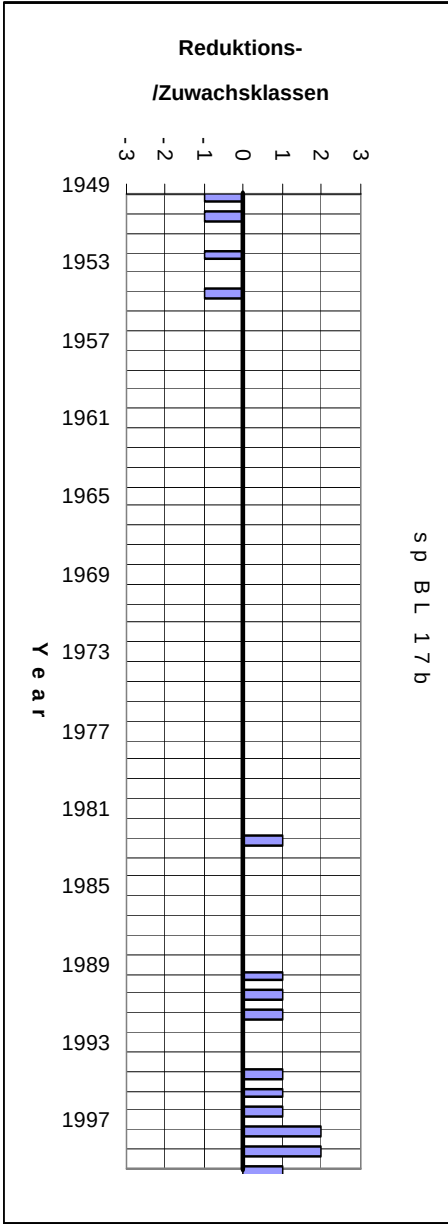


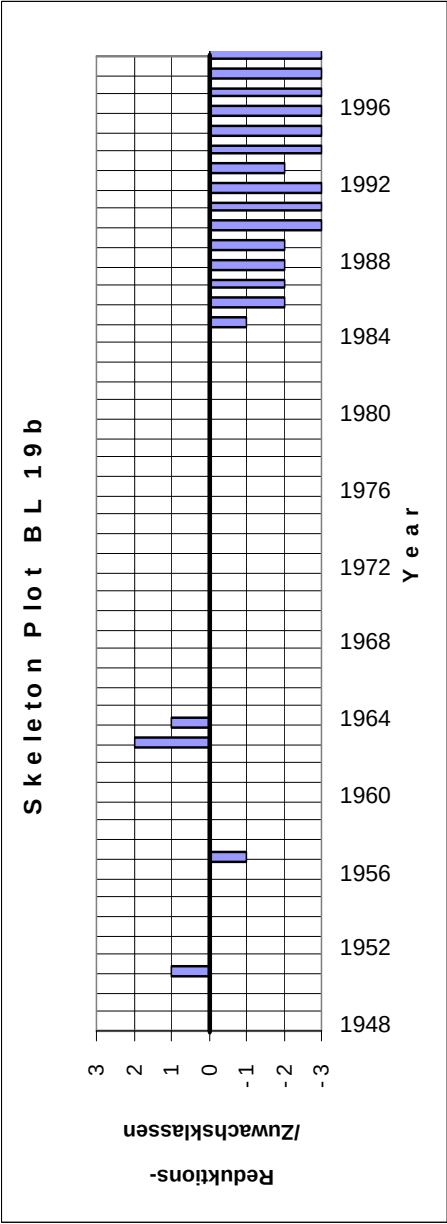




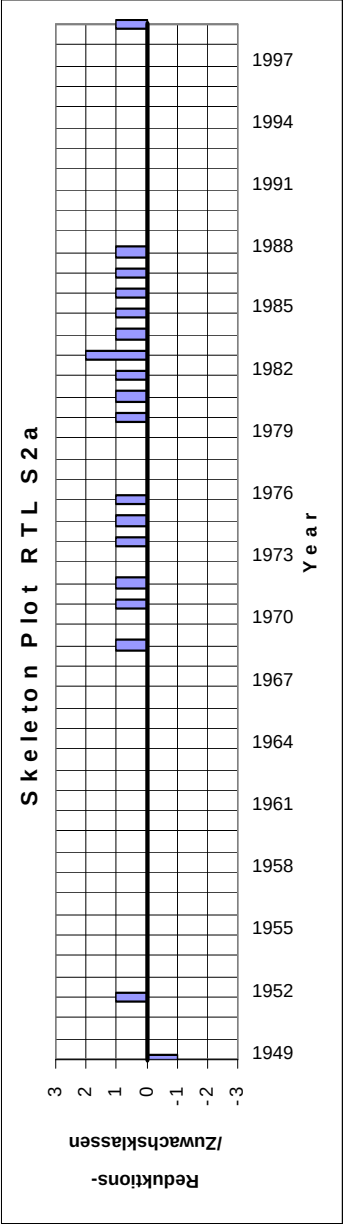
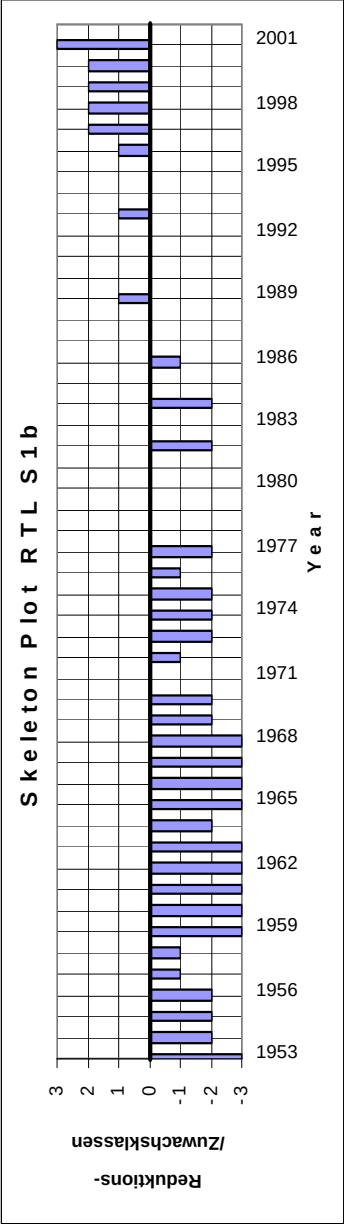
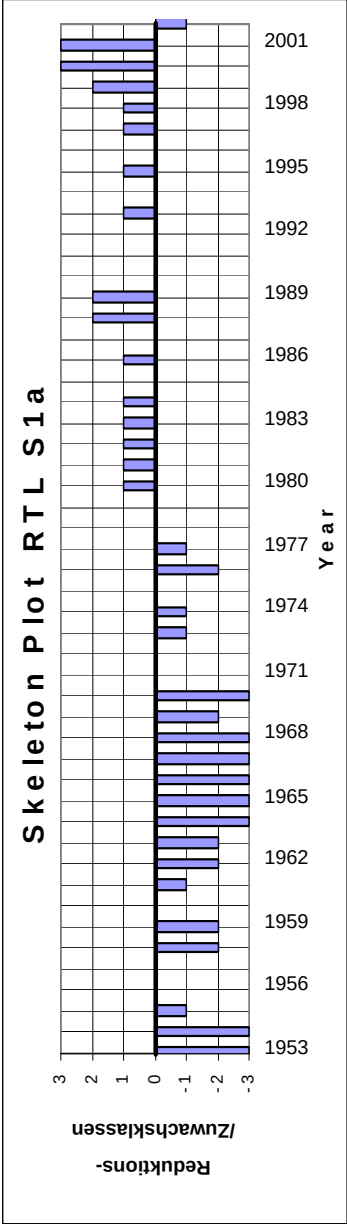


