



Der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft im Hochtal von St. Antönien (Schweiz)

Ein Methodenverbund aus Palynologie,
Bodenkunde und Dendroökologie

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
vorgelegt im Fachbereich 11
der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main

von Astrid Röpke
aus Bad Soden

Frankfurt am Main 2006

Der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft
im Hochtal von St. Antönien (Schweiz)

Ein Methodenverbund aus Palynologie,
Bodenkunde und Dendroökologie

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
vorgelegt im Fachbereich 11
der Johann Wolfgang Goethe-Universität
in Frankfurt am Main

von Astrid Röpke
aus Bad Soden

Frankfurt am Main 2006

vom Fachbereich 11 Geowissenschaften / Geographie der
Johann Wolfgang Goethe-Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. H. Thiemeyer

Gutachter: Prof. Dr. N. Stein
Dr. A. J. Kalis
Prof. Dr. H. Thiemeyer
Prof. Dr. R. Krause

Datum der Disputation: 7. März 2007

Vorwort und Danksagung

Aus der Zeit, als bewaldete Hänge „tannenbewimperte Ränder hatten und der Wanderer dem Sirenengesang des berggeborenen Wildfangs folgte“, stammt die erste botanische Monographie der Schweiz von SCHROETER (1895). Sie befasst sich mit dem Hochtal von St. Antönien: *„Und doch ist es der Eingang zu einem der lieblichsten Seitenthäler des Prättigaus, zum St. Antönier-Thal; rauschend entströmen ihm die wilden Wasser des Schanielabachs und erzählen uns von den Wundern ihrer Geburtsstätte: von weiten Hängen, die im Grün üppiger Matten prangen, von heimatlichen braunen Holzhäuschen, bewohnt von einem einfachen, kräftigen Menschenschlag, von lieblichen Alpenseen, aber auch von öden Trümmerhalden, von ragenden Felskolossen, von weiter Rundschau und von manch seltenem Kräutlein“*. Schon damals zählte das abgelegene Tal wegen seiner Schönheit neben Davos und St. Moritz zu den bekanntesten Kurorten Graubündens. Mit Kutschen ließen sich Wohlhabende aus Russland, England, Deutschland und Frankreich in das Hochtal bringen.

Gut 100 Jahre später geht von St. Antönien noch die gleiche Faszination aus. Ich lerne das Hochtal während zahlreicher Begehungen mit meinem Doktorvater Prof. Dr. Norbert Stein (Universität Frankfurt) bis in die entlegenen kargen Felsregionen kennen. Für diese schöne Zeit, viele wichtige Diskussionen und seine Hilfsbereitschaft möchte ich mich herzlich bei ihm bedanken. Ein besonderer Dank gebührt auch seiner Frau Elisabeth Stein für ihre großzügige Gastfreundschaft. Den St. Antöniern danke ich für ihre freundliche Aufnahme und Unterstützung, insbesondere möchte ich meiner Wirtin Fida Willi-Bregenzer gedenken, die unerwartet im Winter 2003 verstarb.

Außerdem bedanke ich mich herzlich bei Prof. Dr. Fritz Schweingruber (WSL, Birmensdorf), der mir den Weg zur Doktorarbeit ebnete und trotz des dichten Nebels den Abgrund nicht scheute.

Mein ganz besonderer Dank gilt meinem zweiten Betreuer Dr. A. J. Kalis (Universität Frankfurt). Ohne die Aufnahme in seine Arbeitsgruppe, die detaillierte Einführung in die Pollenanalyse und die zahlreichen wertvollen Diskussionen wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Ebenso möchte ich meiner Arbeitsgruppe, namentlich Dr. Astrid Schweizer, Dr. Christiane Singer, Dr. Astrid Stobbe und Tanja Zerl, M.A., für die große Unterstützung danken. Gesondert möchte ich mich noch einmal bei Astrid Stobbe bedanken. Sie hat mir während aller Schritte der Doktorarbeit beigestanden. Für die sorgfältige Aufbereitung meiner Pollen- und Bodenproben sage ich Doris Bergmann-Dörr und Dipl. Geogr. Dagmar Schneider herzlichen Dank.

Ein großes Dankeschön gilt der Berner Forschungsgruppe. Die Diskussionen mit Prof. Dr. Brigitta Amman, Dr. Pim van der Knaap, Jaqueline van Leuween und besonders mit Prof. Dr. Willy Tinner vom Botanischen Institut der Universität Bern haben meine Arbeit sehr bereichert.

Außerdem bedanke ich mich bei Prof. Dr. Klaus Oeggli (Universität Innsbruck), Prof. Conradin Burga (Universität Zürich) und Prof. Dr. Herb Wright (Universität Minnesota) für die kritische Sicht auf meine Pollendiagramme und die wertvollen Anregungen. Bei Prof. Dr. Heinrich Thiemeyer (Universität Frankfurt) und bei Prof. Dr. Heinz Veit (Universität Bern) stieß ich hinsichtlich bodenkundlicher Fragen immer auf offene Ohren, dafür bedanke ich mich herzlich, sowie bei Jörg Niehage für den Entwurf meines Titelblatts.

Für die finanzielle Unterstützung bedanke ich mich beim DAAD für das Forschungsstipendium in der Schweiz, bei der Hessischen Graduiertenförderung für das Stipendium zur Ausarbeitung der Dissertation und bei der Hermann Willkomm-Stiftung sowie der Bremer Stiftung für Kultur- und Sozialanthropologie für die Kostenübernahme der ¹⁴C-Datierungen.

An meine lieben Eltern Lore und Till Röpke, meinen Bruder Axel sowie Ingetraud und Peter Moos möchte ich ganz besonderen Dank richten. Sie haben mich stets unterstützt. Michael Moos war immer für mich da.

Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis	VI
Tabellenverzeichnis	X
Kartenverzeichnis	X
Abkürzungen	XI

Inhaltsverzeichnis

Teil I

1.	Einleitung	1
1.1.	Ziele des Methodenverbunds	2
2.	Forschungsstand und Grundlagen des Methodenverbunds	3
2.1.	Einführung in die Palynologie	3
2.1.1.	Überblick zur Vegetationsgeschichte Graubündens	6
2.2.	Einführung in die Böden der Alpen	8
2.3.	Einführung in die Dendroökologie	11
3.	Naturraum	13
3.1.	Geographischer Überblick	13
3.2.	Geologie	14
3.3.	Die Gletschergeschichte des Tals	16
3.4.	Rezente Geomorphodynamik	17
3.5.	Böden	23
3.6.	Klima	23
3.7.	Vegetation und Nutzung	24
4.	Historie	27

Teil II

1.	Blick auf die Untersuchungsgebiete	33
1.1.	Chrüz	34
1.2.	Eggberg	35
1.3.	Chüenihorn	35
2.	Palynologische Untersuchungen	37
2.1.	Die Untersuchungsgebiete und ihre Ablagerungen	37
2.2.	Methodik	40
2.3.	Palynologische Untersuchungen der Oberflächenproben	46
2.4.	Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen der Moore	51
2.4.1.	Ergebnisse Moor Capelgin (CAP)	51
2.4.1.1.	Diagramm Capelgin 1 (CAP 1)	51
2.4.1.2.	Diagramm Capelgin 2 (CAP 2)	55
2.4.2.	Ergebnisse Moor Groß Ried (GR)	62
2.4.2.1.	Diagramm Groß Ried (GR)	62
2.4.3.	Vergleich der palynologischen Ergebnisse der Moore Capelgin und Groß Ried	66
2.5.	Pollen in Böden	69
2.5.1.	Pollen in Spülsedimenten am Hang des Chrüzes	71

2.5.1.1.	Morphogenese der Spülsedimente	71
2.5.2.	Ergebnisse	73
2.5.2.1.	Das Spülsediment des Hangmoors Schal	74
2.5.2.2.	Spülsedimente und kolluviale Ablagerungen unter Alpweiden	74
2.6.	Diskussion	79
2.6.1.	Ausbreitung der Gehölze (Vegetation und Klima)	79
2.6.2.	Prähistorische und historische Entwaldungsgeschichte	81
2.6.3.	Pollenführende Spülsedimente als Zeugnisse prähistorischer Nutzung	83
2.6.3.	Die Ausbreitung der Grünerle	85
2.6.4.	Feuergeschichte	88
3.	Bodenkundliche Untersuchungen	91
3.1.	Die Catenen im Flysch von St. Antönien	91
3.1.1.	Die Catenen am NE-exponierten Hang des Chrüzes	91
3.1.2.	Die Catenen am NE-exponierten Hang des Eggbergs	93
3.1.3.	Die Catenen am SE-exponierten Hang des Chüenihorns	94
3.2.	Methodik	95
3.3.	Periglaziale Deckschichten als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung	97
3.3.1.	Ergebnisse	98
3.3.1.1.	Gliederung der periglazialen Deckschichten des Chrüzes	99
3.3.1.2.	Gliederung der periglazialen Deckschichten des Eggbergs	102
3.3.1.3.	Gliederung der periglazialen Deckschichten des Chüenihorns	103
3.3.2.	Diskussion	103
3.3.2.1.	Gliederung und Alter der Deckschichten	104
3.3.2.2.	Der äolische Eintrag	107
3.3.2.3.	Ökologische Eigenschaften	107
3.4.	Die Böden im Flysch von St. Antönien	109
3.4.1.	Ergebnisse	109
3.4.1.1.	Böden unter Alpweiden	109
3.4.1.1.1.	Chrüz	110
3.4.1.1.2.	Eggberg	118
3.4.1.1.3.	Chüenihorn	126
3.4.1.2.	Böden unter Alpenrosen	130
3.4.1.2.1.	Chrüz	130
3.4.1.2.2.	Eggberg	134
3.4.1.3.	Böden unter <i>Vaccinium</i> -Zwergstrauchgesellschaften	135
3.4.1.4.	Böden unter Grünerlengebüsch (<i>Alnetum viridis</i>)	137
3.4.1.4.1.	Eggberg	137
3.4.1.4.2.	Chrüz	139
3.4.1.5.	Böden unter subalpinem Fichtenwald	140
3.4.2.	Übersicht der typischen Böden im Flysch	147
3.4.3.	Schichten und Bodenhorizonte von landschaftsgeschichtlicher Bedeutung	149
3.4.3.1.	Der fossile Bs-Horizont	150
3.4.3.2.	Der M-Horizont am NE-exponierten Hang des Chrüzes	152
3.4.4.	Diskussion	156
3.4.4.1.	Entstehung der Böden unter Alpweiden	156
3.4.4.1.1.	Der fossile Bs-Horizont	156

3.4.4.1.2.	Spülsedimente als Zeugnisse der prähistorischen Entwaldungen	158
3.4.4.1.3.	Der Weidehorizont Ah-M	160
3.4.4.2.	Rezente Podsole	164
3.4.4.2.1.	Verbreitung und Differenzierung	164
3.4.4.2.2.	Alterseinordnung	167
4.	Dendroökologische Untersuchungen	169
4.1.	Krummholz als Indikator geomorphodynamischer Aktivität	169
4.1.1.	Untersuchungsgebiet und Standortbeschreibung	169
4.1.2.	Material und Methoden	170
4.1.3.	Ergebnisse und Diskussion	172
4.1.3.1.	Oberflächennaher Untergrund	172
4.1.3.2.	Dendrogeomorphologische Untersuchungen	175
4.1.4.	Fazit	179
4.2.	Bäume datieren Böden – eine dendroökologische Begleitunter- suchung zur Wiederbewaldung	180
4.2.1.	Einleitung	180
4.2.2.	Material und Methoden	180
4.2.3.	Ergebnisse und Diskussion	181
4.2.4.	Fazit	183
5.	Synthese	184
5.1.	Die verknüpften Ergebnisse	184
5.2.	Der Einfluss von Mensch und Klima	190
5.2.1.	Vom Klima gesteuerte Landschaftsentwicklung	190
5.2.2.	Mensch-Umwelt-Beziehung	191
5.3.	Phasen geomorphodynamischer Aktivität	194
5.4.	Vom Wald zur Weide – Landschaftsentwicklung nach den eisenzeitlichen Brandrodungen	196
5.5.	Die Wege ins Tal – Verknüpfungen der Nutzungsgeschichte mit archäologischen Funden und historischen Quellen	198
6.	Zusammenfassung	201
7.	Schriftenverzeichnis	204
ANHANG		

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Blick in das Hochtal von St. Antönen (Graubünden, Schweiz).	1
Abb. 2: Flysch am Mittelsäss (Chüenihorn, St. Antönien).	16
Abb. 3: Schneeschurfbلائiken unterhalb der Lawinenverbauungen am SE-exponierten Hang des Chüenihorns (links). Die Blaike „Schluecht“ am gleichen Hang direkt neben den Aufforstungen (rechts).	19
Abb. 4: Auf der Alp Valpun am NE-exponierten Hang des Chrüzes: Schnee zeichnet die Viehgangeln nach (links). Entlang von hochfrequentierten Viehgangeln bilden sich im Alpenrosengürtel Huftrittlöcher, die sich nach Niederschlägen oder der Schneeschmelze mit Wasser füllen.	21
Abb. 5: Oberflächenhafter Abfluss zur Schneeschmelze auf der Alp Gafia (links). Schrota- und Breittobel am SE-exponierten Hang des Chüenihorns führen zur Schneeschmelze Lawinen und Muren.	22
Abb. 6: Der Heuzug in St. Antönien, Ankunft der „Burdenen“ im Thal (SCHRÖTER 1895: 12).	31
Abb. 7: Der weisse Tod. Holzschnitt von STUMPF (1548) in RIZZI (1991).	32
Abb. 8: Blick auf den NE-exponierten Hang des Chrüzes.	37
Abb. 9: Stratigraphie der Moorprofile am Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).	39
Abb. 10: Zeit-Tiefendiagramm des Moorprofils Capelgin (St. Antönien, Schweiz).	44
Abb. 11: Zeit-Tiefendiagramm des Moorprofils Capelgin (Ausschnitt (St. Antönien, Schweiz).	45
Abb. 12: Oberflächenprobe, subalpiner Fichtenwald (Chrüz).	47
Abb. 13: Oberflächenprobe, am Moor, subalpiner Fichtenwald (Chrüz).	47
Abb. 14: Oberflächenprobe, lichter subalpiner Fichtenwald (Chrüz).	47
Abb. 15: Oberflächenprobe, Waldgrenze (Chrüz).	48
Abb. 16: Oberflächenprobe, Weide (Chrüz).	48
Abb. 17: Oberflächenprobe, Alpenrosengürtel (Chrüz).	48
Abb. 18: Rückgang der <i>Picea</i> -Prozente vom Wald zur Alpweide (Chrüz).	49
Abb. 19: Übersichtsrelativdiagramm des Moorprofils Capelgin 1 (CAP 1) (St. Antönien, Schweiz).	52
Abb. 20: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/ccm) des Moorprofils Capelgin 1 (CAP 1) (St. Antönien, Schweiz).	53
Abb. 21: Übersichtsrelativdiagramm des Moorprofils Capelgin 2 (CAP 2) (St. Antönien, Schweiz).	57
Abb. 22: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/ccm) des Moorprofils Capelgin 2 (St. Antönien, Schweiz).	58
Abb. 23: Übersichtsrelativdiagramm des Moorprofils Groß Ried (GR) (St. Antönien, Schweiz).	63

Abb. 24: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/ccm) des Moorprofils Groß Ried (GR) (St. Antönien, Schweiz).	64
Abb. 25: Vergleich der Diagramme GR und CAP2.	67
Abb. 26: Übersichtsrelativdiagramm der pollenanalytischen Untersuchungen in Böden und minerogenen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).	75
Abb. 27: Übersichtskonzentrationsdiagramm der pollenanalytischen Untersuchungen in Böden und minerogenen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).	76
Abb. 28: Verteilung der Grünerlen-Prozentwerte in verschiedenen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes.	86
Abb. 29: Bodenabfolgen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (Catena X1) – in zwei Hangprofilen dargestellt.	100
Abb. 30: Bodenabfolgen am NE-exponierten Hang des Eggbergs (Catena Egg1) und auf dem SE-exponierten Hang des Chüenihorns (Catena C2).	101
Abb. 31: Korngrößenverteilung in den Deckschichten ausgewählter Bodenprofile des Chrüzes und des Eggbergs.	102
Abb. 32: Profilbeschreibung von X1_12 und bodenchemische Labordaten.	110
Abb. 33: Profilbeschreibung von X1_13, Foto, Profilskizze, bodenchemische und physikalische Labordaten.	112
Abb. 34: Profilbeschreibung von X2_2 und bodenchemische Labordaten.	114
Abb. 35: Spülsediment unter Alpweide am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).	115
Abb. 36: Profilbeschreibung von X2_4 und bodenchemische Labordaten.	116
Abb. 37: Profilbeschreibung von X2_5 und bodenchemische Labordaten.	117
Abb. 38: Profilbeschreibung von G, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	119
Abb. 39: Profilbeschreibung von Egg1_4 und bodenchemische Labordaten.	121
Abb. 40: Profilbeschreibung von Egg1_6, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	123
Abb. 41: Profilbeschreibung von Egg1_12 und bodenchemische Labordaten.	124
Abb. 42: Profilbeschreibung von Egg2_11 und bodenchemische Labordaten.	126
Abb. 43: Profilbeschreibung von C2_1, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	127
Abb. 44: Profilbeschreibung von C2_4 und bodenchemische Labordaten.	129
Abb. 45: Profilbeschreibung von X1_19, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	131
Abb. 46: Profilbeschreibung von X3_5 und bodenchemische Labordaten.	133
Abb. 47: Profilbeschreibung von Egg1_11 und bodenchemische Labordaten.	134

Abb. 48: Profilbeschreibung von C2_7 und bodenchemische Labordaten.	136
Abb. 49: Profilbeschreibung von Egg2_1, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	138
Abb. 50: Fichteninseln oberhalb des Moores Capelgin (St. Antönien, Schweiz).	140
Abb. 51: Profil X1_6: Podsolierung unter einer 250-jährigen Fichte oberhalb des Moores Capelgin (1680 m ü. NN) (St. Antönien, Schweiz).	140
Abb. 52: Profilbeschreibung von X1_4 und bodenchemische Labordaten.	141
Abb. 53: Profilbeschreibung von X1_6, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	143
Abb. 54: Profilbeschreibung von X1_8, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.	145
Abb. 55: Tiefenverlauf von pH-Wert, organischer Substanz und pedogenem Eisen charakteristischer Böden in St. Antönien.	148
Abb. 56: pH-Werte von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.	151
Abb. 57: Fe(d)-Gehalte in Gew.-% der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.	151
Abb. 58: pH-Werte der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.	152
Abb. 59: Gehalte der organischen Substanz in Gew.-% der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.	153
Abb. 60: Gehalte der organischen Substanz in Gew.-% von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.	153
Abb. 61: Gehalte der organischen Substanz in Gew.-% von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.	154
Abb. 62: N ges./org. Sub.-Korrelation von 14 Ah-M-Horizonten unter Alpweide (St. Antönien).	162
Abb. 63: N ges.-Gehalte (Gew.-%) unter Alpweide und Alpenrosengebüsch (St. Antönien).	162
Abb. 64: Tiefenverteilung des dithionitlöslichen Fe(d)s (braun), des oxalatlöslichen Fe(o)s (orange) und des Aktivitätsgrads (schwarz) von drei Profilen unter unterschiedlicher Vegetation.	166
Abb. 65: Blick auf das Untersuchungsgebiet am SE-exponierten Hang des Chüenihorns (2412 m ü. NN) im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).	169
Abb. 66: Scheiben von Wurzel, Stamm und Krone einer Fichte. Die Lastgeschichte wurde, wie abgebildet, in Skeletonplots aufgezeichnet.	171
Abb. 67: Altersstruktur und Verteilung der Fichten im Bereich der Rippe oberhalb des Fuchswalds am SE-exponierten Hang des Chüenihorns.	175
Abb. 68: Maximale Schneedeckenhöhen von St. Antönien im Vergleich zu den Lastmerkmalen des Rippen- und Referenzstandortes.	177

Abb. 69: Lastmerkmale der Fichten der beiden Standorte in den fünf Ereignisjahren, differenziert aufgeführt und räumlich zugeordnet.	178
Abb. 70: Lage und Altersstruktur der Fichten zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried.	181
Abb. 71: Altersstruktur der Fichten im Umfeld des Moores Capelgin (n=39).	182
Abb. 72: Podsolierung unter einer „Fichteninsel“.	182
Abb. 73: Übersicht der wichtigsten Verknüpfungen der Landschaftsrekonstruktion.	185
Abb. 74: Synthese des Methodenverbunds des Hochtals von St. Antönien.	186

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Art der Pollenzerstörung (verändert nach TRAVERSE 1988).	5
Tab. 2: Höhenstufen der Böden in den Kalk- und Silikatalpen (nach VEIT 2002, leicht verändert).	9
Tab. 3: Kulturepochen in Graubünden (nach RAGETH 2000, leicht verändert).	29
Tab. 4: Übersicht der angewandten Fachdisziplinen in den drei Untersuchungsgebieten Chrüz, Eggberg und Chüenihorn im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).	34
Tab. 5: Übersicht der Moore am Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).	38
Tab. 6: ¹⁴ C-Datierungen von Moorablagerungen und Holzkohle des NE-exponierten Hangs des Chrüzes.	43
Tab. 7: Pollenspektren in Böden und anderen sedimentären Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes.	73
Tab. 8: Entwaldungsphasen im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).	89
Tab. 9 : Erfasste Lastmerkmale der untersuchten Fichten.	170

Kartenverzeichnis

Karte 1: St. Antönien liegt in Graubünden (Schweiz) (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000; 109 Prättigau-Engadin).	13
Karte 2: Geologische Karte der verschiedenen Serien des Flyschs im Hochtal von St. Antönien (NÄNNY 1948, leicht verändert).	15
Karte 3: Lage der Untersuchungsgebiete im Hochtal von St. Antönien (Schweiz) (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000; 109 Prättigau-Engadin).	33
Karte 4: Die Catenen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 1177 Serneus).	92
Karte 5: Die Catenen am NE-exponierten Hang des Eggbergs (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000; Blatt 1177 Serneus).	93
Karte 6: Die Catenen am SE-exponierten Hang des Chüenihorns (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000; Blatt 1175 Sulzfluh).	94
Karte 7: Böden und oberflächennaher Untergrund der untersuchten Standorte (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 4777 Sulzfluh).	173
Karte 8: Rezente Prozessbereiche und Reliefformen der untersuchten Standorte (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 4777 Sulzfluh).	174
Karte 9: Die Wege ins Hochtal von St. Antönien – Fundsituation und Untersuchungen vorliegender Arbeit (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000, Bl.109 Prättigau-Engadin).	199

Abkürzungen

Al(d)	dithionitlösliches Aluminium
Al (o)	oxalatlösliches Aluminium
BP	Baumpollen
BP (Jahresangabe)	kalibrierte ¹⁴ C- Daten vor heute (1950)
BZ	Bronzezeit
CAP	Pollendiagramm Moor Capelgin
Fe(d)	dithionitlösliches Eisen
Fe(o)	oxalatlösliches Eisen
EZ	Eisenzeit
GOF	Geländeoberfläche
GR	Pollendiagramm Moor Groß Ried
HN	Hangneigung
LPAZ	Local pollen assemblage zone
MA	Mittelalter
m ü. NN	Meter über Meeresspiegel
NE	Nord-Ost
NBP	Nichtbaumpollen
N ges.	Gesamtstickstoff
NZ	Neuzeit
org. Sub.	organische Substanz
Part/ ccm	Partikel pro Kubikzentimeter
PP	Pollenprobe
PK/ccm	Pollenkörner pro Kubikzentimeter
Pr.-Nr.	Probennummer
RZ	Römerzeit
RO	Rohhumus
SK	Skelettanteil
SE	Süd-Ost
T.	TYPE
W	Durchwurzelung

1. Einleitung

Die höheren Regionen der Alpen sind ein extremer Lebensraum, doch blieben sie deshalb nicht ungenutzt. Der Mensch passte sich innerhalb der verschiedenen Kulturepochen, dem Stand seiner Lebens- und Wirtschaftsweise entsprechend, immer wieder den gegebenen Umweltsituationen an. In den klimatisch bevorzugten Zentralalpen, wie z. B. im Unterengadin, bauten die Menschen bereits in der Bronzezeit bis in eine Höhe von 1800 m ü. NN Getreide an und erste Waldweidenutzung reicht dort bis ins Neolithikum zurück. Nun mehren sich Hinweise, dass auch die unwirtliche Nordseite der Alpen spätestens mit der Bronzezeit erschlossen wurde. Ob diese Entwicklung auch für abgelegene Regionen der nördlichen Randalpen wie dem Hochtal von St. Antönien (Graubünden, Schweiz) zutrifft und in welcher Form sich der Wandel von der Natur- zur Kulturlandschaft vollzog, soll innerhalb der vorliegenden Landschaftsrekonstruktion untersucht werden.

Aufgrund seiner Abgeschlossenheit wird für das Hochtal angenommen, dass es erst im 13. - 14. Jahrhundert erschlossen wurde. Urkundlich ist belegt, dass die Freiherren von Vaz (1250 – 1338 n. Chr.) als erste weltliche Feudalherren in St. Antönien Land besaßen und die Ansiedlung der Walser förderten (LIVER 1936).



Abb. 1: Blick in das Hochtal von St. Antönien (Graubünden, Schweiz).

Die Bergbauern haben mit ihren Streusiedlungen und der Einzelsennerei als typischer Wirtschaftsform bis heute im Landschaftsbild deutliche Spuren hinterlassen. Die Alpweiden reichen bis in die Gipfelregionen des sanftwelligen Flyschs, und die sonnenverbrannten Häuser schmiegen sich in kleinen Grüppchen an die Hänge. Der hohe Weideflächen- und Holzbedarf führte zu einer nahezu vollständigen Entwaldung des Tals. Zum Schutz vor Lawinen wurden in den 50er Jahren deshalb oberhalb des Dorfes mächtige Verbauungen errichtet.

Die vor- und frühgeschichtliche Vergangenheit liegt dagegen aufgrund fehlender archäologischer Funde und Befunde bislang im Dunkeln. Dennoch ist es möglich, durch die Auswertung sogenannter „natürlicher Archive“ wie Moore, Böden und Bäume den Einfluss des Menschen auf die Landschaftsentwicklung in diesen Epochen sichtbar zu machen. Sie werden innerhalb vorliegender Arbeit mit verschiedenen Methoden aus Palynologie, Bodenkunde und Dendroökologie untersucht.

1.1. Ziele des Methodenverbunds

Mit der Rekonstruktion der Landschafts- und Nutzungsgeschichte des Hochtals von St. Antönien soll zum einen die Lücke des bisher prähistorisch „leeren Raums“ zwischen dem Landquarttal und dem Montafon geschlossen werden. Zum anderen wird mit vorliegender multidisziplinärer Arbeit angestrebt, ein besseres Verständnis der Wechselwirkungen von Naturgegebenheiten und menschlicher Aktivität unter den besonders sensiblen Bedingungen des Hochgebirges zu erhalten. Aus dem Komplex der landschaftsgestaltenden Prozesse steht dabei die zeitliche Differenzierung der Boden- und Vegetationsentwicklung im Vordergrund.

Im Folgenden werden die Ziele des Methodenverbunds aus Palynologie, Bodenkunde und Dendroökologie einzeln erläutert.

Die palynologischen Untersuchungen stellen das Gerüst für die Paläoumweltrekonstruktion des Hochtals dar. Um Veränderungen in der Vegetationsentwicklung des Hochtals sichtbar zu machen, werden drei Moore in verschiedenen Höhenlagen, im subalpinen Fichtenwald, im Bereich und oberhalb der Waldgrenze, pollenanalytisch untersucht. Ziel ist es, die Entwicklung der natürlichen und der vom Menschen beeinflussten Vegetation im Holozän zu beschreiben. Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf

dem menschlichen Wirken im Tal: Wann begann der Mensch das Hochtal zu nutzen, und lassen sich Phasen unterschiedlicher Nutzung herausarbeiten?

Auch im Boden spiegeln sich räumliche und zeitliche Veränderungen der Landschaft wider. Schichtgrenzen und Horizontbildung lassen auf verschiedene Stadien der Landschaftsentwicklung schließen (SEMMELE 1977; BORK et al. 1998). Auf der Grundlage der derzeitigen bodengeographischen Kenntnisse wird versucht, die Genese der Böden in der subalpinen Stufe des Flyschs zu rekonstruieren. Ihre Entwicklungsgeschichte soll Hinweise auf verschiedene Bodenbildungs- und geomorphodynamische Phasen vom Spätglazial bis heute geben.

Am Anfang jeder bodenkundlichen Studie steht die Frage nach dem Ausgangssubstrat der Pedogenese. In St. Antönien ist zu untersuchen, ob sich die Böden in Moränen, periglazialen Deckschichten oder im verwitterten Anstehenden entwickelt haben. Danach werden Vorkommen und Eigenschaften der verschiedenen Bodentypen im Flysch beschrieben sowie deren Alter eingeschätzt. Als landschaftsgeschichtliches Zeugnis soll ihr Informationsgehalt ebenfalls besonders im Hinblick auf den menschlichen Einfluss überprüft werden.

Die dendroökologischen Untersuchungen dienen der genaueren Betrachtung der Wiederbewaldung im Tal. Eine Studie befasst sich mit einer aktuellen Erscheinung: die Extensivierung der Alpweiden und ihre Auswirkungen. Mit Jahrringanalysen soll rekonstruiert werden, wie schnell nach der Aufgabe von Weidebereichen die natürliche Bewaldung durch die Fichte folgt und ob innerhalb dieses Übergangszustands mit erhöhter Geomorphodynamik zu rechnen ist. Die zweite Untersuchung greift weiter in die Vergangenheit zurück. Mit einer Altersbestimmung von Fichten soll eine frühere Wiederbewaldung zeitlich eingeordnet werden. Diese Begleituntersuchung dient vornehmlich der Verknüpfung der natürlichen Archive.

2. Forschungsstand und Grundlagen des Methodenverbunds

2.1. Einführung in die Palynologie

Die Palynologie ist eine geeignete Methode zur Rekonstruktion der Landschafts- und Vegetationsgeschichte. Ihre Hauptarchive sind Moore und Seen. Jedes Jahr wird in

kontinuierlich gebildete Ablagerungen oder in aufwachsende Torfe Blütenstaub (Pollen) eingebettet, der sich unter Luftabschluss über Jahrtausende erhält (WELTEN 1982).

Eine Übersicht zur Pollenanalyse geben OVERBECK (1975), BIRKS & BIRKS (1980), BERGLUND (1986), TRAVERSE (1988), FAEGRI & IVERSEN (1989), REILLE (1990), MOORE et al. (1991) und LANG (1994).

Aufbau, Produktion und Verbreitung von Sporomorphen (Pollen und Sporen)

Ein Pollenkorn setzt sich morphologisch aus drei Teilen zusammen: dem Zellinneren aus lebendem Cytoplasma, der Pollenwand aus Pektin und Zellulose, der Intine und der Exine. Während das Zellinnere und die Intine sich rasch zersetzen, bleibt die Exine fossil erhalten, denn sie besteht aus säure- und laugenresistentem Sporopollenin. Nur gegen Oxidation ist sie anfällig (FAEGRI & IVERSEN 1989; MOORE et al. 1991). Die Sporomorphen lassen sich bis zu einem unterschiedlichen Grad taxonomisch zuordnen. Ein identifizierter Pollentyp enthält dann meist mehrere Arten oder gar Gattungen. Diese Eigenschaft, fossile Sporomorphen noch Jahrtausende nach ihrer Entstehung identifizieren zu können, macht sich die Pollenanalyse zu nutze, um vergangene Vegetationsverhältnisse zu beschreiben.

Allerdings entspricht das quantitative Verhältnis nachgewiesener Pollentypen einer Probe nicht den prozentualen Anteilen der Pflanzen in der Vegetation (OVERBECK 1975; SUGITA 1994; SUGITA et al. 1999; BROMSTRÖM et al. 2004). Die Ursachen dafür sind vielfältig: Die Pollen-, bzw. Sporenproduktion ist von Art zu Art verschieden. Während die windblütigen Arten viel Pollen produzieren, bilden insektenblütige nur wenig. Enorm viel Pollen produzieren beispielsweise die Kiefer (ca. 10 – 80 Kg/ha) und die Birke (10 000 Pollenkörner pro Staubblatt), der insektenblütige Ahorn dagegen nur etwa 1000 Pollenkörner pro Anthere und der Lein etwa 100. Um eine genauere Vorstellung der Vegetationszusammensetzung zu bekommen, wurden verschiedene Modelle entwickelt, die den prozentualen Pollenanteil einzelner Pflanzenarten auf die deren Vorkommen in der Landschaft simulieren (z.B. PRENTICE 1985; SUGITA 1994 u.a.).

Ein weiterer Faktor der zu einer Verzerrung des Pollenspektrums führt, ist die unterschiedliche Resistenz gegenüber Korrosion und anderen Schädigungen (HAVINGA 1971, 1984). Die verschiedenen Arten der Pollenzerstörung sind in der Tab. 1 aufgeführt.

Tab. 1: Art der Pollenzerstörung (verändert nach TRAVERSE 1988).

Art der Zerstörung	Merkmale	Verantwortliche Prozesse
Korrosion	Exine lokal geätzt, grubig oder perforiert	Biochemische Oxidation durch Pilze oder Bakterien, Perforation durch Pilzhypen, Grubenbildung durch chemische Oxidation
Substanzabbau	Ausdünnung der Exine, Verschmelzung von Skulptur / Strukturelementen	Chemische Oxidation bei Luftzutritt
Mechanische Schäden	Auseinandergerissene, zerknitterte, deformierte Pollenkörner	Physikalischer Transport Syn- oder postsedimentäre Verdichtung des Sediments, besonders bei Wasserverdrängung während der Diagenese
Verschleierung durch autigene Mineralien	Pollenkörner gefüllt mit Pyrit-/Markasit-Kristallen	Füllung mit Mineralien
Verschleierung durch Detritus	Pollenkörner verborgen hinter mineralischen oder organischen Bestandteilen	Abhängig von: Mineralogischer Zusammensetzung der Ablagerung sowie der chemischen Aufbereitung im Labor (HCL, HF; Acetolyse etc.)

Außerdem stammen die in Seen und Mooren abgelagerten Pollenkörner und Sporen von mehreren Herkunftsquellen aus verschiedenen Entfernungen. JANSSEN (1981) trennt den Pollenniederschlag in **vier** Komponenten:

Der **lokale Pollenniederschlag** setzt sich zum größten Teil aus Pollen zusammen, der nicht durch Wind transportiert wird, sondern von anemophilen (windblütigen) und entomophilen (insektenblütigen) Pflanzen der moorbildenden Vegetation direkt stammt.

Der **Pollenniederschlag** anemophiler Pflanzen aus der näheren Umgebung der Ablagerung wird als **extralokal** bezeichnet. Es handelt sich also um Pollen, der bereits einen Weg in der Luft zurückgelegt hat und nicht am Pflanzenwuchsort selbst sedimentierte.

Pollen aus der weiteren Umgebung ist dem **regionalen** Pollenniederschlag zuzuordnen. Er setzt sich überwiegend aus windblütigen Arten zusammen. Bei einheitlichen

Vegetations- und Landschaftsverhältnissen ist der regionale Pollenniederschlag relativ homogen.

Als **extralregional** wird der Pollenniederschlag bezeichnet, der von Pflanzen stammt, die nicht im Gebiet vorkommen. Es handelt sich um Pollen der über gute Flugeigenschaften verfügt.

Durch das stark ausgeprägte Relief und die Höhenstufen liegen gerade in den Alpen die Landschafts- und Vegetationseinheiten besonders dicht beieinander. Daher kann das „Mischbild“ vom verschiedenen Pollen besonders variieren (JOCHIMSEN 1986).

Zur Interpretation der ermittelten Pollenspektren müssen alle aufgeführten Faktoren, die das Pollenbild verzerren können, Beachtung finden. Dies erschwert, insbesondere Vertretern anderer Disziplinen, die ohnehin umfangreichen Diagramme zu lesen.

2.1.1. Überblick zur Vegetationsgeschichte Graubündens

Einen Überblick zur Vegetationsgeschichte der Schweiz lieferten BURGA & PERRET (1998). Als kurze allgemeine Einführung in die holozäne Vegetationsgeschichte der Alpen soll folgende Passage in LANG (1994:119) dienen:

Der Alpenraum wird heute in der montanen und subalpinen Stufe von Nadelwäldern beherrscht. Bei der Wiederbewaldung im Spätglazial spielt Pinus vor Betula die Hauptrolle. In der holozänen Entwicklung bestehen Unterschiede zwischen den Randalpen und den Zentralalpen. Während in den Randalpen in der ersten Hälfte des Holozäns neben den sommergrünen Breitlaubgehölzen (Corylus, Quercus, Ulmus, Tilia u.a., später auch Fagus) auch die Fichte in Erscheinung tritt, blieb in den Zentralalpen Pinus sylvestris vorherrschend und in Hochlagen Pinus cembra und Larix. Im Atlantikum erreichte die obere Waldgrenze größere Höhen als heute. In den letzten durch stärkere menschliche Besiedlung und Alpweidnutzung gekennzeichneten Jahrtausenden lassen sich neben dem allgemeinen Bewaldungsrückgang auch Veränderungen in den Mengenverhältnissen der Gehölze erkennen.

Einwanderung und Ausbreitung der Gehölze in Graubünden

Als KRAL seine Übersicht zur „Spät- und postglazialen Waldgeschichte der Alpen“ (1979) veröffentlichte, war ein Großteil der Einwanderung und Ausbreitung der

Gehölze für Graubünden bereits erarbeitet und in seinem Werk berücksichtigt. Schon 1930 entwarf KELLER mit Hilfe von 22 Mooren ein erstes Bild der nacheiszeitlichen Waldgeschichte Bündens. Untersuchungen von GAMS (1929) und LORENZ (1933) folgten. Die erste moderne pollenanalytische Arbeit lieferte ZOLLER (1958) im unteren Misox und brachte erstmals für Graubünden den Vegetationswandel in Zusammenhang mit Klimaschwankungen in die Diskussion ein. Zwischen den 60er und 80er Jahren entstand eine Fülle von Arbeiten: im Unterengadin (WELTEN 1962), im Misox (ZOLLER und KLEIBER 1971a), im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet (MÜLLER (1972) und HEITZ (1975), im Faningebirge (WEGMÜLLER 1976), im Schams/Bernhardingebiet (BURGA 1980) und in den südrätischen Alpen (BURGA (1987). HEITZ (1975) und MÜLLER (1972) gingen der nacheiszeitlichen Einwanderung und Ausbreitung der Fichte nach. BURGA (1980) erarbeitete einen vegetationsgeschichtlichen Überblick der wichtigsten Gehölze für das Hinterrheingebiet und das obere Misox. Die von WEGMÜLLER (1976) untersuchten Moorprofile im Prättigau lassen sich aufgrund der räumlichen Nähe und der klimatisch vergleichbaren Situation am besten mit den pollenanalytischen Ergebnissen vorliegender Dissertation vergleichen.

Entstehung der Kulturlandschaft

Archäologische Funde und pollenanalytische Untersuchungen belegen in den Zentralalpen eine menschliche Besiedlung seit dem Neolithikum. Seit dem Fund der Gletschermumie „Ötzi“, der „Mann aus dem Eis“, zwischen dem italienischen Schnalstal und dem Ventertal, sind die Vorstellungen zur Lebens- und Wirtschaftsweise der Menschen in dieser Zeit enorm erweitert worden. Bereits vor der dauerhaften Besiedlung hatte der Mensch viele Gebiete umgestaltet, wie die von ZOLLER & ENRY-RODMAN (1994) beschriebene Waldweide der „Lärchenwiesen“ im Unterengadin belegt. Erste Nachweise für Ackerbau reichen im Engadin bis ins Endneolithikum zurück (ZOLLER et al. 1996). Auch im Oberengadin finden GOBET et al. (2003) ersten Spuren menschlichen Wirkens im Neolithikum. Tiefergreifende Vegetationsveränderungen zeichnen sich dann in der frühen Bronzezeit ab. Ebenso zeichnet sich in den nördlichen Randalpen eine bronzezeitliche Nutzung und Besiedlung ab, wie OEGGL (2003) und KRAUSE et al. (2004) für das Montafon aufzeigen.

2.2. Einführung in die Böden der Alpen

Verbreitung, Genese und Eigenschaften

Die Böden sind kein besonders gut untersuchtes Forschungsgebiet in den Alpen. Dies mag seine Ursachen in dem kleinräumigen Wechsel der Böden sowie in ihrer geringen Reife haben. Vielerorts unterbricht die hohe Geomorphodynamik die Entwicklung von Böden durch Abtragung oder Akkumulation (NEUWINGER 1970; VEIT 2002). Grundlegende Arbeit leisteten PALLMANN et al. (1933, 1934, 1942) Anfang des 20. Jahrhunderts. Prinzipiell unterscheidet sich die Bodenentwicklung in den nördlichen und südlichen Kalkalpen vom zentralalpinen Kristallin nicht so scharf, wie es der Gesteinsaufbau zunächst vermuten lässt. Kalke werden durch silikatreiche Terrassen oder Moränen überlagert. Böden aus Silikatgestein werden mit kalkreichem Flugstaub angereichert (NEUWINGER 1970). Manchmal ist sogar die Einteilung in Böden aus Karbonat- und Silikatgestein infolge tektonischer Mischzonen und der weiten Verbreitung von periglazialen Deckschichten und äolischer Einwehungen nicht möglich (GRUBER 1980; VEIT et al. 2003).

Bodenbildende Faktoren und Prozesse im Hochgebirge

In den Alpen hat die klimatische Höhenstufung für die Vegetations- und Bodenentwicklung große Bedeutung. Als Folge der sich ändernden klimatischen Bedingungen wandeln sich mit der Höhe die bodenbildenden Faktoren. Generell tritt eine Verlangsamung der Prozesse ein, denn Temperatur, die chemische Verwitterung, die Bodenfaunaaktivität und der pH-Wert nehmen ab.

Trotzdem gibt es wiederum zahlreiche Ausnahmen, die im Mosaik des Hochgebirges begründet sind. Beispielsweise erhöht sich die Bodenbildungsrate von der schattigen Waldlage zum Waldgrenzökoton wieder, so dass bis zur Baumgrenze Bodenbildung und Verwitterung durchaus ansteigen können. Gut dokumentieren dies die Podsole der subalpinen Zwergstrauchheiden, die im Bereich der ehemaligen Waldstandorte ihre optimale Ausbildung erfahren (VEIT 2002). Außerdem wird die Bodenbildung stark von den Expositionsunterschieden geprägt. Die Temperaturamplitude ist an südexponierten Hängen wesentlich höher als an nordexponierten und damit wird die physikalische Verwitterung (besonders die Frostwechselhäufigkeit) besonders wirksam. Noch in 3000 m Höhe werden in Südexposition Bodentemperaturen von mehr als 40°C erreicht, während sie nachts extrem auskühlen.

Tab. 2: Höhenstufen der Böden in den Kalk- und Silikatalpen (nach VEIT 2002, leicht verändert).

Höhenstufe	Kalkalpen	Silikatalpen
nival	Rohböden (Frostschutt)	Rohböden (Frostschutt)
subnival	Rohböden (Frostschutt) inselhafte Polster-Rendzinen	Rohböden (Frostschutt), inselhafte alpine Ranker Braunerden
alpin	Pararendzinen Rasenbraunerden Tangelrendzinen Pechrendzinen	alpine Ranker Regosole alpine Pseudogleye alpine Pararendzinen und Podsole mit Flugstaubkomponenten Nanopodsole
subalpin	dystrophe Tangelrendzinen Pararendzinen Rasenbraunerden	Humus- und Eisenpodsole Braunpodsole (gekappte Podsole) Braunerden
montan	(Mull-, Moder-)Rendzinen Braunerden schwarzerdeartige Böden in inneralpinen Trockentälern	Braunerden, podsolige Braunerden Podsole

Als Grundmuster zur Verbreitung der Böden soll ein höhenstufenbedingter Überblick dienen, auch wenn dieser mit oben genannten zahlreichen Einschränkungen belegt ist. Die sogenannten „Klimaxböden“ für jede Höhenstufe sind in ihrer Reinform durch Kleinkammerung des Reliefs, Exposition, Vegetation und Nutzung nur selten verwirklicht. Die Auswahl der in Tab. 2 aufgeführten Bodentypen kommt in unterschiedlichsten Zwischenformen und Erosionsgraden vor. Häufig sind auch sogenannte „Stockwerkböden“ (FRIEDEL 1967; NEUWINGER 1970) ausgebildet. Mehrere Humusprofile liegen dann innerhalb eines Profils übereinander.

In den Alpen existiert keine einheitliche länderübergreifende Bodensystematik, und auch Bodenkarten im Maßstab 1:25 000 sind rar. VEIT (2002) stellt die wichtigsten Bodentypen in seinem Buch „Die Alpen – Geoökologie und Landschaftsentwicklung“ zusammen. Zur Klassifizierung der Böden beruft er sich auf die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG Boden 1994). Häufig wird die Abweichung zu den Tieflandböden mit dem Zusatz „alpin“ verdeutlicht (z. B. alpiner Ranker, alpiner Pseudogley etc.).

Verbreitung und Entwicklungsdauer von Podsolen

Wenn Bodenreife in der hochmontanen, subalpinen und alpinen Stufe möglich ist, so entwickeln sich häufig Podsole (Landwirtschaftliche Bodeneignungskarte der Schweiz 1:300 000 1975; KUBIENA 1948). REHFUSS (1990) und NEUWINGER (1970) weisen sogar für die Kalkalpen Podsole aus. Während FITZE (1980) in den Zentralalpen vornehmlich Eisenpodsole antrifft, findet NEUWINGER (1970) diesen Bodentyp dort häufig nur unter Nadelwald; unter Zwergsträuchern überwiegt dagegen der

Eisen-Humus-Podsol. VEIT (mündl. Mittl. 2003) findet beide, je nach Mächtigkeit der organischen Auflage, zum Teil sogar nebeneinander vor.

Für die Entwicklung eines visuell erkennbaren Podsols im alpinen Raum werden sehr unterschiedliche Zeiträume angesetzt, die von wenigen Jahrhunderten bis fast 1000 Jahren reichen. Aus Mitteleuropa und Skandinavien ist bekannt, dass etwa 500 Jahre für die sichtbare Ausbildung eines Podsols notwendig sind (WIECHMANN 1978). Chemisch ist dieser aber schon wesentlich früher nachweisbar, JAUHIAINEN (1969) gibt 200 Jahre an. Für die Entwicklung eines „normalen Podsol“ (10 cm Ae; und 25 - 50 cm B-Horizont) setzt er dann aber doch 1000 bis 1500 Jahre an.

In den Alpen wurden für die zeitliche Einordnung hauptsächlich Böden auf verschieden alten Moränen untersucht. Der Beginn einer Podsolierung auf neuzeitlichen Moränen ist selten nachweisbar. REHFUSS (1990) berichtet von Podsolierungsmerkmalen in Moränen aus quarzreichen Sanden, die innerhalb weniger Jahrhunderte entstanden sind. Auch KING (1974) stellt auf einer neuzeitlichen Moräne des Steingletschers (Schweiz) bereits eine schwache Podsolierung fest. Nachfolgende Untersuchungen von HEIKKINEN & VOGELBERG (1980) bestätigen dies für den Standort allerdings nicht. Sie sprechen die Profile als Rohböden an. Auch Fitze (1980) findet auf neuzeitlichen Moränen im Oberengadin von 1850 keine Bodenreifestadien vor, die über einen Ranker hinausreichen. MAYR (1964) nutzte die fehlende Bodenreife, um „neuzeitlichen Moränen“ von älteren subatlantischen abzutrennen. ZECH & WILKE (1977) setzen im Zillertal sogar 600 Jahr für die Bildung eines Podsols an.

Paläoböden

Paläoböden sind im Gegensatz zu rezenten Böden in der Vergangenheit unter einer anderen Konstellation von bodenbildenden Faktoren entstanden. Sie treten teils als

fossile Böden in Erscheinung, die durch Überdeckung mit jüngeren Ablagerungen von der rezenten Bodenbildung abgetrennt sind, sowie als reliktsche, die bis an die Oberfläche reichen und erneut den pedogenetischen Prozessen ausgesetzt sind. Gewöhnlich werden mit dem Begriff „Paläoböden“ Böden bezeichnet, die präholozänes Alter besitzen. Da in den Alpen aber schon innerhalb des Holozäns Böden unter unterschiedlichsten Klimabedingungen entstanden, schließt VEIT (2002) auch diese jüngeren Böden in den Begriff mit ein.

Die bekanntesten Paläoböden stammen aus dem Tertiär. Es sind die reliktschen und fossilen Terra fusca- und Terra rossa - Böden. Sie treten auf unterschiedlichem Gestein auf, wie kristallinem Schiefer, Tertiärsedimenten und Karbonatgesteinen. Charakteristisch sind ihre relativ hohen Kaolinit- und Tongehalte. In Karstgebieten dient das tonige Bodenmaterial dieser Rot- und Braunlehme als Wasserspeicher für die Almwirtschaft, da die Gebiete sonst sehr trocken sind. Oft sind diese präglazialen Bildungen allerdings nur noch als zusammengeschwemmter Rest in Dolinen oder Spalten erhalten, wie an der Nordkette bei Innsbruck, im Gebiet der Hohen Munde bei Telfs im Oberinntal oder im Brandenbertal (NEUWINGER 1970).

Pleistozäne Paläoböden liegen meist am Alpenrand in den außeralpinen Moränen- und Terrassenlandschaften. Holozäne Paläoböden dagegen sind weit verbreitet. Oberhalb der Waldgrenze sind Podsole, Braunerden, Regosole, Lockersyroseme und Rendzinen in Wechsellagerung mit Solifluktsloben oder unter Moränen erhalten. Außerhalb dieser reichen sie bis an die Oberfläche und unterliegen der rezenten Bodenbildung. Damit sind sie als polygenetisch einzustufen. Allerdings meint VEIT (2002), dass die rezente Überprägung minimal ist. Frühholozäne Podsole, die vor 3000 bis 5000 fossilisiert wurden und diejenigen, die bis heute der Verwitterung unterliegen, zeigen makroskopisch keinen Unterschied.

2.3. Einführung in die Dendroökologie

Der Einsatz der Dendroökologie ist in den unterschiedlichsten Forschungsbereichen der Botanik, Bodenkunde, Geomorphologie, Archäologie u.a. äußerst sinnvoll einsetzbar. Einen Überblick möglicher Anwendungen für den Bereich Dendroökologie gibt (SCHWEINGRUBER 1993). Jahrringanalysen erlauben eine kalenderjahrgenaue

Datierung von Ereignissen. So soll auch innerhalb der vorliegenden multidisziplinären Arbeit diese exakte Datierungsmöglichkeit genutzt werden.

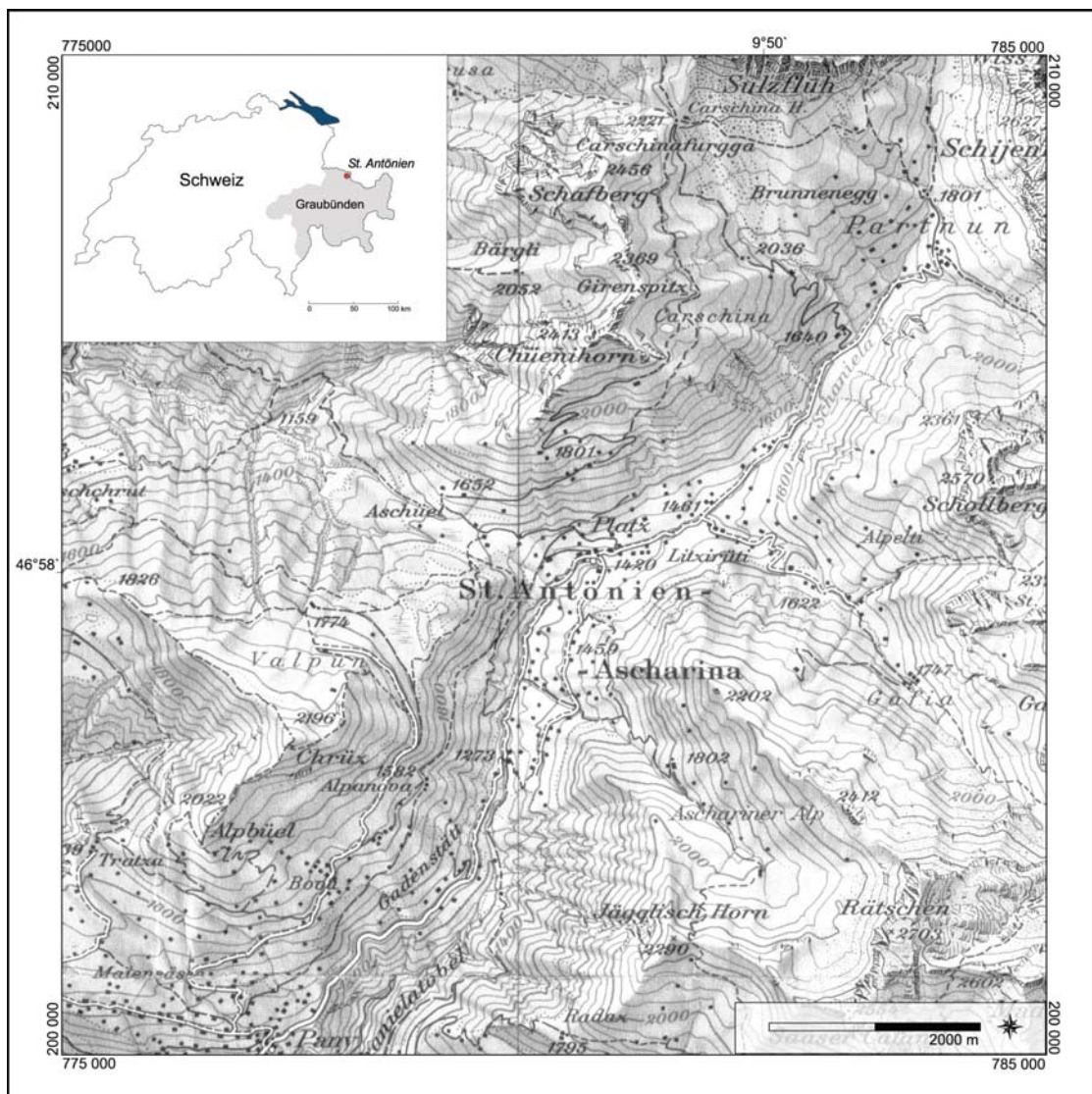
Im Rahmen einer Altersbestimmung und einer dendrogeomorphologischen Studie wird die Dendroökologie in vorliegender Arbeit angewandt, um Wiederbewaldung zu erfassen. Mit der Aufgabe von Alpweiden steigt die Waldgrenze an. Allerdings je nach Standort unterschiedlich schnell. Auch Rippen, die sonst als sichere, vor Lawinen geschützte Standorte gelten, können aufgrund spezieller Bodenverhältnisse ungünstig zum Aufwuchs sein. Geomorphodynamik ist hier als limitierender Faktor für die Wiederbewaldung zu sehen. Die Fachrichtung Dendrogeomorphologie nutzt die Reaktionsfähigkeit von Bäumen, um geomorphologische Prozesse zeitlich zu fixieren. Betroffene Bäume zeichnen diese Prozesse innerhalb ihres Jahrringmusters auf, indem sie Wachstumsreaktionen zeigen (Process-event-response-system: ALESTALO 1971). Einen Überblick auf mögliche Anwendungsbereiche und Methoden in der Dendrogeomorphologie geben ALESTALO (1971), SHRODER (1978) sowie SHRODER & BUTLER (1986).

Mittlerweile gibt es eine Reihe von Arbeiten, die sich dieser Methoden bedient haben: STRUNK (1995) datierte Murgänge, DENNELER (1993), SCHMID (1995), (FANTUCCI & SORRISO VALVA 1999) beschrieben Hangkriechen und -rutschungen, JAKOB (1995) untersuchte die Bewegung von Gelifluktionsloben. Während episodische Abtragungsvorgänge wie Murgänge und Rutschungen gut datierbar sind, stellte es sich als schwieriger heraus, Bodenkriechen anhand von Jahrringuntersuchungen nachzuvollziehen. Um den Kausalzusammenhang zwischen Relief, Boden/Geologie, Vegetation und Schnee zeitlich näher zu bestimmen, werden zwei Fichtenbestände im Bereich der aktuellen Waldgrenze im Hochtal von St. Antönien (Schweiz) auf Lastmerkmale hin untersucht.

3. Der Naturraum

3.1. Geographischer Überblick

Das Hochtal von St. Antönien liegt im Prättigau im Schweizer Kanton Graubünden an der Grenze zu Österreich. Nur eine schmale Straße schlängelt sich von Küblis entlang des Schanielatobels hoch nach St. Antönien (1410 m ü. NN) (Karte 1). Der gleichnamige Schanielabach entwässert das Tal und mündet bei Dalvazza in die Landquart.



Karte 1: St. Antönien, Graubünden (Schweiz) (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1: 100 000; 109 Prättigau-Engadin).

Die Talschaft St. Antönien besteht aus den Gemeinden St. Antönien-Ascharina und St. Antönien. Bis 1978 waren es sogar drei, bis Rüti und Castels sich zu St. Antönien

zusammenschlossen (FLÜTSCH 1976). Die höchstgelegene Siedlung ist Partnunstafel im Talschluss auf einer Höhe von 1763 m ü. NN. Nach walser Art sind die Gemeinden als Streusiedlungen im Tal verteilt. Einzig um die Kirche in St. Antönien Platz gruppieren sich einige Höfe, Hotels, die Post, die Gemeindeverwaltung und die Schule. Umrahmt wird das Dorf von mehreren hohen Gipfeln: dem Chüenihorn (2412 m ü. NN), der Sulzfluh (2817 m ü. NN), der Schijenflue (2625 m ü. NN), dem Gargäler Chöpf (2559 m ü. NN), dem Rätschen- und Jägglishorn (2290; 2703 m ü. NN) und dem Chrüz (2022 m ü. NN).

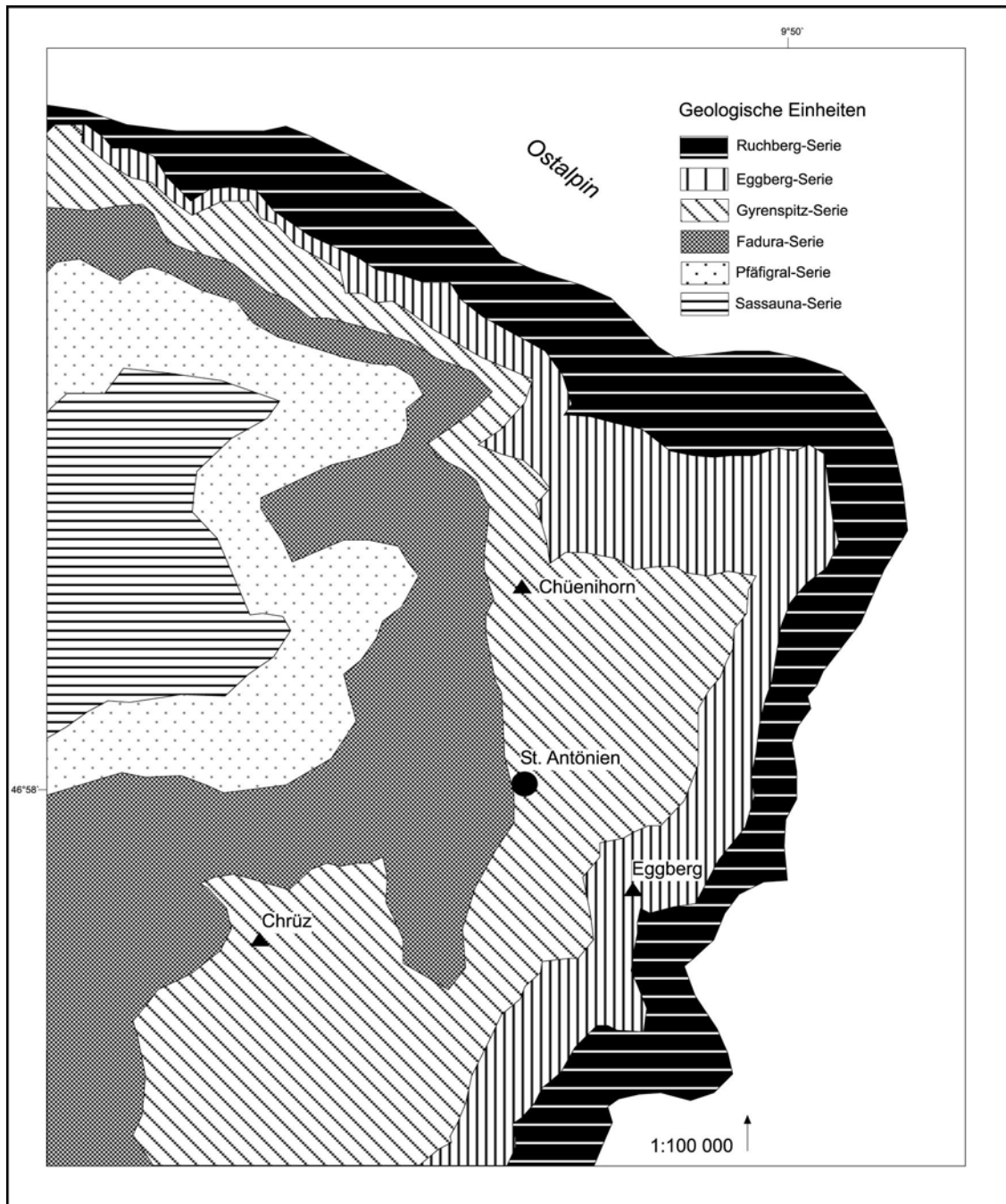
Die Gemeinde St. Antönien (etwa 240 Einwohner) nimmt eine Fläche von 4271 ha ein und Ascharina misst 954 Hektar mit 127 Einwohnern (Statistisches Amt Kanton Graubünden 1995). Augenfällig ist die starke Entwaldung des Tals. Rund 3150 Hektar St. Antöniens werden landwirtschaftlich genutzt, nur 290 als Wald. 60 Hektar davon verteilen sich auf die Gemeinde St. Antönien, 141 auf die Wald- und Alpkooperation Hinter-Aschüel und 9 Hektar auf die Alpkooperation Partnun. Die Aufforstung unterhalb des Chüenihorns umfasst etwa 80 Hektar.

3.2. Geologie

Das Hochtal von St. Antönien liegt im Bereich des Prättigau-Halbfensters, das den Blick auf das komplizierte Deckengebäude der Alpen öffnet. Es tauchen die beiden westalpinen geologischen Großeinheiten, das Helvetikum und das Penninikum, unter dem Ostalpin ab. Da diese Decken im Zuge der Alpenorogenese von Süden, bzw. Südosten nach Norden mehrere 100 km übereinandergeschoben wurden, liegen die ältesten Gesteine oben und die jüngeren unten (BÖGEL & SCHMIDT 1976).

Der Flysch (Unterkreide bis Alttertiär) bildet die weichen Formen im Zentrum des Tals. Er besteht aus Wechsellagerungen von dickbankigen, z.T. kalkhaltigen Sandsteinen und Tonschiefern. Darüber liegt die Sulzfluhdecke aus massigen Tithon-Kalken (Jura), die im Randbereich des Tales steile Wände bildet. Über der Sulzfluhdecke befinden sich im Osten des Tales noch zwei weitere Decken: die leicht ausräumbare, nicht allzu mächtige Arosadecke (Jura) und das Silvrettakristallin (Paläozoikum).

Die ausgewählten Untersuchungsgebiete liegen im Flysch. Dieser ragt zu beiden Seiten des Tals empor und bildet das Chüenihorn, den Eggberg und auch das Chrüz (Karte 1). NÄNNY bezeichnet diese Schichtfolge kurz als „orogene, penninische Schieferserie, eine Trogserie, welche im Gebiet zwischen Rhätikon und Plessur durch eine Serie ... von der Unterkreide bis zum Alttertiär repräsentiert wird.“ (NÄNNY 1949:63).



Karte 2: Geologische Karte der verschiedenen Serien des Flyschs im Hochtal von St. Antonien (NÄNNY 1948, leicht verändert).

Aufgrund der unterschiedlichen Gesteinszusammensetzung schlüsselt er sie weiter auf in die Ruchberg-Serie, Eggberg-Serie, Gyrenspitz-Serie, Fadura-Serie und Pfäfigrat-Serie.



Abb. 2: Flysch am Mittelsäss (Chüenihorn, St. Antönien).

Die Arbeitsgebiete an den Hängen von Chrüz und Chüenihorn liegen im Bereich der Gyrenspitz-Serie. Sie zeichnet sich durch einen Wechsel von Flysch- und Sandkalken sowie Brekzien aus. Als Zwischenmittel dieser harten Bänke treten Lagen von Mergelschiefern auf. Allerdings ist deren petrographische Abgrenzung zur Ruchberg-Serie nicht so einfach vorzunehmen, wie die Arbeiten von TRÜMPY (1916) BLUMENTHAL (1910) im Vergleich zu NÄNNY zeigen. Beide Serien bilden kompakte sandige Gesteinsbänke und rufen harte Terrainformen, wie Rippen und Steilstufen hervor. Der Unterschied im „Gesteinsinhalt“ ist häufig, wenn keine Anwitterungsflächen vorliegen, häufig nur mit Schliffuntersuchungen möglich.

Am NE-exponierten Hang des Eggbergs wird es noch komplizierter, denn es wechseln Ruchberg-Serie, Eggberg-Serie und Gyrenspitz-Serie. Die Eggberg-Serie ist verhältnismäßig gut abgrenzbar, denn sie fällt durch ihren hohen Anteil an Mergelkalen auf.

3.3. Die Gletschergeschichte des Tals

In den 80er Jahren kartierte KOBLE (1994) innerhalb zahlreicher Begehungen die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Der Schaniela-Gletscher aus dem

Hochtal von St. Antönien war ein wichtiger Eislieferant für den Landquart-Gletscher des Haupttals.

Detaillierte Einschätzungen lieferte KOBLER zur glazialen Prägung der Nordabdachung des Chrüzes. Zum **Würm-Maximum** (etwa 18 000 Jahren BP) vermutet er, dass der Gletscher den Berg umfloss und nur noch die Spitze (2195,7 m ü. NN) herauschaute. Zwar reichte das Kristallingschiebe nur bis zur Alp Valpun (1875 m ü. NN), doch nimmt er an, dass das Leitgestein nicht die höchste Eisrandlage dokumentiert, weil es auf lokalem Eis abgelagert und dann talwärts verschoben wurde. Im Stadium von **Hinter Lunden** (circa vor 15 500 Jahren BP) soll das Valpun-Eis noch bis 1774 m ü. NN gelegen haben. Auch das Gross Ried war damals noch von Eislappen erfüllt, die HANDTKE (1980) mit Stirnmoänen belegte. Am Wanderweg St. Antönien-Valpun hat der Riedbach in 1710 m ü. NN Höhe eine Moänen-schüttung mit kristallinem Geschiebe aufgeschlossen. Noch im **Fideriser Stadium** (vor circa 15 000 Jahren BP) traf der Schaniela-Gletscher das Haupttal, aber die Eiszunge über dem Sattel von Aschüel war bereits kleiner geworden. Danach schmolz das Eis ins hintere St. Antöniental zurück. Die glazigene Schüttung des Kloster-Selfraga-Stadiums (vor etwa 14 500 Jahre), die mit dem **Gschnitz-Stadium** des Inntals gleich zu setzen ist, liegt südwestlich der Kirche. Die drei Gletscher der Ganda, des Schafbergs und des Girens spitz stürzten zu dieser Zeit noch mit gemeinsamer Zunge. Der Gletscher aus dem Gafiatal reichte damals noch bis an den Talausgang und hinterließ einen kräftigen Moänenwall. Der nächste Wiedervorstoß, der sich in Form des 300 Meter langen Schuttkörpers an der Abzweigung zur Alp Carschina manifestiert, belegt das **Daun-Stadium** (13 000 Jahre BP). Darauf folgten mit Bölling und Alleröd Warmzeiten, in denen der Carschina-Gletscher bis in eine Höhe von 2000 m ü. NN abschmolz. Erst mit Einbruch der Jüngeren Dryas bildete das Eis zwischen 11 000 und 10 000 Jahren BP die drei Egesen-Stadien aus.

3.4. Rezente Geomorphodynamik

Am meisten fürchten sich die St. Antönier immer noch vor den ins Tal stürzenden Lawinen. Ihr Weg führt durch Tobel¹⁾ bis ins Dorf hinunter. Per Definition sind Lawinen plötzlich abrutschende Eis- und oder Schneemassen mit einer Sturzbahn von mehr als 50 Metern. Sie treten ab einer Neigung von 30° auf (BUNZA et al. 1982; ZENKE & HILDEBRANDT 1983). Mindestens seit vierhundert Jahren, wie die Aufzeichnung von FINZE-MICHAELSEN (1988) in seiner Lawinenchronik dokumentiert, hält der „weiße Tod“ die Bewohner in Atem. Ihren Anfang nahm die Lawinentätigkeit mit den großflächigen Rodungen der Walser im Spätmittelalter. In den 50er Jahren wurde zum Schutz

des Dorfes Wald am Chüeniehorn aufgeforstet und eine Wehr von Lawinenverbauungen installiert. Der Faktor Schnee, wie im weiteren Verlauf des Kapitels ersichtlich wird, ist eine der Schlüsselfunktionen, um Hangabtragungsvorgänge im Hochgebirge zu verstehen.

Massenbewegung und Massentransport

Die Gesamtheit aller Prozesse, die zur Abtragung von Boden und Gestein führen, werden als **Massenverlagerungen** bezeichnet. Diese werden weiter in **Massen(selbst)bewegungen** und in **Massentransport** unterschieden (STAHR 1999). Während Massenbewegungen, wie Sturzvorgänge und Rutschungen gravitativ bestimmt sind, wirkt beim Massentransport maßgeblich ein Medium (Schnee, Wasser) mit. Da Wasser aber häufig beteiligt ist, lassen sich die Prozesse nicht immer klar voneinander trennen (LESER 2003; BUNZA et al. 1982). Abbilder dieser Prozesse sind die Reliefformen. Sie werden unterschieden in Abtrags- und Akkumulationsformen und lassen sich den fluvialen, denudativen, gravitativen Prozessbereichen zuordnen.

Eindeutige Massenselbstbewegungen, wie der **Steinschlag**, dominieren an den schroff empor ragenden Kalkwänden der Sulz-, Drusen- und Schijenfluh. Da dieser nicht gleichmäßig über die Breite der Felswand verteilt ist, sondern entlang von Steinschlag- und Schuttrinnen kanalisiert wird, bauen sich am Fuß der Wand mächtige Schuttkegel auf.

Im Flysch ziehen Tobel durch Wald und Weide. Nur in wenigen Fällen, wie dem Breitwaldtobel, wird die Lawinenbahn zum **Murgang**. Ein Murgang ist eine episodische Massenbewegung einer breiartigen Suspension aus Wasser, Erde und Schutt bis zur ¹⁾Blockformgröße in Wildbächen oder alten Murfurchen im Hang (BUNZA 1982). Im Jahre 1982 brach in dem darüberliegenden Carschinasee eine Lawine ein und nahm Eisplatten und Wasser mit sich, so dass auch enorme Mengen an Lockergestein mitgerissen wurden.

Außerdem wird das Relief von der **Blaikendynamik** geprägt. Blaiken sind vegetationslose oder nur schütter bedeckte Flächen von mehreren Quadratmetern (BECHT & WETZEL 1992). Sie sind an den Hängen sichtbar als „offene Wunden“, helle Stellen im Grün der Alpweiden. Sie treten flächenhaft an den Hängen der Flyschberge des Hochtals auf. Nach SCHAUER (1975), MÖSSMER (1986), BECHT & WETZEL (1992) sind Blaiken Indikatoren für den rezent beschleunigten Bodenabtrag auf den Alpweiden. Nach den zahlreichen eher botanisch orientierten Arbeiten - BLECHSCHMIDT (1989) gibt eine Zusammenfassung - gingen DOMMERMUTH

¹⁾ Tobel, oft auch Rüfen genannt, sind stark eingetiefte Einschnitte in einem Steilhang. Im Hochgebirge stellen sie häufig Leitbahnen für Murgänge und Lawinenbahnen dar.

(1994) und STAHR (1997), die gut untersuchte Materie auch von bodenkundlicher Seite an. Danach bilden sich Blaiken vornehmlich auf offengelassenen Alpweiden mit schluffreichen Böden an den Sonnenhängen (S-SE-Exposition) mit hoher Geomorphodynamik. STEIN (2002) bestätigt dieses Verbreitungsmuster für St. Antönien mit einer Häufung an den S- bis W-exponierten Hängen ab einer Neigung von 25°.

Ihre Genese ist vielfältiger Art. Prinzipiell wird in **Schneeschorfblaiken** und **Blattanbrüche** unterschieden. Mit der schürfenden Wirkung der gleitenden oder rutschenden Schneemasse entstehen Schneeschorfblaiken, die in Hangfallrichtung länger als quer zum Hang ausgebildet sind. Der Schurf setzt häufig da an, wo die Bodenoberfläche durch Mikoreliefstrukturen - dazu zählen auch Steine oder Geäst - eine höhere Rauigkeit aufweist (IN DER GAND 1968b). Dieser Blaikentyp ist beispielsweise im Bereich der Lawinverbauungen an den Steilhängen des SE-exponierten Chüeniehorns entwickelt (Abb. 3).



Abb. 3: Schneeschorfblaiken unterhalb der Lawinverbauungen am SE-exponierten Hang des Chüeniehorns (links). Die Blaie „Schluecht“ am gleichen Hang direkt neben den Aufforstungen (rechts).

Treffen in Bewegung geratene Schneedecken auf größere Hindernisse, wie Felsbrocken, Alpenerlengebüsch oder einzeln stehende Bäume, beginnt der Schneedruck oder Schneeschub auf diese Hindernisse zu wirken. Wird der Baum entwurzelt und stürzt mitsamt seiner Bodenscholle ab, so ist der Beginn einer **Schneedruckblaike** gegeben. Bäume als Verursacher von Blaiken sind im Bereich der Waldgrenze in einer Höhe von 1800 m ü. NN anzutreffen, besonders dort, wo die Wurzeln in tiefgründigen schluffreichen Almboden greifen.

Blattanbrüche sind oval und isohypsenparallel breiter ausgebildet. Charakteristisch ist ihr bogenförmiger Anriss. Ihre mehrphasige Entstehungsgeschichte basiert auf einem zeitlich wie räumlich gesehen komplexen Prozessgeschehen. SCHAUER (1975), BUNZA et al. (1982) und LAATSCH & GROTTENTHALER (1972) sprechen

hier von einer Translationsbodenrutschung. Translationsbodenrutschungen sind flächenhafte Gleitungen auf einer präformierten Rutschfläche, die sich entweder im Boden selbst oder auf der Grenzfläche zum anstehenden Gestein ereignen (BUNZA et al. 1982). Sie ordnen Blattanbrüche also den Massenselbstbewegungen zu.

DOMMERMUTH (1994), STAHR (1997) und STEIN (2002) dagegen gehen von einem nivationsbedingten Massentransport aus. Aber auch SCHAUER (1999) sieht in den meisten Abtragungsvorgängen eine Kombination aus Massenselbstbewegung und Massenschurf. Das Initialstadium der Blattanbrüche sind ein oder mehrere Zugrisse. Sie entstehen entweder durch Bodenkriechen und/oder die gleitende Schneedecke. SCHAUER (1975) macht dafür die bei extensiver Beweidung sich ausbreitenden Horstgräser verantwortlich. Die Scherkraft der Schneemasse wird in ihrer Bewegung gehindert. Bei genügender Schneeauflast und starker Hangneigung (um 30°) kommt es zur hangparallelen Ausbildung von Zugrissen (STEIN 2002). Auslösender Faktor für eine Translationsbodenrutschung ist in der Hauptsache das Wasser (BUNZA et al. 1982). Nach dem Eindringen des Wassers trifft es auf eine stauende Schicht, die als Gleithorizont fungiert. Besonders Böden mit hohem Schluffanteil sind dafür anfällig, denn Böden mit dieser Kornverteilung neigen zur Einzelkornstruktur und zerfließen bei hoher Wassersättigung schlagartig (SIMMERBACH 1971).

STEIN (2002) hält besonders den Grasschollenversatz für einen entscheidenden Prozessabschnitt. Flächenhaft liegt unter dem Wurzelhorizont eine Schicht mit lockerem Bodenmaterial oder auch Hohlräumen. Die Genese der Hohlräume erklärt er mit einer Auswaschung durch Oberflächenabfluss. Insbesondere nach starken Gleit-schneewintern werden sie dann gelöst, von der Schneedecke transportiert und abgelagert.

Am SE-exponierten Hang des Chüenihorns ist der nivationsbedingte Massentransport nicht immer von der Translationsbodenrutschung zu trennen, denn im Untergrund liegen oftmals mergelige Lagen des Flyschs. Er dient dann als Gleitbahn des oberflächennahen Untergrunds. In diesem Fall würde das Gleiten des schluffreichen Solums über der Mergelschicht als Translationsrutschung bezeichnet (LAATSCH & GROTENTHALER 1972). Anderenorts ist die Blaikengenese eher als Massentransport im Sinne von STAHR (1997), DOMMERMUTH (1994) und STEIN (2002) anzusprechen.

Eine Ausweitung der Blaikten stellt sich bei linear-erosiver Vertiefung der Blattanbruchoberfläche ein. Diese ist häufig, wenn sich unweit der Abrisskante Quellaustritte von Hangzug – und Schmelzwasser bilden. Insbesondere im Frühjahr, wenn der Hang während der Schneeschmelze wasserübersättigt ist, bilden sich Rinnen, Rillen oder sogar Runsen aus. Solche Rinnen und Runsen sind häufig bevorzugte

Lawinenbahnen, deren Schurfleistung zusätzlich als Abtragungskomponente mitwirkt (STEIN 2002). Am Ende dieser Prozesskette steht dann ein regelmäßig schuttfördernder Tobel. Ein Beispiel ist die Blaike von Schluecht am SE-exponierten Hang des Chüeniehorns oberhalb von Castels. Seit einigen Jahren liefert sie nach der Schneeschmelze neben dem stark mit Feinmaterial angereicherten Abfluss auch Geröll.

Ein anderes weidewirtschaftliches Phänomen ist die Treppung des Reliefs durch Viehtritt (Abb. 4)



Abb. 4: Auf der Alp Valpun am NE-exponierten Hang des Chrüzes: Schnee zeichnet die Viehgangeln nach (links). Entlang von hochfrequentierten Viehgangeln bilden sich im Alpenrosengürtel Huftrittlöcher, die sich nach Niederschlägen oder der Schneeschmelze mit Wasser füllen (rechts).

Diese Viehgangeln überziehen die Flyschhänge aller Expositionen. Bei zu starkem Begang oder dem Betreten bei hohem Wassergehalt des Hangs weiten sich Viehgangeln aus. Wenn Rasenstücke mit Bodenmaterial losgetreten werden, wird von Narbenversatz gesprochen. In diesen Bereichen wird der Boden weiter verdichtet und in kleinräumigen Verebnungen, Mulden und Huftrittlöchern sammelt sich verstärkt Niederschlagswasser. Der vernässte Standort verliert an Stabilität. Dies ist am Hang der Straße Valpun und südlich vom Mittelsäß der Alp Carschina zu beobachten (Abb. 4). Die Hangpartie wird häufig vom Vieh passiert.

Fortgesetzte lokale Überweidung weitet die Narbenversatzschäden aus. Narbendurchstiche lösen die Grasnarbe weiter auf und es kommt zur Blaikenbildung (HORN 1984). Extensive Beweidung fördert die Ausbreitung der Alpenrosensträucher. So haben sich durch die geringe Beweidungsintensität ein breiter Alpenrosengürtel über die NNE-exponierten Hänge des Chrüzes und des Eggbergs gelegt. Vom Vieh umgangen und abgetreten, bilden sich zahlreichen Schollen, die bei nasser Witterung vom Vieh beschädigt oder umgetreten werden.

Bodenerosion

Bodenmaterial, Fest- oder Lockergestein wird gelöst und fortbewegt. Ein wesentlicher Prozess ist die Bodenerosion. Es wird unterschieden in Flächen-Schichterosion, Rillenerosion, Rinnerosion, Furchenerosion und Graben- oder Gullyerosion. Besonders anfällig gegenüber der Erosion sind Böden mit hohem Schluffanteil, wie sie für den Flysch im Hochtal von St. Antönien charakteristisch sind. Tonige Böden dagegen weisen eine höhere Kohäsion auf, sandige bis kiesige ein höheres Korngewicht und eine günstigere Versickerungsrate. Am wenigsten anfällig gegenüber Erosion durch Wasser sind Böden aus Lehm, die eine ausgeglichene Verteilung aller Korngrößengruppen besitzen (AUERSWALD 1998). Flächenhafter Abtrag durch Regentropfenaufprall (Spritzerosion, Splasherosion), Oberflächenabfluss (Schneeschnelzerosion, Starkregenabfluss) trifft oft Flächen, die ihrer Vegetation beraubt wurden (RICHTER 1998).



Abb. 5: Oberflächenhafter Abfluss zur Schneeschnelze auf der Alp Gafia (links). Schrota- und Breittobel am SE-exponierten Hang des Chüenihorns führen zur Schneeschnelze Lawinen und Muren.

Bodenerosion tritt an den Hängen des Alpentals in den Hintergrund. Die Abtragung der Erdoberfläche durch fließendes Wasser, sei es als Regen oder Schneeschnelze, wird von der Grasdecke der Alpweiden ausreichend geschützt. Spül-aquatische Prozesse greifen nur in den Blaiken und anderen vegetationslosen Bereichen. Dort sammeln sich allerdings die Wassermengen als linearer Abfluss in Rinnen (Tiefenlinien). Diese vergrößern sich zu einem Rinnensystem und fluviale Prozesse beginnen zu wirken. Es entstehen Tobel wie der Hütten- und Schwenditobel am Hang des Chrüzes, zwischen Rotwald und Hundmeder am Chüeniehorn oder auch der Bärentobel des Eggbergs (Abb. 5). Sie dienen häufig auch als Lawinenbahnen. Bereiche ständiger fluvialer Dynamik stellen Bachläufe dar. Sie unterliegen überwiegend linienhafter Erosion, die auch hier besonders zur Schneeschnelze und nach Starkregen greift. Dann kann es

zu einer Verkettung mit Massenverlagerungen in Form von Rutschungen an übersteilten Einhängen von Wildbächen kommen (BUNZA et al. 1982).

Äolischer Transport spielt sicher in den höheren Regionen der Kalk- und Silikatmassive bei schütterer Vegetation eine Rolle. So hat GRUBER (1980) mit Messungen einen jährlichen Auftrag von 1000 kg/h nachgewiesen.

3.5. Böden

Eine Kartierung des Tals im bodenkundlichen Sinn gibt es nicht. AUER (1950) nahm im Rahmen seiner botanischen Erhebung einige Bodenprofile auf. Der geologischen Vielfalt folgt die pedologische. In den Kalkgebieten dominieren Rohböden, Tangelrendzinen mit ihrer charakteristischen Rohhumusauflage, Rendzinen und an seltenen geschützten Lagen Terra fusca-Rendzinen. In den hohen Lagen (subnival) der Silikatbereiche mit schütterer Vegetationsbedeckung befinden sich Böden im Entwicklungsstadium Ranker. In den Deckschichten des heterogenen und leicht verwitterbaren Flyschs finden sich unterschiedlichste Erosions- und Entwicklungsstadien des Podsoles. Sie werden ein Hauptuntersuchungsgegenstand dieser Arbeit sein.

3.6. Klima

Obwohl das Prättigau nach der naturräumlichen Gliederung von GUTHERSON (1973) den Zentralalpen zugeordnet wird, ist es klimatisch noch den ozeanisch getönten Randalpen angehörig. Da die West-Winde Zutritt in die Täler haben, werden Niederschlagsmengen zwischen 1000 und 1600 mm im Jahr erreicht.

Das Lokalklima von St. Antönien wird von zwei geomorphologischen Charaktereigenschaften bestimmt. Der tiefe, glazial erweiterte Sattel von Aschüel lässt die aus NW niederschlagsbringenden Winde hereinströmen und die Bergketten des Rhätikons wirken niederschlagsstauend. Es fällt ein jährlicher Niederschlag von 1400 mm (1901-2003) (UTTINGER 1949; METEO-SCHWEIZ 2003). Die Hauptniederschlagsmenge wird in den Sommermonaten von Juni bis August erreicht. Die Gegend gehört zum Prättigauer sommerlichen Gewitterzug.

Die Winter sind relativ mild, aber schneereich. Innerhalb der letzten 30 Jahre wurde mehrfach die Zwei-Meter-Grenze überschritten. Aber es treten auch schneearme Winter auf, in denen Höhen von einem Meter nicht überschritten werden.

3.7. Vegetation und Nutzung

Im Gegensatz zu anderen bündner Bergtälern bietet das Hochtal mit seinen marginalen Waldbeständen ein ungewohntes Bild. So erinnert es eher an eine Landschaft der alpinen Stufe, denn an eine der subalpinen. Dies ist auf die intensive Bewirtschaftung und Lawinentätigkeit zurück zu führen. Mit nur 7 Prozent Wald- und Gebüschanteil ist die Gemeinde damit das Schlusslicht im Prättigau. Die Alpwirtschaftsflächen dagegen machen 49,1 Prozent aus, nur Fideris liegt mit 57,1 Prozent darüber (STATISTISCHES AMT KANTON GRAUBÜNDEN 1996).

Der Bauer in St. Antönien ist Viehzüchter. Die Grundlage bildet das „ausgezeichnete Grasland“, denn der Flysch verwittert rasch und liefert fruchtbare Böden (FLÜTSCH 1976). Bereits im 18. Jahrhundert beschrieb SERERHARD (1742) St. Antönien als „ein wildes, wüstes Tal, den Schnee-Läuwinen stark unterworfen, doch in der Flüssigkeit des Heuwachses ist es unvergleichlich, der fette Boden beladen so dick und schwer mit Gras, dass es mit Mühe zu dörren ist.“

Die heutige Kulturlandschaft ist geprägt durch eine jahrhundertlange isolierte Bewirtschaftung der Walser. Sie nutzten nicht nur hochgelegene Bereiche, sondern auch schlechte Standorte (GUTERSOHN 1961). Negative Begleiterscheinung waren jedoch die verheerenden Lawinen (Kap. 4). Noch bis in die 60er Jahre verhinderten die erheblichen Entfernungen zwischen den Nachbarn eine gemeinsame Wirtschaft. Aus diesem Grund hat sich der Charakter von Streusiedlungen und Einzelsennerei der walserischen Kulturlandschaft erhalten, wenn auch der Wandel in der Landwirtschaft seine Spuren hinterließ und Flächen aufgegeben wurden. Bis heute sind unterschiedliche nutzungsbedingte Vegetationsgesellschaften zu erkennen: Fettwiesen entlang des Talbodens, an den Flanken der Südhänge bewässerte Wiesen, dessen verwachsene Rinnen nur noch schwach zu erkennen sind und weiter oben gelegene Mähwiesen (HANSEMANN 1999).

Aus den verschiedenen Nutzungsarten und dem Standortmosaik der drei geologischen Formationen Kalk, Kristallin und Flysch ergibt sich die enorme Artenvielfalt. Vegetationskundlich ist das Hochtal deshalb schon früh aufgesucht worden. SCHRÖTER widmete ihm 1885 die erste Gebietsmonographie der Schweiz und auch BRAUN-BLANQUET & RÜBEL (1932) hatten sich sicher nicht ohne Grund in das abgelegene Tal verirrt.

Aufgrund der starken Nutzung des Tals gliedert sich die Höhenstufung der Vegetation wie folgt (AUER 1950):

montaner Fichtenwald	(1200 – 1750 m ü. NN)
subalpiner Fichtenwald	(1700 – 2000 m ü. NN)
Grünerlenbestände	(1700 – 2000 m ü. NN)
Alpenrosen-Kleinstrauchgürtel	(1850 – 2100 m ü. NN)
Bärentrauben-Wachholdergesellschaft	(bis 2500 m ü. NN)

Montaner Fichtenwald

Der montane Fichtenwald (*Piceetum montanum*) reicht selbst in Schattenlage bis auf 1700 m ü. NN herauf. Die Fichte bildet dort natürlicher Weise ausgedehnte reine Bestände, die stark zur Gleichförmigkeit neigen. Charakteristisch ist die fehlende Strauchschicht. Hingegen wird der Boden von einer verhältnismäßig reichen Gras-Krautschicht bedeckt.

Subalpiner Fichtenwald

Der subalpine Fichtenwald (*Piceetum subalpinum*) bildet in St. Antönien die obere Waldgrenze auf einer Höhe von 1700 bis 1900 m ü. NN. Die potentielle Waldgrenze dagegen liegt bei etwa 2100 m ü. NN. Zusammenhängende Waldgebiete sind selten: Nur am NW-exponierten Hang des Eggbergs, der Rütliwald, am Fuß bis zur Trogschulter des SE-exponierten Hangs des Chüeniehorns, der Breit-, Saga- und Fuchswald und unterhalb des Chrüzes, welches aber nicht mehr zur Gemarkung von St. Antönien zählt, ist der subalpine Fichtenwald noch in größerer Ausdehnung vorhanden (Karte 2). Die Gebirgsnadelwälder nehmen die typische Walz-Form an, um den Schneemassen zu trotzen (MAYER et al. 1997). Da sie meist in Rotten wachsen, entsteht ein Kleinmosaik von schattigen und sonnigen Standorten. In schattigen Lagen nimmt ein Heidelbeer-Moos-Teppich den Boden ein und in sonnigen das Reitgras (*Calamagrostis villosa*). Diese Bodenvegetation verhindert in Kombination mit der Waldweide die Verjüngung. Um Überalterung entgegen zu wirken, wurde der Breitwald in den 90er Jahren künstlich durch Neupflanzen verjüngt.

Grünerlengebüsch und Hochstauden

Entlang von Tobeln, Lawnenbahnen und in wasserzügigen Hangbereichen siedelt sich bevorzugt das Grünerlengebüsch (*Alnetum viridis*, Br.-Bl) an. Das bis zu vier Meter hohe Gebüsch wird im Unterwuchs häufig von feuchtliebenden Hochstauden und

Sträuchern (*Adenostylion alliariae*) begleitet. Welche Rolle die Grünerle im Hinblick auf Erosions- und Lawinenschutz spielt, ist umstritten. Auf der einen Seite fungiert sie als Pioniergehölz und Bodenfestiger und auf der anderen Seite fördert sie Lawinen, denn sie erträgt Schneedruck aufgrund ihres Bogenwuchses gut. Dadurch sammeln sich Schneemassen auf ihr an, die ab einer bestimmten Schneehöhe abrutschen und Lawinen auslösen können. (MAYER et al. 1997; RUBLI 1974).

Alpweiden

Oberhalb des Fichtenwalds bildeten sich auf beweideten Arealen Borstgrasrasen (*Nardetum alpigenum*, Br. Bl. 1950) als typische Gesellschaft für subalpine Weiden aus. Beim Absinken der Beweidungsintensität breiten sich die rostblättrige Alpenrose (*Rhododendron ferrugineum*) und andere Zwergsträucher aus. Die noch beweideten Lücken zwischen den Alpenrosenschollen nimmt der Borstgrasrasen ein. An trockenen, warmen Orten entwickelt sich die Bärentrauben-Wachholdergesellschaft (*Junipero-Artcostaphyletum*) (AUER 1950).

4. Historie

Das Hochtal von St. Antönien erscheint aus vor- und frühgeschichtlicher Sicht fast als weißer Fleck auf der Karte. Die Quellen mehren sich erst ab dem Spätmittelalter mit dem Einzug der Walser in die Talschaft. Im Vergleich mit dem österreichischen Montafon und anderen Teilen Graubündens, wie dem Engadin, Oberhalbstein, dem Bündner Oberland oder auch dem Churer Rheintal, wurde dem Prättigau allgemein weniger archäologische Beachtung geschenkt. Theoretisch eignen sich die Südhänge mit ihren Terrassen aber ebenso gut zur Besiedlung. Oftmals zeigt die Auswertung natürlicher Archive, dass der Mensch schon früher anwesend war, als die Fundsituation Auskunft gibt. Das Fehlen von Siedlungsplätzen und Fundkomplexen stellt also eher eine Forschungslücke als Fundleere dar (RAGETH 1991; KRAUSE et al. 2004).