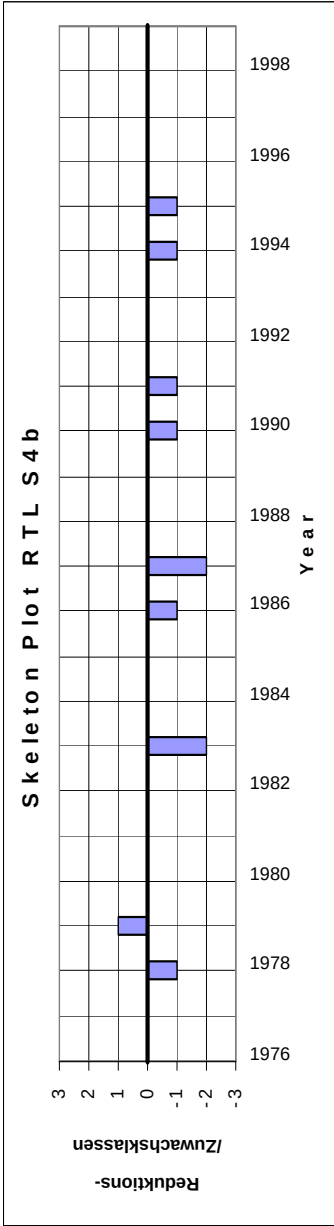
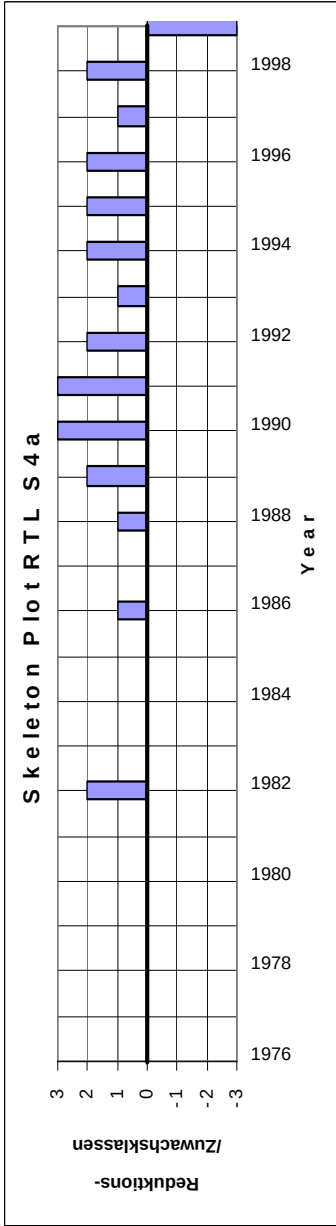
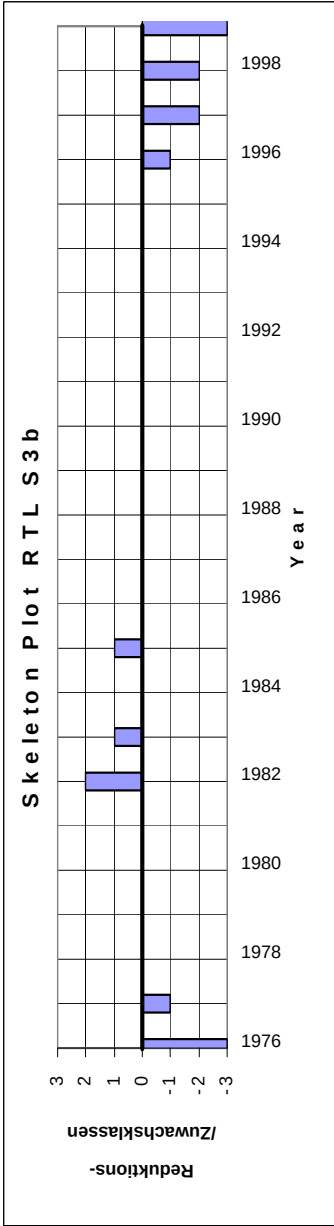
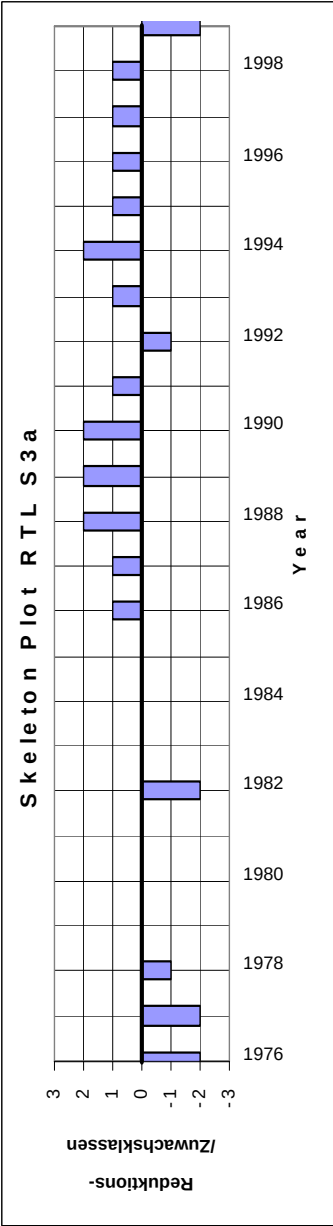
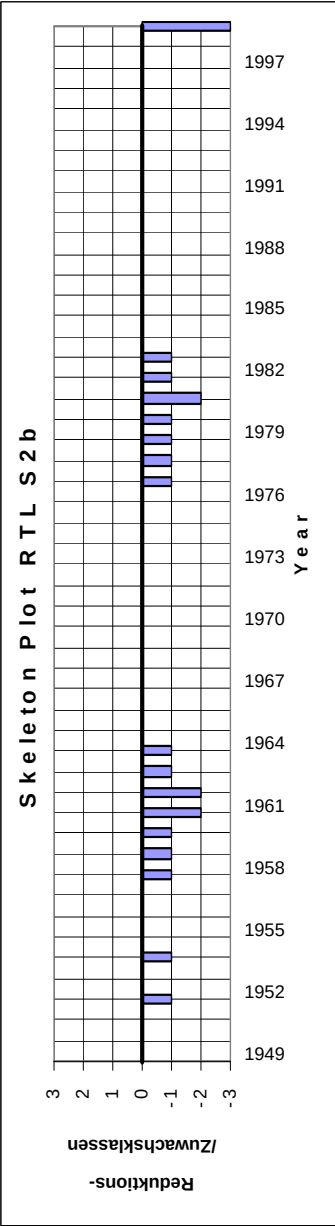


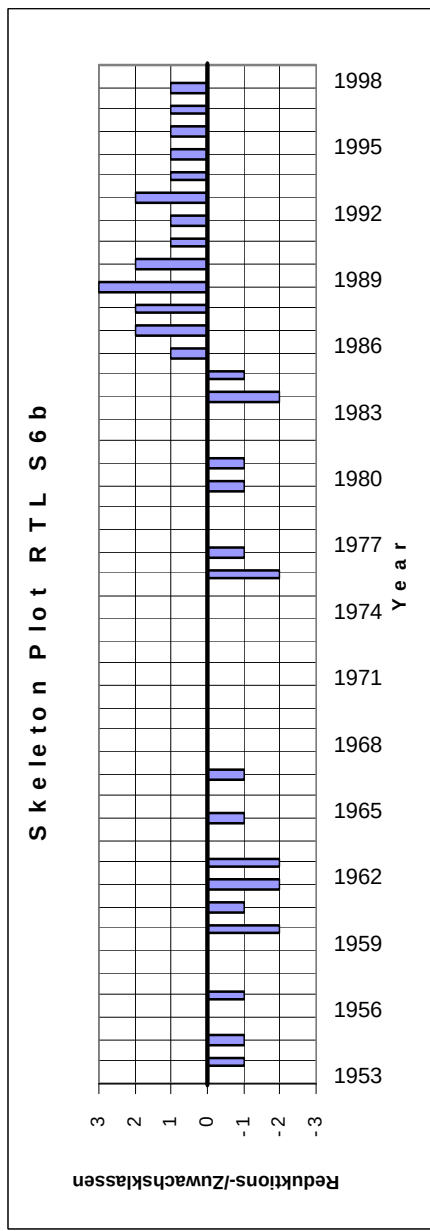
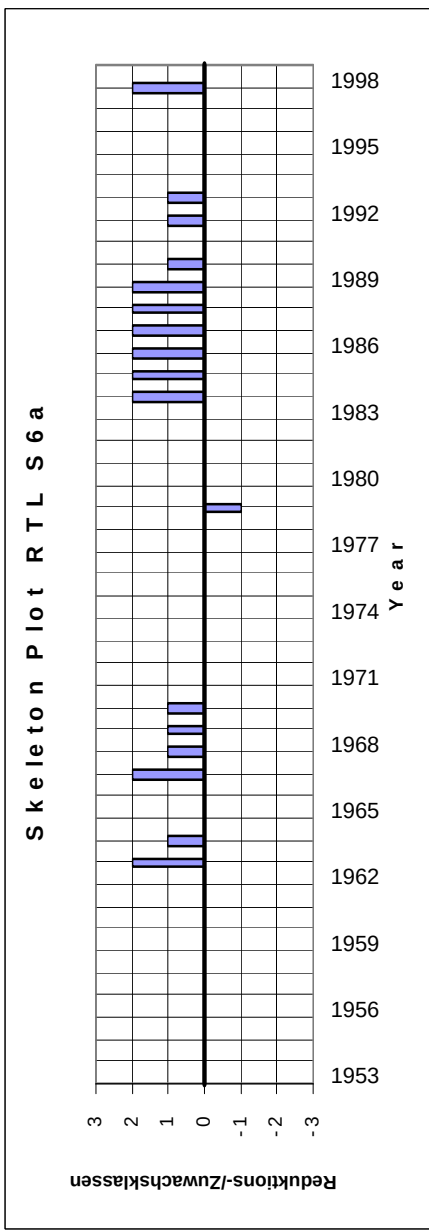
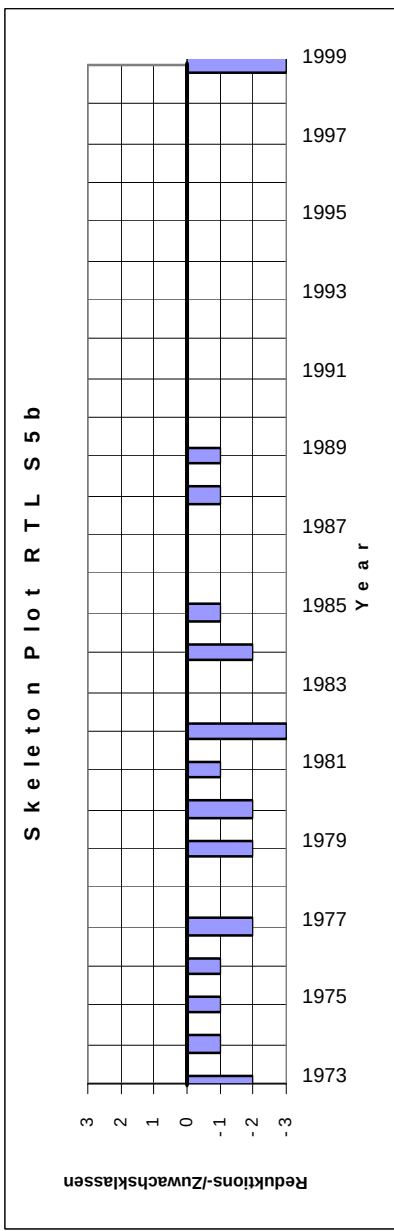
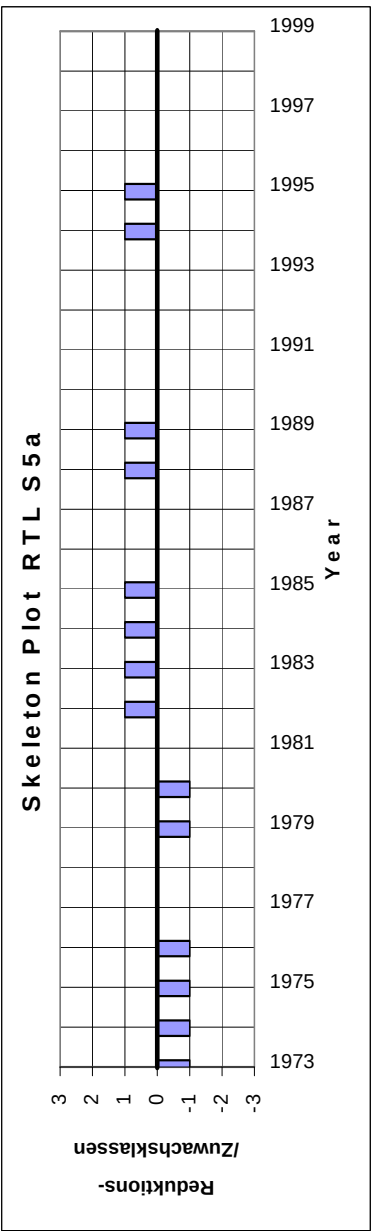