Fundplätze im alpinen Raum aufzuspüren ist ein schwieriges Unterfangen, denn oft sind ehemalige Siedlungsplätze tief unter Muren oder Hangrutschungen begraben oder aufgrund der hohen Hangdynamik sind ehemalige Landoberflächen erodiert. Ebenso geben Wald und Weide Scherben und andere menschliche Zeugnisse nicht so einfach wieder an die Außenwelt ab wie stetig umgepflügte Äcker. Abgesehen davon war die Siedlungstätigkeit in der Höhe nie so rege wie in den tieferen Lagen entlang von Handelswegen. Systematische Forschungsarbeiten sind selten finanzierbar.

Die Bärenhöhlen der Sulzfluh und ihre paläolithischen Funde

In der Alt- und Mittelsteinzeit (Paläolithikum und Mesolithikum) zogen Wildbeuter, Sammler und Jäger durch das Hochgebirge. Feuerstellen, Steingeräte und Speiseabfälle in Höhlen bezeugen ihre Anwesenheit. In einem Höhlensystem des Drachenlochs oberhalb von Vättis in der Nähe von Chur wurden 100 000 Jahre alte Feuerstellen gefunden (MEIER 2004).

Einen ersten Hoffnungsschimmer für den Beweis von Streifzügen der Menschen durch das Hochtal von St. Antönien lassen Bärenknochen in den Sulzfluhhöhlen zu. Die bereits im Jahr 1882 von CATANI und POL erwähnte Höhle liegt an der Flanke des Gipfels der Sulzfluh. In der Apollhöhle kamen neben Höhlenbärenknochen auch Braunbär, Wolf und Vielfraß zu Tage. Das Alter der Knochen wurde auf 80 000 bis 120 000 Jahre datiert (Riss-Würm Warmzeit) (RABEDER 1995).

Mesolithikum – Neolithikum (ab 5000 v. Chr.)

Erste Siedlungen im Mesolithikum entstanden entlang von breiten Durchgangstälern oder in der Höhe wurden temporär aufgesuchte Rastplätze nachgewiesen FEDELE (1992, 1996). Es sind meist Fundplätze im „alpinen Grasland-Horizont“. Steinartefakte aus Silex und Bergkristall kommen häufig direkt an der Oberfläche vor, so auch auf dem „Cavelljoch“ und „Schlappiner Joch“, die Übergänge ins Hochtal von St. Antönien darstellen. .

Die ältesten Siedlungsfunde Graubündens wurden in Mesocco-Te Nev gemacht (Spätmesolithikum/Frühneolithikum). Spätestens ab dem Neolithikum bildeten die Landwirtschaft mit Ackerbau und Viehzucht neben der Jagd das wichtigste wirtschaftliche Moment. Im Räthikon tauchen mesolithische Höhenfunde an den Passübergängen Schlappiner Joch und Schweizertor auf und es wurde ein vermutlich jungsteinzeitliches Steinklingenfragment aus dunkelrotem Radiolarit im St. Antönien-nahen Schiers-Stels (Flur Prodavos) gefunden (WISCHENBARTH 2000).

Bronzezeit (2200 – 800 v. Chr.)

RAGETH (2000) bezeichnet den Eintritt in die Bronzezeit nicht als eigentliche Zäsur, denn bereits in der fortgeschrittenen Phase der Jungsteinzeit wurden erste Gerätschaften aus Kupfer hergestellt. So mag der Beginn ebenso früher angesetzt werden. Die Suche der Menschen nach Erzen könnte ein Grund gewesen sein, auch höhergelegene Gebiete zu erschließen. Im Montafon ist für diese Zeit eine Höhensiedlung nachgewiesen (KRAUSE 2001). Im nahegelegenen Schiers-Montagna wurde 1927 ein Hort- und Depotfund aus der Spätbronzezeit gemacht, der im Zusammenhang mit möglichem Bergbau und Metallhandel gesehen wird. Neben verschiedenen Bronzeobjekten waren auch Barren, Gusskuchen und „fladenartige“ Objekte im Boden vergraben mit denen in dieser Zeit gehandelt wurde (KELLER-TARNUZZER 1935; RAGETH 1991, 2000). Auch der Passübergang Schlappiner Joch wurde weiter genutzt.

Die Bewohner der bronzezeitlichen Dörfer im bündnerischen Alpenraum waren Bauern, die sich von Ackerbau und Viehzucht ernährten. Das Ackerland wurde bis in höhere Lagen durch Brandrodung der walddreichen Landschaft abgerungen. Oberhalb der bronzezeitlichen Siedlung von Ramosch-Mottata sind heute noch im Gelände bronze- bis eisenzeitliche Ackerterrassen nachvollziehbar (RABA 1996). Auch die pollenanalytischen Untersuchungen von ZOLLER & ERNY-RODMAN (1994) zeichnen ein Landschaftsbild mit beginnendem intensiveren Ackerbau um 2200 – 2150 v.Chr. nach.

Tab. 3: Kulturepochen in Graubünden (nach RAGETH 2000, leicht verändert).

Epoche		Zeit (n. Chr. / v. Chr.)	N- und Mittel- bünden
Neuzeit	Neuzeit - NZ	1492 - heute	
Mittelalter	Spätmittelalter – S-MA	1492-1300	Walser
	Hochmittelalter – H-MA	1300- 800	Romanische Bev.
	Frühmittelalter – F-Ma	800 - 476	Romanische Bev.
Römische Zeit	Römische Zeit – RZ	476 n Chr.- 15 v.Chr.	römisch
Eisenzeit	Jüngere Eisenzeit, Latène – J-EZ	15 –450 v. Chr.	Alpenrheintalgruppe: Graffiton u.a. Schnellerkeramik
	Ältere Eisenzeit, Hallstatt - A-EZ	800 – 450 v. Chr.	Taminser Keramik Bem. Hallstattkeramik
Bronzezeit	Spätbronzezeit – S-BZ	800 – 1350 v. Chr.	Urnenfelderkultur und Laugen-Melaun
	Mittelbronzezeit – M- BZ	1350 – 1550 v. Chr.	
	Frühbronzezeit – F-BZ	1550 – 2200 v. Chr.	inneralpine Bronzezeit
Neolithikum	Glockenbecher	2200 – 2400 v. Chr.	Cazis-Petrushügel
	Schnurkeramik	2400 – 2750 v. Chr.	
		2750 – 3250 v. Chr.	
	Horgen	3250 – 3500 v. Chr.	
	Unbenannte Epoche	3500 – 3950 v. Chr.	
	Pfyn/Cortailod – klassisches und spätes NL	3950 – 4500 v. Chr.	Chur Areal Zindel und Ackermann
	Lutzengütli – spätes Rössen; Cortailod acien		

Eisenzeit (800 v. Chr. bis 16/15 v. Chr.)

Eisenzeitlicher Bergbau ist in Graubünden für das Oberhalbstein und das Oberengadin sicher belegt und in anderen Talschaften, wie im Schams, Rheinwald und im Unteren-
gadin nachgewiesen. Außerdem sind Einflüsse aus nördlicher und südlicher Richtung

spürbar, die einen ausgeprägten Handel über die Alpenpässe widerspiegeln. Die Klimaverschlechterung zu Beginn der Hallstattzeit hat sich auf die Verteilung der Siedlungen nicht ausgewirkt. Sie bleiben weitgehend bestehen.

Mit der älteren Eisenzeit bildet sich in Nord- und Mittelländern ein eigenständiger Kulturkreis heraus, der als „ältereisenzeitliche Alpenrheintalgruppe“ bezeichnet wird. Er lässt starke Anlehnung an den keltischen Hallstattkreis des Schweizer Mittelandes und Süddeutschlands erkennen und grenzt sich durch eine eigene Keramik, die „Taminser Keramik“ ab. Aus dieser Gruppe entwickelt sich in der Latènezeit die „jüngereisenzeitliche Alpenrheingruppe“. Dennoch ist der Einfluss der Laugen-Melaun-Kultur des rätischen Kreises nicht auszuschließen. Das Hochtal von St. Antönien liegt genau in der Grauzone zwischen den beiden Kulturen. Unter einer spätrömisch-frühmittelalterlichen Schicht begraben, fand sich im nahegelegenen Schiers (Montagna) ein eisenzeitlicher Siedlungsplatz mit Funden aus der mittleren und späten Latènezeit. Zumindest in der späteren Eisenzeit mehrten sich damit die Hinweise, dass dieser Landstrich dem großen keltischen Kreis angegliedert war.

Nun taucht auch in Ascharina (St. Antönien), genauer im Gürgetsch, eine zierliche Lanzenspitze aus Eisen mit auffallend schmaler Tülle auf. Die Schlankheit des Lanzenblattes spricht für eine Datierung in die mittlere bis späte Latènezeit (ZÜRCHER 1982). Weitere Höhenfunde, meist Lanzenspitzen, treten im Schlappiner Joch und Gargellen auf.

Römische Zeit (15 v. Chr. – 476 n. Chr.)

Aus römischer Sicht waren die Alpen „schrecklich und gefährlich“, aber nicht unüberwindbar, so beschrieben von dem Historiker Polybios im 1. Jahrhundert v. Chr. und dem Geografen Strabo zur Zeit von Augustus (27 v. Chr. – 14 n. Chr.). Im Jahre 15 vor Christus eroberten die Stiefsöhne von Augustus Tiberius und Drusus dann das Alpengebiet (MARTIN-KILCHER & SCHAER 2000).

Unter Claudius (41 - 54 n. Chr.) wurde die Provinz Rätien mit Hauptstadt Augsburg gegründet. Aber auch Chur (Curia) ist als Verwaltungszentrum belegt und übernimmt im 4. Jahrhundert mit der Aufteilung in Rätia I und Rätia II Hauptstadtfunktion. Das „keltische, rätische und leptonische Substrat“ verschwand zwischen dem 1. und 4. Jahrhundert und wurde gegen römisches Kulturgut getauscht. Die Romanisierung reichte in alle Bereiche hinein, wie Religion, Kultur und Sprache. Im Prättigau deuten verschiedene Münzfunde auf ihre Anwesenheit hin. Außerdem wurde ein spätrömischer Kalkbrennofen in Schiers Chrea ausgegraben.

Das Mittelalter und die romanische Bevölkerung (476 – 1200 n. Chr.)

„Die Geschichte des frühmittelalterlichen Rätians liegt auch heute noch weitgehend im Dunkeln“ (SCHNEIDER-SCHNEKENBURGER 1979). Zwei kleine Kirchenanlagen mit Gräbern, wiederum in Schiers, sind die bedeutendsten Zeugnisse dieser Zeit im Prättigau. Außerdem belegen zahlreiche Kleinfunde eine Siedlungskontinuität von der Spätantike bis ins Frühmittelalter.

Aus der Übergangszeit vom Hoch- zum Spätmittelalter, der frühen Burgenzeit, wurde auf der Chrea von Schiers ein Wohngebäude aus dem 12. oder 13. Jahrhundert entdeckt. In Pany wurden möglicherweise Reste einer Burg aus dem 13. -15. Jahrhundert gefunden (RAGETH 1991). Wann die Romanen das Hochtal besiedelten oder zumindest intensiver alpweidewirtschaftlich nutzten, ist archäologisch nicht belegt. Nur über die Etymologie ist ihre Anwesenheit bis zum Talschluss nachweisbar. So sind die höhergelegenen Weidegebiete (Alp Gafia, Alp Partnun, Alp Valpun) wie die Siedlungen Castels und Ascharina mit romanischen Namen belegt (SCHORTA 1988).

Einzug der Walser (13./14. Jahrhundert n. Chr.)

Der vorhandenen Literatur zufolge gilt es als unbestritten, dass St. Antönien eine Walserkolonie war. Allein über den Zeitpunkt und die Herkunft der ersten deutschen Siedler aus dem Wallis ist nichts Genaueres bekannt.



Abb. 6: Der Heuzug in St. Antönien, Ankunft der „Burdenen“ im Thal (SCHRÖTER 1895:12).

Der Freiheitsbrief der Walser von Davos (1289) markiert den Beginn der Besiedlung in der Region (RIZZI 1991). Die Freiherren von Vaz (1250 - 1338 n. Chr.) haben als erste weltliche Feudalherren in St. Antönien Land besessen und förderten die Ansiedlung der Walser Kolonisten. Es ist dabei zu harten Zusammenstößen

mit der rätischen Urbevölkerung und den nachgesiedelten Deutschen gekommen (LIVIER 1936). Nach ZIMPEL (1968) kamen die ersten Walser von Schlappin aus über die Ascharina Alp, den Eggberg entlang und siedelten zuerst in Gafien, Egga und Dörfij. Bis zum 15. Jahrhundert breiteten sie sich im gesamten St. Antöniertal aus.

1493 n. Chr. wurde die Kirche in Platz fertiggestellt. Dass dies kein sicherer Standort vor Lawinen war, zeigte sich im Laufe der folgenden Jahrhunderte. Aber „von Leue (Lawinen) wusste man noch nichts. Der Wald war noch schön und herrlich und überall mächtig“ (FLÜTSCH-GANSNER 1993). Im Widerspruch zu diesem Zitat stehen die ab 1480 aufgesetzten Waldbannbriefe. Sie wiesen bereits damals auf die existenzbedrohenden Folgen hin und reifen zu einer Schonung der Wälder auf. Trotz dieser „Bannung sind die Wälder stark dezimiert worden“, schreibt Chronist Landammann Engel



Abb. 7: Der weisse Tod. Holzschnitt von STUMPF (1548) in RIZZI (1991).

„Rüti“ (rüten=reuten, ausreißen), „Brand“, „Bremboden“ (= Brennboden) und „Rungspitz“ (runcare = reuten) sind nur eine Auswahl der zahlreich vertretenen Ortsbezeichnungen im Tal, die auf Entwaldungen hinweisen. Die Walser brauchten das Land, denn sie lebten von Rindviehzucht und Milchwirtschaft. Wo Getreide nicht wächst, Hanf und Flachs nicht angebaut werden, ist die Selbstversorgung aber kaum möglich. Sie waren auf den Handel angewiesen. Brot war dennoch eine Seltenheit, ein Festessen (LIVER 1936). Ab dem 17. Jahrhundert wird die Geschichte

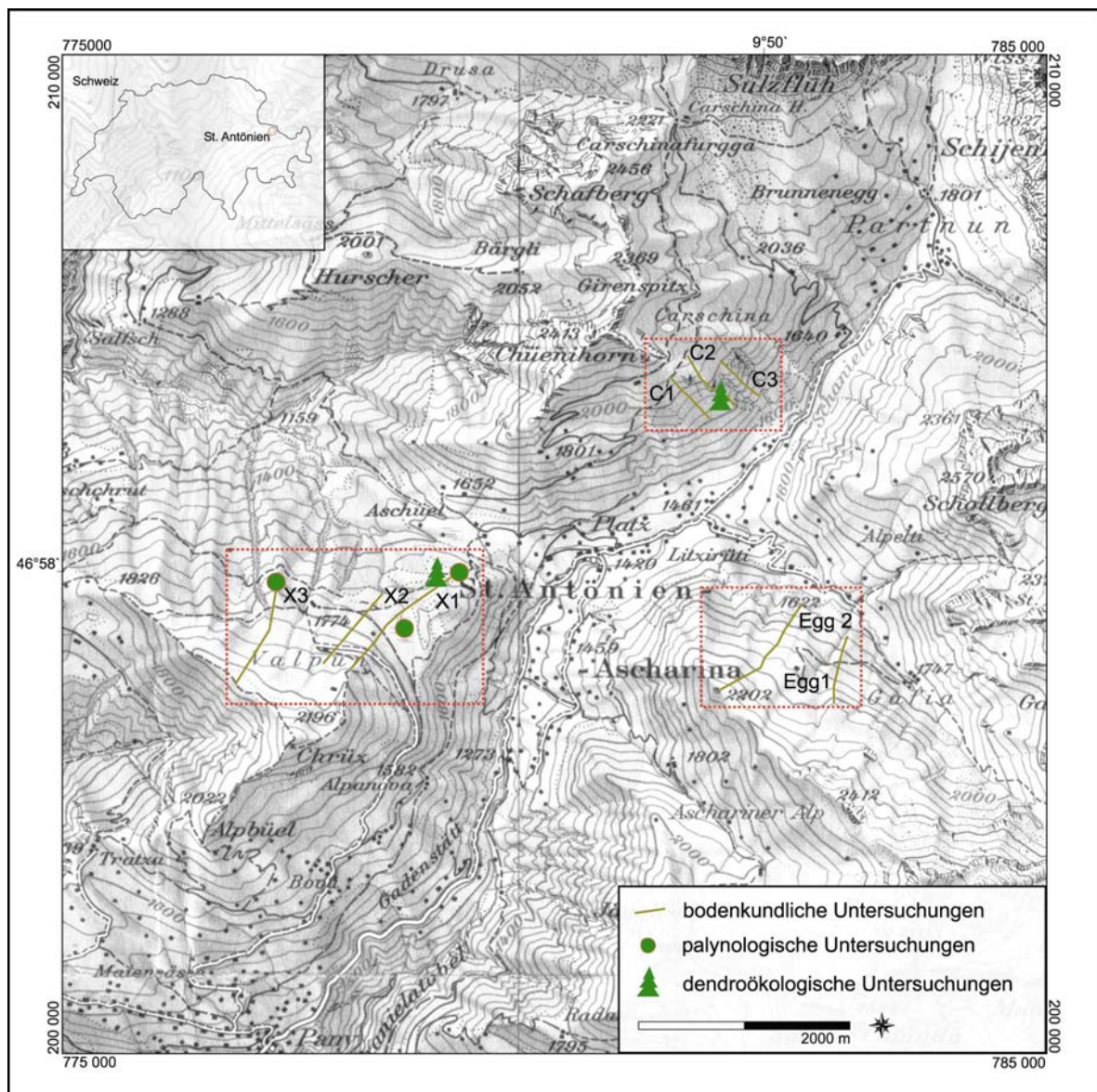
Lawinenkatastrophen schriftlich festgehalten. Sie sind die Folge der großflächigen Entwaldungen. Bis heute begleitet der „weiße Tod“ (Abb. 7) die Bauern im Tal, wie das Buch „Die Geschichte der St. Antönier Lawinen“ wird von FINZE-MICHAELSEN (1988) anschaulich dokumentiert.

Mit dem Bergbau im 16. Jahrhundert erreichten die Rodungen der Walser ihren Höhepunkt. Die Existenz der Grube „St. Anton“ im Gafiatal ist 1588 im Verzeichnis vom Gericht Davos festgehalten. Ebenso soll die Bezeichnung „Butzkammer“ eine Reminiszenz an dieses Erzbergwerk sein (SCHRÖTER 1895). In diesem Zusammenhang sieht er auch den „uralten Saumweg“, der möglicherweise deshalb seinen Verlauf auf „der viel ungünstigeren linken Thalseite wählte“ (SCHRÖTER 1895 : 219). Der „uralte“ Saumweg führte vermutlich oberhalb der damaligen Waldgrenze entlang des Jägglins horns hin durch das Ascharinatal, um dann am Eggberg ins Gafiatal einzubiegen. Noch heute ist sein Umlauf unterhalb des Eggbergs deutlich nachzuvollziehen.

Teil II

1. Blick auf die Untersuchungsgebiete

Für den Methodenverbund wurden drei Testgebiete an den Hängen der Flyschberge Chrüz, Eggberg und Chüenihorn ausgewählt. Die Standorte der verschiedenen Untersuchungen aus der Bodenkunde/Geomorphologie, Palynologie und Dendroökologie sind in der Übersichtskarte abgebildet.



Karte 3: Lage der Untersuchungsgebiete im Hochtal von St. Antonien (Schweiz)

(Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000; 109 Prättigau-Engadin).

Tab. 4: Übersicht der angewandten Fachdisziplinen in den drei Untersuchungsgebieten Chrüz, Eggberg und Chüenihorn im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).

NE-exponierter Hang des Chrüzes	NE-exponierter Hang des Eggbergs	SE-exponierter Hang des Chüenihorns
Bodenkunde Catena X1 Capelgin-Valpun Catena X2 Groß Ried-Valpun Catena X3 Schal- Bravis Aufnahme und Laboranalysen von Bodenprofilen	Catena Egg I Catena Egg II Aufnahme und Laboranalysen von Bodenprofilen	Catena C1 Catena C2 Catena C3 Aufnahme und Laboranalysen von Bodenprofilen
Palynologie Moor Capelgin Moor Groß Ried Hangmoor Valpun (nur Prospektion) Oberflächenproben (Moos- polster) Weidehorizonte Ah-M Spülsedimente	ausgewählte Bodenhorizonte	ausgewählte Bodenhorizonte
Dendroökologie Beprobung von <i>Picea abies</i> im Bereich zw. Moor Capelgin und Moor Groß Ried	Beprobung von <i>Picea abies</i> im Rütiewald	Beprobung von <i>Picea abies</i> im Bereich der aktuellen Wald- grenze oberhalb des Fuchs- walds

1.1. Chrüz

Der NE-exponierte Hang des Chrüzes (2195 m ü. NN) ist der feuchteste und am längsten schneebedeckte Hang des Hochtals. Den geologischen Untergrund bildet der Flysch der „Gyrenspitz-Serie“, der durch einen Wechsel von Sandkalken, Brekzien und Flyschkalken gekennzeichnet ist. Zwischen den harten Bänken liegen Ton- und Mergelschiefer (NÄNNY 1949).

Zum Teil sind noch Moränen im Bereich des Groß Rieds und unterhalb erhalten, während sie vielerorts an anderen Hängen des Tals bereits ausgeräumt sind (KOBLE 1994; HANDTKE 1980). Die Waldgrenze liegt bei 1760 m ü. NN, nur der Rauchwald steigt bis auf 1800 m ü. NN empor. Größere Areale der Alp Valpun werden nur noch

extensiv weidewirtschaftlich genutzt und ein Wald an Alpenrosen hat sich ausgebreitet. Er ist vom Viehtritt in einzelne Schollen zerfallen. Zahlreiche Rinnen, die sich im Unterhang teilweise zu Tobeln ausweiten, zerschneiden die Alp. Einige von ihnen führen ganzjährig Wasser. An besonders feuchtzügigen und steilen Bereichen hat sich das Grünerlengebüsch angesiedelt, wie z. B. an der Straße nach Valpun.

Das Relief mit seiner Neigung zwischen 20° und 30° ist gekennzeichnet durch mehrere verebnete Bereiche in denen sich Feuchtwiesen und Niedermoore entwickelt haben. Zu den größten gehören die Moore Capelgin und Längried im Bereich des subalpinen Fichtenwalds sowie das Moor Groß Ried direkt oberhalb der Waldgrenze.

1.2. Eggberg

Der NNE-exponierte Hang des Eggbergs (2202 m ü. NN) ist ebenso wie das Testgebiet am Chrüz ein Schattenhang. Ihm fehlen jedoch die tiefen Mulden, in denen sich Moore bilden konnten. Die Geologie ist abwechslungsreich und besteht aus drei verschiedenen Flyschserien: Ruchberg-, Eggberg- und der Gyrenspitz-Serie. Die Eggberg-Serie lässt sich dabei recht gut von den anderen unterscheiden, denn sie enthält einen hohen Anteil von Mergelkalken (NÄNNY 1949).

Der subalpine Fichtenwald „Rütiwald“ reicht heute bis auf 1800 m ü. NN und wird dann von einem Gürtel von dichten Grünerlen- und Hochstaudenbeständen abgelöst. Schon SCHRÖTER traf die Bestände 1895 an und bezeichnete sie aufgrund ihrer Undurchdringbarkeit als „Urwald“. In diesen zum Teil sehr steilen Bereichen ist der Boden teilweise bis auf den Flyschzersatz abgetragen. Nur die ebeneren Bereiche werden, wenn sie nicht vernässt sind, intensiver als Weideland der Gafia Alp genutzt. Sonst hat die Alpenrose das Terrain übernommen. Auffällig sind Ansammlungen von Rutschungskörpern, die sich am Hang bis in eine Höhe von 2000 m ü. NN verteilen. Da, die ihnen vorausgehenden Mulde häufig als Rastplatz des Weideviehs genutzt wird, hat sich eine Lägerflur mit vornehmlich *Rumex alpestris* ausgebreitet.

1.3. Chüenihorn

Der SE-exponierte Hang des Chüenihorns ist einer der geomorphodynamisch aktivsten im Tal. Geologisch ist er aus Flysch der Gyrenspitz-Serie aufgebaut. Zwischen den harten Bänken aus Sandkalken, Brekzien und Flyschkalken liegen Mergelschiefer.

Um das Dorf vor den Lawinen zu schützen, wurden großflächig Lawinenverbauungen angelegt und Schutzwald gepflanzt. Neben den zahlreichen Lawinenbahnen schneiden sich außerdem mehrere Tobel in den Berg. Der Schrotatobel ist einer der größten. Er reicht vom Schanielabach hinauf bis auf 1970 m ü. NN. Er wird von Fuchs- Saga- und Breitwald flankiert. Oberhalb der Abrisskante liegt eine Verebnung, die von Heidekrautgewächsen, *Empetrum* und *Juniperus* besetzt ist. Diese wird von drei Bächen entwässert. Das Vieh meidet diesen Bereich, während die umliegenden Hangpartien weiterhin beweidet werden. Sie sind von Viehgangeln überzogen, die sich an feuchten Stellen zu Viehtrittblaiken entwickeln. In steileren nicht mehr beweideten Arealen sind Blaiken entstanden. Zuletzt sei noch auf das für den Flysch typische Sackungsrelief verwiesen, das besonders im Bereich des Carschinasees die Landschaft bestimmt.

2. Palynologische Untersuchungen

2.1. Die Untersuchungsgebiete und ihre Ablagerungen

Die Moore am NE-exponierten Hang des Chrüzes

Am wasserzügigen NE-exponierten Hang des Chrüzes (2195 m ü. NN) begünstigen Relief und Exposition die Bildung von Mooren. Diese entstanden in zahlreichen Mulden und Verflachungen, die heute im subalpinen Fichtenwald und oberhalb der aktuellen Waldgrenze liegen. Es wurden drei Moore in verschiedenen Höhen der subalpinen Stufe ausgewählt, um unterschiedlichen vegetationsgeschichtlichen Fragen nachzugehen:

- Moor Capelgin (1680 m ü. NN) - im subalpinen Fichtenwald (Bild links unten)
- Moor Groß Ried (1720 m ü. NN) - direkt oberhalb der heutigen Waldgrenze (Bild rechts unten)
- Hangmoor Schal (1850 m ü. NN) - oberhalb der heutigen Waldgrenze (rechts oben)

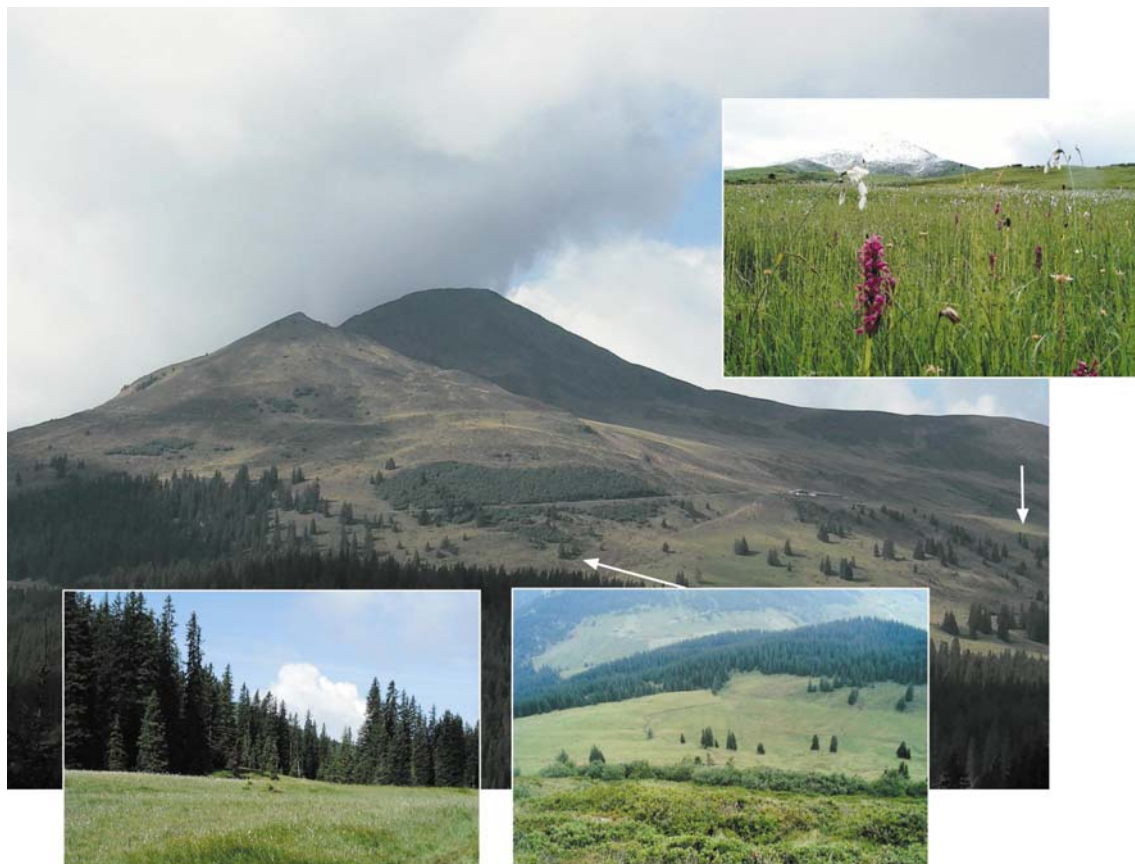


Abb. 8: Blick auf den NE-exponierten Hang des Chrüzes.

Das Moor Capelgin

Umgeben von subalpinem Fichtenwald zieht sich das Niedermoor Capelgin ca. 100 m den Hang entlang und wird in seiner Breite (ca. 50 m) von einem Moränenwall begrenzt. Die Decke des Niedermoores bilden Cyperaceae mit einem hohen Anteil von *Eriophorum angustifolium*. In der sedentären Ablagerung von 2 m ist kein minerogener Eintrag in Form von Rutschungen oder Spülsedimenten enthalten.

Das Moor Groß Ried

Das größte Moor des Chrüzes (500 x 200 m) wird von einer Moräne eingefasst, die KOBLE (1994) in das Hinter-Lunden-Stadium (15 000 BP) stellt. In den 40er Jahren des letzten Jahrhunderts wurde das Moor drainiert und wird seitdem als Alpweide genutzt. Aufgrund Prospektionsbohrungen ist davon auszugehen, dass das Moor aus einem verlandeten See entstanden ist und zeitlich mindestens das Holozän repräsentiert. Mit Blick auf den menschlichen Einfluss wurde aber nur der erste Meter des Moores pollenanalytisch untersucht.

Das Hangmoor Schal

Das Hangmoor liegt 100 Höhenmeter über der Waldgrenze. Es hat sich in einer Mulde (20 X 50 m) gebildet und wird extensiv als Weidefläche genutzt. Der etwa 1 m mächtige Moorkörper enthält minerogene Hangeinspülungen.

Tab. 5: Übersicht der Moore am Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).

Lokalität	Capelgin	Groß Ried	Schal
Koordinaten	779140/204760 779430/204560	778760/204240 778980/203930	777760/204180 777810/204250
Höhe (m NN)	1680	1720	1850
Höhenstufe	subalpin	subalpin	subalpin
Relief	Mulde (Moräne)	Mulde (Moräne)	Sackungsmulde
Größe (m)	80 X 250	375 X 175	20 X 50
Sedimentmächtigkeit (cm)	195	250	95
Ablagerung	Torf	Torf	Torf, minerogene Einspülungen
Wachstumsbeginn	Boreal	Undatiert	Subatlantikum
¹⁴ C-Datierungen	7	3	3
Auszugspollendiagramm	Abb. 19/21	Abb. 23	Anhang

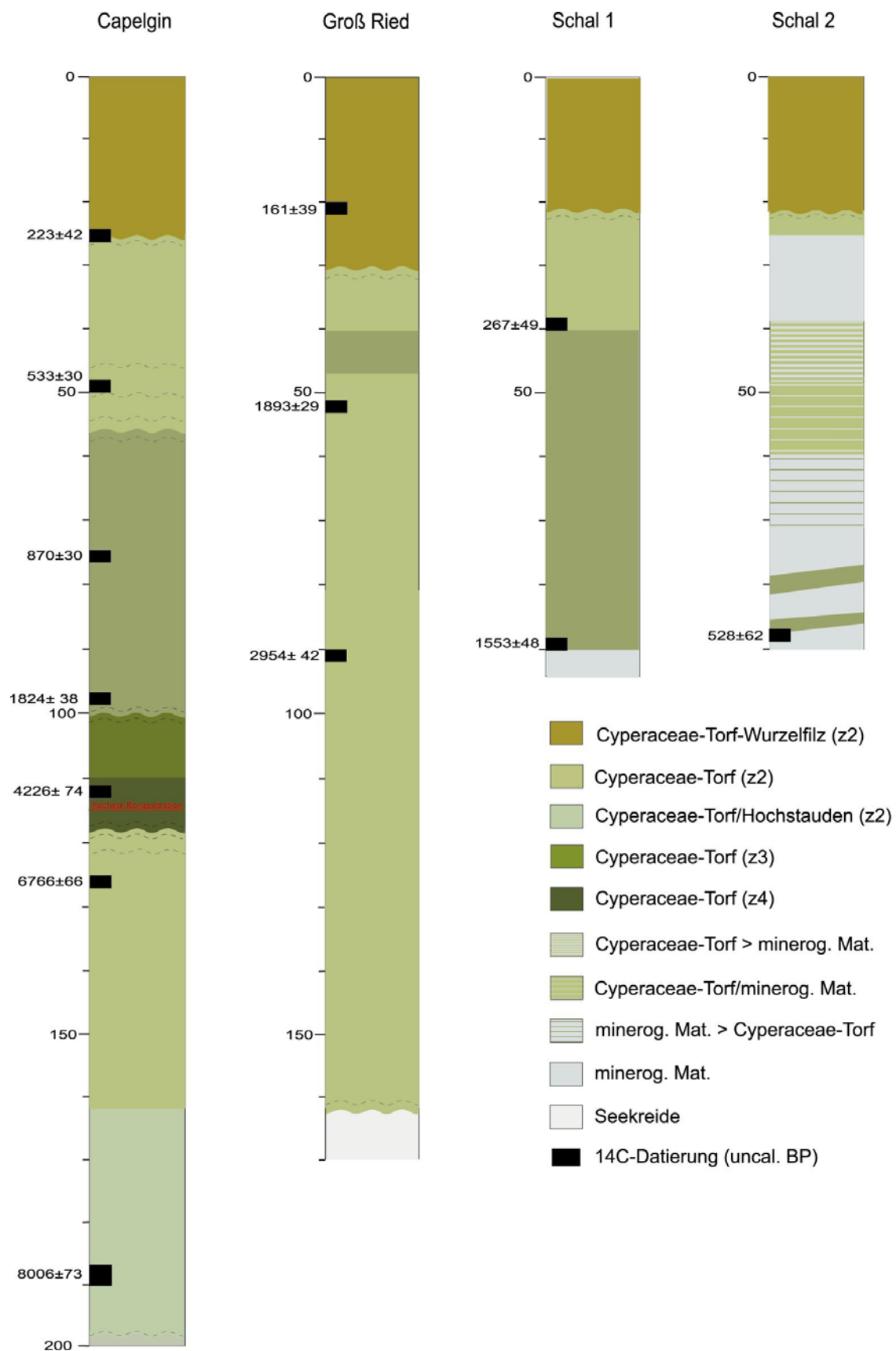


Abb. 9: Stratigraphie der Moorprofile am Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).

Um die regionale Vegetations- und Besiedlungsgeschichte zu erfassen, wurde das Moor Groß Ried untersucht. Für extralokale und lokale Ereignisse, wie Rodungen am Hang, wurde das Moor Capelgin ausgewählt. Denn diese bilden sich besser in Mooren mit Größenordnungen von 50 bis 100 m Durchmesser ab (BERGLUND 1986; JACOBSON & BRADSHAW 1981).

Nach einer Prospektion wurden sechs Kerne zur Auswertung gezogen und beschrieben (Abb.10). Zusätzlich zu den Pollenanalysen in den Mooren wurden Oberflächenproben und Spülsedimente in Böden untersucht (Siehe Kap. 2.3. und Kap 2.5.).

2.2. Methodik

Probennahme und Aufbereitung

Im Bereich der drei Moore Capelgin, Groß Ried und Schal wurden mit einem Pürckhauer-Bohrer Catenen gelegt, um Mächtigkeiten und Störungen zu kartieren. An den tiefsten und ungestörtesten Stellen wurden die Profile für die pollenanalytische Auswertung mit einem Eijckelkamp-Hohlbohrer gezogen.

Die Rezentproben stammen aus Moospolstern. Sie wurden entlang eines Transektivom subalpinen Fichtenwald (1670 m ü. NN) bis hoch in die Weideareale (1900 ü. NN) entnommen. Die Bodenproben wurden aus der Aufschlusswand der Schürfgruben geborgen.

Die Proben der Torfe, der Moospolster und der Böden wurden in der Abteilung für Archäobotanik des Instituts für Archäologische Wissenschaften nach gängiger Methode aufbereitet (MOORE et al. 1991). Um die Pollenkonzentrationen zu bestimmen, wurde eine Tablette mit einer definierten Menge exotischer Rezentpollen hinzugefügt (STOCKMARR 1971). Bestimmte Abschnitte der Torfe sowie die Böden wurden aufgrund des geringen Polleninhalts 5-fach konzentriert. Als Aufbewahrungsmedium dient Silikonöl.

Bestimmung der Pollentypen, Darstellung und Zonierung

Die Pollentypen wurden unter dem Mikroskop Laborlux S mit 12,5 x 40-facher, 12,5 x 63- und 12,5 x 100-facher Vergrößerung ausgezählt. Aufgrund der unterschiedlichen Vegetationszusammensetzung und Wachstumsbedingungen der Moore schwankt die

Pollensumme pro Probe zwischen 445 (Rodungsphase) und 1024 (Wald). Die Gesamtpollensumme mit Sporen liegt zwischen 579 und 1625.

Die Proben der Spülsedimente wurden zusätzlich unter dem Fluoreszenzmikroskop durchgeschaut, um unterschiedlich alten Pollen voneinander zu trennen (TYSON 1995).

Als Bestimmungsliteratur dienten MOORE et al. (1991), FAEGRI & IVERSEN (1975, 1989), BEUG (1961), der Pollenatlas von REILLE (1992, 1995, 1998) sowie die Reihe der Northwest European Pollen Flora I-VIII von PUNT et al. (1976 - 2003). Begleitend wurde die Pollenvergleichssammlung des Seminars für Vor- und Frühgeschichte genutzt. Die Nomenklatur der Pollentypen entspricht dem Alpine Catalog of Pollentypes in the Alps (1992).

Die Pollen-Prozent-Diagramme (Relativdiagramme) und Pollen-Konzentrationsdiagramme wurden mit Tilia sowie Tiliagraph (GRIMM 1992) erstellt. Für die Berechnung der Pollensumme wurden Pteridophyten, Cyperaceae und Wasserpflanzen herausgenommen. Mikroskopische Holzkohlepartikel sind als Konzentrationen (Partikel/ccm) angegeben.

Gemäß der Local assemblage zones (Ipaz) wurden die Diagramme biostratigraphisch in Zonen gegliedert (HEDBERG 1972; BIRKS & BIRKS 1980) und den charakteristischen Biozonen der Schweiz angelehnt (WELTEN 1982; BURGA & PERRET 1998). Diese Zonierung wurde mit dem Programm ZONE (BIRKS & GORDON 1985; JUGGINS 1991) und dem „Broken-Stick-Modell“ von BENNETT (1996) überprüft. Der Vergleich mit der visuell gesetzten Zonierung zeigte, dass keine der statistisch signifikanten Zonen fehlt, sondern weitere Subzonen, die meist der Betonung von Übergangsphasen dienen, unterschieden wurden. Da sie landschaftsgeschichtlich wichtige Zustände beschreiben, sind sie in den Diagrammen als Zonen ausgewiesen.

Die Weidezeigerkurve

Nach LANG (1994), BURGA & PERRET (1998), BINZ & HEITZ (1990), OEGGL (1994) und BAUEROCHSE & KATENHUSEN (1997) wurde eine Weidezeigerkurve mit den Hauptpollentypen Rosaceae, Ranunculaceae, Cichorioideae, Asteraceae, *Plantago alpina*-type, *Rumex acetosa*-type, Liliaceae, Scrophulariaceae u.a. erstellt.

Obwohl BORTENSCHLAGER (2000) den Pollentyp Asteraceae aufgrund der breiten ökologischen Amplitude nicht in die Weidezeigerkurve mit einbezieht, ist er hier

aufgenommen, da die Verteilung im Zusammenhang mit der Zunahme der Weidetätigkeit zu sehen ist. Der *Vaccinium*-T. ist nicht eingeschlossen. Er unterstützt größtenteils die Weidezeigerkurve, zeigt allerdings auch eigene Tendenzen (Extensivierung der Weidewirtschaft).

Mikroskopische Holzkohlepartikel

Mit Holzkohlepartikeln lassen sich Brände in prähistorischer und historischer Zeit belegen (MACDONALD et al. 1991, TINNER et al. 1998, WHITLOCK & LARSEN 2001). Die Holzkohle (Stücke länger 10 μm bzw. $> 75 \mu\text{m}^2$) wurde separat zu den Pollenanalysen ausgezählt. Sie wurden nicht der Größe nach klassifiziert, da diese von den Aufbereitungsbedingungen beeinflusst werden (TINNER & HU 2003).

Die Spülsedimente

Proben unterschiedlicher Horizonte und Schichten wurden aus der Aufschlusswand entnommen (Ah-M, M, Bs, Cv) und pollenanalytisch sowie bodenkundlich aufbereitet. Im allgemeinen treten in den Spülsedimenten höhere Pollenkonzentrationen auf als in den sedimentären Einschaltungen im Moor Schal und in den anderen Horizonten/Schichten der Böden. Der Polleninhalt in den Bs- und Cv-Horizonten war aufgrund geringer Anzahl und starker selektiver Korrosion nicht pollenanalytisch auswertbar (siehe Anhang). Aus Zeitgründen war es nicht möglich, ergänzende mikromorphologische Untersuchungen zu machen, um die Art des Eintrags der Pollenkörner in den Boden genau zu bestimmen. Diese wurde mit der Genese der Böden und Ergebnissen vorangegangener Arbeiten (siehe Kap. 2.6./3.4.4.1.2.) näher bestimmt.

Datierungen

Die AMS-Datierungen wurden von Thomas Uhl des Physikalischen Instituts der Universität Erlangen-Nürnberg und von K. van der Borg der Faculteit Natuur en Sterrenkunde der Universität Utrecht (Niederlande) gemessen.

Die ^{14}C -Daten wurden mit dem Programm OxCal/ CALIB 3.10 (BRONK & RAMSEY 2005; STUIVER et al. 1998) kalibriert und nach der Methode von STUIVER & POLACH (1977) dargestellt. Die Makrorestprobe cap3, ein *Menyanthes*-Samen, wurde verworfen, da sie ein im Vergleich zum Pollenspektrum und der Torfprobe aus der gleichen Tiefe ein zu hohes Alter aufwies. Es wurde nur die Datierung der Vergleichsprobe aus Torf verwendet. Vermutlich ist dieser ältere Samen in das Moor

verspült worden. Die Probe stantgr20_21 ist im Bereich des rezenten Wurzelfilzes im Moor Groß genommen worden und ergab daher das breitgestreute neuzeitliche Datum.

Tab. 6: ¹⁴C-Datierungen von Moorablagerungen und Holzkohle des NE-exponierten Hangs des Chrüzes.

Labor-Nr.	Probe	Tiefe (cm)	uncal. BP	δ13C	v. Chr./ n. Chr.	Bemerkung
Moor Capelgin						
St.Antönien 09/01-1	<i>Anthriscus</i>	187 - 190	8006 ± 73	-27,41	7090 - 6660 v. Chr. 7060 – 6820 v. Chr.	Sohle
St.Antönien 09/01-2	<i>Menanthes</i>	126	8205 ± 92	-22,82	7500 - 7040 v. Chr. 7330 – 7080 v. Chr.	Vergleichsprobe St.Antönien 09/01-3
St.Antönien 09/01-3	Torf	125 - 127	6766 ± 66	-29,81	5790 - 5550 v. Chr. 5720 - 5625 v. Chr.	Vegetationswech- sel
Antönien 2 09/01-1	Torf	111 – 113	4226 ± 74	27,81	3010 – 2570 v. Chr. 2910 - 2670 v. Chr.	Vegetationswech- sel
StAntonien_ CAP97_99	Torf	96 - 98	1824 ± 38	-27,6	80 – 320 n. Chr. 135 – 235 n. Chr.	nach Holzkohle- max.
StAntonienCAP75	Nadeln	75	870 ± 30	28,6	1040 -1260 n. Chr. 1050 -1220 n. Chr.	Rodungs- phasen
StAntoniencapFO	Torf	48,5 - 50	533 ± 30	-28,3	1310 - 1440 n. Chr. 1330 - 1435 n. Chr.	Rodungsphase
StAntoniencapF1	Fichten- zapfen	25	223 ± 42	-23,8	1520 - 1820 n. Chr. 1640 – 1810 n. Chr.	Wiederbewaldung
Moor Groß Ried						
Stantgr20_21	Wurzelfilz	20 - 21	161 ± 39	-27,4	1660 – 1950 n. Chr.	Rodungsphase
StAntonien-GR 51- 53	Torf	51 - 53	1893 ± 29	-27,7	50 - 220 n. Chr. 70 – 135 n. Chr.	Rodungsphase
StantGR90_91	Torf	90 - 91	2954 ±42	-26,7	1270 – 1110 n. Chr.	Rodungsphase
Hangmoor Schal						
Antönien 2 09/01-3	<i>Alchemilla</i> u.a.	87	528 ± 62	-25,04	1290-1460 n. Chr. 1310 – 1450 n. Chr.	Sohle
Antönien 2 09/01-4	Torf	88 - 90	1553 ± 48	-26,97	410 - 610 n. Chr. 430 – 560 n. Chr.	Sohle
StAntonienValung	Torf	40 - 42	267 ± 49	-28,4	1470 - 1810 n. Chr. 1520 – 1800 n. Chr.	Rodungsphase

Fortsetzung Tab. 7

Labor-Nr.	Probe	Tiefe (cm)	uncal. BP	Б13C	v. Chr. /n. Chr.	Bemerkung
Böden						
StAntonien-6R	Holzkohle	20	2266 ± 49	-25	410 - 200 v. Chr. 400 – 210 v. Chr.	Brandhorizont
Antönien 2 09/01-2	Holzkohle	40	2167± 49	-25,04	380 – 50 v. Chr. 360 – 120 v. Chr.	Brandhorizont
StAntonien-HZ	Holzkohle	20	2540 ± 31	-25	800 – 540 v. Chr. 800 – 590 v. Chr.	Spülsediment

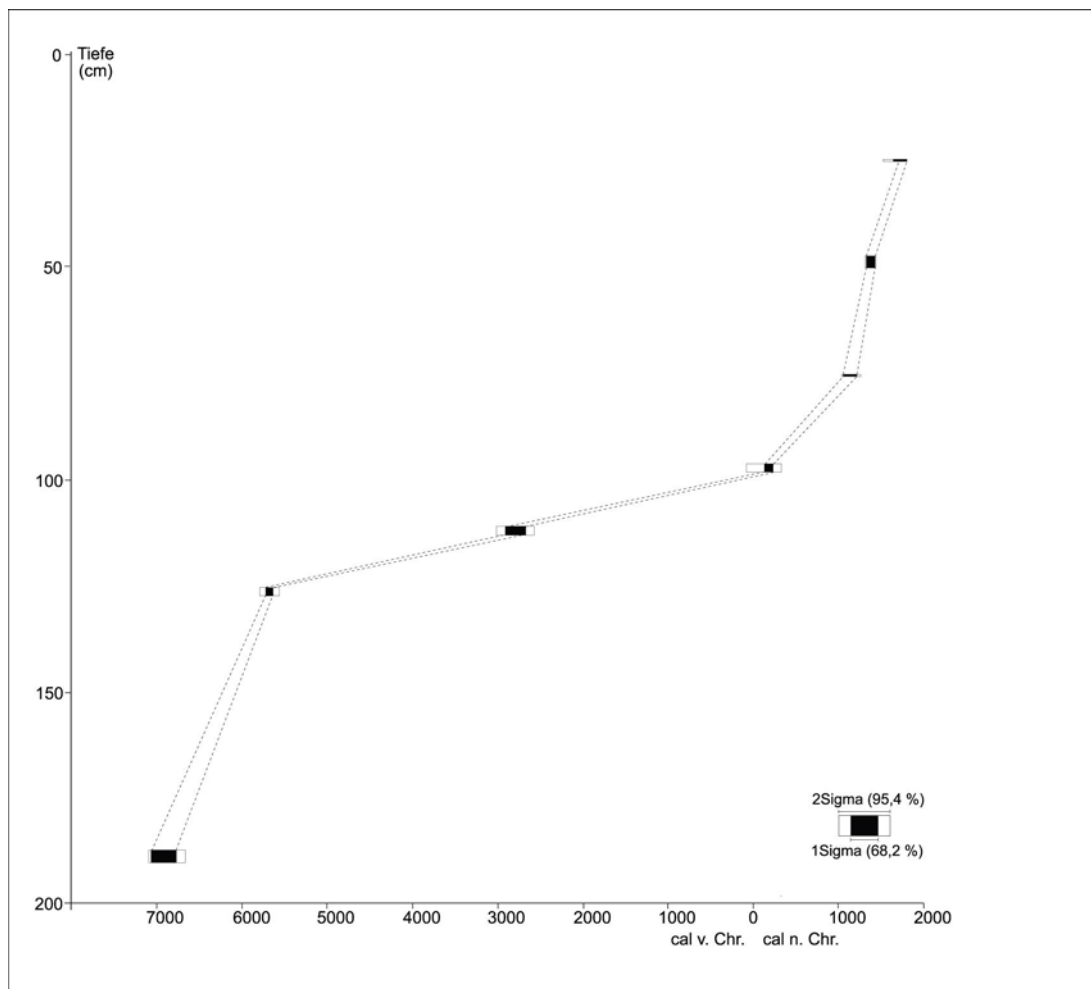


Abb. 10: Zeit-Tiefendiagramm des Moorprofils Capelgin (St. Antönien, Schweiz).

Die Sequenz der ^{14}C Datierungen (Abb. 10) macht drei verschiedenen Moorwachstumsphasen sichtbar: sehr gutes Wachstum bis zur Mitte des Atlantikums, dann eine

Phase mit langsamen Zuwachs bis ins frühe Subatlantikum und ab der Römerzeit wuchs es wieder stärker. Die langsame Wachstumsphase ist vermutlich durch einen Moorbruch verursacht worden, wie GRÜNIG und OEGGL während der 29. Moorexkursion im Hochtal von St. Antönien im Jahr 2005 anregten. Dieser ist im Gelände anhand einer Abbruchkante im Moor zu verfolgen. In etwa 100 cm Tiefe beginnt der Torf wieder besser zu wachsen. Um das Torfwachstum der letzten 2000 Jahre besser sichtbar zu machen, wurde dieser Abschnitt vergrößert abgebildet (Abb. 11). Aufgrund der dendroökologischen Untersuchungen des subalpinen Fichtenwalds im Umfeld des Moores Capelgin (siehe Kap. 4) ließ sich das ^{14}C -Datum 267 ± 49 uncal. BP dem Zeitraum 1760 - 1810 n. Chr zuordnen.

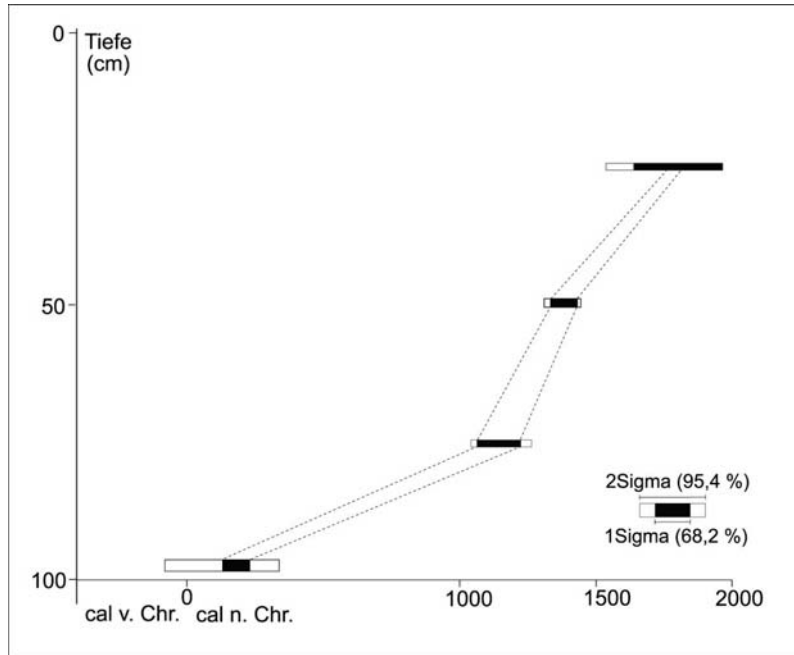


Abb. 11: Zeit-Tiefendiagramm des Moorprofils Capelgin (Ausschnitt St. Antönien, Schweiz).

2.3. Palynologische Untersuchungen an Oberflächenproben

Rezentpollenproben geben Auskunft über den Pollenniederschlag der aktuellen Vegetation. Als Referenz werden sie auch häufig als „Tor“ zur Vergangenheit genutzt. Der direkte Vergleich mit der gegenwärtigen Vegetation führt aber häufig auch die Diskrepanzen zwischen der pollenproduzierenden Vegetation und ihrem tatsächlichen Niederschlag vor Augen (JOCHIMSEN 1986).

Dennoch ist es möglich, mit „Indikatoren- oder Pollenpräsentationstypen“ im Sinne von BEHRE (1981) und POTT & HÜPPE (1991) verschiedene Vegetationseinheiten, wie „Wälder“, „Wiesen“, „Weiden“ und „Ackerfluren“ voneinander abzugrenzen. Für die Alpen fanden HÜPPE & POTT (1992) im Bereich der alpinen Krummseggenstufe gute Übereinstimmungen der Oberflächenprobenanalysen mit der vorhandenen Vegetation. BAUEROCHSE & KATENHUSEN (1997) erarbeiteten Indikatoreinheiten für die subalpine, alpine und subnivale Stufe im Fimbartal (Österreich).

Rezentpollenanalysen dienen den paläoökologischen Untersuchungen zur genaueren Einschätzungen der lokalen Pollenproduzenten, der Verteilung von Wald- und Offenland und anthropogenen Veränderungen (z.B. FIRBAS 1934; WELTEN 1950a, 1982b; BIRKS 1973; BEHRE & KUCAN 1986; POTT & HÜPPE 1992; SCHÄFER 1995; LANG 1994; SUGITA 1994; VAN DER KNAAP et al. 2001) .

Flächenauswahl und Fragestellungen

Entlang eines Transekts vom subalpinen Fichtenwald (1650 m ü.NN) bis zum Alpenrosengürtel (2000 m ü. NN) am NE-exponierten Hang des Chrüzes wurden sechs Oberflächenproben an Moospolstern (Probenmaterial 10X10 cm) genommen. Drei im *Piceetum subalpinum*, eine an der Waldgrenze sowie zwei im Bereich der Alpweiden.

Die Proben wurden nach vier Hauptfragestellungen ausgewertet:

- Bilden sich die Vegetationseinheiten Wald und Weide in den Oberflächenproben ab?
- Lässt sich lokale Pollendeposition vom Regional- und Fernflugeintrag trennen?
- Unterscheidet sich das Pollenspektrum deutlich von den Moorprofilen?
- Wie unterscheidet sich das Pollenspektrum der Oberflächenproben von den M-Horizonten und Spülsedimenten?

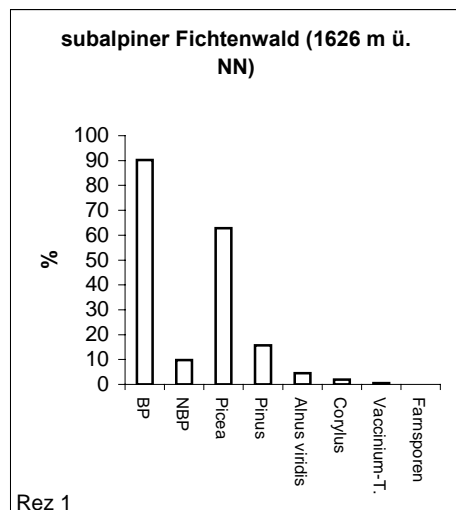


Abb. 12: Oberflächenprobe subalpiner Fichtenwald (Chrüz).

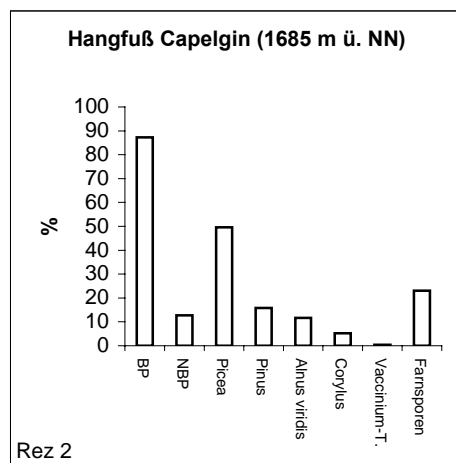


Abb. 13: Oberflächenprobe am Moor, subalpiner Fichtenwald (Chrüz).

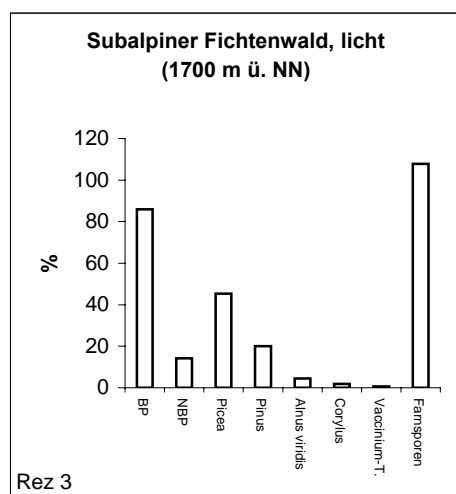


Abb. 14: Oberflächenprobe, lichter subalpiner Fichtenwald (Chrüz).

Subalpiner Fichtenwald

Während im geschlossenen subalpinen Fichtenwald über 60 % des Pollenflugs von der Fichte stammt, nimmt dieser an der freien Moorfläche Capelgins etwa 50 % (Abb. 12) und im lichten Waldbereich sogar nur 45% (Abb. 13 und 14) ein. Das Lichtholz *Pinus sylvestris* ist im heutigen Wald nicht vertreten. Aufgrund der enormen Pollenproduktion und Flugfähigkeit (FAEGRI & IVERSEN 1989) findet der Pollen als Regional- und Fernflug dennoch seinen Weg durch das Nadeldach von *Picea abies* auf die Polster der Moose. Je nach Offenheit des Standorts ist der Pollen in den Oberflächenproben mit 16 – 20 % konstant vertreten.

Alnus viridis wächst an feuchten steileren Partien im Bereich und oberhalb der Waldgrenze. Im subalpinen Fichtenwald zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried kommt die Grünerle nur vereinzelt vor, was sich auch im Pollenniederschlag mit 5 bis 10 % widerspiegelt. Die *Corylus*-Pollenprozente liegen mit 2 – 5 % noch darunter. Die NBP-Werte mit 12 - 14 % beschreiben den zum Teil offenen Charakter dieses Waldes, der lange als Waldweide genutzt wurde und bei schlechter Witterung den Tieren bis heute als Zuflucht dient.

Die Farne nutzen die Gunst der lichten Waldstandorte für sich (Abb. 14) und so werden die höchsten Farnsporen-Prozentwerten (23 bzw. 107 %) auch im lichten Fichtenwald gefunden.

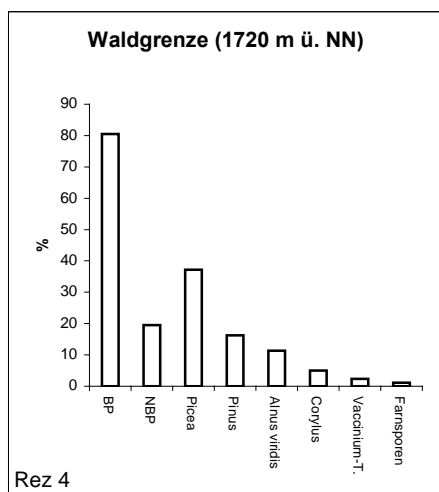


Abb. 15: Oberflächenprobe, Waldgrenze (Chrüz).

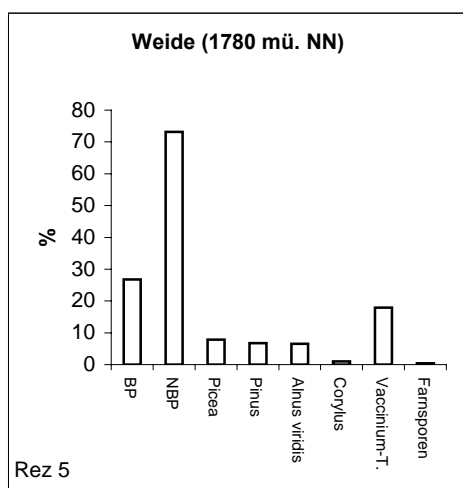


Abb. 16: Oberflächenprobe, Weide (Chrüz).

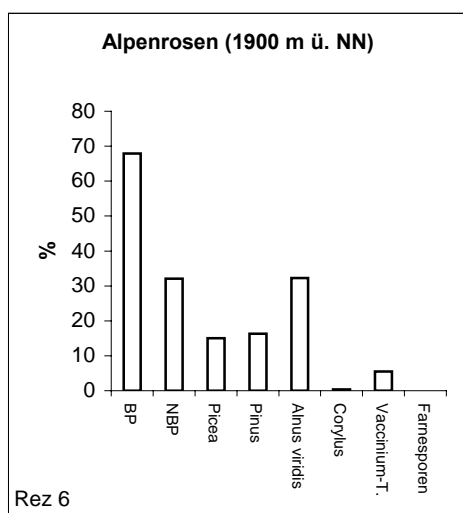


Abb. 17: Oberflächenprobe, Alpenrosengürtel (Chrüz).

An der Waldgrenze (Abb. 15) ist der Wechsel in die offene Weidelandschaft mit dem Anstieg des NBP-Anteils auf 20 % zu erkennen. *Picea*-Pollen sinkt auf 37 % ab. Pollen von *Alnus viridis* und *Corylus avellana*, steigt auf 11 bzw. 5 % an. Die beiden Gehölze säumen vereinzelt den Waldrand. Auch der Pollen von Zwergsträuchern (*Vaccinium*-T.) der extensiv beweideten Hangpartien steigt auf 2,3 % an.

Die Alpweide Valpun

Nur wenige Höhenmeter von der Waldgrenze entfernt sinken die *Picea*-Prozentwerte unter 10 % und liegen mit *Pinus* (7 - 8 %) gleich auf. *Alnus viridis* erreicht ebenfalls 7 %.

Die Oberflächenprobe oberhalb der Waldgrenze bildet mit 73 % NBP-Anteil (Abb. 16) die lokale Vegetation der Alpweide ab. Das Weidespektrum setzt sich zusammen aus Poaceae, Cichorioideae, *Plantago alpina*, *Plantago major*, *Plantago lanceolata* und *Rumex acetosa* (siehe ausführliches Diagramm im Anhang). Bemerkenswert ist der hohe Anteil des *Vaccinium*-T.s (18 %), hinter dem sich die insektenblütigen Ericaceae (vor allem Alpenrose) verbergen. Er gilt als Indikator für extensive Beweidung.

Der Alprosenngürtel oberhalb Valpun

Oberhalb der Straße nach Valpun hat sich ein Alpenrosengürtel (*Rhododendron-Ferrugineum*) ausgebildet. Er reicht bis zum Gipfel hinauf. Es war zu erwarten, dass hier die höchsten Werte des Pollentyps *Vaccinium*-Ts auftreten.

Diese aber werden auf der Weidefläche mit 18 % erreicht (Abb. 17). Ein Blick auf die Konzentrationen relativiert diese Unterschiede jedoch, denn hier liegen sie gleich auf (siehe Konzentrationsdiagramm im Anhang).

Mit zunehmender Höhe steigen die BP wieder auf 68 % an. Allerdings wird das BP-Spektrum durch die Nähe vom Grünerlengebüsch verzerrt. Das mit 32 % *Alnus viridis*-Pollen reflektiert wird.

Vegetationseinheiten „subalpiner Fichtenwald“ und „Alpweide“

Die zwei Vegetationseinheiten „subalpiner Fichtenwald“ und „Alpweide“ lassen sich in diesem Fall gut von einander trennen. Aufgrund der Kleinkammerung des Reliefs und der geringen Probenanzahl ist es allerdings nicht möglich, über die Formation hinaus zu differenzieren. Für die grobe Unterscheidung von Wald und Weide soll hier das Verhältnis der BP/NBP, bzw. *Picea*/NBP-Prozente dienen. Genauere Aussagen lassen sich damit allerdings nicht machen (BROMSTRÖM et al. 2004).

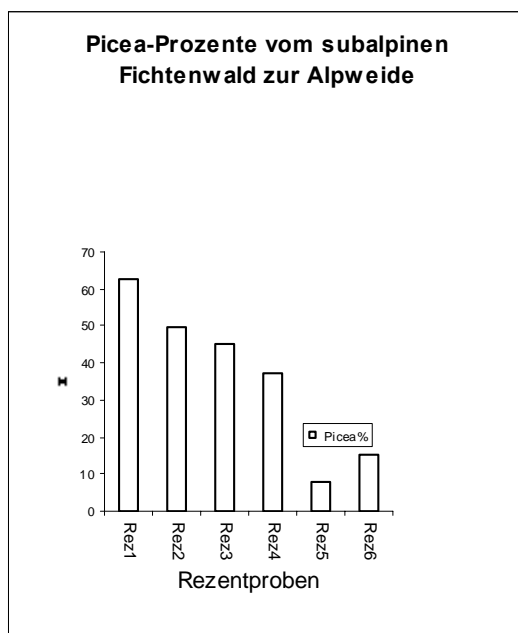


Abb. 18: Rückgang der *Picea*-Prozente vom Wald zur Alpweide (Chrüz).

In Abb. 18 ist die kontinuierliche Abnahme der *Picea*-Prozente vom *Piceetum subalpinum* zu den Alpweiden zu verfolgen. Von über 60 % fällt sie direkt an der Waldgrenze auf 40 % und im Bereich der Alpweiden unter 20 %. Damit wird die nutzungsbedingte scharfe Grenze zwischen Wald und Weide hier recht gut erfasst.

Obwohl die Entnahmestelle auf der Alpweide nur etwa 100 m von der Waldgrenze entfernt ist, erreichen die Werte der Fichtenpollen nicht einmal 10 %. Auch BAUEROCHSE & KATENHUSEN (1997) stellten fest, dass *Pinus*- und *Picea*-Pollen

der Weiderasenproben der subalpinen Stufe zunächst mit zunehmender Distanz vom Wald abnehmen. Auch in verebneten Bergwiesen innerhalb des Fichtenwalds zeigte sich die Waldnähe nicht. Offensichtlich wird der Polleneintrag hauptsächlich aus der unmittelbaren Umgebung (relevant pollen resource area, SUGITA (1994)) gespeist und deshalb erreichen insektenblütige Arten des *Vaccinium*-types hohen Prozentwerte von 18 %.

Mit zunehmendem Fernflugeintrag in der alpinen Stufe jedoch steigen die *Pinus*- und *Picea*-Werte dann wieder an (MARKGRAF 1980).

Im Hochtal von St. Antönien sind keine nennenswerten Bestände der drei *Pinus*-Arten (*Pinus sylvestris*, *Pinus mugo* und *Pinus cembra*) bekannt. Dennoch vermag das Nadelkleid im geschlossenen Fichtenwald den *Pinus*-Pollen nicht abzufangen.

15 % sind demnach noch kein Nachweis für lokales oder extralokales Vorkommen. BURGA & PERRET (1998) setzten einen Schwellenwert von 10 % an, weisen aber darauf hin, dass trotz einer Überschreitung keine Exemplare in der Nähe sein müssen. Für die Zentralalpen nimmt JOCHIMSEN (1986) einen großen Anteil von *Pinus*-Fremdpollen an, der nicht mit den tatsächlichen Vegetationsverhältnissen der näheren oder weiteren Umgebung im Einklang steht. *Pinus*-Pollen gehört zum allgemeinen Sporomorphengehalt der Luft und JOCHIMSEN (1986) bezeichnet ihn als eine Art „Luftverschmutzer“. Der Großteil des *Pinus*-Anteils in den Rezentpollenproben ist demnach Fernflug.

Schließlich drängt sich noch eine weitere Frage auf: Warum ist der Pollengehalt des *Vaccinium*-types auf der Weidefläche höher als im *Rhododendron ferrugineum*? 18 % auf der intensiv genutzten Alpweide stehen 5 % in den Alpenrosen gegenüber. Ein Blick auf die Konzentrationen relativiert zwar das Ergebnis: Dort liegen sie gleich auf. Ein Erklärungsansatz ist, dass Moospolster mehrere Jahrzehnte alt werden können und dabei auch Pollen eines anderen Vegetationszustands speichern. Möglicherweise hat an dieser Stelle vor einigen Jahren ein Alpenrosengebüsch gestanden hat. Um die Frage jedoch ausreichend beantworten zu können, sind weitere Referenzproben notwendig.

In folgenden Kapiteln werden die Oberflächenproben immer wieder als Vergleichsbasis für weitere Interpretationen herangezogen.

2.4. Palynologische Untersuchungen der Moore

2.4.1. Ergebnisse Moor Capelgin

2.4.1.1. Diagramm Capelgin 1 (CAP 1)

Lokale Pollenzonen (LPAZ)

Cap 1 – *Pinus-Corylus-Betula*-Zone

Tiefe: 191 – 137 cm

Subzone cap 1.1. – *Pinus*-Höchstwerte

Tiefe: 191 – 162 cm

Zu Beginn des Moorwachstums werden die höchsten *Pinus*-Werte von 50 % erreicht. Sie werden von *Betula* mit 10 % und einem *Corylus*-Gipfel von 20 % (180 cm) begleitet. Das *Salix*-Hauptvorkommen schwankt zwischen 2 und 5 %. Die *Picea*-Kurve liegt bei 4 %. Poaceae, Apiaceae, Cichorioideae, Chenopodiaceae, Scrophulariaceae und anderer Kräuterpollen treten auf.

Subzone cap 1.2. – *Pinus*-Rückgang

Tiefe: 162 – 137 cm

Ab 162 cm sinkt die *Pinus*-Kurve im Verlauf dieser Zone von 50 auf 35 % ab. *Tilia* und *Ulmus* nehmen bis auf 5 % zu. Pollen von *Quercus* ist zwischen 1 und 2 % vorhanden – wie im gesamten Profil. Oben genannter Kräuterpollen steigt weiter an, besonders die Ranunculaceae und Rosaceae (*Potentilla*-T.). Im Lokalen steigt der Pollen der Cyperaceae an. Die Zone endet vor dem Wechsel von *Pinus* zu *Picea* und dem Anstieg der Poaceae.

Cap 2 – *Pinus-Picea*-Zone

Tiefe: 137 - 116 cm

Picea steigt von 5 auf 25 % und liegt in 117 cm Tiefe mit *Pinus* gleichauf. Kräuterpollen (*Potentilla*-T., Ranunculaceae, Asteraceae, Scrophulariaceae - besonders *Bartsia*-T.) nehmen zu. Die Poaceae erreichen in 132 cm Tiefe einen Gipfel von 17 %. *Abies* kommt in 117 cm Tiefe fast auf 20 %. Außerdem erscheint *Alnus viridis* erstmals mit 8 %. Im Lokalen vollzieht sich gegen Ende der Zone der Wechsel von der Vorherrschaft der Cyperaceae zu den Farnen. Die Obergrenze ist definiert durch die *Picea*-Massenausbreitung und durch den Rückgang von *Tilia* und *Ulmus*.

Fortsetzung Lpaz cap 3- *Picea-Alnus viridis*-Zone folgt im Diagramm CAP 2.

Moor Capelgin (St. Antönien, Schweiz)

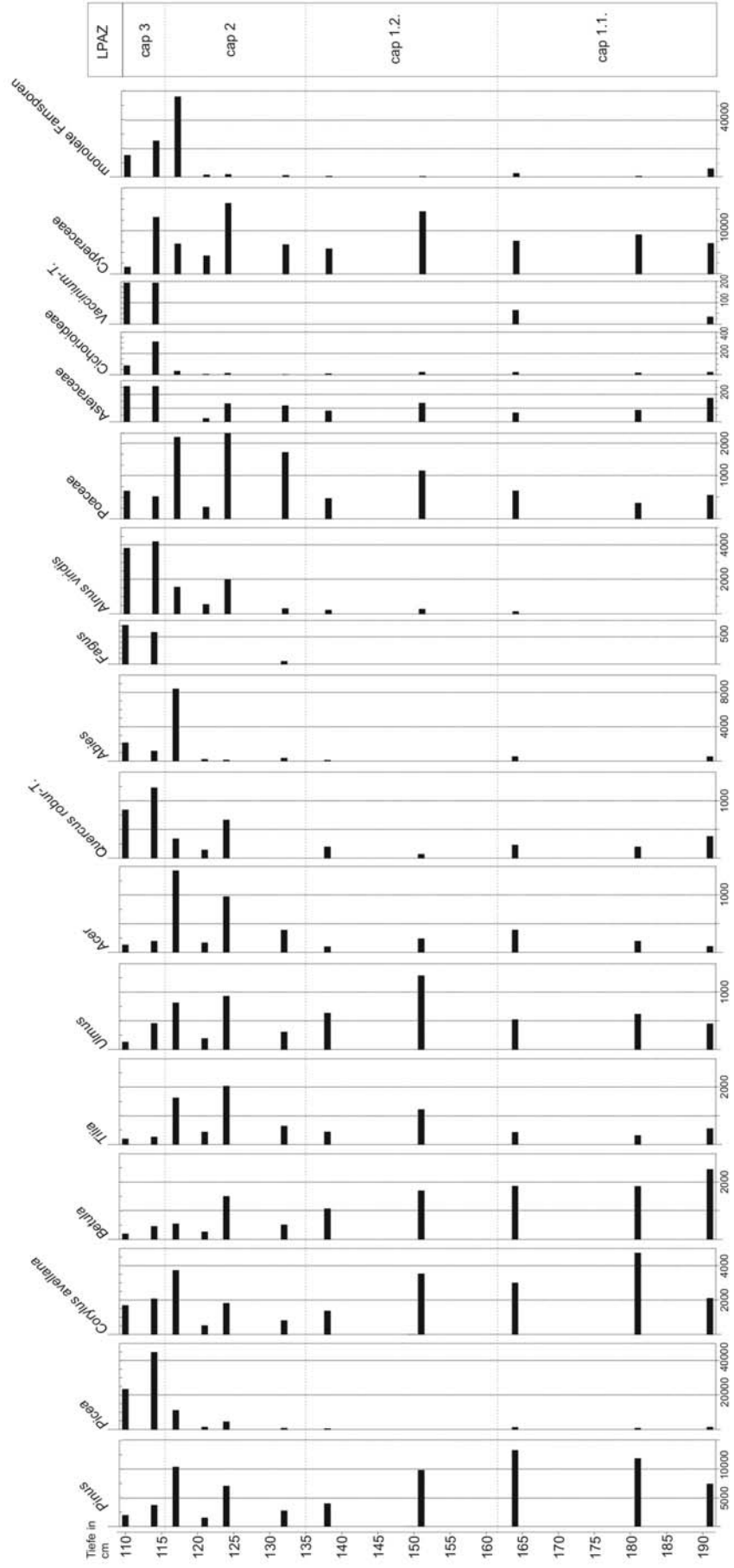


Abb. 20: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/lccm) des Moorprofils Capelgin 1 (CAP1) (St. Antönien, Schweiz).

Mit Beginn des Moorwachstums (8006 ± 73 uncal. BP / 9010 – 8770 BP) stockte ein lichter Kiefernwald mit Birke (Abb. 19; **Ipaz cap 1.1.**). *Pinus* (wahrscheinlich *Pinus sylvestris*) erreicht maximal Werte von 40 bis 50 %. Trotz der unmittelbaren Nähe zu den Zentralalpen ist *Pinus cembra* – Pollen bis auf wenige Einzelexemplare nicht im Pollenprofil existent. Da *Corylus* mit 20 % vertreten ist, ist mit einem Vorkommen im Tal zu rechnen.

Auch der Pollen von Schattenhölzern wie *Picea* und *Abies* ist von Beginn an vorhanden. Mit 4 - 5 % Fichten-Anteil ist die empirische Pollengrenze (für die Einwanderung) erreicht (HUNTLEY & BIRKS 1985; BURGA & PERRET). Aus tieferen Lagen ist der Pollen der wärmeliebenden Laubhölzer *Tilia* und *Ulmus* durchgängig belegt und nimmt zu Beginn von **Ipaz cap 1.2.** auf 2 bis 5 % zu.

Im Lokalen ist die Anwesenheit von *Salix* mit 5 % und einem Aststück bei 168 cm belegt, genauso wie Pollentypen der Hochstaudenarten (Apiaceae, *Chaerophyllum hirsutum*-T., *Thalictrum*, *Aconitum*-T.), die im gesamten Bereich dieser guten Torfwachstumsphase präsent sind. Lichte Verhältnisse in Moornähe werden durch *Selaginella selaginoides* sowie Kräuterpollen (Poaceae, Cichorioideae, Ranunculaceae, Scrophulariaceae, *Artemisia*, Brassicaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae) dokumentiert.

Im Übergang von **Ipaz cap1** zu **Ipaz 2** nimmt der Anteil von *Tilia* in den tieferen Lagen zu. Der Kiefernwald dagegen lichtete sich auf: *Pinus* nimmt stetig ab, *Betula* und *Corylus* gehen ebenfalls zurück und ein markanter Poaceae-Gipfel (15 %) tritt auf. Gegen Ende der Phase steigen im Lokalen Wasser- und Feuchtezeiger, wie *Lemna*, *Sparganium*, *Equisetum* an und Samen von *Menyanthes trifoliata* sind in der Torfsubstanz enthalten. Außerdem treten Sandsteine (bis 0,5 cm) in der sedentären Ablagerung auf, die auf aquatische Hangspülung schließen lassen. Dies sind erste Anzeichen einer klimatischen Veränderung hin zu kühleren und feuchteren Bedingungen. Weitere Hinweise auf kühleres ozeanisches Klima sind der Wechsel von *Pinus* zu *Picea* (**Ipaz cap 2**). Gleichzeitig mit dem Anstieg der Fichten-Kurve nimmt auch der Pollen von *Alnus viridis* zu.

Aufgrund des langsamen Moorwachstums in dem Zeitabschnitt von 6766 ± 66 uncal. BP (7670 – 7575 BP) bis 4226 ± 74 uncal. BP (4860 – 4620 BP) Übergang **Ipaz cap 2/Ipaz cap 3** ist die zeitliche Auflösung zu gering, um die Ausbreitung von *Picea* detailliert nachzuvollziehen. Das langsamere Moorwachstum zeigt sich als Phase von stärker zersetztem Cyperaceae-Torf (123 - 110 cm). Der Konzentrationsanstieg aller Pollentypen zeichnet das verminderte Moorwachstum ebenfalls deutlich nach (Abb. 20).

Besonders gut ist dies anhand von *Picea* zu beobachten. *Picea* erreicht in 113 cm Tiefe Konzentrationswerte von 44 778 Pk/ccm, in Phasen guten Torfwachstums werden bei 70 % *Picea*-Pollen dagegen nur 6000 - 8000 Pk/ccm erreicht (**lpaz cap 6**). In der Tiefe von 117 cm erreicht *Abies* einen Gipfel von 15 % und stellt damit einmalig im Pollenspektrum neben *Pinus* und *Picea* eine wichtige Komponente dar. Ihre Verbreitung ist aber weniger in der subalpinen Stufe, denn in der kollinen-montanen zu suchen. In tieferen Lagen geht der Anteil von *Tilia* und *Ulmus* zurück.

Statt der Sauergräser dominieren am Ende der Zone die Farne im Lokalen. Der Anstieg der monoleten Farnsporen in 117 cm Tiefe lässt vermuten, dass Farne auf oder in direkter Nähe des Moores wuchsen.

2.4.1.2. Diagramm Capelgin 2 (CAP 2)

Lokale Pollenzonen (LPAZ)

Cap 3 - *Picea-Alnus viridis*-Zone

Tiefe: 115 - 78 cm

Picea (60 bis 70 %) dominiert unter dem Baumpollen. Ein erster breiter *Alnus viridis* - Gipfel erreicht 13 %. *Vaccinium*-T. tritt auf. *Fagus* setzt als durchgängige Kurve mit 2 bis 5 % ein. Kräuterpollen von Poaceae, Cichorioideae, Ranunculaceae, *Rumex acetosa*-T., Liliaceae, Asteraceae nehmen leicht zu. Zum ersten Mal ist Pollen von Siedlungs- (*Plantago lanceolata*) und Kulturzeigern (*Castanea*, *Cerealia*) belegt. Im Lokalen dominieren die monoleten Farnsporen, Cyperaceae sind kaum vertreten. Der neue Abschnitt wird mit dem ersten *Picea*-Rückgang eingeleitet.

Cap 4 - *Picea-Alnus viridis*-NBP - Zone

Tiefe: 78 – 48 cm

Subzone cap 4.1.

Tiefe: 78 – 70 cm

Von 78 bis 67 cm Tiefe fällt die *Picea*-Kurve auf 35 % während der NBP-Anteil auf 30 % zunimmt: Poaceae (8 %), Ranunculaceae, Liliaceae, Rosaceae, *Plantago alpina*-T., *Rumex acetosa*-T und *Pulsatilla* nehmen zu. *Caltha*-T. kommt geballt vor. Die Cyperaceae steigen wieder an, die Farnsporen dagegen befinden sich im rückläufigen Trend.

Subzone cap 4.2.

Tiefe: 70 – 52 cm

Nach kurzem Anstieg auf 57 % nimmt die *Picea*-Kurve dann stetig ab (25 %), zugleich steigt die NBP-Kurve auf 30 %. In 53,5 cm Tiefe ist ein *Alnus viridis*-Gipfel von 18 % verzeichnet. Pollenfunde der Ericaceae nehmen zu (3 %). Ranunculaceae, Rosaceae (bes. *Potentilla*-T.) befinden

sich im Anstieg. Es ist die Zone mit den höchsten Vorkommen vom *Humulus/Cannabis*-T. und *Plantago lanceolata*-Pollen. Der Cyperaceae- und *Equisetum*-Anstieg korrespondiert mit dem guten Torfwachstum.

Cap 5 - *Picea*-Minimum (NB-reiche Zone)

Tiefe: 52 – 41 cm

Die *Picea*-Kurve sinkt weiter bis auf 20 % (in 42 cm Tiefe). NBP-reichste Zone mit Höchstwerten von 35 %, sichtbar im Anstieg von Cichorioideae, Asteraceae, Rosaceae (bes. *Potentilla*-T.), *Plantago lanceolata*, *Plantago alpina*, u.a.. Der *Vaccinium*-T. gipfelt gegen Ende des Abschnitts (in 42 cm Tiefe) mit 10 %. Die Kultur- und Siedlungszeiger *Humulus/Cannabis*-T. und *Plantago lanceolata* -T. haben hier ihr Hauptauftreten. Die letzte Zone wird durch die erneute Ausbreitung der Fichte abgegrenzt.

Cap 6 - *Picea*-Zone (Wiederbewaldung)

Tiefe: 41 – 5 cm

Picea erlangt 60 bis 70 % zurück. *Alnus viridis* fällt auf 4 % und auch *Abies* sinkt unter 5 %. Die NBP gehen auf 10 bis 15 % zurück. *Vaccinium*-T. nimmt schlagartig mit der Wiederbewaldung ab. Pollen der Poaceae liegt weiterhin zwischen 3 und 6 %. Cichorioideae, Ranunculaceae, *Plantago alpina* und *Plantago lanceolata* sind vorhanden. Das Torf-Wachstum verlangsamt sich wieder und die Cyperaceae gehen zurück..

Erschließung des Tals (Waldweide und Alpweidrodungen)

4226 ± 74 uncal. BP (4860 – 4620 BP/ 2910 – 2670 v. Chr.) überzog ein Fichtenwald das Hochtal (**Ipaz cap 3**). Im Tiefland hat sich *Fagus* ausgebreitet, die geschlossene Kurve um 5 % zieht sich bis ins Mittelalter durch (**Ipaz cap 5**). Fortan griff der Mensch innerhalb verschiedener Phasen in die Landschaft ein, um Alpweiden zu schaffen.

Erste Waldöffnungen des subalpinen Fichtenwalds

Erste Waldöffnungen ereigneten sich in der ersten Hälfte von **Ipaz cap 3** im Zeitraum zwischen 4226 uncal. BP (2910 – 2670 v. Chr.) und 1824 ± 38 uncal. BP (135 – 235 n. Chr.).

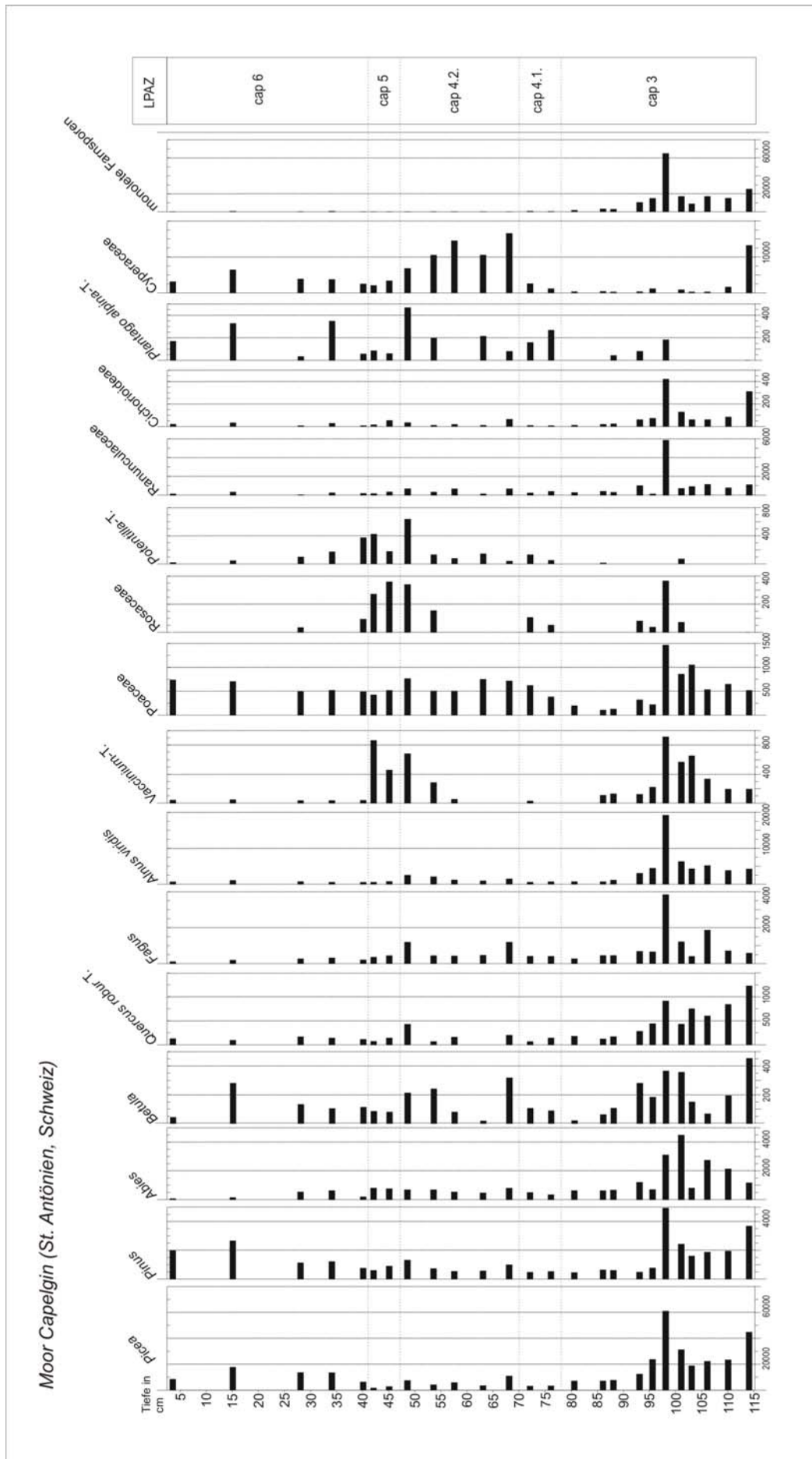


Abb. 22: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/ccm) des Moorprofils Capelgin 2 (CAP2) (St. Antönien, Schweiz).

Im Pollendiagramm fällt die Fichtenpollenkurve und die Holzkohlekonzentrationen (Maximum in 103 cm) steigen enorm an. Aufgrund der Höhe der Konzentration ist von einem lokalen Feuer auszugehen. Im Zuge dieser Entwaldungen breitete sich *Alnus viridis* (10 – 13 %) aus, und der Pollen des Pioniergehölzes *Corylus* steigt auf 5 % an. Auch die Diversität der Kräuterpollen nimmt zu: Pollenfunde von Cichorioideae, Ranunculaceae, Asteroideae, *Rumex acetosa*-T., *Epilobium* und Einzelfunde vom *Plantago alpina* -T. deuten auf eine Entblössung des Waldkleids hin. Das erste geschlossener Vorkommen von Pollen des *Vaccinium*-T.s, lässt auf eine Besiedlung von Zwergsträuchern auf trockeneren lichten Standorten schließen. Da natürliche Feuer in den niederschlagsreichen nördlichen Randalpen eher selten sind und die Holzkohlekonzentrationen erst in der Phase feucht-kühleren Klimas einsetzt, ist von einer Auflichtung durch Brandrodung auszugehen.

In gleicher Tiefe wie die maximalen Holzkohlekonzentrationen treten auch die ersten Getreidepollenfunde auf, die Ackerbau in tieferen Lagen belegen. Gegen Ende der Zone bestätigen Pollenfunde von Kultur- und Siedlungszeigern (*Plantago lanceolata*-T., *Humulus/Cannabis*-T., *Castanea sativa*) die Siedlungstätigkeit in tieferen Lagen.

Vergleicht man diese Zone mit der des heutigen Zustands (**Ipaz cap 6**) und den Rezentpollenproben, so ist anzunehmen, dass der Wald damals lichter war, vielleicht mit Rodungsinseln durchsetzt. Heute wird das Moor von Fichtenwald ummantelt. Dies wird mit 70 % *Picea* beschrieben. In **Ipaz cap 3** dagegen fällt *Picea* auf 55 bis 60 % ab. Außerdem erscheint das Pollenspektrum weniger gleichförmig und ist reicher an verschiedenem Krautpollen. Ein weiterer entscheidender Unterschied zu **Ipaz cap 6** ist der wesentlich höhere Anteil an *Alnus viridis* (10 - 13 % gegenüber 5 %). Aufgrund der Brandrodungen breitete sich das Pioniergehölz Grünerle in **Ipaz cap 3** aus. Im heutigen etablierten subalpinen Fichtenwald ist es dagegen kaum vertreten.

Im zweiten Abschnitt von Zone **Ipaz cap 3** (ab 95 cm) regeneriert sich der Fichtenwald wieder (Anstieg von *Picea* auf 70 %). Dies ist wahrscheinlich auf verminderte menschliche Einwirkung zurückzuführen, denn die Brandrodungsaktivität geht zurück (Rückgang der Holzkohlekonzentrationen und der Grünerle). Gleichsam mit der Grünerle nimmt auch der Anteil der Farnsporen ab. Da es sich bei den Sporen sowohl um Arten aus Pioniergesellschaften als auch aus dem Nadelwald handeln kann, ist eine genaue Einordnung nicht möglich.