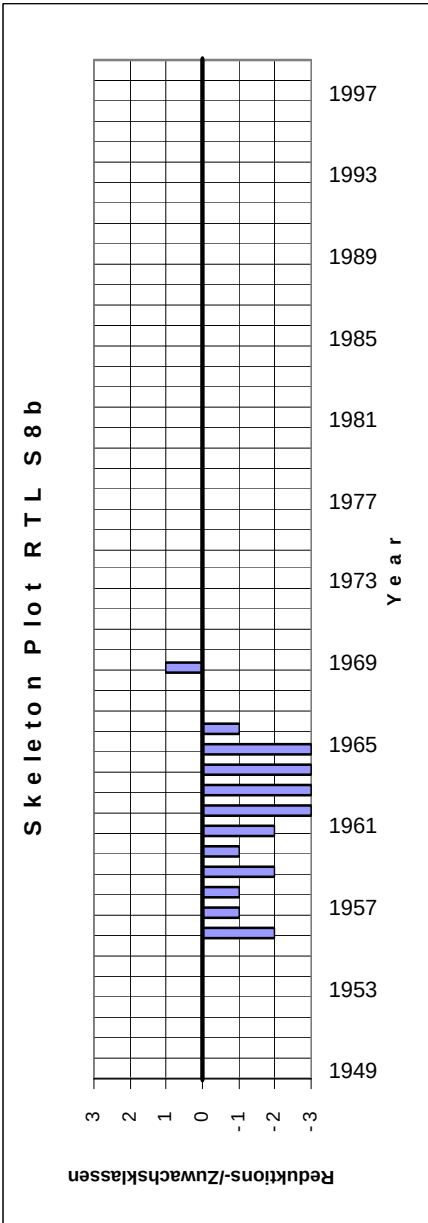
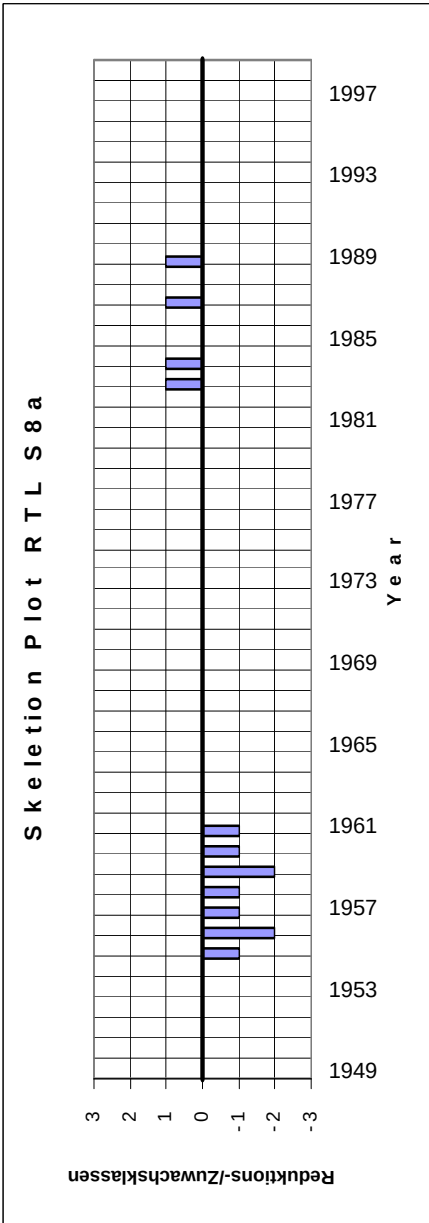
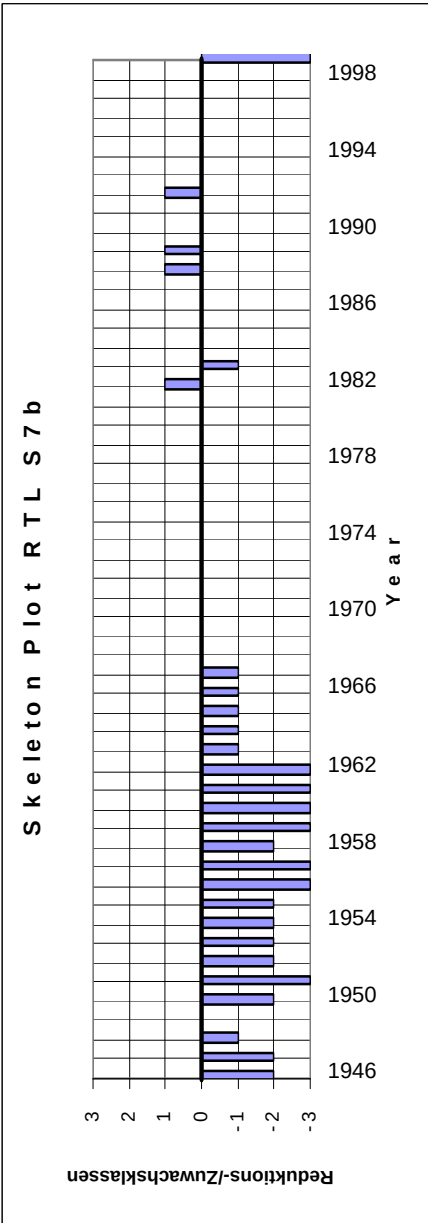
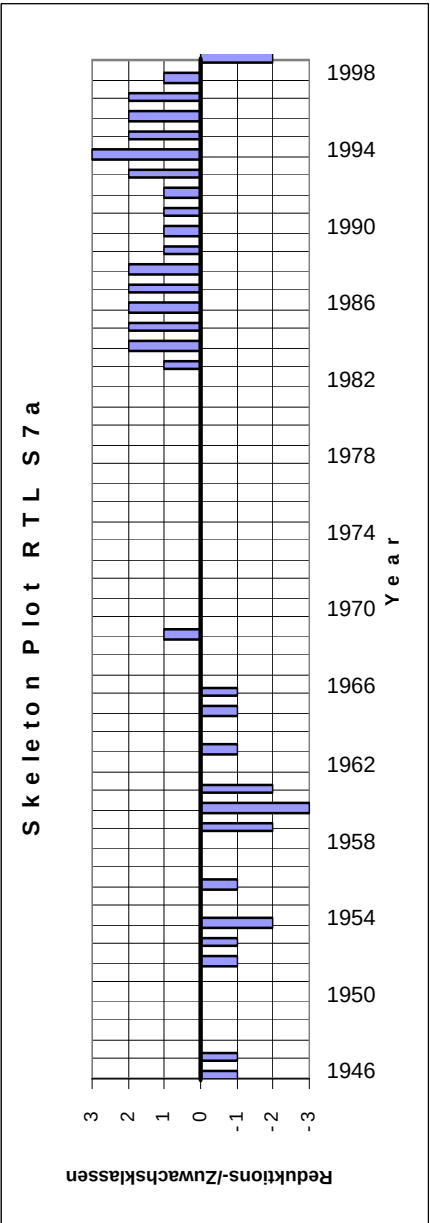