Phasen der Alpweidrodungen

Alpweidrodungsphasen prägen den Mittelteil des Diagramms (**lpaz cap 4/lpaz cap 5**), die mit der stärksten in **lpaz cap 5** enden. Die Weidezeigerkurve zeichnet dies gut nach: Zu Beginn von **lpaz cap 4** und in **lpaz cap 5** hebt sie sich mit zwei deutlichen Gipfeln ab.

Der Beginn der ersten größeren Rodungsphase (78 - 67 cm), in der die Fichten-Kurve unter 40 % fällt, ist mit 870 ± 30 uncal. BP (1050 - 1220 n. Chr.) datiert. Gleichsam setzt ein markanter Anstieg der Weidezeiger auf 20 % ein, der die erste größere Ausbreitung der Alpweiden dokumentiert. Er setzt sich vornehmlich aus dem Schwerpunktaufreten des Pollens von *Rumex acetosa*-T., *Plantago alpina*-T., *Pulsatilla*, Liliaceae-T. und Ranunculaceae zusammen. Ab diesem Zeitpunkt ist mit einer Rodungstätigkeit zu rechnen, die über den Hang hinausreichte.

Im Lokalen steigen die Cyperaceae wieder an. Ein Hinweis auf feuchtere Verhältnisse ist auch das einzige stärkere lokale Vorkommen des *Caltha*-Typs.

Nach einer kurzen Regenerationsphase wurde in den folgenden Jahrhunderten der Fichtenwald zu Gunsten von Weideflächen immer weiter zurückgedrängt. Koinzident mit dem stetigen Rückgang der Fichtenkurve von 60 auf 40 % steigt die Kurve der Weidezeiger (besonders die Rosaceae) an.

Nach erneuter Brandrodung (Anstieg der Holzkohlekonzentrationen) nimmt auch der Pollen der Grünerle wieder zu. Die Weidezeiger dagegen steigen verzögert erst in **lpaz cap 5** an. Reich an Licht und Wasser befand sich das Moor in cap 4.2. in seiner besten Wachstumsphase, was auch anhand der enormen Cyperaceae-Werte und des *Equisetum*-Gipfels ablesbar ist. Die meisten der wenigen *Cerealia*-Pollenkörner, die ihren Weg ins Moor fanden, fallen in Zone **lpaz cap 4** und nicht in die Hauptrodungsphase **lpaz cap 5**. Ebenso verhält sich der Pollen von *Plantago lanceolata*-T. und *Humulus/Cannabis*-T.. Da sich selbst in klimatischen Gunstphasen Ackerbau in diesem Tal nicht anbot, stammt der Pollen wahrscheinlich aus tieferen Lagen.

Das Hochtal wird entwaldet

Mit dem antagonistischen Verlauf des Anstiegs der Weidezeiger auf 25 % und des *Picea*-Falls auf 21 % wird nicht nur die Herabsetzung der Waldgrenze unter die Höhe des Moores festgehalten, sondern auch die Entwaldung des gesamten Hochtals in **lpaz cap 5** (533 ± 30 uncal. BP/ 1330 - 1435 n. Chr.). Diesmal folgt die Grünerle nicht dem Holzkohlegipfel.

Die Anzahl und Vielfalt der Weidezeiger (Cichorioideae, Ranunculaceae, *Plantago alpina*-T., Rosaceae, insbesondere der *Potentilla*-T., *Geum*-T. und Fabaceae) beschreiben die ausgedehnte Weidewirtschaft im Hochtal.

Gegen Ende von **Ipaz cap 5** verheideten Hangbereiche in Moornähe, der Pollen der Zwergsträucher (*Vaccinium*-T.) steigt auf 10 %. Weiden wurden aufgegeben oder nur noch extensiv genutzt.

Wiederbewaldung

Die Fichte nahm nach der zwergstrauchreichen Übergangsphase den Hang zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried wieder ein 223 ± 42 uncal. BP (1520 - 1820 n. Chr.). *Picea*-Pollen erreicht erneut zwischen 60 und 70 %. Der sprunghafte Anstieg der Kurve kann eine rasche Wiederbewaldung oder einen Hiatus bedeuten. Da der Torf zu dieser Zeit gleichmäßig wächst, ist ein Hiatus eher unwahrscheinlich. Innerhalb dieser Phase ist mit einem Torfwachstum von einem Zentimeter in circa 16 Jahren zu rechnen. Da die Fichte bereits nach 30 bis 40 Jahren blühfähig ist (HEGI 1981), könnte der steile Anstieg der *Picea*-Kurve tatsächlich Ausdruck der schnellen Wiederbewaldung sein.

Der allgemein gleichförmige Verlauf der Pollentypen-Kurven in **Ipaz cap 6** spricht für eine Stabilisierung der Waldvegetation und beschreibt weitgehend das Pollenspektrum des heute anzutreffenden subalpinen Fichtenwalds (Vergleich Oberflächenproben Kap 2.3.). Die Vegetation der lichtereren Standorte bildet sich mit dem Vorkommen des Pollens von Poaceae, Cichorioideae, Ranunculaceae und *Plantago alpina*-T. ab. Mit diesem Pollenspektrum, das dem eines Fichtenwalds gleicht, wird deutlich, dass die regionale Vegetation des ansonsten fast waldfreien Hochtals nicht repräsentiert wird.

2.4.2. Ergebnisse Moor Groß Ried

2.4.2.1. Diagramm Groß Ried (GR)

Lokale Pollenzonen (LPAZ) Groß Ried (lpaz gr)

gr1 – *Picea-Abies-Alnus viridis*-Zone

Tiefe: 95 - 57 cm

Subzone gr 1.1. – Anstieg der NBP

Tiefe: 95 - 77 cm

Picea (48 %), *Abies* (16 %), *Alnus viridis* (11 %) und *Fagus* (4 - 5 %) bestimmen die Baumpollenprozentage. Einer der niedrigsten *Picea*-Werte (36 %) des Diagramms liegt bei 90 cm. *Abies* erreicht zwischen 15 und 20 % und *Alnus viridis* etwa 15 %. Zwei Poaceae-Gipfel von 10 % treten gleichsam mit Apiaceae (*Chaerophyllum*-T. und *Peucedanum*-T.) und anderen Kräutern (Rosaceae, *Plantago alpina* u.a.) auf. *Vaccinium*-T. und *Cannabis/Humulus* Pollentyp sind vorhanden.

Subzone gr 1.2. – Anstieg der BP

Tiefe: 77 - 57 cm

In der Tiefe von 77 bis 57 cm nehmen die Baumpollen wieder 95 % ein: *Picea*-Werte liegen zwischen 50 und 60 %, *Abies* bei 20 % und *Fagus* 3 - 4 %. Die *Alnus viridis*-Kurve steigt vom Tiefstand von 5 % wieder auf 15 %. Erneuter Kräuterpollen- und *Alnus viridis* - Anstieg grenzen die Zone ab.

gr 2 – *Picea-Alnus viridis*-NBP-Zone

Tiefe: 57 – 43 cm

Während die *Alnus viridis*-Kurve auf 30 % steigt, fällt die von *Picea* auf 30 bis 40 % und *Abies* unter 10 %. Kräuterpollen nehmen bis auf 20 % zu (*Ranunculus*-T., Cichorioideae, *Rumex acetosa*-T.). Kulturzeiger, wie *Castanea* und Getreide sind belegt. Der Torf ist etwas stärker zer-
setzt.

gr 3 – *Picea-Alnus viridis*-Zone

Tiefe: 43 – 5 cm

Picea-Pollenprozentage liegen zwischen 50 und 60 % (bis auf kurzen Einbruch auf 40 % in 20 cm Tiefe). *Abies* erreicht im Mittel 7 bis 8 %. *Alnus viridis* verbleibt auf 15 %. *Fagus* tritt durch zwei Gipfel knapp unter 10 % in Erscheinung. Es ist ein breites Spektrum an Kräuterpollen vertreten, besonders die Rosaceae (*Potentilla*-T.). *Humulus/Cannabis*-T. erreicht seine maximalen Pollenprozentage im Profil. Nach oben (in 28 cm Tiefe) schließt sich der Wurzelfilz des seit den 40er Jahren beweideten Moors an.

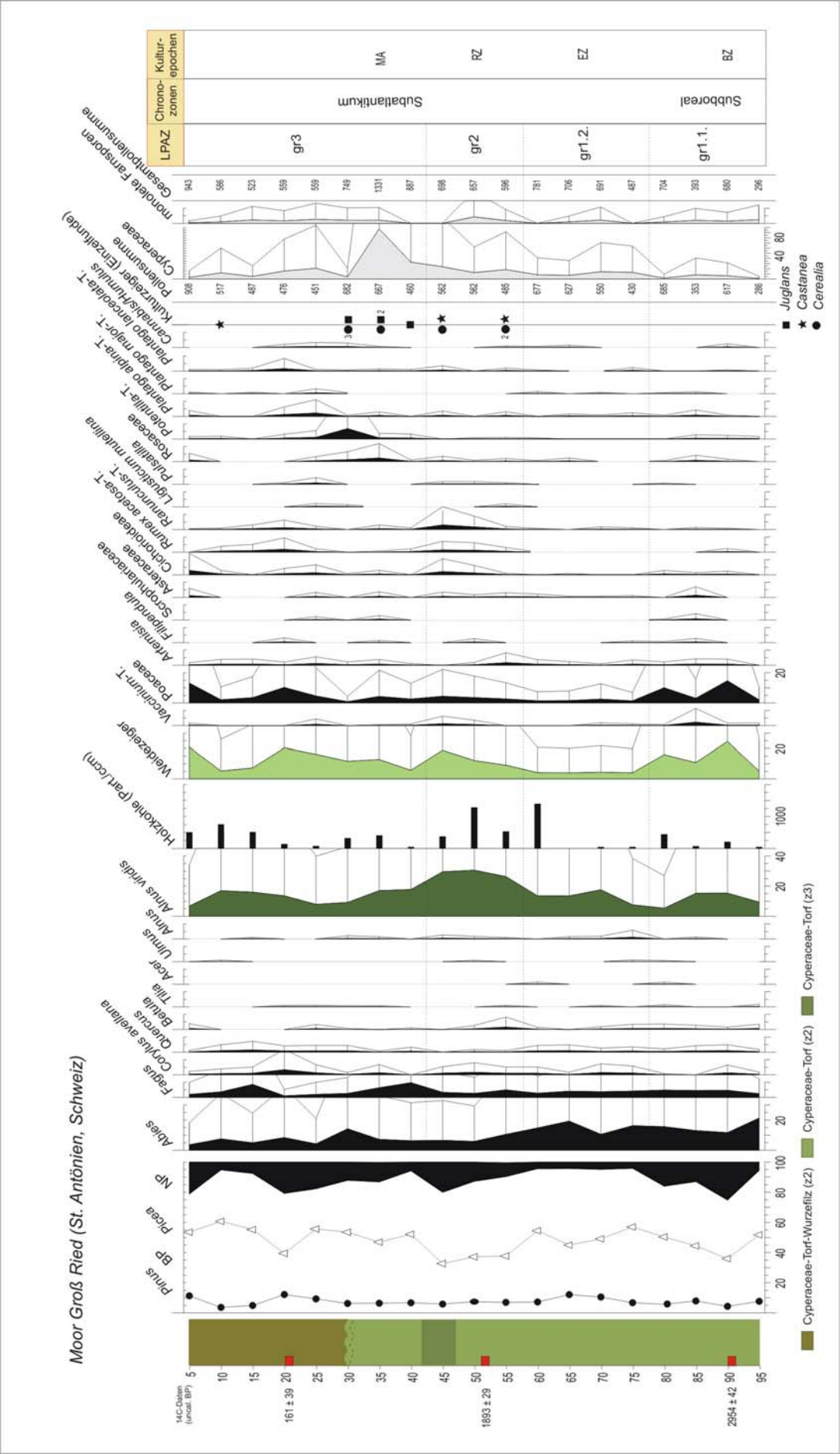


Abb. 23: Übersichtsrelativdiagramm des Moorprofils Groß Ried (St. Antönien, Schweiz).

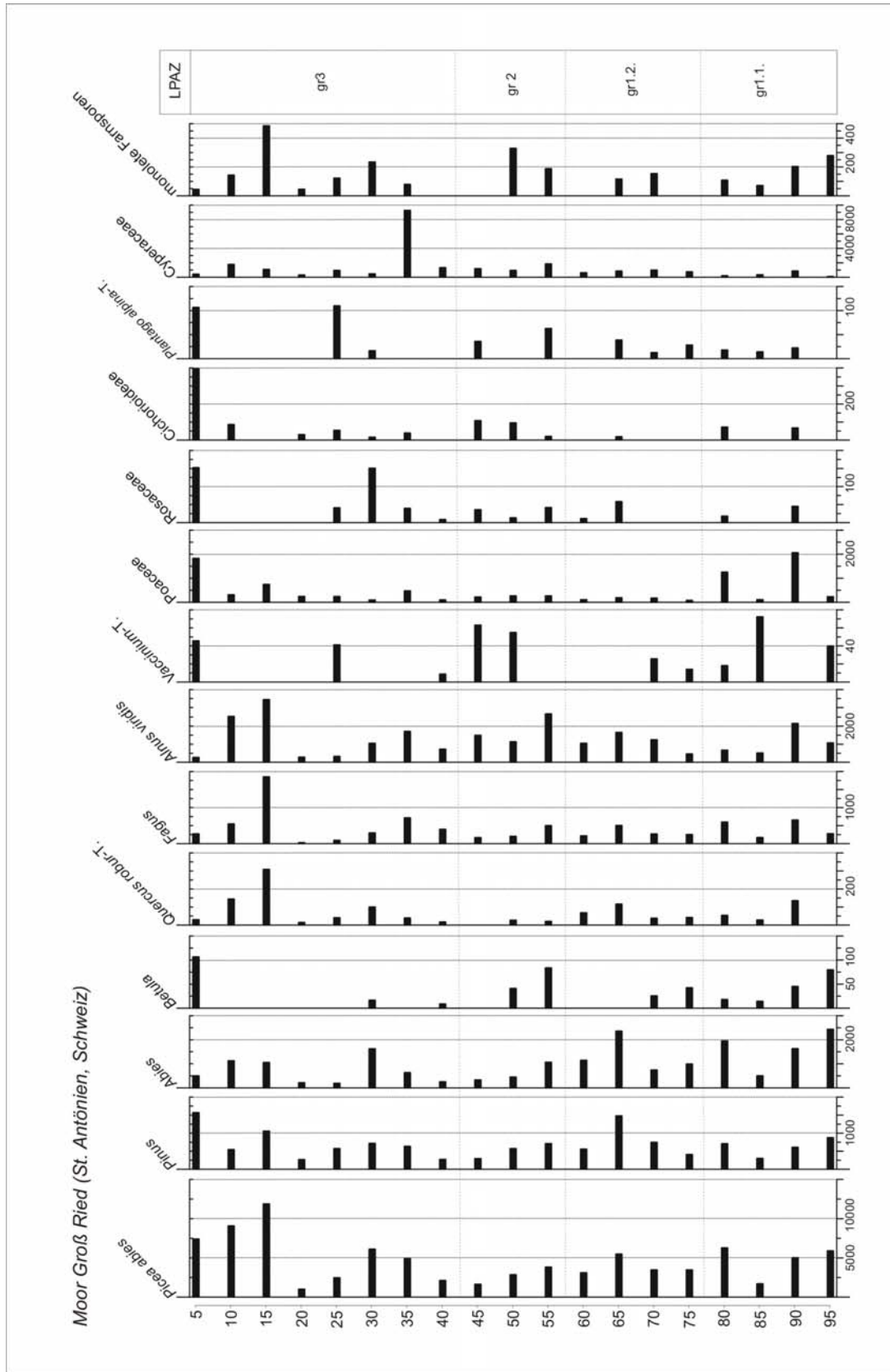


Abb. 24: Übersichtskonzentrationsdiagramm (Pk/ccm) des Moorprofils Groß Ried (St. Antönien, Schweiz).

Zwischen Wald und Weide

Um einen mehr regional geprägten Blick auf die Vegetationsentwicklung seit der menschlichen Umgestaltung des Tals zu erhalten, wurde der obere Meter des Moores Groß Ried pollenanalytisch bearbeitet.

Heute berührt das Moor Groß Ried auf 1720 m ü. NN die obere Waldgrenze. Nur an wenigen Stellen steigt der Waldbestand höher (Rauchwald 1800 m ü. NN). Dies hat sich höchstwahrscheinlich innerhalb der letzten 2000 bis 3000 Jahre nicht geändert, denn die *Picea*-Kurve schwankt zwischen 40 und 60 %. Seitdem wird dort Weidewirtschaft mit unterschiedlicher Intensität betrieben.

Die konstant niedrigen *Pinus*-Pollen-Werte (8 - 10 %) im gesamten Profil lassen vermuten, dass sie auch in früheren Epochen auf Regional- und Fernflug aus den zentralalpinen Nachbartälern zurückzuführen sind. Pollen von *Fagus* aus den tieferen Lagen erreicht 5 - 10 %. *Abies* liegt in **Ipaz gr 1** noch bei Prozentwerten um 20 %, um später auf 5 bis 10 % zu sinken.

Der Zusammenfall des *Picea*-Rückgangs mit dem Anstieg der Weidezeiger und Grünerlen (**Ipaz gr 1.1**) spricht für erste Auflichtungen des subalpinen Fichtenwalds durch den Menschen (2954 ± 42 uncal. BP/1270 – 1110 v. Chr.). Es folgt eine Wald-erholung (Beginn **Ipaz gr 1.2.**, 80-75 cm), in der die *Picea*-Kurve wieder auf 55 % steigt und das Pioniergehölz Grünerle sowie der Kräuterpollen deutlich zurückgehen. Aber schon in 70 cm Tiefe steigt *Alnus viridis* wieder auf 17 % an und bleibt bis zum Ende von **Ipaz gr 1.2.** auf diesem Niveau. Zusammen mit der durchgängigen Kurve von *Plantago alpina*-T. und anderen Weidezeigern sowie dem Anstieg der höchsten Holzkohlekonzentrationen gegen Ende der Zone ist von weiteren Rodungen zur Gewinnung von Weideland auszugehen.

Innerhalb von **Ipaz gr 2** wurde der Fichtenwald nun flächenhaft brandgerodet. Die *Picea*-Kurve fällt auf 35 % und kontinuierlich steigt die der Grünerle bis auf 30 % in 50 cm Tiefe an (1893 ± 29 uncal. BP/ 70 – 135 n. Chr.). Verzögert nehmen auch in 45 cm Tiefe die Weidezeiger (besonders Cichorioideae, *Rumex acetosa*-T., *Pulsatilla*, *Ranunculus* T.) zu. Außerdem tritt Pollen von Kultur- und Siedlungszeigern (*Juglans*, *Castanea* und der *Plantago lanceolata*-T.) auf.

Nach einer Waldregenerationsphase in **Ipaz gr 3** ist - trotz weiterhin hoher Prozente des Fichtenpollens (50 – 60 %) - mit einer Ausweitung der Alpweidwirtschaft auszugehen, denn die Weidezeiger steigen stetig bis auf 20 % an. Dies erfolgt hauptsächlich zu Lasten der Grünerle (Rückgang auf 15 %).

Aufgrund der Zerstörung und Überprägung von Moorsubstanz durch die Drainierung und Nutzung seit etwa dem Jahr 1940 ist der letzte vegetationsgeschichtliche Abschnitt nur schwierig einzuordnen, worauf auch das neuzeitliche ^{14}C -Datum 161 ± 39 uncal. BP (1660 – 1950 n. Chr.) in 20 cm Tiefe hinweist. Es wurde der Wurzelfilz der rezenten Rasendecke datiert. Wie viel Torfsubstanz bisher verloren gegangen ist, lässt sich schwer einschätzen. Abhilfe könnte eine weitere ^{14}C -Datierung unterhalb des rezenten Wurzelfilzes schaffen. Möglicherweise ist mit dem Rückgang der Fichtenkurve und gleichzeitigem Anstieg der Weidezeiger in 20 cm Tiefe noch die im Diagramm CAP in Zone **lpaz cap 4.1.** gefundene Alpweidrodungsphase enthalten, aber schon die Hauptalpweidrodungsphase (CAP2: **lpaz cap 5**) ist wegen des Fehlens eines deutlichen Ausschlags der Fichtenprozentkurve und Anstiegs der Weidezeiger im Diagramm GR höchstwahrscheinlich nicht mehr enthalten.

2.4.3. Vergleich der palynologischen Ergebnisse der Moore Capelgin und Groß Ried

Der Vergleich der palynologischen Ergebnisse der Moore zeigt einmal wieder, wie unterschiedlich die Vegetationentwicklung an einem Hang wiedergegeben werden kann. Obwohl die Moore nicht weit voneinander entfernt liegen (550 Meter Luftlinie und 40 Höhenmeter), ist ihr Pollenbild unterschiedlich und die LPAZ nur bedingt vergleichbar. Die Phasen der ersten Erschließung des Hochtals sind in guter Übereinstimmung festgehalten. Die wichtigsten Größen (Rückgang der *Picea*-Pollenprozente, Anstieg der Holzkohlekonzentration und *Alnus viridis*-Pollen-prozente), mit denen die Ausdehnung von Weideland erfasst wird, sind in beiden Pollendiagrammen enthalten.

Die Unterschiede sind wahrscheinlich in den verschiedenen geoökologischen Rahmenbedingungen begründet: Lage, Größe, Wachstum und Nutzung. Sie können maßgeblich die Wiedergabe der Vegetationsverhältnisse beeinflussen (z.B., BERGLUND 1986; MOORE et al. 1991; TAUBER 1965).

Hauptunterschiede

Während das Moor Groß Ried (1720 m ü. NN) direkt oberhalb der Waldgrenze liegt, befindet sich das Moor Capelgin (1680 m ü. NN) innerhalb des subalpinen Fichtenwalds.

Das Groß Ried ist wesentlich größer und in eine Verebnung eingebettet. Aufgrund der Drainierung in den 40er Jahren des letzten Jahrhunderts wächst es nicht mehr und die Umwandlung in Weideland komprimierte und zersetzte den Torfkörper. Das Moor Capelgin dagegen wird nicht genutzt.

Aufgrund der Größe und Lage ist für das Groß Ried ein höherer Anteil von Regional- und Fernflugpollen anzunehmen. Leicht höhere Prozente zeigen folgende Pollentypen: *Pinus* liegt durchschnittlich 5 % höher und *Fagus* erreicht Gipfel von fast 10 % gegenüber 2 - 5 % in CAP 2. Am deutlichsten sind Unterschiede bei *Abies* zu erkennen. *Abies* erreicht im Diagramm GR mit 20 % wesentlich höhere Prozentwerte als im Diagramm CAP2 (unter 10 %). Im Diagramm vom höhergelegenen exponierten Stelzer See werden sogar Prozentwerte bis zu 40 % erreicht (KELLER 1930).

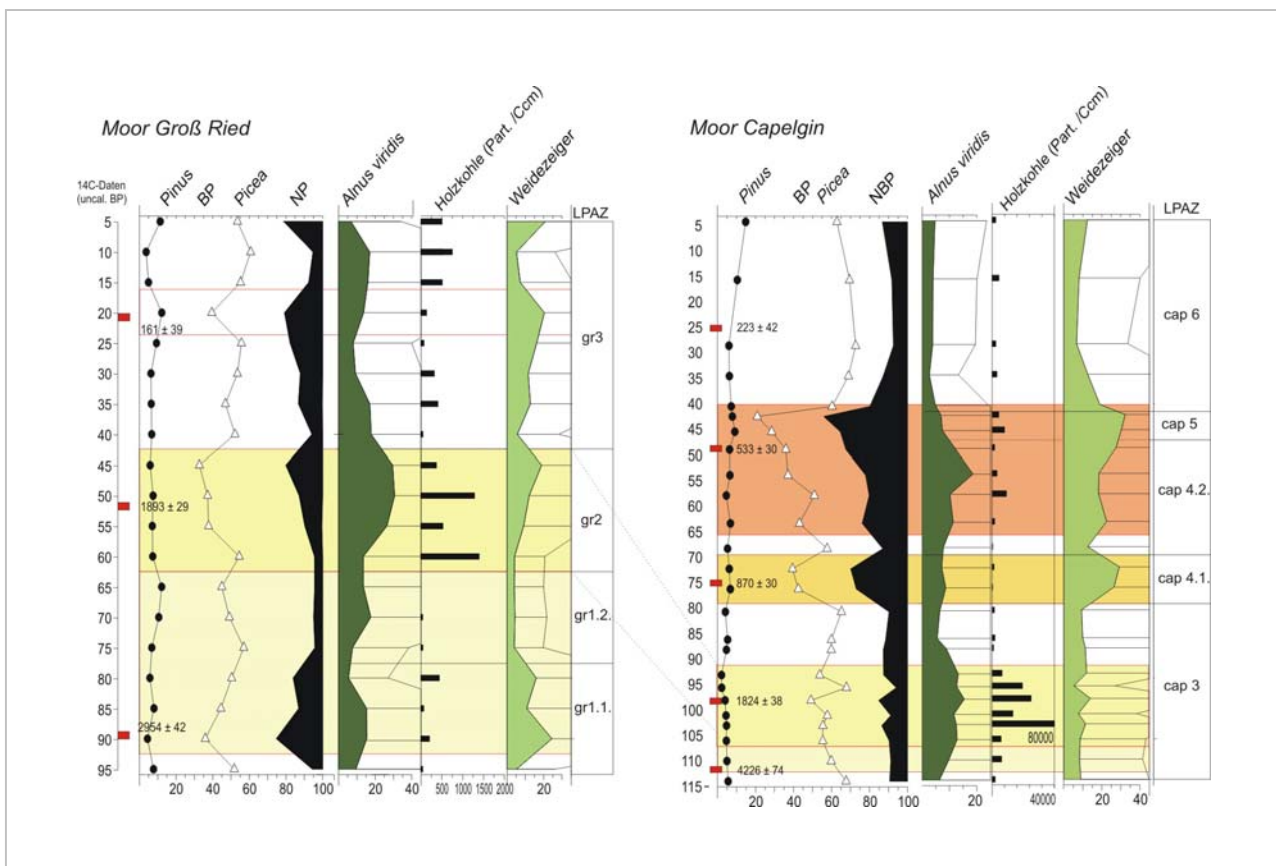


Abb. 25: Vergleich der Diagramme GR und CAP2.

Der erste menschliche Eingriff ist im Diagramm GR (**lpaz gr 1.1.**, 2954 ± 42 uncal. BP/ 1270 – 1110 v. Chr.) klar abgegrenzt. Er wird mit einem Anstieg der Weidezeiger und Rückgang der *Picea*-Prozente festgehalten und endet zunächst mit einem erneuten Anstieg von *Picea*. Im Diagramm CAP2 (**lpaz cap 3**) dagegen lässt sich der erste Eingriff nicht abgrenzen. Er liegt zwischen 4226 ± 74 uncal. BP (2910 - 2670 v. Chr) und dem Holzkohlekonzentrationsmaximum in 103 cm Tiefe. Möglicherweise sind die einzelne Etappen der Weidelandschaffung aufgrund des schlechten Wachstums vom Moor Capelgin in dieser Phase zu gering aufgelöst und bilden sich nicht ab.

Mit den römerzeitlichen ^{14}C -Datierungen (CAP 2: 135 – 235 n. Chr. / GR: 70 – 135 n. Chr.) lassen sich die eisenzeitlichen und römerzeitlichen Phase der Alpweidrodungen im Tal gut gegenüberstellen. Sie in beiden Diagrammen mit einem Anstieg der Holzkohlekonzentrationen aufgezeichnet, wenn sie auch im Diagramm CAP2 ungleich höher sind. Die der Brandrodung weichende Fichte wird durch *Alnus viridis* ersetzt. So steigt der Pollen im Diagramm GR (**Ipaz gr 2**) auf 30 % und im Diagramm CAP2 (**Ipaz cap 3**) auf 15 % an. Da in unmittelbarer Nähe von Weidewirtschaft auszugehen ist, ist Pollen von Kultur- und Siedlungszeigern in beiden Diagrammen rar.

Auch im Lokalen zeigen die Pollenanalysen der Moore eine unterschiedliche Entwicklung: Im Diagramm CAP vollzieht sich in **Ipaz cap 4.1.** der Wechsel von der Übermacht der Farne zu den Cyperaceae (**Ipaz cap 4**). Nun ist die Phase des schlechten Torfwachstums beendet. Die Cyperaceae bestimmen dagegen das gesamte Diagramm GR.

Ein weiterer augenfälliger Unterschied in den Diagrammen ist der Verlauf der *Picea*-Pollen-Prozentkurve. Während die *Picea*-Kurve vom Diagramm CAP2 scheinbar mit jeder Waldnahme von 70 % auf 21 % weiter nach unten fällt (**Ipaz cap 4 - 5**), liegt die Amplitude von *Picea* im Diagramm GR zwischen 40 und 60 % (**Ipaz gr 3**). Mit dem Rückgang der Fichtenprozentage auf 21 % in **Ipaz cap 5** ist davon auszugehen, dass die Waldgrenze am Chrüz damals unter die Höhe von Capelgin (1680 m ü. NN) gedrückt wurde. Das freigestellte Moor Capelgin nimmt nun neben lokalem und extralokalem Pollen auch verstärkt den des Tals auf und dokumentiert die talumfassenden Alpweidrodungen (533 ± 30 uncal. BP / 1330 – 1435 n. Chr.). Diese Hauptphase der Alpweidrodungen ist im Pollendiagramm GR nicht zu erkennen. Wahrscheinlich ist diese Phase im Moor GR gar nicht mehr enthalten, weil die Abschnitte des Torfkörpers durch die Entwässerung und die Beweidung schon zersetzt sind.

Ebenso wie die Rodungen wird auch die Wiederbewaldung im Diagramm CAP (**Ipaz cap 6**) mit einem klaren Anstieg der *Picea*-Pollenkurve auf 70 % dokumentiert.

2.5. Pollen in Böden

Nach dem traditionellen Ansatz der Pollenanalyse entspricht das Alter der Ablagerung dem Alter des Pollengehalts. So wurden auch Böden anfangs unter dieser Annahme unter die Lupe genommen, um mit ihnen Vegetationsgeschichte zu schreiben (BEYERNICK 1933; FLORSCHÜTZ 1957). Allerdings ist nur in einer organisch wachsenden Auflage, wie dem Rohhumus eines Podsoles oder dem einer Rendzina, eine vegetationsgeschichtliche Wiedergabe möglich. IVERSEN (1941) fand in Rohhumusaufträgen von Podsolen in Dänemark eine deutliche Zonierung verschiedener Pollenspektren vor, die bis ins Subboreal zurückreichten.

WELTEN (1962) machte in den Alpen die Erfahrung, dass das Störungspotential von alpinen Böden häufig zu hoch ist, um zu stratifizieren. In humosen Stockwerksböden von Rasengesellschaften stellten NEUWINGER & BORTENSCHLAGER (1994) einen Gleichlauf in verschiedenen Tiefen fest. WHITTINGTON (1998) erscheint die Bodenanalyse aufgrund der Relation von Aufwand und Nutzen nicht zeitgemäß, obwohl er sie theoretisch „als Wissensinsel im Meer der allmächtigen Ignoranz“ sieht.

In Böden wird die Pollenanalyse also an ihre Grenzen geführt. Um Aussagen zu treffen, ist eine komplexe Betrachtung notwendig. Diese setzt einerseits die Kenntnis über die Herkunft des Eintrags, der Verlagerung und die Erhaltungsbedingungen des Pollens voraus und basiert andererseits auf dem Wissen über die Genese der Böden (DAVIDSON 1999; MOURIK 1999). Trotz aller Komplikationen findet die Bodenpollenanalyse besonders im archäologischen Kontext erfolgreich Anwendung, z. B. DIMBELBY (1985); SERGERSTRÖM (1991) und KALIS & MEURERS-BALKE (2001).

Herkunft

Pollen aus Böden bildet die lokale Vegetation ab. Da der Blütenstaub auf unterschiedliche Art und Weise in den Boden gelangt, kann in einem Bodenhorizont eine Mixtur vom Pollen verschiedenen Alters auftreten (DIMBELBY 1985; MOORE et al. 1991):

- Residualpollen, der bereits im Bodenmaterial enthalten ist
- synsedimentärer Pollen, der während der Um- oder Ablagerung des Ausgangsmaterials eingelagert wird
- und postsedimentärer Pollen, der nachträglich eingearbeitet wird.

Häufig sind die Entstehungsbedingungen des Ausgangsmaterials, wie Löss, Auen- oder Hangsedimente und die einwirkende Bodenbildung als fließender Übergang zu verstehen, und eine klare Trennung ist daher oft nicht möglich.

Eintrag und Verlagerung

Der postsedimentäre Eintrag von Pollenkörnern erschwert eine Stratifizierung oder macht sie gar unmöglich. Alte Pollenspektrenmuster werden von jüngeren überprägt, so dass unterschiedlich alter Pollen zusammen vorliegt. Über den Weg des postsedimentären Pollens in den Boden und besonders zur Gewichtung der möglichen Verlagerungsprozesse bestehen Uneinigheiten. Nur wenige Autoren halten den Transport einzelner Pollenkörner mit dem Sickerwasser für möglich (KELSO 1994). Die meisten Autoren gehen davon aus, dass Pollenkörner meist nicht allein vorkommen, sondern in Bodenaggregaten gebunden sind (GUILLET 1971).

DIMBELBY (1985) nimmt als Hauptmechanismen eine Verlagerung mit Humus-Komplexen sowie Bioturbation an. Mikromorphologischen Studien zufolge wird der größte Anteil von der Bodenfauna eingearbeitet (ANDERSEN 1979; DAVIDSON et al. 1999; VAN MOURIK 1998). Pollen sind in deren Exkrementen eingebettet. In Schottland entdeckte DAVIDSON in den Bodenhorizonten mit zahlreichen Exkrementen von Lumbriciden einen hohen Durchmischungsgrad der Pollenspektren. Dagegen wurde in den Ausscheidungen der Enchytraeidae, den kleineren Brüdern des Regenwurms, kein transportierter Pollen gefunden, obwohl von ihnen ein großer Anteil der Biomasse in mittleren bis nördlichen Breiten umgesetzt wird (DAWOD & FITZPATRICK 1993, WOOD 1989). Die zuletzt genannten Autoren gehen davon aus, dass die Pollenkörner zu groß sind, um auf gleiche Weise wie von Regenwürmern transportiert zu werden. Auch CARCAILLET (2000), der sich mit der Verlagerung von feinen Holzkohlepartikeln befasste, führte Inversionen und Unstimmigkeiten im Alter der Proben auf die Aktivität der Bodentiere zurück.

VAN MOURIK (1986; 1999) beschrieb zudem, dass das Alter der Ablagerung eine entscheidende Rolle spielt. In Galizien (Spanien) untersuchte er verschieden alte Hangsedimente: eine periglaziale Deckschicht, in der sich eine Braunerde im mittleren Holozän entwickelte und ein darüberliegendes subatlantisches Kolluvium. Während die Solifluktsdecke den Pollen verschiedener Vegetationsstadien zeigte (boreale Steppeflora sowie Wald aus dem mittleren Atlantikum), enthielt das Kolluvium ein subatlantisches Pollenspektrum mit Kulturzeigern. Je älter ein Boden ist, desto stärker ist er demnach bioturbat überprägt und weicht von seinem ursprünglichen Pollengehalt ab.

Pollenerhaltung

Letztlich kann selektive Korrosion das Vegetationsbild verzerren, da Pollenkörner unterschiedlich resistent gegenüber aeroben Bedingungen oder mechanischen Belastungen sind. HAVINGA (1971) beschäftigte sich in den 60 und 70er Jahren mit dem Korrosionsphänomen vom Pollen in verschiedenen Böden und Ablagerungen. Er machte

dazu in den 60er Jahren langjährige Feldversuche und belegte, dass die Intensität der Korrosion in Abhängigkeit zum eingebetteten Substrat besteht, und Pollentypen unterschiedlich stark anfällig sind. Während der Pollen des Hochmoors nicht betroffen ist, nimmt der Zersetzungsgrad vom Niedermoor zur Auenablagerung und den Böden zu. Den Einbettungsbedingungen entsprechend erhält sich der Pollen unterschiedlich gut. Anaerobes Milieu und saure pH-Werte setzen die mikrobielle Aktivität herab und bieten eine gute Voraussetzung für die Konservierung. In Podsolen ist die Pollenerhaltung deshalb besser als in kalkreichen Böden (DIMBELBY 1985). Außerdem hängt der Zustand der Sporomorphen vom Gehalt an Sporopollenin in der Exine ab (hoch bei Pteridophyten, niedriger bei *Quercus*, *Populus* und vielen Wasserpflanzen) (BURGA & PERRET 1998). Als Hauptkorrosionsprozess macht HAVINGHA (1971) die Perforation verantwortlich. Besonders resistent sind *Lycopodium*, *Polypodium* und *Taraxacum*. Im Gegensatz dazu scheint Pollen von *Alnus* und *Corylus* stark vom Zerfall bedroht zu sein. *Acer*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Populus*, *Salix* und *Ulmus* nehmen ebenfalls in ihrer Quantität ab. Baumpollen von *Tilia*, *Fagus*, *Quercus*, *Pinus*, *Betula* und *Taxus* liegen dazwischen.

2.5.1. Pollen in Spülsedimenten am Hang des Chrüzes

Trotz der beschriebenen Probleme, die die Pollenanalyse in Böden erschweren (Kap.2.5.), erscheint eine Untersuchung der Spülsedimente aufgrund der folgend beschriebenen Ausgangslage als aussichtsreich.

2.5.1.1. Morphogenese der Spülsedimente

Spülsedimente bedecken nahezu flächendeckend den Schattenhang des Chrüzes. Mittels mehrerer Catenen wurden die Horizonte und Schichten der Bodenprofile nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 2005) beschrieben. Schon in Farbe und Horizontschärfe grenzen sie sich im Gelände visuell von dem darunterliegenden geköpften Bs-Horizont und dem darüber liegenden Ah-M ab. Gestützt wird diese Beschreibung durch bodenphysikalische und -chemische Analysen (Kap. 3).

Außerdem sind mikroskopische und meist auch makroskopische Holzkohlepartikel erkennbar. Sie sind als Indiz für Brandrodungen zu sehen. Drei ¹⁴C-Datierungen aus der Eisenzeit (2540 ± 31 uncal. BP / 800 – 590 v. Chr.; 2266 ± 49 uncal. BP / 400 – 210 v. Chr.; 2167 ± 49 uncal. BP / 360 – 120 v. Chr.) geben einen zeitlichen Rahmen an.

Die Spülsedimente sind das Produkt der Erosion nach den Brandrodungen. Indem der Mensch den Wald rodet, unterliegt die geöffnete Vegetationsdecke leicht der Wirkung von Abtragung. Ohne den Schutz der dichten Vegetationsdecke führen dann

Schneeschnelze und Regenfälle zu erhöhtem Oberflächenabfluss (siehe Kap. 3.4.1.1.2.) (BORK et al 1998; RICHTER 1998; JOHANSEN et al 2001). Im beschriebenen Fall wurde Oberboden (Bodenmaterial von Ahe-, Ae-, Bsh- und teilweise Bs-Horizont) wird abgetragen und dabei Pollen synsedimentär eingelagert und/oder mit umgelagert.

Erhaltungszustand

Förderlich für die Erhaltung der Pollenkörner in der Hangablagerung ist die expositionsbedingte lange Schneebedeckung. Aufgrund der hohen Feuchte des Schattens trocknet das Spülsediment geschützt unter einer kolluvialen Auflage und der Verdichtung durch Viehtritt nicht aus. Unter diesen anaeroben Bedingungen im sauren Milieu des Ausgangsmaterials liegend (hauptsächlich umgelagerter Ae mit pH-Werten um 3 – 4), wird der Pollen vor Korrosion bewahrt. Nur wenige Pollentypen zeigen Korrosionserscheinungen. Mechanische Deformierungen, die auf eine Umlagerung hindeuten, sind dagegen weiter verbreitet. So liegen die sackförmigen Pollenkörner von *Picea* und *Pinus* häufig fraktioniert vor.

Bodenfauna und postsedimentärer Eintrag

Die Zusammensetzung des Edaphons wird von den ökologischen Lebensbedingungen bestimmt. Saure und feuchte Böden in kühl-humidem Klima setzen die Aktivität erheblich herab. Nur Actinomyceten können sich gut den extremen Temperatur- und Feuchtebedingungen der alpinen Böden anpassen, während sie in den Ackerböden im Tiefland von Protozoen und Lumbriciden verdrängt werden (SCHEFFER & SCHACHT-SCHABEL 2005). Aufgrund der geringen Bodenfaunaaktivität im Spülsediment ist nicht von einem hohen postsedimentären Polleneintrag auszugehen (VAN MOURIK 1998; DAVIDSON et al. 1999). Anders verhält es sich vermutlich in dem aufliegenden humosen Ah-M. Er erfährt seit seiner Existenz der Alpweidewirtschaften eine biogene Durchmischung.

2.5.2. Ergebnisse

Die in den Böden eingeschalteten Spülsedimente dienen als Brücke zwischen Bodenkunde und Palynologie. Sie nahmen während ihrer Entstehung Pollen auf.

Tab. 7: Pollenspektren in Böden und anderen sedimentären Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes.

Pollenspektren in Böden

Bodenproben	Pollenspektren		aktuelle Vegetation
	BP/NBP- u. <i>Alnus viridis</i> - Anteile in %	wichtige Pollentypen	
Hangmoor Schal - Spülsediment	65 - 85, Ø 76,27 BP 2 - 8, Ø 4,11 <i>Alnus viridis</i> 11 - 31, Ø 19,62 NBP	<i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , Cichorioideae, Asteraceae, <i>Plantago alpina</i> -T., Cyperaceae, Selaginella	extensiv genutzte Alpweide
Alp Valpun - AhM	47- 66, Ø 54,63 BP 4 - 21, Ø 35,08 <i>Alnus viridis</i> 30 - 43, Ø 35,08 NBP	<i>Picea</i> , <i>Alnus viridis</i> , <i>Vaccinium</i> Cichorioideae, Asteraceae Ranunculaceae, Rosaceae <i>Plantago alpina</i> -T., Liliaceae	Alpweide intensiv /extensiv mit Alpenrosen- und Grün- erlengebüsch
Alp Valpun - Spülsedimente	13 - 62, Ø 43,01 BP 4 - 68, Ø 24,9 <i>Alnus viridis</i> 10 - 60, Ø 32,09 NBP	<i>Picea</i> , <i>Alnus viridis</i> , <i>Corylus</i> , <i>Abies</i> <i>Vaccinium</i> -T., Poaceae, Cichorioideae, Asteraceae Ranunculaceae, <i>Epilobium</i> , <i>Plantago alpina</i> -T., Farnsporen	Alpweide intensiv/extensiv mit Alpenrosen- und Grün- erlengebüsch
Zwischen Capelgin und Großried - Spülsedimente	15 - 73, Ø 49,74 BP 16 - 79, Ø 39,95 <i>Alnus viridis</i> 4 - 20, Ø 10,26 NBP	<i>Picea</i> , <i>Alnus viridis</i> , <i>Corylus</i> , <i>Abies</i> <i>Vaccinium</i> -T., Poaceae, Cichorioideae, Asteraceae Ranunculaceae, Rosaceae, <i>Pulsatilla</i> , Apiaceae	Subalpiner Fichtenwald

Der synsedimentäre Pollen spiegelt den lokalen Vegetationszustand dieser geomorphodynamisch aktiven Zeit wider. Als Auslöser ist die Auflockerung und Zerstörung des Waldes durch Brandrodungen zu sehen. Da der Pollen das jeweilige Abbild der unmittelbaren Umgebung im kleingekammerten Vegetationsmosaik ist, variiert er in seiner Zusammensetzung. Bezieht man bei der Betrachtung den Standort mit ein, so erschließen sich aus den „Unregelmäßigkeiten“ doch charakteristische Verteilungen. Für die Proben am NE-exponierten Hang des Chrüzes ergeben sich vier Gruppen: Das Spülsediment des Hangmoors Schal, der Ah-M und die Spülsedimente der Alp Valpun sowie die Spülsedimente im Bereich des subalpinen Fichtenwalds zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried. Im Vergleich mit den Pollenspektren der Moore fällt die wesentlich höhere Kräuterpollendiversität auf. Auch Pollen von Insektenblütlern wie, *Epilobium* und *Geranium*, fanden so den Weg in die Ablagerung.

2.5.2.1. Das Spülsediment des Hangmoors Schal

In einer Tiefe von 44 bis 25 cm ist das Spülsediment (Proben X1.1.-X1.5.) im Cyperaceae-Torf des Hangmoors Schal eingebettet. Aufgrund der Datierung an der Sohle (528 ± 62 uncal. BP / 1310 – 1450 n. Chr.) ist es jünger als die anderen Spülsedimente einzuschätzen. Aus der Zeitstellung und aus der höheren Komponente von Fern- und Regionalpollenflug leitet sich sein deutlich von den anderen Ablagerungen abgesetztes Pollenbild ab.

Der hohe *Pinus*-Anteil von 20 % wird sonst in keiner anderen minerogenen Proben erreicht, und ist deshalb vermutlich auf Fernflug zurückzuführen, denn mit zunehmender Höhe nimmt dieser zu (JOCHIMSEN 1986). In den tieferliegenden Mooren Capelgin und Groß Ried werden in diesem Zeitabschnitt höchstens 15 % erreicht.

Die geringen *Alnus viridis*-Prozente von durchschnittlich 4 % weichen deutlich von denen der anderen Ablagerungen (Ah-M: 35 %, M- Alpweide: 25 % und M-Wald: 40 %) ab. Die Alpenerle wuchs demnach zur Entstehungszeit des Sediments nicht in unmittelbarer Umgebung. Die niedrigen Werte korrespondieren aber gut mit denen aus der Hauptalpweidrodungsphase im Diagramm Cap2 (**Ipaz cap 4.2. / Ipaz cap 5**). Es stützt damit die Annahme, dass die Grünerle zugunsten der taleinnehmenden Weidewirtschaft zurückgedrängt wird. Andererseits verwundert die geringe Kräuterpollendiversität (in der Hauptsache nur Cichorioideae, Asteraceae wie *Plantago alpina*-T.), obwohl das Moor von Weideland umgeben war.

Die Pollenspektren der 5 verschiedenen Tiefen des Spülsediments im Hangmoor sind in sich dagegen vergleichbar. Nur die oberste Probe X1.1. zur Torfunterkante fällt durch wesentlich höhere Cyperaceae- Werte (83 %) auf. Es lässt sich allerdings keine vegetationsgeschichtliche Entwicklung ableiten, da das Spülsediment diskontinuierlich oder nur innerhalb einer Phase aufgebaut wurde. Sein Vorkommen beweist aber, dass es am Hang des Chrüzes mehrere Phasen erhöhter flächenhafter Abspülung gegeben hat. Im Vergleich zur Catena X1 und X2 sind die Bodenprofile oberhalb des Moores (Catena X3) stärker erodiert und das charakteristische graue Spülsediment fehlt (Kap. 3.4.1.1.2.).

2.5.2.2. Spülsedimente und kolluviale Ablagerungen unter Alpweiden

Die Ah-M-Horizonte der Alp Valpun (X2.1. – X2.4.)

Die Ah-Ms der Alp Valpun sind die humose Auflage (org. Substanz: 12 - 15 %) über den Spülsedimenten mit einer Mächtigkeit zwischen 5 - 8 cm.

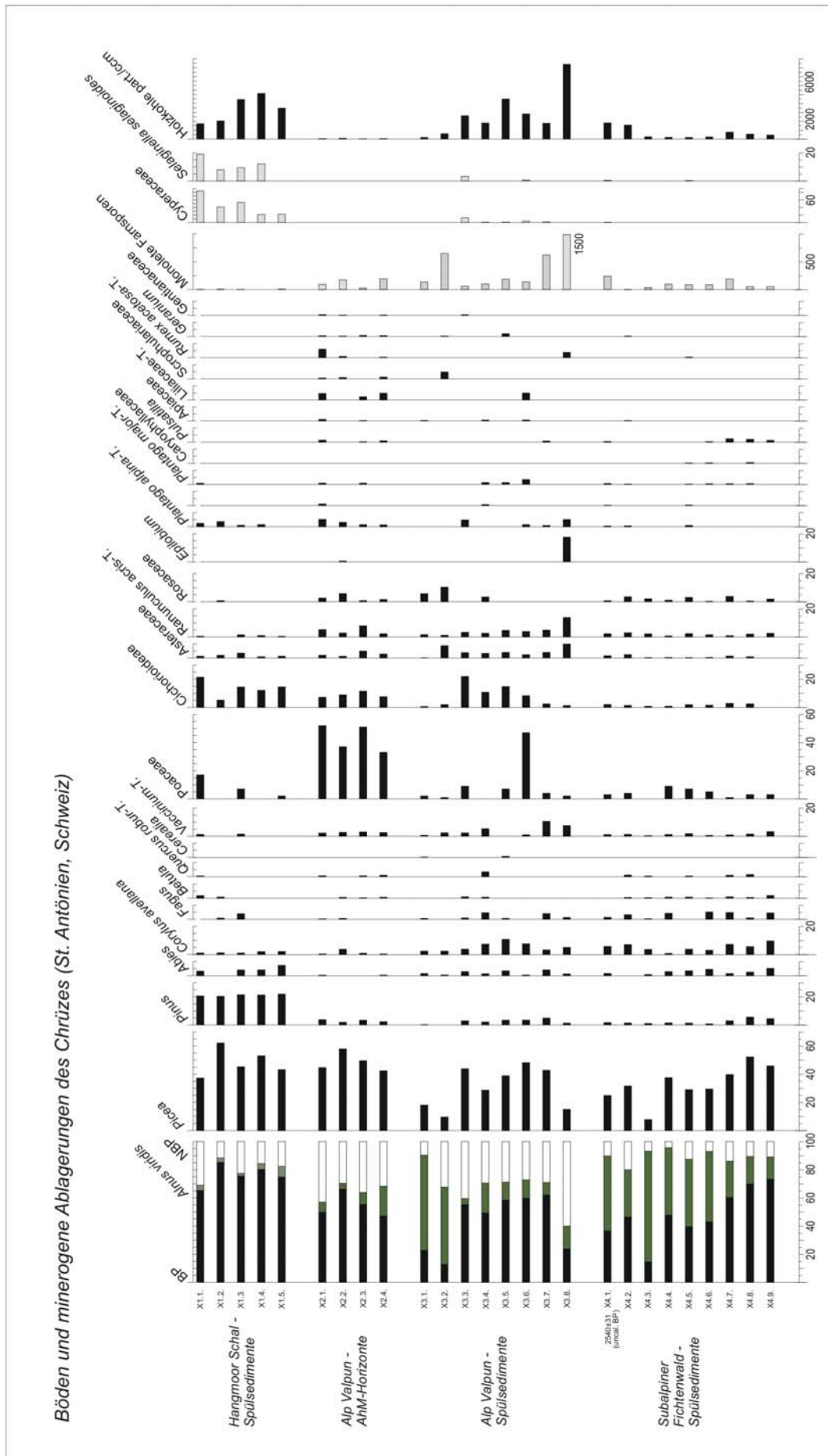


Abb. 26: Übersichtsrelativdiagramm der pollenanalytischen Untersuchungen in Böden und minerogenen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).

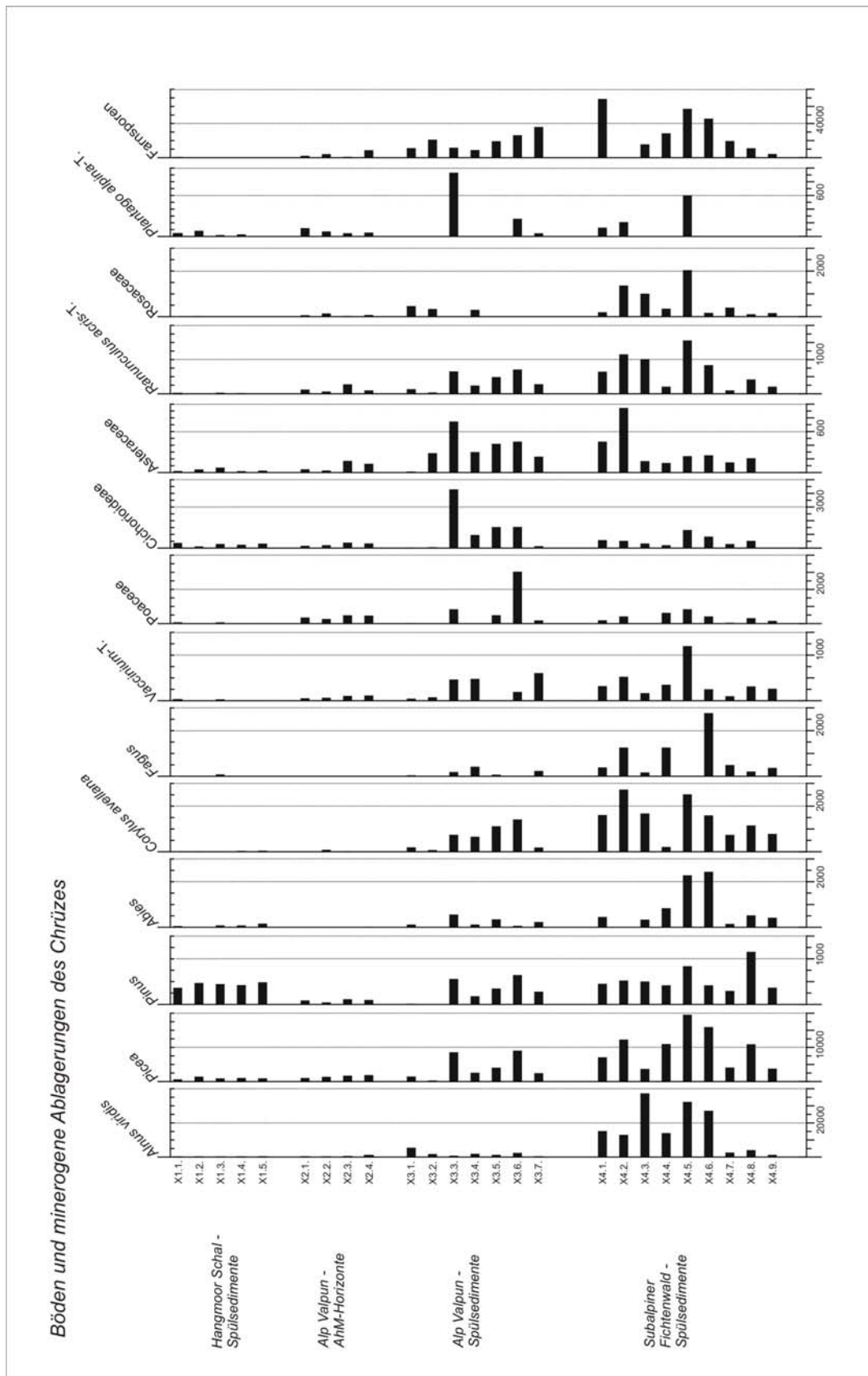


Abb. 27: Übersichtskonzentrationsdiagramm der pollenanalytischen Untersuchungen in Böden und minerogen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).

Sie sind das Produkt der Alpweidewirtschaft, geprägt von kleinräumigen Umlagerungen (Rasenscholldynamik) und Bioturbation. Wird die Grasnarbe jedoch nicht durch Viehtritt beschädigt, bietet sie einen guten Schutz gegenüber Erosion (RICHTER 1998). Die hohe organische Substanz resultiert vornehmlich aus dem zersetzten Wurzelfilz. In diesem Horizont ist von der stärksten Aktivität des Edaphons auszugehen. Aufgrund dieser Dynamik ist anzunehmen, dass Pollen seit Beginn der geschaffenen Weidelandschaft bis heute eingearbeitet wird.

Das Pollenbild zeigt ein Weidespektrum mit einem hohen Anteil an Poaceae (zwischen 33 – 52 %), das auf eine geschlossene Grasdecke schließen lässt. Die Süßgräser werden begleitet von Cichorioideae, Asteraceae, Ranunculaceae, Rosaceae, *Plantago alpina*-T. und Liliaceae. Dagegen fehlen deutliche Vorkommen von Holzkohle und der hohe Grünerlenpollenanteil, die charakteristisch für das darunterliegende Spülsediment sind. Nur in einem Bodenprofil unterhalb des Grünerlengürtels werden 21,2 % *Alnus viridis*-Pollen erreicht, während die Ah-Ms auf offener Weidefläche 4 bis 8 % enthalten. Ähnliches findet sich bei den Rezentpollen-Proben.

Die Spülsedimente am Hang des Chrüzes

Je nach Position im Relief ist das in den Böden eingeschaltete Spülsediment unterschiedlich mächtig. In der Mulde erreicht es 14 cm und in Hanglage zwischen 5 und 10 cm. Den Ergebnissen der bodenkundlichen Untersuchungen zufolge ist von einer spülaquatischen Verlagerung von Bodenmaterial des humosen Oberbodens und des Ae-Horizonts auszugehen (näheres Kap. 3.4.1.1.2.). Der Pollen wurde zeitgleich (synsedimentär) mit der Bildung des Spülsediments eingelagert und aufgrund der geringen Bodenfaunaaktivität (niedriger pH, hohe Feuchte) bis heute kaum postsedimentär überprägt. Im Gegensatz zu den Ah-M-Horizonten werden wesentlich höhere Holzkohlkonzentrationen erreicht.

Die Spülsedimente der Alp Valpun (X3.1. – X3.7.)

Schon mit bloßem Auge ist in der Profilwand Holzkohle im Spülsediment zu erkennen. Mit dem Fund zweier Brandhorizonte (2266 ± 49 uncal. BP / 400 – 210 v. Chr; 2167 ± 49 uncal. BP / 360 – 120 v. Chr.) sind die Rodungen und die Entstehung der Spülsedimente datierbar.

Der gute Erhaltungszustand der Spülsedimente unter Weide ist ein Hinweis dafür, dass der Hang seit den ersten Umwandlungen stetig weidewirtschaftlich genutzt wurde. Denn Weide gilt, wenn sie nicht übermäßig genutzt wird als Erosionsschutz. Unter den Alpenrosen ist die spülaquatische Hangablagerung bodenkundlich nicht

(mehr) nachweisbar. Entweder der Boden wurde durch die erneute Podsolierung komplett überprägt oder das Spülsediment ist aufgrund des steilen Hangs nicht vorhanden. Pollenanalytisch fallen diese Proben (X3.1./X3.2.) durch ihre hohen *Alnus viridis*-Anteile von 55 und 68 % auf. In diesem Fall ist es schwierig ob die hohen Anteile nun Reflektion damaliger Vegetationsverhältnisse sind oder ein allmählicher postsedimentärer Eintrag erfolgte, denn der Standort liegt auch heute in unmittelbarer Nähe des Grünerlengebüschs. Mikromorphologischen Studien von DAVIDSON (1999) und VAN MOURIK (1999) zufolge findet in Podsolen aber kaum postsedimentärer Eintrag statt, da es kaum Bodenfauna gibt. Einzig der Transport im Verbund mit Humuskolloiden mit dem Sickerwasser durch den schluffreichen Boden oder entlang von Wurzelbahnen kann zu einer Anreicherung führen. Höchstwahrscheinlich sind die hohen Gehalte eine Kombination von beiden Eintragswegen.

In den Spülsedimenten unter Alpweide liegen die Grünerlen-Prozente durchschnittlich bei 12,75 %, also höher als die Gehalte der M-Horizonte und der Rezentproben. Der NBP-Anteil mit 27 und 60 % zeichnet offene Verhältnisse nach. Die Schwerpunkte des Kräuterpollens (Cichorioideae, Asteraceae, Ranunculaceae, Rosaceae, *Plantago alpina*-T. und Liliaceae) ähneln den Ah-M-Horizonten, enthalten aber einen höheren Anteil der Farnsporen.

Wie auch in den Spülsedimenten zwischen Capelgin und Groß Ried tritt *Corylus* mit 10 - 12 % auf. Als Lichtungszeiger ist die Hasel ebenfalls ein Hinweis auf den Übergangszustand von der Brandrodung zur Alpweide. Die Probe X3.7. unterscheidet sich bodenkundlich wie auch pollenanalytisch von den anderen Spülsedimenten unter Alpweide. Das Profil befindet sich auf einer Verebnung und dem fBs-Horizont liegt kein Spülsediment auf, sondern ein stark deformierter reliktsicher Ae. Der hohe NBP-Anteil (60 %) ist wahrscheinlich vom Viehtritt eingearbeiteter lokaler Pollen der Weide. Bemerkenswert sind dabei die hohen Prozente des Rodungs- und Lichtungszeigers *Epi-lobium* (17,5 %). Möglicherweise ist diese aber auf selektive Korrosion zurückzuführen, da bis auf wenige Ausnahmen (Asteraceae) die Konzentration der Pollentypen auffallend gering ist. Abweichungen ergeben sich zudem in den extrem hohen Prozenten der monoleten Farnsporen.

Spülsedimente im subalpinen Fichtenwald (zwischen Capelgin und Groß Ried)

(X4.1. – X4.9.)

Der Hang zwischen Capelgin und Groß Ried ist seit 300 bis 350 Jahren wiederbewaldet (siehe Kap.4). Die Spülsedimente werden von sekundären Podsolierungsprozessen überprägt. Mit bis zu 5 % *Fagus*-Pollen sind die Sedimente keinesfalls älter als subboreal einzuordnen. Ein Holzkohlestück (2540 ± uncal. BP / 800 – 590 v. Chr)

weist, wie auch die etwas jüngeren Brandhorizonte oberhalb des Groß Rieds auf das menschliche Wirken in der Eisenzeit hin.

Augenfällig sind die hohen *Alnus viridis*-Prozente von 16 bis 79 %. Der feucht-zügige Hang, von dessen Wasser auch das Moor Capelgin profitiert, schien sehr günstig für das Aufkommen der Grünerlen nach den Rodungen zu sein. Flächenhaft nahm nach den Brandrodungen zunächst *Alnus viridis* als Rohbodenkeimer die freien Bereiche ein. Damit grenzt sich das Pollenspektrum deutlich von den anderen Ablagerungen und den Oberflächenproben ab. Im heutigen subalpinen Fichtenwald zwischen den Mooren ist die Grünerle dagegen nur vereinzelt vertreten, was sich auch in den Oberflächenproben mit 2 bis 12 % widerspiegelt und der letzte Abschnitt des Moorprofils Capelgin (**lpaz cap 5**) mit 3 – 4 % nachzeichnet.

Ähnlich wie die Ah-M-Horizonte unter Weide - nur mit abgeschwächten Prozentsätzen und weniger Pollentypen – sind in den Spülsedimenten Poaceae, Cichorioideae, Asteraceae, Ranunculaceae und Rosaceae vertreten. Im Vergleich mit den Pollenspektren der Spülsedimenten der Alp Valpun scheint es, als ob diese Hangpartie nach den Brandrodungen noch kaum genutzt worden ist. Vermutlich war der Standort ungünstiger, da er steiler und feuchter ist.

2.6. Diskussion

Die Vegetationsgeschichte der Moore Capelgin und Groß Ried fügt sich in das palynologische Bild der Ostschweiz ein (KELLER 1930; HEITZ 1975; WEGMÜLLER 1976; BURGA 1980; BURGA 1987). Abweichungen ergeben sich möglicherweise aus der geographischen Sonderstellung, denn das Tal liegt im Grenzbereich zwischen den nördlichen Voralpen und den Zentralalpen. Obwohl es nach der Naturräumlichen Gliederung (GUTERSOHN 1973) schon den Zentralalpen zugeordnet wird, entspricht es klimatisch den nördlichen Voralpen. Dies zeigt sich auch in der Vegetationsentwicklung mit dem klassischen Wechsel von *Pinus* zu *Picea* an der Wende Älteres/Jüngeres Atlantikum und der gleichzeitigen Ausbreitung von *Alnus viridis* (LANG 1994; WELTEN 1982).

2.6.1. Ausbreitung der Gehölze (Vegetation und Klima)

Zu Beginn des Moorwachstums 9010 – 8770 BP/ (7060 – 6820 v. Chr.) sind Fichte und Tanne bereits eingewandert. BURGA & PERRET (1998) gehen davon aus, dass *Picea* 9000 - 8000 BP Teile Graubündens erreichte. Auch *Abies* überquerte nach MÜLLER (1972) den Lukmanierpass ins Rheintal zwischen 8000 - 6000 uncal. BP.

Das Moor Capelgin wurde von einem lichten, krautreichen Waldbestand mit der Hauptbaumart *Pinus* umgeben, wie dies auch aus anderen Regionen der Alpen für die subalpine Stufe bekannt ist (LANG & TOBOLSKI 1985; ZOLLER & BROMBACHER 1984; WELTEN 1982). Er blieb bis zur Wende Jüngerer/Ältere Atlantikum bestehen. Diese Phase im Holozän gilt allgemein als Zeit einer Klimaverbesserung²⁾, die ihren Höhepunkt im Verlauf des holozänen Klimaoptimums zwischen 8000 und 5000 BP erreichte (LANG 1994; PONEL et al. 1992). PORTER & OMBRELLI (1985) setzen den Beginn der Optimalphase sogar bei 8400 BP und BURGA (1993) mit 8300 BP an. Zeichen der Klimaverbesserung war die Ausbildung des sommergrünen Laubmischwalds in tieferen Lagen. Dies zeigt sich im Pollenbild am deutlichsten mit den Prozentwerten der Ulme und Linde, da sie höhere Lagen besiedeln (BURGA & PERRET 1998; BURGA 1994).

Die Wärmezeit im Holozän ist allerdings keineswegs als durchgängig anzusehen, sondern sie war von mehreren Klimaverschlechterungen geprägt, die sich regional unterschiedlich ausgewirkt haben (HAAS et al. 1998). Auch in St. Antönien ist bereits innerhalb des Älteren Atlantikums, angezeigt durch den Rückgang der Kiefer und der Zunahme von Feuchtzeigern, mit der Entwicklung zu einem kühl-feuchteren Klima zu rechnen. Zeitgleich mit der Kaltphase Frosnitz (6600 bis 6000 uncal. BP) (PATZELT 1977) kündigte sich der Wechsel von *Pinus* zu *Picea* an.

An der Wende vom Atlantikum zum Subboreal wuchs das Moor nur noch langsam. Der stärker zersetzte Moorprofilabschnitt in dieser kühl-feuchten Klimaphase ist wahrscheinlich auf einen entwässernden Moorbruch zurückzuführen. Da während dieser Zeitspanne die Auflösung gering ist, lässt sich nur wenig über die Massenausbreitung der Fichte aussagen. Im Älteren Atlantikum erreicht die *Picea*-Pollenkurve über 10 % und auch in anderen Teilen der Ostschweiz werden zur Zeit des Älteren Atlantikums bereits 10 % Fichtenpollen nachgewiesen (BURGA & PERRET 1998). Im östlich sich anschließenden Montafon breitete sich *Picea* in mittleren Höhenlagen um 7400 BP aus (OEGGL 2003). WEGMÜLLER (1976) spricht von einer Fichtenentfaltung (Faninpass) um 6230 ± 100 uncal. BP.

Im Subboreal ist die Fichte Hauptwaldbildner und erreichte ihre höchste Walddichte. Da die potentiell natürliche Waldgrenze für die nördlichen Randalpen mit 2000 m angegeben wird (BURGA & PERRET 1998), ist anzunehmen, dass der Fichtenwald sich bis in die Gipfelregionen des Flyschs erstreckte.

²⁾ Der Begriff Klimaverbesserung wird hier immer im Sinne einer Entwicklung in Richtung warm-kontinentaler Klimaverhältnisse, der Begriff Klimaverschlechterung als eine Veränderung in Richtung kühl-humider Verhältnisse verwendet.

2.6.2. Prähistorische und historische Entwaldungsgeschichte

Bronzezeit (BZ) 2000 - 800 v. Chr.

In der Spätbronzezeit sind im Diagramm GR die ersten menschlichen Eingriffe in die Landschaft festgehalten. Die Abnahme der Fichte, der zweifachen Anstieg der Weidenzeiger und der Gipfel von *Alnus viridis* lässt Rückschlüsse auf menschliche Nutzung in der Bronzezeit zu. Im Diagramm CAP 2 (**lpaz cap 3**) ist aufgrund des geringen Moornachwachstums der mögliche bronzezeitliche Einfluss nur schwer vom eisenzeitlichen zu trennen.

Auch archäologisch deutet ein spätbronzezeitlicher Depotfund in Schiers (Montagna) und eine Höhensiedlung im Montafon auf menschliche Anwesenheit in der Region hin (RAGETH 2000; KRAUSE et al. 2004).

Eisenzeit (EZ) 800 – 15 v. Chr.

In der Eisenzeit nahm der menschliche Einfluss im Hochtal zu. Möglicherweise wurde es von Schiers aus erschlossen. Dies zeigen die ersten umfangreicheren Entwaldungen des Hangs, die in den Diagrammen Cap2 (**lpaz cap 3**) und GR (**lpaz gr2**) und den Spülsedimenten mit dem Rückgang von *Picea*, den stärksten Holzkohlekonzentrationen, bei gleichzeitigem Grünerlenanstieg und dem krautreichen Pollenspektrum ablesbar sind. Weiterhin haben sich zwei Brandhorizonte aus der Latène-Zeit (400 - 210 v. Chr./ 360 - 120 v. Chr.) am Hangfuß oberhalb des Moors Groß Ried erhalten und weitere Holzkohlen wurden aus einem Spülsediment oberhalb vom Moor Capelgin entnommen, welche aus der Hallstattzeit (800 - 560 v. Chr.) stammen.

Da RAGETH (1991, 2000) für diese Zeit in Montagna (Schiers) eine späteisenzeitliche Siedlung nachweist, reichte der Aktionsradius der Menschen offenbar mindestens bis zur NE-exponierten Abdachung des Chrüzes. Sie gelangten wahrscheinlich über den Stelser zu den flach geneigten Hängen der heutige Alp Valpun und begannen im Umfeld der Moore zu roden.

Eisenzeitliche Weidenutzung ist auch aus anderen entlegenen, höheren Gebieten der nördlichen Randalpen, wie dem nahegelegenen Montafon (OEGGL 2003), dem Kleinwalsertal (GROSSE-BRAUCKMANN 2002) oder dem Tannberg (WALDE 2003) bekannt.

Römische Zeit (RZ) 15 v. Chr. – 476 n. Chr.

In römischer Zeit wurden bereits geschaffene Weiden weiter genutzt (CAP 2: **lpaz cap3**; GR **lpaz gr2**). Holzkohleflitter weisen auf weitere Brandrodungen hin.

Das Grünerlengebüsch erlangt in dieser Phase seine Hauptverbreitung. Erste Einzel-funde von *Castanea* und *Juglans* markieren den Eintritt in die neue Epoche. Diese Er-gebnisse stehen im Einklang mit palynologischen Untersuchungen aus anderen Räu-men Mitteleuropas, die die flächenhafte Erschließungen der Landschaft bereits für die Eisenzeit und eine Weiterführung in der Römerzeit annehmen (TINNER et al. 2003; STOBBE 2000; DÖRFLER et al. 2000).

Frühmittelalter (F-MA) 476 – 800 n. Chr.

Nach der Römerzeit setzt eine Phase der Walderholung ein, die mit ansteigenden Fich-ten-Prozentwerten in den Diagrammen CAP2 (**Ipaz cap3: 87 - 82 cm**) und GR (**Ipaz gr3: 40 – 25 cm**) reflektiert wird. Auch im Unterengadin nimmt der Wald zu (ZOLLER et al. 1996) und GOBET et al. (2003) sprechen anhand der pollenanalytischen Befunde für das Oberengadin gar vom „Zerfall der bisherigen Bewirtschaftungsform“.

Hochmittelalter (H-MA) 800 –1300 n. Chr.

Das Hochmittelalter war der Beginn taleinnehmender Alpweidrodungen. Es ist im Dia-gramm CAP2 (**Ipaz cap 4.1.**, 1050 -1220 n. Chr.) mit einem Einbruch der Fichtenkurve und gleichzeitigem Weidezeigeranstieg (besonders *Rumex acetosa-T.*, *Plantago alpi-na*, *Pulsatilla*) festgehalten. Den etymologischen Forschungen zufolge (SCHORTA 1964; SCHORTA 1988) besiedelten Romanen das Tal und gründeten die höchste Siedlung im Prättigau Partnunstafel (1700 m ü. NN). ZOLLER (1996) setzt für diese Zeit im Engadin den Eintritt in die traditionelle Landwirtschaft an und auch bei GOBET et al. (2003) treten ab 800 n. Chr. in den Pollendiagrammen „Veränderungen in bisher unbekannter Nutzungsintensität auf“.

Während in vorangegangenen Epochen die Grünerle vom Waldrückgang profi-tierte, geht das Gebüsch nun zurück. Die Grünerle wurde zugunsten von Weidearealen verdrängt, was auf eine intensivere Bewirtschaftung als zuvor hinweist.

Spätmittelalter (S-MA) 1300 – 1500 n. Chr./ Neuzeit 1500...

Die Alpweidrodungen der Walser zeigen sich deutlich im Diagramm CAP2 (**Ipaz cap 5:1330 - 1435 n. Chr.**). Innerhalb keiner der vorangegangenen Phasen geht der Fich-tenpollen auf 20 % zurück und die Weidezeiger steigen auf 25 % an. Neu im Pollen-spektrum der Weidezeiger ist das verstärkte Auftreten des *Potentilla-T.s* und anderer

Rosaceae, das auch WEGMÜLLER (1976) im südöstlich anschließenden Faningebirge beschreibt.

Auch der enorme Holzbedarf während des Betriebs der Erzgrube im Gafiatal im 16. Jahrhundert dürfte in nicht unerheblichen Maß zu den Entwaldungen beigetragen haben (SCHRÖTER 1895).

1600 n. Chr. - ...

Im 17. Jahrhundert wurde der Hang zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried aufgegeben und der subalpine Fichtenwald breitete sich wieder aus (Diagramm CAP 2 **Ipaz cap 6**). Dies wird von den dendrochronologischen Untersuchungen untermauert. Die Jahrringanalysen ergeben für die Fichten ein Alter von 300 - 350 Jahren (Kap. 4). Auch in den historischen Quellen wird das 17. Jahrhundert als eine Zeit beschrieben, in der das Tal von schlechten Wirtschaftsjahren und Lawinenkatastrophen bestimmt war (ZIMPEL 1968). Die Walsersiedlung im St. Martin Calfeisental (Glarner Alpen) wurde sogar im Jahr 1652 vollständig verlassen (RIEDERER 2000). St. Antönien wurde zwar weiter bewirtschaftet, aber die Bevölkerungszahl ging auch innerhalb der folgenden Jahrhunderte weiter zurück. Ausgehend von der ersten Volkszählung aus dem Jahr 1781 nahm die Bevölkerung in St. Antönien bis 1910 von 400 auf unter 300 ab. Allein zwischen den Jahren 1840 und 1890 wanderten 127 Personen nach Amerika aus (NEUER SAMMLER 1805; EIDGENÖSSISCHE VOLKSZÄHLUNGEN 1850 - 1970).

2.6.3. Pollenführende Spülsedimente als Zeugnisse prähistorischer Nutzung

Die Spülsedimente am NE-exponierten Hang des Chrüzes stellen eine Schlüsselrolle für die Rekonstruktion der Kulturlandschaft des Tals dar. Obwohl eine vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im herkömmlichen Sinn in Böden der Alpen nicht realisierbar ist (WELTEN 1958; NEUWINGER & BORTENSCHLAGER 1994), repräsentiert in diesem Fall der Polleninhalte dieser Schicht einen bestimmten Abschnitt der Vegetationsgeschichte, nämlich den Übergangszustand vom Fichtenwald zur Weidelandschaft. Voraussetzung für die Untersuchung war die Kenntnis über die Genese der Spülsedimente, ihr flächenhaftes Auftreten und Referenzpollendiagramme der Moore Capelgin und Groß Ried. Die Spülsedimente wurden bodenkundlich aufgenommen und analysiert (siehe Kap. 3.4.1.1.2. und 3.4.4.1.2.) sowie pollenanalytisch untersucht und ausgewertet (Kap. 2.5.; Abb. 26/27).

Alterseinordnung und Entstehung der Spülsedimente

Die Spülsedimente ließen sich mit ^{14}C -Datierungen von Holzkohlen in zwei Brandhorizonten (400 - 200 v. Chr./ 360 - 110 v. Chr.) und in einem Spülsediment (800 – 560 v. Chr.) zeitlich in die Eisenzeit einordnen. Sie grenzen sich sowohl vom Pollenspektrum als auch den bodenkundlichen Kenngrößen (pH, org. Substanz, Fe(o) und Fe(d)) deutlich von anderen Schichten der Bodenprofile ab.

Sie entstanden nach den eisenzeitlichen Brandrodungen, als die Vegetationsdecke schütter war. Starker Niederschlag und Schneeschmelze führten dann zu spülaquatischem flächenhaftem Abtrag von Boden und Verwitterungsmaterial. Der einst mächtige Podsol unter Fichtenwald wurde erodiert und der humose Oberboden, der Ae-Horizont und teilweise auch der B-Horizont, verspült (siehe auch Kap. 3.4.4.2.1.).

Eintrag und Erhaltung von Pollen

Während des denudativen Hangabtrags wurde Pollen synsedimentär eingelagert. Er ist aufgrund des extrem sauren pHs (3 – 3,5) der Spülsedimente und der lang anhaltenden Schneebedeckung in Schattenhanglage bis heute sehr gut erhalten. Selektive Korrosion (HAVINGA 1971) ist daher nur in einem Einzelfall aufgetreten. Allerdings ist aufgrund der Fraktionierung von *Picea*-Pollen von mechanischer Einwirkung auszugehen.

Bisher wurde der Polleninhalte der Spülsedimente nicht nennenswert postsedimentär überprägt. Bioturbation, die häufig als wichtiger Faktor für postsedimentären Eintrag gesehen wird (ANDERSEN 1979, DAVIDSON et al. 1999, VAN MOURIK 1998), findet im Spülsediment kaum statt. Die sauren, feuchten Bedingungen setzten die Bodenfaunaaktivität erheblich herab. Anders verhält es sich in dem aufliegenden humosen Ah-M. Er erfährt seit seiner Entstehung eine biogene Durchmischung.

Auch in ihrem Polleninhalte unterscheiden sich die beiden Schichten deshalb deutlich voneinander: Während die Pollenspektren der Ah-M-Horizonte die Vegetation der heutigen Alpweide repräsentieren, beschreiben die der Spülsedimente, die Vegetation nach den eisenzeitlichen Brandrodungen (siehe Kap. 2.5.)

Die Vegetationsentwicklung nach den eisenzeitlichen Brandrodungen

Die Pollenspektren der eisenzeitlichen Spülsedimente repräsentieren vegetationsgeschichtlich den Übergangszustand vom Wald zur Weide (siehe auch 5.4.). Bevor der Hang nach den Brandrodungen als Weide genutzt werden konnte, gab es eine lichte, grünerlenreiche Phase. Dies ist ablesbar an den hohen *Alnus viridis*-Prozentwerten (\varnothing 32 %) und einem NBP-Anteil von durchschnittlich 21 %. Dies spiegelt sich auch in den

Pollendiagrammen CAP2 (**lpaz cap 3**) und GR (**lpaz gr 2**) in der Eisenzeit mit einem *Alnus viridis*-Gipfel von 15, bzw. 30 % wieder. Auch GOBET et al. (2003) skizzieren für das Oberengadin eine ähnliche Entwicklung und weisen den Zusammenhang von Brandrodungen und der Grünerlenausbreitung statistisch mit einer Kreuzkorrelation nach.

Beim Vergleich der Pollenspektren der Spülsedimente untereinander ließen sich zudem zwei verschiedene Standorte voneinander abgrenzen: Zum einen der steile feuchtzügige Hangabschnitt zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried und zum anderen der schwächer geneigte Hang der heutigen Alp Valpun. Am steilen Hang werden in den Spülsedimenten die höchsten *Alnus viridis*-Werte zwischen 40 und 80 % erreicht, während im Bereich der Alp Valpun ein durchschnittlicher Anteil von 15 % enthalten ist, dafür aber ein höherer Anteil der Weidezeiger auftritt. Wahrscheinlich hat sich der Bereich der heutigen Alp Valpun aufgrund seiner Reliefgunst schneller zur Beweidung geeignet und deshalb konnte sich die Grünerle nicht in größerem Umfang ausbreiten.

Eine holozäne biostratigraphische Zonierung der Böden, wie von VAN MOURIK (1999) für Galizien und DE VALK (1981) für die Vogesen vorgenommen, war in St. Antönien nicht möglich. Der den Spülsedimenten folgende fBs-Horizont enthielt nur in Ausnahmen Pollenkörner von *Picea*, *Pinus* und *Alnus viridis* und der fBsCv war nicht pollenführend.

2.6.4. Die Ausbreitung der Grünerle

Im Hochtal von St. Antönien erfolgte die Einwanderung und Ausbreitung von *Picea abies* und *Alnus viridis* synchron. Diese Entwicklung gehört zweifelsohne zu einer der auffälligsten mittel- bis jungholozänen Vegetationsänderungen im Alpenraum, wie von zahlreichen Autoren beschrieben z. B. ZOLLER (1958, 1960); WELTEN (1952, 1982) (SCHMIDT 1975), MARKGRAF (1969) und WEGMÜLLER (1977). Die Massenausbreitung der Grünerle am Hang des Chrüzes vollzog sich etwa 4860 - 4620 BP (2910 - 2670 v. Chr.). Als eine der Hauptursachen für ihre Ausbreitung ist der Klimawechsel hin zu feucht-kühleren Bedingungen anzunehmen (WICK & TINNER 1997; LANG 1994).

Im Hochtal von St. Antönien ist mit der Bronzezeit die Ausbreitung der Grünerle dann aber als vorrangig vom Menschen beeinflusste Entwicklung zu sehen. Sie ist eng mit

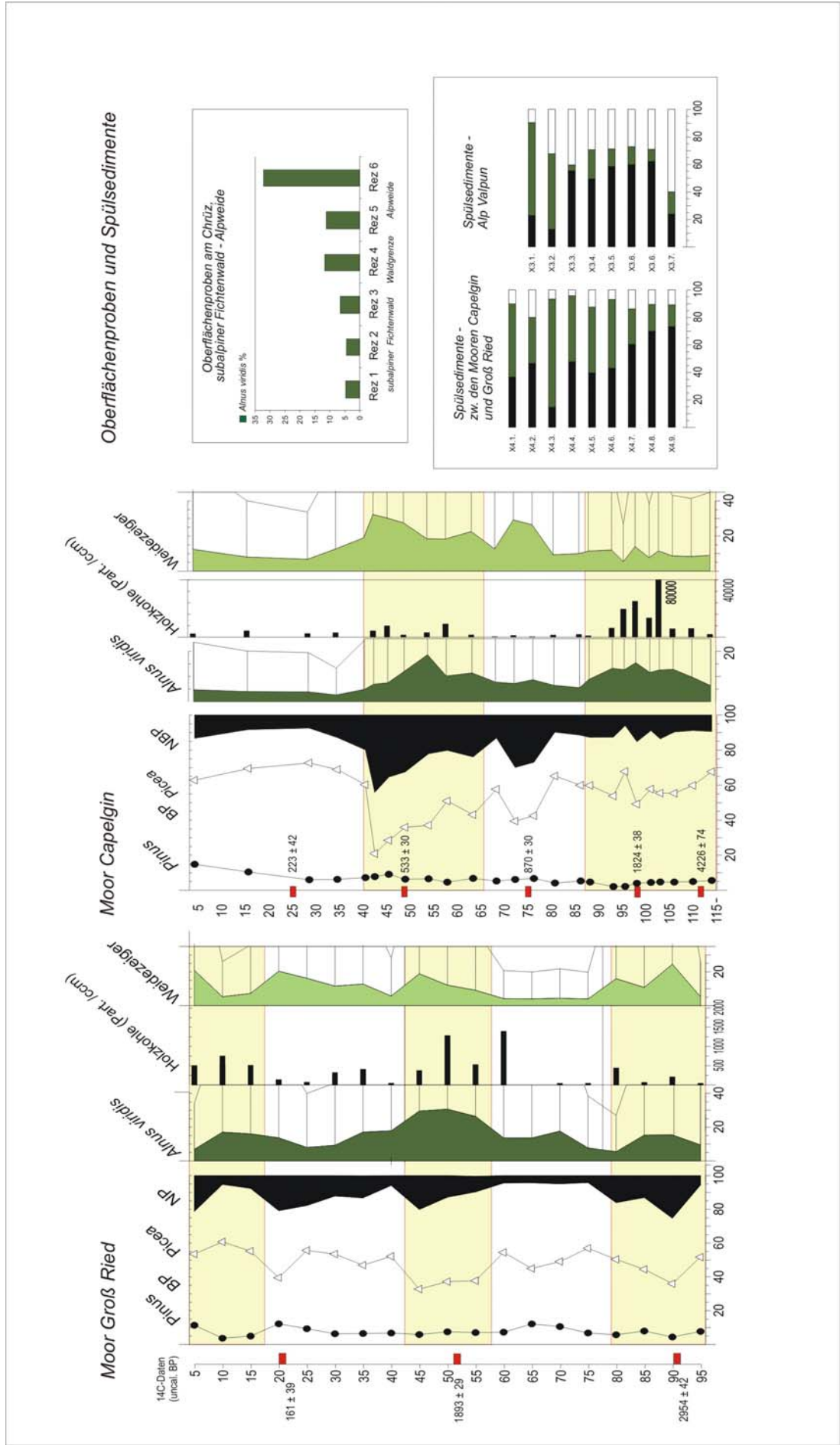


Abb. 28: Verteilung der Grünarten-Prozentwerte in verschiedenen Ablagerungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes.

der Entstehung der Kulturlandschaft verbunden. Mit den Brandrodungen des Fichtenwalds, die in den Moorprofilen CAP2 und GR mit einem Anstieg der Holzkohlekonzentrationen und einem Rückgang der Fichte beschrieben werden, nimmt der Anteil von *Alnus viridis* deutlich zu (Abb 28). In der Spätbronzezeit werden im Diagramm GR 15 % erreicht, die in der Eisen- und Römerzeit bis auf 30 % ansteigen. Auch im Diagramm CAP2 zeichnet sich ein Anstieg auf 15 % ab. Am deutlichsten bilden die eisenzeitlichen Spülsedimente die damalige flächenhafte Ausbreitung der Grünerle (bis zu 80 %) ab. Auch innerhalb der hochmittelalterlichen Alpweidrodungen durch die Walser ist eine erneute Grünerlenausbreitung im Diagramm CAP2 (**Ipaz cap 4.2.**) belegt. Die landschaftsgeschichtliche Rekonstruktion zeigt, dass die durch Brandrodungen geöffneten Waldflächen in der Eisenzeit aufgrund der Boden- und Reliefbedingungen nicht gleich als Weide nutzbar waren. In dieser Übergangsphase hatte das Pioniergehölz Grünerle am NE-exponierten Hang des Chrüzes entscheidende Konkurrenzvorteile. Als Rohbodenkeimer ist es auf humusarmen und instabilen Böden zur raschen, auch vegetativen Vermehrung befähigt (RUBLI 1976; ELLENBERG 1996; ANTHELME et al. 2001). Es nahm zunächst mit anderen Schlag- und Pionierfluren (z.B. *Ericaceae* und Farne) die brandgerodeten Flächen ein. Das Erscheinen der Grünerle war wahrscheinlich nicht vom Menschen bewusst herbeigeführt worden, wurde dann aber zu Stabilisierung des Hanges geduldet. Untersuchungen von GOBET et al. (2003) haben ergeben, dass sich erst Jahrzehnte nach den Brandrodungen ein Gelände in der subalpinen Stufe zur Beweidung eignet.

Innerhalb einer natürlichen Sukzession, wie der von aufgegebenen Alpweiden zum Fichtenwald, hat die Grünerle dagegen keine Chance, sich auszubreiten. Obwohl der feuchtzügige Hang zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried ein günstiger Standort für die Grünerle wäre, nehmen nach der Aufgabe der Weiden die Zwergsträucher den Bereich ein (**Ipaz cap 5/ Ipaz cap 6**). Offenbar lässt eine geschlossene Grasdecke keine Ausbreitung der Grünerle zu.

Heute ist das Grünerlengebüsch im Hochtal auf Extremstandorte beschränkt. Es nimmt die steileren Bereiche direkt oberhalb der aktuellen Waldgrenze der Schattenhänge ein oder besiedelt den Rand von Lawinenbahnen an Hängen mit S- oder SE-Exposition. Größere zusammenhängende Bestände haben sich oberhalb des Moores Groß Ried angesiedelt und auch am NE-exponierten Hang des Eggbergs bilden die Sträucher die Ausstrahlung vom Fichtenwald in die Weidebereiche. Ein Vergleich mit der Vegetationskarte von SCHRÖTER (1889) zeigt, dass sich die Verbreitung des artenreichen „Grünerlenurwalds“, wie er das *Alnetum viridis* umschreibt, in den letzten 100 Jahren kaum verändert hat.

Die rezente Verbreitung der Grünerle lässt sich pollenanalytisch gut erfassen. Im heutigen Umfeld des Moors Capelgin steht lediglich vereinzelt *Alnus viridis*. Sowohl in den Oberflächenproben aus dem subalpinen Fichtenwald als auch im Moorprofil CAP2 (**lpaz cap 6**) wird sie auch nur mit 5 % reflektiert. Oberhalb der Waldgrenze des Chrüzes steigen die Prozente in den Oberflächenproben dagegen kontinuierlich bis zum Grünerlengebüsch im Bereich der Straße zur Alp Valpun an. Die höchsten Prozentwerte werden in unmittelbarer Nähe der Grünerlen (mit einem Abstand von 50 m) in Probe Rez 6 mit 32,3 % erreicht.

2.6.5. Feuergeschichte

In Mitteleuropa nehmen seit mindestens 6000 Jahren die von Menschen gelegten Feuer entscheidenden Einfluss auf die Vegetation. Feuer ist eine der gängigsten und effektivsten Methoden, um dem Wald Land abzugewinnen (WHITELOCK & LARSEN 2001; RÖSCH 2004).

Vom Früh- bis Mittelholozän, als der lichte Kiefernwald die Hänge bedeckte, gibt es im Hochtal von St. Antönien keine Hinweise auf natürliche Waldbrände. Es sind keine mikroskopischen Holzkohlefitter in dem Torf enthalten. Ebenso gibt es keine Anzeichen für Einbrüche der Baumpollen-Prozente. In den kontinental getönten Zentral- und Südalpen sind dagegen für diese Zeit Waldbrände belegt (BURGA 1987; TINNER 1999; GOBET et al 2005 u.a.).

Schlechtere klimatische Voraussetzungen für Feuer und seine Ausbreitung boten dann die kühleren und nassen Phasen am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal (CE-4, CE-5 und CE-6) (HAAS et al. 1998). Aber genau dann setzen die Nachweise der mikroskopischen Holzkohlepartikel in dem Moorprofile Capelgin ein. Insgesamt sind im Pollendiagramm Capelgin und Groß Ried 3 - 4 Entwaldungsphasen mit unterschiedlichem Ausmaß zu erkennen, zwei davon (**lpaz cap 3/ lpaz gr 2** und **lpaz cap 4/ 5**) werden von einem eindeutigen Holzkohlegipfel begleitet (siehe Tabelle Anhang A). Trotz der Klimarückschläge CE-7 und CE-8 (Löbden: PATZELT 1977; Göschenen I: ZOLLER 1977a/b), die natürlich die Waldbrandgefahr mindern (TINNER et al. 1999), werden im Subboreal und Subatlantikum die höchsten Holzkohlekonzentrationen erreicht. Zusammen mit der sowieso geringen natürlichen Waldbrandgefahr in den Nordalpen (WICK et al. 2003) ist daher von menschlicher Tätigkeit auszugehen.

Die höchsten Holzkohle-Konzentrationsgipfel der Moorprofile werden in der Eisen- und Römerzeit erreicht. Es ist immer die Fichte, die dem Feuer weicht.

Auch makroskopische Holzkohlestücke aus den eisenzeitlichen Kolluvien (800 – 560 v. Chr.) und Brandhorizonten (400 – 200 v. Chr./ 360 – 110 v. Chr.) wurden durch die holzanatomische Bestimmung von SCHOCH (persönliche Mitteilung 2000) als Fichte identifiziert. Im Vergleich zur Phase **Ipaz cap 6**, die bis heute andauert und den subalpinen Fichtenwald repräsentiert, erscheint der Wald in der Eisenzeit aufgelichteter. Aus der Zeit der eisenzeitlichen Holzkohlegipfel sind außerdem holzkohlereiche Spülsedimente erhalten.

Tab. 8: Entwaldungsphasen im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).

Tiefe (cm)	Ipaz	HolzkohleKonz. (part./ccm)	Kulturepoche	Pollenspektrum
60 - 42	Ipaz cap4.2/ Ipaz cap 5	> 1000	Spätmittelalter/ Neuzeit	BP 80 ▼ 60 % <i>Picea</i> 55 ▼ 25 % <i>Alnus v.</i> 10 ▲ 18 % Weidezeiger 20 ▲ 30 %
78 - 67	Ipaz cap 4.1.	> 200	Hochmittelalter	BP 70 % <i>Picea</i> 45 % ▼ <i>Alnus v.</i> 10 % ► Weidezeiger 10 ▲ 30%
35 - 20	Ipaz gr 3	250 - 500	Hochmittelalter/ Spätmittelalter Neuzeit	BP 80 - 90 % ▼ <i>Picea</i> 40 - 60 % ▼ <i>Alnus v.</i> 10 - 15 % ▼ Weidezeiger 10 - 20 %
110 - 98	Ipaz cap 3	3000 - 8000	Eisenzeit	BP 90 % <i>Picea</i> 60 – 45 % ▼ <i>Alnus v.</i> 10 - 15 % ▲ Weidezeiger 10 % ►
67 - 42	Ipaz gr 1.2./gr 2	1000 - 1400	Eisenzeit	BP 75 - 95 % <i>Picea</i> 35 - 60 % ▼ <i>Alnus v.</i> 10 - 20 % ▲ Weidezeiger 5 - 20 % ▲
115 - 106	Ipaz cap 3	> 800	Neolithikum/ Bronzezeit	BP 90 % <i>Picea</i> 60 - 70 % ▼ <i>Alnus v.</i> 5 % ▲ Weidezeiger 10 %
95 - 78	Ipaz gr 1.1.	> 500	Bronzezeit	BP 75 - 90 % ▼ <i>Picea</i> 50 % ▼ <i>Alnus v.</i> 10 % ▲ Weidezeiger 10 - 20 % ▲

Da Brandrodung ein gängiges Werkzeug ist dem Wald Land abzugewinnen, werden durch Hangabspülung entstandenen holzkohlereiche Kolluvien zumeist menschlicher Tätigkeit zugesprochen (BORK et al. 1998; LANG 2003). Sie sind die deutlichste eisenzeitliche Hinterlassenschaft, die der Mensch auf seinem Weg zur Schaffung der Alpweiden am Hang des Chrüzes hinterließ. Weil die Spülsedimente von einem stark humosen Ah-M-Horizont bedeckt sind, der durch Weidetätigkeit mit Rasenschollendynamik entsteht (STEIN 2002) und es keine Hinweise in den Bodenprofilen auf Waldphasen mit erneuter Podsolierung gibt, ist davon auszugehen, dass die Weidewirtschaft an den relativ flachen Hangpartien des Chrüzes Kontinuität hatte.

Die Spülsedimente dokumentieren aber nicht die entstehende Weidewirtschaft – dazu ist der Hang nach den Brandrodungen noch zu geomorphodynamisch aktiv (zu den Prozessen siehe Kap. 2.5.1.1. oder Kap. 3.4.4.1.2.), sondern den Übergangszustand bevor Weidenutzung möglich war. Die pollenanalytischen Ergebnisse der Spülsedimente beschreiben eine offene Landschaft mit beginnender Weidewirtschaft und einem hohen Anteil von Grünerlengebüsch. In diesem Fall ist die Grünerle als Brandfolger zu bezeichnen. Auch im Oberengadin und in Splügen erfolgt die Grünerlenausbreitung mit gleichzeitigem Anstieg der Holzkohlekonzentrationen (WICK 1991; GOBET et al. 2003). Häufig erfolgt das Ansteigen auch mit dem Erscheinen von Kulturzeigern (*Cannabis*, *Cerealia*) und Weidezeigern insbesondere *Plantago alpina* (TINNER 1994).

Nachdem die Weiden am Hang des Chrüzes einmal etabliert waren, wurden sie kontinuierlich genutzt. Die Rodungstätigkeit wurde an anderer Stelle fortgesetzt. Die historische Weidlandgewinnung der romanischen Bevölkerung im Hochmittelalter bleiben allerdings ohne Antwort von Holzkohlekonzentration, aber mit einem Rückgang von *Picea* und einem Anstieg der Weidezeiger (Tab.8: **Ipaz cap 4.1.**). Erst die talumfassenden Rodungen werden wieder mit einem Anstieg der Holzkohlekonzentrationen abgebildet. Die Höhe der Konzentrationen bleibt mit Werten um 1000 Part./ccm jedoch unter den ersten Rodungen im Umfeld des Moores Capelgin mit bis zu 8000 Part./ccm zurück. Der letzte Anstieg der Holzkohlekonzentrationen im Diagramm GR ist möglicherweise auf das von SCHRÖTER (1895) beschriebenen Brennen der Alpenrosen zurückzuführen.

3. Bodenkundliche Untersuchungen

Kaum ein Bodenprofil an den Hängen des Flyschs von St. Antönien ist ungestört. Aufgrund der hohen Morphodynamik sind auch die Moränen größtenteils ausgeräumt. Es ist daher nicht möglich, eine Entwicklungsreihe der Böden der subalpinen Stufe vom Spätglazial bis zur Neuzeit zu untersuchen. Viele Böden beschreiben dennoch eine ereignisreiche Geschichte, die sich innerhalb der letzten 300, 1000 oder sogar 10 000 Jahre abgespielt hat. Es ist anzunehmen, dass es innerhalb des Holozäns stabilere Phasen mit Bodenbildung gegeben hat. An den Hängen der Berge Chrüz, Eggberg und Chüenihorn soll nun die Genese der schluffreichen Böden im Bereich der subalpinen Stufe untersucht werden: In welchem Ausgangsmaterial die Böden sich entwickelten, wie viel Zeit zur Verfügung stand, welches Ausmaß die Erosion an den verschiedenen geomorphodynamisch beanspruchten Hängen hatte und welchen Anteil der Mensch an diesen Entwicklungen beigetragen hat.

3.1. Die Catenen im Flysch von St. Antönien

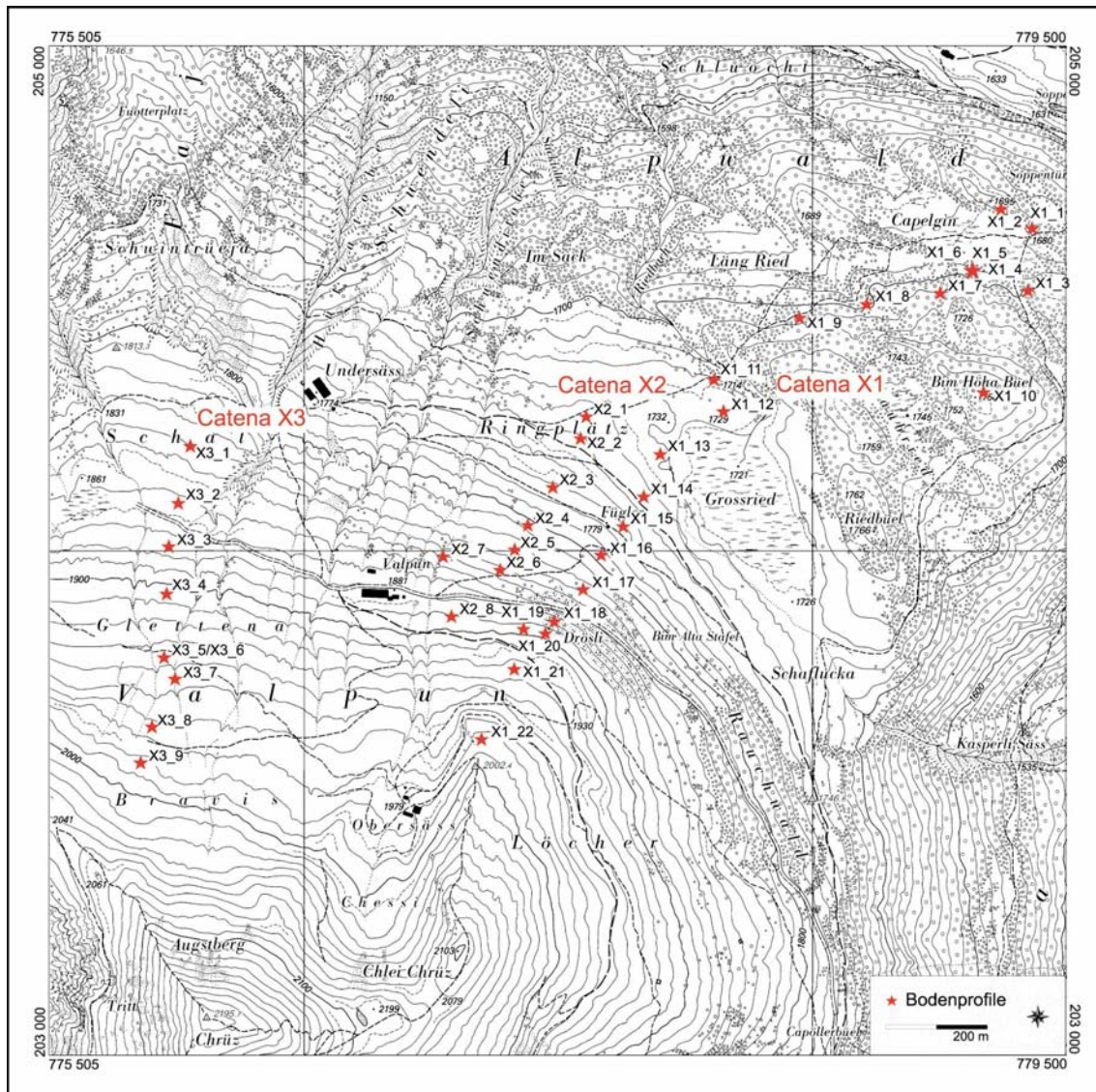
Im Bereich der aktuellen Waldgrenze wurden an drei Hängen im Bereich der subalpinen Stufe im Flysch Catenen gelegt:

- am NE-exponierten Hang des Chrüzes
- am NE-exponierten Hang des Eggbergs und
- am SE-exponierten Hang des Chüenihorns

3.1.1. Die Catenen am NE-exponierten Hang des Chrüzes

Catena X1

Die längste Catena beginnt im subalpinen Fichtenwald am Hangfuß des Moors Capelgin (1680 m ü. NN) reicht bis in den Alpenrosengürtel (1900 m ü. NN) oberhalb der Straße zur Alp Valpun. Sie tritt beim Moor Groß Ried (1750 m ü. NN) in die Weideland-schaft ein. Der Hangbereich zwischen dem Groß Ried und der Straße zur Alp Valpun besteht aus einem Mosaik von Borstgrasrasen und Alpenrosenschollen. Die 20 Höhenmeter beiderseits der Straße sind mit Grünerlen besetzt. In einer Höhe von 1900 m ü. NN beginnt der in einzelne Schollen aufgelöste Alpenrosengürtel.



Karte 4: Die Catenen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 1177 Serneus).

Catena X2

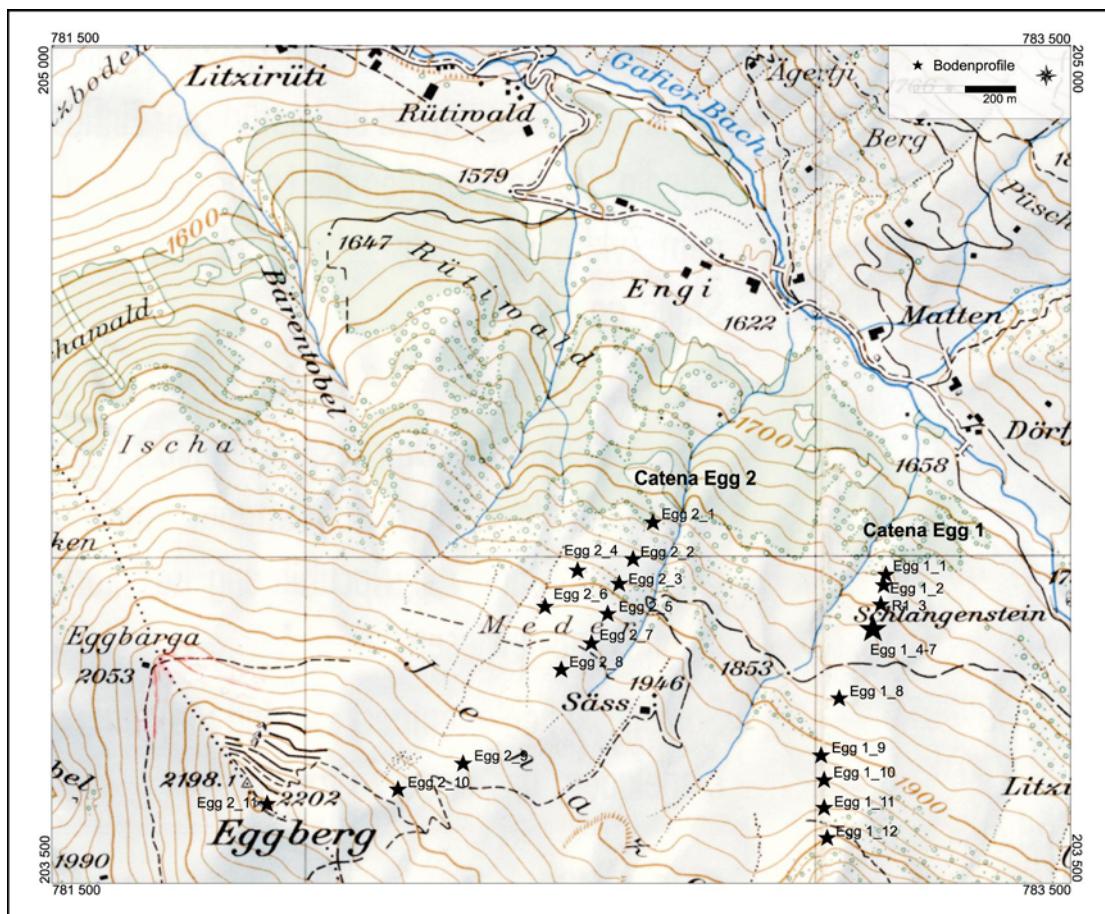
Catena X2 verläuft parallel zur ersten, setzt aber erst auf der Höhe des Groß Rieds ein. Sie kreuzt eine Mulde und die Verebnung Ringplatz. Ihr Ende nimmt sie ebenfalls im Alpenrosengürtel (1900 m ü. NN) südwestlich der Melkstation Alp Valpun. Die Hangneigung zur Straße Valpun ist geringer als bei X1 und der Grünerlengürtel ist nicht vorhanden.

Catena X3

Die Catena X3 beginnt nördlich versetzt oberhalb des Hangmoors Schal (1840 m ü. NN). Unmittelbar unterhalb des Hangmoors schneidet sich der mächtige Hüttentobel in

den Flyschzersatz. Der Hang oberhalb des Moores ist mit zahlreichen Feuchtwiesen überzogen, und die trockeneren Partien werden intensiv weidewirtschaftlich genutzt wie der Bereich Glettena (= „glatte“ Weide). Er ist vergleichsweise schwach geneigt und liegt zwischen 20° und 25°. Mit dem Ansteigen des Hangs bei Bravis (2000 m ü. NN) teilt sich die Weide in Streifen von Borstgrasrasen und Alpenrosengebüsch auf.

3.1.2. Die Catenen am NE-exponierten Hang des Eggbergs



Karte 5: Die Catenen am NE-exponierten Hang des Eggbergs (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000; Blatt 1177 Serneus).

Catena Egg 1

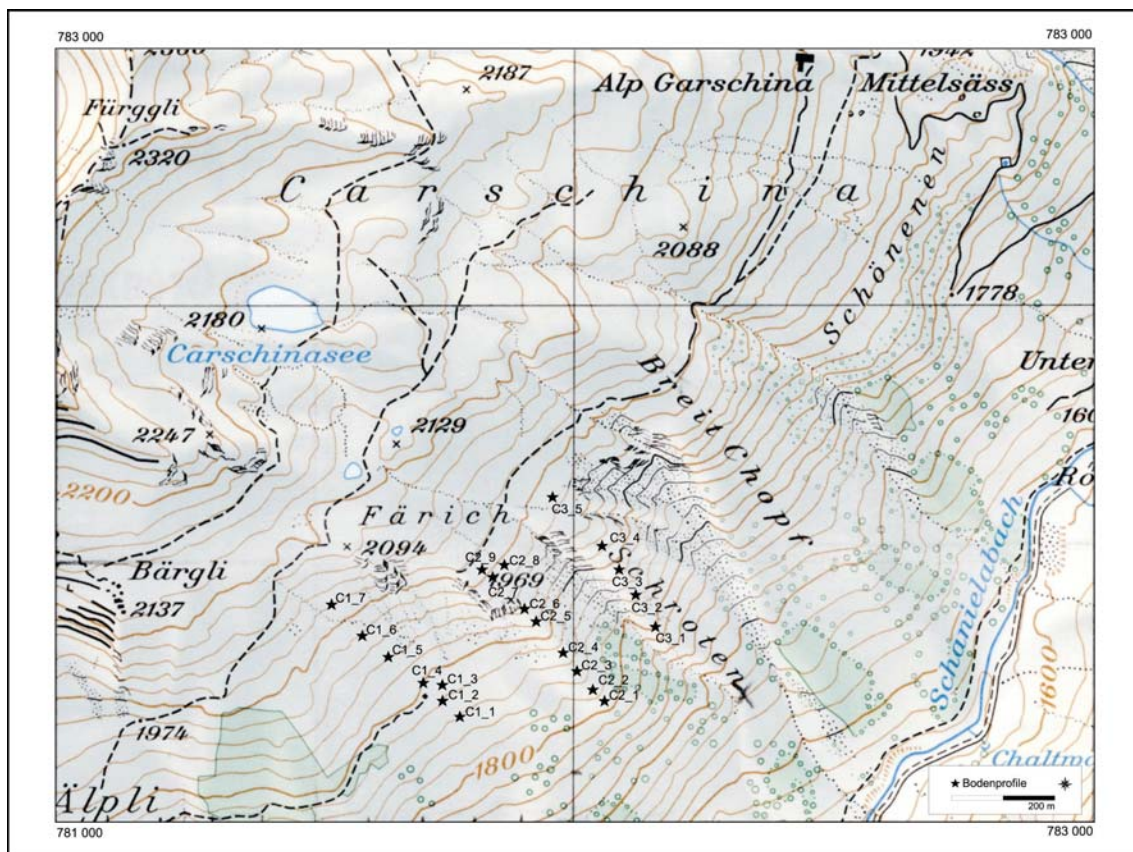
Oberhalb des Rütivalds am Strommast (1780 m ü. NN) verläuft die Catena über mehrere Rutschungsmassen (Sackungskörper) hinweg. Der verebnete Teil ist meist vernässt und mit Alpenampfer (*Rumex alpestris*) bewachsen, weil er dem Vieh als

Lägerflur dient. Der abfallende steile Bereich ist lückenhaft mit Alpenrosen besetzt. Oberhalb des Wegs (1850 m ü. NN) nimmt der Anteil der Alpenrosenschollen zu.

Catena Egg 2

Der Beginn dieser Catena liegt versteckt im Grünerlengebüsch auf 1830 m ü. NN unterhalb der Bezeichnung „Meder“ (Mähwiesen). Kleine Felder von Grünerlen strahlen noch bis auf Höhen von 1890 m ü. NN aus. Die Hangneigung von etwa 18° nimmt auf der Höhe von Säss auf 12° ab. Die Catena führt über eine weitere Verebnung bis zum erneuten Anstieg, der mit Alpenrosen besetzt ist (2000 m ü. NN). Außerdem wurde eine Schürfgrube in einer Mulde auf dem Grat des Eggbergs (2198 m ü. NN) angelegt.

3.1.3. Die Catenen des SE-exponierten Hang des Chüenihorns



Karte 6: Die Catenen am SE-exponierten Hang des Chüenihorns (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000; Blatt 1175 Sulzfluh).

Catena Chüeni 1

Neben der Rippe liegt eine Weidefläche mit einer Hangneigung zwischen 23° und 36°. Die Catena erstreckt sich von 1860 m ü. NN bis oberhalb des Wanderwegs (2020 m ü. NN). Auffällig sind die unterschiedlichen Stadien der Viehgangeln. Sie haben ihre Ursache in der unterschiedlichen Feuchte. In einer kleinen Verebnung sammelt sich das Wasser; ein Teil fließt als Interflow hangabwärts. Während die Viehgangeln sich deshalb unterhalb der Verebnung zum Teil zu Blaiken ausweiten, sind sie in der mittleren und oberen Hangpartie verwachsen und fast nicht mehr zu erkennen. Anderenorts wiederum treppen stabile Viehgangeln den Hang.

Catena Chüeni 2

Die Catena beginnt oberhalb des Fuchswalds auf 1820 m ü. NN am Fuß der Rippe. Diese Bereiche werden seit den 50er Jahren nicht mehr beweidet. Die Profile liegen auf dem Scheitel der Rippe sowie auf der dem Tobel zugewandten Flanke und reichen bis zur Abrisskante des Schrotatobels (1970 m ü. NN) hinauf. Oberhalb der Anrisskante auf der Verebnung mit Zwergsträuchern (hauptsächlich *Vaccinium*, *Calluna* und *Juniperus*) wurden weitere Profile bis in eine Höhe von 2020 m ü. NN aufgenommen.

Catena Chüeni 3

Auf der anderen Seite des Schrotatobels erstreckt sich die dritte Catena (von 1850 – 2000 m ü. NN). Die Rippe ist z.T. noch vom Vieh begangen. An einigen steilen Partien kommt das Ausgangsgestein zu Tage. Oberhalb des Schrotatobelanrisses schließt sich ebenfalls die Verebnung an.

3.2. Methodik

Geländearbeiten

Die Feldansprache der Profile stützt sich auf Schürfgruben, denn Bohrstocksondierungen sind aufgrund der skelettreichen Straten wenig sinnvoll. Die Profilaufnahmen erfolgten nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994; 2005). Der Fundus der bodenkundlichen Auswertungen basiert auf etwa 100 Einzelprofilen, von denen 63 in die engere Auswertung einfließen und im Anhang dokumentiert sind. Catena Chüeni 3 ist innerhalb einer Karte für die dendrogeomorphologische Studie verarbeitet, bringt aber grundsätzlich wenig Neues für die Profilabfolge des Hangs (Karte 7 und 8).

Die Böden wurden horizontweise beprobt. Wenn genug Feinmaterial im Cv-Horizont enthalten war, wurde dieses ebenfalls untersucht.

Labormethoden

Die Farben der Bodenhorizonte wurden im feuchten Zustand mit der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1990) bestimmt. Die Bodenproben wurden im Labor für Physische Geographie mit gängigen bodenphysikalischen und –chemischen Methoden untersucht.

- Korngrößenanalysen des Feinbodens (Nasssiebung und Pipettmethode nach KÖHN 1973, DIN 19683 Teil 1 und 2)
- Bestimmung der organischen Substanz (RIEHM & ULRICH 1974) und Messung mit Spektralphotometer C21 von BAUSCH & LOMB
- pH-Wert in 0,01 M CaCl_2 -Lösung (DIN 19 684 Teil 1)
- Carbonatgehalt (SCHEIBLER 1977, DIN 19 648 Teil 5)
- Gesamtstickstoff N (ges.) nach BREMNER gemäß DIN 19 684, Blatt 34 – mit Aufschlussapparatur BÜCHI 430 und Destillationsapparatur BÜCHI 320
- Dithionitlöslicher Anteil der Eisenoxide (Fe_d) nach MEHRA & JACKSON (1960), Extraktion und Messung mit AAS (PERKIN-ELMER)
Oxalatlöslicher Anteil der Eisenoxide (Fe_o) nach DIN 19 684, Teil 6, Extraktion und Messung mit AAS (PERKIN-ELMER)
- Kationenaustauschkapazität (MEHLICH (1948) , DIN 19 684, Teil 8)
- Pflanzenverfügbares Phosphat und Kalium nach der CAL (Calciumlactat)-Methode (SCHÜLLER 1969): Phosphat-Messung mit Spektralphotometer C21 von BAUSCH & LOMB und Kalium mit AAS (PERKIN-ELMER)

3.3. Periglaziale Deckschichten als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Untersuchung der spätholozänen Entwicklung der Böden und besonders der mit Erosion verbundenen Umwandlung der Waldlandschaft in Weideland. Da das Ausgangssubstrat für die Pedogenese jedoch von essentieller Bedeutung ist, wird der Entstehung des oberflächennahen Untergrunds das folgende Kapitel gewidmet.

Periglaziale Deckschichten

Als Ausgangssubstrat für die Pedogenese und zum Verständnis der Klima- und Landschaftsgeschichte kommt den quartären Deckschichten (auch periglaziäre Lagen bezeichnet (AG BODEN 2005)) eine wichtige Bedeutung zu. So können die ökologischen Standorteigenschaften der Deckschichten vom Gestein im Untergrund erheblich abweichen, wenn Material mit anderen chemischen und physikalischen Merkmalen hangabwärts verlagert und/oder äolisches Material beigemischt wurde. An den Schichtgrenzen ändern sich bodenstrukturelle Parameter, wie Korngrößenzusammensetzung und Steingehalt. Sie beeinflussen somit die Versickerung und den Interflow (oberflächennaher Wasserfluss). Horizont- und Schichtgrenzen in Böden stimmen deshalb häufig mit denen der Deckschichten überein. Außerdem ermöglichen die Lockersedimente eine tiefere Durchwurzelbarkeit. Fehlen Deckschichten und tritt das Festgestein an die Oberfläche, so können sich nur geringmächtige Böden (Felshumusböden, Ranker, Rendzinen) entwickeln (VEIT et al. 2002). Im Mittelgebirgsraum Europas ist seit den 60er Jahren die weite Verbreitung der periglazialen Deckschichten flächendeckend nachgewiesen (SCHILLING & WIEFEL 1962; SEMMEL 1968; VÖLKELE 1995) und hat in Deutschland Eingang in die bodenkundliche Systematik gefunden (AG Boden 2005, AK Bodensystematik 1998). Maßgeblicher Prozess für ihre Entstehung ist die Solifluktion.

Die Deckschichten werden im Mittelgebirge in vier Lagen unterschieden:

Basis-, Mittel-, Haupt- und Oberlage, die sich im Alter und in den Bodeneigenschaften unterscheiden. Ist die Vertikalabfolge komplett, so liegt die Basislage als älteste Schicht dem Gestein auf. Sie ist meist in Form einer verdichteten Fließerde ausgebildet und enthält in der Regel frischere Materialkomponenten als sie das Liegende aufweist. Sie ist frei von äolischen Beimengungen (VÖLKELE 1995). Die Mittellage kommt im Hangenden der Basislage vor und enthält immer einen deutlichen Anteil äolischen Materials. Sie grenzt sich dadurch markant von der Basislage ab. Aufgrund ihrer hohen Erosionsanfälligkeit ist sie nur in geschützten Positionen erhalten. Deshalb liegt in den meisten Fällen der Basislage die Hauptlage auf. Ihr ist ebenfalls äolisches Material beigemischt. In weiten Teilen

Mitteleuropas enthält sie allerödzeitliche Laachersee-Tephra (LST), die als Zeitmarker für ihre Entstehung dient (SEMMELE 2003). Sie soll in der Jüngeren Dryas in die Hauptlage vermischt worden sein. VÖLKELE (1995, 1997a) dagegen stellt die Morphodynamik der Jüngeren Dryas in Frage und somit auch die zeitliche Einordnung der Hauptlage.

Im Alpenraum ist zwar aufgrund der mächtigen Vergletscherung nicht mit einer ähnlich weiten Verbreitung von periglazialen Lockersedimenten zu rechnen, aber auf den kaltzeitlich eisfreien bzw. im Spätglazial frei gewordenen Gebieten konnten auch hier periglaziale Prozesse wirksam werden (ARTMANN & VÖLKELE 1999). Der Großteil der vorangegangenen Untersuchungen periglazialer Hangformen konzentrierte sich aber auf das Postglazial. In der Schweiz (FURRER & BACHMANN 1972; GAMPER 1981, 1985), in den Hohen Tauern (VEIT 1988, 1993) und in Südtirol (STEINMANN 1978) wurden im Holozän mehrere Soliflukts- und Bodenbildungsphasen mit Hilfe von fossilen Böden unter Solifluktsloben gefunden, datiert und paläoklimatisch interpretiert. Kenntnisse über pleistozäne periglaziale Hangsedimente in den Alpen sind dagegen gering (HAMANN 1985; VEIT 1988; ARTMANN & VÖLKELE 1999; VEIT et al. 2002; STAHR 2000).

3.3.1. Ergebnisse

Eine Gliederung der Deckschichtenkomplexe, wie sie für die Mittelgebirge angewendet wird, ist im Flysch des Hochtals von St. Antönien nicht umzusetzen. Dennoch pausen sich in den Bodenprofilen an den Hängen Chrüz, Eggberg und Chüenihorn mindestens zwei charakteristische Schichten durch. Sie unterscheiden sich in ihrer Textur, dem Feinerde- und Skelettgehalt, der Organik und der petrographischen Zusammensetzung. Im Ergebnisteil werden sie zunächst in eine jüngere und eine ältere periglaziale Lage unterteilt. Faziesneutral sind diese Lagen als strukturierte, diamiktische, parautochtone Lage aus Flyschzersatz anzusprechen (AG BODEN 2005).

Neben den periglazialen Deckschichten übernehmen im großen Umfang anthropogen bedingte Hangbildungsprozesse die Gliederung des oberflächennahen Untergrunds. Wie VÖLKELE (1995) anregte, wäre es für eine bessere Abgrenzung von holozänen Schichten sinnvoll, in der Bodenkundlichen Systematik den Begriff Oberlage auszuweiten oder genauer zu charakterisieren.

3.3.1.1. Gliederung der periglazialen Deckschichten des Chrüzes

Periglaziale Deckschichten kommen am NE-exponierten Hang am Chrüz fast in allen Reliefpositionen vor (Abb. 29). Der Flyschzersatz beginnt durchschnittlich in einer Tiefe von 50 - 70 cm. In Hanglagen steiler als 30° setzt er schon bei 40 cm ein. Entlang des Hüttentobels ist das graue verwitterte Gesteinsmaterial mehrere Meter mächtig aufgeschlossen. Im Gegensatz zum Chüenihorn sind kaum mergelige Lagen anzutreffen, aber viele Sand- und Kalksandsteine.

Über dem Flyschzersatz liegt 20 bis 30 cm ockergefärbtes, dichtgelagertes, schuttreiches Lockermaterial. In seiner stofflichen Zusammensetzung entspricht diese periglaziale Deckschicht (Abb. 30: Schicht IV) noch stark dem Flyschzersatz. Häufig ist die Bodenbildung bis in diese Tiefen gedungen, und es ist eine leichte Sesquioxidanreicherung im Vergleich zum Feinmaterial des Flyschzersatzes festzustellen. Im Vergleich zum darüberfolgenden Schichtglied besitzt die liegende Schicht einen wesentlich höheren Skelettanteil (4 – 6), und auch in der Korngröße fällt die stärkere Sandkomponente auf. Während die hangende Deckschicht im Mittel 12 % Sand enthält, steigt dieser in der Liegenden auf 23 % an. Da viele Sandsteine eine Einregelung der Längsachse in Richtung des Gefälles zeigen, ist von einer solifluidalen Genese auszugehen.

Das zweite differenzierbare Schichtglied (Abb. 30: Schicht III) setzt sich im Skelettgehalt, in der Korngröße und eigentlich auch in allen anderen untersuchten Parametern von der liegenden Schicht ab. Es ist im Mittel 20 cm mächtig. In ebener Lage sind bis zu 40 cm erhalten, in steiler Hanglage kommt es zum Teil nicht vor. Die enthaltenen Sandsteine sind größtenteils eingeregelt. Sie sind jedoch deutlich stärker verwittert, als die der liegenden Deckschicht und des Flyschzersatzes. Auffällig ist der geringe Steingehalt und der Schluffreichtum (55 – 73 %) dieser Lage, deren Ursprung noch Diskussionspunkt sein wird.

Wegen der hohen Organik-Gehalte von durchschnittlich 4,5 % ist davon auszugehen, dass nicht allein periglaziale Prozesse prägend waren. Vermutlich haben auch Aufbereitungen von älteren Bodenbildungsphasen sowie holozäne Umlagerungsprozesse zu deren Bildung beigetragen.

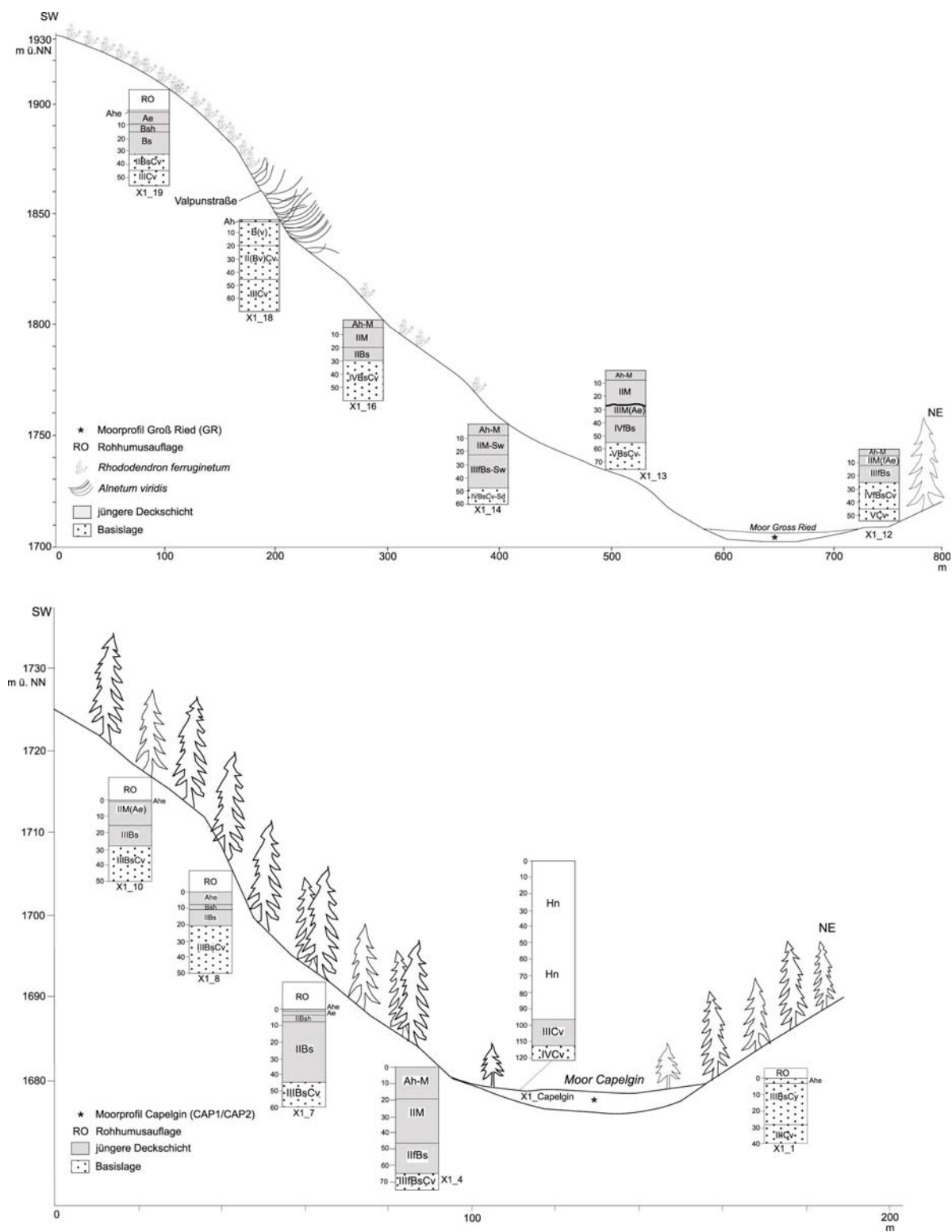


Abb. 29: Bodenabfolgen am NE-exponierten Hang des Chrüzes (Catena X1) in 2 Hangprofilen dargestellt: oben der Abschnitt Moor Groß Ried – Alp Valpun und unten der Abschnitt Moor Capelgin – bis zur Waldgrenze (Moor Groß Ried).

3.3.1.2 Gliederung der periglazialen Deckschichten des Eggbergs

Spätestens in einer Tiefe von 70 - 100 cm stößt der Bodenkundler auf den Cv-Horizont. Er ist grau in seiner Färbung und besteht aus der heterogenen Mischung des Flyschs. Er enthält verlagerte Gesteinspakete in unterschiedlicher Ausrichtung. Je nach lokaler Dominanz überwiegen entweder Tonschiefer oder Sandsteinbänke. Darüber liegt eine meist ockergefärbte Schicht mit größtenteils eingeregelter Skelettkomponenten, in der ein geringer Nachweis von Eisenoxidanreicherung feststellbar ist. Diese Schicht IV (Abb. 30) enthält noch 2 – 3 % Fe(d) und 0,5 – 1 % Fe(o). Dies steht im Gegensatz zum Cv-Horizont, dessen Fe(d)-Werte auf 1,5 %, bzw. Fe(o) auf unter 0,5 % absinken. Außerdem ist, wenn vorhanden, die Feinmatrix des Cv-Horizonts noch kalkhaltig. Organik-Gehalte zwischen 1 und 3 % machen Umlagerungsprozesse, bei denen Humus eingearbeitet wurde, sehr wahrscheinlich.

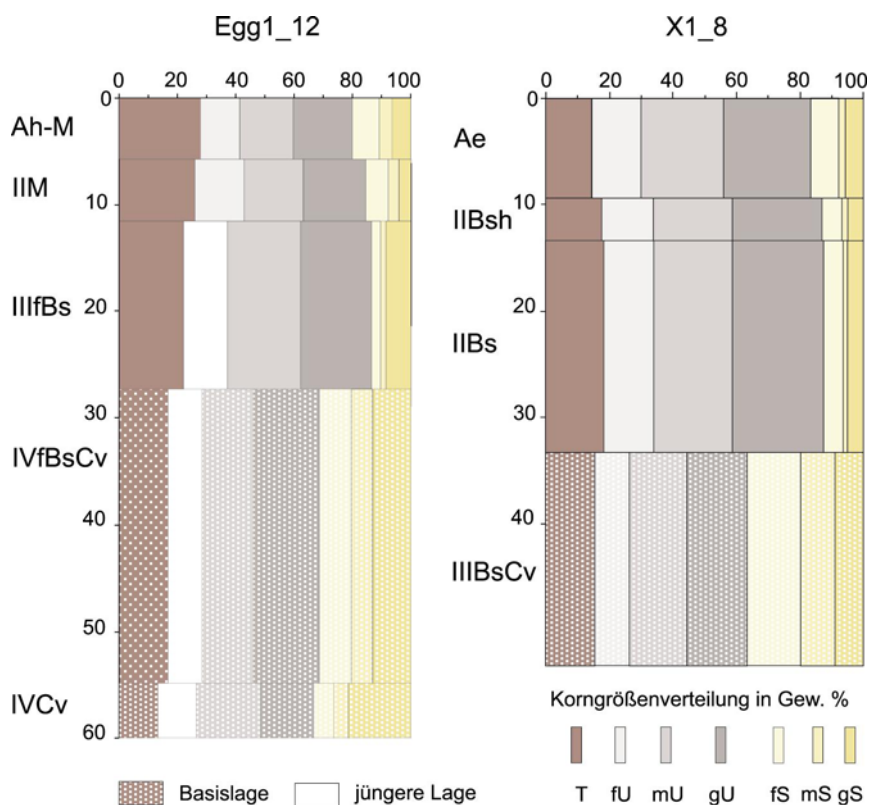


Abb. 31: Korngrößenverteilung in den Deckschichten ausgewählter Bodenprofile des Chrüzes und des Eggbergs.

Das darüberliegende schuttarme, schluffreiche Schichtglied (durchschnittlich 56 % Schluff) (Abb. 30: Schicht III) grenzt sich von der Liegenden durch niedrigere Sandgehalte (20 % statt 31 %) ab. Es ist in der Regel 10 - 20 cm mächtig, in steilerer

Hanglage setzt es stellenweise aus oder erreicht nur noch 5 - 10 cm. Die wenigen in der Schicht vorhandenen Steine sind eingeregelt. Pedogenese ist in diese Lage eingedrungen, Reste dieser ehemaligen Bodenbildungen sind ein fossiler Bs.

3.3.1.3. Gliederung der periglazialen Deckschichten des Chüenihorns

Aufgrund der hohen Geomorphodynamik sind periglaziale Deckschichten am SE-exponierten Hang des Chüenihorns schwierig auszugliedern. Sie liegen teils in umgelagerter Form vor oder sind erodiert (Abb. 30).

Moränen des Daun-Stadiums (13 000 Jahre BP) sind im Talbereich teilweise noch erhalten, ältere aber vollständig ausgeräumt. Im Bereich der Verebnung oberhalb des Schrotatobels haben sich Deckschichten erhalten können. Auf dem Flyschzersatz, der hier sehr häufig aus mergeligen Lagen besteht, liegt eine etwa 20 cm mächtige schuttreiche Schicht. Die in ihr enthaltenen Skelettkomponenten sind größtenteils mit ihrer Längsachse in Richtung des Gefälles eingeregelt. Auf den beweideten Flächen der Catena C 2 ist meist die untere steinreichere Deckschicht nicht mehr vorhanden. Auf dem Flyschzersatz liegt dann ein jungholozänes Kolluvium mit teilweise eingeregelt Sandsteinen.

Am Hangfuß der Catena C2 schließen sich unter einem mächtigen, mehrgliedrigen Kolluvium in 60 cm Tiefe die Reste einer Deckschicht an. In ihr sind mehrere eingeregelte Tonsteine von 10 - 20 cm Länge enthalten. Im Hangenden folgt die schuttarme, schluffreiche Schicht. Darüber befindet sich ein steinreiches Kolluvium. Es erinnert phänologisch an die Hauptlage, denn viele Steine sind eingeregelt. Es ist aber mit einem Organik-Anteil von 7,43 % eher als jungholozänes Umlagerungsprodukt anzusprechen.

3.3.2. Diskussion

Periglaziale Deckschichten überziehen die Hänge des Flyschs. Sie sind das Ausgangssubstrat für die holozäne Bodenbildung. Ähnlich wie die Mittelgebirge bildet auch der Flysch ein flachwelliges Relief aus, das dessen Entstehung begünstigt. Es handelt sich um durchschnittlich mehrere Dezimeter mächtige Ablagerungen, die primär durch Solifluktion entstanden sind.

Während im Bereich der subnivalen und alpinen Höhenstufe periglaziale Prozesse bis heute andauern, sind sie für die subalpine Stufe der Flyschberge St. Antöniens als reliktsche und fossile Bildung anzusehen. VEIT et al. (2002) gehen davon aus, dass die Solifluktsdecken von pleistozänem Alter sein müssen, da die Waldgrenze im gesamten Holozän nur geringfügig im Bereich der heutigen potentiellen Waldgrenze schwankte. In würmzeitlich vergletscherten Gebieten sind sie in der Regel spätglazial. Sie fanden Solifluktsdecken über Moränen aus dem Daunstadium (Älteste Dryas) und gehen davon aus, dass sie entweder in der ausgehenden Daunzeit oder der Jüngeren Dryas entstanden sind, als die Waldgrenze in den Zentralalpen letztmalig auf die subalpine Stufe herabsank (AMMANN 1993). In St. Antönien waren im Bereich der heutigen subalpinen Stufe die solifluidalen Prozesse schon früher möglich, denn das Eis lag zum Daunstadium (13 000 BP) schon im hinteren Bereich des Tals.

3.3.2.1 Gliederung und Alter der Deckschichten

Zwei sehr unterschiedliche Deckschichten überziehen flächendeckend die Hänge des Flyschs. Allerdings ist es nicht möglich, sie nach der deutschen Systematik in Basis-, Mittel-, Haupt- oder Oberlage der Mittelgebirgsregionen einzuordnen (Bodenkundliche Systematik 1998; AG Boden 2005), da eine zu große Diskrepanz zwischen der alpinen und außeralpinen Landschafts- und Klimaentwicklung des Spätglazials besteht (VEIT 1988, LANG 1994; BURGA & PERRET 1998; STAHR 2000). Zudem ist der leicht verwitterbare Flysch der Alpen einer höheren Geomorphodynamik ausgesetzt als das Gestein der Mittelgebirgshänge. Aus diesem Grund wird im Ergebnisteil immer von einer älteren und einer jüngeren Deckschicht gesprochen. Im Folgenden werden nur der weitergefasste Begriff der Basislage verwendet und Vermutungen zum Vorkommen der Hauptlage geäußert. Ihr Alter ist wegen fehlender chronostratigraphischer Marken nur grob einzuordnen.

Am NE-exponierten Hang des Chrüzes sind die Deckschichten zeitlich einschätzbar. Da sie auch auf der Moräne des Hinterlunden-Stadiums entwickelt sind, ist nach KOBLER (1994) mit einem Mindestalter von 15 000 BP zu rechnen. Das vorläufige Ende geomorphodynamischer Aktivität ist mit der frühholozänen Wiederbewaldung anzunehmen, denn die periglazialen Deckschichten ziehen unter den Moorkörper Capelgin (9010 – 8770 BP). Phasen innerhalb dieser Zeitspanne genauer aufzuschlüsseln, ist aufgrund fehlender Pollenanalysen und Datierungsmöglichkeiten in diesem Hochtal schwierig und unpräzise.

Mit einem Vergleich der palynologischen Untersuchungen aus diesem Raum wird versucht die Entstehung der periglazialen Deckschichten dennoch landschaftsgeschichtlich einzuordnen.

Basislage

Die dem Flyschzersatz aufliegende Schicht ist höchstwahrscheinlich als strukturierte, diamiktische parautochtone Basislage anzusprechen. Sie kommt in ihrer Zusammensetzung dem Ausgangsgestein recht nah. In einer Matrix aus sandig-lehmigem Schluff ist die Mehrzahl der Sandsteine eingeregelt. Nur in extremer Hangneigung und am SE-exponierten Hang des Chüenihorns ist sie abgetragen und ein Kolluvium liegt dem bankigen Sandstein oder mergeligen Lagen auf.

Gegen Ende des Würms ragte das Eis noch bis unter die Spitze des Chrüzes (KOBLE 1994). Vor ca. 15 500 BP (Hinter-Lunden-Stadium) war es auf 1774 m ü. NN zurückgeschmolzen und während des Kloster-Selfraga-Stadiums (14 500 BP), das dem Gschnitz-Stadium gleichzusetzen ist, lag es im Bereich der heutigen Gemeinde St. Antönien (KOBLE 1994). Es bestand also bereits in der Ältesten Dryas (15 000 – 13 000 uncal. BP) Zeit für die Bildung von Deckschichten unter periglazialen Bedingungen. BURGA & PERRET (1998) gliedern die Älteste Dryas biostratigraphisch in zwei bis drei Subzonen. Zunächst wird eine morphodynamische Zeit mit Solifluktion unter lückenhafter tundra- bis steppenartiger Vegetation angenommen. Im Profil Lai da Vons im Hinterrheintal (1991 m ü. NN) wurden in dieser Zeit sandig-tonige Sedimente abgelagert, die auf instabile Bodenverhältnisse schließen lassen (BURGA 1980). Zudem enthalten sie umgelagerten älteren Pollen thermophiler Gehölze, wie von *Tilia*, *Corylus*, *Abies* und *Picea*. Ob sich diese Entwicklung auf das Chrüz übertragen lässt, wird eine laufende pollenanalytische Arbeit von der Universität Zürich unter Leitung von Prof. Dr. C. BURGA vom Stelser See klären. Relativ gesichert ist, dass auf der Stirn-moräne (1770 m ü. NN) des Hinterlunden-Stadiums (15 500 Jahre BP) die Basislage vorhanden ist.

Mit der Erwärmung gegen Ende der Älteren Dryas treten dann vermehrt Zwergstrauch-, Hochstauden- und Rasen-Arten auf. Im Übergang zum Bölling-Interstadial wird mit Sauerstoffisotopenanalysen in den untersuchten Ablagerungen ein signifikanter Temperaturanstieg beschrieben. Im Bölling und Alleröd entwickelten sich Strauch- bzw. Vorwaldgesellschaften mit *Juniperus*, *Hippophae* und *Salix*. Gegen Ende dieses Zeitabschnitts wurden sie von Birken oder Föhren-Birkenwäldern abgelöst. Im Engadin

reichten im Bölling dichte *Juniperus-Hippophae-Salix*-Gebüsche bis auf 1600 m NN hinauf (ZOLLER et al. 1996). Im Alleröd drang die Strauchgesellschaft bis ins Oberengadin über 1800 m ü. NN vor. Auch für das nördlicher gelegene St. Antönien ist in den Interstadialen mit ähnlichen Vegetationsverhältnissen zu rechnen. Das Profil des tiefergelegenen Herrenbodens (925 m ü. NN) bei Bad Ragaz enthält in diesem Zeitabschnitt bereits deutliche Prozentwerte von *Betula*, *Pinus silvestris/mugo* und *Pinus cembra* (BURGA & PERRET 1998).

Es ist davon auszugehen, dass das Pflanzenkleid während der Warmzeiten die Hänge stabilisierte und Bodenbildung möglich war. Fossile Humushorizonte, die aus dieser Vegetationsentwicklung resultieren, sind aber meist aufgrund der hohen Geomorphodynamik in den Alpen nicht mehr erhalten (VEIT et al. 2002). Mit Organikgehalten zwischen 0,9 und 2,65 % ist mit einer Einarbeitung von Paläohumusmaterial in der Basislage zu rechnen. Mit dieser Untersuchung ist allerdings weder zu klären aus welchem Interstadial das organische Material stammt, noch wann die Bildung der Basislage endete und die darüber folgende Schicht entstand. Der Humus aus dem Bölling und Alleröd befindet sich demnach in der Basislage oder erst in der darüberliegenden Deckschicht.

Die jüngere Deckschicht

Die Grenze zur hangenden Deckschicht ist deutlich, denn diese besitzt durchschnittlich nur 5 - 10 % Skelettanteil. Die wenigen Sandsteine sind nach insumetrischem Befund größtenteils eingeregelt. Die jüngere Deckschicht ähnelt zwar der feinerdereichen Mittellage in den Mittelgebirgen, ist aber nicht als solche anzusprechen, denn ihre Mächtigkeit und weite Verbreitung unterscheidet sie von der Mittellage, die auf erosionsgeschützte Standorte begrenzte ist. Aufgrund des hohen Schluffanteils (55 bis 80 %) ist ein äolischer Eintrag aber nicht auszuschließen (siehe Kap.3.3.2.2.).

Eine Hauptlage, bzw. ein weiteres hangendes Schichtglied, wie es ARTMANN & VÖLKELE (1999) für den Berchtesgadener Raum beschreiben, gibt es nicht. Vermutlich ist das ubiquitäre Schichtglied St. Antöniens zum großen Teil aus der ehemals mächtigeren liegenden Schicht hervorgegangen und wurde höchstwahrscheinlich im Holozän weiter überprägt. Nicht allein Solifluktion, sondern eine Mixtur unterschiedlicher Kräfte (Kryoturbation, Massenversatz, Abspülung) ist an der Entstehung der jüngeren Deckschichten in St. Antönien beteiligt gewesen. Denn schon für die Jüngere Dryas nimmt WEGMÜLLER (1976) für das St. Antönien nahe Faningebirge eine gut entwickelte alpine Rasendecke in 2000 m ü. NN Höhe an.

Birken und Weiden breiteten sich aus. Nadelbäume dagegen fehlten noch. Da im Vergleich zur Basislage die Werte der organischen Substanz höher (2 – 6 %) liegen, könnte zusätzlich zum in der Jüngeren Dryas eingearbeiteten Paläohumus auch jüngerer Material Eingang gefunden haben.

Das Ende der periglazialen Prozesse im Flysch St. Antöniens ist für das Frühholozän anzunehmen. Ein lichter Kiefernwald bedeckte die Hänge (Abb. 19).

3.3.2.2. Der äolische Eintrag

Wie vielfach in den Alpen nachgewiesen, beeinflusst die „Verstaubung der Hochgebirgsböden“ (FRANZ 1979) wesentlich die Bodeneigenschaften. Im Großglocknergebiet sowie im Schweizer Nationalpark werden heute noch bis zu 1000 kg/ha im Jahr gemessen (GRUBER 1980). Äolische Ablagerungen aus dem Kristallin führen in den Kalkalpen bodentypologisch zu silikatischen Böden auf reinem Kalk, wie von SCHADLER & PREISSECKER (1937), SOLAR (1964), ZECH & VÖLKL (1979), RODENKIRCHEN (1986), HÜTTL (1999) u. a. beschrieben. Die äolischen Deckschichten sind vor allem im noch waldfreien Spätglazial entstanden. Meist sind sie allerdings sekundär solifluidal verlagert oder verspült (VEIT 2002).

Die hohen Schluff-Anteile in der jüngeren Deckschicht in St. Antönien lassen die Option auf einen äolischen Anteil zu. Allerdings liegt das Schluff-Maximum nicht in dem für Löss typischen Grobschluff, sondern im Mittelschluff-Bereich. ARTMANN & VÖLKELE (1999) schließen in den Berchtesgadener Alpen deshalb auf einen gesteinsbürtigen Anteil. Aufgrund des heterogenen Aufbaus des Flyschs und der Vielfalt der möglichen Herkunftsgebiete sind die Schluff-Fractionen kaum zuzuordnen. Da es im Flysch sogar Sedimentlagen gibt, die 80 % Schluff enthalten, ist es sehr wahrscheinlich, dass die feinerdereiche Deckschicht hauptsächlich das Produkt der raschen Flyschverwitterung ist. Eine Beimengung von äolischem Material ist somit nicht ausgeschlossen, aber nicht nachgewiesen.

3.3.2.3. Ökologische Eigenschaften

Unabhängig davon, welchen Alters die Deckschichten sind, spielen sie als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung eine essentielle Rolle. Ihrem Vorhandensein verdankt das Hochtal von St. Antönien seine fruchtbare Weidelandschaft. Dort, wo die Schichten

abgetragen sind, bilden sich nur noch Ranker oder Regosole mit geringerem Nährstoffgehalt.

Es ist jedoch ein deutlicher Unterschied zu den Basislagen der Mittelgebirge festzustellen. Diese bilden dort die wichtigste pedogenetische Grenze (AG BODEN 2005). In St. Antönien ist die Verlagerung von Sesquioxiden, wenn auch in sehr abgeschwächter Form, bis in die Basislage vorgedrungen und ist demnach in vielen Fällen als BsCv-Horizont und nicht als reiner Cv-Horizont anzusprechen. Hierfür mag zum einen ursächlich sein, dass die Schichten aufgrund der höheren Geomorphodynamik geringer mächtig ausfallen und zum anderen die Verlagerungsprozesse im Hochgebirge beschleunigt sind. Hydrologisch markiert der Schichtwechsel eine wichtige Grenze. Während zur Schneeschmelze beide Deckschichten wassergesättigt sind, tritt in der Basislage wesentlich später noch Wasser aus der frisch abgestochenen Profilwand aus.

3.4. Die Böden im Flysch von St. Antönien

Um nutzungsbedingte Veränderungen in den Böden zu erfassen, die Hinweise zur Genese der Kulturlandschaft geben, wurden Bereiche der heutigen subalpinen Alpweiden sowie aufgegebene Standorte angrenzender Gebiete bodenkundlich untersucht.

Allgemeines Kennzeichen der Bodenhorizonte ist der Schluffreichtum und die rötlich bis ockerbraune Farbe (10 YR 4/6; 10YR bis 7.5YR 4/4) des B-Horizonts. Er ist in der Hauptsache in einer relativ skelettarmen periglazialen Deckschicht entwickelt, die in Kap. 3.3. als jüngere Deckschicht angesprochen wurde.

Aufgrund des kleinräumig wechselnden Reliefs ist es schwierig, Bodenkarten im Sinne der Klassifikation der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994/2005) zu erstellen. Dennoch sind in bestimmten Reliefpositionen charakteristische Bodenprofile anzutreffen. So ergeben sich für die Subtypen verschiedene Varietäten und Subvarietäten (insbesondere unterschiedliche Erosions- und Akkumulationsstadien von Solumsediment). Exemplarisch werden typische Böden im Flysch und ihre Charakteristika herausgearbeitet.

Da die Bodenentwicklung stark von der Vegetationsbedeckung und Nutzung beeinflusst ist, werden die Böden der Catenen an den Hängen des Chrüzes, Eggbergs und Chüenihorns den Vegetationseinheiten Alpweide, Zwergstrauchgürtel, Grünerlengebüsch und subalpiner Fichtenwald zugeordnet. Dabei nehmen Böden unter Alpweiden die größte Fläche ein. Sie sind das Produkt menschlicher Nutzung und stellen ein wichtiges landschaftsgeschichtliches Archiv für die vorliegende Arbeit dar.

3.4.1. Ergebnisse

3.4.1.1. Böden unter Alpweiden

In der subalpinen Stufe St. Antöniens nehmen die Böden unter Alpweiden den größten Anteil der Fläche ein. Die Böden sind meist von einer kolluvialen Schicht bedeckt, die das Produkt der Weidewirtschaft ist. Dieser „Weidehorizont“ wird im folgenden als Ah-M-Horizont bezeichnet, da es sich um einen Ah-Horizont handelt, der fortwährend umgelagert wird, also ein kolluviales Produkt (M) ist. Der Oberboden wird zumeist im Verband als Rasenscholle bewegt.

Durchwurzelung und Skelettanteil folgen in den meisten Bodenprofilen einem charakteristischen Muster und sind aufgrund ihrer Ähnlichkeit gut vergleichbar. Hauptdurchwurzelungshorizont ist der Ah-M-Horizont. Schon in der nächsten Schicht nimmt der Anteil der Wurzeln deutlich ab. In den Cv-Horizont reichen in der Regel keine Wurzeln mehr. Der Skelettanteil nimmt in der Tiefe von schwach-mittel steinig auf stark steinig zu. Der deutlichste Unterschied in der Bodenart und dem Skelettanteil tritt mit dem Schichtwechsel von der jüngeren Deckschicht zur Basislage auf (siehe auch Kapitel 3.3.).

3.4.1.1.1. Chrüz

Profil X1_12: fossiler Podsol

Höhe: 1720 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 5°
 Nutzung: intensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
5	Ah-M	10YR 4/2	Ut3	1
25	IIIfBs	10YR 4/2	Ut2	2
45	IIIIfBsCv	10YR5/4	Ut3	3
> 45	IVCv	gr		6

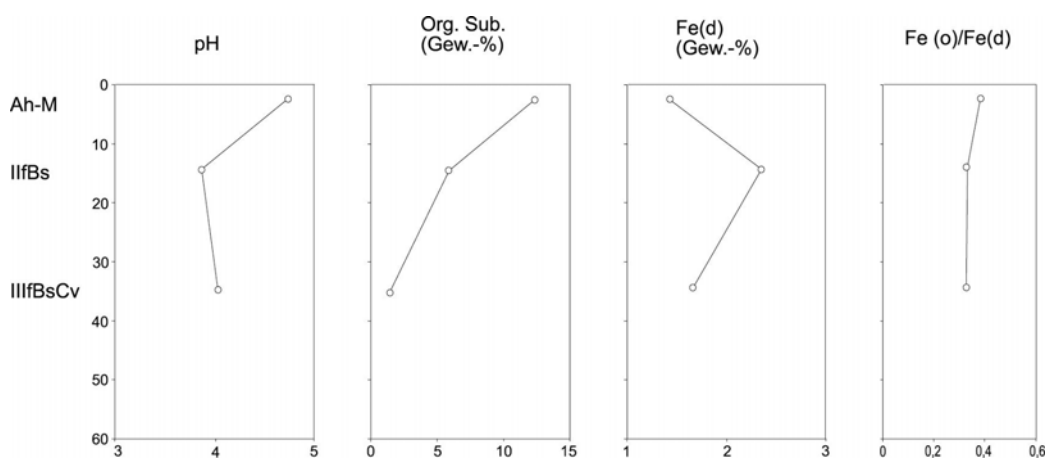


Abb. 32: Profilbeschreibung von X1_12 und bodenchemische Labordaten.

Das Profil X1_12 befindet sich direkt oberhalb der Waldgrenze im Bereich einer Verebnung im Umfeld des Moores Groß Ried. In diesem Profil liegt dem IlfBs-Horizont direkt der Ah-M-Horizont auf. Abweichend davon gibt es Standorte mit Resten eines bioturbat (durch Viehtritt) beanspruchten fossilen Ae-Horizonts.

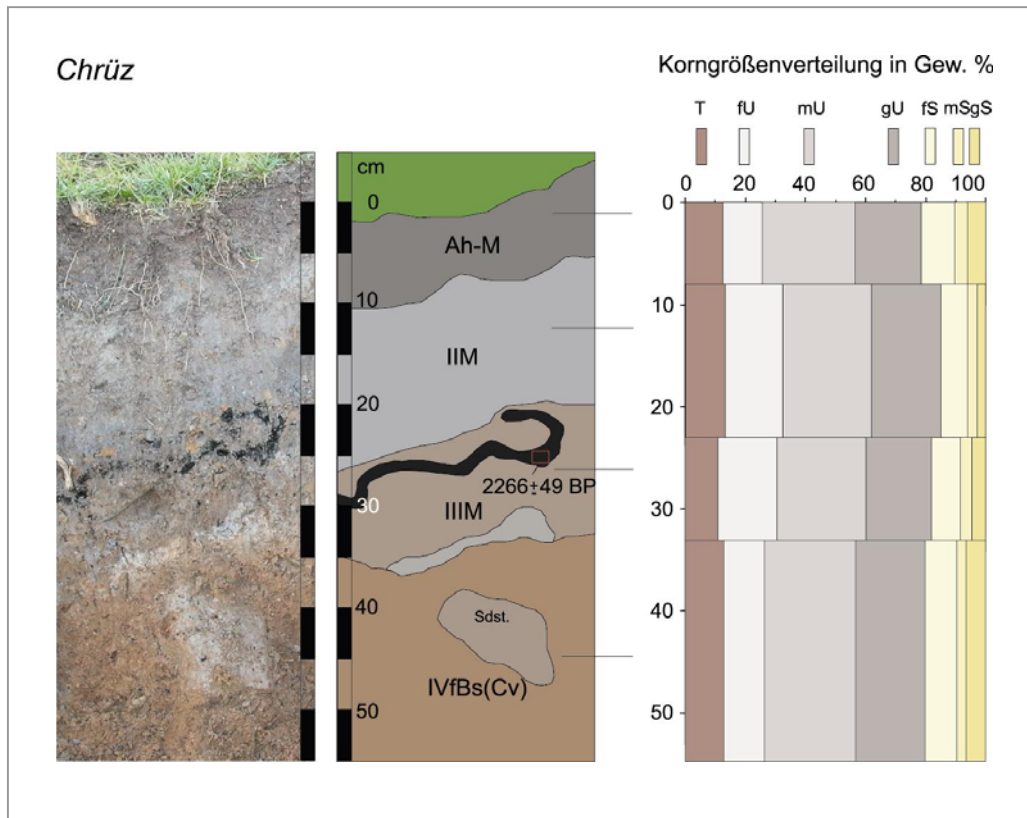
Die Grenze zwischen der jüngeren Deckschicht und der Basislage befindet sich in der Tiefe von 25 cm. Dies wird mit einem Anstieg des Skelettgehalts und des Sandgehalts von 11 auf 16 % beschrieben (siehe Anhang B). Während sich der IlfBs-Horizont in der jüngeren Deckschicht ausgebildet hat, reicht der IllfBsCv-Horizont in die Basislage hinein. Dies ist anhand der erhöhten pedogenen Eisengehalte mit 1,67 % gegenüber dem Gehalt der Cv-Horizonte (> 1,65 %) zu erkennen.

Der pH-Wert sinkt von 4,7 im Ah-M-Horizont auf etwa 4 im IlfBs- und IllfBsCv-Horizont. Am deutlichsten grenzt sich der Ah-M-Horizont durch den Anteil der organischen Substanz von 12,36 % ab. Aber auch der IlfBs-Horizont besitzt mit 5,91 % noch viel Organik. Möglicherweise ist dies hier auf Bioturbation (Viehtritt) zurückzuführen. Gegenüber dem Ah-M-Horizont (1,43 %) ist im IlfBs-Horizont mit 2,35 % eine deutliche Anreicherung der Fe(d)-Gehalte zu erkennen. Die Gehalte gehen im IllfBsCv –Horizont auf 1,67 % zurück.

Es ist bisher nicht zu erkennen, welcher Prozess das Bodenprofil entscheidend beeinflusst. Im Vergleich zu einer visuell bereits sichtbaren Podsolierung eines Ahe- oder Ae-Horizonts ist die Höhe des Aktivitätsgrads mit 0,38 im Ah-M gegenüber 0,6 bis 0,8 wesentlich geringer. Im IlfBs-Horizont fällt der Wert dann auf 0,33 ab. Dies lässt vermuten, dass der Hauptanteil der Sesquioxidanreicherung aus einer anderen Phase des Holozäns stammt.

Profil X1_13: Kolluvisol - fossiler Podsol

Höhe:	1730 m ü. NN
Exposition:	NE
Hangneigung:	22°
Nutzung:	intensiv genutzte Alpweide
Bodenform:	kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ah-M	10YR 3/2	Ut3	2
25	IIM	10YR 5/2	Ut2	3
27	Brandhorizont	schw		
35	IIIM	10YR5/3	Ut2	3
55	IVfBs	10YR4/6	Ut3	3
70+	VfBsCv	groc		5

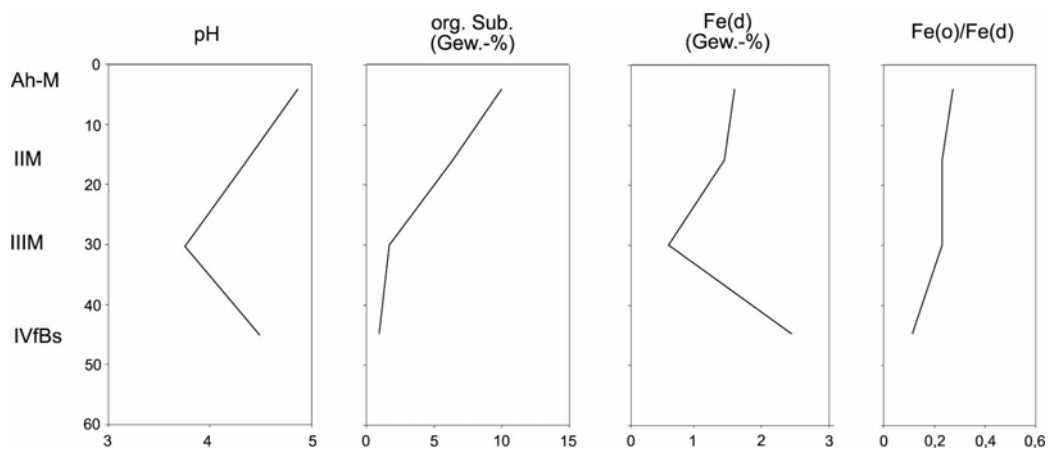


Abb. 33: Profilbeschreibung von X1_13, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Das Bodenprofil am Hangfuß oberhalb des Moores Groß Ried zeigt deutliche Spuren menschlichen Einflusses. Es ist ein Brandhorizont (2266 ± 49 uncal. BP; 410 – 200 v.Chr.) erhalten. Die Holzkohlen stammen von *Picea abies*. Sie sind Zeugnis der eiszeitlichen Brandrodungen, um Alpweiden zu schaffen (siehe auch Kap. 2). Auch die als IIM und IIIM bezeichneten Horizonte enthalten makroskopisch sichtbare Holzkohlestückchen. Die beiden Schichten wurden zusätzlich zu den bodenkundlichen Untersuchungen auch pollenanalytisch ausgewertet (siehe Kap. 2.5.).

Über die Bodenart lässt sich in diesem Fall nur wenig zur Schichtung aussagen, da es sich immer um tonigen Schluff (Ut2-Ut3) handelt. Vermutlich ist der IVfBs-Horizont in der jüngeren Deckschicht entwickelt. Die meisten Steine sind eingeregelt. Mit der Zunahme des Steingehalts ab 55 cm Tiefe wird der Übergang zur Basislage markiert.

Die Horizontgrenzen zwischen Ah-M-Horizont, IIM-Horizont, Brandhorizont, IIIM-Horizont und IVfBs-Horizont sind deutlich und fungieren gleichzeitig als Schichtgrenzen. Die pedogenetische Grenze zwischen IVfBs- und VfBsCv dagegen verläuft diffus.

Der pH-Wert nimmt vom Ah-M-Horizont (4,9) über den IIM (4,3) bis zum IIIM (3,8) deutlich ab. Im IVfBs-Horizont steigt er aber wieder auf 4,5 an. Zusammen mit den Fe(d)-Gehalten legt diese Tiefenverteilung den Schluss nahe, dass die beiden M-Horizonte rezent podsoliert werden und/oder einen Anteil von älterem umgelagerten Ae-Material enthalten. Da die Podsolierung eine abwärtsgerichtete Verlagerung gelöster organischer Stoffe in Verbindung mit Eisen ist, müsste der obere IIM-Horizont stärker von der Podsolierung betroffen sein. Die niedrigeren Werte von pH und Fe(d) sind aber im IIIM-Horizont anzutreffen. Ebenso sprechen die niedrigen Aktivitätsgrade von 0,22 im IIM-Horizont und 0,23 im IIIM-Horizont gegen eine rezente Mobilisierung von Eisenoxiden.

Die Genese dieser Ablagerungen ist eng im Zusammenhang mit den Brandrodungen und der damit verbundenen Erosion zu sehen. Da nach dem Entfernen des Waldes durch Feuer zur Schneeschmelze und nach Starkregen flächenhaft spülaquatischer Abtrag folgt, könnte dieser den M-Horizont hervorgebracht haben. Diese Hypothese wird von den pollenanalytischen Untersuchungen in dem M-Horizont gestützt. Sie beschreiben eine Vegetationszusammensetzung, die auf instabile Hangverhältnisse hinweist. Im Gegensatz zu dem darüberliegenden Ah-M-Horizont, der ein typisches Weißeizerspektrum enthält, treten in den spülaquatischen Ablagerungen ein hoher Anteil vom Grünerlen-Pollen auf (Abb. 28). Dieses Pioniergehölz besiedelt humusarme und

instabile Standorte. Innerhalb der Diskussion wird auf die Genese des grauen M-Horizonts (Kap. 3.4.4.) genauer eingegangen.

Der IVfBs-Horizont enthält die höchsten Eisengehalte mit 2,46 % und besitzt den niedrigsten Aktivitätsgrad des Profils (0,17) und wird daher als fossiler Illuvialhorizont angesprochen.

Profil X2_2: fossiler Podsol

Höhe: 1760 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 5°
 Nutzung: intensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ah-M	dgrbn		2
22	IIM	10YR 5/2	Ut3	2
42	III fBs	10YR 4/6	Ut3	3
60+	IVfBsCv	10YR 5/4	Ut3	5

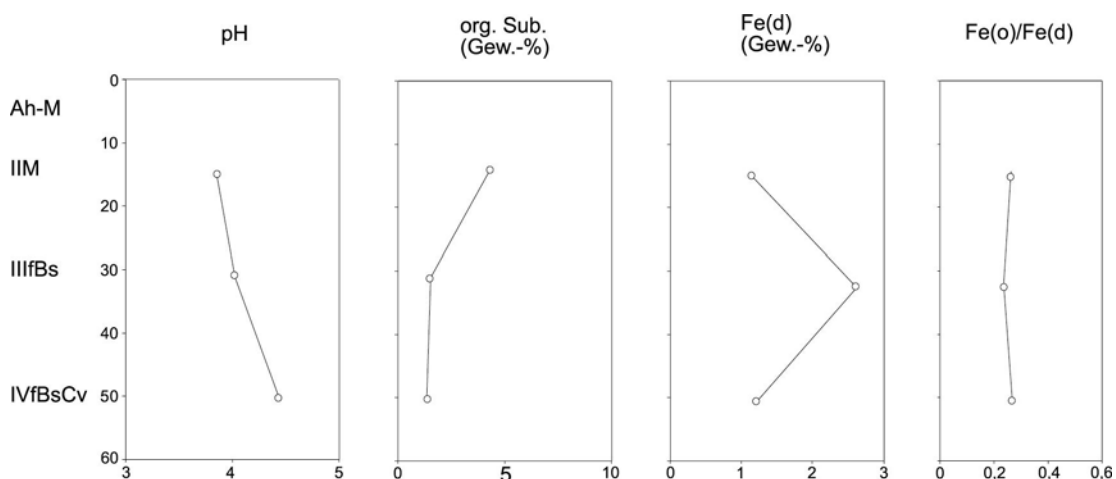


Abb. 34: Profilbeschreibung von X2_2 und bodenchemische Labordaten.

Das Bodenprofil X2_2 liegt im Bereich der Verebnung im Umfeld des Moores Groß Ried. Auch in diesem Bodenprofil ist ein grauer IIM-Horizont eingeschaltet. Er enthält makroskopisch sichtbare Holzkohlestückchen. Zusätzlich zu den bodenkundlichen Untersuchungen wurde dieser auch pollenanalytisch ausgewertet (siehe Kap. 2.5.).

In seinen bodenkundlichen Kennwerten und dem grünerlenreichen Pollenspektrum ähnelt der IIM-Horizont den beschriebenen M-Horizonten des Bodenprofils X1_13. Genetisch ist er deshalb ebenfalls als Spülsediment anzusprechen.

Die Bodenentwicklung hat in der jüngeren Deckschicht aus mittel tonigem Schluff stattgefunden. Sie greift vermutlich mit dem IVfBsCv-Horizont in die Basislage hinein. Obwohl sich die Basislage in der Korngröße nicht von der hangenden Schicht unterscheidet, lässt sie sich dennoch aufgrund des zunehmenden Steingehalts auf 50 Volumen-% von der jüngeren Lage abgrenzen.



Abb. 35: Spülsediment unter Alpweide am NE-exponierten Hang des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz).

Der Ausschnitt des Bodenprofils zeigt ein am Hang flächenhaft verbreitetes Spülsediment. Es ist 12 cm mächtig und liegt einem gekappten fBs-

Horizont auf. Der Weidehorizont Ah-M bedeckt die spülaquatische Schicht. In diesem Fall ist teilweise ein fossiler Ah erhalten, der sich im Spülsediment entwickelte.

Der pH-Wert steigt vom IIM-Horizont (3,9) bis zum IVfBsCv-Horizont auf 4,4 an. Mit 4,24 % organischer Substanz grenzt sich der IIM-Horizont klar vom IIIfBs- und dem IVfBsCv-Horizont ab. Der Fe(d)-Gehalt ist mit 1,41 % wesentlich niedriger als der sich in der Tiefe anschließende IIIfBs-Horizont (2,61 %).

Ob der Boden auch rezent podsoliert wird oder andere Prozesse wie die Verbraunung eine Rolle spielen, ist anhand der bodenkundlichen Kennwerte nicht eindeutig zu klären. Der Aktivitätsgrad (Fe(o)/Fe(d)) des IIM-Horizonts liegt mit 0,26 unter denen von Ae-Horizonten aus dem Hochtal (0,3 - 0,4). Im IIIfBs-Horizont mit 0,24 nimmt die Mobilisierung der Eisenoxide weiter ab, deshalb ist momentan nicht von einer Podsolierung auszugehen. Die Anreicherung des pedogenen Eisens im IIIfBs-Horizont stammt demnach aus einer früheren Bodenbildungsphase.

Profil X2_4: fossiler Podsol

Höhe: 1800 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 27°
 Nutzung: intensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzer-satz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
6	Ah-M	10YR 4/2	Ut2	2
18	IIfBs	10YR 4/6	Ut3	2
25	IIfBsCv	10YR 4/6	Ut3	3
45+	IIICv	gr		5

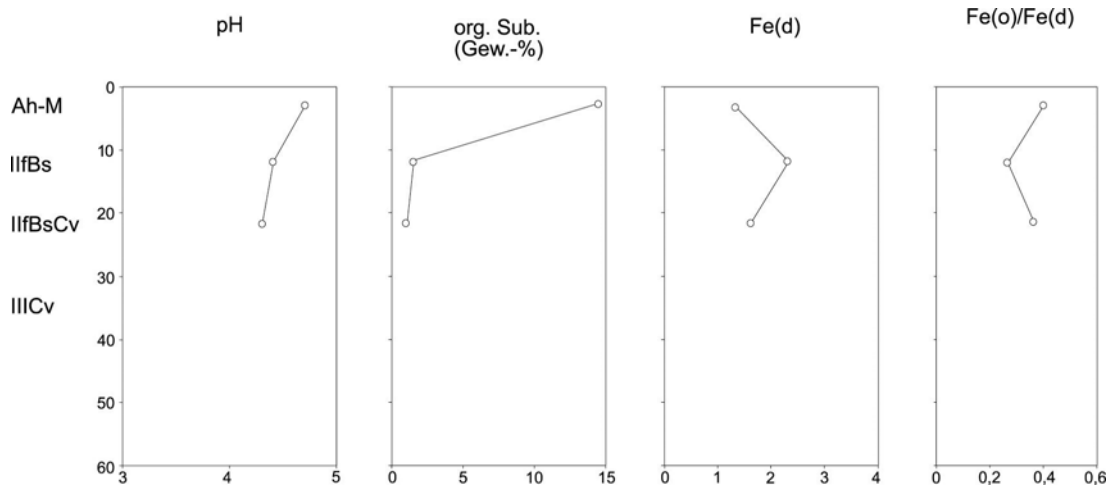


Abb. 36: Profilbeschreibung von X2_4 und bodenchemische Labordaten.

Am Hang der Alp Valpun sind die Bodenprofile bei 25 bis 30° Hangneigung verkürzt und die spülaquatische Ablagerung fehlt.

Das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung ist die jüngere Deckschicht. In diesem Fall stellt die Grenze zwischen IIfBs und IIfBsCv nicht gleichsam die Schichtgrenze zwischen den periglaziären Lagen dar, denn die Korngrößenverteilung ist vergleichbar und auch der Steingehalt nimmt von schwach steinig nur auf mittel steinig zu. Der IIICv-Horizont könnte als Basislage angesprochen werden, da die meisten Steine eingeregelt sind.

Der pH-Wert nimmt vom Ah-M-Horizont bis in die Tiefe des IIIfBsCv-Horizonts von 4,7 auf 4,1 ab und steigt im IIICv-Horizont wieder auf 4,3 an. Auffällig ist der hohe Anteil der organischen Substanz im Ah-M-Horizont (15,42 %), der bis zum IIIfBsCv-Horizont auf 2,4 % abnimmt. Der fossile Bs-Horizont erreicht mit 2,2 % erwartungsgemäß die höchsten Fe(d)-Gehalte und nimmt im IIIfBsCv-Horizont auf 1,59 % ab. Da der Gehalt im IIICv-Horizont auf 1,07 % weiter zurückgeht, ist von einer Sesquioxidanreicherung im IIIfBsCv auszugehen.

Anhand des Aktivitätsgrads lässt sich in diesem Profil kein pedogenes Verteilungsmuster ableiten. Der IIIfBs-Horizont besitzt mit 0,27 den niedrigsten Wert und im IIIfBsCv-Horizont erreicht er mit 0,32 den Höchstwert. Aufgrund des vergleichsweise hohen pH-Werts sowie des relativ niedrigen Fe(o)/Fe(d)-Verhältnisses im Ah-M-Horizont ist eine rezente Podsolierung sehr unwahrscheinlich.

Profil X2_5: fossiler Podsol

Höhe: 1820 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 7°
 Nutzung: intensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzer-satz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
7	Ah-M	10YR 4/2	Us	2
16	IIM	10YR 6/4	Us	2
25	IIIfBs	10YR 4/6	Ut3	3
45+	IVfBsCv	gr		5

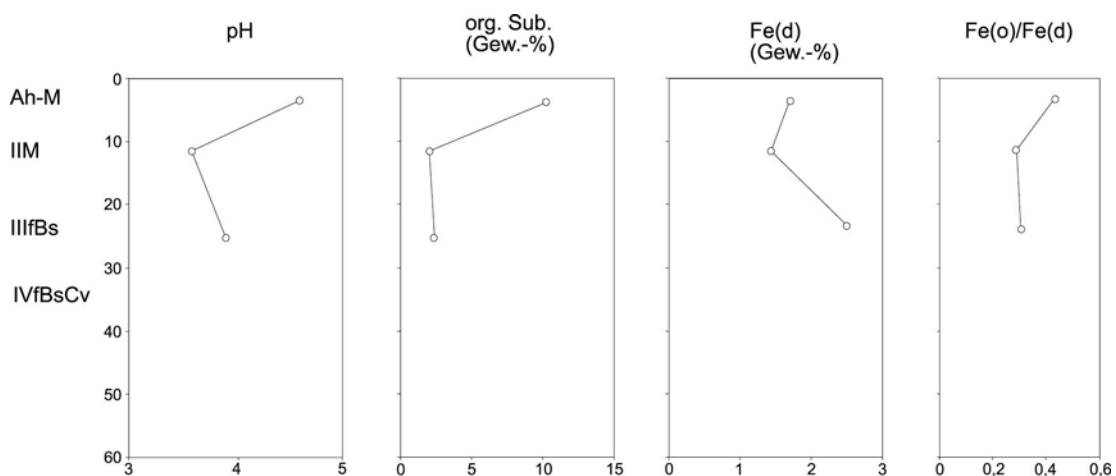


Abb. 37: Profilbeschreibung von X2_5 und bodenchemische Labordaten.

Im Bereich einer flacheren Partie der Alp Valpun wurde das Bodenprofil X2_5 aufgegraben. Das in X1_13 und X2_2 bereits beschriebene Spülsediment ist auch hier erhalten. Es enthält makroskopisch sichtbare Holzkohlestückchen. Allerdings ist durch Bauten von Murmeltieren die Schicht stellenweise ausgeräumt. Die Ablagerung wurde zusätzlich pollenanalytisch ausgewertet.

Periglaziale Decksedimente sind auch in diesem Profil das Ausgangssubstrat für die Pedogenese. Abweichend von der sonst vorhandenen Schichtung sind der Ah-M-Horizont und der IIM-Horizont in einem sandigeren Substrat ausgebildet (Us). Darunter wird es wieder toniger (Ut3), die typische Bodenart der jüngeren Deckschicht. Die Basislage, die auch hier leicht pedogen überprägt ist, grenzt sich durch einen deutlichen Anstieg des Steingehalts von der jüngeren Deckschicht ab.

Der Ah-M-Horizont setzt sich von den anderen Horizonten durch seine hohe Organik (10,33 %) ab. Mit 4,6 erreicht dieser Horizont auch den höchsten pH-Wert der drei untersuchten Horizonte. Im IIM-Horizont fällt dieser auf 3,6 ab. Da auch die Gehalte des pedogenen Eisens mit 1,43 % vergleichsweise niedrig sind, ist davon auszugehen, dass es sich hier ebenfalls um eine spülaquatische Ablagerung mit Ae-Horizontanteil handelt. Auch der pollenanalytische Befund weist in diese Richtung.

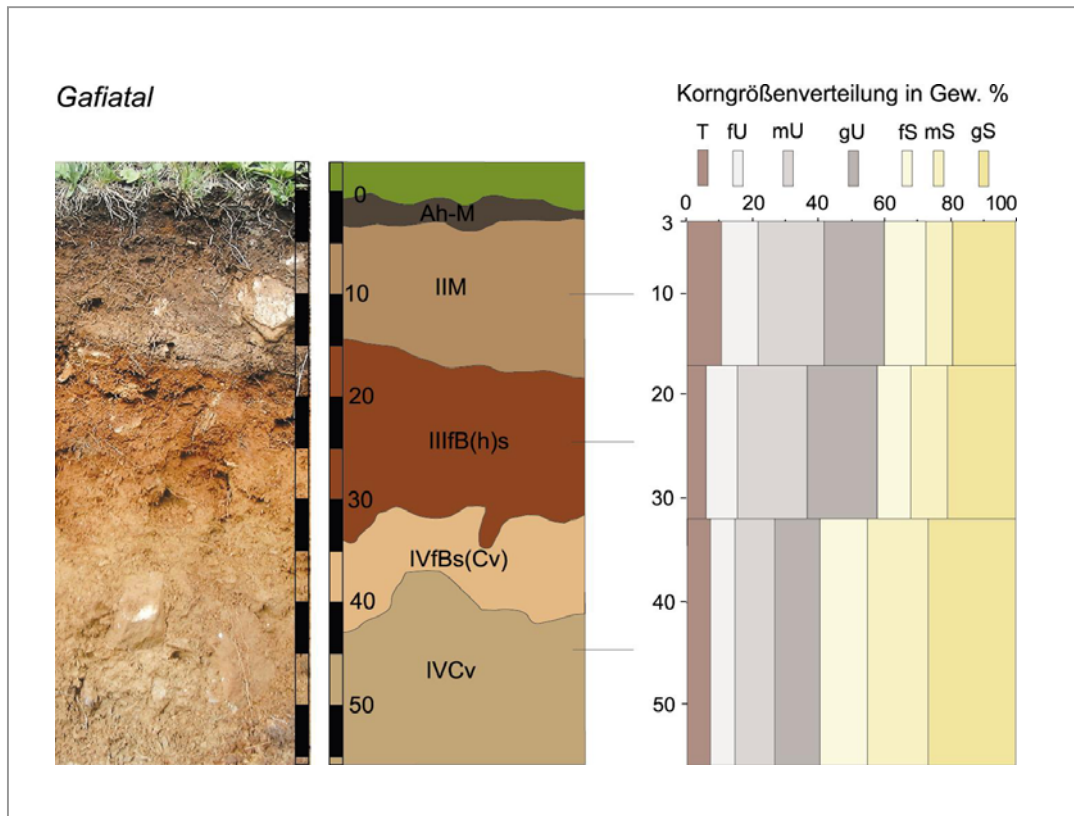
Die höchsten Fe(d)-Gehalte werden im IllfBs-Horizont mit 2,49 % erreicht. Eine pedogenetische Überprägung ist bisher weder visuell noch bodenanalytisch nachweisbar. Der Aktivitätsgrad fällt vom Ah-M-Horizont von 0,42 auf 0,28 ab. Die Eisenanreicherung hat sich demnach in einer früheren Bodenbildungsphase ereignet. Der Horizont wird deshalb als fossiler Illuvialhorizont angesprochen.

Dass trotz des vergleichsweise hohen pH-Werts ein hoher Anteil von mobilen Eisenoxiden im Ah-M existiert, ist vermutlich auf den hohen Anteil der Organik zurückzuführen.

3.4.1.1.2. Eggberg

Profil G fossiler Podsol

Höhe:	1820 m ü. NN
Exposition:	SW
Hangneigung:	15°
Nutzung:	extensiv genutzte Alpweide
Bodenform:	kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz/Kristallin (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
5	Ah-M	dgrbn		2
17	IIM	10YR 3/3	Slu	3
32	IIIfB(h)s	7.5YR 4/4	Us	3
42	IVfBsCv	oc		3
55+	IVCv	10YR 6/4	Su3	5

Gafiatal

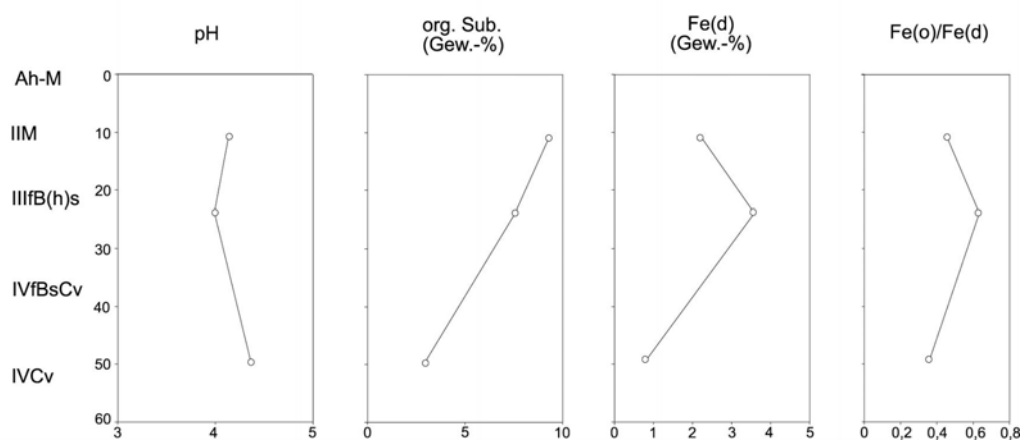


Abb. 38: Profilbeschreibung von G, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Im Gafiatal ist hinter dem Weiler Dörfij am Wegesrand das Bodenprofil G aufgeschlossen. Neben dem Flysch als Ausgangsgestein wurden auch Steine aus dem Kristallin gefunden.

Wegen des Anteils an kristallinem Gestein erhöht sich der Sandanteil in der Korngröße. Es lassen sich drei verschiedene Schichten ausgliedern. Der IIM-Horizont besteht aus schluffig-lehmigem Sand. Dann folgen die jüngere Deckschicht aus sandigem Schluff (bis in eine Tiefe von etwa 42 cm) und die Basislage mit signifikant höherem Sandanteil (60 %). In diesem Profil reicht die Bodenbildung nur bis in die jüngere Deckschicht hinein.

Der pH-Wert des IIM-Horizonts und des IIIfB(h)s-Horizonts liegt bei 4 und steigt im IVCv-Horizont leicht auf 4,4 an. Auffallend hoch ist der Anteil der organischen Substanz im gesamten Profil. Der IIM-Horizont enthält 9,31 % und erreicht im IIIfB(h)s-Horizont immer noch 7,55 % und im IVCv-Horizont 2,2 %. Im IIIfB(h)s ist der hohe Anteil auf die Verlagerung von Organik während der Podsolierung zurückzuführen. Schwieriger ist es, den Gehalt im IVCv-Horizont zu erklären. Es könnte eingearbeiteter Paläohumus sein (vgl. Kap. 3.3.2.1.), aber auch andere Prozesse, wie Infiltration, Bioturbation, Massenversatz, spülaquatische Prozesse oder zersetzte Wurzeln, können für die Anreicherung verantwortlich sein. Innerhalb dieser Untersuchung war es zeitlich nicht möglich, auf das Phänomen der allgemein hohen Gehalte der organischen Substanz in fBsCv- und Cv-Horizonten genauer einzugehen.

Der fossile Podsol ist an diesem Standort nicht so stark gekappt worden, wie an den meisten anderen. Es ist noch ein IIIfB(h)s-Horizont erhalten und daher werden vergleichsweise hohe Fe(d)-Gehalte (3,56 %) erreicht. Dies spiegelt sich auch in dem Farbwert 7.5.YR 4/4 wider. Ob der IIIfB(h)s-Horizont vom Alter her mit den anderen fossilen B-Horizonten vergleichbar ist, lässt sich innerhalb dieser Untersuchung allerdings nicht klären. Erschwerend kommt hinzu, dass im Ausgangssubstrat nicht nur Flysch sondern auch Kristallin enthalten ist.

Möglicher Weise wird der überdeckte erodierte Podsol erneut podsoliert, denn der Aktivitätsgrad im IIIfB(h)s-Horizont mit 0,63 ist hoch. Allerdings müsste der IIM-Horizont, wenn er sich zum Ae-Horizont entwickelt, einen niedrigeren pH-Wert aufweisen wie der IIIfB(h)s-Horizont. Auch der Aktivitätsgrad liegt mit 0,46 unter dem des IIIfB(h)s-Horizonts (0,63).