9.3.2 Reintal – Scheiben

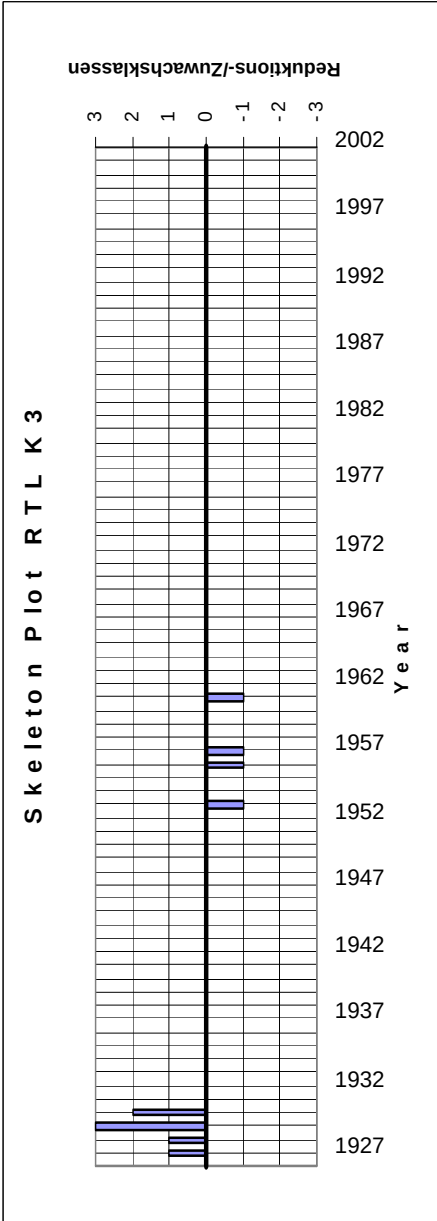
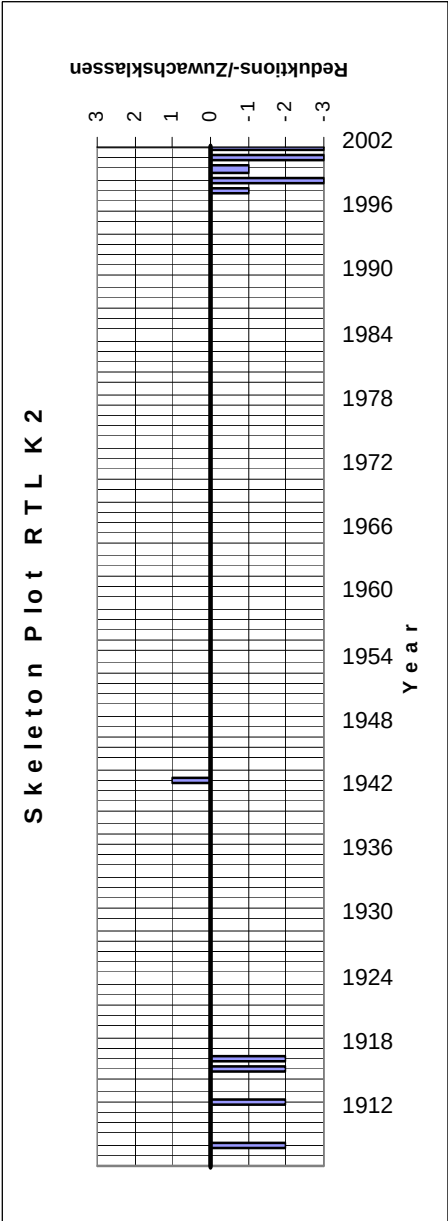
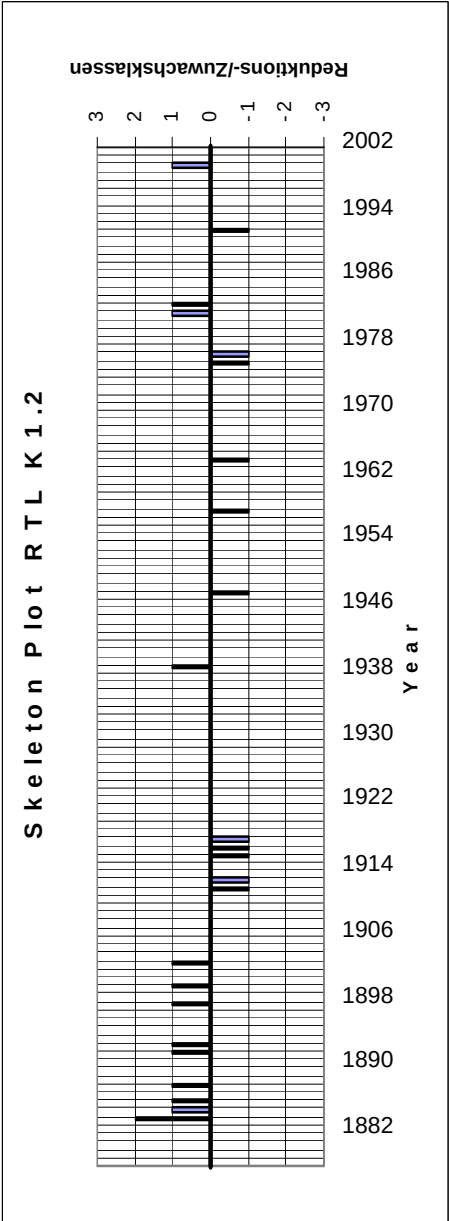
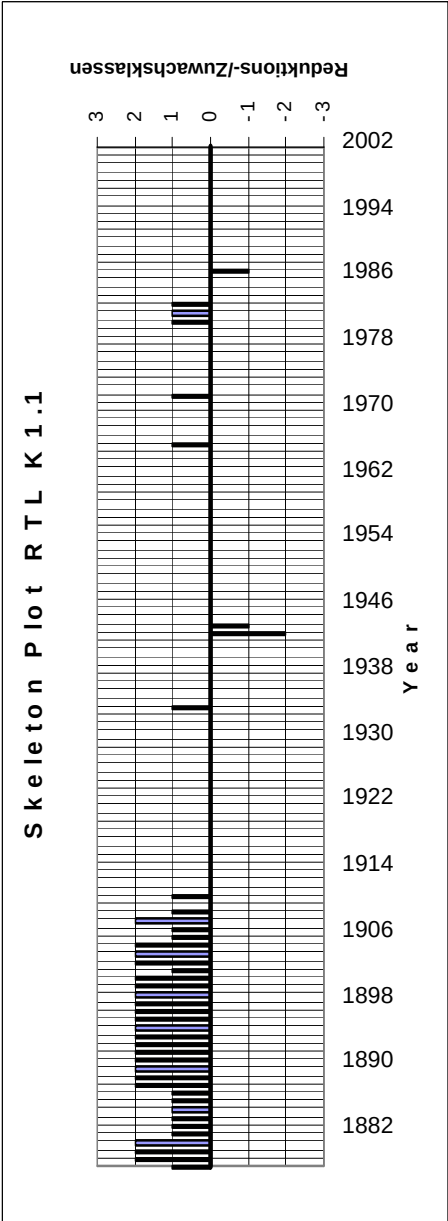