Profil Egg1_4: fossiler Podsol

Höhe: 1780 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 22°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ah-M	10YR 3/2	Lu	2
9,5	IlfAhe	10YR 2/2		2
13,5	IlfAe	5YR 6/2	Lu	2
15,5	IlfBsh	5YR 4/3	Lt3	3
31	IlfBs	10YR 4/6	Lt3	3
42	III fBsCv	10YR 5/4	Lu	5
63+	IIICv	gr		6

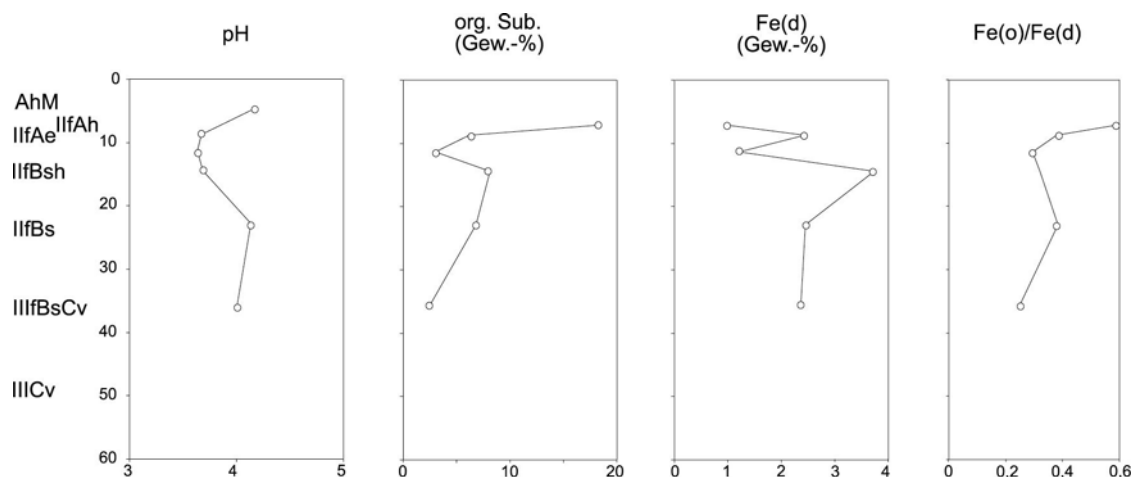


Abb. 39: Profilbeschreibung von Egg1_4 und bodenchemische Labordaten.

Die Alp Gafia am Eggberg wird größtenteils extensiv bewirtschaftet und daher siedeln sich in vielen Bereichen Alpenrosen an. Teilweise werden diese bei Viehbegang wieder zurückgedrängt. Diese Entwicklung spiegelt sich auch in den Böden wider. Stellenweise finden sich Bodenprofile mit kolluvial überdeckten Podsolen, die in ihrer Horizontabfolge noch vollständig sind. Wenige Meter entfernt ist die Abfolge dann mit den kolluvial überdeckten fossilen erodierten Podsolen des Chrüzes vergleichbar.

Der Boden hat sich in den zwei periglazialen Deckschichten entwickelt, wobei davon auszugehen ist, dass mindestens die ersten 20 cm holozänes Umlagerungsprodukt sind. Da die Mehrzahl der Steine im IlfBs eingeregelt sind, ist es wahrscheinlich, dass sich dieser in der jüngeren Deckschicht gebildet hat. Die Basislage grenzt sich von der jüngeren Deckschicht mit einer Zunahme des Sandgehalts ab. Außerdem nimmt der Skelettanteil von 20 auf 50 Volumen-% zu.

Ignoriert man die kolluviale Bedeckung, entspricht der Tiefenverlauf der untersuchten bodenchemischen Parameter genau denen eines Podsoles. Die niedrigsten pH-Werte treten im IlfAhe-Horizont (3,7), IlfAe-Horizont (3,6) und im IlfBsh-Horizont (3,7) auf. Im IlfBs-Horizont und IllfBsCv-Horizont steigen die Werte wieder auf 4 an. Aus dem IlfAe-Horizont sind Humusstoffe und Sesquioxide in den IlfBsh-Horizont verlagert worden. Dies zeigen die Gehalte der organischen Substanz mit einem Anstieg von 3,07 auf 8,03 % und die des pedogenen Eisens von 1,20 auf 3,74 %. Im IlfBs-Horizont nimmt der Fe(d)-Gehalt wieder auf 2,44 % ab, dennoch ist er mit einem Fe(o)/Fe(d)-Verhältnis von 0,38 Ort mobiler Eisenoxide.

Trotz der erkennbaren Podsoldynamik wurde den Horizontsymbolen ein f vorangestellt, da der Podsol kolluvial überdeckt ist und von einer Unterbrechung der Podsolierung auszugehen ist. Möglicherweise war dies ein ehemaliger Alpenrosenstandort. Mit dem Grasbewuchs und der Bedeckung mit dem Ah-M-Horizont ist die Podsolierung momentan gestoppt oder zumindest verzögert. Dies deuten der höhere pH-Wert und der geringere Aktivitätsgrad des Ah-M-Horizonts an.

Profil Egg1_6: fossiler Podsol

Höhe: 1790 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 20°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ah-M	10YR 4/2	Lt3	2
38	IlfBs	10YR 4/6	Lu	3
50+	IllfBsCv	10YR 5/4	Lu	4

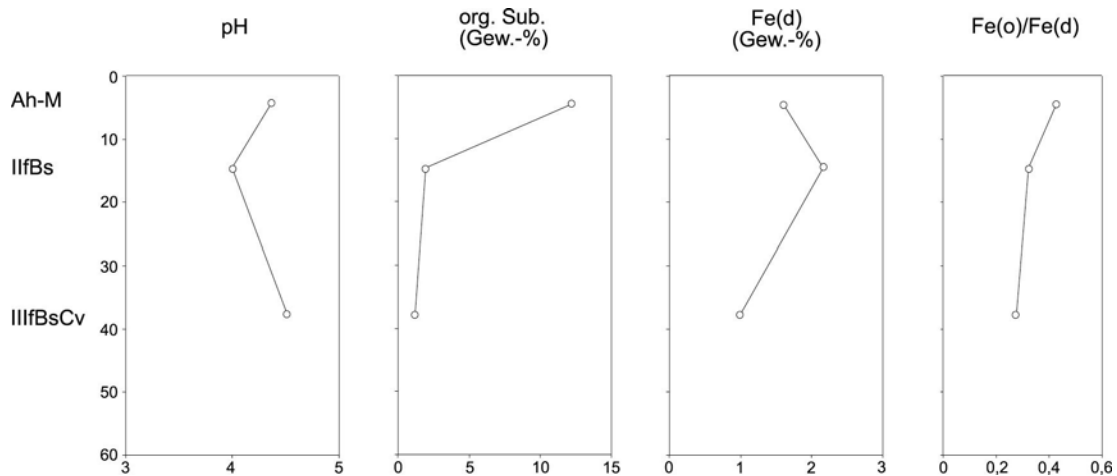
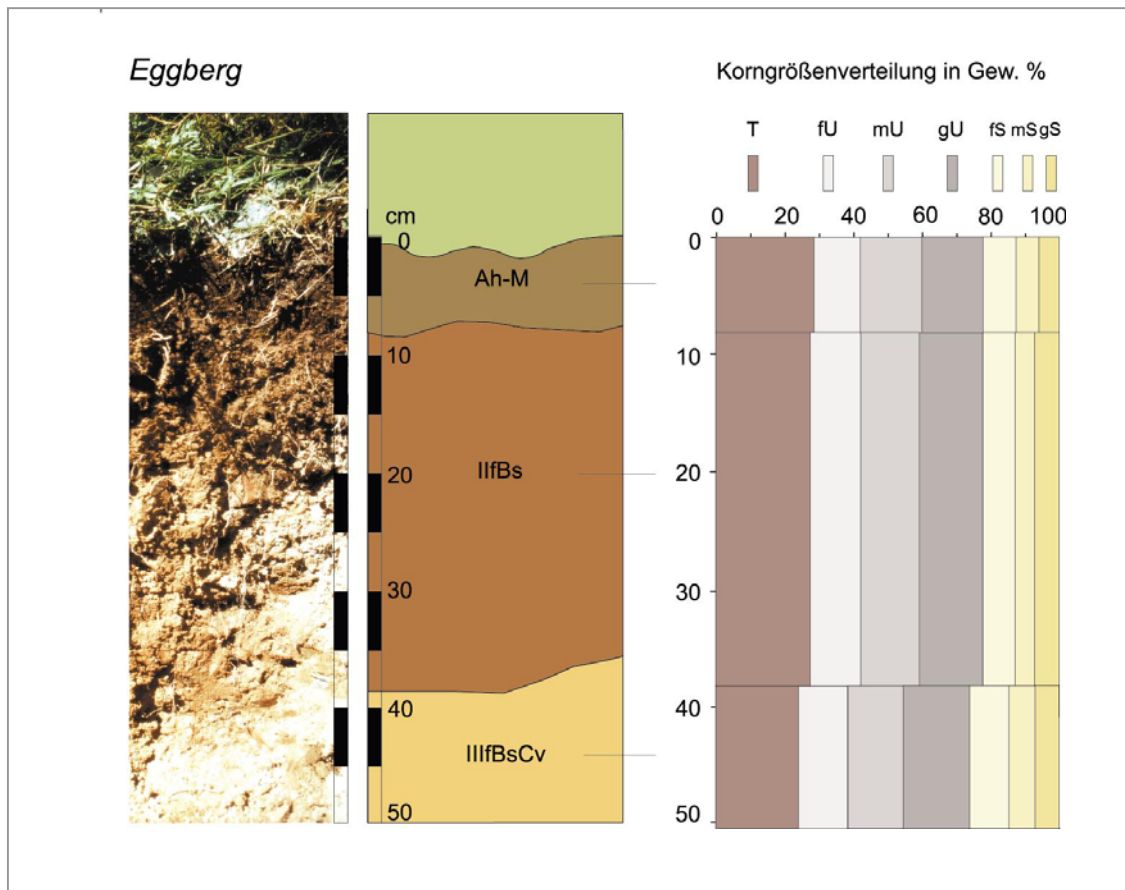


Abb. 40: Profilbeschreibung von Egg1_6, Foto, Profilskeizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Im Profil Egg1_6 hat sich der Boden hauptsächlich in der jüngeren Deckschicht entwickelt, dringt aber mit dem IIIfBsCv-Horizont in den oberen Bereich der Basislage vor. Die Bodenart beider Schichten ist schluffiger Lehm (Lu), dennoch ist in der Basislage eine Zunahme des Sandgehalts von 21 auf 26 % gegen über der hangenden Deckschicht zu erkennen. Auch der steigende Steingehalt von 15 % auf 40 % ist ein

weiteres Unterscheidungsmerkmal, um die Basislage von der jüngeren Deckschicht zu trennen.

Der Ah-M-Horizont setzt sich mit 12,27 % organischer Substanz deutlich vom IlfBs-Horizont ab und auch der pH-Wert ist im Vergleich zum IlfBs-Horizont erhöht (4,7 / 4). Da der IlfBs-Horizont mit 2,16 % Fe(d) über den Gehalten der Cv-Horizonte liegt, ist von einer Eisenoxidanreicherung auszugehen. Im IIIfBs-Cv-Horizont sinkt der Gehalt auf 2,01 % ab. Der höchste Aktivitätsgrad wird im Ah-M-Horizont mit 0,43 erreicht und fällt im IlfBs-Horizont auf 0,23. Aufgrund des niedrigen Aktivitätsgrads im IlfBs-Horizont sowie des leicht erhöhten pH-Werts des Ah-M-Horizonts ist in diesem Profil zur Zeit nicht von einer Podsolierung auszugehen.

Profil Egg1_12: fossiler Podsol

Höhe: 2000 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 20°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzer-satz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ah-M	10YR 4/2	Lt3	2
38	IlfBs	10YR 4/6	Lu	3
52	IIIfBsCv	10YR 5/4	Lu	5
60+	IIICv	gr		6

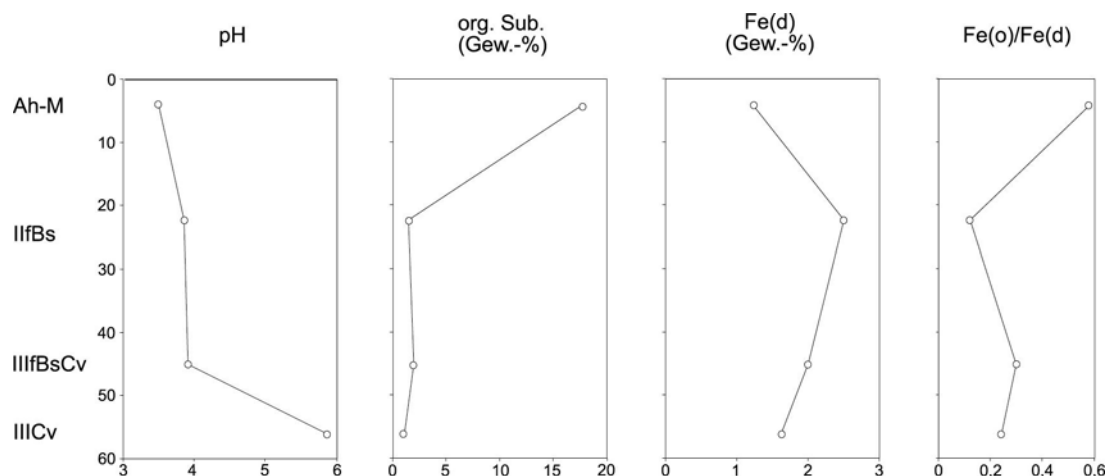


Abb. 41: Profilbeschreibung von Egg1_12 und bodenchemische Labordaten.

Auch dieser Bereich der Alp Gafia wird extensiv bewirtschaftet. Besonders in steiler Hanglage haben sich im Bereich der Erhebung „Haupt“ Alpenrosen ausgebreitet.

Die Schichtgrenze zwischen jüngerer Deckschicht und Basislage liegt in 40 cm Tiefe. Die Bodenart geht von stark tonigem Schluff (Ut4) in sandig-lehmigen Schluff (Uls) über. Der obere Teil der Basislage ist pedogen überprägt und im Gegensatz zum IIICv-Horizont (CaCO_3 : 1,52 %) kalkfrei.

Der pH-Wert steigt im Tiefenverlauf von 3,5 im Ah-M-Horizont bis auf 5,7 im IIICv-Horizont an. Der hohe organische Gehalt von 17,84 % ist das charakteristische Merkmal des Ah-M-Horizonts. Im IIcBs-Horizont fällt der Gehalt auf 1,28 %. Erstaunlich ist der Anstieg der Organik im IIcBsCv-Horizont; als Eintragsweg bieten sich die in der Beschreibung des Profils G genannten Möglichkeiten an. Als Illuvialhorizont besitzt der IIcBs-Horizont mit 2,5 % die höchsten pedogenen Eisengehalte. Der Ort der höchsten Mobilität der Eisenoxide dagegen befindet sich im Ah-M-Horizont mit einem Aktivitätsgrad von 0,58. Da im IIcBs-Horizont das Eisen hauptsächlich in kristalliner Form vorliegt (Aktivitätsgrad: 0,12), findet zur Zeit keine messbare Verlagerung von Eisenoxiden aus dem Ah-M-Horizont in den IIcBs-Horizont statt. Die Anreicherung im IIcBs-Horizont hat sich demnach innerhalb einer früheren Bodenbildungsphase ereignet.

Profil Egg2_11: Kolluvisol

Höhe: 2200 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 7°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: mehrgliedriger Kolluvisol über Flyschzersatz

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
11	M	10YR 3/4	Lt3	2
65	IIM	10YR 4/4	Lu	2
70	IIICv	gr		4

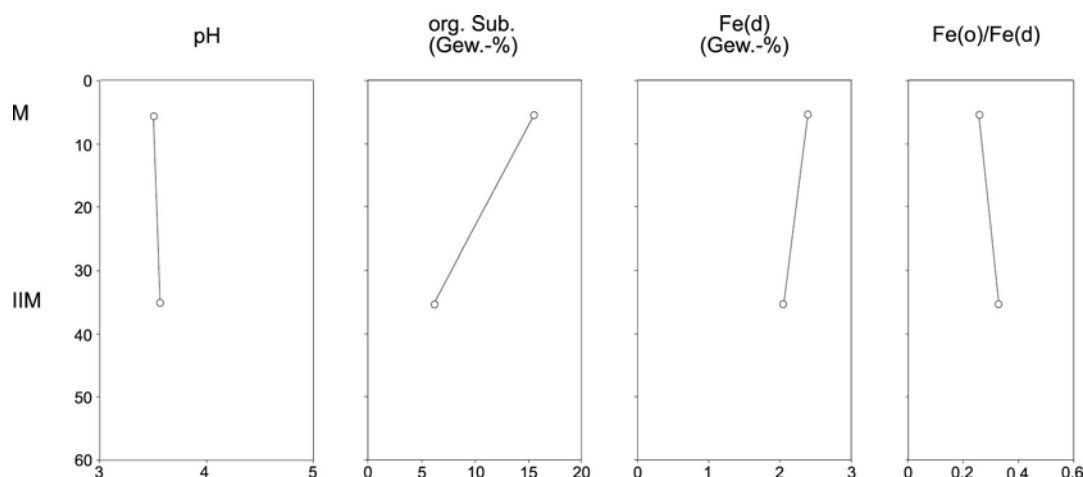


Abb. 42: Profilbeschreibung von Egg2_11 und bodenchemische Labordaten.

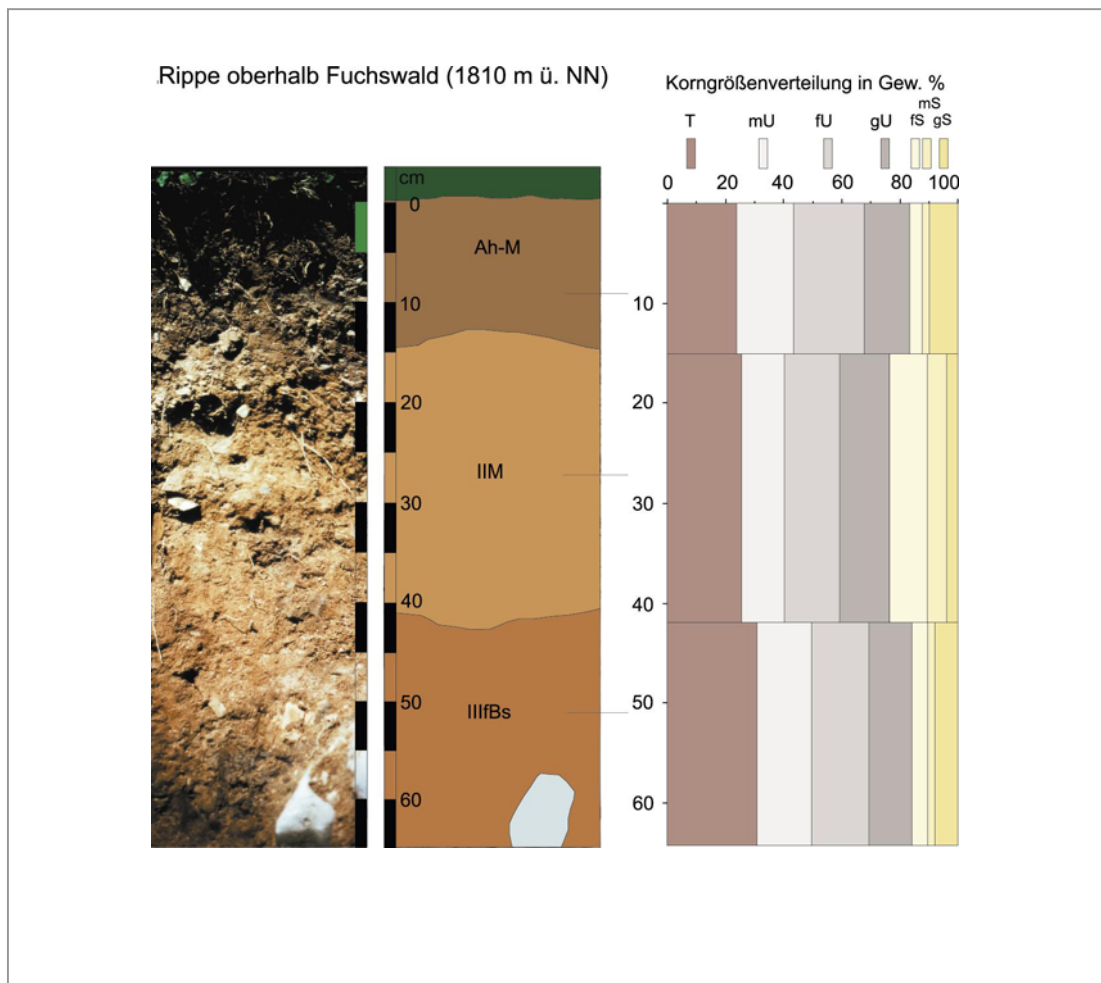
Auf dem langgezogenen Gipfel des Eggbergs hat sich in einer geschützten Mulde ein Kolluvisol gebildet. Die Mulde diente vermutlich als Sedimentfalle.

Vermutlich hat es zwei Phasen der Akkumulation gegeben, denn die beiden M-Horizonte unterscheiden sich deutlich in ihrer Korngröße. Der obere enthält mit 43 % gegen über 28 % wesentlich mehr Ton. Die Ablagerungen sind schwach steinig. Nicht nur in der Korngröße sondern auch im Gehalt der organischen Substanz unterscheidet sich der obere M-Horizont mit 15,52 % vom unteren mit 6 %. Die Fe(d)-Gehalte von 2,4 % im M-Horizont, bzw. von 2 % im IIM-Horizont deuten darauf hin, dass es sich um verlagertes Bodenmaterial eines Bs-Horizonts handelt. Auch die pH-Werte entsprechen denen der fossilen Bs-Horizonte. Welche Prozesse zur Zeit auf diesen Boden wirken, lässt sich innerhalb dieser Untersuchung nicht beantworten. Der Aktivitätsgrad gibt nur einen schwachen Hinweis auf mobilere Verhältnisse der Eisenoxide im IIM-Horizont.

3.4.1.1.3. Chüenihorn

Profil: C2_1: Kolluvisol

Höhe:	1810 m ü. NN
Exposition:	SE
Hangneigung:	28°
Nutzung:	aufgegebene Alpweide
Bodenform:	mehrgliedriger Kolluvisol über stark erodiertem fossilen Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
15	Ah-M	10YR 3/3	Lu	2
40	IIM	10YR 5/6	Lu	3
65	IIIfBs	10YR 4/4	Tu3	3

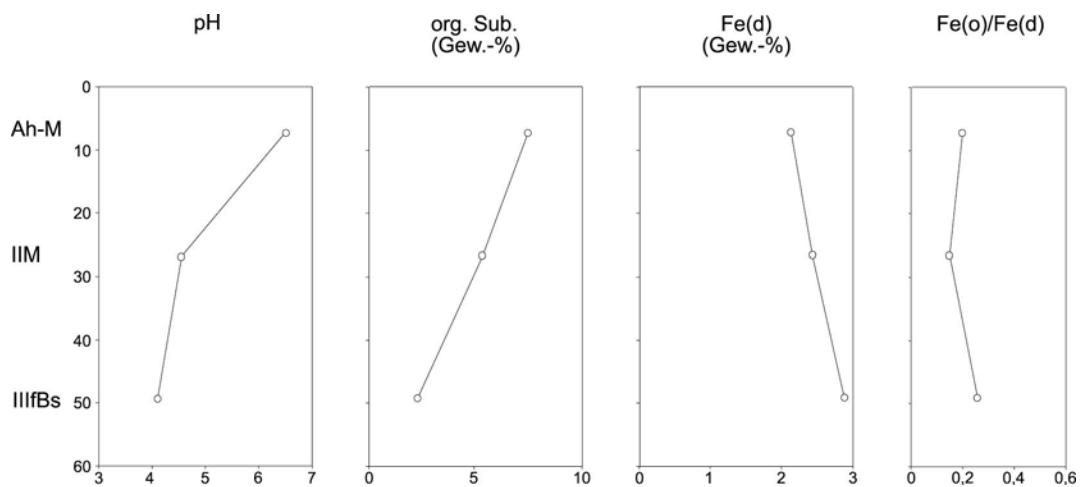


Abb. 43: Profilbeschreibung von C2_1, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Der Schrotatobel wird von zwei Rippen flankiert. Am Hangfuß der südlich liegenden Rippe hat sich ein für den SE-exponierten Hang des Chüenihorns mächtiger Kolluvisol gebildet.

Die jüngere Deckschicht (Beginn in 42 cm Tiefe) ist von zwei kolluvialen Auflagen überlagert. Aufgrund der dort vielfach auftretenden tonigen Schichten im Flysch ist die Bodenart der jüngeren Deckschicht Tu3 (mittel schluffiger Ton). Bis zu 30 cm lange Tonsteine sind mit ihrer Längsachse in Richtung des Gefälles eingeregelt. Die Basislage ist in diesem Profil nicht erreicht worden.

Der pH-Wert sinkt vom Ah-M-Horizont von 6,5 über den IIM-Horizont (4,5) bis zum IlfBs-Horizont auf 4,1 ab. Der Ah-M-Horizont enthält mit 7,43 % die höchsten Gehalte der organischen Substanz wie alle Ah-M-Horizonte der Böden unter Alpweide. Der Gehalt sinkt im IIM-Horizont auf 5,31 % und im IlfBs-Horizont wird 2,28 % erreicht. Umgekehrt verhält sich der Anteil der pedogenen Eisenoxide. Die höchsten Gehalte werden im IlfBs-Horizont mit 2,86 % erreicht, der deshalb als ehemaliger Illuvialhorizont bezeichnet wird. Aufgrund der Mächtigkeit des Kolluviums ist rezent nicht von einer Eisenoxidverlagerung bis in diesen Horizont auszugehen. Der Tiefenverlauf des Aktivitätsgrads eignet sich in diesem Profil nicht, um Aussagen zur Verlagerungsdynamik der Eisenoxide zu machen. Die höchsten Verhältnisse werden im IlfBs-Horizont erreicht. Dieser steht ohne Bezug zu dem extrem niedrigen Wert (0,15) des darüberliegenden IIM-Horizonts.

Profil C2_4: Regosol

Höhe: 1870 m ü. NN
 Exposition: SE
 Hangneigung: 37°
 Nutzung: aufgegebene Alpweide
 Bodenform: Regosol aus verwittertem Flyschzersatz

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
20	Ah-M	10YR 3/3	Lu	4
60+	IlilCv	10YR 4/4	Lt2	5

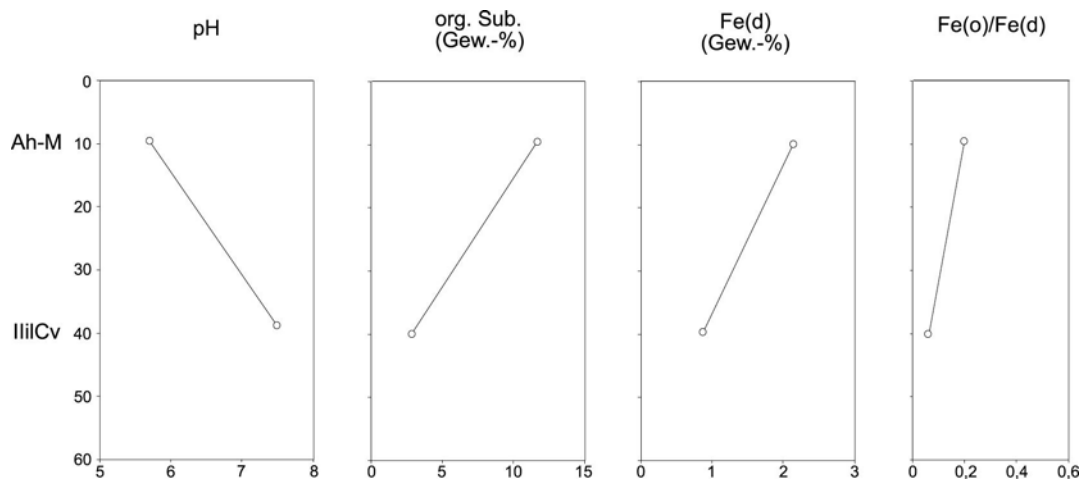


Abb. 44: Profilbeschreibung von C2_4 und bodenchemische Labordaten.

Auf der steilen Partie der Rippe sind die Böden geringmächtig. Da der Flysch rasch verwittert und hier viele tonige Lagen enthält, entwickeln sich Regosole. Es sind keine Regosole im herkömmlichen Sinn, da die Grasnarbe fortwährend umgelagert wird und manchmal sogar mehrere Rasenschollen übereinander festwachsen.

Der Ah-M-Horizont unterscheidet sich in seiner Bodenart schluffiger Lehm (Lu) vom IllCv-Horizont (schwach toniger Lehm, Lt2), denn er besteht aus umgelagertem Oberboden.

Das junge Alter des Regosols zeigt sich an den vergleichsweise hohen pH-Werten. Der pH-Wert des Ah-M-Horizonts ist mit 5,68 schwach sauer, der des IllCv-Horizonts liegt sogar im schwach alkalischen Bereich. Wie in allen Ah-M-Horizonten ist der Anteil der organischen Substanz hoch (11,53 %). Dass der Ah-M-Horizont nicht nur aus Cv-Material gebildet wird sondern ein Umlagerungsprodukt ist, zeigen die höheren Fe(d)-Gehalte (2,12 % gegenüber 0,87 %).

3.4.1.2. Böden unter Alpenrosen

Vom jeweiligen Gegenhang sind die breiten Alpenrosengürtel oberhalb des Walds vom Chrüz und Eggberg am besten zu überblicken. Sie reichen bis zu deren Gipfel. Bereits SCHRÖTER (1895) erwähnte ihre weite Ausdehnung entlang der Schattenhänge in St. Antönien. Trotz vieler Bemühungen bekam man schon damals das schön blühende Weideunkraut kaum in den Griff. Nur mit Brennen, dem Abtrag des Rohhumuses und Düngungen war den Alpenrosen zu Leibe zu rücken.

3.4.1.2.1. Chrüz

Ein Alpenrosengürtel erhebt sich oberhalb des Groß Rieds (1740 m ü. NN) und breitet sich bis zum Gipfel des Chrüzes (2000 m ü. NN) in unterschiedlicher Intensität (je nach Weidedruck) aus. Er ist selten als Fläche erhalten, sondern in zahlreiche Alpenrosenschollen aufgelöst. Aufgrund des Viehbegangs entstand so ein Mosaik aus gestörten und ungestörten Alpenrosenprofilen mit zum Teil auch inversen Profilen.

Profil X1_19: Eisen-Humus-Podsol

Höhe: 1890 m ü. NN
Exposition: NE
Hangneigung: 25°
Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
Bodenform: Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschicht) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
1	Ahe	7.5YR 4/2	Uls	3
9	Ae	7.5YR 6/2	Uls	3
15	Bsh	5YR 4/3	Uls	4
32	II Bs	10YR 4/4	Uls	4
45+	III C _v	10YR 5/1	Uls	5

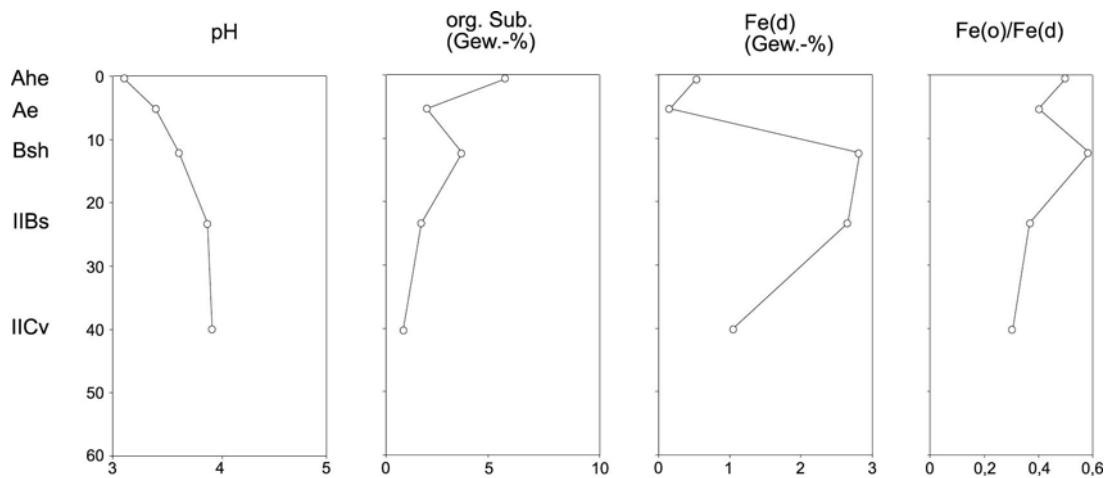
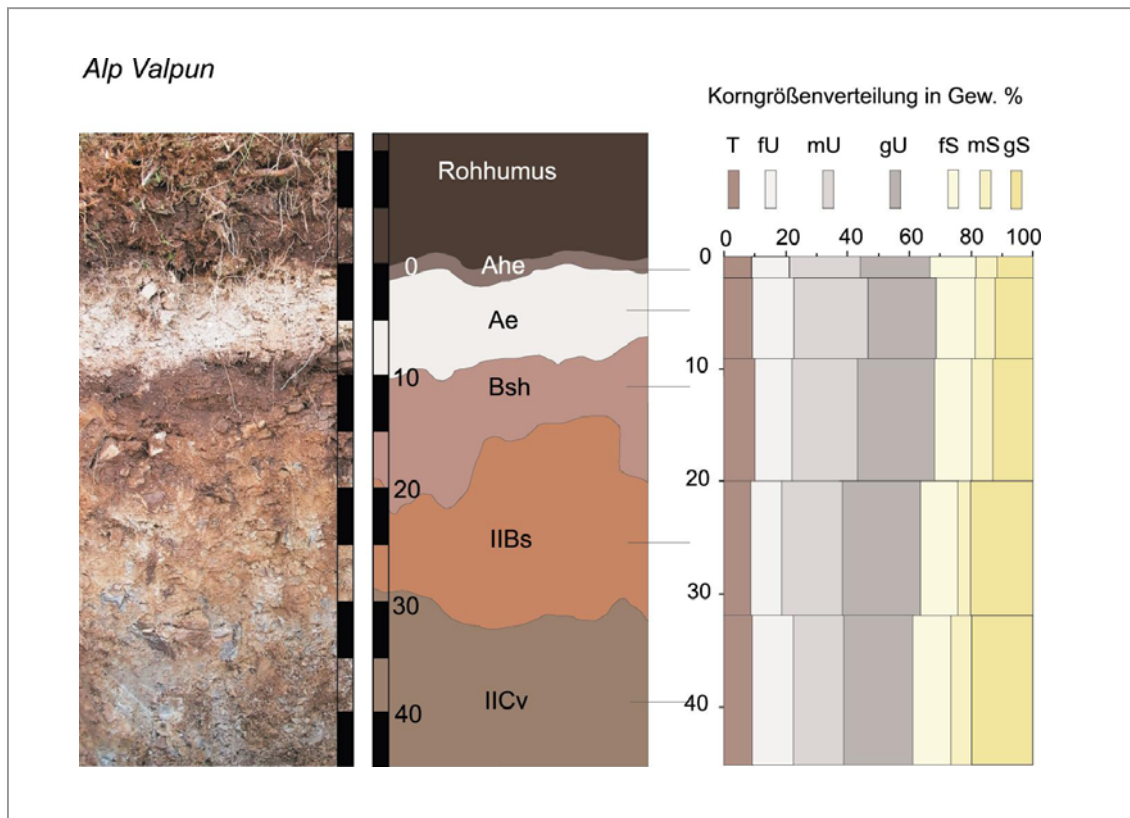


Abb. 45: Profilbeschreibung von X1_19, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Unter einer Rohhumusdecke von 16 cm hat sich ein Eisen-Humus-Podsol gebildet. Der Verlauf der Horizontgrenzen ist wellig und folgt in seiner Kontur oft den vorhandenen Steinen. Dies gilt besonders für den verkitteten Bsh-Horizont.

Es ist schwierig, die Deckschichtengliederung auf das Profil X1_19 anzuwenden. Im gesamten Profil dominiert die Bodenart sandig-lehmiger Schluff (Uls). Aufgrund des hohen Steingehalts und der Einregelung der Steine bis in die Tiefe von 20 cm hat sich der Boden vermutlich in der Basislage ausgebildet und die jüngere Deckschicht ist bereits erodiert. Unterhalb von 20 cm ist wahrscheinlich bereits der Flyschzersatz erreicht.

Das Ergebnis der Podsolierung unter den Alpenrosen ist die typische Horizontabfolge eines Eisen-Humus-Podsols: Ahe – Ae – Bsh – IIBs – IICv. Die Eluvialhorizonte Ahe und Ae besitzen charakteristischer Weise die niedrigsten pH-Werte (3,1 und 3,4). Diese steigen bis zum IICv-Horizont wieder auf 3,9 an. Humusstoffe und Sesquioxide werden von den Eluvialhorizonten (Ahe und Ae) in die Illuvialhorizonte (Bhs und Bs) verlagert. So steigen die Gehalte der organischen Substanz vom Ae-Horizont zum Bsh-Horizont von 1,86 % auf 3,56 % an und die Gehalte des pedogenen Eisens Fe(d) nehmen von 0,15 auf 2,81 % zu. Im Bsh-Horizont wird auch der höchste Aktivitätsgrad (0,59) erreicht, da die Auskristallisation der Oxide durch die hohen Gehalte der organischen Substanz gehemmt ist. Mit Fe(d)-Gehalten von 2,65 % im IIBs-Horizont ist eine Eisenoxidverlagerung bis in diese Tiefe nachgewiesen.

Profil X3_5: Eisen-Humus-Podsol

Höhe: 1940 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 25°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschicht oder holozänes Umlagerungsprodukt?)

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
0,5	Ahe	dgr		3
6	Ae	7.5 YR 5/2	Uls	3
11	Bsh	5YR 4/3	Lu	4
18	IIBs	10YR 4/6	Tu3	4
32	II(Bs)Cv	10YR 5/4	Tu3	5
65+	IIICv	10YR 5/1	Lu	6

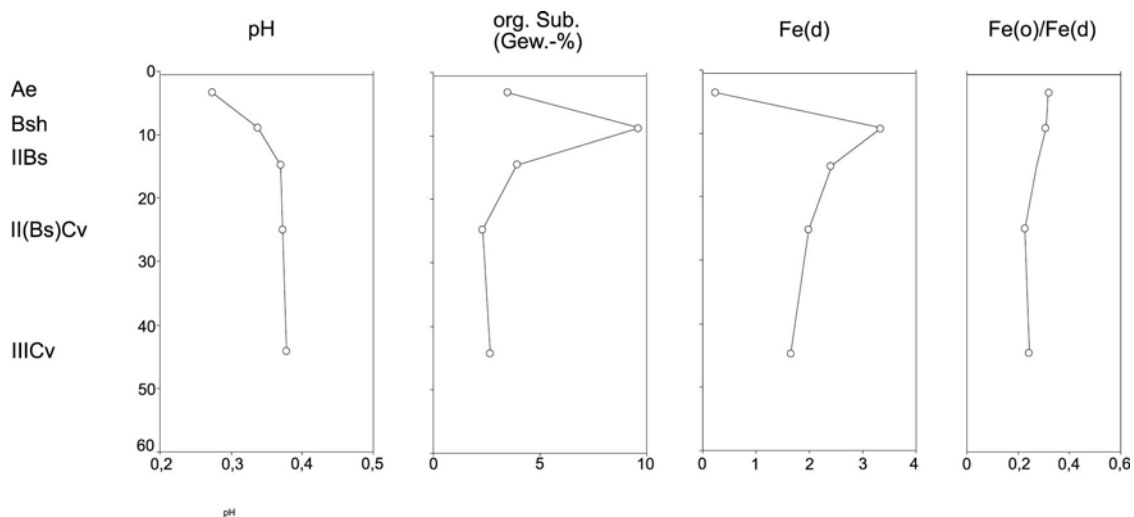


Abb. 46: Profilbeschreibung von X3_5 und bodenchemische Labordaten.

Vermutlich ist die schluffreiche jüngere Deckschicht hier nicht erhalten. Der Steingehalt ist vergleichsweise hoch. Es ist davon auszugehen, dass sich der Ahe-, der Ae- und der Bsh- Horizont in einem im Holozän umgelagerten Sediment entwickelt haben. Ob die Schichtgrenze in der Tiefe von 11 cm den Übergang zu Basislage bildet, ist nicht nachweisbar. Nur wenige Steine sind mit der Längsachse dem Gefälle folgend einge-regelt. Die relativ hohen Gehalte der organischen Substanz im II(Bs)Cv-Horizont (2,31 %) deuten sogar darauf hin, dass auch diese Schicht noch als holozänes Umlage-rungsprodukt angesprochen werden könnte.

Der pH-Wert des Ae-Horizonts ist mit 2,7 extrem sauer. Er nimmt im Bsh-Horizont wie-der auf 3,4 zu und steigt im IIBs-, II(Bs)Cv- und IIICv-Horizont bis auf 3,8 an. Die Ver-lagerung von Humusstoffen und Sesquioxiden vom Ae-Horizont in den Bsh-Horizont ist anhand der Gehalte der organischen Substanz und den Fe(d)- und Al(d)-Werten gut nachvollziehbar. Die Organik steigt von 3,45 auf 9,65 %, die Fe(d)-Gehalte von 0,22 auf 3,35 % und die Al(d)-Gehalte von 0,1 auf 0,51 % (siehe Anhang B). Wenn auch nicht so deutlich wie im Profil X1_19 sind die höchsten Aktivitätsgrade und damit die stärkste Mobilisierung von Oxiden im Ae- und Bsh-Horizont mit 0,3 anzutreffen.

Im IIBs-Horizont wird ebenfalls noch ein Anteil von 3,9 % organischer Substanz erreicht, er könnte auch als IIB(h)s-Horizont angesprochen werden. Im Vergleich zu den Fe(d)-Gehalten im IIICv-Horizont (1,65 %) ist daher von einer pedogenen Eisen-oxidanreicherung auszugehen.

3.4.1.2.2. Eggberg

Oberhalb des subalpinen Fichtenwalds schließt sich am NE-exponierten Hang des Eggbergs an vielen Stellen nahtlos der Alpenrosengürtel an und reicht bis zu den Gipfeln. In stärker beweideten Bereichen sind die Alpenrosen inselartig in der Alpweide verteilt. Auffällig ist, dass die Eisen-Humus-Podsole unter Alpenrosen hier häufiger als die des Chrüzes gestört sind. Vermutlich ist dies auf Beweidung zurückzuführen. Der Ae-Horizont liegt oftmals nicht als geschlossenes Band vor, sondern bricht vielerorts im Profil ab. Die Mächtigkeit liegt zwischen 2 und 5 cm. Oft fällt der für junge Podsole typische Violetstich des Ahe-Horizonts ins Auge. Die Farbwerte liegen zwischen 5YR 6/2 und 7.5YR 6/2.

Profil Egg1_11: Eisen-Humus-Podsol

Höhe: 1960 m ü. NN
 Exposition: NE
 Hangneigung: 22°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
6	Ahe	fligr	Lu	2
11	Bsh	dbn	Lu	2
18	Bs	10YR 4/6	Lu	2
32	IIbScv	ocbn	Lt3	4
65+	IIcV	gr		6

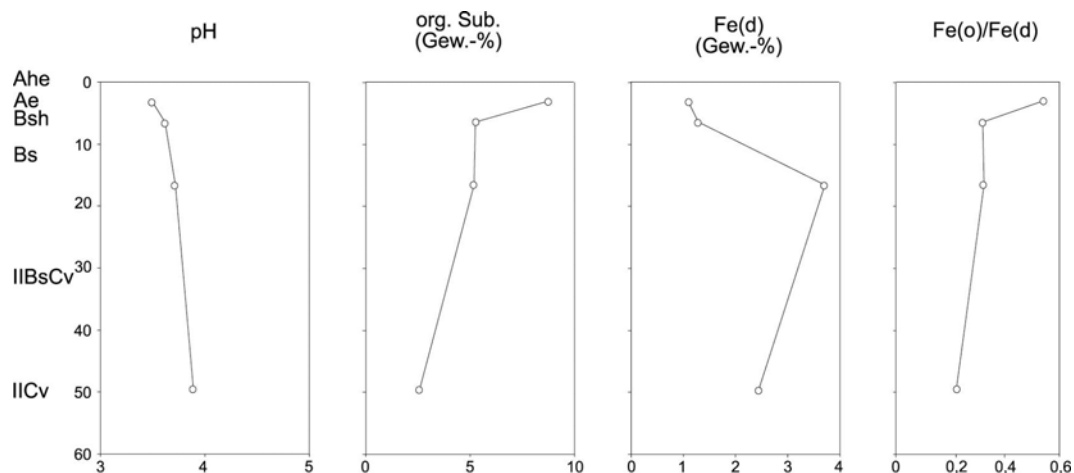


Abb. 47: Profilbeschreibung von Egg1_11 und bodenchemische Labordaten.

Die Grenze zwischen jüngerer Deckschicht und Basislage, die gleichsam auch die Horizontgrenze zwischen Bs und IIBsCv markiert, wird in einer Tiefe von 32 cm vollzogen. Dies ist in der Änderung der Bodenart vom schluffiger Lehm zum mittel tonigen Lehm und dem Anstieg des Steingehalts begründet. In beiden Schichten ist der größte Teil der Steine mit der Längsachse dem Gefälle folgend eingeregelt.

Der niedrigste pH-Wert wird im Ahe-Horizont mit 3,5 erreicht. Dieser steigt kontinuierlich bis zum IIBsCv-Horizont auf 4,0 an. Der Ahe-Horizont enthält mit 8,76 % einen hohen Anteil organischer Substanz. Die Verlagerung von Humusstoffen in den Bsh-Horizont zeigen die erhöhten Gehalte der Organik von 5,1 % an. Besonders gut sichtbar wird die Podsolierung mit der Verlagerung des pedogenen Eisens vom Ahe-Horizont (1,08 %) in den Bsh-Horizont (3,61 %). Auch im Bs-Horizont und im geringeren Maß im IIBsCv-Horizont hat sich pedogenes Eisen angereichert.

Im Gegensatz zu den Eisen-Humus-Podsolen am NE-exponierten Hang des Chrüzes ist die Podsolierung in diesem Profil noch nicht so weit vorangeschritten. Dies zeigt sich hauptsächlich durch den hohen Anteil der organischen Substanz im Ahe-Horizont, durch das Fehlen eines Ae-Horizonts und durch den Verlauf des Aktivitätsgrads, der nicht wie in Profil X1_19 und X3_5 seinen höchsten Wert im Bhs-Horizont, sondern im Ahe-Horizont erreicht. Dies ist auch für die recht jungen Podsole unter Fichtenwald typisch (vgl. Kap. 3.4.1.6.).

3.4.1.3. Böden unter *Vaccinium*-Strauchgesellschaften

Selten haben die Böden am SE-exponierten Hang des Chüenihorns genug Zeit zur Bodenreife. Die in Kap. 1.4. besprochenen Massenverlagerungen wirken der Pedogenese entgegen. Einer der wenigen Standorte mit Bodenentwicklung, ist der verebnete Bereich „Färri“ (1970 - 2100 m ü. NN). In der Höhe von 1970 m ü. NN wird er vom Schrotatobel angeschnitten. Der Hang ist 20° geneigt und wird von zwei Bächen durchschnitten. Das Weidevieh meidet mittlerweile den dichten *Vaccinium-Juniperus*-Bewuchs. Unter dieser Strauchgesellschaft entwickelt sich ein Eisen-(Humus)-Podsol.

Profil C2_7: Eisen-(Humus)-Podsol

Höhe:	1990 m ü. NN
Exposition:	SE
Hangneigung:	20°
Nutzung:	extensiv genutzte Alpweide

Bodenform: Eisen-(Humus)-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
7,5	Ahe	7.5YR 4/2	Slu	3
8	IIB(h)s	drobn	Lu	3
23	IIBs	10YR 4/4	Lt2	3
55	IIIBsCv	ocbn		4
70+	IIICv	gr		6

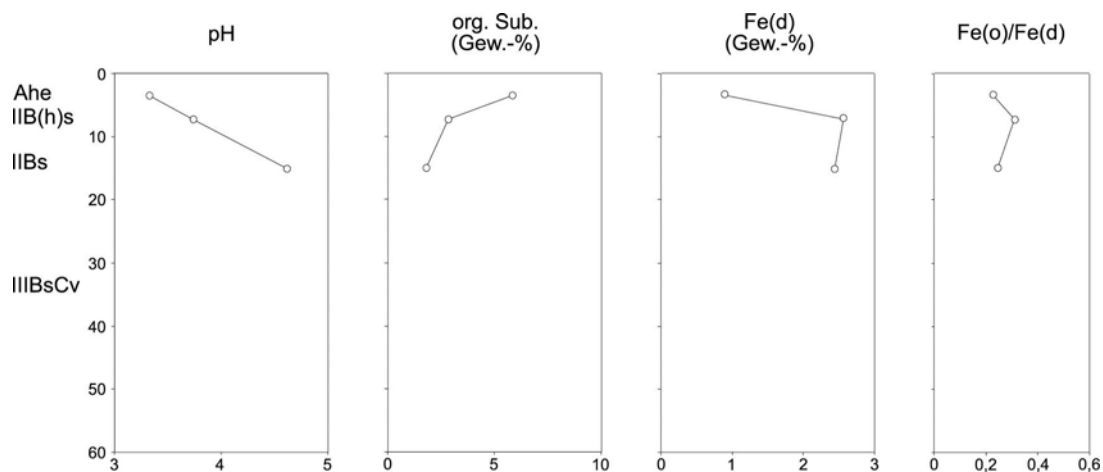


Abb. 48: Profilbeschreibung von C2_7 und bodenchemische und Labordaten.

Das Profil C2_7 weist eine Besonderheit auf, die andere Podsole im Tal nicht zeigen. Der Eluvialhorizont Ahe ist in einer Schicht ausgebildet, die sich in der Bodenart deutlich vom B-Horizont unterscheidet: Mit 53,4 % Sand-Anteil ist sie das sandigste Ausgangssubstrat aller untersuchten Ahe-, bzw. Ae-Horizonte. Die Entstehung dieser Schicht ist wahrscheinlich auf holozäne Umlagerungsprozesse zurückzuführen. In der folgenden Schicht nimmt der Schluff- und Tonanteil wieder zu. Die meisten Steine sind mit der Längsachse in Richtung Gefälle eingeregelt, daher könnte die Schicht als periglaziale Deckschicht angesprochen werden. Ob der IIIBsCv-Horizont der Basislage entspricht oder sich im verwitterten Anstehenden gebildet hat, lässt sich aufgrund der fehlenden Korngrößenanalyse letztlich nicht beantworten.

Die pH-Werte folgen dem gängigen Muster podsolierter Böden mit einem stark sauren Ahe-Horizont (3,3) und steigenden Werten im IIB(h)s-Horizont und IIBs-Horizont mit 3,7 und 4,6. Die Gehalte des pedogenen Eisens Fe(d) liegen im Ahe bei 0,89 % und beschreiben damit die Sesquioxid-Verlagerung in den IIB(h)s-Horizont (2,55 %) und in den IIBs-Horizont (2,43 %). Der IIB(h)s-Horizont zeichnet sich neben

den hohen Fe(d)-Gehalten auch durch erhöhte Organik (2,81 %) aus. Im IIBs-Horizont nehmen der Gehalte der organischen Substanz und des Eisens wieder ab.

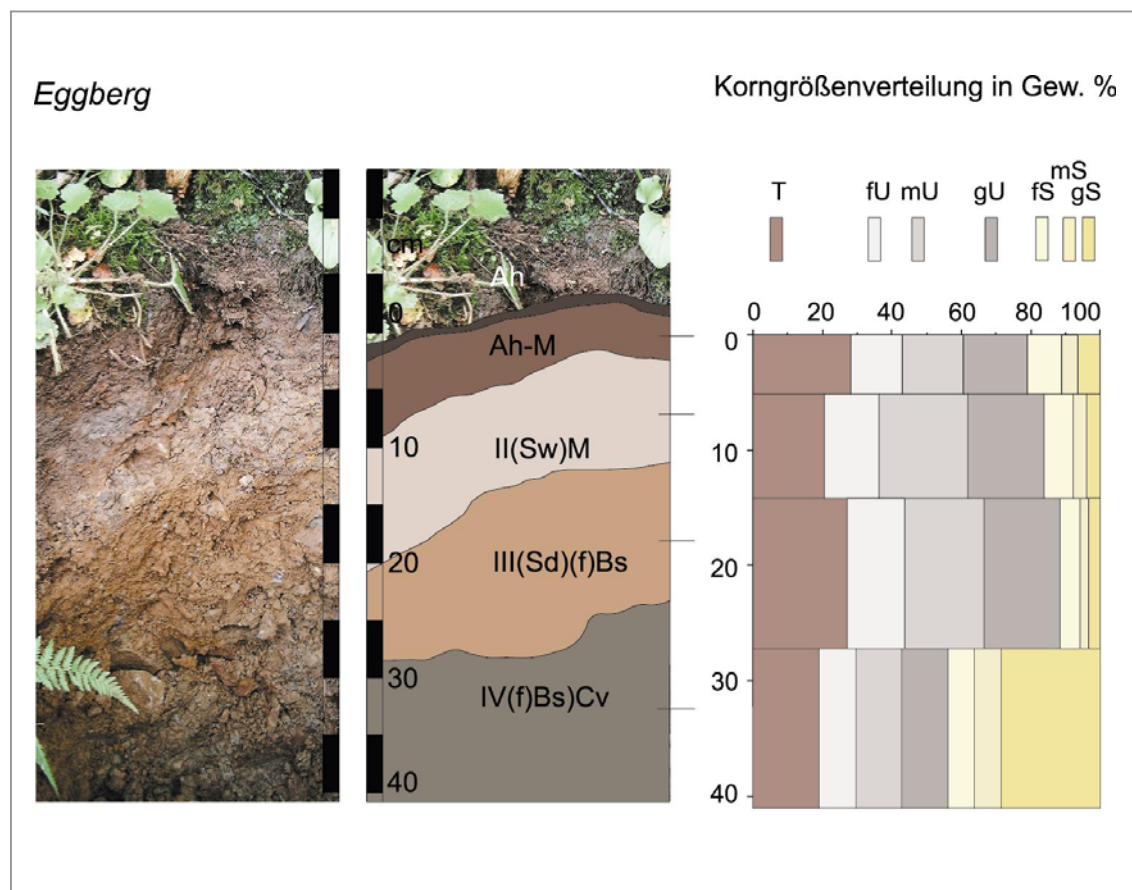
Verglichen mit anderen Ahe-Horizonten unter subalpinem Fichtenwald ist der Aktivitätsgrad unter *Vaccinium* mit 0,23 gegenüber 0,6 – 0,8 sehr gering. Dies beruht vermutlich auf den höheren pH-Werten und niedrigeren Gehalten der organischen Substanz. Die höchste Aktivität ist im IIB(h)s-Horizont mit 0,24 zu beobachten.

3.4.1.4. Böden unter Grünerlengebüsch (*Alnetum viridis*)

3.4.1.4.1. Eggberg

Profil Egg2_1: Pseudogley-Podsol

Höhe: 1830 m ü. NN
 Exposition: SE
 Hangneigung: 25°
 Nutzung: extensiv genutzte Alpweide
 Bodenform: Pseudogley-Podsol aus kolluvial überdecktem Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
0,25	Ah	dgrbn		2
5	Ah-M	grbn	Lu	2
14	IISw-M	7.5YR 6/2	Lu	2
27	IIISd-(f)Bs	10YR 4/6	Lu	3
45	IV((f)Bs)Cv	10YR 5/4	Ls3	4
60 +	IVCv	gr		6

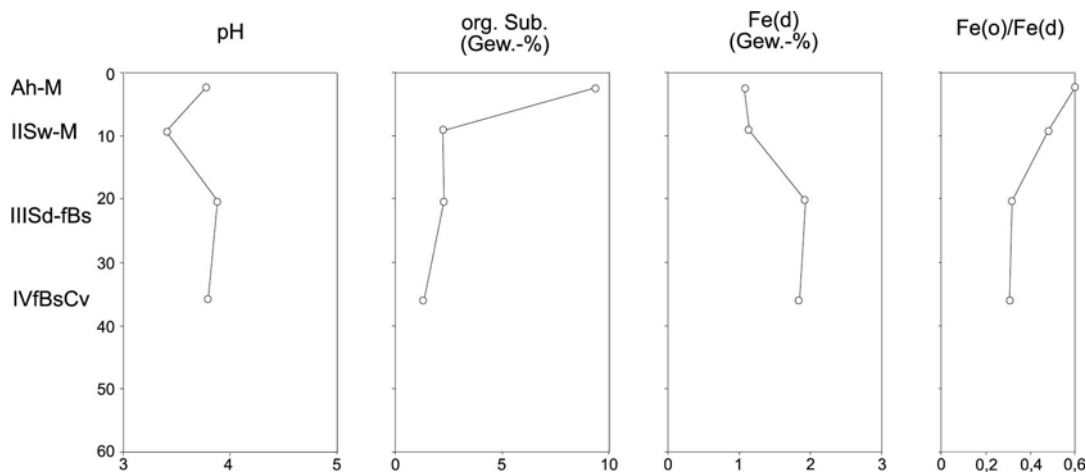


Abb. 49: Profilbeschreibung von Egg2_1, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Das Bodenprofil Egg2_1 ist aus zwei periglazialen Deckschichten aufgebaut, die kolluvial überdeckt sind. Die schluffreiche jüngere Deckschicht beginnt in 14 cm unter GOF und grenzt sich in etwa 30 cm Tiefe mit der Bodenart schluffiger Lehm (Lu) deutlich von der Basislage mit der Bodenart mittel sandiger Lehm (Ls3) ab. Der Steingehalt nimmt von mittel auf stark steinig zu.

Seitdem die Fläche nicht mehr regelmäßig vom Vieh begangen wird und Laub die Oberfläche bedeckt, hat sich im Ah-M-Horizont ein Ah-Horizont entwickelt. Obwohl der Ah-M-Horizont fast 10 % Organik enthält, setzt sich der Ah-Horizont farblich vom ihm ab. Im IISw-M-Horizont sind hydromorphe Merkmale zu erkennen, die auf Staunässe hinweisen. Da in der Korngrößenverteilung des IIISd-fBs-Horizonts der Tonanteil einen höheren Anteil einnimmt, fungiert er offenbar als Stauhorizont.

Wegen der hohen Aktivitätsgrade im Ah-M-Horizont und IISw-M-Horizont von 0,6 und 0,48 und dem niedrigen pH-Wert in letzterem Horizont ist neben der Staunässe auch eine erneute Podsolierung in Erwägung zu ziehen.

Da der Aktivitätsgrad im IISd-fBs-Horizont auf 0,3 absinkt, ist zu vermuten, dass ein Teil des angereicherten pedogene Eisens aus einer früheren Bodenbildungsphase stammt.

3.4.1.4.2. Chrüz

Am NE-exponierten Hang des Chrüzes ist ein größeres zusammenhängendes Grünerlenareal in der Nähe der Bezeichnung „Drösli“ von 1840 bis 1890 m ü. NN erhalten. Es gehört mit 28° bis 32° zu den steilsten Bereichen der Alp Valpun.

Der lockere, feuchte Boden ist mittel bis stark steinhaltig. Der sonst vielfach überall an diesem Hang erhaltene fossile Bs-Horizont, der sich in dem schluffreichen periglazialen Decksediment entwickelte, ist dort erodiert. In der skelettreichen Basislage, die dem IlfBsCv des Profils X1_19 direkt oberhalb der Grünerlen entspricht, hat sich ein 2 cm mächtiger Ah-Horizont gebildet.

3.4.1.5. Böden unter subalpinem Fichtenwald

Es existieren nur wenige zusammenhängende Waldstücke entlang den Hängen des Hochtals von St. Antönien. Der subalpine Fichtenwald nimmt die unwirtschaftlichen, steileren, steinig oder feuchtzügigen Bereiche ein. Die größte Fläche liegt am NE-exponierten Hang des Chrüzes oberhalb von Aschüel.

Vor 300 bis 350 Jahren eroberte der subalpine Fichtenwald den Bereich zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried zurück. Sowohl von pollenanalytischer als auch von dendrochronologischer Seite lässt sich die Wiederbewaldung und damit der Beginn der erneuten Podsolierung gut festlegen. Ausgangsmaterial sind die Reste des fossilen Bs-Horizonts und die Spülsedimente, die diesen bedecken. Allerdings ist rezente Podsolierung meist nur im Bereich der Fichteninseln ohne größere Störungen ausgebildet (Abb. 51). Die Inseln erheben sich etwa einen halben Meter über der Geländeoberfläche (Abb. 50). Dazwischen sind je nach Vegetationszusammensetzung meist Kolluvien oder stark erodierte Profile anzutreffen.



Abb. 50: Fichteninseln oberhalb des Moores Capelgin (St. Antönien, Schweiz).



Abb. 51: Profil X1_6: Podsolierung unter einer 250-jährigen Fichte oberhalb des Moores Capelgin (1680 m ü. NN) (St. Antönien, Schweiz).

Hauptursache für die Erosion ist die Waldweide. Unverkennbar führen zahlreiche Pfade den Hang hinauf und in flacheren Bereichen werden diese hangparallel durch Viehgängen miteinander verbunden.

In einigen Fällen ließ sich die Podsolierung unter den Fichten recht genau bestimmen. Für die Bildung eines Bands Ae-Horizont von 1 bis 2 cm dauerte es nach dem dendrochronologischen Befund 250 Jahre (Abb. 51). Aufgrund des noch recht jungen Alters prägt der Violettstich den grauen sauer-gebleichten Horizont. Die pH-Werte sind knapp unter 3 gesunken und stellen damit die niedrigsten des Tals dar.

Profil X1_4: fossiler Podsol

Höhe:	1690 m ü. NN
Exposition:	NE
Hangneigung:	25°
Nutzung:	Waldweide
Bodenform:	kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzer- satz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
19	Ah-M	10YR 3/2	Ut3	3
39	IIM	10YR 5/3	Tu4	2
65	III fBs	10YR 4/6	Lu	2
75	IV fBsCv	10YR 5/4	Ls2	3
75+	IVCv	gr		6

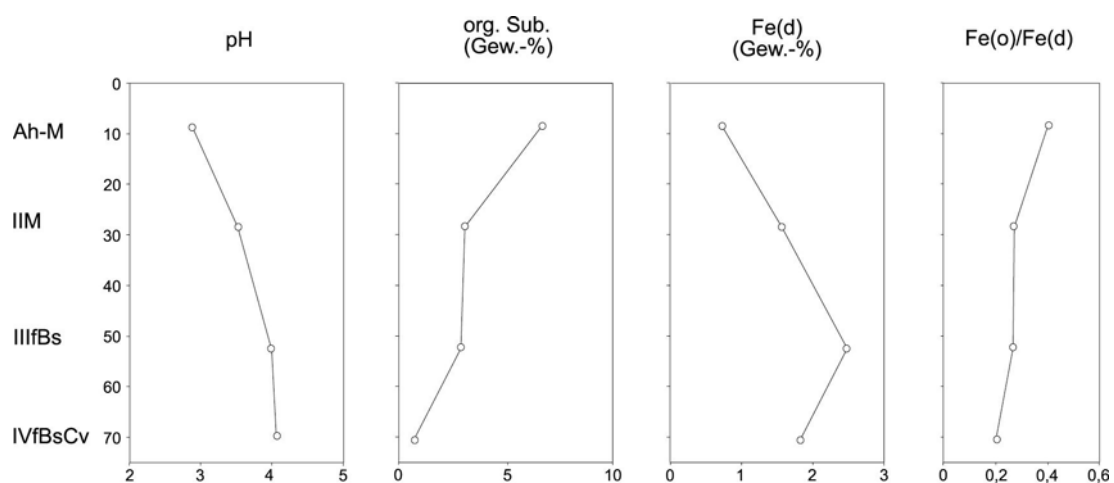


Abb. 52: Profilbeschreibung von X1_4 und bodenchemische Labordaten.

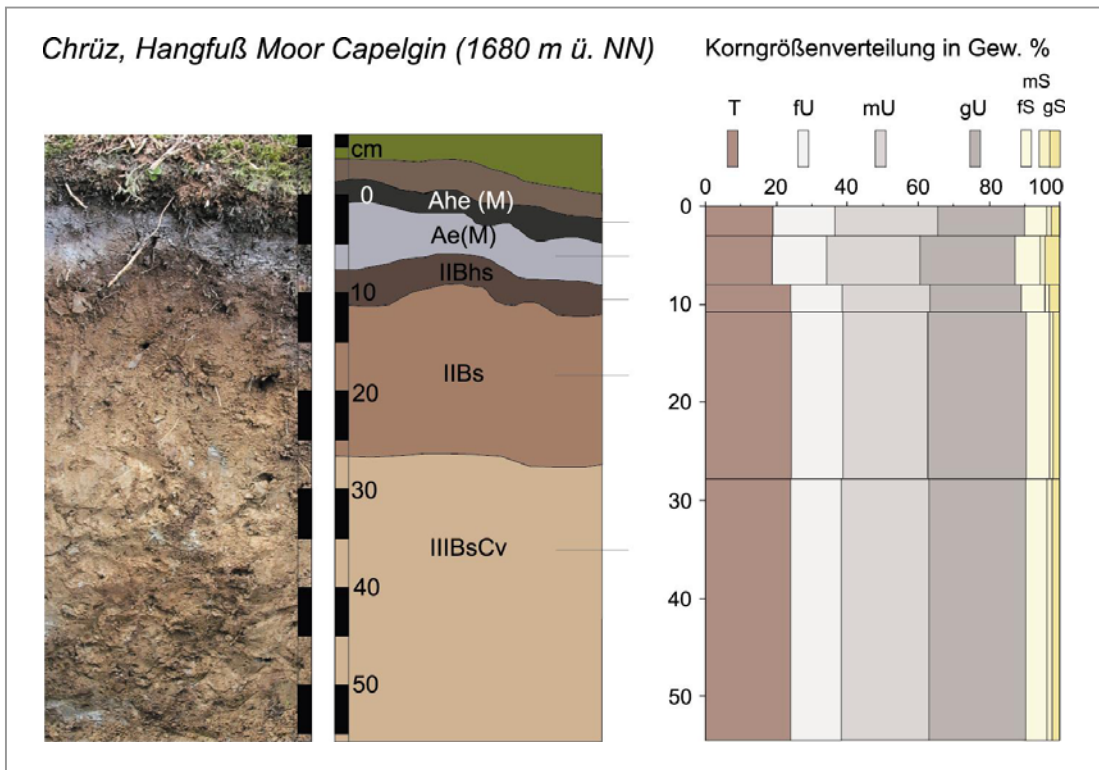
Oberhalb des Moores Capelgin ist im Bereich des Hangfußes unter einem Ah-M-Horizont ein Spülsediment (IIM-Horizont) erhalten. Holzkohlestücke von *Picea abies* aus dieser Schicht ergaben ein Alter von 2540 ± 31 uncal. BP (540 - 800 v. Chr.). Der IIM-Horizont wurde pollenanalytisch ebenfalls in die Eisenzeit eingeordnet (Probe X 4.1.). Er enthält ein Pollenspektrum in dem die Grünerle unter den Pollentypen mit 50 % dominiert. Diese Zusammensetzung ähnelt den Spülsedimenten der Alp Valpun und entspricht der eisenzeitlichen Vegetationsentwicklung im Diagramm des Moores Capelgin (Ipaz cap 3). Heute dagegen ist die Grünerle im subalpinen Fichtenwald des NE-exponierten Hanges des Chrüzes nur in Einzelfällen vertreten und wird in rezenten Oberflächenproben daher nur noch mit einem Anteil von 5 % reflektiert.

Die ersten 40 cm sind als holozäne Umlagerungsprodukte anzusprechen. Es handelt sich vermutlich um zwei verschiedene Sedimente, denn sie unterscheiden sich in der Korngröße (Ah-M-Horizont: mittel toniger Schluff (Ut3) / IIM-Horizont: stark schluffiger Ton (Tu4)) und dem Steingehalt. Sie bedecken die jüngere Deckschicht, die sich mit der Bodenart schluffiger Lehm (Lu), absetzt. Die meisten Steine in dieser Schicht sind mit ihrer Längsachse in Richtung Gefälle eingeregelt, was auf Solifluktion hinweist. Darunter folgt die Basislage, die sich deutlich in ihrer Bodenart schwach sandiger Lehm (Ls2) von der jüngeren Deckschicht unterscheidet. Der Steingehalt steigt von 8 - 9 auf 20 Volumen-%.

Der pH-Wert steigt von extrem sauer (2,9) im Ah-M-Horizont kontinuierlich im Tiefenverlauf bis auf 4 im IVfBsCv-Horizont an. Die Gehalte der organischen Substanz nehmen dagegen stetig von 6,67 % auf 0,63 % ab. Der Horizont mit den höchsten pedogenen Eisengehalten ist der als fossil angesprochene IIIfBs-Horizont mit 2,47 %. Allerdings weisen im Ah-M-Horizont sowohl der niedrige pH-Wert und die niedrigen Fe(d)-Gehalte als auch der hohe Aktivitätsgrad auf eine erneute Podsolierung hin. Da der Aktivitätsgrad im IIM-Horizont und IIIfBs-Horizont mit 0,26 niedrig ist, ist bisher noch nicht mit einer Verlagerung von Eisenoxiden in diese Horizonte zu rechnen.

Profil X1_6: Podsol

Höhe:	1690 m ü. NN
Exposition:	NE
Hangneigung:	25°
Vegetation:	Zwergsträucher (hauptsächlich <i>Vaccinium</i>)
Bodenform:	Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
3	Ahe(M)	7.5YR 4/2	Ut4	2
8	Ae(M)	7.5YR 5/2	Ut4	2
11	IIBsh	7.5YR 3/3	Ut4	3
28	IIB(h)s	10YR 4/6	Ut4	3
56	IIIBsCv	10YR 5/4	Ut4	4
56+	IIICv	gr		6

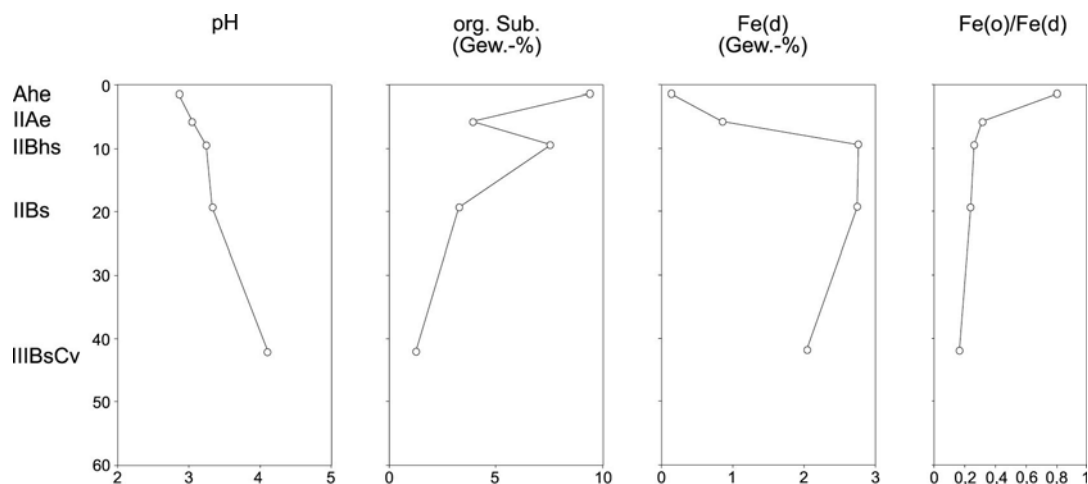


Abb. 53: Profilbeschreibung von X1_6, Foto, Profilskizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Das Profil X1_6 befindet sich ebenfalls am Hangfuß des Moores Capelgin - nur wenige Meter vom Profil X1_4. entfernt. Während das Profil X1_4 unter Gras liegt, besiedeln Zwergstrauchgesellschaften den Standort des Profils X1_6.

Weil die Bodenart Ut4 das gesamte Profil dominiert, ist es schwierig, Schichtgrenzen zu setzen. Verfolgt man aber den Aufbau des Bodens horizontal, so wird sichtbar, dass Ahe und Ae in einem grauen Spülsediment entwickelt sind. Anhand des Polleninhalts (Probe X 4.3.) lässt es sich ebenfalls wie die Spülsedimente oberhalb der Waldgrenze und im Profil X1_4 in die Eisenzeit einordnen (vgl. Kap. 2.6.). Aufgrund des Anstiegs des Steingehalts ist zu vermuten, dass sich die Grenze zwischen jüngerer Deckschicht und Basislage in 28 cm Tiefe befindet.

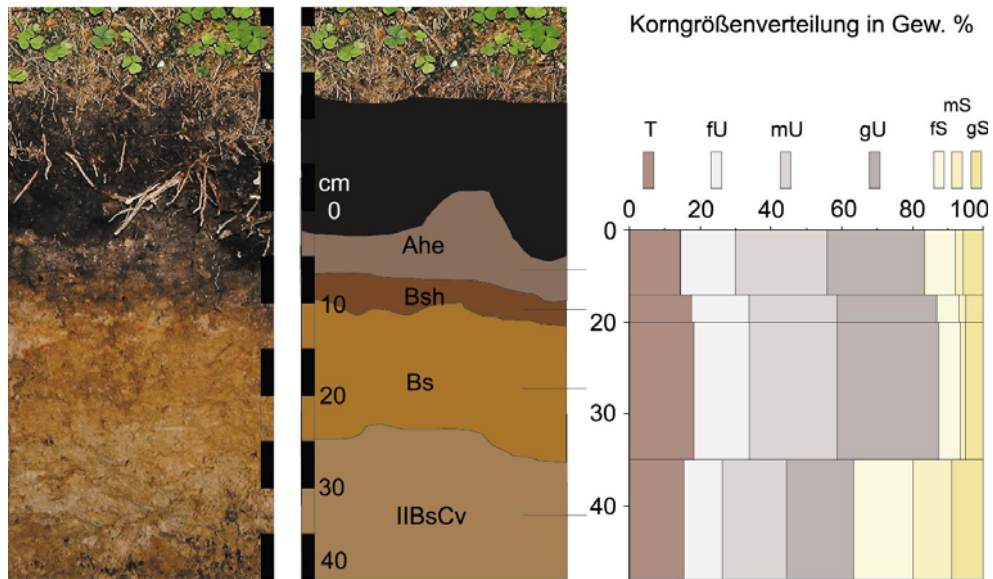
Unter einer Rohhumusauflage von 8 cm wird der vom Spülsediment bedeckte erodierte fossile Podsol erneut podsoliert. Da das Spülsediment aus umgelagertem Ae-Material besteht, setzt die Podsolierung aufgrund des niedrigen pH-Werts recht schnell ein. In der hellen Schicht bilden sich die zapfenförmigen Humuseinwaschungen gut ab. Werden in den Spülsedimenten unter Alpweide pH-Werte zwischen 3 - 4 erreicht, so sinken sie bei erneuter Podsolierung im Ahe-Horizont unter 3 ab. Im Tiefenverlauf steigt der pH-Wert wieder von 3,3 im IIBsh-Horizont und IIBs-Horizont auf 4,1 im IIIBsCv-Horizont an.

Die Verlagerung der Humusstoffe vom Rohhumus in den Ahe sind mit 9,36 % belegt. Der Anreicherungshorizont der Organik ist der IIBsh-Horizont mit 7,55 %. Ebenso sind in dem Illuvialhorizont Anreicherungen der Eisen – und Aluminiumoxide (siehe Anhang) nachweisbar. Während im Ahe- und Ae-Horizont pedogene Eisengehalte von 0,15, bzw. 0,84 % erreicht werden, steigen die Gehalte im Bsh-Horizont auf 2,76 %. Auch im IIB(h)s-Horizont werden noch 3,23 % organische Substanz und 2,74 % Fe(d) erreicht. Erst im IIIBsCv-Horizont nehmen diese auf 1,22 % Organik, bzw. 2,03 % Fe(d) ab. Erläuterungen zu den mögliche Eintragswegen der Organik in den IIIBsCv-Horizont sind im Profil G aufgeführt.

Profil X1_8: Podsol

Höhe:	1700 m ü. NN
Exposition:	NE
Hangneigung:	23°
Vegetation:	unter Fichte
Bodenform:	Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Subalpiner Fichtenwald, Chrüz



Tiefe (cm)	Horizont	Farbe	Bodenart	Skelettanteil
8	Ahe	7.5YR 4/2	Ut3	3
11	Ae	7.5YR 4/2	Ut3	3
12	IIIBsh	7.5YR 3/3	Ut4	2
28	IIIBs	10YR 4/6	Ut4	2
50	IIIBsCv	10YR 5/4	Slu	5
50+	IIICv	gr		6

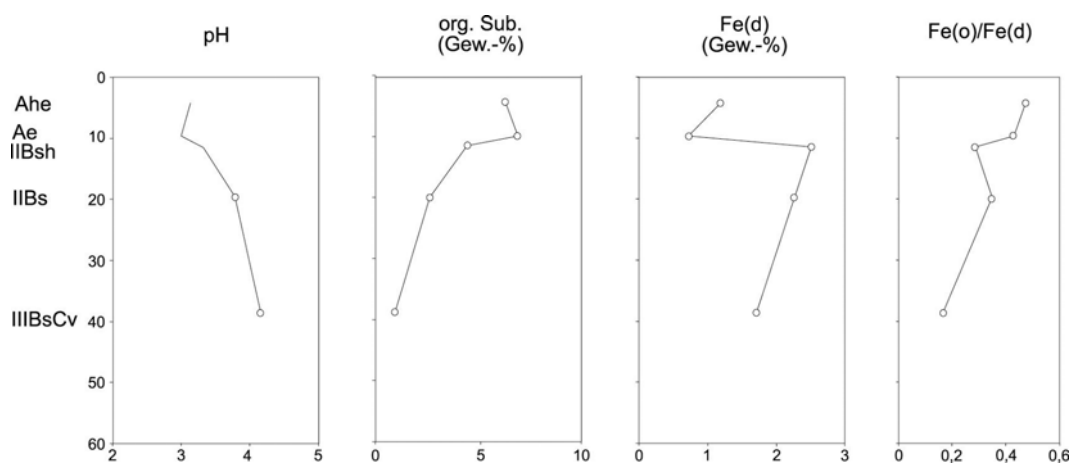


Abb. 54: Profilbeschreibung von X1_8, Foto, Profilskeizze, bodenchemische und bodenphysikalische Labordaten.

Das Profil X1_8 liegt im Bereich eines 15 cm mächtigen Rohhumusteppichs einer 200-jährigen Fichte. Dieser enthält 25 % organische Substanz (siehe Anhang).

Aufgrund der Korngröße gliedert sich das Profil in drei Schichten: Eine mittelsteinige Schicht aus holozänen Ablagerungen bildet den Abschluss des Bodenprofils. Ob auch hier das Spülsediment erhalten ist, lässt sich nicht mehr erkennen. Es ist nur noch die Horizontabfolge Ahe-Ae eines Podsoles zu sehen. Es folgt eine weniger steinige Schicht, die als jüngere Deckschicht bezeichnet wird. Im Liegenden befindet sich die Basislage, die sich deutlich in der Korngröße und im Steingehalt von der jüngeren Deckschicht abgrenzt.

Der pH-Wert des Ahe- Horizonts ist extrem sauer. In der Tiefe nimmt der pH-Wert von 3,3 im IIBsh-Horizont über den IIBs-Horizont mit 3,7 wieder auf 4,1 im IIIBsCv-Horizont zu. Der Gehalt der organischen Substanz ist mit 6 - 7 % noch sehr hoch. Verlagerungen der Humusstoffe in den IIBsh-Horizont haben aber schon stattgefunden (4,41 %); Eisenoxide haben sich angereichert. Die Gehalte nehmen von 1,2 % im Ahe-Horizont auf 2,51 % im IIBsh-Horizont zu. Auch im IIBs-Horizont ist bereits eine Anreicherung pedogenen Eisens mit 2,27 % nachweisbar.

Vermutlich sind die Fe(d)-Gehalte in den B-Horizonten unter Fichtenwald nicht allein auf die neuzeitlich Podsolierung seit der Wiederbewaldung vor 350 Jahren zurückzuführen, sondern haben während früherer Waldphasen bereits eine Anreicherung erfahren (siehe 3.4.4.). Deshalb ist es auch möglich, dass in den IIBsCv –Horizont rezent noch gar keine Eisenoxide verlagert werden.

3.4.2. Übersicht der typischen Böden im Flysch

Innerhalb dieser Gesamtübersicht werden die drei typischen Böden im Bereich der subalpinen Stufe im Flysch herausgestellt: der kolluvial überdeckte, erodierte, fossile Podsol unter Alpweide, der Eisen-Humus-Podsol unter Alpenrosengebüsch sowie der Eisen-(Humus)-Podsol unter subalpinem Fichtenwald. Rohböden und alle Formen der Übergangsstadien sowie kolluviale Varietäten werden hier nicht berücksichtigt.

Böden unter Alpweiden

Die kolluvial überdeckten, erodierten, fossilen Podsole mit der charakteristischen Horizontabfolge Ah-M/fBs/fBsCv/Cv finden sich an jedem der Hänge wieder. Der Weidehorizont Ah-M schließt das Bodenprofil nach oben hin ab. Er grenzt sich von den anderen Horizonten durch seinen hohen Gehalt an organischer Substanz ab (10 bis 20 %). Er wird durch sich kleinräumig verlagernde Rasenschollen gebildet. Der fBs-Horizont von rötlich bis ockerbrauner Farbe ist Rest eines holozänen Podsols, der unter Fichtenwald entstand und ab der Bronzezeit durch Rodungen gekappt wurde. Aufgrund seiner Sesquioxid-Anreicherungen ist dieser Horizont im Vergleich zum Ausgangssubstrat klar als Bs-Horizont zu erkennen. Da die Beweidung einer Podsolierung entgegen wirkt, wird er als fossil angesprochen.

Eine Besonderheit stellt der graue M-Horizont am Hang des Chrüzes dar. Aufgrund der verhältnismäßig geringen Hangneigung (12 - 20°) ist er nur an diesem Hang erhalten. Datierte Holzkohle aus Brandhorizonten und einem Spülsediment sowie die pollenanalytische Untersuchung selbiger Schicht sprechen dafür, dass er flächenhaft in der Eisenzzeit entstanden ist. In Kap. 3.4.3.1. wird genauer auf seine Genese eingegangen.

Böden rezenter Podsolierung

Mit der Aufgabe von Weideland wird der Boden meist erneut podsoliert. Je nach Vegetationsbedeckung entstehen unterschiedliche polygenetische Böden. Vielfach entwickeln sich Eisen-Humus-Podsole. Erstaunlich ist, dass es keine rezenten Eisen-Podsole gibt, die sich nach KUBIENA (1953) und NEUWINGER (1970) oft unter subalpinem Fichtenwald entwickeln.

Eisen-Humus-Podsole unter Alpenrosen

Oberhalb des subalpinen Fichtenwalds erstreckt sich am Chrüz und Eggberg bis zum Gipfel ein Alpenrosen-Gürtel. Die schwer zersetzbare Streu hat Rohhumusauflagen bis zu 20 cm hervorgebracht.

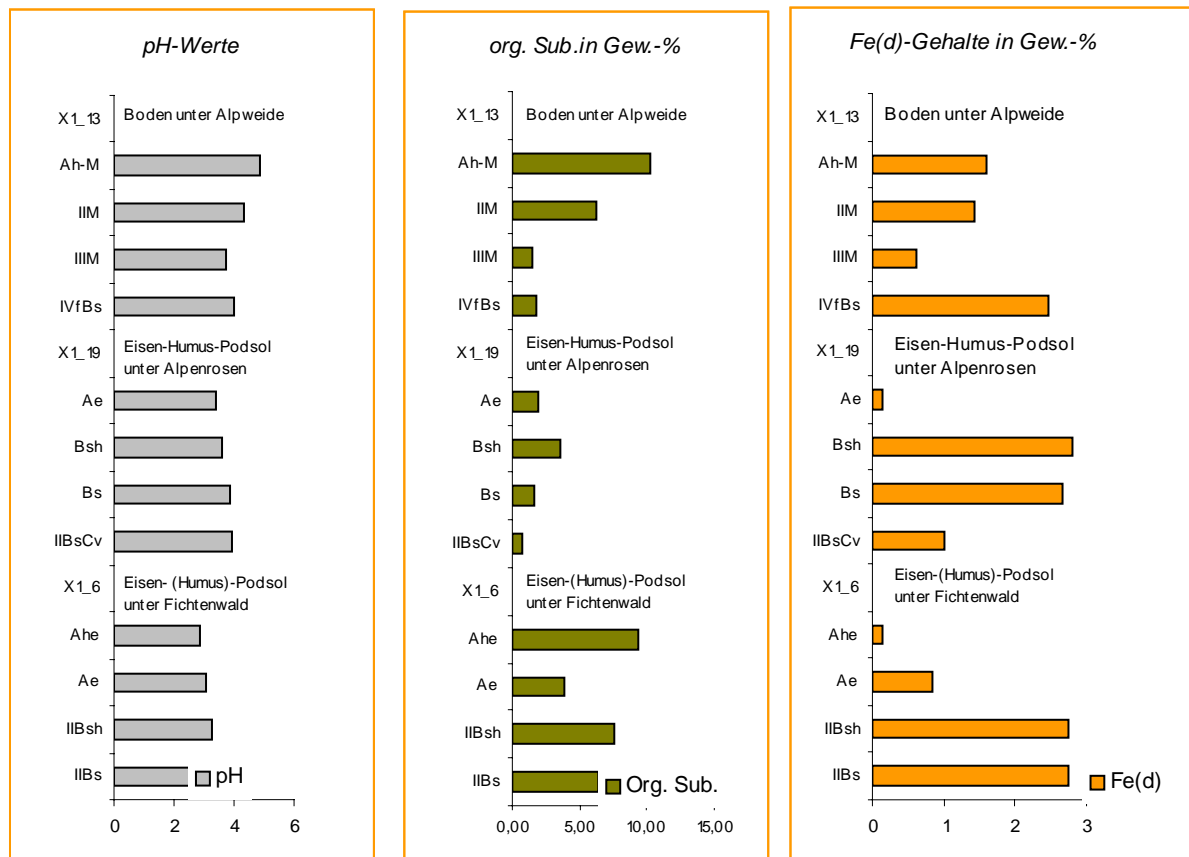


Abb. 55: Tiefenverlauf von pH-Wert, organischer Substanz und pedogenem Eisen charakteristischer Böden in St. Antönien.

Podsolierung drang in den Bodenkörper ein und hinterließ die charakteristische Horizontabfolge Ahe/Ae/Bsh/Bs/BsCv. Da der Eluvialhorizont Ae und der Bsh-Horizont am Chrüz am mächtigsten ausgebildet sind, gehören die Podsole des Chrüzes wahrscheinlich zu den ältesten rezenten Podsolen des Tals. Die jüngeren Podsole unter subalpinem Fichtenwald haben dagegen häufig bisher nur einen Ahe-Horizont ausgebildet.

Auch die bodenkundlichen Kennwerte weisen in diese Richtung: Der Auswaschungshorizont Ae fällt durch seine Armut an pedogenem Eisen und organischer Substanz auf. Typisch ist die Ausbildung eines deutlichen humus- und sesquioxidreichen Bsh-Horizonts von dunkelbrauner Farbe, der sich unter dem Eluvialhorizont Ae anschließt. Auch im Bs-Horizont ist eine Anreicherung von pedogenem Eisen messbar (Abb. 55).

Eisen-Humus-Podsole unter subalpinem Fichtenwald

Im Hochtal von St. Antönien musste der subalpine Fichtenwald bis auf wenige Bereiche den Weideflächen weichen. Am Hangfuß des Chrüzes ist ein 300 - 350-jähriger Wald erhalten. Hier sind die jüngsten Podsolierungsprozesse zu beobachten. Obwohl im allgemeinen davon ausgegangen wird, dass sich unter subalpinem Fichtenwald meist Eisen-Podsole entwickeln, ist bereits nach zwei bis drei Jahrhunderten ein schwacher Eisen-Humus-Podsol mit der Horizontabfolge Ahe/Ae/Bsh/Bs/IIIBsCv zu erkennen.

Allerdings unterscheidet sich diese jüngere Bildung deutlich von den Eisen-Humus-Podsolen der Alpenrosengebiete. Der Ae-Horizont ist gering mächtig sowie farblich das Grau immer noch einen Violettstich enthält. Auffallend sind die extrem sauren pH-Werte (< 3) im Ahe und Ae-Horizont. Sie stellen die niedrigsten Gehalte im Tal dar. Außerdem wird der höchste Aktivitätsgrad in den Ahe- und Ae-Horizonten erreicht und nicht in den Bsh-Horizonten wie unter den Alpenrosen.

Im Anreicherungshorizont Bhs werden erwartungsgemäß hohe Gehalte der organischen Substanz (bis 7,55 %) und des pedogenen Eisens gemessen (bis 2,8 %). Aber auch der folgende Bs-Horizont enthält neben den erhöhten Sesquioxid-Gehalten weiterhin viel Organik.

3.4.3. Schichten und Bodenhorizonte von landschaftsgeschichtlicher Bedeutung

Die rezente Pedogenese hat die Bodenprofile unter Alpweide bisher noch wenig überprägt. Deshalb ist es möglich, verschiedene Phasen der Landschaftsentwicklung in den Böden zu erkennen.

Im Mittelpunkt der Betrachtung stehen dabei der fossile Bs-Horizont als Relikt einer ehemaligen Waldlandschaft und die graue kolluviale Ablagerung am NE-exponierten Hang des Chrüzes.

3.4.3.1. Der fossile Bs-Horizont

Der rötlichbraune Bs-Horizont ist an den Hängen des Flyschs vielfach aufgeschlossen; sei es entlang von Rinnen, in Blaiken, im Bereich von Viehgangeln oder entlang von Wegesrändern. Er bildet farblich einen starken Kontrast zu den saftig grünen Alpweiden.

Dieser Horizont gehört zu einem fossilen Podsol. Alter und Genese werden in Synthese mit den palynologischen Ergebnissen diskutiert (siehe Kap. 5). Als Ausgangsmaterial der Bodenbildung diente das schluffreiche Decksediment, das im Kapitel 3.3. als jüngere Deckschicht angesprochen wurde. 50 bis 70 % Schluff stellt in dieser Schicht keine Seltenheit dar. Zur Basislage erhöht sich dann der Skelettanteil signifikant, und der Sandanteil steigt durchschnittlich um 10 % an.

Aufgrund der pollenanalytischen Untersuchungen ist relativ sicher davon auszugehen, dass das Hochtal, bevor der Mensch es nutzte, bis in die Gipfelregionen des Flyschs mit Fichtenwald überzogen war. Über die Mächtigkeit des ehemaligen Podsoles unter Fichtenwald lässt sich nur spekulieren, da keine ungestörten Referenzprofile erhalten sind. Die Profile unter Alpweide sind geköpft und nur der untere Teil des fBs- oder des fBsCv-Horizonts ist erhalten.

Für einen Bs-Horizont ist zu erwarten, dass in ihm vertikal verlagerte pedogene Sesquioxide gespeichert sind. Die Fe(d) und Fe(o)-Gehalte müssen also theoretisch immer über denen des Ausgangsgesteins liegen. Alle fBs-Horizonte, obwohl sie in gekapptem Zustand sind, erfüllen diese Voraussetzung. Während die Fe(d)-Gehalte des Cv-Horizonts nicht über 1,6 % steigen, werden in den fBs-Horizonten 2 bis 2,8 % erreicht (Abb. 56).

Weitere Indizien bodenbildender Prozesse sind die niedrigeren pH-Werte in den kalkfreien Horizonten. Sie stehen mit 4 den Werten kalkhaltiger Cv-Horizonte (5 - 7) gegenüber (Abb. 57/Anhang B).

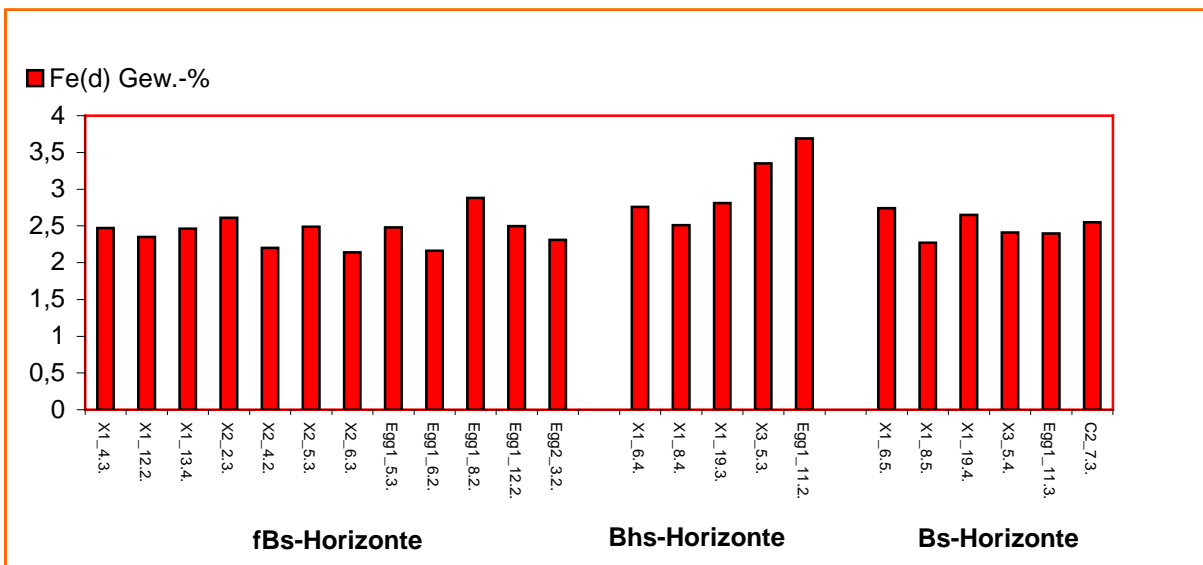


Abb. 56: Fe(d)-Gehalte in Gew.-% der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.

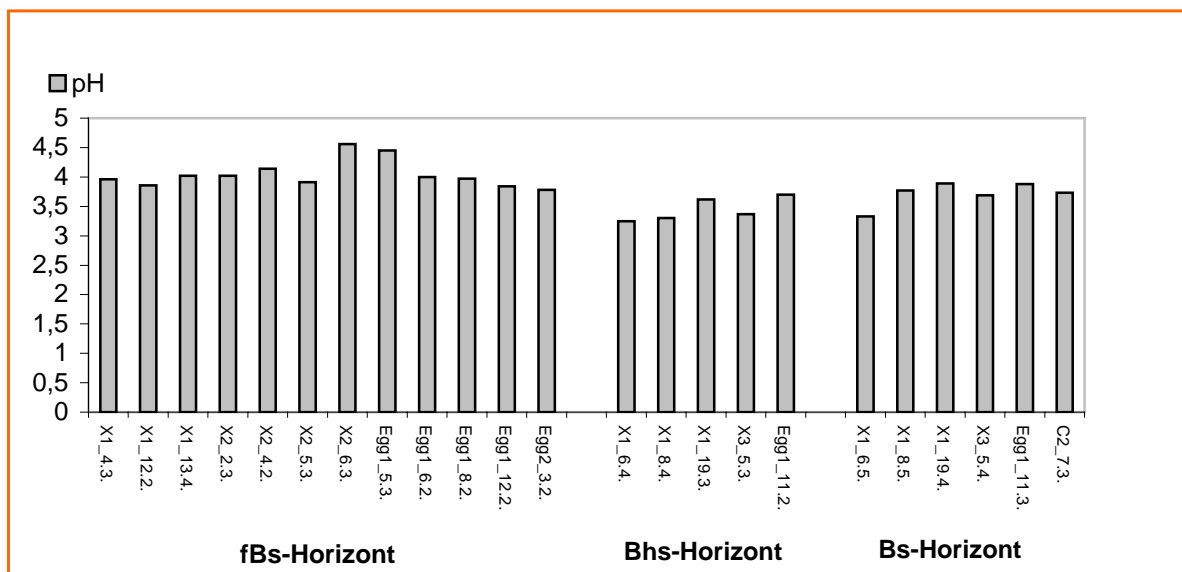


Abb. 57: pH-Werte der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.

Eine erneute Eisenanreicherung durch Podsolierung ist im fossilen Bs-Horizont unter Alpweide aufgrund der untersuchten Parameter bisher nicht zu erkennen. Es gibt weder einen Bleichhorizont noch ist der Aktivitätsgrad mit 0,12 – 0,3 und damit die Mobilität der Eisenoxide besonders hoch. In den rezenten Illuvialhorizonten Bhs mit 0,3 bis 0,6 ist die Mobilität der Eisenoxide dagegen erkennbar. Ebenso liegen die Gehalte des pedogenen Eisens mit 2,5 bis 3,7 % deutlich höher als im fBs-Horizont (Abb. 56).

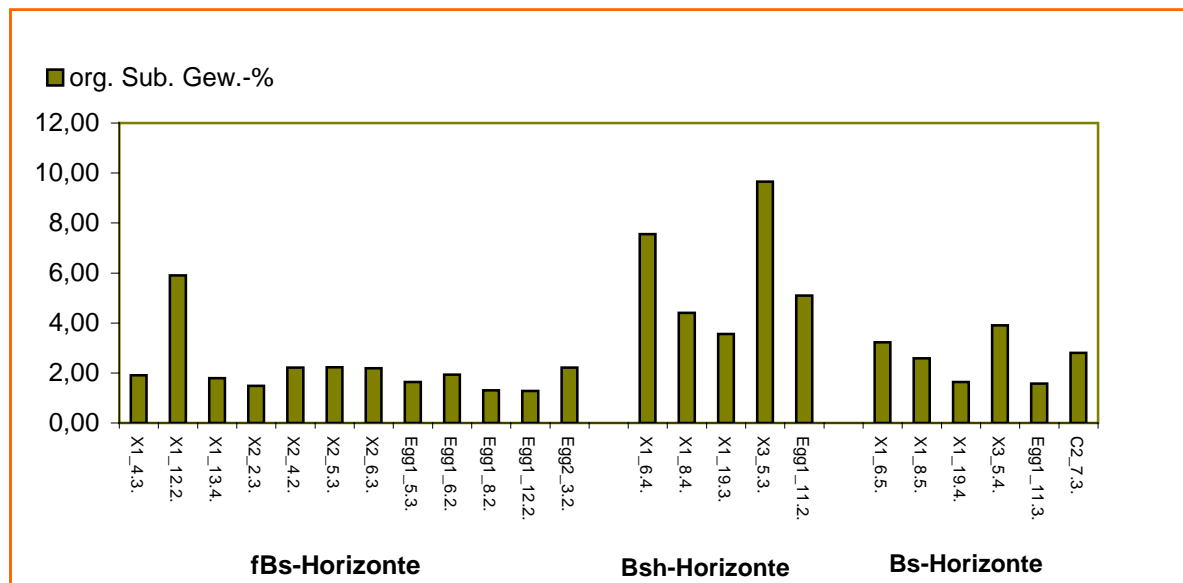


Abb. 58: Gehalte der organischen Substanz in Gew.-% der fBs-, Bhs- und Bs-Horizonte im Hochtal von St. Antönien.

Erwartungsgemäß ist im Bhs-Horizont auch eine deutliche Anreicherung von Humusstoffen zu erkennen (4 -10 %) (Abb. 58). Der Bs-Horizont unterscheidet sich vom fBs-Horizont noch nicht nennenswert. Der pH-Wert ist etwas niedriger und der Aktivitätsgrad höher, was vermutlich als Auswirkung der rezenten Podsolierung zu werten ist.

3.4.3.2. Der M-Horizont am NE-exponierten Hang des Chrüzes

Um die Verbreitung und Genese des grauen M-Horizonts am NE-exponierten Hang des Chrüzes zu erfassen, wurden weitere Bodenprofile aufgenommen und M-Horizonte bodenanalytisch und z. T. auch pollenanalytisch untersucht.

Am Hangfuß erreicht der M-Horizont bis zu 20 cm, in Muldenlage und Verebnungen zwischen 10 und 15 cm. An steilen Hangpartien (< 25°) oder sehr feuchten Standorten ist er nicht immer erhalten. Einen ausgesparten Bereich bilden die Weiden oberhalb des Hangmoors Schal. Hier überlagert der Ah-M-Horizont direkt den gekappten fBs-Horizont. Diese Partie ist feuchter als der Rest der Alp Valpun.

Brandhorizonte und Holzkohle in den M-Horizonten weisen darauf hin, dass diese kolluviale Ablagerung das Produkt menschlicher Eingriffe ist. Nach Brandrodungen ist die Vegetation schütter, und besonders nach der Schneeschmelze und Starkregen wirken

flächenhaft spülaquatische Prozesse. Der ehemals unter Fichtenwald entstandene Podsol (siehe auch Kap. 2) wurde erodiert. Zeugnis der Erosion sind die flächenhaft am NE-exponierten Hang des Chrüzes erhaltenen Spülsedimente.

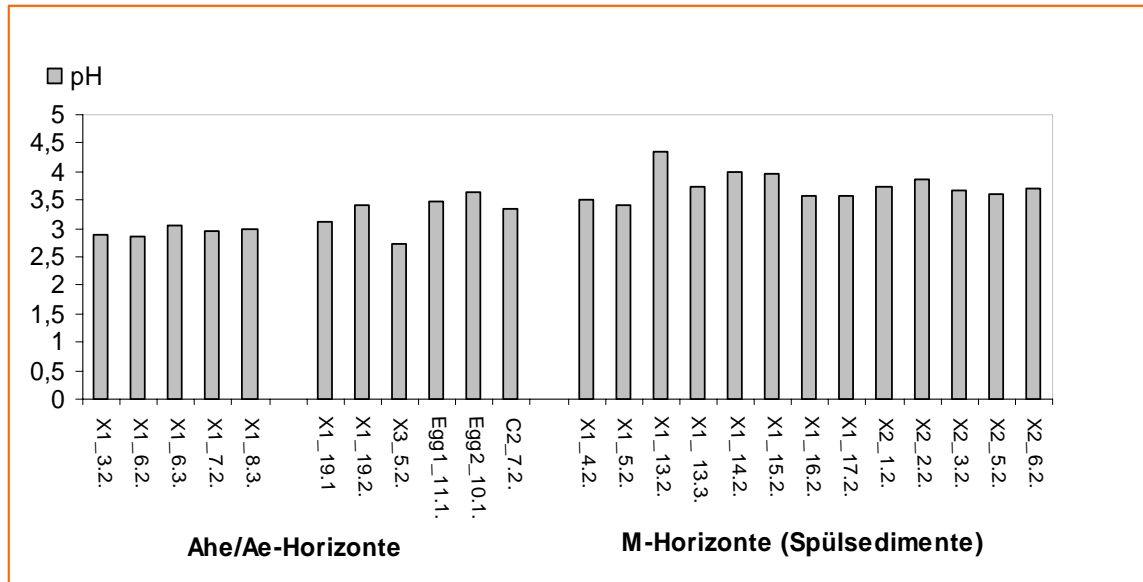


Abb. 59: pH-Werte von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.

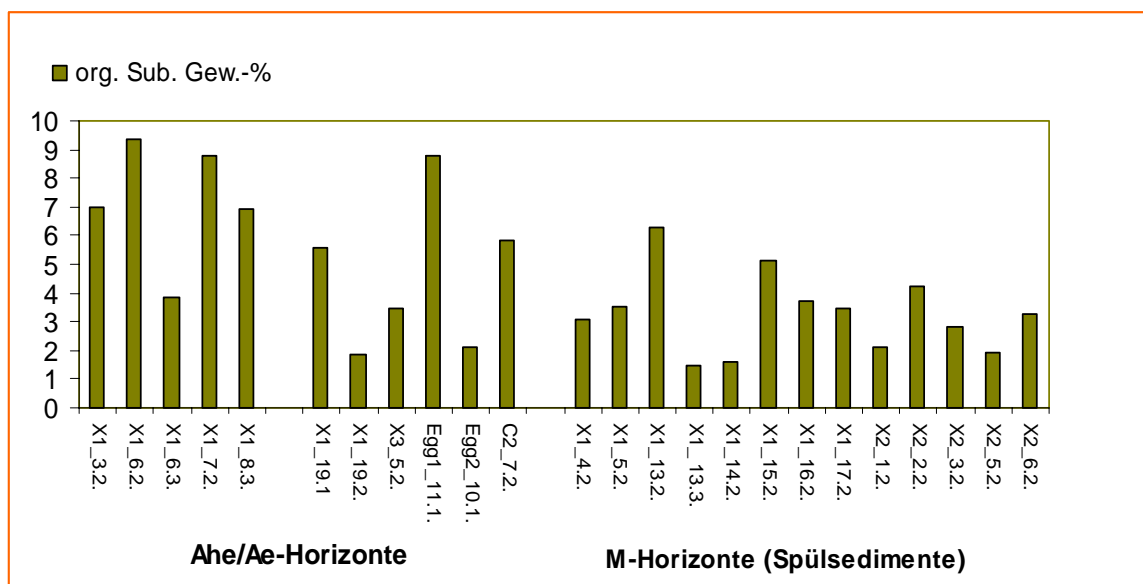


Abb. 60: Gehalte der organischen Substanz in Gew.-% von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.

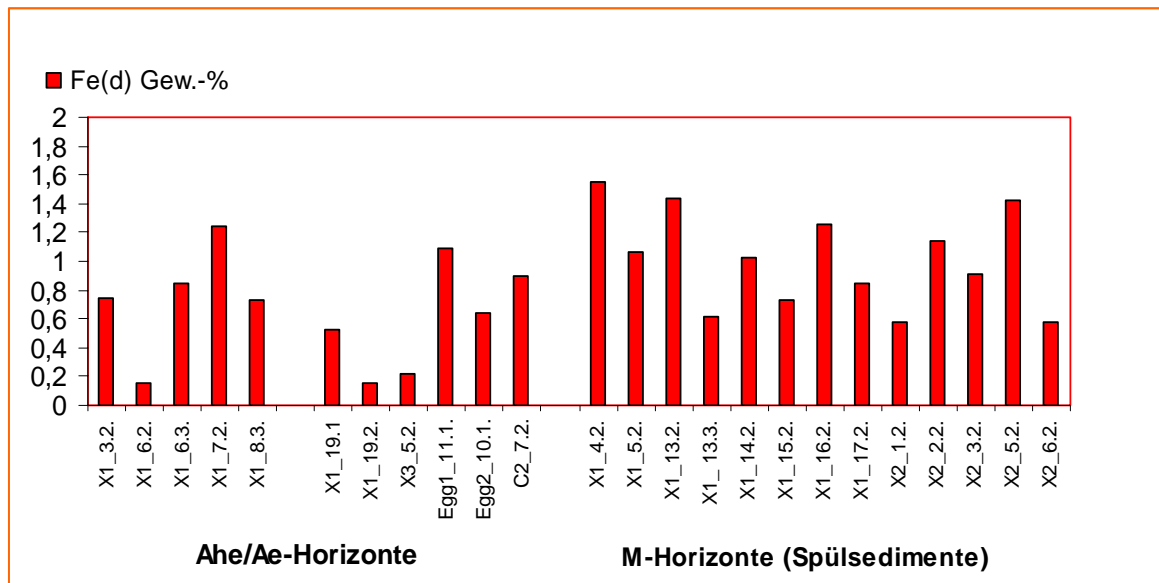


Abb. 61: Fe(d)-Gehalte in Gew.-% von Ahe/-Ae-Horizonten und M-Horizonten (Spülsedimenten) im Hochtal von St. Antönien.

Den bodenkundlichen Untersuchungen zufolge besteht das Spülsediment aus umgelagertem humosem Oberbodenmaterial, Ae- und B-Horizont . Den Hauptanteil trägt der ehemalige Eluvialhorizont. Er ist ebenfalls Farbgeber des M-Horizonts. Die Farbe des M-Horizonts variiert in feuchtem Zustand von 10 YR6/2 bis 10YR5/2, und getrocknet erscheint es hellgrau.

Im Gelände ist der M-Horizont auf den ersten Blick nur schwer von einem Ae-Horizont zu unterscheiden. Ein Vergleich der pH-Werte, der Gehalte der organischen Substanz, der Fe(d)-Gehalte sowie auch der Aktivitätsgrad zeigt jedoch die Unterschiede auf (Abb. 59 – 61). Die pH-Werte des grauen M-Horizonts liegen mit 3,5 bis 4,3 durchweg über den Werten der Ae-Horizonte (3 – 3,6). Die Fe(d)-Gehalte zwischen 1 und 1,5 % dagegen sind gegenüber 0,2 bis 1,1 % erhöht. Die Gehalte der Organik liegen mit 2 bis 6 % wesentlich niedriger als die rezenten Ahe- und Ae-Horizonte (2 bis 10 %). Die große Schwankungsbreite der letztgenannten wird allerdings durch den hohen Anteil der organischen Substanz in den Ahe-Horizonten hervorgerufen.

Im Gegensatz zu den hohen Aktivitätsgraden in den rezenten Ahe- und Ae-Horizonten (0,6 – 0,8) ist in den M-Horizonten mit 0,2 – 0,4 keine hohe Mobilität von Eisenoxiden nachgewiesen, und deshalb ist in den meisten Fällen zur Zeit nicht von einer Podsolierung auszugehen.

Aufgrund der ^{14}C -Datierungen der Brandhorizonte (400 – 210 v. Chr.; 360 – 120 v. Chr.) und der Holzkohle in einem M-Horizont (800 – 590 v. Chr.) sowie der pollenanalytischen Einordnung (Kap. 2) lassen sich die untersuchten M-Horizonte der Eisenzeit zugeordnen.

Allerdings ist nicht von einem einzigen Brandrodungsereignis, sondern von einer stetigen Ausweitung der Alpweiden auszugehen. Aus diesem Grund wird die Bezeichnung Spülsediment für diese Ablagerung immer im Plural angewendet.

3.4.4. Diskussion

3.4.4.1. Entstehung der Böden unter Alpweide

3.4.4.1.1. Der fossile Bs-Horizont

Genese und Alterseinordnung

Ohne den Blick in die Vergangenheit lassen sich die farblich kräftigen, rötlich bis ockerbraunen schluffreichen Alpböden in St. Antönien nicht erklären. Ihre Genese beginnt mit dem Rückzug der Gletscher und der Entstehung periglazialer Deckschichten (Kap. 3.3.) Aufgrund der prähistorischen und historischen Bodenerosion sind sie allerdings stark gekappt, umgelagert oder fehlen ganz. Übrig ist häufig ein B-Horizont, der aufgrund seiner Farbwerte (7.5 YR 4/4 bis 10YR 4/6) und den erhöhten Sesquioxidgehalten als fossiler Bs-Horizont angesprochen wird. Er ist das landschaftsgeschichtliche Zeugnis einer ehemaligen Waldlandschaft. Da es nicht möglich war, diesen fossilen Horizont direkt zu datieren, ist seine Entstehungsgeschichte in Synthese mit den palynologischen Ergebnisse rekonstruiert worden. Prinzipiell können zwei Waldphasen im Holozän diesen Boden hervorgebracht haben:

- a) der Kiefernwald (Früh bis Mittelholozän) und/oder
- b) der Fichtenwald (Mittel-Spätholozän)

a)

Im Früh-Mittelholozän bedeckte die Flyschberge ein lichter Kiefernwald, wie es pollenanalytisch im Diagramm CAP 1 (Ipaz cap1) belegt ist. Der Wald schützte den Boden vor Erosion, und in der feinerdereichen periglazialen Deckschicht war Bodenbildung möglich. Aufgrund der späteren Geomorphodynamik sind keine Böden aus dieser Zeit erhalten. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass die jüngere Deckschicht während dieses Abschnitts podsoliert wurde. Beispiele von fossilisierten Podsolon des sogenannten mittelholozänen Klimaoptimums (8000 – 6000 BP) sind in den Arbeiten von VEIT (1988) und NEUWINGER (1970) aufgeführt. Auch aus Südtirol und der Schweiz sind bis in die periglaziale Höhenstufe länger andauernde Bodenbildungsphasen bekannt (STEINMANN 1978; VEIT 1993; GAMPER 1981, 1985 TINNER 1994, TINNER et al. 1996).

Möglicherweise wurden die früh- bis mittelholozänen Böden während des Wechsels zu kühl-feuchteren Klimabedingungen (Frosnitz 6600 – 6000 uncal. BP; PATZELT 1977)

zerstört. In dieser Phase wird die Kiefer zurückgedrängt, und die Fichte breitet sich aus (CAP1: Ipaz 2). Dieser Wechsel ist typisch für die nördlichen Randalpen (MARKGRAF 1972; LANG 1994; BURGA & PERRET 1998) und ging mit erhöhter Geomorphodynamik und instabilen Bodenverhältnissen einher. Einen Hinweis auf die Aufarbeitung von bereits pedogen überprägtem Bodenmaterial sind die erhöhten Gehalte der organischen Substanz im fossilen Bs-Horizont. Allerdings müssen auch andere Ursachen für die Gehalte der organischen Substanz bedacht werden, wie Bioturbation, zersetzte Wurzelrückstände und Infiltration mobiler Humusfraktionen. STAHR (1997), der Gehalte bis zu 3 % in B-Horizonten der Almböden im Nationalpark Berchtesgaden antraf, favorisierte eine Anreicherung durch Sickerwasser.

b)

Im Subboreal ist von einer Podsolierung der Böden unter Fichtenbestand bei relativer Formungsruhe auszugehen. Unter einer Rohhumusauflage bildeten sich Podsole in der wahrscheinlich bereits pedogen überprägten schluffreichen Deckschicht. Aber auch von dieser Bodenbildungsphase ist kein ungestörtes Profil als Referenz erhalten und daher eine Abschätzung der Mächtigkeit und Ausprägung nicht möglich. Meist sind die Reste des fossilen Bs-Horizonts vorhanden, nur am Chrüz wurde auch umgelagertes Ae-Material gefunden.

Fragen über die Höhe der Waldgrenze und ihre Schwankungen im Holozän lassen sich mit der Verbreitung der fossilen Bs-Horizonte in St. Antönien nicht beantworten. Sie reichen bis in die Gipfelregionen des Flyschs (2000 - 2200 m ü. NN), die lagen im Holozän aber immer im Bereich der für Gehölze besiedelbaren Höhen (BURGA & PERRET 1998).

Unter Alpweide sind die Reste des fossilen Podsoles von einer kolluvialen Auflage begraben. Der Mensch ist für den Abtrag des Podsoles verantwortlich. Am Hang des Chrüzes ist der Beginn der Brandrodungen und nachfolgender Erosion in die Bronzezeit und die Hauptphase in die Eisenzeit zu stellen. Während die bronzezeitlichen Rodungen nur im Pollendiagramm des Moores Groß Ried belegt sind, werden die eisenzeitlichen Rodungen am Hang des Chrüzes auch im Pollendiagramm des Moores Cappelgin deutlich pollenanalytisch abgebildet. Aus dieser Zeit stammen auch die Brandhorizonte, die Holzkohle im Spülsediment und die Pollenspektren in den Spülsedimenten.

PALLMANN (1942) nannte diese Böden Alpweidböden. Häufig werden sie in den Alpen auch „Braunpodsole“ genannt. Sie sind ein weitverbreitetes Phänomen und gelten als ein Produkt menschlicher Nutzung (VEIT 2002).

Im Vergleich zu den Böden unter dem subalpinen Fichtenwald und Zwergstrauchgürteln sind die unter Alpweide noch nicht sichtbar pedogen überprägt. Um Rückschlüsse auf die Kristallisationsbedingungen der Eisenoxide ziehen zu können, wurde der Aktivitätsgrad ($\text{Fe(o)}/\text{Fe(d)}$) nach HÄDRICH (1970) angewendet. Hohe Aktivitätsgrade werden zum Teil in Ah-M-Horizonten erreicht (0,21 – 0,68), so dass von einer Mobilisierung von Eisenoxiden auszugehen ist. Allerdings sinkt dieser in den folgenden Horizonten meist unter 0,3 ab. Die Beweidung wirkt vermutlich bisher einer Podsolierung entgegen. Die Podsolierung unter Alpenrosen und Fichtenwald ist dagegen meist mit einem deutlichem Maximum des Aktivitätsgrades im Ahe- oder Bsh-Horizont belegt.

Obwohl der Aktivitätsgrad zur Alterseinschätzungen von Böden in den Alpen umstritten ist, funktioniert er prinzipiell in den Böden der subalpinen Stufe St. Antönien. Der Ah-M als jüngste Schicht besitzt auch das höchste Verhältnis und setzt sich damit klar von den älteren Horizonten ab. Untersuchungen von ZECH & WILKE (1977), FITZE (1982) und KÄSER (2004) dagegen ergaben, dass die ältesten Schichten oft den höchsten Aktivitätsgrad erreichten. Als Gründe für diese hohen Verhältnisse werden metallorganische Komplexe, die eine Kristallisation verhindern, genannt. Aber auch Schichtwechsel, karbonathaltige Horizonte oder Wassereinfluss können die Werte verfälschen (KLEBER 1991).

3.4.4.1.2. Spülsedimente als Zeugnisse der prähistorischen Entwaldungen

Genese und Alterseinordnung

Die Brandrodungen in der Eisenzeit sind die ersten bodenkundlich nachweisbaren Eingriffe der Menschen in die Wälder des Hochtals von St. Antönien. Das gewonnene Land wurde zur Alpweide umgewandelt und wird bis heute zum großen Teil weiterhin als solche genutzt.

Im Übergangszustand vom natürlichen Wald zur Weidelandschaft folgte nach den Brandrodungen zunächst Erosion. Wird die schützende Vegetationsdecke vom Mensch entfernt, so erfährt das natürliche Gleichgewicht eine grundlegende Verschiebung, denn die fehlende oder schütterere Vegetation stellt ideale Bedingungen für die Abtragung der Erdoberfläche dar (RICHTER 1998). Starker Niederschlag und Schneeschmelze führen zu spülaquatischem, flächenhaftem Abtrag und erodieren Boden und Verwitterungsmaterial. Da die Vegetationsdecke durch Feuer geschädigt wurde, ist

davon auszugehen, dass der Hangabtrag besonders hoch war (JOHANSEN et al. 2001). PATZELT (2000) schätzt großflächigere Brandrodung als den folgenschwersten menschlichen Eingriff in die alpine Landschaft ein - mit Auswirkungen auf Relief, Boden, Wasserhaushalt, Muren- und Lawinentätigkeit. Zeugnisse dieser Entwicklung im Hochtal von St. Antönien sind die flächenhaft am NW-exponierten Hang des Chrüzes erhaltenen Spülsedimente.

Obwohl die Spülsedimente mit ihrer gräulichen Farbe kaum an die kolluvialen Ablagerungen in Mitteleuropa erinnern, enthalten sie mit 2 bis 10 % deutlich mehr organische Substanz als für einen M-Horizont erforderlich (Grenze: > 0,9 % nach AG BODEN (2005)). Unter Alpweide sind die Spülsedimente durch bodenbildende Prozesse noch nicht überprägt, deshalb grenzen sie sich gut als Schicht im Profil ab. Im subalpinen Fichtenwald dagegen wird das Spülsediment meist erneut podsoliert und ist daher schwerer zu erkennen. Unter dem Alpenrosengürtel hat die Podsolierung die Spülsedimente, falls sie sich überhaupt in diesen steileren Lagen erhielten, vollständig überprägt. An geomorphodynamisch stärker beanspruchten Hängen, wie dem SE-exponierten Hang des Chüenihorns sind solche spülaquatischen Ablagerungen nicht erhalten.

Das Alter der Spülsedimente ist mit ^{14}C -Datierungen von Holzkohlen aus zwei Brandhorizonten und einem Spülsediment sowie pollenanalytisch bestimmt worden. Brandhorizonte haben sich nur an erosionsgeschützten Standorten, wie am Hangfuß oder in Verebnungen, erhalten (siehe Tafel 8). Mit ihnen ließen sich die Brandrodungen zeitlich in die Eisenzeit einordnen. Während die Brandhorizonte aus der Latènezeit stammen (2266 ± 49 uncal. BP/ 410 - 200 v. Chr.; 2167 ± 49 uncal. BP/ 380 - 50 v. Chr.), ist die Holzkohle aus dem Spülsediment aus der Hallstattzeit (2540 ± 31 uncal. BP/ 540 - 800 v. Chr.). Nach der holzanatomischen Bestimmung, die freundlicher Weise von SCHOCH im Jahre 2000 übernommen wurde, stammen die Holzkohlen von *Picea abies*. Damit ist sichergestellt, dass es sich um Rodungen der Fichtenwälder handelt und nicht der von Sekundärwaldgesellschaften, wie Alpenrosen. Auch PATZELT (1996, 2000) hat im tirolisch-salzburgischen Gebirgsraum mit Brandhorizonten den Beginn von Brandrodungen und Weidelandausweitungen beschreiben können und wies für die Eisenzeit ebenfalls eine Phase erhöhter Brandrodungsaktivität nach.

Die bodenkundlichen und pollenanalytischen Ergebnisse ergeben für den NE-exponierten Hang des Chrüzes folgende Nutzungsgeschichte: Die Spülsedimente sind Produkt der eisenzeitlichen Brandrodungen.

Die entsprechenden vegetationsgeschichtlichen Abschnitte sind im Moorprofil Capelgin (Ipaz cap3) und Moor Groß Ried (Ipaz gr1.2./gr2) enthalten. Die Brandrodung der Fichte wird mit einem Rückgang von Fichtenpollen-Prozentwerten und gleichzeitigem Anstieg der Holzkohlekonzentrationen beschrieben. Synchron steigen die Prozentwerte der Grünerle (*Alnus viridis*) an. Diese wird im Einklang mit den Ergebnisse von TINNER et al. (1999) und GOBET et al. (2003) auch hier als Brandfolger bezeichnet. Das Pioniergehölz nimmt während dieser geomorphodynamisch aktiven Zeit vorübergehend die freien Flächen ein. Diese grünerlenreiche Phase zeichnet sich auch im Polleninhalt der Spülsedimente ab und lässt sich mit dem Grünerlengipfel der Zone Ipaz cap 3 im Pollendiagramm Capelgin synchronisieren. Nach dieser Phase wird der Hang größtenteils als Weideland genutzt, und der Weidehorizont (Ah-M) bedeckt das Spülsediment. Der steilere, feuchtere Abschnitt zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried wird im 17. Jahrhundert aufgegeben und ist seitdem bewaldet. Die Spülsedimente werden dort durch erneute Podsolierung überprägt.

Ökologische Bedeutung

Die Bedeutung der Bodenerosion zur Schaffung von Weideflächen reicht bis in die heutige Zeit hinein. Der sonst negativ behaftete Begriff Bodenerosion (BORK et al. 1998; RICHTER 1998) ist im Fall der holozänen Podsole positiv aufzufassen. Der nährstoffarme Ae wird abgetragen oder mit Humus verspült. Es ist daher kein Verlust des nährstoffreichen Oberbodens zu beklagen, sondern im Gegenteil eine Regradierung des Podsols (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2005). Wird der Ae komplett erodiert, wie an den meisten Hängen im Flysch, so sind die ökologischen Voraussetzungen für die Weidewirtschaft sogar als noch günstiger zu bewerten. Nicht ohne Grund wurden die Alpweiden des Tals mehrfach von verschiedenen Autoren als sehr fruchtbar beschrieben (SCHROETER 1895; AUER 1950).

3.4.4.1.3. Der Weidehorizont Ah-M

Genese und Alterseinordnung

Der Weidehorizont (Ah-M) ist überall im Bereich der Alpweiden des Flyschs anzutreffen. STAHR (1997) weist ihm eine Schlüsselrolle für die verhältnismäßig geringe Erodierbarkeit dieser schluffig-lehmigen Böden zu.

Der Ah-M ist in der Regel zwischen 5 und 20 cm mächtig und entsteht durch kleinräumigen Rasenschollenversatz (STEIN 2002). Mit durchschnittlich 13 % organischer Substanz grenzt er sich deutlich von den folgenden Horizonten ab. Manchmal wachsen mehrere Grasschollen übereinander fest, dann werden Mächtigkeiten bis zu 30 cm erreicht. NEUWINGER (1970) bezeichnete diese Böden als Stockwerksböden. Unterschiede in der Zusammensetzung sind meist auf den in der Tiefe sich anschließenden Horizont zurückzuführen, denn mit jeder Ablösung nimmt eine Scholle an der Unterseite Boden mit. Es entsteht so ein Mischprodukt aus Vegetation, Oberboden und Kontaktfläche des Folgehorizonts.

Die Entstehung der Weidehorizonte ist eng mit der Weidewirtschaft verbunden. Wann diese begann, ist durch Radiocarbon- oder OSL-Datierungen kaum zu fassen, da durch die Umlagerungsprozesse fortlaufend junges organisches Material eingearbeitet wird. Aufgrund der pollenanalytischen Ergebnisse ist der Beginn der Weidewirtschaft im Hochtal von St. Antönien jedoch für die Bronzezeit anzunehmen. Ab diesem Zeitpunkt ist mit den Umlagerungen der Rasenbodenschollen zurechnen, deren Ergebnis letztlich der Weidehorizont ist.

Dass der Ah-M-Horizont ein Umlagerungsprodukt der Weidewirtschaft ist, zeigt sich auch im Polleninhalt. Mit den hohen NBP-Gehalten (30 %) und einer Vielzahl von Pollen von Alpenkräutern (*Plantago alpina*-T., *Rumex acetosa*-T., Chichorioideae u.a.) wird der aktuelle Vegetationszustand beschrieben. Ein Abgleich mit Rezentpollenproben aus den Moospolstern bestätigt die Annahme. Sie zeigen ein ähnliches Spektrum (Kap. 2.3. und 2.5.).

Ökologische Bedeutung

Der Ah-M-Horizont verbessert die ökologischen Rahmenbedingungen des Bodens mit seinem hohen Humusgehalt und der steten Auffrischung durch neue Rasenschollen. Außerdem ist er der Ort der höchsten Bioturbation. Dies ist besonders nach der Schneeschmelze zu beobachten: Auf der gerade schneefrei gewordenen Oberfläche werden für wenige Tage zahlreiche Gänge von Mäusen und ihr Auswurf sichtbar, bis das humusreiche Material wieder verspült und vom Grashorizont aufgenommen wird.

Obwohl der Boden durch Viehtritt verdichtet wird, ist kaum Trittsvergleyung zu beobachten. Staunässemerkmale treten meist nur im Bereich feuchter Stellen, wie Quellaustritten oder in der Nähe von Bachläufen, auf.

Offenbar ist der Boden ausreichend durchlässig, so dass trotz der hohen Niederschläge und der Trittbelastung nicht das gebleichte Band unter dem Wurzelfilz auftritt, das für Weidepseudogleye typisch ist (STAHR 1997; VEIT 2002). Häufig begangene Viehgangeln weisen Tritttöpfe auf, in denen sich das Wasser sammelt (Abb. 4).

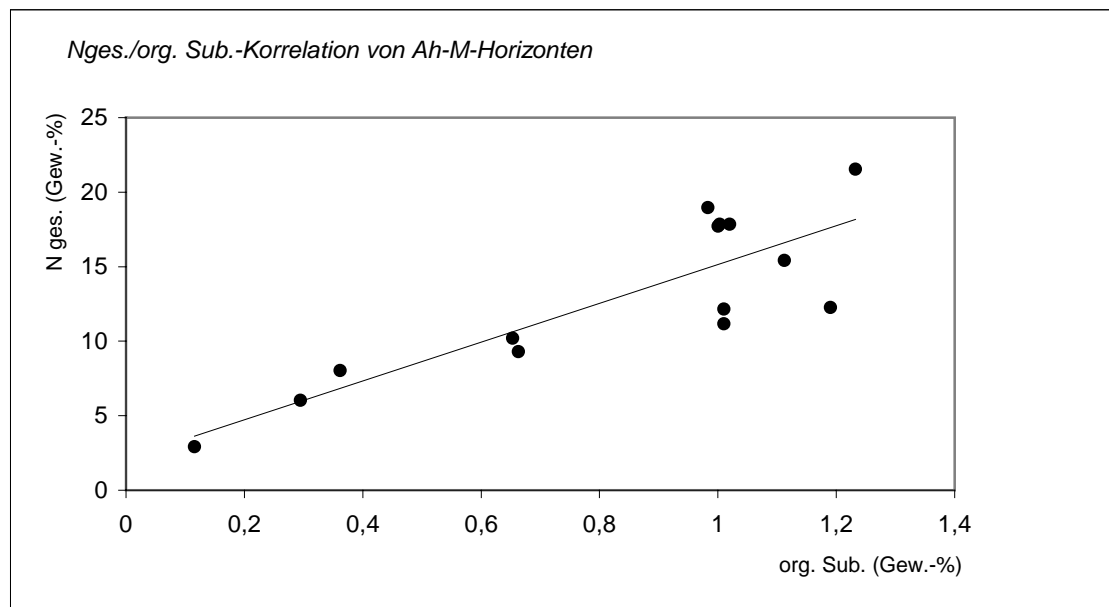


Abb. 62: Nges./org. Sub.-Korrelation von 14 Ah-M-Horizonten unter Alpweide (St. Antönien).

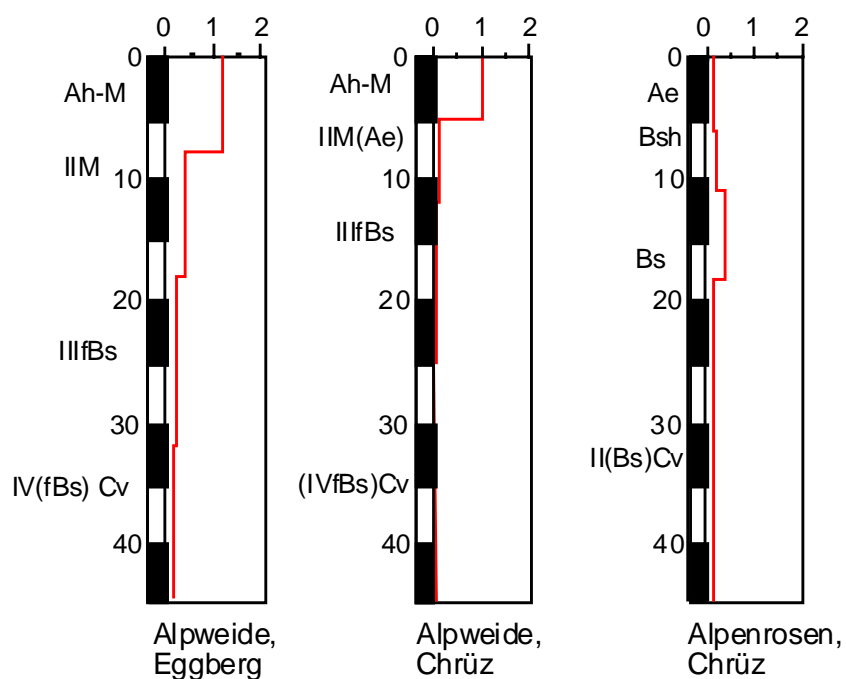


Abb. 63: Nges.-Gehalte (Gew.-%) unter Alpweide und Alpenrosengebüsch (St. Antönien).

Neben der Verdichtung und Erosion verursacht der Weidebetrieb noch weitere Veränderungen des Bodens, nämlich Düngung. Um die düngende Wirkung des Weideviehs auf den Boden zu erfassen, wurde an einer Auswahl von 14 Ah-M-Horizonten unter Alpweide am Hang des Eggbergs und des Chrüzes der Stickstoff-Gehalt untersucht. Da Stickstoff in der Regel eng mit der organischen Substanz korreliert, denn er ist Bestandteil des mobilen Anteils (BOCHTER 1984), war mit einem positiven Zusammenhang zu rechnen (Abb. 62). Der Korrelationskoeffizienten von $r = 0,71$ bestätigt dies.

Der Tiefenverlauf des Gesamtstickstoffs (Abb. 63) zeigt ebenso deutlich, dass die düngende Wirkung der Böden unter Alpweide auf das Vieh zurückzuführen ist. Die Anreicherungen beschränken sich auf die oberste Schicht. Der Ah-M-Horizont erreicht Werte über 1 %, die mit zunehmender Tiefe kontinuierlich abfallen. Im fBs-Horizont liegen die Gehalte unter 0,2 %. Auch Phosphat verhält sich ähnlich. Böden extensiv beweideter Bereiche dagegen zeigen ein völlig andere Dynamik. Wenn die stickstoffmeidende Alpenrose das Terrain erobert, liegt der N ges.-Gehalt im Oberboden nur noch zwischen 0,1 und 0,2 %.

3.4.4.2. Rezente Podsole

In der subalpinen Stufe der Alpen ist der Podsol vorherrschender Bodentyp (KUBIENA 1953; NEUWINGER 1970; FITZE 1980). Auch in der subalpinen Stufe im Hochtal von St. Antönien bilden sich in den periglazialen Decksedimenten des Flyschs erneut Podsole aus. Sie entstehen vornehmlich unter der schwer zersetzbaren Streu des subalpinen Fichtenwalds und den Zwergstrauchgesellschaften mit *Rhododendron ferrugineum*, *Calluna vulgaris*, *Vaccinium myrtillus*, *V. vitis idea*, *V. uliginosum* und *Empetrum nigrum*.

3.4.4.2.1. Verbreitung und Differenzierung

Im Gegensatz zu den Decksedimenten im Bayerischen Wald (VÖLKELE 1995) und im Nationalpark Berchtesgaden (STAHR 1997) stellt der Schluffreichtum (50 – 70 %) in St. Antönien kein Hemmnis für die Podsolierung dar. Der Podsol ist zwar charakteristisch für das Kristallin mit sandigerem Ausgangsmaterial (PALLMANN 1938; FITZE 1980), aber bei ausreichend hohen Niederschlägen und niedrigen Temperaturen entwickelt er sich auch in anderem Substrat. In St. Antönien sind die tiefgründigen, schluffreichen Böden in der Regel bis in eine Tiefe von 50 bis 60 cm entkalkt. Neben den hohen Niederschlägen (1400 mm im Jahresmittel) und der langen Schneedeckendauer an den Schattenhängen scheint auch die Durchlässigkeit ausreichend gewährleistet zu sein, um Podsolierungsprozesse in Gang zu setzen. Sogar im Bereich der Kieselkalke am Alpennordrand (z. B. Rotwandgebiet bei Bayerischzell) entstehen Podsole, wenn die Carbonate rasch ausgewaschen werden (REHFUSS 1990; RODENKIRCHEN 1986).

Ebenso zeigt der Blick in die Vergangenheit, dass während anderer Epochen im Holozän der Podsol der verbreitete Bodentyp war. Dies bezeugen die farblich kräftigen rötlich bis ockerbraunen Reste des fossilen Bs-Horizonts sowie das am Chrüz noch vorhandene darüberliegende Spülsediment, das zu einem hohem Anteil aus umgelagertem Ae-Material besteht.

Der Eisen-Humus-Podsol ist weit verbreiteter Subtyp der Podsole im Flysch St. Antönien. Er entsteht rezent unter Alpenrosengebüsch und anderen Zwergsträuchern. Unter einer 10 bis 20 cm mächtigen Rohhumusdecke von *Rhododendron ferrugineum* bildet sich ein 5 -10 cm dunkel (rot)-braunschwarzer Bsh mit pedogenen Eisengehalten von über 3 % sowie Humusgehalten von 10 %.

Er entspricht damit genau der klassischen Vorstellung dieses Bodentyps, wie ihn auch PALLMANN (1938), KUBIENA (1948; 1950) und NEUWINGER (1970) für die subalpine Höhenstufe beschreiben.

Allerdings entwickelt sich unter subalpinem Fichtenwald ebenfalls ein Eisen-Humus-Podsol. Bereits nach 250 Jahren (siehe Abb. 51) ist ein verkitteter, 2 cm mächtiger Bsh entstanden. Dies ist der Literatur zufolge eher untypisch. Die oben genannten Autoren gehen davon aus, dass sich unter Wald überwiegend Eisen-Podsole entwickeln. Auch FITZE (1980) traf in den Zentralalpen vornehmlich Eisen-Podsole an. VEIT (2003) dagegen findet die beiden Subtypen des Podsoles zum Teil sogar nebeneinander vor. Er macht dies abhängig von der Mächtigkeit der organischen Auflage. Eisen-Podsole kommen in der subalpinen Stufe von St. Antönien nicht vor, obwohl die Böden unter den Alpweiden zunächst phänologisch dafür gehalten werden könnten. Die Entstehungsgeschichte dieser Böden ergab jedoch, dass der fBs reliktsch ist und am NE-exponierten Hang des Chrüzes von einem grauen Spülsediment begraben ist.

Da die gängigen Theorien (vgl. McKEAGUE 1978; BROWN 1995; ANDERSEN et al. 1982, FARMER et al. 1985, PETERSEN 1976; UGOLINI & DAHLGREN 1987 u.a.) die unterschiedliche Verlagerung von Humus und Sesquioxiden in Podsolon nicht immer ausreichend erklären, lieferten BUURMANN et al. (2003) eine ergänzende Erklärung für die unterschiedliche Entwicklung von Podsolon. Ob der Humus sich im Bh/Bsh-Horizont anreichert, hängt von der Umsetzungskapazität der Organik ab. Wird sie nicht umgesetzt, wie z. B. in borealen Podsolon, so wird sie verlagert und ein Bh/Bsh entsteht. Im subalpinen Fichtenwald von St. Antönien ist aufgrund einer Rohhumusauflage von 20 bis 30 cm und einem pH-Wert um 3 mit einer schlechten mikrobiellen Umsetzung zu rechnen. Da die rezente Podsolierung in das graue Spülsediment dringt, sind die vertikal verlaufenden dunkelgrauen Humuseinwaschungen entlang von Steinen oder ehemaligen Wurzelbahnen gut nachzuvollziehen.

Im Gegensatz zu FITZE (1980) und VÖLKELE (1995), die mit dem Gesamtgehalt des pedogenen Eisens nichts über die Verlagerungsprozesse aussagen konnten, lassen sich über den Tiefenverlauf und der Höhe des Gehalts des dithionitlöslichen Eisens (Fe(d)) Rückschlüsse über die Podsolierungsvorgänge ziehen (Abb. 64). Die Tiefenverteilung des pedogenen Eisens entspricht der erwarteten Dynamik von Podsolon:

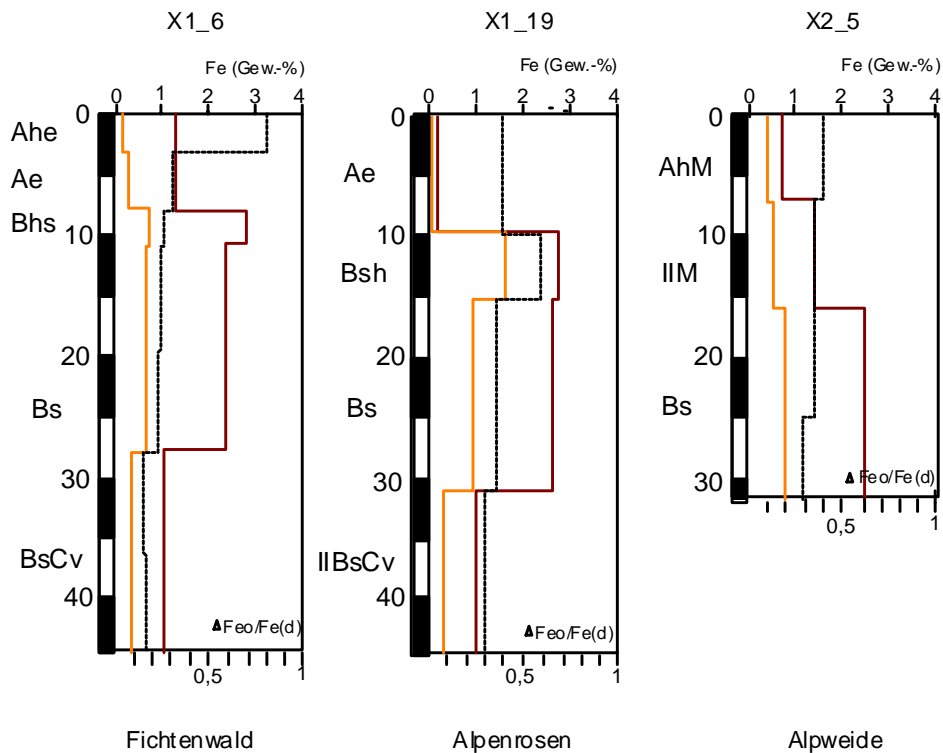


Abb. 64: Tiefenverteilung des dithionitlöslichen Fe(d)s (braun), des oxalatlöslichen Fe(o)s (orange) und des Aktivitätsgrads (schwarz- gestrichelt) von drei Profilen unter unterschiedlicher Vegetation.

Der Bsh hebt sich durch eine deutliche Anreicherung gegenüber dem Ae, bzw. Ahe-Horizonten, den Bs-Horizonten und dem Cv-Horizont, bzw. (Bs)Cv –Horizont ab.

Um die Dynamik der pedogenen Oxide genauer zu bestimmen, wird häufig das Verhältnis $\text{Fe(o)}/\text{Fe(d)}$, auch Aktivitätsgrad genannt, angewendet (BLUME & SCHWERTMANN 1969; HÄDRICH 1970). Der Aktivitätsgrad lässt sich in den subalpinen Böden des Flysch in den meisten Fällen anwenden. Im Bsh-Horizont sollte der $\text{Fe(o)}/\text{Fe(d)}$ -Quotient am höchsten sein, da die Auskristallisation der Oxide durch die Anwesenheit großer Mengen an organischen Stoffen gehemmt ist (REHFUSS 1990). Dies trifft für den Eisen-Humus-Podsol unter Alpenrosen (Profil X1_19) mit 0,59 im Bsh-Horizont zu. Andere Eisen-Humus-Podsole zeichnen diese Tendenz aber nicht sonderlich deutlich nach. Im Profil X3_5 liegt das Verhältnis im Bsh bei 0,31 (Ae: 0,32; Bs: 0,27) und am Eggberg liegt das Maximum im Ahe mit 0,53 (Ae: 0,31, Bhs 0,31, Bs: 0,22). In den jüngsten Podsohlen unter Fichtenwald oberhalb des Moores Capelgin sind die höchsten Aktivitätsgrade im Ahe ($> 0,8$) zu finden. Die Eisenanteile scheinen bei einem pH-Wert unter 3 und bis zu 9 % organischer Substanz recht mobil zu sein. Mit dieser Verteilung unterscheiden sich die rezenten Podsole deutlich von den kolluvial überdeckten

erodierten fossilen Podsole unter Alpweide (Abb. 64). Während der Aktivitätsgrad in den rezenten Podsolon ein Maximum im Ahe-, Ae- oder Bsh-Horizont erreicht, sind die Aktivitätsgrade der verschiedenen Horizonte unter den Alpweiden auf ähnlich niedrigerem Niveau. Ein Vergleich der rezenten und fossilen Bs-Horizonte zeigt aber auch, dass sich die Fe(d)-Gehalte und der Aktivitätsgrad innerhalb dieses Horizonts noch nicht unterscheiden. Dies ist möglicherweise ein Hinweis darauf, dass die rezente Podsolierung bisher nicht in diese Tiefe deutlich prägend eingedrungen ist. Nach REUTER (2002) werden diese Böden als disharmonische Podsole angesprochen, da der Bs-Horizont einen Gehalt vortäuscht, der nicht allein durch die rezente Podsolierung entstanden ist.

3.4.4.2.2. Alterseinordnung

Eisen-(Humus)-Podsole unter subalpinem Fichtenwald

Am Schattenhang des Chrüzes im Waldstück zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried entstanden innerhalb von circa 250 Jahren visuell differenzierbare Podsole. Die recht genaue zeitliche Festlegung ist mittels dendrochronologischer Datierung möglich. Die ältesten Fichten stammen aus dem 17. Jahrhundert (Kap. 4.2.). Die Wiederbewaldung ist ebenso pollenanalytisch fassbar.

Im Vergleich mit der Literatur verläuft die Podsolierung erstaunlich rasch ab – und das auch noch im schluffreichen Material. In der Regel werden für die Bildung eines Podsol in den Zentralalpen mit sandigem Ausgangsmaterial mehr als 350 Jahre angegeben. FITZE (1980) fand Podsole nur außerhalb des Moränenstadiums der „kleinen Eiszeit“ und PATZELT (1973) stellte sogar auf einer frühneuzeitlichen Moräne noch keine Bodenbildung fest, die über einen Ranker hinausging. Nur REHFUSS (1990) und KING (1974) berichten von Podsolon in den Alpen, die sich innerhalb von wenigen Jahrhunderten bilden können. Wahrscheinlich ist die Konstellation der Geofaktoren in St. Antönien sehr günstig, um eine rasche Podsolierung hervorzurufen.

Da in diesem Fall – bis auf den hohen Sandgehalt - alle Kriterien (hohe Niederschläge, niedrige Temperaturen, lange Schneedeckendauer, schwer zersetzbare Streu und niedriger pH-Wert) erfüllt sind, wird die Podsolierung im ohnehin schon einmal podsolierten Ausgangsmaterial forciert.

Eisen-Humus-Podsole

Schwerer einzuordnen ist das Alter der unter den Alpenrosen liegenden Podsole. Mit einem grauweißen, bis zu 11 cm mächtigen Eluvialhorizont mit Fe(d) Gehalten von 0,5 % sind die Eisen-Humus-Podsole der Alp Valpun wahrscheinlich die ältesten rezenten Podsole des Hochtals von St. Antönien. Diese Einschätzung erfolgt aber nicht allein über Merkmale, wie Horizontmächtigkeit, Farbintensität und Aktivitätsgrad, sondern in Synthese mit den palynologischen Ergebnissen. Zwergsträucher sind als Sekundärvegetation der subalpinen Stufe eng mit der Entstehung der Alpweiden gekoppelt (BURGA & PERRET 1998). Da mit dem Beginn der Weidewirtschaft in der Bronzezeit auch erster Pollen des *Vaccinium*-Typs, unter den auch die Alpenrose fällt, auftritt, ist damit zu rechnen, dass sich die Alpenrose bereits in dieser Zeit am Hang des Chrüzes ausgebreitet hat und sich Podsole bildeten.

4. Dendroökologische Untersuchungen

4.1. Krummholz als Indikator geomorphodynamischer Aktivität

Seit der Aufgabe vieler Alpweiden steigt die Waldgrenze wieder an. Allerdings je nach Standort unterschiedlich schnell. Auch Rippen, die sonst als sichere, vor Lawinen geschützte Standorte gelten, können aufgrund spezieller Bodenverhältnisse ungünstig zum Aufwuchs sein. Innerhalb dieser kleinen, multidisziplinären dendrogeomorphologischen Studie wird gezeigt, wie sich Geomorphodynamik als limitierender Faktor auf die Wiederbewaldung auswirkt.

4.1.1. Untersuchungsgebiet und Standortbeschreibung

Das Testgebiet befindet sich auf dem SE-exponierten Hang des Chüenihorns (2412 m ü. NN). Er wird von zahlreichen Abtragsformen geprägt: Sackungen bilden großflächigere „Unebenheiten“, Tobel durchschneiden Wald und Weide sowie Blaiken unterschiedlichster Entwicklungsstadien, die grüne Alpweiden fleckig erscheinen lassen.



Abb. 65: Blick auf das Untersuchungsgebiet am SE-exponierten Hang des Chüenihorns (2412 m ü. NN) im Hochtal von St. Antönien (Schweiz).

SE-exponierte Hänge zählen in den Alpen, aufgrund der wechselnden Schneeeverhältnisse und der einstrahlungsbedingten hohen physikalischen Verwitterung, zu den geomorphodynamisch aktivsten. Den Reliefpositionen entsprechend ist die Bodenreife unterschiedlich vorangeschritten. Verschiedenste Übergänge vom Bodentyp Syrosem bis zum erodierten und kolluvial überdeckten Podsol sind verbreitet.

Die Fichtenstandorte liegen auf einer Rippe (1830 – 1880 m ü.NN) und dem benachbarten Referenzstandort im Bereich der Waldgrenze des subalpinen Fichtenwaldes. Die Standorte gehören mit einer Hangneigung von ca. 30° zu den mäßig steilen Hängen. Während der Rippenstandort der Blaikendynamik unterliegt, erscheint der Referenzstandort weniger erosionsgefährdet. Im Zuge der Extensivierung der Alpweiden wurden beide Standorte offengelassen und Fichten kamen auf.

4.1.2. Material und Methoden

Auf der Rippe wurden 12 ganze Individuen von *Picea abies* (Höhe: ein bis zwei Meter) entnommen sowie weitere 12 auf dem Referenzstandort.

Tab. 9 : Erfasste Lastmerkmale der untersuchten Fichten.

Lageveränderungen	Wechselnde Zug- und Druckverhältnisse im Jahrringmuster, z.B. als Reaktion auf eine Schiefstellung des Stammes
Richtungsänderung Druckholz	Änderung der Zone des stärksten Wachstums Bei Belastung auftretende Lignifizierung von Zellen, Tracheiden erscheinen im Querschnitt rund
Druckholzverlagerung	Änderung der Zone der stärksten Druckholzbildung
Verletzung	Bei Zerstörung von Zellen beginnt das Kambium den zerstörten Bereich zu überwallen, bis wieder geschlossene Jahrringe entstehen
Adventivwurzel	Bildung von Wurzeln zu ungewöhnlicher Zeit an ungewöhnlichen Orten durch Überschüttung, Einsedimentation, Verletzung oder starke Belastung

Zunächst wurden die Bäume nach ihrem äußeren Habitus beschrieben: Anzahl der gebildeten Triebe, Krümmung der Stammachse und Ausbildung des Wurzelwerkes. Denn PARIZECK & WOODRUFF (1957) und PHIPPS (1974) gehen davon aus, dass bereits äußere Merkmale Hinweise auf die Standortverhältnisse geben.

Anschließend wurden die Fichten von der Wurzel bis zur Krone in Scheiben zersägt, poliert und jeweils bis zu fünf Wurzel-, vier Stamm- und zwei Scheiben aus dem Kronenbereich zur weiteren Auswertung ausgewählt. Diese wurden auf makroskopische erkennbare Jahrringmerkmale hin untersucht. Mit LINTAP/TSAP wurden die Jahrringbreiten des größten und kleinsten Radius gemessen und die folgenden Lastmerkmale in Ereignis-Skeletonplots eingezeichnet (siehe Tab. 9 und Abb. 66) (nach SCHWEINGRUBER et al. 1990; TIMELL 1986):

Mit der Herstellung von Mikroschnittpräparaten ist es möglich, Belastungsmerkmale auf zellulärer Ebene zu erkennen. Innerhalb eines Jahrrings können Dichteschwankungen, Harzkanäle, Frostringe oder bestimmte Phasen von Druckholz zellen sichtbar gemacht werden.

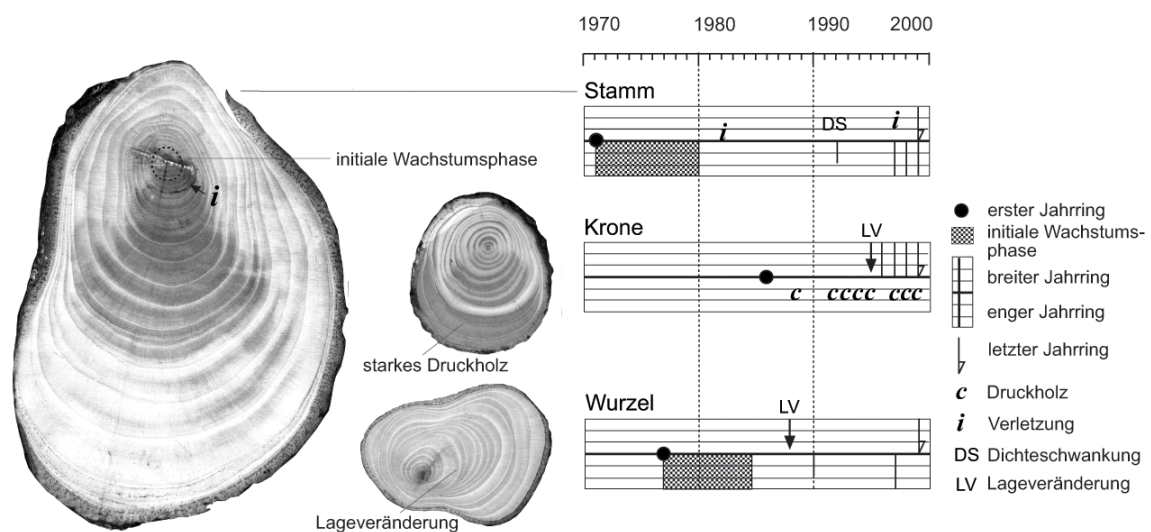


Abb. 66: Scheiben von Wurzel, Stamm und Krone einer Fichte auf der Rippe. Die Lastgeschichte wurde, wie abgebildet, in Skeletonplots aufgezeichnet.

Da die entnommenen Fichten in ihrer initialen Wachstumsphase meist nur sehr enge Jahrringe ausbildeten, waren die Mikroschnitte ebenfalls sehr hilfreich zur Ermittlung des Alters.

Sowohl auf der Rippe als auch auf dem Referenzstandort wurden jeweils drei Schürfgruben angelegt und die Bodenprofile nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG Boden 1994/2005) angesprochen. Außerdem wurden horizontweise Bodenproben genommen und diese im Labor mit gängigen bodenphysikalischen und chemischen Methoden auf Korngröße, Lagerungsdichte, pH-Wert, org Sub., Fe(d), Fe(o), N ges. u.a. untersucht.

4.1.3. Ergebnisse und Diskussion

Im Zuge der Extensivierung der Alpwirtschaft kommen in den 60er bis 70er Jahren Fichten in unbeweideten Bereichen wieder natürlich auf. Die Jahrringuntersuchungen in Synthese mit den bodenkundlichen Aufnahmen geben Auskunft über die Phase von der Weide zur Wiederbewaldung.

Mit Hilfe der Alterstruktur und der Verteilung der Fichten lassen sich unterschiedlich geomorphologisch aktive Bereiche voneinander abgrenzen und der Blick auf die Jahrringe verrät Details über die zeitliche Entwicklung der Massenbewegungen dieser Standorte.

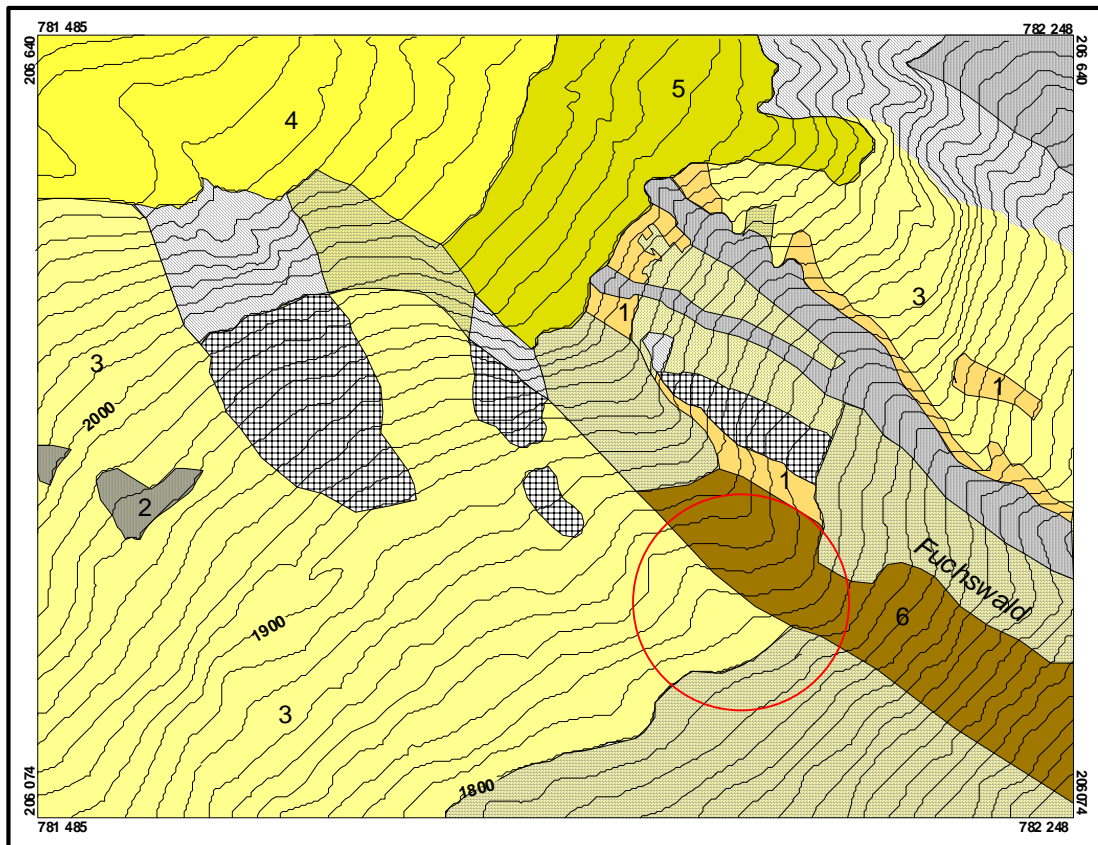
4.1.3.1. Oberflächennaher Untergrund

Ausgehend von der Reliefsituation und den Bodenverhältnissen (Karte 7 u.8) ergeben sich für die dendrogeomorphologische Untersuchung drei verschiedene Standorte:

- Scheitel der Rippe mit mächtigem schluffreichem Boden
- Rippenflanke mit einem Regosol
- sowie der Referenzstandort mit einem Rohboden (Ranker)

Rippe

Der Rippenstandort untergliedert sich in Rippe und Rippenflanke. Sie unterscheiden sich in der Mächtigkeit und Zusammensetzung des oberflächennahen Untergrundes. Auf dem **Scheitel der Rippe** folgt nach einem Wurzelfilz ein 20 bis 30 cm mächtiger M-Horizont aus umgelagerten fBs-Horizont vermischt mit organischem Material. In der Korngrößenverteilung überwiegt der Schluff mit 50 bis 60 %. Ist der Boden wassergesättigt, wie zur Schneeschmelze oder nach sommerlichen Starkregenereignissen, kann es in solchen Böden zu spontanen Hangrutschen kommen (BUNZA 1982).



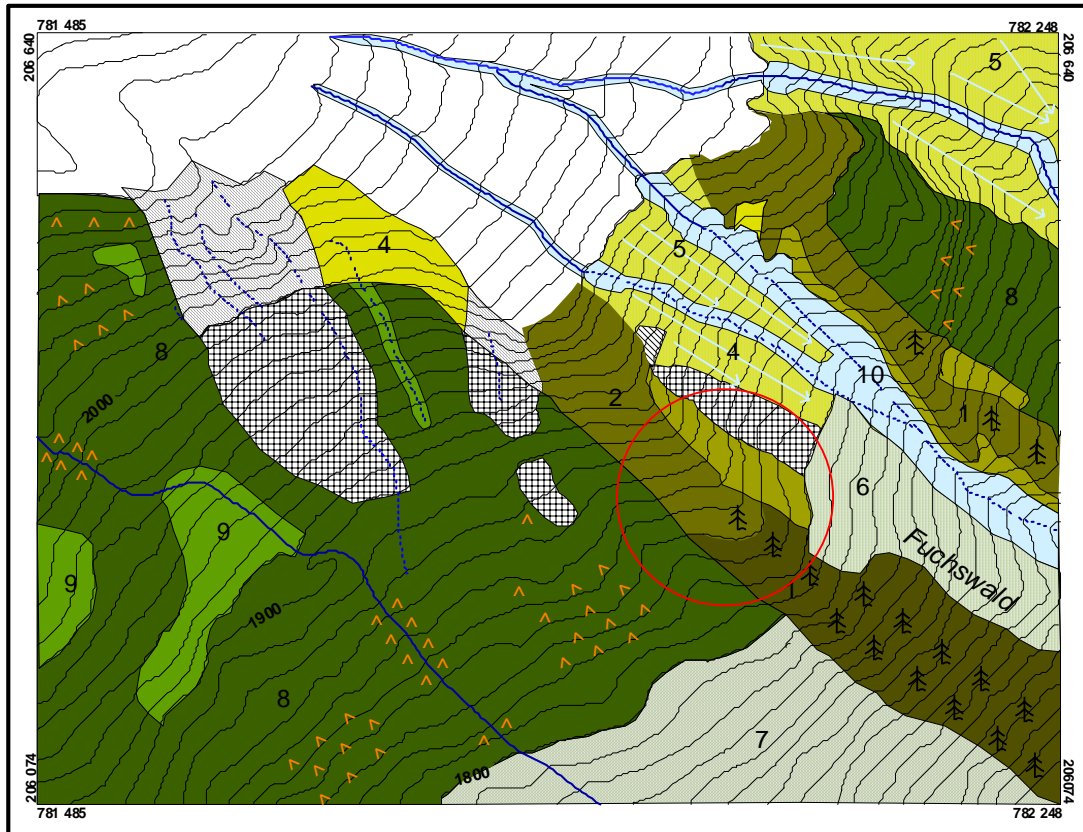
Boden- und Oberflächeneinheiten

	Festgesteinszersatz		pseudovergleyter, kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
	Schutthalde		kolluvial überdeckter, stark erodierter, fossiler Podsol
	Felsbereiche		kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
	Lockersyrosem		Podsol
	Ranker		Kolluvisol
	Regosol		

Karte 7: Böden und oberflächennaher Untergrund der untersuchten Standorte (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 4777 Sulzfluh).

Begünstigend für die Instabilität wirkt die Unterlage (III Cv) aus schwach tonigem Lehm Lt2. Auch die gleitende Wirkung der Schneedecke erzeugt auf schluffreichen Böden verstärkt Zugrisse, das Initialstadium der Blaikbildung.

Die **Rippenflanke** ist bis auf den tonigen Gleithorizont erodiert, der in den Blaiken zu Tage tritt. Rasenbodenschollen, die oftmals stockwerkartig übereinanderliegen, bilden teilweise dessen Bedeckung.



Rezente Prozessbereiche und Reliefformen

denudativ	denudativ (Viehtritt)	gravitativ
1 Blattanbruch im Hangsediment	6 Wildtritt	Schutthalde
2 Rasentreppen	7 Viehgangeln, reliktsch	Steinschlagwand
3 Blattanbruch im Hangschutt	8 Viehgangeln	fluvial
4 Blattanbruch im Festgestein	9 Viehtrittblaiken	10 Rinnen
5 Lawinenbahn		Ufer- und Feilanbrüche

Karte 8: Rezente Prozessbereiche und Reliefformen der untersuchten Standorte (Karten-
grundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 10 000; Bl. 4777 Sulzfluh).

Referenzstandort (Karte 7/8)

Im Gegensatz zur Rippe fehlt dem **Referenzstandort** der umgelagerte fBs-Horizont und die tonige Schicht aus verwittertem Flysch. Auf dem verwitterten, bankigen Sandstein ruht ein 10 bis 20 cm mächtiger Wurzelfilz, der zum Teil in eine kolluviale Ablagerung von 10 cm aus tonigem Lehm greift. Nach einer Topographischen Karte von 1895 zu urteilen, ist der Referenzstandort einem ehemaligen Tobel zuzuordnen, der mittlerweile bewachsen ist.

4.1.3.2. Dendrogeomorphologische Untersuchungen

Wuchsort, Alter und Geomorphodynamik

Die stärkere Beanspruchung der Fichten auf der Rippe wird nicht erst mit dem Blick auf die Jahrringe augenfällig, sondern zeigt sich bereits im äußeren Erscheinungsbild.

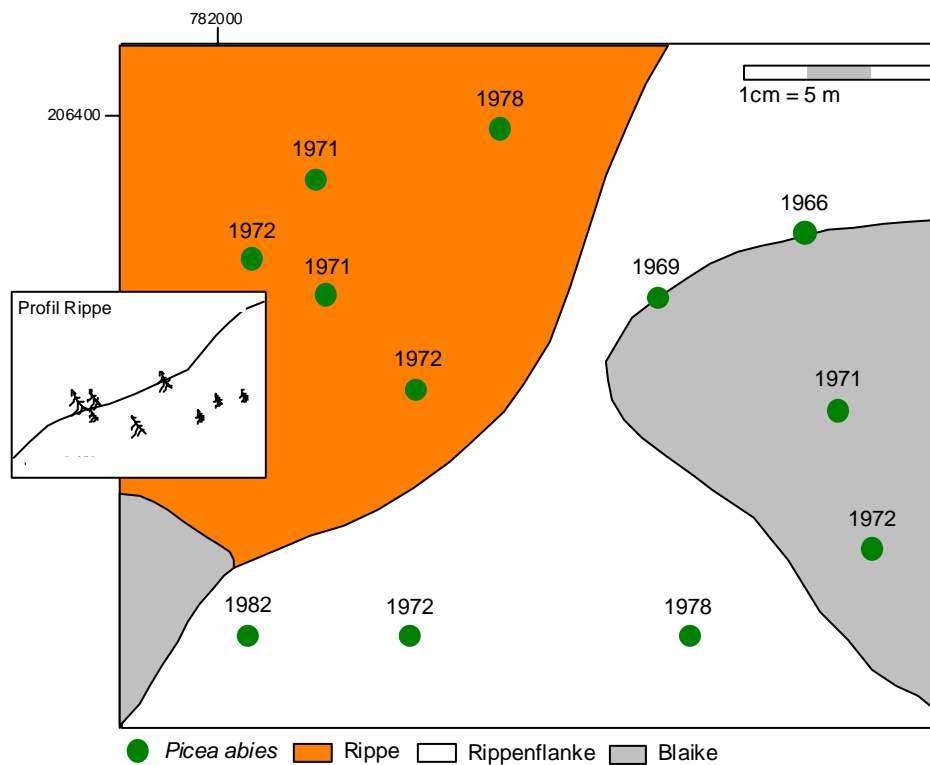


Abb. 67: Altersstruktur und Verteilung der Fichten im Bereich der Rippe oberhalb des Fuchswalds am SE-exponierten Hang des Chüenihorns.

Während sie nur zwischen einem halben und zwei m hoch werden, erreichen die des Referenzstandortes bei gleichem Alter zwischen zwei bis vier Meter. Ebenso weisen die extremeren Wuchsformen auf der Rippe auf eine höhere Beanspruchung hin. Der häufig ausgebildete Bogenwuchs der Bäume auf der Rippe deutet auf Bodenbewegungen hin und der Säbelwuchs auf dem Referenzstandort auf Lasteinwirkung durch Schnee (vgl. SCHÖNENBERGER et al. (1994) und SHRODER (1978)).

Mit der Verteilung und Altersstruktur der Fichten im Zusammenhang mit den bodenkundlichen Ergebnissen sind auf dem Rippenstandort drei weitere Bereiche unterschiedlicher Geomorphodynamik voneinander abtrennbar:

1. Flanke der Rippe – relativ inaktive Blaike
2. Scheitel der Rippe – mäßig aktiver Bereich
3. Rippenfuß – aktive Blaike

Die ältesten Bäume wachsen im Flankenbereich in der Blaike und entlang des Anrisses (Abb. 67) . Für den Zeitraum von 1966 bis 2000 hat sich die Blaike demnach nicht über die heutige Abrisskante ausgedehnt.

In den 70er Jahren kamen Bäume auf dem Scheitel der Rippe auf. Das kleinräumig unruhig Relief ist wahrscheinlich Zeugnis ehemals entwurzelter abgestürzter Fichten. Die Blaike am Rippenfuß im schluffreichen Boden ist aktiv und neigt zur Ausweitung: keine Bäume wachsen in der Blaike, am Anriss oder in unmittelbarer Nähe.

Schneedeckenhöhe und Lastmerkmale im Jahrringmuster

In den Jahren 1966 bis etwa 1981 befanden sich die Fichten in ihrer **initialen Wachstumsphase**. Aufgrund der sehr schmalen Jahrringe, die eine Folge der Auseinandersetzung mit den extremen Umweltbedingungen (Schnee, Schneeschimmel, Frost, Konkurrenz von Gräsern, instabiler Untergrund) sind, lassen sich keine Reaktionsmerkmale differenzieren.

Nach Eintritt in ihre vitale Lebensphase (ab circa. 1982) beginnen die Bäume auf Schneeschub, Lageveränderungen und Überschüttung zu reagieren. Die Lastgeschichte der Fichten zeichnet 1982, 1984, 1988, 1992 und 1999 als geomorphodynamische, bzw. nivale Ereignisjahre nach (siehe Masterplots im Anhang). Der Vergleich mit den auf 1700 m ü. NN gemessenen Schneedaten desselben Hangs lässt auf einen Zusammenhang von Lastmerkmalen und Schneedeckenhöhe schließen (Abb. 68).

Im Gegensatz zur Rippe zeichnen die Fichten des Referenzstandortes die Ereignisjahre mit geringerer Intensität nach. Durchschnittlich entfallen nur 34 % der Lastmerkmale auf den Referenzstandort. Da sich die Ereignisjahre 1982, 1984, 1988, und 1999 mit Schneehöhen von etwa zwei Meter decken, scheint mit dieser Menge die Belastbarkeitsgrenze der Fichten erreicht zu sein. Eine Ausnahme stellt der Gleitschneewinter 1991/92 dar. In diesem Fall ist die Belastung nicht auf die maximalen Schneehöhen zurückzuführen, sondern auf häufig wechselnde Temperatur- und Schneeverhältnisse. Wichtig für das Ausmaß der Reaktionen sind zudem die vorhandenen Schneemassen zum Zeitpunkt der Schneeschmelze. Später Schneefall im Frühjahr und damit mehr Schneemasse zur Schneeschmelze beansprucht die Bäume stärker (siehe Schneedaten im Anhang).

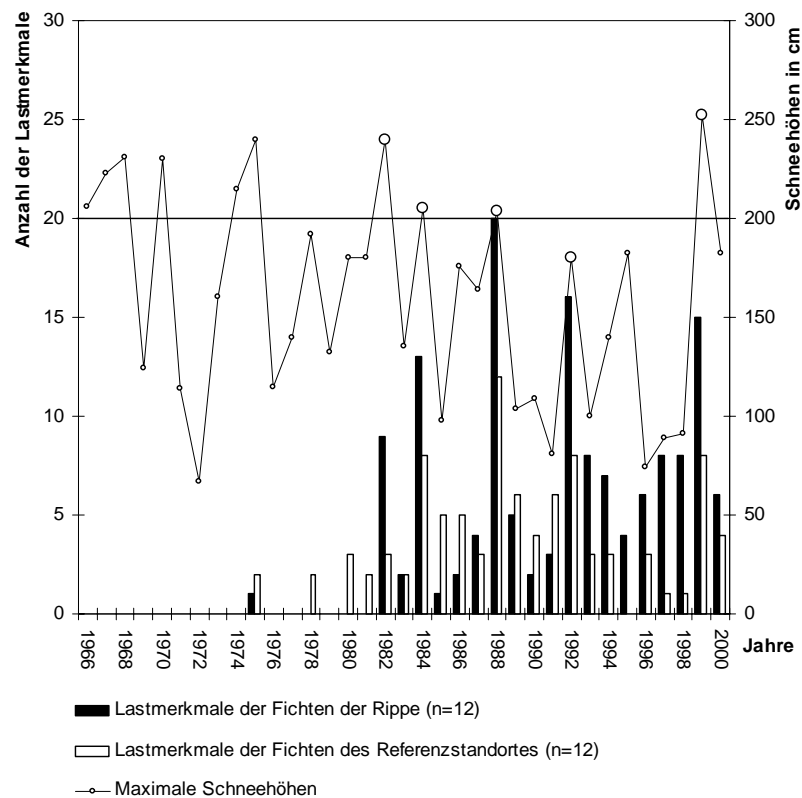


Abb. 68: Maximale Schneedeckenhöhen von St. Antönien im Vergleich zu den Lastmerkmalen der Fichten des Rippen- und Referenzstandortes.

Bedeutung der Lastmerkmale

Die Auswertung der Skeletonplots zeigt, dass nicht nur die Anzahl der Lastmerkmale der Fichten auf der Rippe wesentlich höher ist, sondern die Lastmerkmale auch von intensiverer Ausprägung sind: Treten auf dem Rippenstandort im Jahrringmuster **Lageveränderungen**, **Verletzungen** und **Adventivwurzeln** auf, so reagieren die Fichten des Referenzstandortes nur mit **Druckholz** oder **Jahrringbreiteschwankungen**. Druckholzbildung ist bei den Fichten der Rippe dagegen nicht als datierbares Merkmal nutzbar, da es fast durchgängig auftritt (Abb. 69).

Schwankungen der **Jahrringbreiten**, sowohl bei engen als auch bei breiten Jahrringen, sind auf beiden Standorten als Zeichen einer mechanischen Beanspruchung von Schneeschub oder Bodenbewegung zu werten. Direkte klimatische Signale werden durch die Stärke der mechanischen Beanspruchung überdeckt. Breite Jahrringe werden auf der Rippe oft im Zusammenhang mit **Lageveränderungen** gebildet, um wieder an Standfestigkeit zu gewinnen.

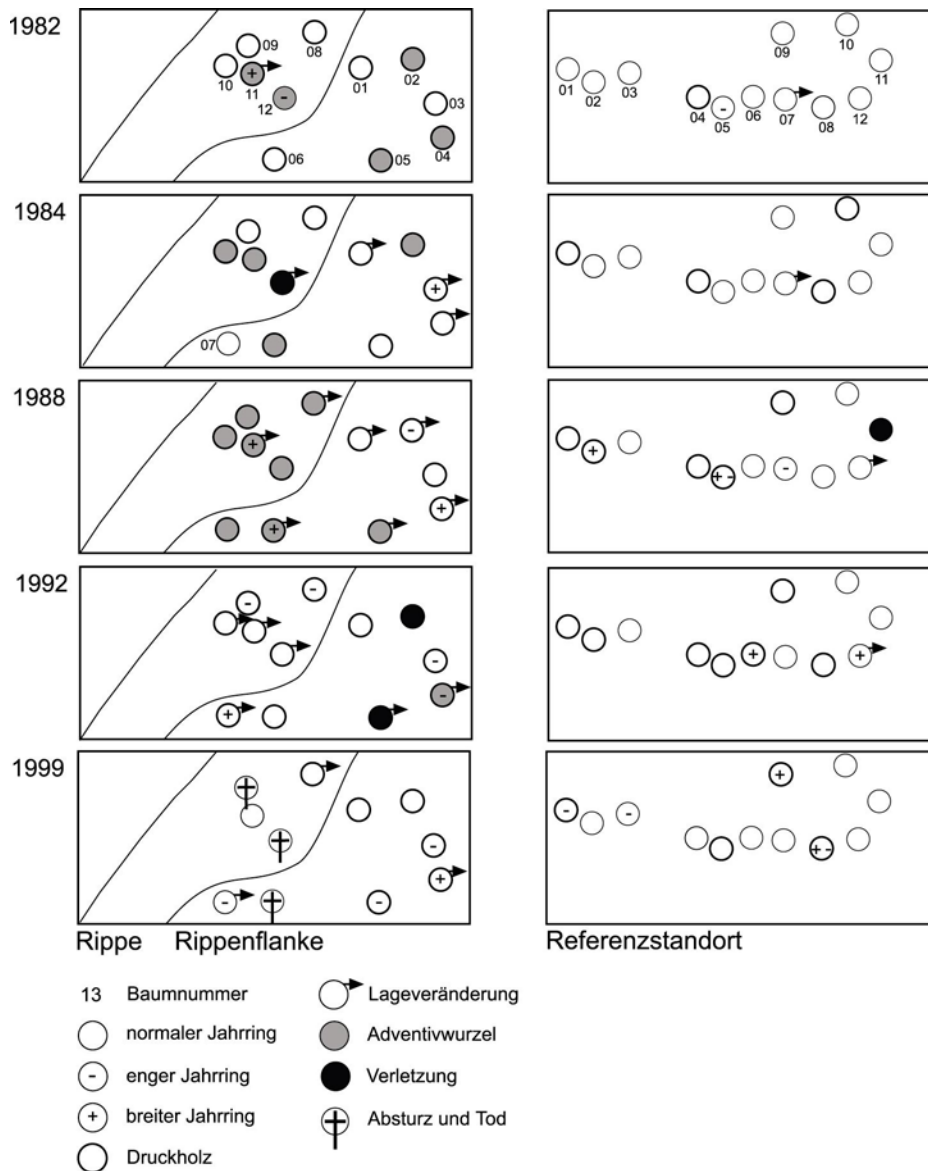


Abb. 69: Lastmerkmale der Fichten der beiden Standorte in den fünf Ereignisjahren differenziert aufgeführt und räumlich zugeordnet.

Bildet der Baum einen „weißen Jahrring“ (Abb. 66), dann ist er deutlich geschwächt. Zu diesem Zeitpunkt besitzt er nicht genügend Kraft, um Druckholz zu bilden. Besonders die Ausbildung der **Adventivwurzeln** der Fichten der Rippe gibt Auskunft über Ereignisse. Ihr Entstehungsalter dokumentiert Verstärkungen der Individuen, und zahlreiche Lageveränderungen zeugen von Bewegungen im oberflächennahen Untergrund. So bildeten 1988 von 12 Bäumen 8 Adventivwurzeln. Im Gegensatz dazu führte die Untersuchung der Wurzeln der Fichten des Referenzstandortes nicht zu verwertbaren Ergebnissen. Die Wurzeln entstanden innerhalb von drei bis fünf Jahren, die nicht in Bezug zu nachweisbaren Ereignisjahren gesetzt werden konnten. Aufgrund geringerer

Beanspruchung und weniger Bewegungen im Boden sind die Jahrringe gleichmäßig ausgebildet und nur schwer makroskopisch voneinander abgrenzbar. Auf die Fichten des Referenzstandortes wirkt also hauptsächlich Schneeschub, während die Fichten der Rippe zusätzlich von dem instabilen Untergrund beeinträchtigt werden. Der Lawinenwinter 1999 mit einer maximalen Schneehöhe von 2.50 m führt für einige der Individuen auf der Rippe zum finalen Absturz. Die hinterlassene Wunde mag in steiler Reliefposition das Initialstadium einer Blaike hervorrufen.

4.1.4. Fazit

Mit der Auswertung der 30 – 35-jährigen Entwicklungsgeschichte von Fichten zweier Waldgrenzstandorte wurden Erkenntnisse über die Wiederbewaldungsdynamik und das Erosionsgeschehen seit der Extensivierung der Alpweiden im Hochtal von St. Antönien gewonnen.

Das Ansteigen der Waldgrenze schreitet je nach Reliefposition und Standortverhältnissen recht unterschiedlich rasch voran. Während der Referenzstandort innerhalb der nächsten 50 Jahre wiederbewaldet sein wird, ist es auf der Rippe nicht abzusehen. Im allgemeinen stellen Rippen günstige Wuchsorte für Bäume dar, weil sie relativ sicher vor Lawinen sind. In diesem Fall wirkt der schluffreiche Boden allerdings als der limitierende Faktor.

Die Übergangsphase von der Beweidung zur Bewaldung erzeugt erhöhte Geomorphodynamik auf der Rippe. Auslöser für die Entstehung neuer Blaiken und Blaikenausweitungen waren die extremen Winter 1982, 1984, 1988, 1992 und 1999. Die Blaikenbildung der **Rippenflanke** schreitet dagegen langsamer voran. Die Böden sind erodiert und die Fichten wurzeln im tonigen Hangschutt. Hier stehen, mit bis zu 35 Jahren, die ältesten Bäume des Standortes. Da sie zum Teil sogar im Blaikenanriss wachsen, ist anzunehmen, dass sich die Blaiken dort innerhalb dieses Zeitraumes nicht gravierend vergrößerten.

Der benachbarte **Referenzstandort** mit einem Rohboden aus Wurzelfilz über bankigem Sandstein ist nicht von Blaiken betroffen. Die Fichten reagieren hier auf den verstärkten Schneeschub mit Druckholz in den Ereignisjahren, der ihr Wachstum aber kaum beeinträchtigt. Übertragen auf andere Hangpartien des SE-exponierten Hangs ist ebenso feststellbar, dass unbeweidete steile Areale mit oberflächennahem Untergrund aus schluffigem Hangsediment bevorzugt der Blaikendynamik unterliegen.

4.2. Bäume datieren Böden – eine dendroökologische Begleituntersuchung zur Wiederbewaldung

4.2.1 Einleitung

Auf der Spur menschlichen Wirkens im Hochtal von St. Antönien wird versucht, mit der Altersbestimmung des subalpinen Fichtenwalds zwischen den Mooren Capelgin (1680 m ü. NN) und Groß Ried (1720 m ü. NN) die Wiederbewaldung, bzw. Nutzungsaufgabe dieser Hangpartie zu ermitteln. Die Ergebnisse werden mit denen der pollenanalytisch untersuchten Moore verglichen. Desweiteren soll die Alterstruktur des *Piceetum subalpinum* Auskunft über den Zeitraum rezenter Podsolierungsprozesse geben.

Der subalpine Fichtenwald erstreckt sich zwischen Aschüel (1652m ü. NN) und dem Groß Ried (1720 M ü. NN). Er gehört zu den wenigen zusammenhängenden Waldflächen im Hochtal von St. Antönien. Ein Vergleich mit den Beschreibungen von SCHRÖTER (1889, 1895), die er in Wort und Karte festhielt, zeigt, dass sich innerhalb der letzten 100 Jahre nichts wesentlich veränderte. Er hielt den zum Teil lichten Fichtenwald für ein Waldweidegebiet. Als Indiz dafür führt er die häufig ausgeprägte Form der Zwillingenfichte an. In frühen Jahren wird die Spitze des Baums angefressen und statt einer neuen bilden sich mindestens zwei, manchmal auch mehr. Weitere Hinweise sind die auf Mikroreliefebene ausgebildeten, größtenteils reliktschen Viehgangeln. Aber auch heute gibt es kaum Verjüngung, obwohl der Wald von zahlreichen Lichtungen aufgelockert ist. Ob die immer noch praktizierte Waldweide dafür verantwortlich ist, ließ sich innerhalb dieser Untersuchung nicht beantworten.

4.2.2 Material und Methoden

Für die Altersbestimmung wurden 35 lebende Fichten im Bereich des Moores Capelgin mit einem finnischen Zuwachsbohrer beprobt. Die Lage der Fichten ist in der Abb. 70 nachvollziehbar. Die Kerne wurden auf Holzträger geleimt und abgeschliffen (vgl. SCHWEINGRUBER 1983). Außerdem wurden vier Stammscheiben untersucht. Mit der Jahrringmessanlage von der Firma Walesch Electronic wurden die Jahrringe gezählt und die Breiten mit dem Programm LINTAP/TSAP gemessen. Die erhobenen Daten sind für eine Einspeisung in das Netz der mitteleuropäischen Dendrochronologien nicht geeignet, da ihr Reaktionsmuster nicht nur klimatisch determiniert, sondern häufig das Resultat von geomorphodynamischer Aktivität ist .

Um der bodenkundlichen Fragestellung nachzugehen, wurden die Böden unter den beprobten Fichten untersucht. Es wurden Schürfgruben angelegt und diese nach den Kriterien der AG Boden (1994; 2005) aufgenommen und mit gängigen bodenchemischen- und physikalischen Labormethoden analysiert (siehe Kap. 3.)