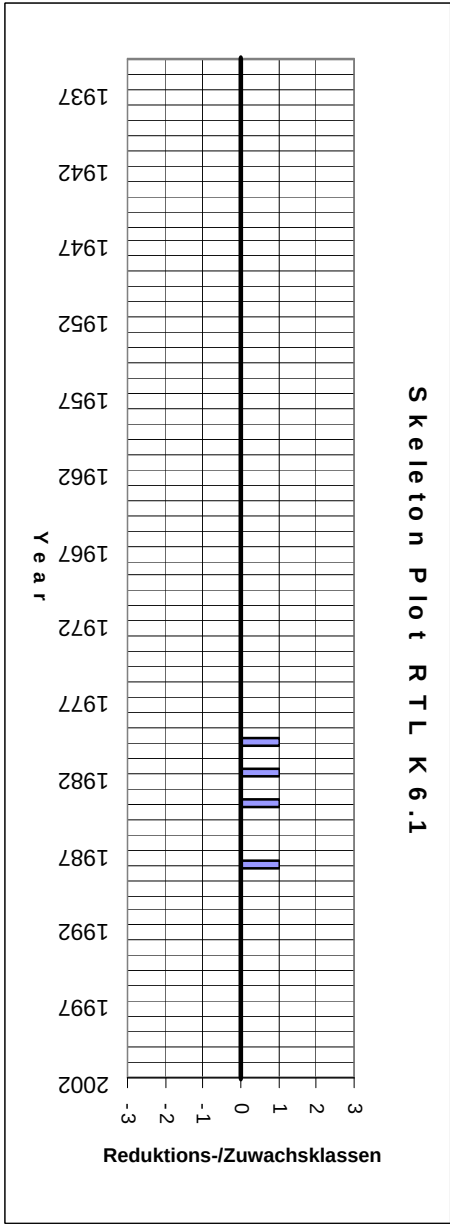
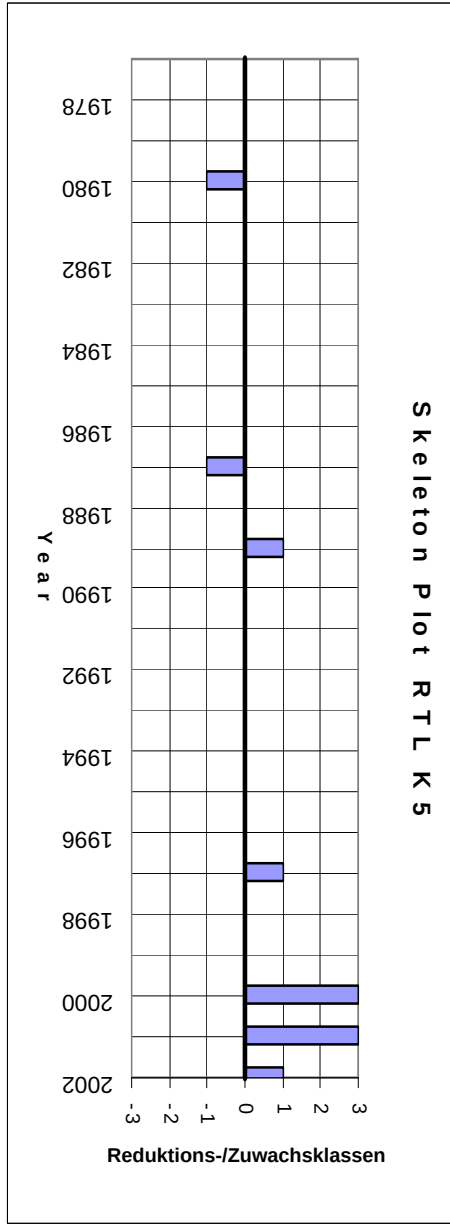
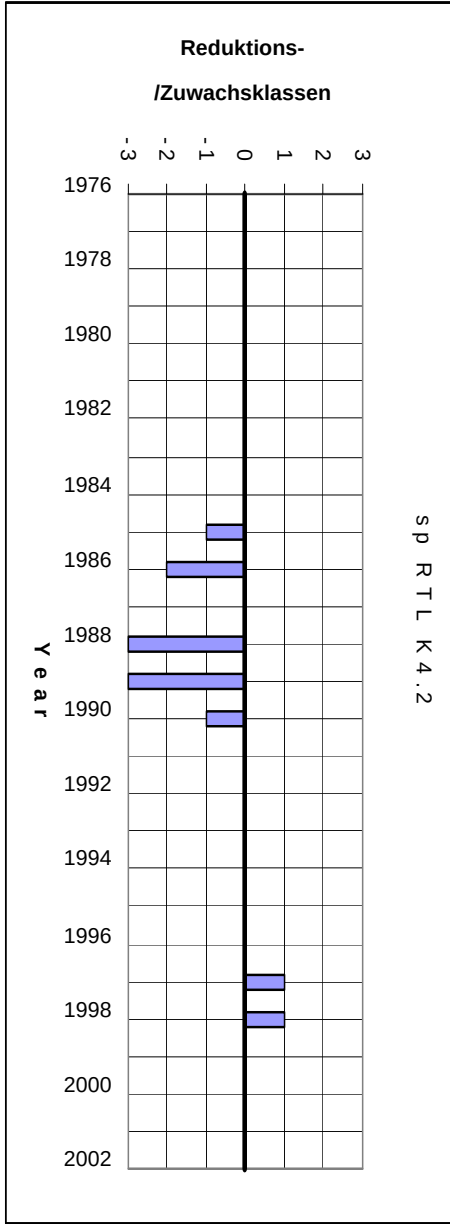
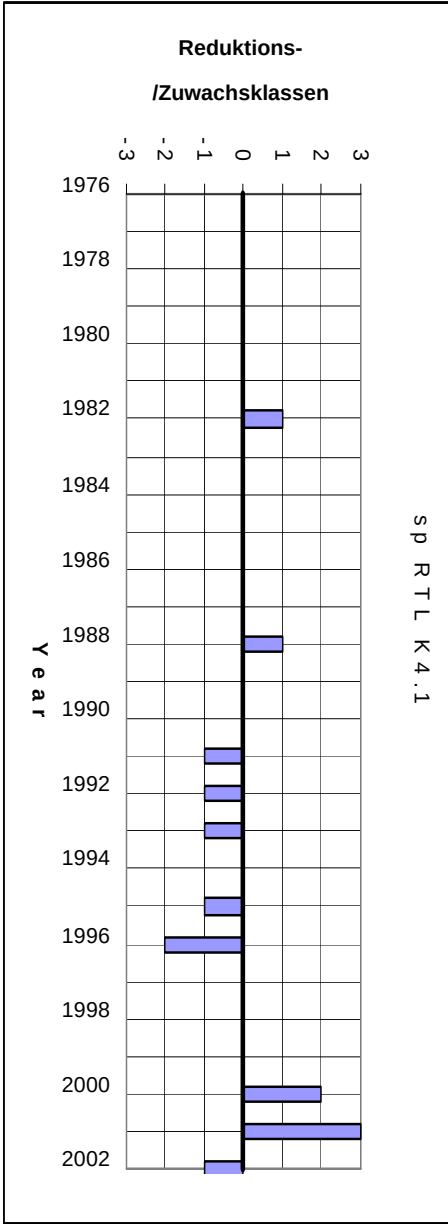