4.2.3. Ergebnisse und Diskussion

Altersstruktur und Lage der Fichten

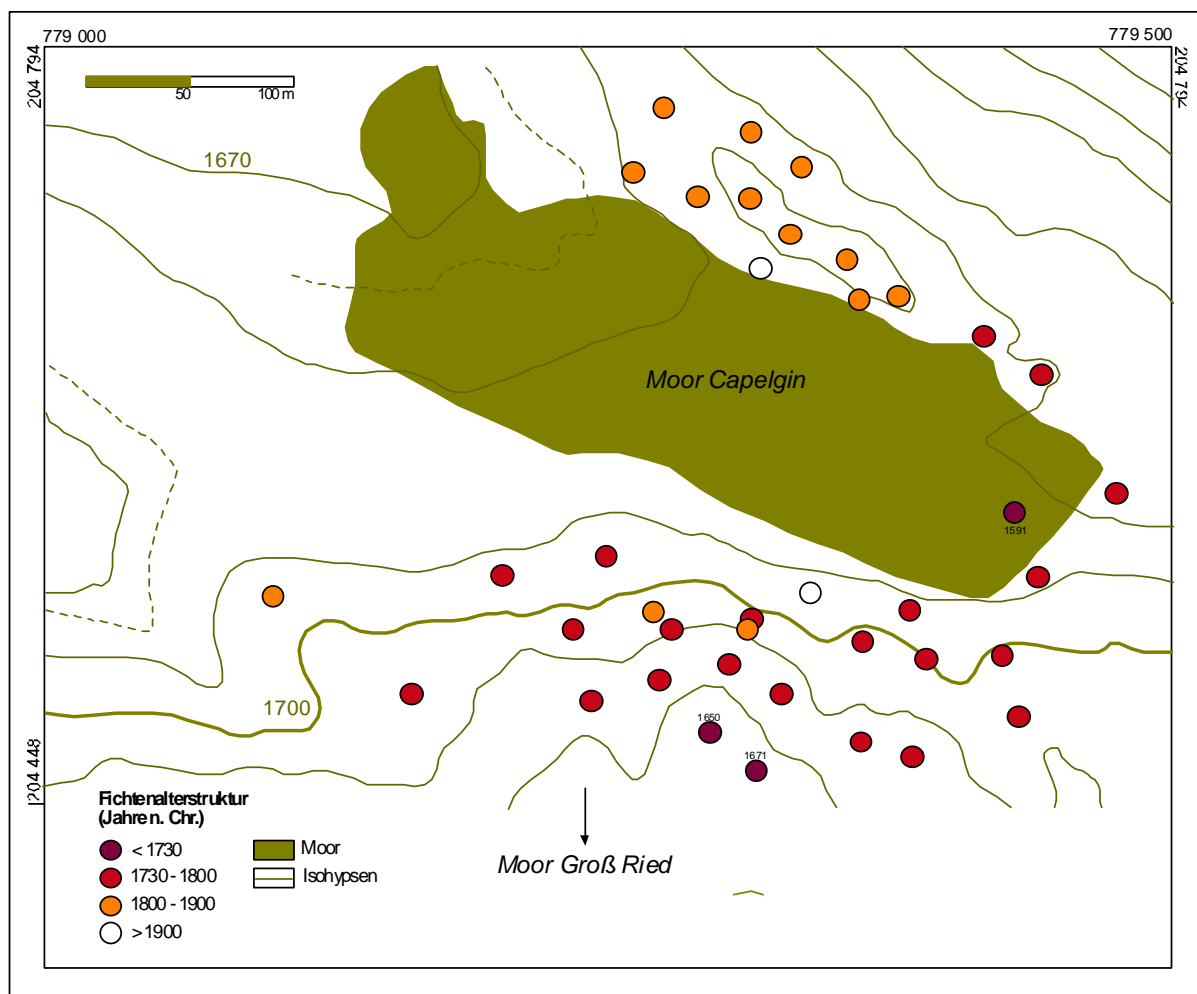


Abb. 70: Lage und Altersstruktur der Fichten zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried.

Altersstruktur von Picea abies (Capelgin, St. Antönien)

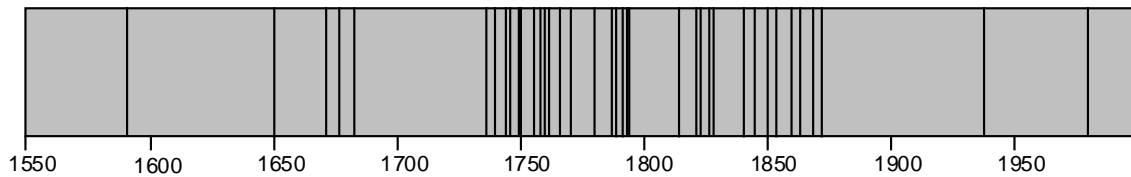


Abb. 71: Altersstruktur der Fichten im Umfeld des Moores Capelgin (n=39).

Die meisten Fichten fallen in die Zeitabschnitte B (1700-1800) und C (1800-1900). Neben der Altersstruktur auch ein räumliches Verteilungsmuster erkennbar ist (Abb. 70/71). Der jüngere Standort (C) liegt im Bereich der Moräne, die das Feuchtgebiet abgrenzt. Sie sind eine der wenigen Waldbereiche des Chrüzes, die nicht überaltert sind, d.h. sie sind eine der wenigen Bereiche des Chrüzes, die nicht überaltert sind, d.h. eine Mischung von unterschiedlich alten Baumbeständen aufweisen. Die mit Abstand jüngsten Fichten aus dem 20. Jahrhundert (D) liegen der Nähe des Moorrands.

Polygenetische Böden unter Fichteninseln

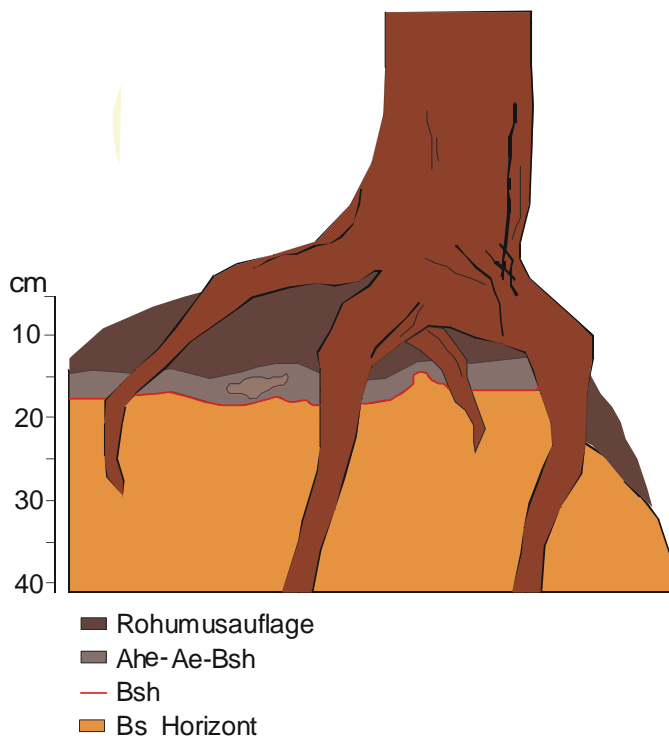


Abb. 72: Podsolierung unter einer „Fichteninsel“.

Die Fichten bewahren den Boden vor Erosion. Sie heben sich etwa einen halben Meter von der Geländeroberfläche inselartig ab (Abb. 72). Zwischen den „Fichteninseln“ ist der Boden durch Waldweide und begleitende Umlagerungsprozesse abgetragen. Nur am Hangfuß haben sich eisenzeitliche Spülsedimente flächenhaft erhalten (siehe Kap. 3). Seit der Wiederbewaldung werden diese spülaquatischen Ablagerungen durch Podsolierung überprägt. Auf der Moräne dagegen sind die Böden wesentlich geringmächtiger und die Podsolierung ist weniger deutlich.

4.2.4. Fazit

Im 17. Jahrhundert setzte die Wiederbewaldung am NE-exponierten Hang des Chrüzes ein. Dies deckt sich mit den palynologischen Ergebnissen (Kap. 2.) sowie mit den schriftlichen Quellen, die das Ende der intensivsten Bewirtschaftung mit der Aufgabe der Erzgrube im Gafiatal im 17. Jahrhundert gleichsetzen. Als verstärkende Ursache sind möglicherweise auch Klimaverschlechterung und Krankheiten zu sehen, die zu einem Auszug von Walsern und einer verminderten Nutzung der romanischen Bevölkerung führten (NEUER SAMMLER 1805).

Mit der Altersbestimmung der Fichten war zudem das Alter der rezenten Podsolierung datierbar. Bereits nach 250 Jahren hat sich unter den Fichten ein sichtbarer Ae-Horizont gebildet (siehe Kap. 3.4.1.5.).

5. Synthese

5.1. Die verknüpften Ergebnisse

Am besten für den Methodenverbund eignete sich der NE-exponierte Hang des Chrüzes. Die Hangneigung ist mit 20 bis 26° vergleichsweise gering, und daher sind die natürlichen Archive am besten erhalten. Ein Blick auf die topographische Karte zeigt, dass dieser Hang auch im Vergleich mit Hängen angrenzender Täler weniger stark geneigt ist.

Die Moore Capelgin und Groß Ried am NE-exponierten Hang des Chrüzes wurden pollenanalytisch untersucht. Das Hangmoor Schal dagegen wies kein kontinuierliches Wachstum auf, und wurde daher nicht weiter ausgewertet.

Die bodenkundlichen Untersuchungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes wurden durch weitere Catenen an geomorphodynamisch aktiveren Hängen ergänzt. Die dort vorhandenen Hang- und Quellmoore erwiesen sich für eine palynologische Auswertung als zu gestört. Ebenso eignet sich der Carschina See (2180 m ü. NN) unterhalb des Gipfels des Chüenihorns nicht für eine pollenanalytische Auswertung, denn in ihn stürzen regelmäßig Lawinen.

Die dendroökologischen Untersuchungen am NE-exponierten Hang des Chrüzes sowie am SE-exponierten Hang des Chüenihorns lieferten wichtige Informationen zur Wiederbewaldung und zur Entwicklung von Böden.

Zunächst werden die Verknüpfungen der verschiedenen Ergebnisse aus Botanik, Bodenkunde, Dendroökologie und den vorhandenen archäologischen und historischen Quellen innerhalb der verschiedenen Phasen der Landschaftsgeschichte aufgeführt. In den folgenden Kapiteln wird der Methodenverbund dann aus verschiedenen bodenkundlichen/geomorphologischen und botanischen Gesichtspunkten heraus beleuchtet. Einen Überblick auf der Verknüpfungen der landschaftsgeschichtlichen Archive geben Abb. 73 und 74.

Bodenkunde / Dendroökologie

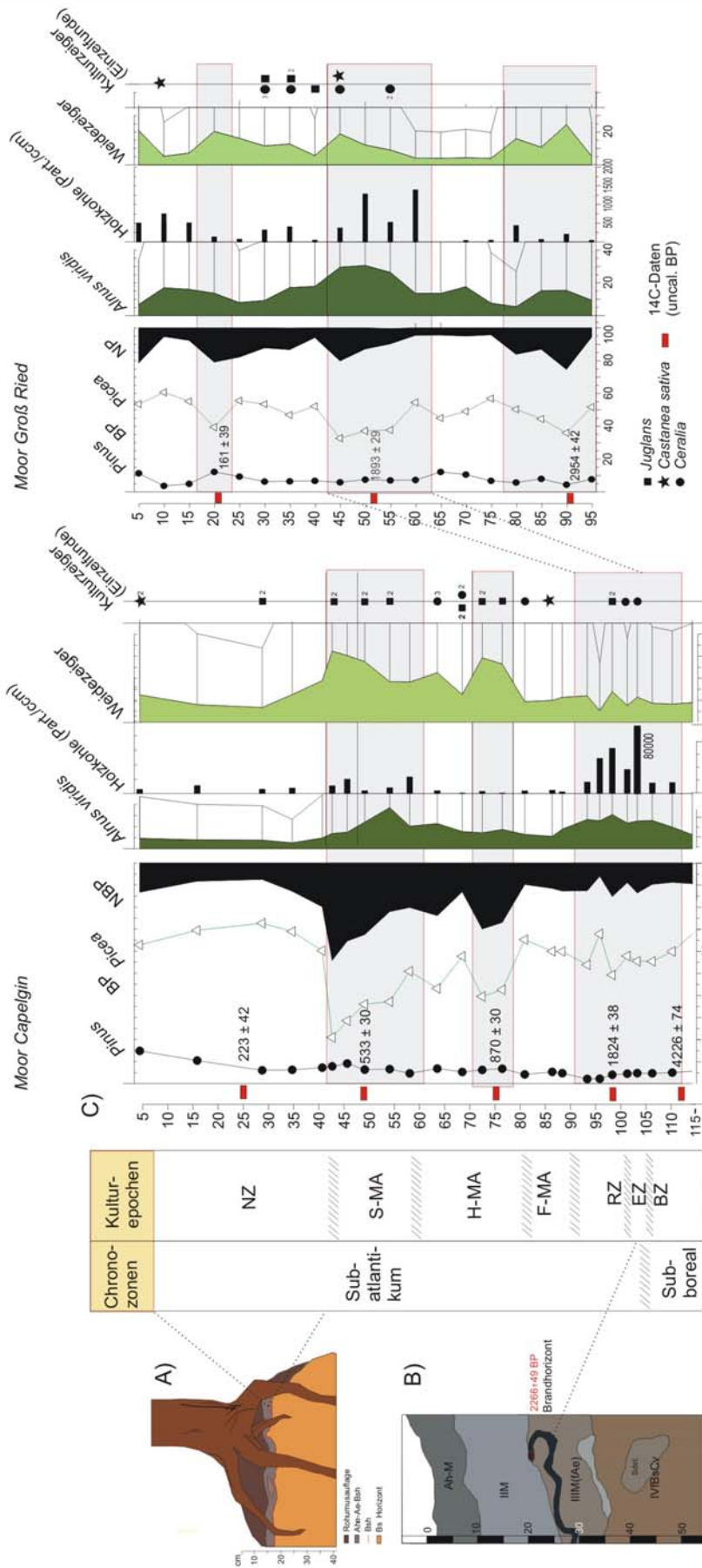


Abb. 73: Übersicht der wichtigsten Verknüpfungen der Landschaftsrekonstruktion: A) *Picea abies* datiert Podsolierung. B) Eisenzeitliche Brandhorizonte als Zeugnisse prähistorischer Brandrodung. C) Moorprofile Capelgin und Groß Ried beschreiben verschiedene Phasen der Nutzungsgeschichte.

Biozonen	Kulturepochen	Synthese	Phasen der Landschaftsgeschichte	Palynologie		Bodenkunde	Dendroökologie	archäolog. Fundsituation/hist. Quellen
				Moor Capelgin	Moor Groß Ried			
Holozän	Neuzeit	P+B + D+ Q	Weidenutzung	<i>Picea</i> -Anstieg (60 - 70%) (lokale Wiederbewaldung)		Podsolierung unter Fichtenwald	Wiederbewaldung um Moor Capelgin	Bevölkerungsrückgang der Walser
	Mittelalter/Neuzeit	P+(B)+ Q	Höhepunkt der Alpweidrodungen	starker <i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg		erodierte Profile Spülsediment im Hangmoor Schal		Einzug der Walser Bannwald-Briefe Beginn der Lawinenchronik Bergbau
	Mittelalter	P+(Q)	Alpweidrodungen im Hochmittelalter	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg				Bewirtschaftung durch die romanische Bevölkerung
	Römerzeit	P + Q	Ausweitung der Alpweidrodungen	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg Kulturzeiger	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg Kulturzeiger			
	Eisenzeit	P+B+Q	Ausweitung der Alpweidrodungen	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg erster <i>Cerealia</i> -Pollen	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg <i>Plantago lanceolata</i>	Brandhorizonte Spülsedimente		Lanzenspitze in St. A.-Ascharina
	Bronzezeit	P	Beginn der Alpweidrodungen	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg	<i>Picea</i> -Rückgang Weidezeiger-Anstieg <i>Alnus viridis</i> -Anstieg Holzkohlekonzentrations-Anstieg	Podsol		
	Neolithikum	P	Fichtenwald	<i>Picea</i> -Dominanz		Podsol		
	Mesolithikum	P	Kiefernwald	hohe <i>Pinus</i> -Werte		Podsol?		
	Boreal Preboreal							
	Spätglazial	B	Vegetationsansiedlung in Warmphasen			periglaziale Deckschichten		

P = Palynologie B = Bodenkunde D = Dendroökologie Q = archäolog. Fundsituation/ hist. Quellen

Abb. 74: Synthese des Methodenverbunds des Hochtals von St. Antönien (Schweiz).

Spätglazial

verknüpfte Archive:

- Moränen
- periglaziale Deckschichten
- Moor Capelgin

Die Kartierungen der Moränenstadien von KOBLE (1994) und HANDTKE (1980) liefern das genaueste Bild für die Landschaftsgeschichte des Tals im Spätglazial. Mit der zeitlichen Einordnung der Moränen ergibt sich für die Basislage ein Maximalalter von 15 000 Jahren und das Ende periglazialer Prozesse ist spätestens mit dem Beginn des Moorwachstums (9150 - 8600 BP) festzulegen.

Boreal - Atlantikum

Verknüpfte Archive:

- Moor Capelgin
- (Böden)

Den pollenanalytischen Ergebnissen zu Folge bedeckte im Früholozän ein lichter Kiefernwald die Hänge des Hochtals. Bis zur Wende Jüngerer/Älteres Atlantikum blieb dieser bestehen. Für diese Bodenbildungsphase, die im Alpenraum vielfach nachgewiesen ist, sind im Hochtal keine eindeutigen bodenkundlichen Nachweise gefunden worden.

Subboreal

Verknüpfte Archive:

- Moor Capelgin
- Moor Groß Ried
- Böden

Im Subboreal überzogen Fichtenwälder den Flysch, was in den Pollendiagrammen der Moore Capelgin und Groß Ried übereinstimmend festgehalten wird. Unter dem Fichtenwald waren die Hänge stabil, und es bildeten sich Podsole. Reste dieser Bodenbildungsphase sind fossile Bs-Horizonte im Bereich aller drei untersuchten Hänge.

Subboreal (Bronzezeit)

Verknüpfte Archive:

- Moor Groß Ried
- Moor Capelgin
- Archäologische Funde und Befunde

Die pollenanalytischen Untersuchungen des Moors Groß Ried belegen Weidenutzung in der Spätbronzezeit. Im Diagramm des Moors Capelgin lässt sich aufgrund des langsamen Moorwachstums die Bronzezeit nur schwer von der Eisenzeit abgrenzen. Bodenkundlich gibt es aus dieser Zeit keine Nachweise menschlicher Aktivität. In der Region verdichten sich aber archäologische Funde und Befunde (RAGETH 2000; KRAUSE 2001; KRAUSE 2006).

Subatlantikum (Eisenzeit)

Verknüpfte Archive:

- Moor Groß Ried
- Moor Capelgin
- Böden
- Archäologische Funde und Befunde

Deutlich sind die Spuren der eisenzeitlichen Nutzung in Böden und Pollenprofilen zu erkennen. Die Synthese der pedologischen und palynologischen Ergebnisse zeigt ein übereinstimmendes Bild der ersten flächenhaften Ausweitungen von Weideland durch Brandrodung.

Archäologisch wurde ein eisenzeitlicher Siedlungsplatz im nahegelegenen Schiers (Montagna) nachgewiesen und ein Verlustfund im Bereich der Siedlung Ascharina im Tal selbst.

Subatlantikum (Römerzeit)

Verknüpfte Archive:

- Moor Capelgin
- Moor Groß Ried

Die pollenanalytischen Ergebnisse sprechen für eine Weiterführung und Ausweitung der Weidewirtschaft. Archäologisch ist die Siedlungskontinuität auf der anderen Bergseite des Chrüzes belegt (RAGETH 2000).

Subatlantikum (Hochmittelalter/Spätmittelalter/frühe Neuzeit)

Verknüpfte Archive:

- Moor Capelgin
- Moor Groß Ried
- Hangmoor Schal
- (Böden)
- historische Quellen

Aufgrund der Etymologie ist von einer Erschließung der höher gelegenen Talbereiche durch die Romanen im Hochmittelalter auszugehen (SCHORTA 1988). Das Moorprofil Capelgin zeichnet eine Phase des Waldrückgangs zugunsten des Weidelands auf. Die Hauptalpweidrodungsphasen durch die Walser vom 13. bis zum 16. Jahrhundert werden in dem Moorprofil Capelgin deutlich widerspiegelt, während im Moor Groß Ried diese Hauptentwaldungsphase aufgrund der Torfzerstörung durch die Entwässerung und Nutzung nicht mehr enthalten ist. Die Böden wurden stark erodiert. Auswirkungen der Entwaldungen sind auch die regelmäßig auftretenden Lawinen und Rufen, die in historischen Quellen beschrieben werden (FINZE-MICHAELSEN 1988).

Subatlantikum (Neuzeit)

Archive:

- Moor Capelgin
- Bäume (Fichten)
- Böden

Die Ergebnisse für die Phase der Wiederbewaldung im Umfeld des Moores Capelgin ergänzen sich palynologisch, dendroökologisch und bodenkundlich sehr gut und zeigen, dass der den heutigen Verhältnissen ähnliche Zustand mindestens seit 200 - 300 Jahren anhält.

5.2. Der Einfluss von Mensch und Klima

Im Paläolithikum durchstreiften wahrscheinlich die ersten Sammler und Jäger das Hochtal von St. Antönien und hinterließen in der Bärenhöhle der Sulzfluh Tierknochen (RABEDER 1995). Mesolitische und neolithische Höhenfunde im Bereich der Passübergänge Schweizer Tor und Schlappiner Joch zeigen, dass das Tal regelmäßig begangen wurde (WISCHENBARTH 2000). Aber erst mit der Schaffung von Weideflächen in der Bronzezeit ist davon auszugehen, dass der Mensch größeren Einfluss auf die Landschaftsentwicklung nahm. Mit dem Beginn dieser Epoche sind Veränderungen der Vegetation, des Reliefs und des Bodens zunehmend auf den Menschen zurückzuführen und weniger als klimatisches Signal zu werten.

5.2.1. Vom Klima gesteuerte Landschaftsentwicklung

Nach dem Abschmelzen der Gletscher circa 15 500 BP (KOBLER 1994) entstanden im Spätglazial periglaziale Deckschichten. Sie sind Zeugnisse periglazialer Prozesse, im Besonderen von Solifluktion. Das Ende setzte vermutlich mit der Erwärmung des Klimas und der Wiederbewaldung zu Beginn des Holozäns ein. Die Entstehung der periglazialen Deckschichten ist ökologisch von Bedeutung, denn sie stellen das Ausgangsmaterial der tiefgründigen schluffreichen Böden der Flyschberge dar und sind damit die Grundlage der heutigen fruchtbaren Alpweiden.

Im Frühholozän stockte im Hochtal ein lichter Kiefernwald, der bis zur Wende Älteres/Jüngeres Atlantikum bestand. In tieferen Lagen breiteten sich im Atlantikum zur Zeit des sogenannten mittelholozänen Klimaoptimums (8000 - 6000 BP) wärmeliebende Laubhölzer (vor allem Linde, Ulme und Ahorn) aus. Gegen Ende dieser Phase ging der Kiefernwald stetig zurück, Gräser und Kräuter nahmen zu; das Schattenholz Fichte trat verstärkt als Konkurrent auf. Es kündigte sich der Wechsel vom Kiefern- zum Fichtenwald an, der in den Alpen zu den auffälligsten, vornehmlich klimabedingten, holozänen Vegetationsveränderungen gehört (MARKGRAF 1979; LANG 1994; BURA & PERRET 1998). Diese Veränderung fällt in St. Antönien zeitlich in die Phase kühlfeuchterer Klimabedingungen CE-4 (Frosnitz; PATZELT 1977) und hält bis ins Subboreal an. Klimaschwankungen innerhalb dieses Zeitfensters, wie CE-5 und CE-6 lassen sich allerdings nicht explizit ausgliedern (HAAS et al. 1998).

5.2.2. Mensch-Umwelt-Beziehung

In den Alpen trifft der Mensch, den Höhenstufen entsprechend, in kürzester Entfernung auf verschiedene Nutzungsmöglichkeiten. Besonders im Übergangsbereich zweier Höhenstufen wirken sich Klimaveränderungen sensibel aus und verlangen vom Menschen ein mehr oder minder großes Anpassungsvermögen hinsichtlich seiner Wirtschafts- und Lebensweise. Trotzdem beschreitet die Landnutzungs- und Besiedlungsgeschichte der Alpen keinen Sonderweg in Mitteleuropa (BÄTZING 2003; ELLENBERG 1996). Auch im Neolithikum sind im Bereich der Talböden erste Dauersiedlungen und Ackernutzung nachgewiesen (PRIMAS 1985; PRIMAS et al. 1992; RAGETH 2000). In höheren Lagen gibt es jedoch bisher nur vereinzelt Belege menschlicher Einflüsse, wie beispielsweise die von ZOLLER & ERNY-RODMANN (1994) beschriebenen „Lärchenwiesen“ im Unterengadin.

Phasen der Alpweidrodungen

Die Nutzung des Hochtals begann in der Spätbronzezeit. In dieser Zeit überzog der subalpine Fichtenwald noch flächendeckend den Flysch bis in die Gipfelregionen. Erste Waldöffnungen, die auf den Menschen zurückzuführen sind, werden im Pollendiagramm des Moores Groß Ried mit der Verschiebung des BP/NBP-Verhältnisses zugunsten der Nichtbaumpollen, besonders dem Anstieg der Weidezeiger, beschrieben. Archäologisch gibt es aus dem Tal bisher keine Nachweise, aber ein Depottfund im nahgelegenen Schiers (Montagna) und eine Höhensiedlung im benachbarten Montafon weisen auf eine Erschließung der Region hin (RAGETH 2000; KRAUSE et. al 2004). Für viele Teile des zentralalpinen Raums und einige Regionen der nördlichen Randalpen sind aus dieser Zeit anthropogene Waldgrenzerniedrigungen zur Alpweidgewinnung nachgewiesen. Zunächst wurden die „Urweiden“ oberhalb der Waldgrenze genutzt, und von dort aus weiteten die Menschen sie nach unten in den Wald aus (WEISS 1941; KOSTENZER 1996; ZOLLER et al. 1996; BURGA & PERRET 1998; WAHLMÜLLER 2002; GOBET et al. 2003; SCHMIDL et al. 2005).

Von einer flächenhaften Ausweitung der Weidenutzung im Hochtal ist ab der Eisenzeit auszugehen. Pollenanalytisch zeigt sich diese Entwicklung mit dem Rückgang des Fichtenwalds und der Expansion der Grünerle bei gleichzeitigem enormen Anstieg von Holzkohleflittern. Außerdem wird die Öffnung des Fichtenwaldes durch Brandrodung pedologisch mit flächenhaft vorhandenen Spülsedimenten (800 – 560 v. Chr.) und Brandhorizonten (400 – 200 v. Chr. / 360 – 110 v. Chr.) in den Böden belegt.

Eisenzeitliche Weidenutzung ist auch aus anderen entlegenen, höheren Gebieten der nördlichen Randalpen, wie dem nahegelegenen Montafon (OEGGL 2003), dem Kleinwalsertal (GROSSE-BRAUCKMANN 2002) oder dem Tannberg (WALDE 2003) bekannt. In römischer Zeit wurden bereits geschaffene Weiden weiter genutzt und neue Flächen erschlossen, denn weiterhin hohe Holzkohlekonzentrationen, die Grünerlenausbreitung und der Anstieg von Weidezeigern weisen auf Brandrodungen zur Alpweidgewinnung hin.

Nach einer frühmittelalterlichen Wiederbewaldungsphase wird das Hochtal dann von der romanischen Bevölkerung bis in den Talschluss genutzt (etymologische Ableitung SCHORTA 1988). Dies lässt sich auch pollenanalytisch mit einem Einbruch der Fichtenkurve und gleichzeitigem Weidezeigeranstieg belegen. Der Rodungshöhepunkt wird dann im Spätmittelalter mit einem dramatischen Rückgang der Bewaldung (*Picea abies* fällt auf 20 %) und einer Ausweitung von Alpwirtschaft (Anstieg der Weidezeiger auf 25 %) erreicht. Dies ist im Zusammenhang mit dem Einzug der Walser im 13. - 14. Jahrhundert und der Inbetriebnahme der Erzgrube im Gafiatal zu sehen (SCHRÖTER 1895; FLÜTSCH-GANSNER 1993).

Einfluss des Klimas auf die Nutzung

Häufig führen klimatische Gunstphasen zu einer Ausweitung der Nutzung und eine Verschlechterung zur Aufgabe und Wiederbewaldung. Da der Mensch aber nicht allein klimatisch determiniert ist, sondern technische und/oder kulturelle Entwicklungen ebenfalls eine große Rolle spielen, ergeben sich regional zum Teil sehr große Unterschiede in der Entwicklung der Kulturlandschaft (PFISTER 1988; MAISE 1998; KALIS et al. 2003; ZOLITSCHKA et al. 2003 u.a.). In einer kurzen Betrachtung im Spiegel der Literatur wird nun versucht, Phasen des Ausbaus und der Aufgabe im Hochtal von St. Antönien mit dem Klima in Verbindung zu setzen.

Zu einem deutlichen Ausbau der Nutzung beiderseits der Alpen kommt es innerhalb der Bronzezeit. Sie gilt mit wenigen Unterbrechungen als klimatische Gunstphase mit relativ warmem und trockenem Klima (z. B. GOBET et al. 2003; TINNER et al. 2003; KRAUSE et al. 2004; SCHMIDL et al. 2005). Archäologisch hat sich in dieser Phase moderaten Klimas eine Kulturepoche mit eigener Keramik herausgebildet, die „Inneralpine Bronzezeit“ (RAGETH 2000). Auch die Nutzungsanfänge im Hochtal in der Spätbronzezeit sind sicher noch im Zusammenhang mit dieser klimatisch günstigen Epoche zu sehen. Nachfolgend deutet sich eine vorübergehende Walderholung an, die wahrscheinlich der Klimaverschlechterung CE- 8, (HAAS et al. 1998) zuzuschreiben ist.

In der Eisenzeit sind klimabeeinflusste Schwankungen in der Bewirtschaftung innerhalb der Nutzungsgeschichte des Hochtals nicht zu erkennen. Bis zur Römerzeit ist von einer kontinuierlichen Weidenutzung auszugehen - mit der Tendenz zur Ausweitung. Auch die Holzkohlefunde aus der Hallstattzeit im Spülsediment und die Brandhorizonte aus der Latenezeit sprechen für eine stetige Erschließung. Dies ist aber nicht unbedingt ein Beweis dafür, dass es keine Klimaverschlechterung gegeben hat, sondern hier könnte sich der Mensch im Rahmen seiner damaligen Möglichkeiten angepasst haben.

Im Frühmittelalter ist von einer Walderholung auszugehen, denn in beiden Moorprofilen Capelgin und Groß Ried nimmt nach der Römerzeit die Fichte wieder zu. Unsichere politische Verhältnisse, aber auch das kühle und feuchte Klima (Göschenen II) könnten die Ursache für diese Entwicklung gewesen sein (vergl. TINNER et al. 2003).

Günstigere klimatische Bedingungen im Hochmittelalter führten zur weiteren Erschließung des Tals durch die romanische Bevölkerung. Die Besiedelung und intensive Nutzung durch die Walser im 13. und 14. Jahrhundert hatte dann aber in der Hauptsache wirtschaftliche und demographische Gründe. Aufgrund des steigenden Bevölkerungsdrucks wurden nun auch die entlegensten Winkel besiedelt. Die romanische Bevölkerung musste dafür vielerorts in Graubünden gegen ihren Willen die hochgelegenen Weidegründe abgeben (LIVER 1936). Die intensive Nutzung wird mit stark steigenden NBP-Werten und zunehmenden Kultur- und Siedlungszeigern sowie einem deutlichen Rückgang der Fichte beschrieben.

Im 17. und 18. Jahrhundert treten dann klimatisch bedingte Einschränkungen auf, die auch aus anderen Regionen Mitteleuropas bekannt und wahrscheinlich der „kleinen Eiszeit“ zuzuordnen sind (LAMB 1977; PFISTER 1988; MAISE 1998). Ungünstigere Standorte wurden aufgegeben, wie die Wiederbewaldung in der Umgebung des Moores Capelgin belegt. Eine Folge von kühlfeuchten Jahren, die Ernteaufschläge, Hungersnöte und Bevölkerungsschwund mit sich brachten, führte zwar nicht zu einer Auflösung St. Antöniens, aber zu einer Verringerung der Bevölkerung und Aufgabe von ungünstigen Weidestandorten (DER NEUE SAMMLER 1805).

5.3. Phasen geomorphodynamischer Aktivität

Die polygenetisch aufgebauten Böden im Flysch sind Zeugnisse der ereignisreichen geomorphodynamischen Geschichte des Hochtals von St. Antönien. Mit der Verknüpfung der Ergebnisse der anderen natürlichen Archive lassen sich verschiedene Phasen geomorphodynamischer Aktivität abgrenzen und erklären.

Belege spätglazialer Solifluktion sind die zwei ubiquitär auftretenden Deckschichten im Flysch. VEIT et al. (2003) gehen davon aus, dass in würmzeitlich vergletscherten Gebieten die Jüngere Dryas Hauptentstehungszeitraum war. VÖLKELE (1997) dagegen hält die morphodynamisch wirksame Kraft in dieser Periode für überschätzt und weist der Älteren Dryas mehr Bedeutung zu. Aufgrund fehlender Datierungsmöglichkeiten ist der Entstehungszeitraum der periglazialen Deckschichten im Flysch St. Antöniens nur grob abgrenzbar und zwar zwischen 15000 Jahren BP bis zum Beginn des Holozäns. Es ist denkbar, dass die Bildung der Basislage bereits in der Ältesten Dryas begonnen hat und innerhalb nachfolgender Phasen erhöhter Geomorphodynamik weiter solifludial aufgearbeitet wurde.

Im Frühholozän bedeckte ein lichter Kiefernwald das Tal. Er bleibt bis ins Ältere Atlantikum bestehen. Innerhalb dieser Phase ist von relativer morphogenetischer Ruhe auszugehen, denn der Wald schützte die Hänge vor Erosion und Pedogenese war möglich. Aus anderen Regionen der Alpen sind Zeugnisse dieser Bodenbildungsphase bekannt (NEUWINGER 1970; FURRER & BACHMANN 1972; STEINMANN 1978; GAMPER 1981, 1985; VEIT 1987, 1993). Im Untersuchungsgebiet ist dieser frühmittelholozäne Boden nicht erhalten. Er wurde wahrscheinlich während der Klimaverschlechterungen hin zu feucht-kühleren Bedingungen CE-4, CE-5 und CE-6 (HAAS et al. 1998) erodiert. Da sich zeitgleich mit der Klimaverschlechterung CE-4 (Frosnitz: 6600 – 6000 uncal. BP) (PATZELT 1978) der Wechsel vom Kiefern- zum Fichtenwald ankündigt, ist es denkbar, dass die Bodenbildung in dieser Phase höherer morphologischer Aktivität abbrach. Auch im Schweizer Nationalpark ist mit Frosnitz die erste holozäne Bodenbildungsphase zu Ende (FURRER & BACHMANN 1972). GAMPER (1981; 1985) allerdings entdeckte in der Schweiz nach dem Abbruch im Älteren Atlantikum eine weitere Bodenbildungsphase, die bis zum Wechsel Älteres/Jüngeres Atlantikum andauerte. In Südtirol ebenso wie in den Hohen Tauern reichte die Bodenbildung dagegen bis ins jüngere Atlantikum (STEINMANN 1978; VEIT et al. 2003).

Nach der Massenausbreitung von *Picea* herrschte relative Formungsruhe und Bodenbildung fand statt. Reste der Podsole aus dieser Zeit sind die fossilen

Bs-Horizonte, die bis in die Gipfelregion des Flyschs (2000 – 2400 m ü. NN) erhalten sind. Sie weisen darauf hin, dass die Waldgrenze bis in diese Höhe reichte, was auch aus anderen Teilen der Nördlichen Randalpen bekannt ist (BURGA & PERRET 1998).

Nun greift der Mensch innerhalb mehrerer Phasen in das Landschaftsgeschehen ein. Pollenanalytisch ist spätbronzezeitliche Weidewirtschaft belegt. Im Landschaftsarchiv Boden wurden aus dieser Zeit keine Zeugnisse von Weidelandgewinnung gefunden. Die eisenzeitlichen Brandrodungen dagegen sind am Hang des Chrüzes mit zwei datierten Brandhorizonten (400 – 200 v. Chr./ 360 – 110 v. Chr.) und flächendeckend verbreiteten Spülsedimenten bodenkundlich sowie pollenanalytisch gut belegt. PATZELT (2000) hält Brandrodungen für den folgenschwersten Eingriff in die alpine Landschaft, mit Auswirkungen auf Relief, Boden, Wasserhaushalt, Muren- und Lawinentätigkeit. Denn nach Feuer ist die spärliche oder fehlende Vegetation besonders stark dem Oberflächenabfluss und der Erosion ausgesetzt (DEBANO et al 1998; HEWLETT 1982). In St. Antönien ist die Zerstörung der Böden allerdings nicht als Nachteil anzusehen, sondern es ist von einer Regradierung des Podsoles zu sprechen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2005). Durch den Abtrag des Ae-Horizonts und/oder deren Vermischung mit humosem Bodenmaterial wurde der saure, nährstoffarme Oberboden aufgewertet.

Die Hauptphase der Alpweidrodungen und nahezu kompletten Entwaldung durch die Walser zur Wende Mittelalter/Neuzeit wird im Pollendiagramm CAP2 erfasst. Mit der Waldzerstörung nahmen Lawinen, Murgänge und Bodenerosion zu, wie aus historischen Überlieferungen bekannt ist (FINZE-MICHAELSEN 1988). Sie sind verantwortlich für die zum Teil völlig erodierten Böden des SE-exponierten Hanges des Chüenihorns. Wenn der Bs-Horizont noch vorhanden ist, liegt er häufig als mehrfach umgelagertes Kolluvium vor. Es ist anzunehmen, dass diese Phase erhöhter Geomorphodynamik klimatisch verstärkt wurde. Mit der Klimaverschlechterung („kleine Eiszeit“: LAMB 1977; PFISTER 1988) häuften sich im 17. Jahrhundert Lawinen und Murgänge, und ungünstige Standorte wurden aufgegeben. Mit der Wiederbewaldung zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried, die nach den pollenanalytischen sowie dendrochronologischen Untersuchungen vor etwa 300 Jahren abgeschlossen war, hat diese stabile Situation zur Bodenbildung, bzw. zur Bildung eines Podsoles geführt.

Bis ins 21. Jahrhundert bieten die Alpweiden in den meisten Hanglagen einen guten Schutz vor Bodenerosion. Allerdings ist beschleunigter Bodenabtrag als Folge von extensiver Weidewirtschaft seit den 50er Jahren zu beobachten, wie dies auch für andere

Regionen der nördlichen Randalpen beschrieben wurde (z.B. LAATSCH & GROTTENTHALER 1973; SCHAUER 1975; DOMMERMUTH 1995; STAHR 1997). Er tritt in Form von Blaiken auf, die teilweise die Tendenz zur Ausweitung haben (STEIN 2002).

5.4. Vom Wald zur Weide – Landschaftsentwicklung nach den eisenzeitlichen Brandrodungen

Auf der Suche nach Spuren ehemaliger Waldrodungen wurden an dem NE-exponierten Hang des Chrüzes eisenzeitliche Spülsedimente entdeckt. Die Paläoumwelt zur Zeit ihrer Entstehung ließ sich mit den Ergebnissen des Methodenverbunds rekonstruieren. In diesem Übergangsstadium spielte die Grünerle eine nicht unbedeutende Rolle. Sie wanderte gleichzeitig mit der Fichte ein und breitete sich klimatisch begünstigt im Subboreal aus. Mit Beginn des menschlichen Einflusses verläuft ihre Kurve dann aber antagonistisch zur Fichte. Ursache hierfür ist die Brandrodung der Fichtenwälder. Die Grünerle nahm die freigewordenen Flächen des subalpinen Fichtenwalds ein, denn sie ist ein Pioniergehölz und vermag Rohböden zu besiedeln (RICHARD 1969; RUBLI 1976; und ELLENBERG (1996). Im Profil CAP 2 und GR werden die Phasen der höchsten Holzkohlekonzentrationen von einem Anstieg der *Alnus viridis*-Pollenprozentwerte begleitet. Sie ist daher als unmittelbare Folgevegetation von Brandrodungen zu sehen. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit den Untersuchungen von GOBET et al. (2003) im Oberengadin und TINNER et al. (1999) in den Südalpen.

Im Zusammenspiel der natürlichen Archive ergibt sich folgende Entwicklungsgeschichte der gerodeten Bereiche:

Entwicklungsstadien nach der Brandrodung

- 1) Brandrodung des Fichtenwalds
- 2) → Erosion und Entstehung von Spülsedimenten
- 3) → Übergangsgesellschaft Grünerlengebüsch
- 4) → Reuten der Grünerle, um Weideland zu gewinnen
- 5) → Etablierung der Alpweiden

1 - 2) Brandrodung des Fichtenwalds und Erosion

Als die ersten Menschen zur Gewinnung von Weideland Feuer in den Wäldern legten, führte dies auf den nun vegetationsarmen Flächen zur Erosion. Zeugnis sind die holzkohlereichen Spülsedimente, die synsedimentär eingearbeiteten lokalen Pollen enthalten. Es ist ein allgemeines Phänomen, dass mit dem Zeitpunkt der ersten Nutzung einer Fläche der größte Bodenabtrag verbunden ist, wie z.B. BORK et al (1998) und RICHTER (1980) für andere Regionen beschrieben haben. Aufgrund der Ergebnisse des Methodenverbunds und der zeitlichen Einordnung der Brandhorizonte (400 - 200 v. Chr.; 360 – 110 v. Chr.) und des Spülsediments (800 - 560 v. Chr.) ereigneten sich die ersten großflächigen Brandrodungen in der Eisenzeit.

3) Übergangsgesellschaft Grünerlengebüsch

Die erste Antwort der Vegetation auf die Brände war das aufkommende Grünerlengebüsch. Dieses Sukzessionsstadium tritt in St. Antönien nur in Kombination mit Brandrodung und Weidenutzung auf. Den Ergebnissen von GOBET et al. (2003) zufolge, eignet sich ein Gelände erst Jahrzehnte nach der Brandrodung für Beweidung. Während dieser Übergangsphase mit hoher Geomorphodynamik besaß das Pioniergehölz einige entscheidende Konkurrenzvorteile am NE-exponierten Hang des Chrüzes. Als Rohbodenkeimer ist die Grünerle auf humusarmen und instabilen Böden zur raschen auch vegetativen Vermehrung befähigt und nimmt zunächst mit anderen Schlag- und Pionierfluren (z.B. *Ericaceae* und Farne) die brandgerodeten Flächen ein (RUBLI 1976, ANTHELME 2001). Dies wird in den Pollendiagrammen von Capelgin und Groß Ried mit einem Anstieg der Grünerlenprozentage beschrieben. Mit dem Aufkommen der Grünerlen dauerten die spülaquatischen Prozesse an, denn synsedimentär wurde Pollen von *Alnus viridis* eingelagert. Besonders schlecht war die feuchtzügige Hangpartie zwischen den Mooren Capelgin und Groß Ried zur Weidenutzung geeignet, was sich in den Spülsedimenten durch die extrem hohen *Alnus viridis*-Prozentage zwischen 40 und 80 % zeigt. Um die Hänge zu stabilisieren, hat der Mensch ihre Ausbreitung wahrscheinlich bewusst geduldet. Im Bereich der Alp Valpun war dagegen schon früher Weidewirtschaft möglich, worauf die höheren Anteile der Weidezeiger und die niedrigeren Grünerlenanteile in den Spülsedimenten hindeuten.

4 - 5) Das Reuten und die Etablierung der Alpweiden

Innerhalb einer nächsten Phase wurde das Grünerlengebüsch gereutet, um Weideland zu schaffen. Dies war notwendig, denn als invasives Weideunkraut lässt es sich nicht

durch Viehbesatz zurückdrängen (RUBLI 1976; ANTHELME 2001). In den Diagrammen CAP 2 und GR wird dies mit dem Abflachen der Grünerlenkurve und einem Anstieg der Weidezeiger beschrieben. Mit der Bildung einer geschlossenen Rasendecke begann sich der Hang zu stabilisieren, und spülaquatische Prozesse nahmen ab.

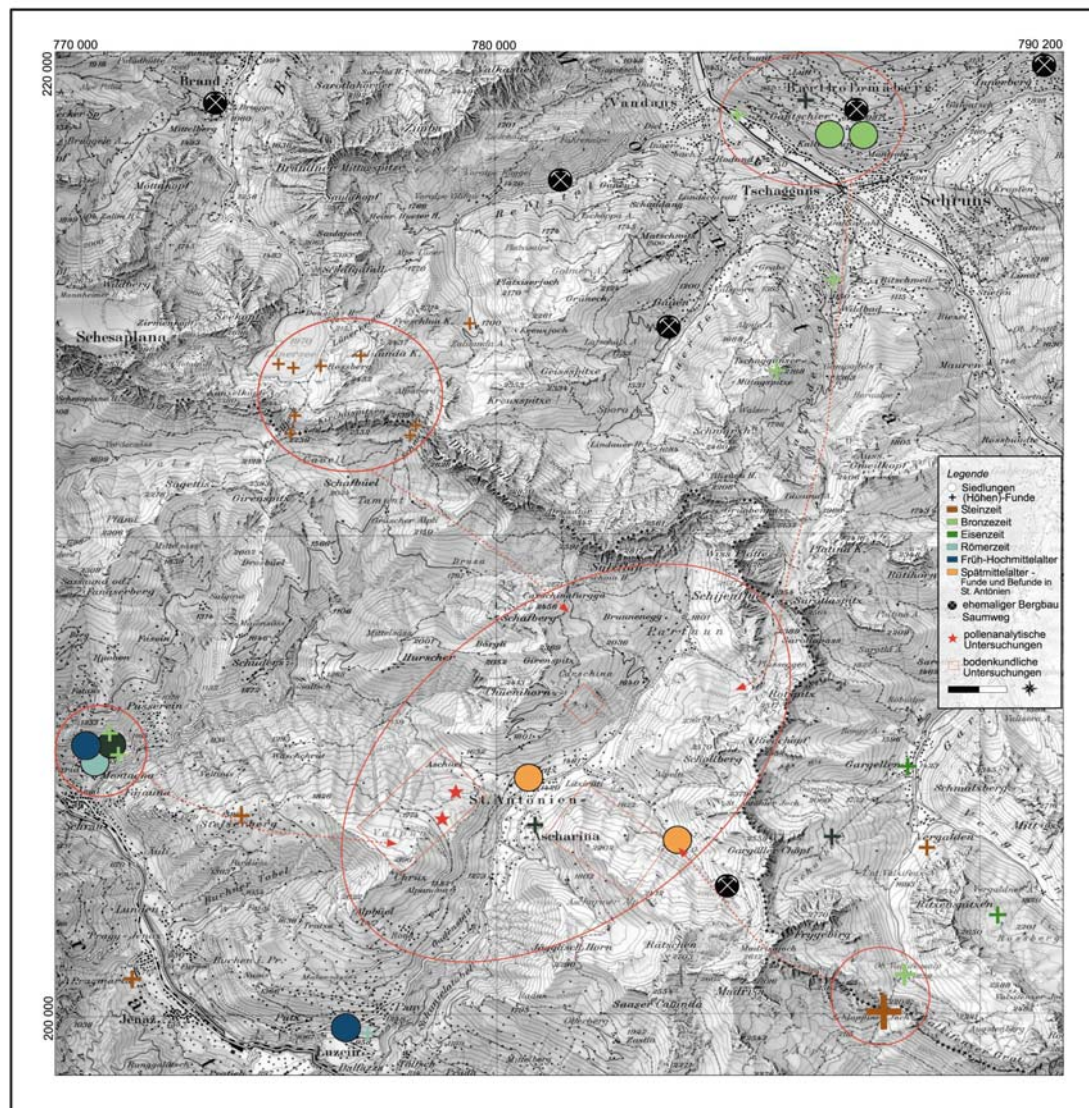
Nur noch kleinräumig wurde Oberboden verlagert (Rasenschollendynamik) und bedeckte die Spülsedimente kolluvial. Dieser Prozess hält bis heute auf Alpweiden an (STEIN 2002).

5.5. Die Wege ins Tal – Verknüpfungen der Nutzungsgeschichte mit archäologischen Funden und historischen Quellen

Da es keinen offensichtlichen Eingang ins Hochtal von St. Antönien gibt, wurden im Wandel der Epochen unterschiedliche Eintrittspforten genutzt. Das Chrüz verschließt die südöstliche Öffnung des Tals zum Haupttal der Landquart. Der Talschluss im NE wird von den steil empor ragenden Malmkalkwänden der Sulz- und Schijenfluh gebildet. In der Steinzeit wurde das Tal über die Pässe Schweizer Tor und Cavelljoch aus nordöstlicher Richtung und im SE über das Schlappiner Joch erreicht, wie zahlreiche Höhenfunde belegen (WISCHENBART 2000). Das Tal scheint als Übergang vom Prättigau und Unterengadin zum Montafon und Walgau genutzt worden zu sein.

In der Spätbronzezeit wurde das Chrüz wahrscheinlich vom Landquarttal aus genutzt. Am NE-exponierten Hang des Chrüzes belegen Pollennachweise im Moorprofil Groß Ried erste Alpweidrodungen. Die Menschen könnten von Schiers (Montagna), dort wurde ein Depotfund entdeckt (RAGETH 2000), über den Stelser See zu den flach geneigten Hängen des NE-exponierten Hangs des Chrüzes gelangt sein. Im nördlich sich anschließenden Montafon ist für diese Epoche sogar eine Höhensiedlung nachgewiesen (KRAUSE et al. 2004).

In der Eisenzeit wurden die Alpweiden am Hang des Chrüzes ausgeweitet. Zeugnisse sind Brandhorizonte, Spülsedimente und pollenanalytische Nachweise. Nur eine Lanzenspitze in der St. Antönien vorgelagerte Ortschaft Ascharina bezeugt archäologisch die Anwesenheit des Menschen. Entweder wurde zu dieser Zeit schon der „uralte Saumweg“ (SCHRÖTER 1895) genutzt, der aus südlicher Richtung aus dem



Karte 9: Die Wege ins Hochtal von St. Antonien – Fundsituation und Untersuchungen vorliegender Arbeit (Kartengrundlage: Landeskarte der Schweiz 1 : 100 000, Bl.109 Prättigau-Engadin).

Landquarttal über das Jäglishorn am SW-exponierten Hang des Eggberg entlang der Waldgrenze nach Ascharina und ins Gafiatal geführt haben soll, oder Ascharina wurde von der heutigen Alp Valpun aus als günstiger Siedlungsort erschlossen. Bevor die Walser in das Tal einzogen, nutzte die rätoromanische Bevölkerung von Schiers, Pany und Luzein aus die höhergelegenen Talbereiche, wie z.B. die Flur- und Siedlungsnamen Partun, Carschina und Valpun vermuten lassen (SCHORTA 1980).

Die Walser dagegen nahmen im Spätmittelalter (13. Jahrhundert) wieder den Höhenweg über das südöstlich gelegene Schlappiner Joch von Klosters aus (ZIMPEL 1968). Sie gründeten die Siedlung St. Antönien und weiteten die Alpweiden enorm aus, was sich besonders in den Ergebnissen der pollenanalytischen Untersuchungen des Moores Capelgin widerspiegelt. Ihre wirtschaftlichen Beziehungen pflegten sie eher zum Montafon als zum Landquarttal. Deshalb war der Höhenweg über das Kalkplateau von Plassegg ein beliebter und häufig genutzter Weg für den Warenaustausch mit dem Montafon (FLÜTSCH -GANSNER 1993).

Heute ist das Tal wiederum von Süden aus angebunden. Seit 1898 führt die Straße von Küblis aus entlang der tiefen Schlucht des Schanielabachs über Ascharina ins Tal.

6. Zusammenfassung

Das Hochtal von St. Antönien in Graubünden (Schweiz) fällt durch seine Waldarmut auf. Unter natürlichen Bedingungen reichten die Wälder bis an die Gipfel des Flyschs (2000 - 2200 m ü. NN). Der Mensch jedoch verwandelte die Landschaft in das kräftige Grün der Mähder und Alpweiden. Aufgrund fehlender archäologischer Funde ist bisher angenommen worden, dass das Tal frühestens im Mittelalter erschlossen wurde. Die vorliegende Paläoumweltrekonstruktion zusammen mit den archäologischen Funden und Befunde aus der umliegenden Region (RAGETH 2000; KRAUSE et al. 2004) legen jedoch den Schluss nahe, dass die Nutzung bereits in der Bronzezeit begann.

Um die Veränderungen von der Natur- zur Kulturlandschaft des Hochtals zu erfassen, wurden unterschiedliche natürliche Archive, wie Böden, Moore und Bäume mit gängigen Methoden aus der Bodenkunde, Palynologie und Dendroökologie untersucht. Das Gerüst für die Landschaftsgeschichte bilden dabei die Pollenanalysen der Moorprofile Capelgin und Groß Ried am NE-exponierten Hang des Chrüzes. Sie reichen bis ins Boreal zurück. Um bestimmte Landschaftszustände, wie Rodungen oder Nutzungsänderungen, zu beschreiben, erwiesen sich Bodenprofile ebenfalls als sehr aufschlussreiche landschaftsgeschichtliche Zeugnisse. Sie lieferten ferner einen ergänzenden Beitrag zur Prozessdynamik von subalpinen Podsolen und der Entstehung der Böden unter Alpweide. Mit den dendroökologischen Untersuchungen war es möglich, kalenderjahrgenaue Angaben zur Wiederbewaldungsdynamik und zum Erosionsgeschehen zu machen.

Natürliche Landschaftsentwicklung

Nach dem Abschmelzen der Gletscher entstanden im Spätglazial periglaziale Deckschichten im Bereich des Flyschs. Sie wurden in eine skelettreiche Basislage sowie eine schluffreiche jüngere Lage unterschieden. Ihre Zeitstellung lässt sich wegen fehlender Datierungsmöglichkeit nur grob einschätzen. Der Beginn ihrer Genese ist mit dem Rückzug der Gletscher vor 15 000 BP (KOBLE 1994) und das Ende im Frühholozän anzunehmen. Die periglazialen Deckschichten sind das Ausgangsmaterial der tiefgründigen schluffreichen Böden der Flyschberge, die die Grundlage für die heutigen fruchtbaren Alpweiden bilden.

Im Frühholozän stockte im Tal ein lichter Kiefern-Birkenwald. In tieferen Lagen breiteten sich im Atlantikum zur Zeit des sogenannten mittelholozänen Klimaoptimums (8000 - 6000 BP) wärmeliebende Laubhölzer (vor allem Linde, Ulme und Ahorn) aus.

Zur Wende Älteres/Jüngerer Atlantikum kündigte sich der Wechsel von der Bergföhre zur Fichte an. Der Fichtenwald erreichte im Subboreal dann seine höchste Dichte. Während die flächenhaft vorkommenden Reste der fossilen Podsole unter den Alpweiden Zeugnisse dieser Waldphase sind, gibt es für die Bodenbildungsphase des Kiefernwalds keine Nachweise. Wahrscheinlich sind diese aufgrund der hohen Geomorphodynamik nicht erhalten. Bis in die Mitte des Holozäns steuerte vornehmlich das Klima das Landschaftsgeschehen im Hochtal. Ab der Bronzezeit ist dann aber zunehmend von menschlichem Einfluss auszugehen.

Prähistorische und historische Nutzungsgeschichte

Die pollenanalytischen Untersuchungen des Moores Groß Ried belegen, dass bereits in der Bronzezeit das Tal weidewirtschaftlich genutzt wurde. In der Eisenzeit mehrten sich Hinweise auf flächenhafte Rodungen. Der Fichtenwald wurde brandgerodet, um Weideland zu schaffen. Dies wird in den Pollendiagrammen mit einem Rückgang der Fichte und gleichzeitigem Anstieg von Weidezeigern, Grünerle sowie Holzkohlekonzentrationen beschrieben. Neben den pollenanalytischen Belegen sind auch in den Böden Brandhorizonte und Spülsedimente aus der Hallstatt- und Latènezeit nachweisbar. Damit reicht die Nutzungsgeschichte des Hochtals 3000 Jahre länger zurück als bisher angenommen, und eine weitere Lücke zur Besiedlungs- und Nutzungsgeschichte im Raum der nördlichen Randalpen konnte geschlossen werden.

Aus der Synthese der Ergebnisse ließen sich die verschiedenen Stadien von Brandrodung bis zur Etablierung der Alpweiden rekonstruieren. Den Entwaldungen folgte nicht sofort das relativ stabile anthropozoogene Ökosystem Alpweide, sondern eine durch erhöhte Geomorphodynamik und Grünerlenbewuchs charakterisierte Phase. Die Grünerle, ein Pioniergehölz, besetzte zunächst die freien Flächen. Dies wird in den Moorprofilen sowie in den Spülsedimenten durch den hohen Anteil an *Alnus viridis*-Pollen deutlich. Möglicherweise wurde dieser Übergangszustand vom Menschen geduldet, denn das Wurzelwerk der Grünerle stabilisiert den Boden. Innerhalb der nächsten Phase, hier konnte es sich durchaus um einige Jahrzehnte handeln, wurden die Grünerlen gereutet, um flächenhaft Weideflächen zu schaffen.

Erst im Spätmittelalter mit dem Einzug der Walser wurde das Tal dann vollständig entwaldet. Im Pollendiagramm Capelgin sind die spätmittelalterlichen Alpweidrodungen der Walser eindrucksvoll mit einem enormen Rückgang der Fichte und einem Anstieg der Weidezeiger belegt.

Während zur Eisen- und Römerzeit die Fichtenkurve auf 50 % zurückgeht und die Weidezeiger 10 % erreichen, fällt *Picea* im Spätmittelalter/Neuzeit auf 20 % und die Weidezeiger steigen auf 30 % an. Die Rodungen brachten Lawinen und Muren mit sich, deren Geschichte detailliert in historischen Quellen überliefert ist (FINZE-MICHAELSEN 1988).

Wiederbewaldung

Als Folge der Klimaverschlechterung der „kleinen Eiszeit“ kam es partiell zur Wiederbewaldung. Steilere und feuchtere Hänge wurden nicht mehr bewirtschaftet, wie z. B. der NE-exponierte Hang des Chrüzes. Die Wiederbewaldung bis zur Höhe des Groß Rieds (1710 m ü. NN) spiegelt sich in den Ergebnissen aller angewendeten Methoden deutlich wider. Die dendroökologischen Untersuchungen ergaben für den subalpinen Fichtenwald ein Alter von 200 bis 300 Jahren. Auch im Pollenbild des Moors Capelgin wird dieser Zeitabschnitt mit einer Waldphase reflektiert. Die Böden zeigen diesen Zustand stabiler Hänge mit erneuter Podsolierung an.

Extensivierung der Alpweiden

Die letzte einschneidende Veränderung im Tal ist die Extensivierung der Alpweiden und der damit verbundene beschleunigte Bodenabtrag (Blaikenbildung). Diese Phase dauert bis heute an. Durch die Auswertung der 30 - 35-jährigen Entwicklungsgeschichte von *Picea abies* an zwei Waldgrenzstandorten am NE-exponierten Hang des Chüenihorns wurden Erkenntnisse über die Wiederbewaldungsdynamik und das Erosionsgeschehen seit der Aufgabe der Weidebereiche gewonnen. Das Ansteigen der Waldgrenze schreitet je nach Reliefposition und Standortverhältnissen unterschiedlich schnell voran. Limitierender Faktor für die Wiederbewaldung im Bereich steilerer Hangpartien ist neben Lawinen die erhöhte Blaikendynamik in den schluffreichen tiefgründigeren Böden des Flyschs. Während auf einer lawinengeschützten Rippe die Wiederbewaldung aufgrund des schluffreichen Bodens nach 30 bis 40 Jahren noch nicht abgeschlossen ist, hat sich trotz latenter Lawinengefahr auf der benachbarten Hangpartie mit flachgründigem Boden ein offener Fichtenwald von zwei bis 3 m Höhe gebildet .

Entwicklung der subalpinen Böden

Abgesehen von der paläoökologischen und nutzungsgeschichtlichen Aussagekraft der Böden wurden innerhalb der vorliegenden Arbeit auch ergänzende Erkenntnisse zur Genese subalpiner Podsole gewonnen. In der Regel ist der Podsol in der subalpinen Stufe der vorherrschende Klimaxboden (KUBIENA 1950, NEUWINGER 1970). Im Gegensatz zu vielen anderen Teilen der Alpen haben sich keine Eisenpodsole sondern nur Eisen-Humus-Podsole gebildet. Ihre Entstehung ist möglicherweise auf die schlechte organische Umsetzung zurückzuführen. Obwohl die Böden unter Alpweiden phänologisch aussehen wie Eisenpodsole, handelt es sich hier aber um gekappte fossile Podsole mit z. T. aufgelagertem Spülsediment.

Weiterhin wurde mit den dendroökologischen Untersuchungen die rezente Podsolierung unter subalpinem Fichtenwald datiert. Altersbestimmungen von Fichten ergaben, dass selbst im schluffreichen Substrat bereits nach 250 Jahren ein visuell erkennbarer Ae-Horizont entstehen kann. Da es sich meist um disharmonische Podsole handelt, rühren die Sesquioxidanreicherungen im Bs-Horizont jedoch zum größten Teil von früheren Podsolphasen her.

7. **Schriftenverzeichnis**

- Ad-hoc-AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4 Aufl.: 392 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- Ad-hoc-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 5. Aufl.: 438 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- AK Bodensystematik der DBG (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands.- Mitt. Dt. Bodenk. Ges. **86**: 1-180; Oldenburg.
- ALPADABA (1992): Catalog of Pollentypes in the Alps.- 14 S.; Innsbruck.
- ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes.- Societas Geographica Fennia **105**: 1-140; Helsinki.
- AMT KANTON GRAUBÜNDEN (1995): Prättigauer Gemeinden in Zahlen.- 20 S.; Chur.
- AMMANN, B. (1989): Late quaternary palynology at Lobsigensee: regional vegetation history and local lake development.- Diss. Bot. **137**: 157 S.; Berlin u.a. (Cramer).
- AMMANN, B. (1993): Flora und Vegetation im Paläolithikum und Mesolithikum der Schweiz.- IN: LE TENSORER, J.-M. & NIFFELER, U. [Hrsg.]: Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter: 66-84; Basel.
- ANDERSEN, H. A., BERROW, M.L., FARMER, V. C., HEPBURN, A., RUSSELL, J.D. WALKER, A.D. (1982): A reassessment of podzol formation processes.- European J. Soil Sci. **33**: 125-136; Oxford.
- ANDERSEN, S.T.(1979): Brown earth and podzol: soil genesis illuminated by microfossil analysis.- Boreas **8**: 59-73; Abingdon.
- ANTHELME, F., CORNILLON, L., BRUN, J.J. (2001): Secondary succession of *Alnus viridis* (Chaix) DC in Vanoise National Park, France: coexistence of sexual and vegetative strategies.- Ann. Forest. Sci. **59**: 419-428; Paris.
- ARTMANN, S. und VÖLKEL, J. (1999): Untersuchungen an periglazialen Deckschichten im Nationalpark Berchtesgaden, Nördliche Kalkalpen.- Z. f. Geomorph. **43** (4): 463-481; Berlin, Stuttgart.
- AUER, C. (1950): Pflanzensoziologisch- und waldbaulicher Bericht Aufforstung „Kühnihorn“ St. Antönien.- 22 S.; Chur.

- AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser.- IN: RICHTER, G. (1988): Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems: 33-50; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- BÄTZING, W. (2003): Die Alpen. Geschichte und Zukunft einer europäischen Kulturlandschaft.- 431 S.; München (C.H. Beck).
- BAUEROCHSE, A. & KATENHUSEN, O. (1997): Holozäne Landschaftsentwicklung und aktuelle Vegetation im Fimbartal (Val Fenga, Tirol/Graubünden).- *Phytocoenologia* **27**(3): 353-453; Berlin, Stuttgart.
- BERGLUND, B.E. (1986): Palaeoecological reference areas and reference sites. IN: BERGLUND, B.E. [Ed.]: Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology.- 111-126; Chichester.
- BECHT, M. & WETZEL, K.F. (1992): Hangabtrag in den nördlichen Kalkalpen.- Mitt. Dt. Bodenk. Ges. **68**: 153-156; Oldenburg.
- BEHRE, K.E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams.- *Pollen et Spores* **23**: 225–245; Paris.
- BEHRE, K.E. & KUCAN, D. (1986): Die Reflektion archäologisch bekannter Siedlungen in Pollendiagrammen verschiedener Entfernungen - Beispiele aus der Siedlungskammer Flügeln, Nordwestdeutschland.- IN: BEHRE, K.E. [Hrsg.]: Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams: 95 – 114; Rotterdam, Boston.
- BENNETT, K.D. (1996): Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence.- *New Phytol.* **132**: 155 – 170; Oxford.
- BEUG, H.-J. (1961): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete.- 63 S.; Stuttgart (Gustav Fischer).
- BIRKS, H.J.B. (1973): Past and present vegetation of the Isle of Skye. A palaeoecological study.- 173 S.; Cambridge (University Press).
- BIRKS, H.J.B. & BIRKS, H.H. (1980): Quaternary Palaeoecology.- 289 S.; London (E. Arnold).
- BIRKS, H.J.B., GORDON, A.D. (1985): Numerical methods in Quaternary pollen analysis.- 190 S.; London (Academic Press).
- BIRKS, H.J.B., LINE, J.M. (1992): The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data.- *The Holocene* **2** (1): 1 – 10; London.
- BINZ, A. & HEITZ, C. (1990): Schul- und Exkursionsflora für die Schweiz.- 19. Aufl.: 659 S.; Basel, Stuttgart (Schwabe).

- BLASER, P. (1980): Der Boden als Standortfaktor bei Aufforstungen in der subalpinen Stufe (Stillberg, Davos).- Mitteilungen der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen **56** (3): 529-611; Birmensdorf (Eigenverlag).
- BLECHSCHMIDT, G. (1989): Ursachen und Ausmaß der Blaikenerosion im Karwendel.- Diss. Techn. Univ. München: 149 S.; München.
- BLUME, H.P. & SCHWERTMANN, U. (1969): Genetic evaluation of profile distribution of aluminum, iron, and manganese oxides.- Soil Sci. Soc. Am. Proc. **33**: 438-444; Madison.
- BOCHTER, R. (1984): Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten. Beiträge zu Genese, Ökologie und Systematik.- Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden **2**, 2. Aufl.: 11 S.; Berchtesgaden.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen.- Allgemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen.- 231 S.; Thun (Ott Verlag).
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIOR, H-P., SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa – Wirkungen des Menschen auf Landschaften.- 328 S.; Gotha, Stuttgart (Klett-Perthes).
- BORTENSCHLAGER, S. (2000): The Iceman's environment.- IN: OEGGL, K., DICKSON, J.H., BORTENSCHLAGER, S.: The Iceman and his natural environment. Palaeobotanical Results.- The Man in the Ice **4**: 11-24; Wien (Springer).
- BORTENSCHLAGER, S. & NEUWINGER, I. (1994): Pollenanalytische Untersuchung eines mächtigen Bodenprofils in 3000 m Höhe.- IN: LOTTER, A. & AMMANN, B.: Festschrift Gerhard Lang – Beiträge zur Systematik und Evolution, Floristik und Geobotanik, Vegetationsgeschichte und Paläoökologie: Diss. Bot. **234**: 207-213; Berlin, Stuttgart.
- BRAUN-BLANQUET, J. und RÜBEL, E. (1932/36): Flora Graubündens I-IV.- Veröff. Geobot. Inst. Rübel **7**: 1695 S.; Zürich.
- BROMSTRÖM, A.; SUGITA, S.; GAILLARD, M-J. (2004): Pollen productivity estimates for the reconstruction of past vegetation cover in the cultural landscape of southern Sweden.- The Holocene **14** (3): 368-381; London.
- RAMSEY, B. (2003): Oxcalv 3.5..
- BROWN, B. A. (1995): Towards a new theory of podzolization. Carbon Forms and Functions in Forest soils.- Soil Science Society of America Journal **3**: 253-273; Madison.
- BUNZA, G. & KARL, J. & MANGELSDORF, J. (1982): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde.- Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft **17**: 128 S.; München.

- BURGA, C.A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino – Passgebietes (Graubünden, Schweiz).- Diss. Bot. **56**: 194; Vaduz (Cramer).
- BURGA, C.A. (1981): Überblick zur pollenanalytischen Forschung in Graubünden.- Bündner Wald **34** (6): 458 – 467; Landquart.
- BURGA, C.A. (1987): Gletscher- und Vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit.- 157 S.; Basel, Boston (Birkhäuser).
- BURGA, C.A. (1993): Das mittelholozäne Klimaoptimum Europas: Palynologische Untersuchungen an einem ehemaligen hochgelegenen Moor am Rutor-Gletscher, 2510 m (Aosta-Tal, Italien).- Diss. Bot. **196**: 335-346; Berlin, Stuttgart.
- BURGA, C.A. & PERRET, R. (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter.- 805 S.; Thun (Ott Verlag).
- BURGA, C.A. (1994): Zur Entwicklungsgeschichte des Eichenmischwalds der Schweiz im Holozän.- IN: LOTTER, A. & AMMANN, B. (Hrsg.) Festschrift Gerhard Lang – Beiträge zur Systematik und Evolution, Floristik und Geobotanik, Vegetationsgeschichte und Paläoökologie: Diss. Bot. **234**: 207-213; Berlin, Stuttgart.
- BUURMAN, P., JONGMANS, A.G. (2005): Podzolisation and soil organic matter dynamics.- Geoderma **125**: 71-83; Amsterdam u.a..
- CARCAILLET, C. (2001): Soil particles reworking evidences by AMS 14C dating of charcoal.- Earth and Planetary Sciences **332**: 21-28; Paris.
- DAVIDSON, D.A., CARTER, S; BOAG, B. (1999): Analysis of pollen in soils: process of incorporation and redistribution of pollen in five soil profile types.- Soil Biology and Biochemistry **31**: 643-653; Amsterdam u.a..
- DAWOD, V., FITZPATRICK, E.A. (1993): Some population size and effects on the Enchytraeidae (Olihochaeta) on soil structure in a selection of Scottish soils.- Geoderma **56**: 173 – 178; Amsterdam u.a..
- DEBANO, L.F., NEARY, D.G., FOLLIOTT, P.F. (1998): Fire`s Effect on ecosystems.- 333 S.; New York (J. Wiley & Sons).
- DE VALK, E.J. (1981): Late Holocene and present vegetation of the Kastelberg (Voges, France).- Proefschrift Universität Utrecht: 294 S.; Utrecht (Pressa Trajectina).
- DENNELER, B. & SCHWEINGRUBER, F. (1994): Slow mass movement. A dendro-geomorphological study in Gams.- Dendrochronologia **11**: 55-67; Verona.

- DER NEUE SAMMLER [Hrsg.] (1805): Beschreibung des Thals von St. Antönien
DER NEUE SAMMLER **1**: 465-546; Chur.
- DIMBLEBY, G. W. (1985): The palynology of archaeological sites.- 176 S.;
London u.a.(Academic Press).
- DOMMERMUTH, C. (1995): Beschleunigte Massenabtragung im Jennergebiet. Ursachen und Auswirkungen beschleunigter Abtragungsvorgänge im Kulturlandschaftsbereich der Alpen am Beispiel des Jennergebietes im Nationalpark Berchtesgaden.- Forschungsber. Nationalpark Berchtesgaden **32**: 147 S.; Berchtesgaden.
- DÖRFLER, W., EVANS, A., NAKOINZ, O., USINGER, H., WOLF, A. (2000): Wandel der Kulturlandschaft als Ausdruck kulturellen Wandels? Pollenanalytische und siedlungsarchäologische Untersuchung zur Romanisierung in der Vulkaneifel.- IN: HAFFNER, A. & VON SCHNURBEIN, S.: Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen – Akten des Internationalen Kolloquiums zum DFG-Schwerpunktprogramm „Romanisierung“ in Trier vom 28. bis 30. September 1998, Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte **5**: 129-146; Bonn (Dr. Rudolf Habelt).
- EIDGENÖSSISCHE VOLKSZÄHLUNGEN (1850 – 1970): Zivilstandsregister von 1850 – 1970; Zivilstandsamt St. Antönien.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen.- 5. Aufl.: 1095 S.; Stuttgart (Eugen Ulmer).
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of pollen analysis.- 4. Aufl.: 328 S.; New York (J. Wiley & Sons).
- FANTUCCI, R. & SORRISO VALVA, M. 1999): Dendrogeomorphological analysis of a landslide near Lago, Calabria Italy.- Geomorphology **30**: 165-174; Amsterdam u.a..
- FARMER, V.C., LUMSDON, D.G. (1985): Micromorphology and sub-microscopy of allophane and imogolite in a podzol Bs-horizon: evidence for translocation and origin.- J. Soil Sci. **36** (11): 87-95; Oxford (Clarendon Press).
- FEDELE, F. & WICK, L. (1996): Glacial/Postglacial transition south of Splügen Pass: environment and human activity. Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Science **9**: 41-50; Milano.
- FEDELE, F. (1992): Steinzeitliche Jäger in den Zentralalpen: Piano de Cavalli (Splügenpass).- Helvetia Archaeologica **23** (8a): 2-22; Zürich.
- FINZE-MICHAELSEN, H. (1988): Die Geschichte der St. Antönier Lawinen.- 90 S.; Schiers (AG Buchdruckerei Schiers).

- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.- **1/2**: 480/258 S.; Jena (Gustav Fischer).
- FLORSCHÜTZ, V. (1957): Die Möglichkeit einer palynologischen „Datierungen“ von Ericaen-Podsol-Komplexen.- IN: Verhandlungen der vierten internationalen Tagung der Quartärbotaniker in der Schweiz vom 6. - 16. August 1957: Veröff. Geobot. Inst. Rübel in Zürich **34**: 53-54; Zürich.
- FLÜTSCH-GANSNER, K. (1993): Gedenkschrift zum 500jährigen Bestehen der Kirche von St. Antönien 1493 bis 1993.- 24 S.; Schiers.
- FITZE, P.F. (1980): Zur Bodenentwicklung auf Moränen in den Alpen.- Geographica Helvetica **3**: 97-105, Zürich.
- FITZE, P. F. (1982): Zur Relativdatierung von Moränen aus der Sicht der Bodenentwicklung in den Kristallinen Zentralalpen.- Catena **9**: 265-306; Heidelberg.
- FLÜTSCH, E. (1976): St. Antönien – kulturlandschaftliche Aspekte einer Walsergemeinde.- Inaugural-Diss. z. Erlangung der philosophischen Doktorwürde: 201 S.; Zürich (aku-Fotodruck).
- FRANZ, H. (1979): Ökologie der Hochgebirge.- 495 S.; Stuttgart (Ulmer).
- FRIEDEL, H. (1967): Verlauf der alpinen Waldgrenze im Rahmen anliegender Gebirgsgelände.- Mitt. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien **75**: 81-171; Wien.
- FURRER, G. & BACHMANN, F. (1972): Solifluktsdecken im schweizerischen Hochgebirge als Spiegel der postglazialen Landschaftsentwicklung.- Z. Geomorph. N.F. Suppl. **13**: 163-172; Berlin, Stuttgart.
- GAMPER, M. (1981): Heutige Solifluktsbeträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden.- Erg. Wiss. Unters. Schweizer Nationalpark **15** (79): 355-443; Zürich.
- GAMPER, M. (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. Eine Gliederung mit Hilfe der ¹⁴C-Altersbestimmung fossiler Böden.- Physische Geographie **17**: 115 S.; Zürich.
- GAMPER, M. (1987): Postglaziale Schwankungen der geomorphologischen Aktivität in den Alpen.- Geogr. Helvet. **42**: 77-80; Zürich.
- GAMS, H. (1929): Die postarktische Geschichte des Lünensees im Rätikon.- Jb. Geolog. Bundesanst. Wien **79**: 531-570; Wien.

- GEITNER, C. (1998): Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtals (Stubai Alpen/Tirol) – Ein Beitrag zur zeitlichen Differenzierung der fluvialen Dynamik im Holozän.- Münchner Geographische Abhandlungen Reihe B **31**: 233 S.; München.
- GOBET, E., TINNER, W., HOCHULI, P.A., LEEUWEN, J.F.N., AMMANN, B. (2003): Middle to Late Holocene vegetation history of the Upper Engadin (Swiss Alps): the role of man and fire.- *Veget. Hist. Archaeobot.* **12**: 143-163; Berlin.
- GOBET, E., TINNER, W., BIGLER, C., HOCHULI, P. A., AMMANN, B. (2005): Early-Holocene afforestation processes in the lower subalpine belt of the Central Swiss Alps as inferred from macrofossil and pollen records.- *The Holocene* **15**, (5): 672-686; London.
- GOLDAMMER, J G. (2000): Fire History of Central Europe: Implications for Prescribed Burning in Landscape Management and Nature Conservation.- Baltic Exercise for Fire Information and Resources Exchange (Finland): 1-15; Kuopio.
- GRIMM, E. C. (1991): Tilia Version 1.12 und Tilia graph Version 2.0.b.5..
- GRUBER, F. (1980): Die Verstaubung der Hochgebirgsböden im Glocknergebiet.- IN: FRANZ, H. [Hrsg.]: Untersuchungen an alpinen Böden in den Hohen Tauern 1974-1978. Stoffdynamik und Wasserhaushalt.- Veröffentl. des Österr. MaB-Hochgebirgsprogramms Hohe Tauern: 369-90; Innsbruck.
- GRÜNIG, A. & OEGGL, K. (2005): mündl. Mitt.-29. Moorexkursion Tyrolian Alps and adjacent areas in St. Antönien.
- GUILLET, B. (1970): Etude palynologique des podzols.- *Pollen et Spores* **XI**: 45 – 69; Paris.
- GUTHERSON, H. (1973): Naturräumliche Gliederung.- IN: Atlas der Schweiz.- Kt. Nr.8.; Bern.
- GUTERSON, H. (1961.1964): Geographie der Schweiz in 3 Bänden.- 260 S.; Bern (Kümmerle & Frey).
- HAAS, J-N., RICHOS, I., TINNER, W., WICK, L. (1998): Synchronous holocene climatic oscillations recorded on the Swiss plateau and at the timberline in the Alps.- *The Holocene* **8** (3): 301-309; London.
- HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung von Proben aus Lössaufschlüssen.- *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau* **60**: 103 – 137; Freiburg.

- HAMANN, C. (1985): Buckelwiesen und Konvergenzformen am Südrand des Tennengebirges und in anderen Arealen der nördlichen Kalkalpen.- Salzburger Geogr. Arbeiten **10**: 1- 182; Salzburg.
- HANDTKE, R. (1980): Der spätwürmzeitliche Landquart-Gletscher.- Eiszeitalter **2**: 250 S.; Thun (Ott Verlag).
- HANSEMANN-BERGAMIN, C. & SENN-STAPFER, U. (1999): Das Prättigau.- Schweizer Heimatbücher **197**: 171 S.; Bern.
- HAVINGA, A. J. (1971): An experimental investigation into the decay of pollen and spores in various soil types.- Sporopollenin **3**: 446-478; London, New York.
- HAVINGA, A. J. (1974): Problems in the interpretation of pollen diagrams of mineral soils.- Geol. En Mijnbouw **53** (6): 449-453; Leiden.
- HAVINGA, A.J. (1984): A 20-year experimental investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores in various soil types.- Pollen et spores **XXVI**: 541-558; Paris.
- HEDBERG, H.D. (1972): Summary of an International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage.- Boreas **1**(3): 213-239; Abingdon.
- HEGI, G. (1981): Pteridophyta Spermatophyta – Gymnospermae Angiospermae Monocotyledonae.- IN: CONERT, H.J. u.a. [Hrsg.]: Illustrierte Flora von Mitteleuropa **I**, 3. Aufl.: 296 S.; Berlin, Hamburg (Parey).
- HEIKKINEN, O. & FOGELBERG, P. (1980): Bodenentwicklung im Hochgebirge: Ein Beispiel vom Vorfeld des Steingletschers in der Schweiz.- Geographica Helvetica **3**: 17-112; Zürich.
- HEITZ, C. (1975): Vegetationsentwicklung und Waldgrenzschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung.- Beitr. Z. geobot. Landesaufn. D. Schweiz **55**: 63 S.; Basel.
- HEWLETT, J.D. (1982): Principles of Forest Hydrology.- 185 S.; Athens GA (University of Georgia Press).
- HORN, R. (1984): Einfluss der menschlichen Nutzung auf alpinen Böden.- Abschlussbericht zum Forschungsvorhaben Alpine Böden, MaB-6, Fo 03/3/5-983/83: 38 S.; Bayreuth
- HUNTLEY, B. & BIRKS, H. J. B. (1983): An atlas of past and present pollen maps of Europe 0-13 000 years ago.- 667 S.; Cambridge (University Press).

- HÜPPE, J. & POTT, R. (1992): Vegetationskundliche und pollenanalytische Studien zur oberen Waldgrenze im Fimbartal (Silvretta).- Z. Univ. Hannover **19**: 49–76; Hannover.
- HÜTTL, C. (1999): Steuerungsfaktoren und Quantifizierung der chemischen Verwitterung auf dem Zugspitzplatt (Wettersteingebirge, Deutschland).- Münchner Geogr. Abh., Reihe B **30**: 1-171; München.
- IN DER GAND, H. R. (1968b): Aufforstungsversuche an einem Gleitschneehang.- Mitt. Schweizerischen Anst. Forstl. Versuchsw. **44**(3): 233-326; Zürich.
- IVERSEN, J. (1941): The influence of prehistoric man on vegetation.- Danmarks Geologiske Undersølgelse, Series **2** (6): 1-25; Copenhagen.
- JACOBSON, G.J. & BRADSHAW, R.H.W. (1981): The selection of sites for paleovegetational studies.- Quaternary Research **16**: 80-96; New York.
- JAKOB, M. (1995): Dendrochronology to measure average movement rates of gelifluction lobes.- Dendrochronologia **13**: 141-146; Verona.
- JANSSEN, C. R. (1981): On the reconstruction of past vegetation by pollen analysis: a review.- Paleological Conference, Lucknow (1976-77), Proceedings **3**: 163 – 172; Lucknow.
- JAUHIAINEN, E. (1969): On soils in the boreal coniferous region.- Fennia **98**: 123 S.; Helsinki.
- JOCHIMSEN, M. (1986): Zum Problem des Pollenflugs in den Hochalpen.- Diss. Bot. **90**: 241 S.; Berlin, Stuttgart.
- JOHANSEN, M.P., HAKONSON, T.E. and BRESHEARS, D.D. (2001): Post-fire runoff and erosion from rainfall simulation: contrasting forests with shrublands and grasslands.- Hydrol. Process. **15**: 2953–2965; West Sussex (J. Wiley & Sons).
- JUGGINS, S. (1991): ZONE computer program, version 1.2.; Newcastle.
- KÄSER, M. (2004): Alpine Böden Val Vex (Oberengadin).- Diplomarbeit der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, NCCR-Climate VITA Projekt: 100 S.; Bern.
- KALIS, A. J. & MEURERS-BALKE, J. (2001): Die Hochmittelalterliche Pollenflora von Köln.- Kölner Jahrb. **34**: 909-929; Köln.
- KELSO, G.K. (1994): Pollen percolation rates in Euroamerican-era cultural deposits in the Northeastern United States.- Journal of Archaeological Science **21**: 481 – 488; New York, Amsterdam.

- KELLER, P. (1930): Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens.- Beih. Bot. Centralbl. **46** (II): 395-489; Berlin.
- KELLER-TARNUZZER, K. (1935): Der Bronzefund von Schiers (Graubünden).- ASA **37**: 81 S.; Chur.
- KING, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes.- Baseler Beitr. z. Geographie **18**: 123 S.; Basel.
- KLEBER, A. (1991): Gliederung und Eigenschaften der Hang- Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese.- Mitt. Dt. Bodenkund. Ges. **66** (2): 807 – 810; Oldenburg.
- KOBLER, E. (1994): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau.- Jber. Natf. Ges. Graubünden **107**: 45-128; Chur.
- KRAL (1979): Spät- und postglaziale Waldgeschichte der Alpen aufgrund der bisherigen Pollenanalysen.- Veröff. Inst. F. Waldbau Univ. f. Bodenkultur Wien: 175 S.; Wien.
- KRAUSE, R. (2001): Siedlungsarchäologie und Bergbauforschung: Ein interdisziplinäres Projekt zur Erforschung der inneralpinen Talandschaft im Montafon/Vorarlberg (Österreich).- Sonderdruck aus dem Jahrbuch des Vorarlberger Museumsvereins – Freunde der Landeskunde Bregenz: 43-61; Bregenz.
- KRAUSE, R., OEGGL, K., PERNICKA, E. (2004): Eine befestigte Burgsiedlung der Bronzezeit im Montafon, Vorarlberg – interdisziplinäre Siedlungsforschung und Montanarchäologie in Bartholomäberg und im Silbertal.- Archäologie Österreichs **15** (1): 4-21; Wien.
- KRAUSE, R. (2006): Die urgeschichtliche Besiedlung des Montafon. Zur Archäologie einer inneralpinen Siedlungskammer.- IN: ROLLINGER, R. [Hrsg.]: Montafon **2**: Besiedlung – Bergbau – Relikte. Von der Steinzeit bis zum Ende des Mittelalters.- Schrubs.
- KUBIENA; W. (1948): Entwicklung des Bodens.- 215 S.; Wien (Springer).
- KUBIENA; W. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.- 388 S.; Stuttgart (Enke).
- KRUMMENACHER, B., BUDMIGER, K., MIHAJLOVIX, D. & BLANK, B. (1998): Periglaziale Prozesse und Formen im Furggentäli, Gemmipass: Analysen zur räumlich-zeitlichen Entwicklung der Permafrostverbreitung und der Solifluktion basierend auf der Entwicklung und Anwendung moderner Arbeitsmethoden.- Mitt. Eidgenös. Instit. für Schnee und Lawinenforsch. **56**: 1-245; Birmensdorf.

- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1973): Labilität und Sanierung der Hänge in der Alpenregion des Landkreises Miesbach. Mit einer Karte der Hanglabilitätsformen und –stufen im Maßstab 1:25000.- Bayrisches Staatsministerium f. Ernähr., Landw. u. Forsten [Hrsg.]: 57 S.; München.
- LAMB, H.H. (1977): Climate Present, Past And Future.- Climatic history and the Future **2**: 837 S.; London (Methuen & co.)
- LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1991): TK 1:25 000, Bl. Schiers 1176; Zürich.
- LANDESKARTE DER SCHWEIZ (2000): TK 1:10 000, digitaler Ausschnitt Bl. Serneus 1177; Zürich.
- LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1999): TK 1:25 000, Bl. Serneus 1177; Zürich.
- LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1999): TK 1:25 000, Bl. Sulzfluh 1175; Zürich.
- LANDESKARTE DER SCHWEIZ (1995): TK 1:250 000, Bl. Prättigau-Engadin109; Zürich.
- LANG, G & TOBOLSKI, K. (1985): Hobschensee – Late-glacial and holocene environment of a lake near the timberline in the Central Swiss Alps.- IN: LANG, G. [Hrsg.]: Swiss Lake and Mire Environments during the last 15 000 years: Diss. Bot. **87**: 209 –228; Vaduz (Cramer).
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas.- 462; Jena (Gustav Fischer).
- LANG, A. (2003): Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany.- Catena **51**: 209-221; Amsterdam u.a..
- LANG, A. & HÖNSCHEIDT, S. (1999): Age and source of soil erosion derived colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany.- Catena **38**: 89-107; Amsterdam u.a..
- LESER, H. (2003): Geomorphologie.- 8. Aufl.: 423 S.; Braunschweig (Westermann).
- LIVER, P. (1936): Zur Wirtschaftsgeschichte der freien Walser.- Sonderhefte der Davoser Revue **5/6**: 209-216; Chur.
- LORENZ, A. (1933): Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte der zentralen und südlichen Ostalpen.- Beih. Bot. Centr. Bl. **50**(II): 1-34; Berlin.

- MACDONALD, G.M., LARSEN, C.P.S., SZEICZ, J.M. & MOSER, K.A. (1991): The reconstruction of a boreal forest fire history from lake sediments: a comparison of charcoal, pollen, sedimentological and geochemical indices.- *Quaternary Science Reviews* **10**: 53-71; Amsterdam u.a..
- MAYR, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit.- *Zeitschr. f. Geomorph. N.F.* **8**(3): 257–285; Stuttgart.
- MAYER, H. & OTT, E. (1991): Gebirgswaldbau Schutzwaldpflege – Ein waldbaulicher Beitrag zur Landschaftsökologie und zum Umweltschutz.- 587S.; München (Urban & Fischer).
- MANGELSDORF, J. (1982): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde.- Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft **17**: 103-128; München.
- MARKGRAF, V. (1969): Moorkundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsees an der Waldgrenze im Wallis.- *Bot. Jb. Syst.* **89**: 1-63; Stuttgart.
- MARKGRAF, V. (1972): Die Ausbreitungsgeschichte der Fichte (*Picea abies* H. Karsten) in der Schweiz.- *Ber. Dt. Bot. Ges.* **85**: 165-172; Stuttgart.
- MARKGRAF, V. (1980): Pollen dispersal in mountain area.- *Grana* **19**: 127-146; Uppsala.
- MARTIN-KILCHER, S. (2000): Graubünden in römischer Zeit.- *Handbuch der Bündner Geschichte (Sonderdruck)* **1**: 60-97; Chur
- MCKEAGUE J.A., ROSS, G.J., GAMBLE, D. S. (1978): Properties, criteria of classification and concepts of genesis of podzolic soils in Canada.- IN: MAHANEY, W.C. [Hrsg.]: *Quaternary soils* **3**: 51-76; Norwich.
- MEIER, D. (2003): Siedeln und Leben am Rande der Welt – zwischen Steinzeit und Mittelalter.- *Archäologie in Deutschland (Sonderheft)*: 102 S.; Stuttgart (Theiss).
- MEHRA, O. P., JACKSON, M. L. (1960): Fe-oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate buffered with sodium bicarbonate.- *Clays and clay minerals* **7**: 317-327; Denvers.
- METEO-SCHWEIZ (2003): Niederschlagsdaten von St. Antönien (Graubünden).- Jahr 1949– 2000; Zürich.
- MOORE, P.D. & WEBB, J.A., COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen Analysis*.- 216 S.; Oxford (Blackwell Scientific).

- MÖSSMER, E.-M. (1985): Blaikenbildung auf beweideten und unbeweideten Almen.- Jb. Verein z. Schutz d. Bergwelt **50**: 79-93; München.
- MÜLLER, H.,J. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Vorderrhein- und Lukmaniergebiet.- Flora **61**: 333-382; Hamburg.
- MÜLLER, M. (1987): Bodenbildung auf Silikatunterlage in der alpinen Stufe des Oberengadins (Zentralalpen, Schweiz).- Catena **14**: 419-437; Heidelberg.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1992).- revised edition; Baltimore (Maryland, USA).
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.- Diss. Univ. Zürich: 116 S.; Zürich.
- DER NEUE SAMMLER [Hrsg.] (1805): Beschreibung des Thals von St. Antönien.- DER NEUE SAMMLER **1**: 465-546; Chur.
- NEUWINGER, I. (1970): Böden der subalpinen und alpinen Stufe in den Tiroler Alpen. – Mitt. Ostalp. Din. Ges. f. Vegetkde. **11**: 135-150; Innsbruck.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lössgebiet bei Regensburg. Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt.- Regensburger Geogr. Schr. **31**: 429 S.; Regensburg.
- OEGGL, K. (1994): The palynological record of human impact on highland zone ecosystems.- IN: BIAGI, P. & NANDRIS, J. [Hrsg.]: Highland zone exploitation in Southern Europe, Monografie de "Natura Bresiana" **20**: 107–122; Brescia.
- OEGGL, K. (2003): Vegetationsgeschichte im Montafon.- Reticus **3**: 49 - 59; Feldkirch.
- OEGGL, K., KOFLER, W., WAHLMÜLLER, N. (2005): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Montafon.- IN: ROLLINGER, J.-M. & ROLLINGER, R.: Montafon **1**: Mensch - Geschichte und Naturraum – die lebensweltlichen Grundlagen: 19–207; Schruns.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte.- 719 S.; Neumünster (Wacholtz Verlag).
- PALLMANN, H. & HAFFTER, P. (1933): Pflanzensoziologische und bodenkundliche Untersuchung im Oberengadin.- Berichte der Schweizer. Bot. Ges. **42**: 357 S.; Zürich.