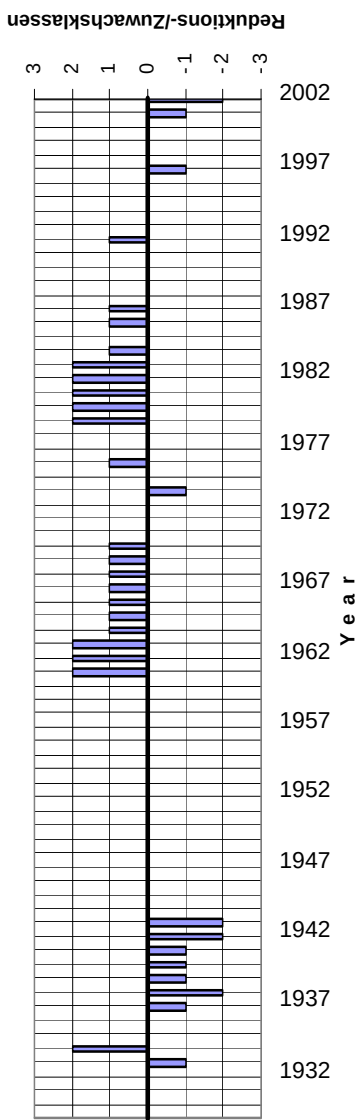


9.3.3 Reintal – Kerne

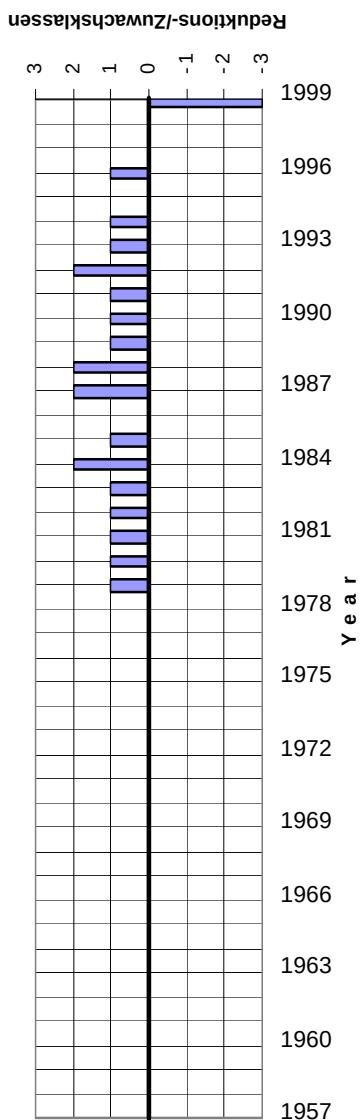




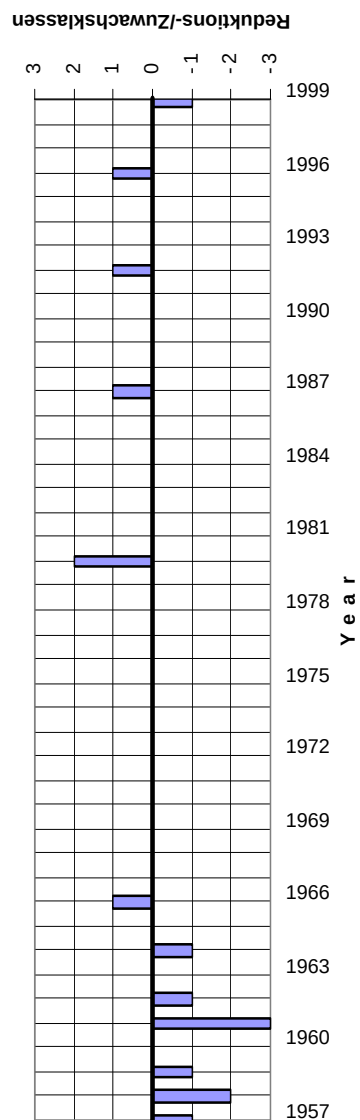
Skeleton Plot RTL K 6.2



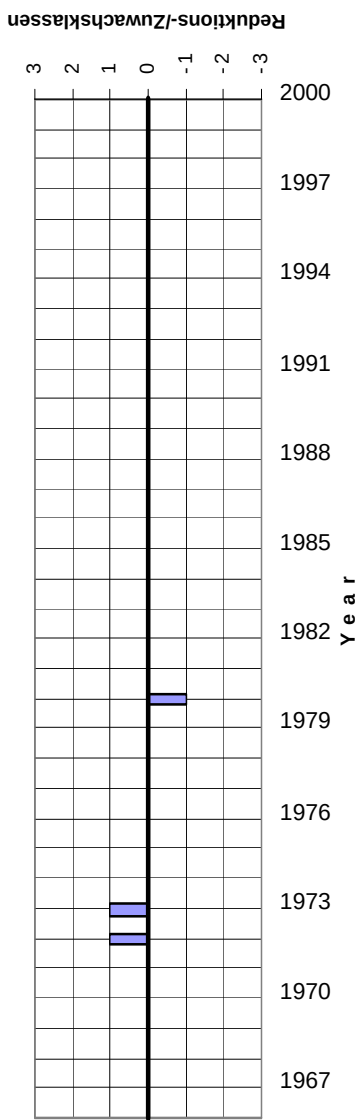
Skeleton Plot RTL K 7.1

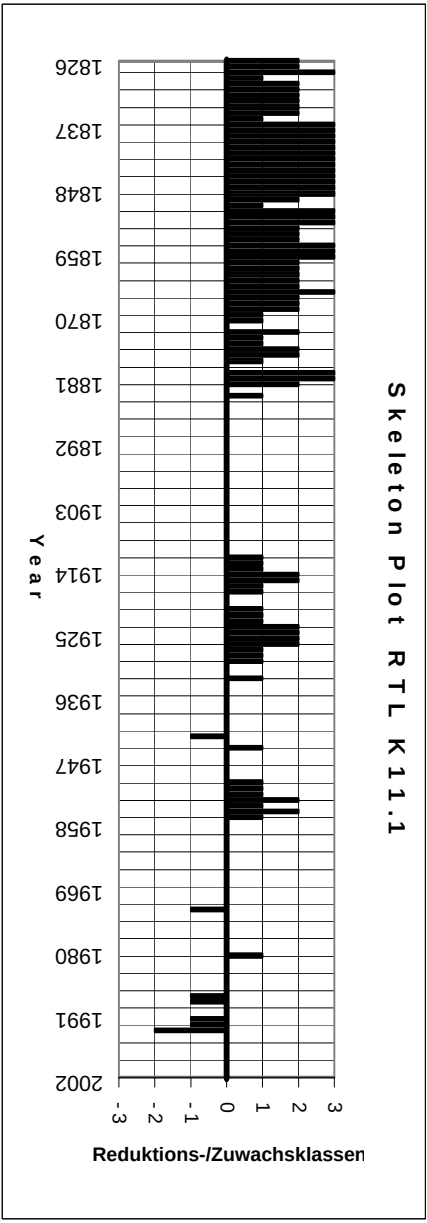
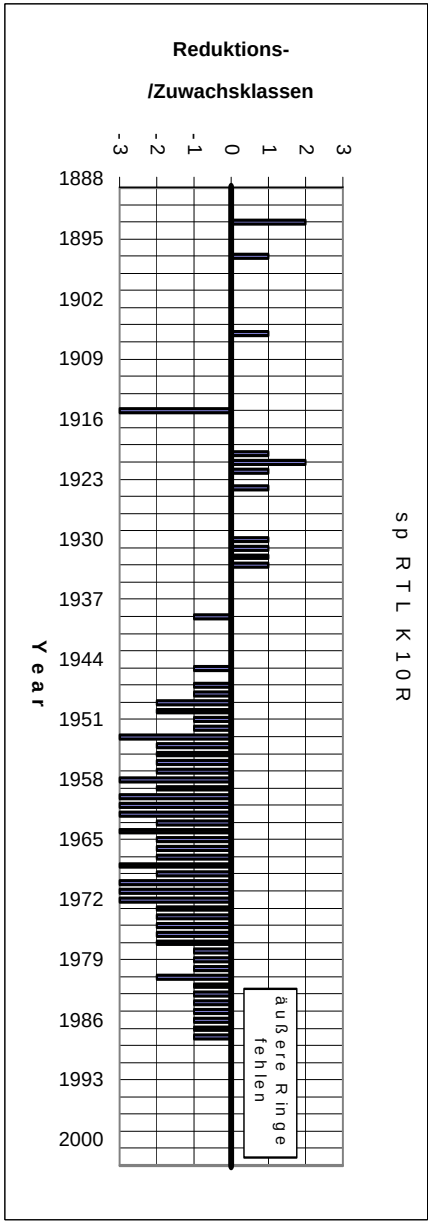
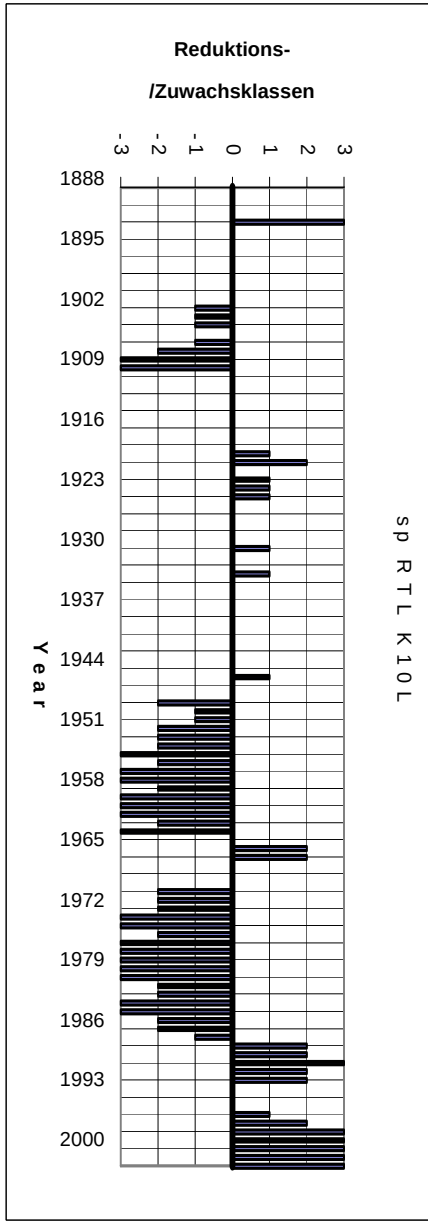
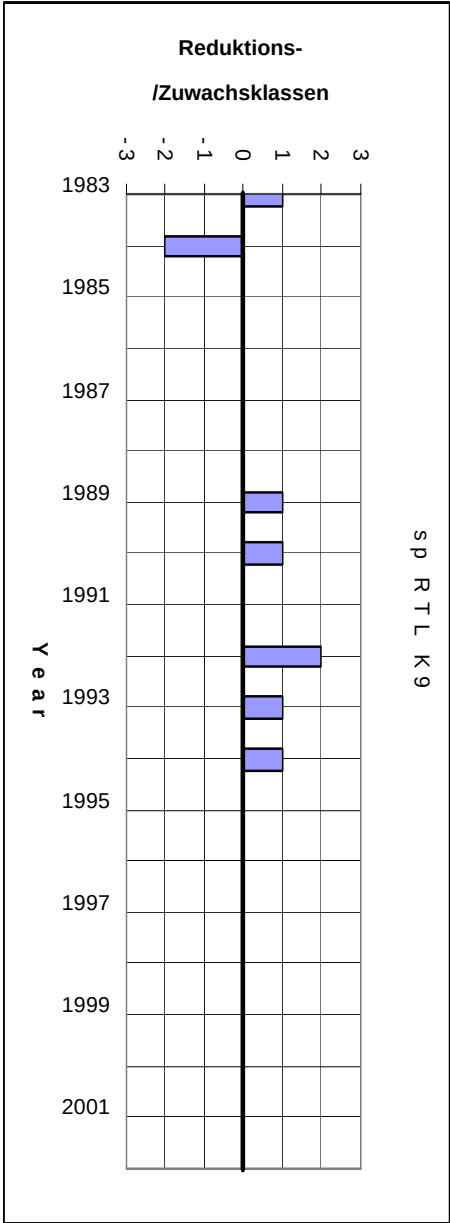


Skeleton Plot RTL K 7.2

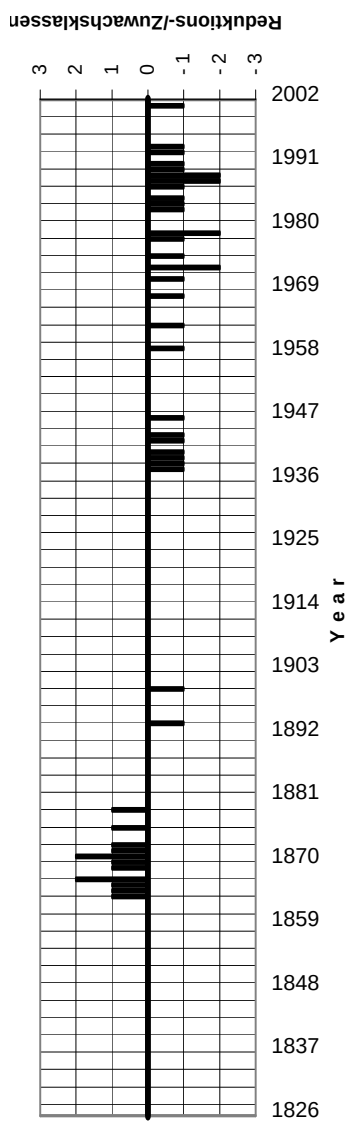


Skeleton Plot RTL K 8

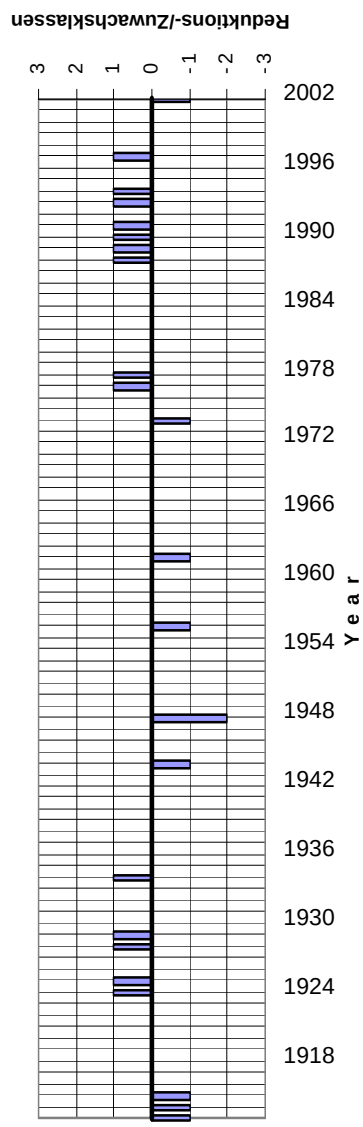




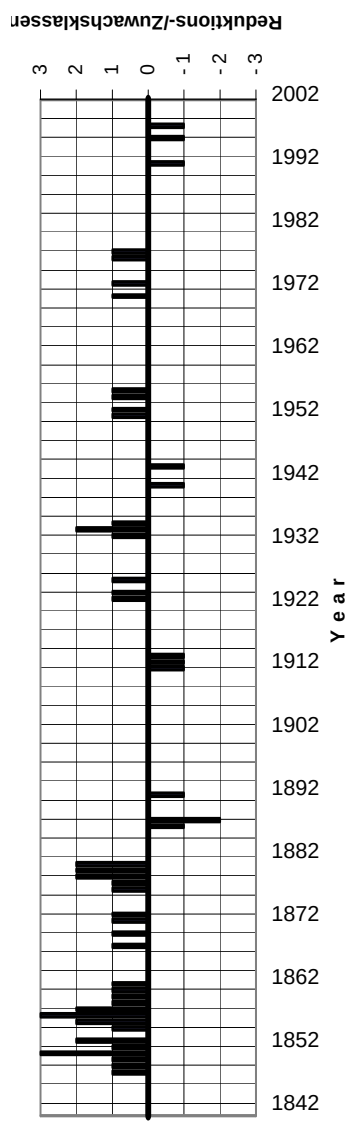
Skeleton Plot RTL K11.2



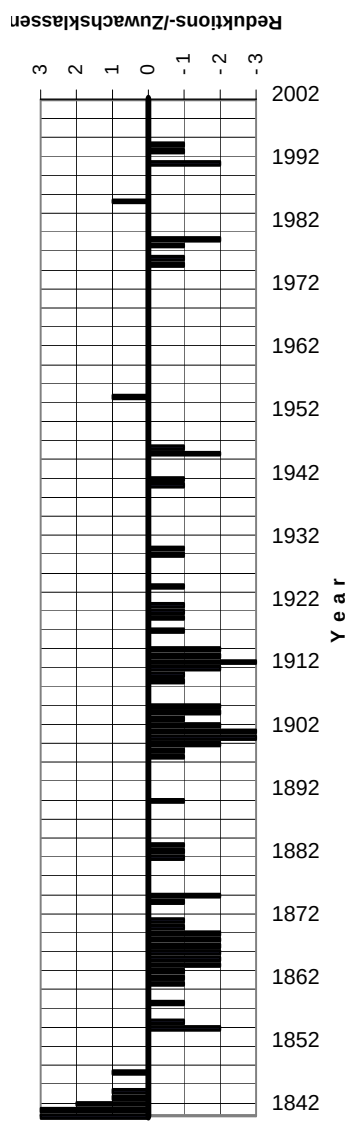
Skeleton Plot RTL K12



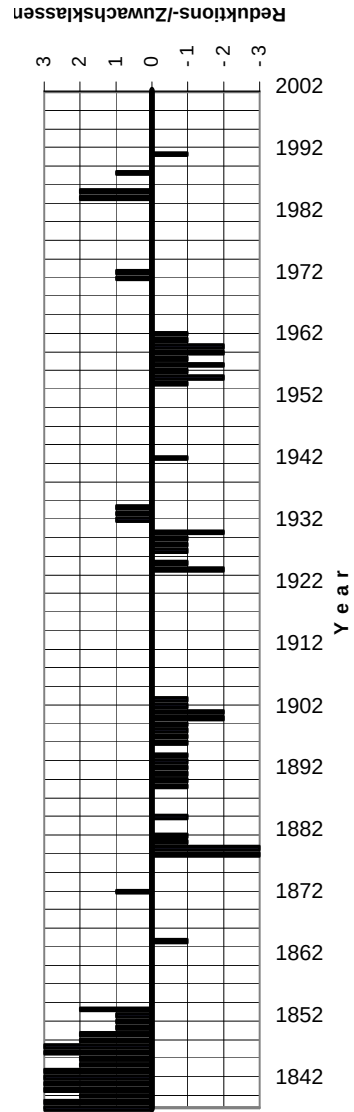
Skeleton Plot RTL K13.1



Skeleton Plot RTL K13.2



Skeleton Plot RTL K14.1



Skeleton Plot RTL K14.2