- PALLMANN, H., GESSNER, H. (1934): Bodenserienkarten der Schweiz.- Die Ernährung der Pflanze **13/14**: 8 Karten; Zürich.
- PALLMANN, H., HASLER, A. & SCHMUTZIGER, A. (1938): Beitrag zur Kenntnis der alpinen Eisen- und Humuspodsole.- Z. f. Bodenkunde und Pflanzenernährung **3**: 94 S.; Weinheim.
- PALLMANN, H. (1942): Grundzüge der Bodenentwicklung.- Schweiz. Landw. Monatsh. **22**: 1-24; Zürich.
- PARIZECK, E.J. & WOODRUFF, J.F. (1957): Mass wasting and deformation of trees.- American J. Sci. **255**: 63-70; New Haven.
- PATZELT, G. (1973): Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe.- Z. f. Gletscherkde. und Glazialgeologie **IX**: 5-57; Innsbruck.
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.- Erdwissenschaftliche Forschungen **13**: 248-259; Stuttgart.
- PATZELT, G. (1996): Modellstudie Ötztal – Landschaftsgeschichte im Hochgebirgsraum.- Österr. Geogr. Schriften **138**: 53-70; Wien.
- PATZELT, G. (2000): Natürliche und anthropogene Umweltveränderungen im Holozän der Alpen.- Rundgespräche der Kommission für Ökologie – Entwicklung der Umwelt seit der letzten Eiszeit **18**: 119-125; München (Pfeil).
- PETERSEN, L. (1976): Podsoles and Podzolisation.- DSR-Forlag: 293 S.; Copenhagen.
- PHIPPS, R.L. (1974): The soil creep-curved fallacy.- J. Research U.S. Geol. Survey **3**: 371-377; Virginia.
- PFISTER, C. (1988): Klimageschichte der Schweiz 1525-1860. Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft.- 3. Aufl.: 185 S.; Bern, Stuttgart (Haupt).
- PONEL, P., BEAULIEU, J.-L., TOBOLSKI, K. (1992): Holocene palaeoenvironments at the timberline in the Failleter Massif, French Alps. A study of pollen, plant macrofossils and fossil insects.- The Holocene **2** (2): 111-130; London.
- PORTER, S.C. & OMBRELLI, G. (1985): Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: Evidence and Implications.- Geology **13**: 296-298; Norfolk.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (1991): Hudelandschaften Nordwestdeutschlands.- Abh. d. Westf. Mus. F. Naturk. **53**: 313 S.; Münster.

- PRENTICE, I.C. (1985): Pollen representation, source area, and basin size: towards a unified theory of pollen analysis.- *Quaternary Research* **23**: 76-86; Amsterdam u.a..
- PRIMAS, M. (1985): Cazis-Petrushügel in Graubünden. Neolithikum, Bronzezeit, Spätmittelalter.- 142 S.; Zürich (Juris Druck).
- PRIMAS, M., DELLA CASSA, P., SCHMID-SIKIMIC, B. (1992): Archäologie zwischen Vierwaldstättersee und Gotthard. Siedlungen und Funde der ur- und frühgeschichtlichen Epochen.- *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* **12**: 365 S.; Bonn.
- PUNT, W. (1976): The Northwest European Pollenflora I.- 145 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (1980): The Northwest European Pollenflora II.- 265 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (1981): The Northwest European Pollenflora III.- 138 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (1984): The Northwest European Pollenflora IV.- 369 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W., BLACKMORE, S., CLARKE, G.C.S. (1988): The Northwest European Pollenflora V.- 154 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W. et al. (1991): Northwest European pollen flora VI.- 275 S.; Amsterdam u.a. (Elsevier).
- PUNT, W. et al. (1996): Northwest European pollen flora VII.- 275 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. et al. (2003): Northwest European pollen flora VIII.- 183 S.; Amsterdam (Elsevier).
- RABA, A. (1996): Historische und landschaftsökologische Aspekte einer inneralpinen Terrassenlandschaft am Beispiel von Ramosch.- Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde der Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwig-Universität Freiburg im Breisgau: 163 S.; Freiburg.
- RAEBEDER, G. (1995): Die Bärenhöhlen in der Sulzfluh.- *Stalactite* **45** (1): 36 – 43; Bern.
- RABEDER, G. (2004): Die Höhlenbären der Sulzfluhhöhlen.- *Vorarlberger Naturschau* **15**: 103 –114; Dornbirn.

- RAGETH, J. (1991): Zur Ur- und Frühgeschichte des Prättigaus.- IN: THÖNY, M.: Prättigauer Geschichte: 9-31; Schiers.
- RAGETH, J. (2000): Die Urgeschichte.- Handbuch der Bündner Geschichte (Sonderdruck) **1**: 16-59; Chur.
- REILLE, M. (1992): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord.- 520 S.; Marseille.
- REILLE, M. (1995): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord.- Supplement **1** 327 S.; Marseille.
- REILLE, M. (1998): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord.- Supplement **2** 521 S.; Marseille.
- REHFUSS, K.E. (1990): Waldböden. Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung.- 2. Aufl.: 294 S.; Hamburg, Berlin (Parey).
- REUTER, G. (1999): Profilmorphologische Studie zur „disharmonischen“ Polygenese von Podsolen.- J. Plant. Nutr. Soil. Sci. **162**: 97-105; Weinheim.
- RICHTER, G. [Hrsg.] (1998): Bodenerosion - Analyse und Bilanz eines Umweltproblems.- 264 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- RICHTER, G. (1980): On the soil erosion problem in the temperate humid area of Central Europe.- GeoJournal **4**: 297-287; Berlin.
- RIEDERER, J. (2000): Die freien Walser im Calfeisental.- 6 S.; Pfäfers.
- RIEM, H., ULRICH, B. (1974): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden.- Landwirtschaftl. Forsch. **6**: 173-176; Frankfurt am Main.
- RODENKIRCHEN, H. (1986): Terra fusca-Braunerden and Eisen-Humus-Podsol in the calcarous Alps of Bavaria – Bayrischzell/Kloaschautal.- Mitt. Dt. Bodenkd. Ges. **46**: 35-48; Oldenburg.
- RÖSCH, M. (2004): Neue Forschungen zur Umwelt und Ernährung der Pfahlbaubewohner aus Süddeutschland.- Leipziger Online-Beiträge zur Ur- und Frühgeschichtlichen Archäologie **12**: 14 S.; Leipzig.
- RUBLI, D. (1974): Waldbauliche Untersuchungen in Grünerlenbeständen.- ETH Diss-Nr. 5326: 82 S.; Zürich.
- SCHADLER, J. & PREISSECKER, H. (1937): Studien über die Bodenbildung auf der Hochfläche des Dachsteins. – Jb. Oberöster. Musealverein **87**: 313-367; Linz.

- SCHÄFER, M. (1995): Pollenanalysen an Mooren des Hohen Vogelsberges (Hessen) – Beiträge zur Vegetationsgeschichte und anthropogenen Nutzung eines Mittelgebirges.- Diss Bot. **265**: 280 S.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- SCHAUER, T. (1975): Die Blaikenbildung in den Alpen.- Schriftenreihe Bayer. L. Amt f. Wasserwirtschaft **1**: 30 S.; München.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2005): Lehrbuch der Bodenkunde.- 16. Aufl.: 593 S.; Heidelberg, Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).
- SCHÖNBERGER, W., SCHWEINGRUBER, F., MATTHECK, C. (1994): Baumformen an der oberen Waldgrenze.- Bündnerwald **1**: 35-42; Zürich.
- SCHWEINGRUBER, F.H., ECKSTEIN, D., SERRE-BACHET, F., BRÄKER, O.U. (1990): Identification, presentation and interpretation of event years in dendrochronology.- Dendrochronologia **8**: 9-38; Verona.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1993): Jahrringe und Umwelt – Dendroökologie.- 447 S.; Birmensdorf.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.- Geologie **11**(4): 428-460; Berlin.
- SCHMID, D. & SCHWEINGRUBER, F. H. (1995): Datierung und Nachweis von Rutschungen mit Hilfe von Jahrringen.- Schweiz. Z. Forstwes. **146**: 641–659; Zürich.
- SCHMIDL, A., KOFLER, W., OEGGL-WAHLMÜLLER, N., OEGGL, K. (2005): Archaeobotanical studies on the colonisation of the Montafon (Western Austria).- Palyno-Bulletin **1** (1-2): 41-50; Innsbruck.
- SCHOCH, W. (2000): Bestimmung von *Picea*-Holzkohlen; Birmensdorf.
- SCHORTA, A. (1964): Rätisches Namensbuch, Etymologien.- 132 S.; Bern.
- SCHORTA, A. (1988): Wie der Berg zu seinem Namen kam – kleines rätisches Namensbuch mit zweieinhalbtausend geographischen Namen Graubündens.- 158 S.; Chur (Terra Grischuna Verlag).
- SCHRÖTER, C. (1895): Das St. Antönierthal im Prättigau in seinen wirtschaftlichen und pflanzengeographischen Verhältnissen.- Landwirtschaftliches Jb. der Schweiz **9**: 134-260; Zürich.
- SCHRÖTER, C. (1889): Vegetationskarte des Hochtals von St. Antönien.- 1 Kt.; Zürich.

- SCHWEINGRUBER, F.H., ECKSTEIN, D., SERRE-BACHET, F., BRÄKER, O.U.
(1990): Identification, presentation and interpretation of event years in dendrochronology.- *Dendrochronologia* **8**: 9-38; Verona.
- SCHWEINGRUBER, F.H: (1993): Jahrringe und Umwelt – Dendroökologie.- 447 S.; Birmensdorf.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- *Frankfurter Geogr. H.* **45**: 133 S.; Frankfurt.
- SEMMELE, A. (1977): Grundzüge der Bodengeographie.- 119 S.; Stuttgart (Teubner).
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie.- 3. überarb. Aufl.: 127 S.; Stuttgart (Teubner).
- SEMMELE, A. (2003): Vorkommen des Laacher Bimstuffs – landschaftsprägende Vorgänge in spätglazialer Zeit.- *Jb. Nass. Ver. Naturkde.* **124**: 95-109; Wiesbaden.
- SERGERSTRÖM, U. (1991): Soil pollen analysis: an application for tracing ancient arable fields.- *J. of Archaeological Sci.* **18**: 165–175; New York, London.
- SHRODER, J. F. (1978): Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating.- *Progr. Phys. Geogr.* **4**: 161-188; London.
- SHRODER J.F. & BUTLER (1986): Tree-ring analysis in the earth sciences.- *Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*, New York (1986): 186-212; New York.
- SIMMERBACH, P. (1971): Über Translationsgleitungen in alpinen Hängen. Ein Beitrag zur Bodenmechanik und Geotechnik vorwiegend kohäsionsloser Lockermassen und ihre Bedeutung für die Murtätigkeit in den Alpen.- IN: BUNZA, G. & KARL, J. & MANGELSDORF, J. (1982): *Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde: Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft* **17**: 103-128; München.
- SOLAR, F. (1964): Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau.- *Mitt. der Österr. Bodenk. Ges.* **8**: 1-17; Wien.
- STAHR, A. (1997): Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen.- *Forsch. Ber. Nationalpark Berchtesgaden* **39**: 135 S.; Berchtesgaden.
- STAHR, A. (2000): Zur Differenzierung periglazialer Deckschichten der montanen und subalpinen Höhenstufe in den Berchtesgadener Alpen.- *Frank. Geow. Arb.* **26**: 155-173; Frankfurt.

- STEIN, N. (2002): Zur Geomorphologie alpiner Almbereiche.- IN: JUNGE, A. [Hrsg.]: Geowissenschaften in Frankfurt: Kleine Senckenberg-Reihe **43**: 87-96; Stuttgart.
- STEINMANN (1978): Postglaziale Reliefgeschichte und gegenwärtige Vegetationsdifferenzierung in der alpinen Stufe der Südtiroler Dolomiten (Puez- und Sellagruppe).- Landschaftsgenese und Landschaftsökologie **2**: 1-93; Braunschweig.
- STOBBE, A. (2000): Die Vegetationsentwicklung in der Wetterau und im Lahntal in den Jahrhunderten um Christi Geburt. Ein Vergleich der palynologischen Ergebnisse.- IN: HAFFNER, A. & VON SCHNURRBEIN, S.: Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen – Akten des Internationalen Kolloquiums zum DFG-Schwerpunktprogramm „Romanisierung“ in Trier vom 28. bis 30. September 1998, Kolloquien zur Vor- und Frühgeschichte **5**: 210-219; Bonn (Dr. Rudolf Habelt).
- STOCKER, E. (1984): Ergebnisse elfjähriger Messungen der Bodenbewegungen in der alpinen Stufe der Kreuzeckgruppe (Kärnten). – Wiener Geogr. Schr. **59/60**: 27-35 S.; Wien.
- STOCKMARR, J (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis.- Pollen et Spores **13**: 615-621; Paris.
- STRUNK, H. (1995) : Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. - Theorie und Forschung **317**: 175 S.; Regensburg.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24 000 – 0 cal BP.- Radiocarbon **40**: 1041 – 1083; Tuscon.
- STUIVER, M. & POLACH, H.A. (1977): Discussion. Reporting of ¹⁴C data.- Radiocarbon **19**: 355-363; Tuscon.
- SUGITA, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation.- J. Ecology **82**: 881-897; London.
- SUGITA, S., GAILLARD, M.-J. & BROMSTRÖM, A. (1999): Landscape openness and pollen records: a simulation approach.- The Holocene **9**: 409-421; London.
- TIMELL, T.E. (1986): Compression Wood in Gymnosperms.- **1-3**: 1618 S ; Berlin, New York, Tokyo (Springer).
- TINNER, W. (1994): Quartärbotanische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der Alpe d'Essertse (Heremence, Wallis).- Bull. Murithienne **112**: 79-96; Paris.

- TINNER, W. & AMMANN, B. (1996): Arctic and Alpine Research **28** (2): 131-147; Colorado.
- TINNER, W., HUBSCHMID, P., WEHRLI, M., AMMANN, B., CONEDERA, M. (1999): Long-term forest-fire ecology and dynamics in southern Switzerland.- J. Ecology **87**: 273 – 89; London.
- TINNER, W. & HU, F. S. (2003): Size parameters, size-class distribution and area-number relationship of microscopic charcoal: relevance for fire reconstruction.- Holocene **13** (4): 499 – 505; London.
- TINNER, W., LOTTER, A.F. AMMANN, B., CONEDERA, M., HUBSCHMID, P., VAN LEEUWEN, J.F.N., WEHRLI, M. (2003): Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD.- Quaternary Science Reviews **22**: 1447-1460; Amsterdam u.a..
- TAUBER, H. (1965): Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams.- Dan. Geol. Unders. **89**: 59 S; Copenhagen.
- TRAVERSE, A. (1988): Paleopalynology.- 600 S.; Boston.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon.- Beitr. Geol. Karte d. Schweiz N.F. **46**(II): 98 S.; Wabern.
- TYSON, R.V. (1995): Sedimentary organic matter – organic facies and palynofacies.- 615 S; New York (Chapman and Hall).
- UGOLINI, F.C. & DAHLGREN, R. (1987): The mechanism of podzolization as revealed by soil solution studies.- IN: RIGHI, D., CHAUVEL, A. [Eds.]: Podzols and Podzolisation: Bulletin de l'Association Fr. l'Etude de sol: 195 – 203; Olivet.
- UTTINGER, H. (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901-1940.- 44 S.; Zürich (Verlag des Schweizerischen Wasserwirtschaftsamts).
- VAN DER KNAAP, W. O., VAN LEEUWEN, J.F.N., AMMANN, B. (2001): Seven years of annual pollen influx at the forest limit in the Swiss Alps studied by pollen traps: relations to vegetation und climate.- Review of Palaeobotany and Palynology **117**: 31-52; Amsterdam u.a..
- VAN MOURIK, J.M. (1986): Pollen Profiles of Slope Deposits in the Galician Area (NW Spain).- Nederlandse Geogr. Studies **12**: 160 S.; Amsterdam.
- VAN MOURIK, J. M. (1999): The use of micromorphology in soil pollen analysis. The interpretation of the pollen content of slope deposits in Galicia, Spain.- Catena **35**: 239-257; Amsterdam u.a..
- VEIT, H. (1995): Zeitlich und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen.- Z. f. Geomorph. **99**: 107-122; Berlin, Stuttgart.

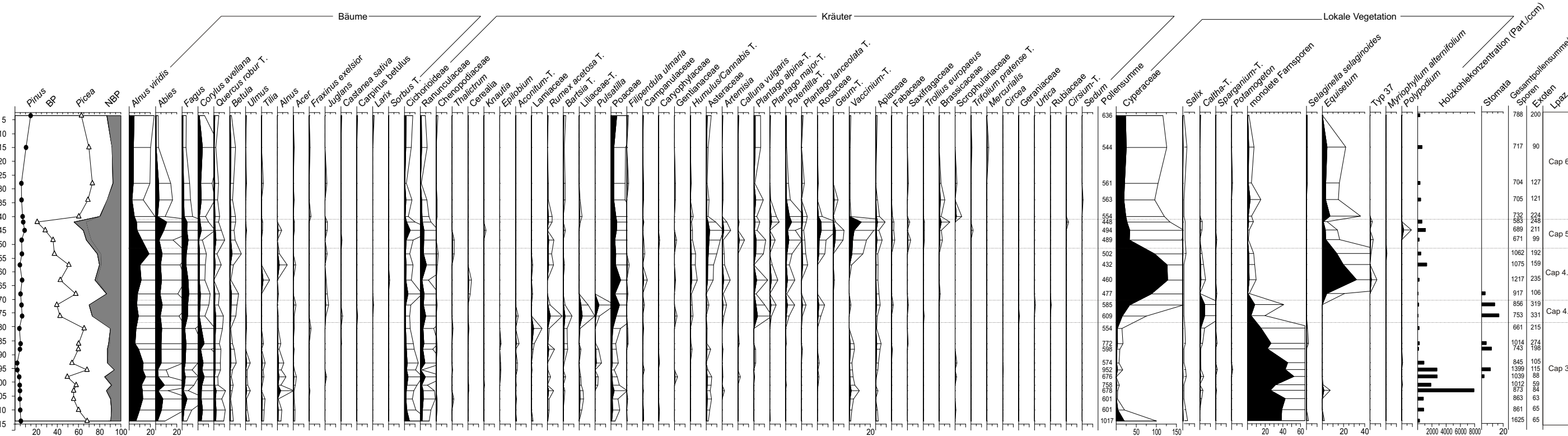
- VEIT, H. (2002): Die Alpen – Geoökologie und Landschaftsentwicklung.- 352 S.; Stuttgart (UTB).
- VEIT, H., MAILÄNDER, R., VONLANTHEN, C. (2002): Periglaziale Deckschichten im Alpenraum: bodenkundliche und landschaftsgeschichtliche Bedeutung - Petermanns Geogr. Nachrichten **146**: 6 – 14; Gotha.
- VÖLKELE, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten als geogene Grundlagen landschaftsökologischer Forschung im Bereiche naturnaher Waldstandorte.- Z. f. Geomorph. Suppl. Bd. **96**: 301 S., 11 Tab.; Berlin u.a. (Borntraeger).
- VÖLKELE, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im vorderen Bayerischen Wald.- Z. f. Geomorph., N.F. **41** (1): 131-37; Berlin, Stuttgart.
- VÖLKELE, J. & RAAB, T. (1999): Zur Differenzierung periglazigener, glazigener und kolluvialer Sedimente im Hangrelief von Mittel- und Hochgebirgen.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I **5-6**: 305-318; Stuttgart.
- VONBANK, E. (1967): Höhenfunde aus Vorarlberg und Liechtenstein.- Archaeologia Austriaca **XL**: 80-91; Wien.
- WEGMÜLLER, H.P. (1976): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kanton Appenzell, St. Gallen, Graubünden Schweiz).- Bot. Jahrb. Syst. **97**(2): 226-307; Stuttgart.
- WELTEN, M. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen alpiner Bodenprofile: Historische Entwicklung des Bodens und säkulare Sukzession der örtlichen Pflanzengesellschaften.- Veröff. Geol. Inst. Rübel in Zürich **33**: 253-274; Zürich.
- WELTEN, M. (1962): Bodenpollen als Dokumente der Standorts- und Bestandsgeschichte.- Veröff. Geol. Inst. Rübel in Zürich **37**: 330-345; Bern.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis.- Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. **95**: 104 S; Basel u.a..
- WICK, L. & TINNER, W. (1997): Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of holocene climatic oscillations.- Arctic and Alpine Research **29** (4): 445-458; Colorado.
- WICK, L., VAN LEEUWEN, F.N.P., VAN DER KNAAP, W.O. & LOTTER, A.F. (2003): Holocene vegetation development in the catchment of Sägistalsee (1935 m asl), a small lake in the Swiss Alps.- J. Paleolimnology **30**: 261-272; Berlin.
- WIECHMANN, H. (1978): Stoffverlagerung in Podsolen.- Hohenheimer Arb. **94**: 139 S.; Stuttgart.

- WHITLOCK, C. & LARSEN, C. (2001): Charcoal as a fire proxy.- IN: SMOL, J.P., BIRKS, H.J.B., & LAST, W.M. [Hrsg.]: Tracking environmental changes using lake sediments. Terrestrial, algal, and siliceous indicators **3**: 75-97; Dordrecht (Kluwer).
- WHITTINGTON, G. & EDWARDS, K.J. (1999): Landscape scale soil pollen analysis.- Quaternary Proceedings **7**: 595-604; Chichester.
- WISCHENBARTH, P. (2000): Neue steinzeitliche Alpfundstellen in Vorarlberg/ Österreich – Ergebnisse mehrjähriger Geländebegehungen.- Germania **78**: 273-289; Frankfurt.
- ZIMPEL, H. (1968): Zur Entwicklung und zum heutigen Stand der Walserkolonie.- Mitt. Geogr. Ges. **53**: 123-173; München.
- ZECH, W. & WILKE, B.-M. (1977): Vorläufige Ergebnisse einer Bodenchronosequenzstudie im Zillertal.- Mitt. Dt. Bodenk. Ges. **25**: 571-586; Oldenburg.
- ZECH, W. & VÖLKL, W. (1979): Beitrag zur bodensystematischen Stellung kalkalpiner Verwitterungslehme.- Mitt. Deutschen Bodenkund. Ges. **29**: 661-668; Oldenburg.
- ZOLLER, H. (1958): Pollenanalytische Untersuchungen im unteren Misox mit den ersten Radiokarbondatierungen in der Südschweiz.- Verh. IV INQUA 1957. Veröff. Geobotan. Inst. Rübel in Zürich **34**: 166-176; Zürich.
- ZOLLER, H. & KLEIBER, (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler.- Verh. Natf. Ges. Basel **81**(I): 90 -154; Basel.
- ZOLLER, H. (1960): Die wärmzeitliche Verbreitung von Haselstrauch, Eichenmischwald, Fichte und Weißtanne in den Alpenländern.- Bauhinia **1**: 189-207; Basel.
- ZOLLER, H. & BROMBACHER, C. (1984): Das Pollenprofil „Chalavus“ bei St. Moritz – Ein Beitrag zur Wald- und Landwirtschaftsgeschichte im Oberengadin.- IN: LANG, G. [Hrsg.]: Festschrift Welten: Diss. Bot. **72**: 377 – 398; Vaduz.
- ZOLLER, H. & ERNY-RODMAN, C. (1994): Epochen der Landschaftsentwicklung im Unterengadin.- IN: LOTTER, A. & AMMANN, B. [Hrsg.]: Festschrift Gerhard Lang – Beiträge zur Systematik und Evolution, Floristik und Geobotanik, Vegetationsgeschichte und Paläoökologie: Diss. Bot. **234**: 207-213; Berlin, Stuttgart.
- ZOLLER, H., ERNY-RODMAN, C., PUNCHAKUNNEL, P. (1996): The history of vegetation and land use in the lower Engadin (Switzerland).- Nationalpark-Forschung in der Schweiz **86**: 59 S.; Teufen u.a..

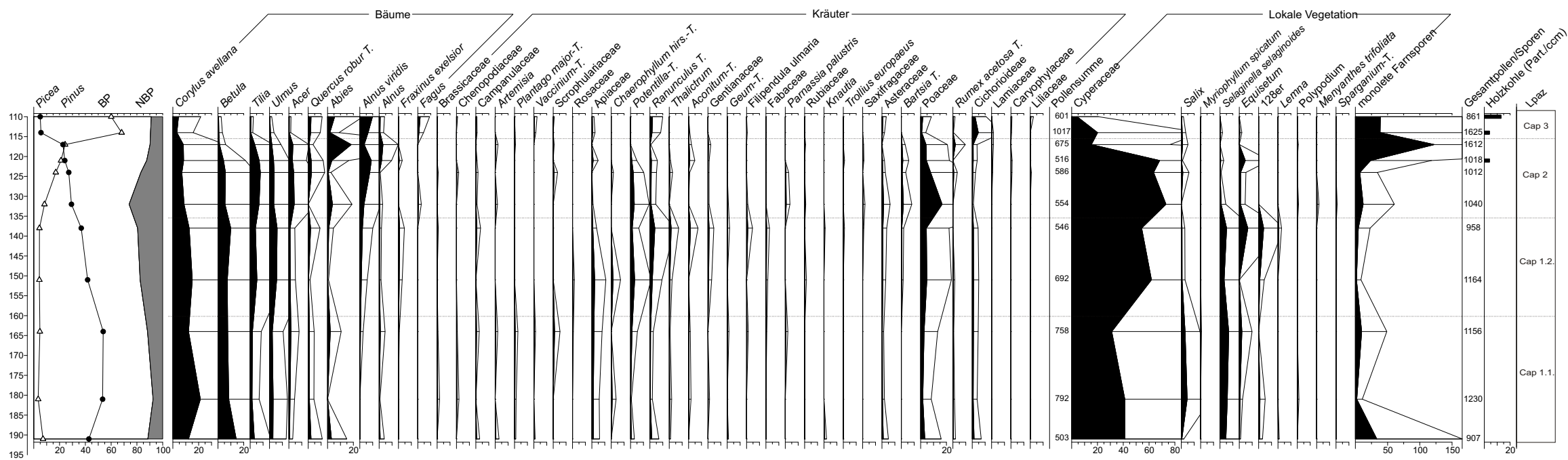
ANHANG

- A Palynologie
- B Bodenkunde
- C Dendroökologie

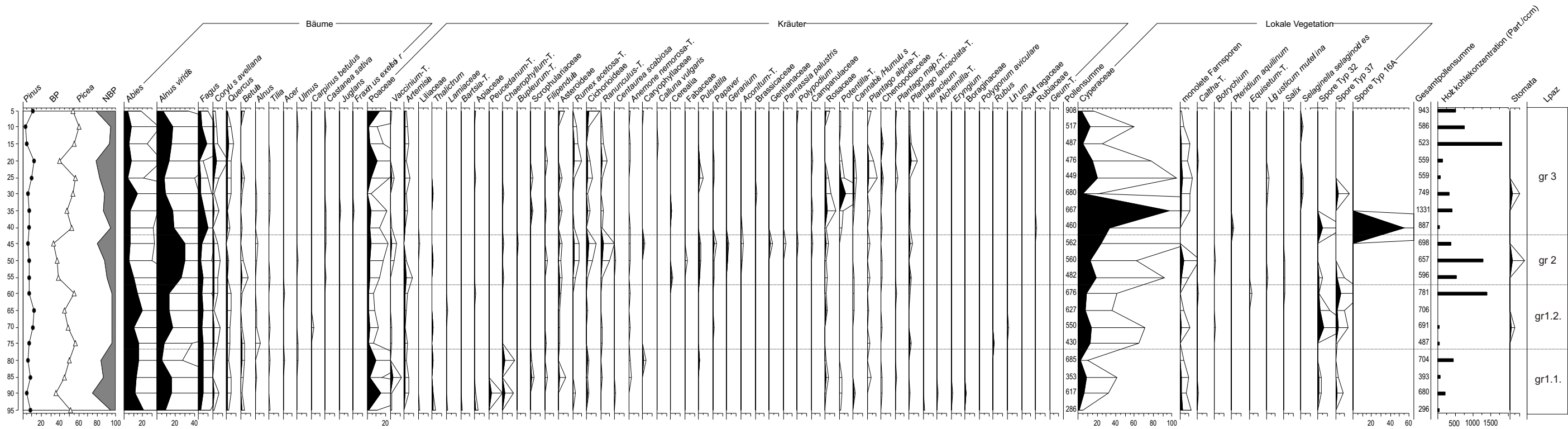
Moor Capelgin - CAP 2 (St. Antönien, Schweiz)



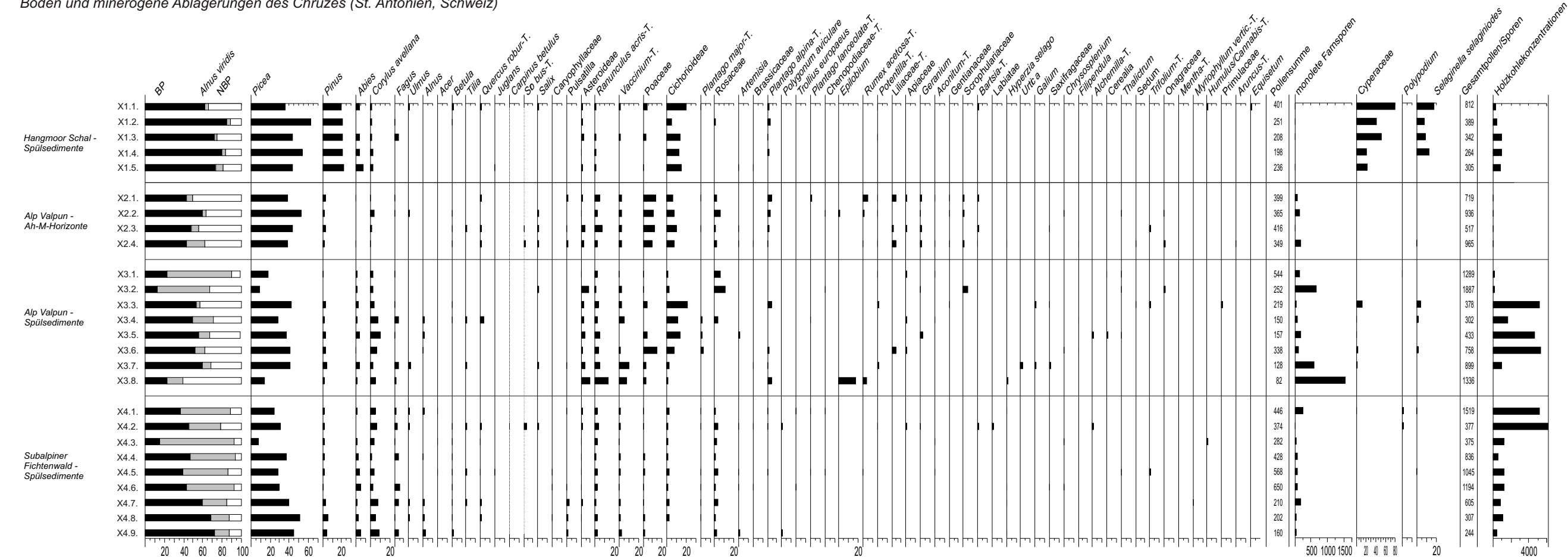
Moor Capelgin - CAP 1 (St. Antönien, Schweiz)



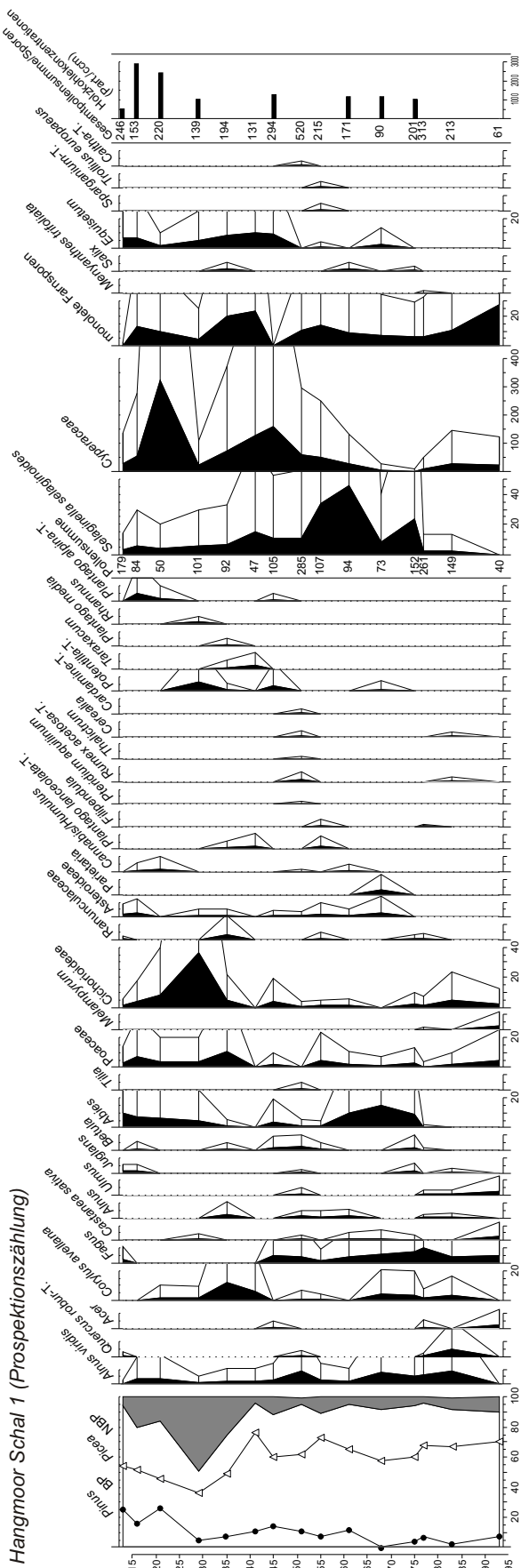
Moor Groß Ried (St. Antönien, Schweiz)



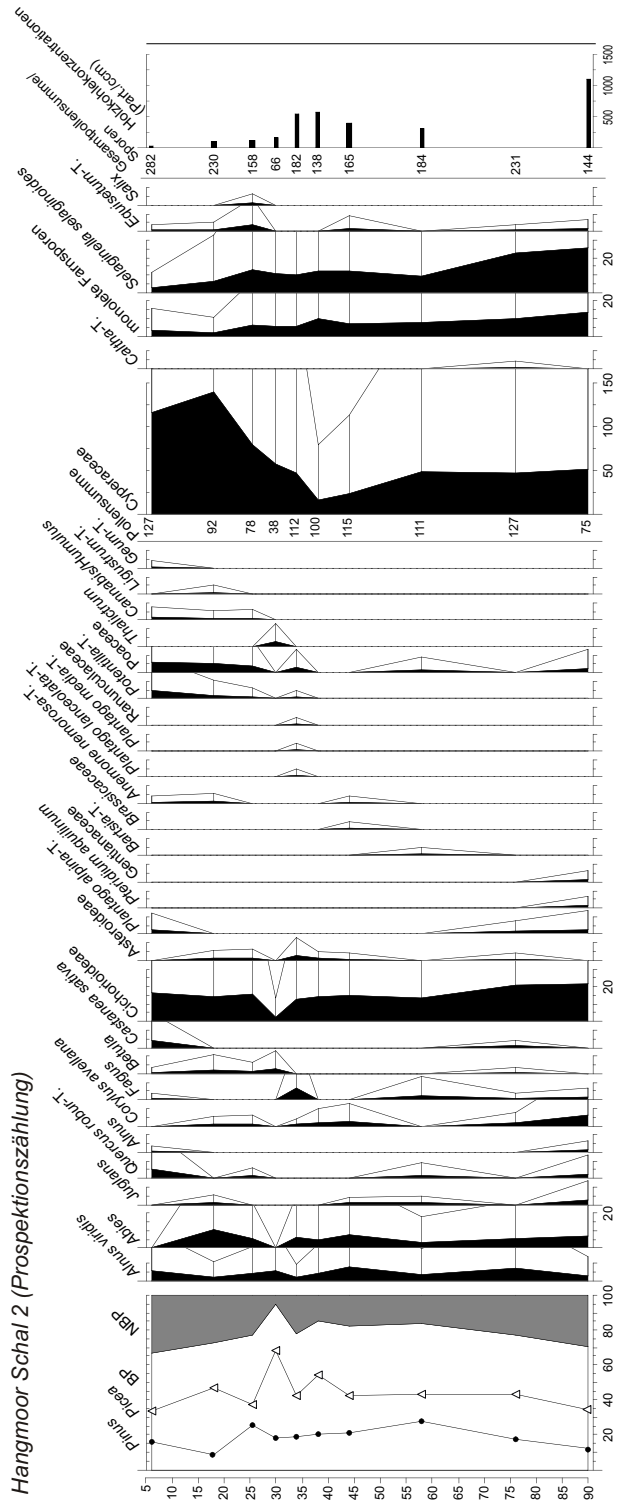
Böden und minerogene Ablagerungen des Chrüzes (St. Antönien, Schweiz)



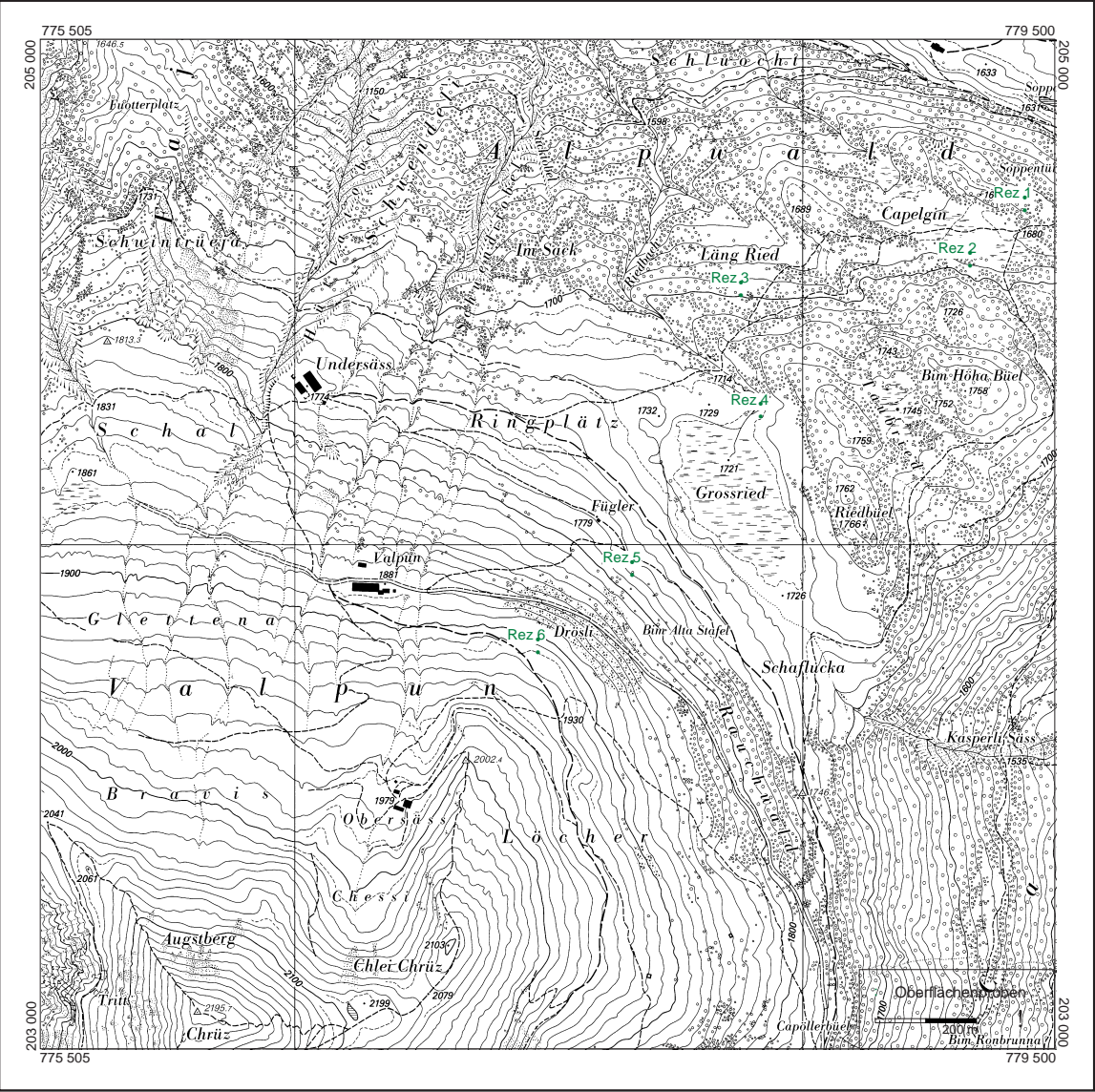
Hangmoor Schal 1 (Prospektionszählung)



Hangmoor Schal 2 (Prospektionszählung)



Verteilung der Oberflächenproben am NE-exponierten Hang des Chrüzes



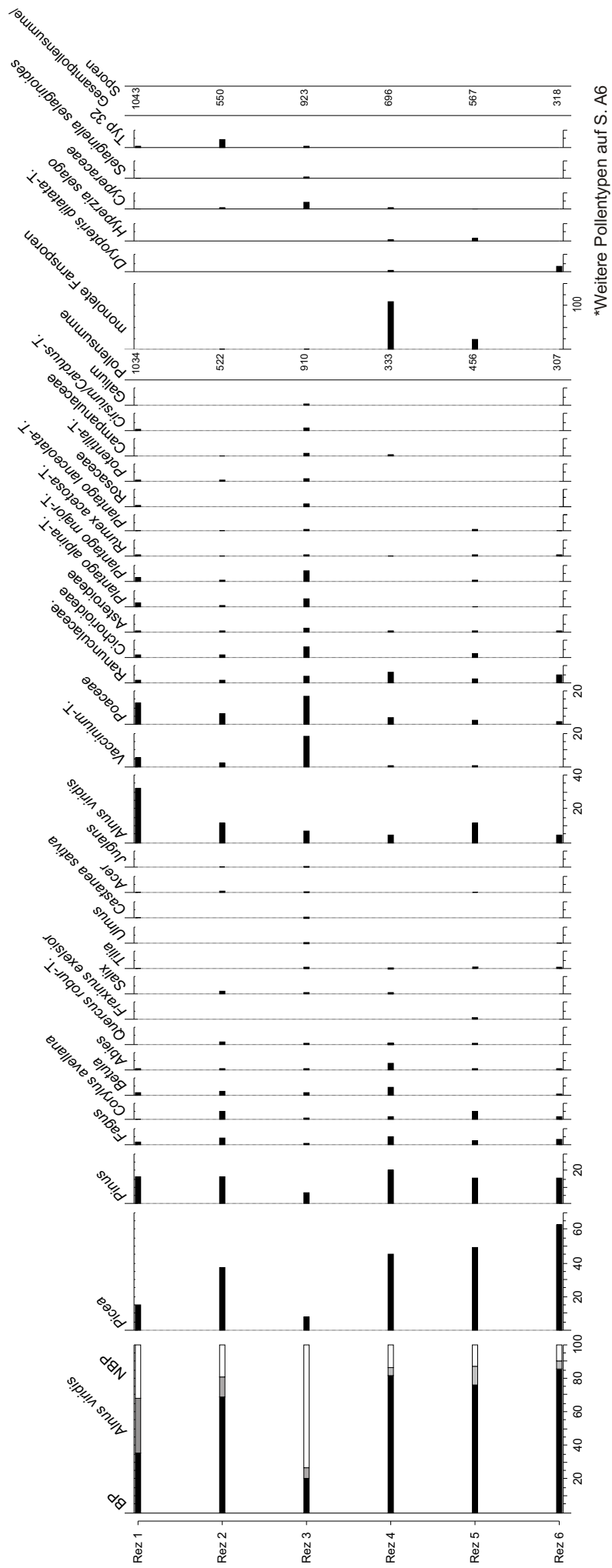
Oberflächenproben (Moospolster) am NE-exponierten Hang des Chrüzes
(Angaben in %)

Pollentypen	Rez 1	Rez 2	Rez 3	Rez 4	Rez 5	Rez 6
BP	35,59	69,16	20,22	81,38	75,66	85,67
NPB	32,11	19,54	73,19	14,11	12,72	9,77
<i>Picea</i>	14,99	37,16	7,80	45,35	49,56	62,87
<i>Pinus</i>	16,34	16,28	6,70	20,12	15,79	15,64
<i>Fagus</i>	1,74	4,02	1,32	5,41	2,85	3,58
<i>Corylus avellana</i>	0,39	4,98	0,99	1,80	5,26	1,95
<i>Betula</i>	0,87	2,30	1,10	4,20	0,00	0,33
<i>Abies</i>	0,87	0,57	0,44	3,60	0,88	0,33
<i>Quercus robur</i> -T.	0,00	1,34	0,44	0,30	0,66	0,00
<i>Salix</i>	0,00	1,34	0,44	0,30	0,00	0,00
<i>Juglans</i>	0,00	0,38	0,33	0,00	0,00	0,00
<i>Acer</i>	0,19	0,77	0,11	0,00	0,22	0,00
<i>Castanea sativa</i>	0,10	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
<i>Fraxinus</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00
<i>Tilia</i>	0,10	0,00	0,11	0,30	0,22	0,65
<i>Ulmus</i>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,33
<i>Alnus</i>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
<i>Alnus viridis</i>	32,30	11,30	6,59	4,50	11,62	4,56
<i>Vaccinium</i> -T.	6,00	2,30	19,23	0,60	0,44	0,00
<i>Calluna vulgaris</i>	0,10	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
Poaceae	12,57	6,51	16,59	3,90	2,41	1,63
Ranunculaceae	1,35	1,34	3,52	6,01	2,41	4,56
Cichorioideae	1,64	1,72	5,93	0,00	2,41	0,00
<i>Taraxacum</i>	0,48	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Asteroideae	0,77	0,96	2,31	0,60	0,88	0,98
<i>Plantago alpina</i> -T.	2,13	0,96	5,16	0,00	0,22	0,00
<i>Plantago lanceolata</i> -T.	0,48	0,38	0,88	0,00	0,88	0,65
<i>Plantago major</i> -T.	2,22	1,34	6,81	0,00	1,10	0,00
<i>Rumex acetosa</i> -T.	1,26	0,19	1,21	0,60	0,66	1,30
Rosaceae	0,29	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00
<i>Potentilla</i> -T.	0,48	0,38	1,32	0,00	0,00	0,00
<i>Bupleurum</i> -T.	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Peucedanum</i> -T.	0,10	0,00	0,33	0,30	0,00	0,00
<i>Artemisia</i>	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Brassicaceae	0,39	0,19	0,11	0,00	0,22	0,00
Campanulaceae	0,00	0,19	1,65	0,30	0,00	0,00
<i>Cirsium/Carduus</i> -T.	0,48	0,00	1,87	0,00	0,00	0,00
Caryophyllaceae	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00
Chenopodiaceae	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
Fabaceae	0,19	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
<i>Filipendula ulmaria</i>	0,19	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Galium</i> -T.	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,00
Lamiaceae	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
Liliaceae	0,00	0,00	0,11	0,00	0,44	0,00
<i>Myriophyllum alternifolium</i>	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Parnassia</i>	0,00	0,57	0,11	0,30	0,00	0,00
<i>Pastinaca</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
<i>Polypodium</i>	0,00	0,00	0,00	0,30	0,22	0,00
<i>Pulsatilla</i>	0,00	0,00	0,00	0,30	0,00	0,00

Fortsetzung Oberflächenproben

Pollentypen	Rez 1	Rez 2	Rez 3	Rez 4	Rez 5	Rez 6
<i>Scrophulariaceae</i>	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Sparganium-T.</i>	0,10	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Thalictrum</i>	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Pollensumme</i>	1034,00	522,00	910,00	333,00	456,00	307,00
<i>Botrychium</i>	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00
<i>Dryopteris dilatata-T.</i>	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	2,93
<i>Equisetum</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,65
Cyperaceae	0,10	0,96	3,96	0,90	0,22	0,00
<i>Hyperzia selago</i>	0,00	0,00	0,00	0,30	1,10	0,00
<i>Selaginella selaginoides</i>	0,10	0,00	0,66	0,00	0,00	0,00
Typ 32	0,77	4,21	0,22	0,00	0,00	0,00
monolete Farnsporen	0,00	1,15	0,44	107,81	23,03	0,00
Gesamtpollensumme/Farne	1044,00	550,00	923,00	696,00	567,00	318,00

Oberflächenproben vom Chrüz (St. Antönien, Schweiz) - Auszug*



Beschreibung der Bodenprofile am NE-exponierten Hang des Chrüzes

Catena X1 Moor Capelgin - Moor Groß Ried - Alp Valpun

X1_1. Eintritt Moor Capelgin (1680 m ü.NN)

HN: 10°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	
	3	Oh/Ahe	dgrbn	W2	2	X4.5.
	6	Ae (M)	dgr	W3	2	
	10	B(s)h	drbn			
	30	Bs	rooclibn	W4	2	

Bodenform

erneut podsolierter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: subalpiner Fichtenwald mit Ericaceen

Bemerkung: unter Wurzel aufgeschlossen

X1_2. Unterhalb des Moores Capelgin (1680 m ü.NN)

HN:20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	
	2	L				X4.6.
	0,5	Of				
	0,25	Oh				
	10	Ahe	dkviligr	W3	3	
	30	fBsCv	ocbn	W3	5	
	40	IIcV	gr	W1	6	

Bodenform

erneut podsolierter, erodierter fossiler Podsol aus Flyschzersatz (Basislage) über verwittertem Flysch

Vegetation: subalpiner Fichtenwald mit Ericaceen

Bemerkung: unter Wurzel aufgeschlossen

X1_3. Hangfuß oberhalb des Moors Capelgin (1690 m ü.NN)

HN:25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	2	L				X4.2.
	9	Of				
	16	Oh				
	8	Ahe	viligr	W3	3	
X1_3.2.	12	Ae	hgr	W3	3	
	13	Bsh	drobn	W3	3	
	21	IIbS	rooclibn	W2	2	
	60	IIIbSv	ocbn	W0	4	
	60+	IVCv	gr	W0	6	

Bodenform:

Eisen-(Humus)-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch
Vegetation: subalpiner Fichtenwald
Bemerkung: verlagerter Humus färbt Spülsediment dgr

X1_4. Hangfuß oberhalb des Moors Capelgin (1690 m ü.NN)

HN:25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
X1_4.1.	19	Ah-M	10YR 3/2	W3	3	X4.1.
X1_4.2.	39	IIM	10YR 5/3	W3	2	
X1_4.3.	65	IIIbS	10YR 4/6	W3	2	
X1_4.4.	75	IVfBsCv	10YR 5/4	W1	3	
	75+	IVCv	gr	W0	6	

Bodenform

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verw. Flysch
Vegetation: lichter subalpiner Fichtenwald
Bemerkung: 14C-Datierung im IIM (2540 ± 31 uncal. BP)

X1_5. Oberhalb des Moores Capelgin (1680 m ü. NN)

HN:25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	8	Ah-M	dgrbn	W6	2	X4.8.
X1_5.2.	18	IIM	10YR 5/3	W3	3	
	42	IIIM	rolibn	W2	2	
	60	IVfBsCv	hocbn	W0	3	
	60+	VCv	gr	W0	6	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch
Vegetation: *Deschampsia c.*, Farn
Bemerkung: IIM enthält zahlreiche Holzkohlen

X1_6. Oberhalb des Moors Capelgin (1690 m ü.NN)

HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	401	0,25 L				X4.3.
	7	Of				
X1_6.1.	1	Oh				
X1_6.2.	3	Ahe (M)	7.5YR 4/2	W3	2	
X1_6.3.	8	Ae (M)	7.5YR 5/2	W3	2	
X1_6.4.	11	IIbsh	7.5YR 3/3	W2	3	
X1_6.5.	28	IIbS	10YR 4/6	W1	3	
X1_6.6.	56	IIIbSv	10YR 5/4	W0	4	
	56+	IIICv	gr	W0	6	

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch
Vegetation: *Piceetum subalpinum* (licht)
Bemerkung: Ahe, IAe überprägen M-Horizont

Catena X1 Moor Capelgin - Moor Groß Ried - Alp Valpun

X1_7. Oberhalb des Moores Capelgin (1690 m ü.NN)
HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
		3 L				
		11 Of				
		2 Oh				
X1_7.2.	0,5	Ahe	ddbng	W3	3	X4.4.
	2,5	Ae	5YR 4/2	W3	3	
	8	Bsh	drobn	W3	3	
	45	IIBs	rooclibn	W2	2	
	60	IIIBsCv	hocbn	W2	4	
	60+	IVCv	gr	W0	6	

Bodenform

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Piceetum subalpinum

Bemerkung: Ahe, Ae und Bsh im ehemaligen IIM
(siehe Abb. 64)

X1_8. Zw. Capelgin und Längried (1700 m ü.NN)
HN: 23°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
X1_8.1.	12	RO			2	
X1_8.2.	8	Ahe	7.5YR 4/2	W3	3	
X1_8.3.	11	Ae	5YR 4/2	W3	3	
X1_8.4.	12	IIBsh	7.5YR 3/3	W2	2	
X1_8.5.	28	IIBs	10YR 4/6	W2	2	
X1_8.6.	50	IIIBsCv	10YR 5/4	W0	5	
	50+	IIICv	gr	W0	6	

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Piceetum subalpinum

Bemerkung: RO mit sedimentären Einschäl-
ungen wie auch Ahe gestört
(siehe Tafel 5)

X1_9. Zw. Capelgin und Längried (1700 m ü.NN)
HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
		8 Ah-M	dgrbn	W6	2	
X1_9.1.	42	M	10YR 3/3	W3	2	
X1_9.2.	55	IIIfBsCv	hocbn	W0	3	
	55+	IIICv	gr	W0	6	

Bodenform

anthropozoogener Kolluvisol über erodiertem fossilem
Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Piceetum subalpinum

Bemerkungen: Viehgangeln im Fichtenwald

X1_10. Nördliche Erhebung vom Riedbüel (1750 m ü.NN)
HN: 10°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
		3 L				
		12 Of				
		15 Oh				
	1	Ahe	dgr	W4	2	X4.7.
	15	Ae(M)	hgr	W2	2	
	28	IIIfBs	rooclibn	W2	2	
	48	IIIfBsCv	hocbn	W1	4	
	48+	IVCv	gr	W0	6	

Bodenform

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Piceetum subalpinum, Moospolster

Bemerkung: Verebnung, Holzkohle im Ae-M
Ahe überprägt IIM

X1_11. Eintritt Groß Ried (1700 m ü.NN)
HN: 27°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
		1 Ah	dgrbn	W3	2	
	32	fBs	rooclibn	W2	2	
	50	IIIfBsCv	hocbn	W1	4	
	60	IIICv	gr	W0	6	

Bodenform

erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale
Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Piceetum subalpinum (licht)

Bemerkung: unter Wurzel aufgeschlossen
Ae in Bs verwürgt

X1_12. Verebnung nördlich vom Rand des Groß Rieds
HN: 5° (1720 m ü. NN)

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
X1_12.1	5	Ah-M	10YR 4/2	W6	1	
X1_12.2	25	IIIfBs	10YR 4/6	W1	2	
X1_12.3	45	IIIfBsCv	10YR 5/4	W0	3	
	45+	IVCv	gr	W0	6	

Bodenform

Kolluvial überdeckter, bioturbat beanspruchter, erodierter,
fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale
Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Catena X1 Moor Capelgin - Moor Groß Ried - Alp Valpun

X1_13. Hangfuß oberhalb Groß Ried (1730 m ü. NN)
HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
X1_13.1.	8	Ah-M	10YR 3/2	W6	2	X2.2.
X1_13.2.	25	IIM	10YR 5/2	W3	3	X3.3.
	27	Brandh.	schw			
X1_13.3.	35	IIIM	10YR 5/3	W1	3	
X1_13.4.	55	IVfBs	10YR 4/6	W0	3	
	70	VfBsCv	ocgr	W0	6	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Brandhorizont 2266 ± 49 uncal. BP

X1_14 Hangfuß (1740 m ü. NN)
HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	8	Ah-M	grbn	W6	2
X1_14.2	23	IISw-M	10YR 6/3	W3	2
	25	Brandh.	schw		
X1_14.3	48	IIISd°fBsCv	hocbn	W2	4
	58	IVCv	ocgr	W1	5

Bodenform:

Staunässe beeinflusster, kolluvial überdeckter, erodierter,
fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale
Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: extensive Alpweide

Bemerkung: Interflow, Holzkohle im M°Sw
Brandhorizont 2167 ± 49

X1_15 Am Hang (1760 m ü. NN)
HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	6	Ah-M	grbn	W6	2
X1_15.2.	15	IIM	hgr	W3	3
	28	IIIfBs	rooclibn	W2	3
	60	IVCv	oc	W1	5

Bodenform

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: extensive Alpweide

Bemerkung: Holzkohle im IIM

X1_16 Am Hang der Alp Valpun (1780 m ü. NN)
HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	5	Ah-M	grbn	W6	2	X2.4.
X1_16.2	20	IIM	hgr	W3	3	X3.6.
	31	IIIfBs	rooclibn	W2	3	
	60	IVCv	oc	W1	5	

Bodenform

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: extensive Alpweide

Bemerkung: Holzkohle im IIM

X1_17 Am Hang (1800 m ü. NN)
22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	10	Ah-M	dgrbn	W6	3
	20	IIM	lilastich	W3	3
X1_17.2.	24	IIIfBs	grau	W2	3
X1_17.4.	55	IVCv	10YR 5/4	W0	6

Bodenform:

mehrgliedriges Kolluvium über erodiertem,
fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deck-
schichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: mehrere Wurzelhorizonte übereinander

X1_18 Grünerlengebüsch, Valpunstraße (1820 m ü. NN)
HN: 30°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	2	Ah	grbn	W3	3
	47	IIICv	ocgr	W2	5
	60	IVCv	gr	W0	6

Bodenform:

Regosol aus Flyschzersatz (periglaziale
Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: *Alnetum viridis*

Bemerkung: Interflow, lockeres feuchtes Profil
im IVCv Ton- und Sandteine in Wechsellagerung

Catena X1 Moor Capelgin - Moor Groß Ried - Alp Valpun

X1_19 Alpenrosen, oberh. Valpunstr. (1890 m ü.NN)
HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	0,5	L				
	15,5	Of				
	0,25	Oh				
X1_19.1	1	Ahe	7.5YR 4/2	W3	3	X3.1.
X1_19.2	9	Ae	7.5 YR 6/2	W3	3	
X1_19.3	15	Bsh	5YR 4/3	W2	4	
X1_19.4	32	IIBs	10YR 4/4	W1	4	
X1_19.5	45+	IICv	10YR 5/1	W0	5	

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpenrosengebüsch

Bemerkung: nicht durch Viehtritt gestört

X1_20 Oberhalb des Viehpfads (1890 m ü. NN)
HN: 27°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	1	L				
	8	Of				
	5	Ah-M	dbn	W6	2	
	23	IIM	dgrbn	W3	2	
	30	IIIfAe	7.5 YR 5/2	W3	4	X3.2.
	41	IIIfBs	rooclibn	W1	3	
	51	IVfBsCv	hocbn	W0	5	
	60+	VCv	gr	W0	6	

Bodenform:

kolluvial überdeckter Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: gestörtes Alpenrosenprofil

X1_21 Alpenrosen (1920 m ü.NN)
HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	1	L			
	12	Of			
	1	Ahe	7.5YR 4/2	W3	3
	6	Ae	7.5 YR 6/2	W3	3
	8	Bsh	5YR 4/3	W2	4
	23	Bs	10YR 4/4	W1	4
	33	IIBsCv	10YR 5/1	W0	5
	45+	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpenrosengebüsch

Bemerkung: Alpenrosen in Schollen aufgelöst

X1_22 Alpenrosen (1980 m ü.NN)
HN: 27°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	1	L			
	8	Of			
	1	Ahe	7.5YR 4/2	W3	3
	4	Ae	7.5 YR 6/2	W3	3
	8	Bsh	5YR 4/3	W2	4
	20	Bs	10YR 4/4	W1	4
	25	IIBsCv	10YR 5/1	W0	5
	30	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpenrosengebüsch

Bemerkung: Alpenrosen in Schollen aufgelöst

Catena X2 Moor Groß Ried Ringplätz - Alp Valpun

X2.1. Ringplätz (1751 m ü.NN)

HN: 5°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	5	Ah-M	10YR 4/2	W6	2	X2.1
X2_1.2.	15	IIM	10YR 6/2	W2	2	X3.4.
	30	IIIfBs	10YR 4/6	W1	2	
	50+	IIIfBsCv	hocbn	W0	4	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

X2.2. Mulde (1760 m ü.NN)

HN: 5°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
	8	Ah-M	dgrbn	W6	2	X2.3.
X2_2.2.	22	IIM	10YR 5/2	W2	2	X3.5./X3.6.
X2_2.3.	42	IIIfBs	10YR 4/6	W1	3	
X2_2.4.	60+	IVfBsCv	hocbn	W1	5	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

X2.3. Zwei Fichten (1780 m ü.NN)

HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	8	Ah-M	dgrbn	W6	2
X2_3.2.	18	IIM	10YR 6/4	W3	2
	26	IIIfBsCv	hocbn	W3	3
	40+	IVCv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Holzkohle makroskopisch sichtbar,
Alter der Bäume unbestimmbar, Holzwurm

X2.4. Unterhalb Verebnung (1800 m ü.NN)

HN: 27°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
X2_4.1.	6	Ah-M	10YR 4/2	W6	2
X2_4.2.	18	IIIfBs	10YR 4/6	W3	2
X2_4.3.	25	IIIfBsCv	10YR 4/6	W3	3
X2_4.4.	45+	IVCv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

X2.5. Murmeltierbauten (1820 m ü.NN)

HN: 3°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk	PP
X2_5.1.	7	Ah-M	dgrbn	W6	2	X2.1.
X2_5.2.	16	IIM	10YR 6/4	W3	2	X3.7.
X2_5.3.	32	IIIfBs	10YR 4/6	W3	3	
	54+	IVBsCv	ocbn	W0	5	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Holzkohle makroskopisch sichtbar

X2.6. Alpenrosenschollenfreie Fläche (1840 m ü.NN)

HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	dgrbn	W6	2
X2_6.2.	12	IIM	7.5 YR 6/2	W3	2
X2_6.3.	22	IIIfBs	10YR 4/6	W3	3
X2_6.4.	32	IVfBsCv	hocbn	W0	6
	52	VCv	oc		

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: IVfBsCv viele Sandsteine

X2.7. Aufschluss Rinne (1850 m ü.NN)

HN: 30°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	dgrbn	W6	2
	30	IIIfBs	robn	W3	2
	55+	IIIfBsCv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

X2.8. Oberhalb Valpunstraße (1890 m ü.NN)

HN: 24°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
X2_8.1.	5	Ah-M	dgrbn	W6	2
X2_8.2.	16	IIM	hgrbn	W3	2
	21	IIIfAe	7.5 YR 5/2	W3	4
	43	IIIfBs	robn	W1	3
	54	IVfBsCv	ocbn	W0	5
	60+	VCv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Catena X3 Hangmoor Valpun-Schal-Glettena-Alp Valpun

X3.1. Oberhalb des Hangmoors Schal (1840 m ü. NN)

HN:16°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
X3_1.1.	8	Ah-M	10YR 3/2	W6	2
X3_1.2.	18	IISw-Ah-M	10YR 2/2	W2	2
X3_1.3.	60	IIISd-M	10YR 5/2	W1	3
	70	IVCv	oc	W1	3

Bodenform:

pseudovergleyter Kolluvisol aus Flysch-
zersatz (periglaziale Deckschichten) über
verwittertem Flysch

Vegetation : Alpweide

Bemerkung: sehr feucht

X3.2. Oberhalb des Hangmoors Schal (1860 m ü.NN)

HN: 14°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
X3_2.1.	5	(Sw)Ah-M	10YR 3/2	W6	2
X3_2.2.	20	IISd-M	10YR 3/4	W2	2
X3_2.3.	63	IIICv	10YR 5/6	W1	5

Bodenform:

pseudovergleyter Kolluvisol aus Flysch-
zersatz (periglaziale Deckschichten) über
verwittertem Flysch

Vegetation : Alpweide

Bemerkung: Interflow

X3.3. Glettena (1870 m ü.NN)

HN: 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	5	Sw-Ah-M	grbn	W6	2
	28	IISd-M	bgr	W2	2
	50	IIIfBsCv	oc	W1	5

Bodenform:

pseudovergleytes kolluviales Material über
stark erodiertem Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation : Alpweide

Bemerkung: Interflow

X3.4. Glettena (1900 m ü.NN)

HN: 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	8	Sw-Ah-M	grbn	W6	2
	30	IISd-M	bgr	W2	2
	50	IIIfBsCv	oc	W1	5

Bodenform:

pseudovergleytes kolluviales Material über
stark erodiertem Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation : Alpweide

Bemerkung: Interflow

X3.5. Alp Valpun (1940 m ü.NN)

HN:25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	0,25	L			
	9,5	Of			
	0,5	Ahe	dgr	W3	3
X3_5.2.	6	Ae	7.5YR 5/2	W3	3
X3_5.3.	11	Bsh	5YR 4/3	W2	4
X3_5.4.	18	IIBs	10YR 4/6	W1	4
X3_5.6.	32	III(Bs)Cv	10YR 5/4	W0	5
X3_5.6.	65	IVCv	10YR 5/1	W0	6

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über
über verwittertem Flysch

Vegetation : Alpweide/ *Rhododendron ferrugineum*

Bemerkung: Bodenprofil unter Alpenrose

X3.6. Neben X3.5. Unter Weide (1940 m ü.NN)

HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6	2
	10	IIM	lilalehm	W3	2
	15	IIIM	gr	W2	2
	35	IVfBs	rooclibn	W1	3
	73	f(Bs)Cv	ocbn	W0	5
	73+	Cv	gr		

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglazialen Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation : Alpweide

Bemerkung: viel Holzkohle im IIIM

Catena X3 Hangmoor Valpun-Schal-Glettena-Alp Valpun

X3.7. Bewachsene Rinne (1950 m ü.NN)

HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	3	Ah-M		W6	2
	18	IIIM	hgrbr	W2	2
	67	IVfBsCv	oc	W1	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter erodierter Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Weg des Viehs

X3.8. Unter Weide (1960 m ü.NN)

HN: 17°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	3	Ah-M		W6	2
	13	IIM		W2	2
	25	III fBs	rooclibn	W1	3
	35+	IVfBsCv	oc	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter erodierter Podsol aus
Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

X3.9. Extensive Weide - Bravis (1980 m ü.NN)

HN: 21°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizonte	Farbe	W	Sk
	0,25	L			
	3	Of			
	5	Oh			
	0,5	Ahe		W3	2
	11	Ae		W2	3
X3_9.3.	16	II fAh-M		W4	2
	32	fBsCv	rooclibn	W1	3
	71	fCv	oc	W0	5

Bodenform:

erneute Podsolierung im kolluvial überdeckten
erodierten Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: extensive Alpweide

Beschreibung der Bodenprofile am NNE-exponierten Hang des Eggbergs

Catena Egg1 oberhalb Dörfji - Haupt

Egg1_1 Unter dem 1. Rutschungskörper
(1780 m ü. NN)

HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6	2
	7	IIfAhe	sw	W2	2
Egg1_1.3.	10	IIfAe	hgr	W2	2
	12	IIfBsh	rogrdbn	W2	3
	24	IIfBs	rooclibn	W1	3
Egg1_1.6.	60	IIIfBsCv	ocbn	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide

Egg1_2 Rutschungskörper oberhalb Strommast
(1780 m ü. NN)

HN: 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	3	Ah-M	br	W6	2
	21	IIAh-M	br	W4	2
	33	IIIM	grbr	W4	3
	60	IVfBsCv	gr	W2	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluvial Auflage über erodiertem, fossilem
Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: gr. Sdst (30 cm) im IIIM

M= übereinandergelagerte Rasenschollen

Egg1_3 Zwischen 1. Und 2. Rutschungskörper
(1780 m ü. NN)

HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6	1
	12	IIM	robn	W3	1
	15	IIIM	ocgr	W2	2
	22	IVfBs	rooclibn	W1	3
	40	VfBsCv	ocbn	W0	3
	60	VIcV	gr	W0	4

Bodenform:

mehrgliedrige kolluvial Auflage über erodiertem,
fossilem Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: mehrere verschobene Rasenschollen

übereinandergelagert?, M enthält verspültes Ae-Material

Egg1_4 Unterhalb 2. Rutschungskörper
(1780 m ü. NN)

HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg1_4.1.	8	Ah-M	10YR 7/6	W6	2
Egg1_4.2.	9,5	IIfAhe	10YR 7/2	W2	2
Egg1_4.3.	13,5	IIfAe	5YR 6/2	W2	2
Egg1_4.4.	15,5	IIfBsh	5YR 4/2	W2	3
Egg1_4.5.	31	IIfBs	10YR 4/1	W1	3
Egg1_4.6.	42	IIIfBsCv	10YR 4/0	W0	5
	63	Cv	gr	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Ah-M enthält auch Ae-Material

Egg1_5 Rutschungskörper (1790 m ü. NN)

HN: 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	3	Ah	swbn	W3	2
Egg1_5.1.	13	Ah-M	brgr	W3	2
Egg1_5.2.	29	IIM	10YR4/3	W2	2
Egg1_5.3.	55	IIIfBs	10YR4/6	W0	4
	70	IVfBsCv	bggr	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Lägerflur

Egg1_6 Hang zw. 2. und 3. Rutschungskörper
(1790 m ü. NN)

HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg1_6.1.	8	Ah-M	10YR4	W6	2
Egg1_6.2.	25	IIfBs	10YR 4/3	W3	2
Egg1_6.3.	35	IIIfBsCv	10YR 4/0	W0	4
	> 35	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über
verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Catena Egg1 oberhalb Dörfji - Haupt

Egg1_7 Rutschungskörper (Profil4), 1810 m ü. NN
HN: 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg1_7.1.	2	Ah	10YR2/2 W3	2	
Egg1_7.2.	10	IIM	10YR 4½ W3	3	
Egg1_7.3.	30	IIIM	10YR 5½ W1	3	
Egg1_7.4.	63	IVfBsCv	10YR 4/1 W0	4	

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Lägerflur

Egg1_8 Oberhalb Weg, 1850 m ü. NN
HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	4	Ah-M	dgrbn	W6	2
	10	IIM	grbr	W3	2
Egg1_8.2.	22	IIIfBs	rooclib	W1	2
	58	IVBsCv	ocgrbn	W0	4

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: IIM aus Ae-Material

Egg1_9 Anstieg, Band von Alprosen (1920 m ü. NN)
HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	3	Ah-M	dgrbn	W6	2
	15	IIM	grbr	W3	2
	22	IIIM	br	W1	4
	50	IVCv	gr	W0	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide, feine Viehgangeln mit Alpenrosen

Bemerkung: durchgängig gr-bn Profile

Egg1_10 Anstieg, Band von Alprosen (1940 m ü. NN)
HN: 15°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	4	Ah-M	dgrbn	W6	2
	19	IIM	grbr	W3	2
	22	III M	gr	W1	2
	27	IVfBs	rooclib	W0	4
	60	VfBsCv	ocbn	W0	4

Bodenform:

mehrgliedrige kolluvial Auflage über erodiertem, fossilem
Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)

über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Egg1_11 Anstieg zum Haupt (1960 m ü. NN)
HN: 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	0,25	L			
	8	Of			
	0,5	Oh			
	1	Ahe	ddgrbn	W4	2
Egg1_11.1.	5	Ae	fligr	W2	2
Egg1_11.2.	8	Bsh	dbn	W2	2
Egg1_11.3.	25	Bs	10YR 4/1 W3	2	
	40	IIIfBsCv	ocbn	W2	3
Egg1_11.4.	60	IICv	gr	W0	4

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide, Alpenrosen

Bemerkung: Ae noch nicht grau-weiß,
sondern lilastichig, junge Entwicklung

Egg1_12 Haupt (2000 m ü. NN)
HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg1_12.1	8	Ah-M	10YR 4 W6	2	
Egg1_12.2	38	IIIfBs	10YR 4 W4	3	
Egg1_12.3	52	IIIfBsCv	10YR 4 W2	5	
Egg1_12.4	60	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: extensive Alpweide

Catena Egg2 Rütliwald - Meder- Eggberg

Egg2_1 Grünerlengebüsch-Hochstauden (1830 mü. NN)
HN 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	0,25	Ah	dgrbn	W6	2
Egg2_1.1.	5	Ah-M	grbn	W3	2
Egg2_1.2.	14	IISw-M	7.5YR 6/2	W2	2
Egg2_1.3.	27	IIISd-fBs	10YR 4/6	W2	3
Egg2_1.4.	45	IVfBsCv	10YR 5/4	W1	4
	60	VCv	gr	W0	6

Bodenform:

Pseudogley-Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alnetum viridis

Bemerkung: lockeres, feuchtes Profil

Egg2_3 erneut Grünerlengebüsch (1890 mü. NN)
HN 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	dgrbn	W6	2
Egg2_3.1.	18	IIM	10YR 5/2	W3	2
Egg2_3.2.	38	IIIfBs	10YR 4/6	W2	2
	65	IVfBsCv	oc	W2	3

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alnetum viridis

Egg2_5 Alpweide Meder (1920 mü. NN)

HN 18°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg2_5.1.	10	Ah-M	10YR 4/2	W6	2
	12	IIIfAh	sw	W3	2
Egg2_5.3.	20	IIIfAe	7.5YR 4/1	W3	3
Egg2_5.4.	22	IIIfBh	5YR 3/3	W3	3
Egg2_5.5.	34	IIIfBs	10YR 4/6	W0	3
	65	VBsCv	oc	W0	4

Bodenform:

kolluvial überdeckter Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide (viele Alpenrosen)

Egg2_7 Alpweide Meder, Verebnung Höhe Säss (1930 m ü. NN)

HN 12°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	20	Ah-M	dgrbn	W6	2
Egg2_7.2.	28	IISw-M	10YR 4/1	W3	2
Egg2_7.3.	41	IIISd-Cv	10YR 5/2	W1	4
Egg2_7.4.	62	IVSdCv	10YR 6/1	W0	2

Bodenform:

mehrgliedrige, pseudovergleyte, kolluviale Auflage
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide,

Bemerkung: IVCv sehr tonig

Egg2_2 Alpweide (1860 mü. NN)
HN 13°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg2_2.1.	15	Ah-M	grbn	W6	2
Egg2_2.2.	35	IIIfBs	10YR 6/4	W3	3
	65	IIICv	oc	W2	4

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Egg2_4 Alpweide nebenan (1990 mü. NN)
HN 17°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	7	Ah-M	grbn	W6	2
	16	IIAh-M	grbn	W3	2
	57	IIICv	oc	W2	4

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide (viele Alpenrosen und Farne)

Egg2_6 Alpweide Meder, in Abruchnische
(1920 m ü. NN)

HN 18°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	17	Ah-M	grbn	W4	2
	52	IIIfBsCv	oc	W3	3
	97	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide (viele Alpenrosen)

Egg2_8 Alpweide Meder, Hanganstieg
(1940 m ü. NN)

HN 22°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	3	Ah-M	dgrbn	W6	2
Egg2_8.2.	18	IISw-M	10YR 4/1	W3	2
	33	IIISd-fBs	frooclibn	W1	3
	58	IVfBsCv	ocbn	W0	4

Bodenform:

pseudovergleyte, kolluvial überdeckter, erodierter,
fossiler Podsol aus Flyschzersatz
(periglaziale Deckschichten) über verwittertem
Flysch

Vegetation: Alpweide (viele Alpenrosen)

Catena Egg2 Rütliwald - Meder- Eggberg

Egg2_9 Alpweide Meder, Verebnung (1960 m ü. NN)
HN 10°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	12	Ah-M	dgrbn	W6	2
	32	IInH	dbn	W6	1
	42	IIIGr	hgr	W0	2
	62	IVCv	hhgr	W0	4

Bodenform:

kolluvial überdeckter Hangmoor-Gley
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: stark vernässt

Egg2_10 Alpweide, Alpenrosenscholle (2000 m ü. NN)
HN 30°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	0,25	L			
	10	Of			
	0,5	Oh			
Egg2_10.1.	5	Ae	fligr	W2	2
	6	Bsh	dbr	W2	2
	17	Bs	gr	W3	2
	60	IICv	gr	W0	4

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz
(periglazialen Deckschichten) über
verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide, Alpenrosen

Bemerkung: Ae noch nicht grau-weiß,
sondern lilastichig, junge Entwicklung

Egg2_11 Profil Eggberg, Mulde (2200 m.ü. NN)
HN 17°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
Egg2_11.2a.	11	Ah-M	YR10 3/4	W6	2
Egg2_11.2b.	65	IIM	YR10 4/4	W2	2
	70	IIICv	gr	W0	4

Bodenform:

Kolluvisol über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide,

Bemerkung: auf dem Gipfel des Eggbergs

Gafiatal (1820 m.ü. NN)
HN 15°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	M	dgrbn	W6	2
G1.1.	17	IIM	10YR 3/3	W3	3
G1.2.	32	IIIfB(h)s	7.5YR 4/4	W3	3
	42	IIIfBsCv	oc	W1	3
G1.3.	55+	IVCv	10YR 6/4	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol
aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten)
über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: auf dem Gipfel des Eggbergs

Beschreibung der Bodenprofile am SE-exponierten Hang des Chüeniehorns

Catena C1 Mälchboda - Gmeinweid

C1_1 Alpweide (1860 m ü. NN)

HN: 36°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	12	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	30	IIAh-M	bn	W2	2
	58	IIIfBsCv	rooclibn	W0	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C1_2 Alpweide (1880 m ü. NN)

HN: 23°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	10	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	25	IIM	bn	W2	2
	50	IIIfBsCv	rooc	W0	5
	70	IVCv	gr	W0	2

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Bemerkung: Cv ein Band aus Ton

C1_3 Alpweide (19000 m ü. NN)

HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	10	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	20	IIM	bn	W1	2
	60	IIIfBsCv	rooclibn	W0	4

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C1_4 Alpweide, Mulde (1900 m ü. NN)

HN: 36°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	8	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	34	II(Sw)-M	dbn	W2	3
	56	IIIfBsCv	gr	W0	5

Bodenform:

pseudovergleyte kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C1_5 Alpweide (1940 m ü. NN)

HN: 32°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	10	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	20	IIM	bn	W2	2
	40	IIIfBsCv	rooc	W0	5
	65	IVCv	gr	W0	2

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C1_6 Alpweide (1980 m ü. NN)

HN: 36°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	10	IIM	bn	W2	3
	40	IIICv	gr	W0	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C1_7 Alpweide oberhalb des Wegs (2020 m ü. NN)

HN: 36°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	10	IIIfBs	rooclibn	W2	2
	40	IIIfBsCv	rooc	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

Catena C2 Fuchswald- Färlich

C2_1 Oberhalb des Fuchswalds, Hangfuß (1810 m ü. NN)
HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
C2_1.1.	15	Ah-M	10YR 3/3	W6-W3	2
C2_1.2.	40	IIM	10YR 5/6	W2	3
C2_1.3.	65	IIIfBs	10YR 4/4	W0	3

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

C2_3 Auf der Rippe (1850 m ü. NN)
HN: 35°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
C2_3.1.	20	Ah-M	10YR 4/3	W6-W3	2
C2_3.2.	40	IICv	10YR 4/1	W2	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

C2_5 Auf der Rippe (1920 m ü. NN)
HN: 26°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	8	Ah-M	10YR 3/3	W6-W3	2
C2_5.2.	10	IIM	10YR 5/6		3
	40	IIICv	gr	W2	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

C2_7 Verebnung (1990 m ü. NN)
HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
		L			
		Of			
		Oh			
C2_7.2.	7	Ahe	7.5YR 4/2	W3	3
C2_7.3.	7,5	IIBh(s)	robn	W2	3
C2_7.4.	23	IIBs	10YR 4/4	W2	3
	55	IIIBsCv	ocbn	W0	4
	70	IIICv	gr		

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: extensiv genutzte Alpweide

Vaccinum-Gebüsch

C2_2 Auf der Rippe (1830 m ü. NN)
HN: 22-25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	26	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	46	IIAh-M	grbr	W3	2
	76	IIIM	rogrbr	W3	2
	82	IVCv	gr	W2	5

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über verwittertem Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

C2_4 Blaikenanriss (1870 m ü. NN)
HN: 37°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
C2_4.1	20	Ah-M	10YR 3/3	W6-W3	4
C2_4.2	60	IICv	10YR 4/1	W1	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter, verwitterter Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

Bemerkung: rückschreitende Erosion

C2_6 Auf der Rippe (1950 m ü. NN)
HN: 37°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ah-M	grbn	W6	2
	40	IICv	gr	W2	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter verwitterter Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

C2_8 Verebnung (1990 m ü. NN)
HN: 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	20	Ah-M	dgrbn vio	W6	2
	45	IIIfBs	rooclibn	W2	2
	45+	IIIfBsCv	ocbn	W0	5

Bodenform:

kolluvial überdeckter erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: extensiv genutzte Alpweide

Vaccinum-Gebüsch

Bemerkung: Weidestreifen am Bach

C2_9 Verebnung (2020 m ü. NN)
HN 20°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	7	RO			
	0,5	Ahe	dgr	W3	3
	5	Ae	7.5YR 4/2	W3	3
	5,5	Bh	robn	W2	3
	20	Bs	10YR 4/4	W2	3
	45	BsCv	ocbn	W0	5

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: extensiv genutzte Alpweide

Catena C3 Breitwald- Färriich

C3_1 Am Fuß der Rippe (1800 m ü. NN)
HN: 25°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	7	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	10	IIAh-M	bn	W2	2
	30	IIIfBs	bg	W0	5
	40	IVfBsCv	hbg	W0	6

Bodenform:

mehrgliedrige kolluviale Auflage über erodiertem, fossilem Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C3_3 Rippe (1880 m ü. NN)
HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
C3_3.1.	12	Ah-M	grbn	W6-W3	2
C3_3.2.	40	IIcV	gr	W2	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, verwitterter Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

Bemerkung: Flyschzersatz - viele Sandsteinlagen

C3_5 Verebnung (1980 m ü. NN)
HN: 24°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	5	Ahe	grbn	W6-W4	2
	6	Bh(s)	rbn	W3	3
	12	Bs	bn	W2	2
	18	IIbScv	bg	W0	5
	40	IVfBsCv	hbg	W0	6

Bodenform:

Eisen-Humus-Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: extensiv genutzte Alpweide

Vaccinum-Gebüsch

C3_2 Rippenanstieg (1840 m ü. NN)
HN: 28°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
C3_2.1.	10	Ah-M	grbn	W6-W3	2
C3_2.2.	25	IIIfBsCv	bg	W2	4
	40	IIICv	gr	W0	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, erodierter, fossiler Podsol aus Flyschzersatz (periglaziale Deckschichten) über verwittertem Flysch

Vegetation: Alpweide

C3_4 Rippe (1920 m ü. NN)
HN: 31°

Pr.-Nr.	Tiefe	Horizont	Farbe	W	Sk
	12	Ah-M	grbn	W6-W3	2
	40	IIcV	bggr	W2	6

Bodenform:

kolluvial überdeckter, verwitterter Flysch

Vegetation: aufgegebene Alpweide

Bemerkung: Flyschzersatz - viele Sandsteinlagen

Korngrößenverteilung in % (Feinboden)

Pr.-Nr.	Horizont	gS	mS	fS	S ges.	gU	mU	fU	U ges.	T
---------	----------	----	----	----	--------	----	----	----	--------	---

Chrüz

Catena X1

X1_4

X1_4.1.	Ah-M	1,5	1,0	10,9	13,4	30,5	26,9	14,1	71,5	15,1
X1_4.2.	IIM	4,0	0,6	2,7	7,3	22,5	26,1	17,5	66,2	26,5
X1_4.3.	IIIfBs	6,3	1,8	7,6	15,6	25,5	22,0	13,9	61,4	23,0
X1_4.4.	IVfBsCv	12,7	3,7	13,0	29,3	17,6	15,4	16,2	49,2	21,5

X1_5

X1_5.2.	IIM	3,2	0,9	2,9	6,9	23,3	27,2	18,2	68,7	24,4
---------	-----	-----	-----	-----	------------	------	------	------	-------------	-------------

X1_6

X1_6.2.	Ahe (M)	2,5	1,5	6,2	10,2	24,3	29,0	17,6	70,8	18,9
X1_6.3.	Ae (M)	4,4	1,2	7,1	12,6	26,7	26,4	15,3	68,4	19,0
X1_6.4.	IIBsh	2,8	1,3	6,8	10,9	25,7	24,7	14,9	65,3	23,8
X1_6.5.	IIBs	2,3	1,0	6,9	10,1	27,3	23,9	14,6	65,7	24,1
X1_6.6.	IIIBsCv	2,4	1,1	6,7	10,3	26,9	24,3	14,4	65,6	24,2

X1_8

X1_8.1.	RO	4,0	3,4	7,0	14,4	24,8	25,9	16,0	66,7	18,9
X1_8.2.	Ahe	6,6	2,5	8,2	17,4	29,7	23,0	15,4	68,2	14,4
X1_8.3.	Ae	6,1	1,6	8,8	16,5	27,5	26,2	15,5	69,2	14,3
X1_8.4.	IIBsh	5,6	1,3	6,2	13,2	28,0	25,1	16,1	69,2	17,7
X1_8.5.	IIBs	5,2	1,5	6,3	13,0	28,6	24,4	16,1	69,1	17,9
X1_8.6.	IIBsCv	9,5	10,6	16,7	36,8	19,0	17,9	10,9	47,8	15,4

X1_9

X1_9.1.	M	1,2	4,6	6,9	27,1	25,6	15,4	68,1	25,0	7,8
X1_9.2.	IIIfBs	3,7	1,3	6,5	11,6	24,5	31,4	17,5	73,3	15,1

X1_12

X1_12.1.	Ah-M	3,2	2,7	9,0	14,9	30,2	25,5	14,8	70,6	14,5
X1_12.2.	IIIfBs	2,6	1,8	6,3	10,7	28,1	25,0	14,7	67,8	21,5
X1_12.3.	IIIfBsCv	3,7	2,8	9,3	15,5	28,3	25,0	14,0	67,6	16,9

X1_13

X1_13.1.	Ah-M	6,7	3,8	11,2	21,8	21,8	30,7	13,1	65,7	12,5
X1_13.2.	IIM	3,1	3,3	8,8	15,2	22,6	29,9	19,3	71,8	13,0
X1_13.3.	IIIM	1,2	1,4	6,6	9,2	21,8	29,1	20,0	70,9	19,9
X1_13.4.	IVfBs	7,5	3,0	10,2	20,7	23,2	30,2	13,1	66,5	13,0

X1_14

X1_14.2.	IISw-M	8,2	3,3	11,5	22,9	23,6	31,0	13,4	68,0	9,0
X1_14.3.	IIISdfBsC	4,1	1,4	3,5	9,0	16,7	27,1	19,9	63,8	27,2

X1_15

X1_15.2.	IIM	4,7	8,4	15,8	29,0	22,2	26,3	12,6	61,1	9,9
----------	-----	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	------------

X1_16

X1_16.2.	IIM	2,5	1,6	6,6	10,7	26,5	34,9	15,0	76,4	12,8
----------	-----	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

X1_17

X1_17.2.	IIM	4,9	1,9	12,4	19,2	24,5	33,6	13,5	71,6	9,2
X1_17.4.	IVCv	6,4	2,2	10,4	19,1	29,8	26,5	19,2	75,5	5,4

X1_19

X1_19.1	Ahe	11,7	6,9	14,8	33,3	22,3	23,1	12,4	57,8	8,9
X1_19.2.	Ae	12,2	6,6	12,5	31,3	22,4	23,8	13,3	59,5	9,1
X1_19.3.	Bsh	12,6	7,0	11,5	31,0	24,9	21,2	12,2	58,3	10,7
X1_19.4.	IIBs	20,0	4,3	11,6	35,8	26,0	19,6	10,1	55,7	8,5
X1_19.5.	IIICv	20,0	6,4	12,8	39,3	21,6	17,0	12,8	57,1	9,4

Pr.-Nr.	Horizont	gS	mS	fS	S ges.	gU	mU	fU	U ges.	T
---------	----------	----	----	----	--------	----	----	----	--------	---

Chrüz

Catena X2

X2_1

X2_1.2.	IIM	2,6	2,7	13,0	18,3	26,5	30,1	17,3	73,9	7,8
---------	-----	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	------------

X2_2

X2_2.1.	IIM	2,2	4,4	9,1	15,8	22,8	30,5	17,1	70,4	13,9
X2_2.2.	IIIfBs	2,1	4,3	8,1	14,6	23,6	30,3	17,4	71,3	14,1
X2_2.3.	IVfBsCv	2,6	5,8	7,4	15,7	22,4	28,5	17,5	68,3	16,0

X2_3

X2_3.2.	IIM	2,4	1,3	8,3	12,0	28,3	32,7	18,2	79,2	8,8
---------	-----	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	------------

X2_4

X2_4.1.	Ah-M	2,9	2,1	10,7	15,7	27,5	30,6	17,2	75,4	8,9
X2_4.2.	IIIfBs	6,5	2,0	6,3	14,8	29,4	25,8	15,5	70,7	14,6
X2_4.3.	IIIfBsCv	8,9	3,0	2,7	14,6	30,8	26,2	15,4	72,3	13,1

X2_5

X2_5.1.	Ah-M	7,0	2,7	17,0	26,7	25,3	28,9	12,1	66,3	7,0
X2_5.2.	IIM	2,2	1,2	6,8	10,2	29,7	26,6	17,3	73,6	16,2
X2_5.3.	IIIfBs	4,4	2,6	11,4	18,3	29,3	31,4	14,2	74,9	6,8

X2_6

X2_6.2.	IIM	1,5	0,8	7,9	10,2	20,3	35,8	19,2	75,4	14,4
X2_6.3.	IIIfBs	1,6	0,7	3,2	5,4	21,8	29,2	21,0	72,1	22,5

X2_8

X2_8.1.	Ah-M	1,5	2,3	14,0	17,7	26,7	34,3	15,8	76,8	5,5
X2_8.2.	IIM	2,8	2,3	12,8	17,8	24,4	33,4	14,9	72,7	9,5

Catena X3

X3_1

X3_1.1.	Ah-M	8,9	4,4	20,1	33,4	20,6	21,4	13,2	55,2	11,4
X3_1.2.	IISw-Ah-M	0,4	2,8	13,0	16,2	26,1	27,4	15,6	69,1	14,8
X3_1.3.	IISd-M	1,5	2,8	17,8	22,1	25,3	29,0	15,8	70,1	7,8

X3_2

X3_2.1.	(Sw)-Ah-M	8,4	3,1	8,6	20,1	24,9	29,2	15,5	69,6	10,3
X3_2.3.	IIICv	8,6	2,9	10,3	21,8	27,4	26,1	13,3	66,7	11,5

X3_5

X3_5.2.	Ae	6,0	3,7	13,2	22,9	21,7	25,6	14,4	61,8	15,3
X3_5.3.	Bsh	1,7	2,1	10,9	14,7	23,8	24,9	14,9	63,6	21,7
X3_5.4.	IIIBs	1,5	1,9	4,7	8,1	14,7	22,5	18,6	55,8	36,1
X3_5.6.	IIICv	4,3	3,3	13,3	20,9	23,7	25,5	15,2	64,5	14,7

X3_9

X3_9.3.	IIIfAh-M	8,4	2,8	14,7	25,9	24,1	25,0	14,4	63,4	10,7
---------	----------	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Pr.-Nr.	Horizont	gS	mS	fS	S ges.	gU	mU	fU	U ges.	T
---------	----------	----	----	----	--------	----	----	----	--------	---

Eggberg

Gafiatal

G1.1.	IIM	19,5	8,2	12,2	39,9	18,6	19,8	11,4	49,8	10,3
G1.2.	IIIfBhs	21,0	11,3	10,0	42,2	20,7	21,5	9,9	52,1	5,7
G1.3.	IVCv	27,4	17,9	14,2	59,5	14,3	11,5	7,6	33,4	7,1

Catena Egg 1

Egg1_1

Egg1_1.3.	IIIfAe	5,6	4,0	11,2	20,7	22,1	21,6	13,9	57,6	21,7
Egg1_1.6.	IIIfBsCv	4,0	5,1	10,7	19,7	18,9	20,1	14,3	53,3	27,0

Egg1_4

Egg1_4.1.	Ah-M	4,2	5,6	11,8	21,6	19,4	19,7	13,8	53,0	25,5
Egg1_4.3.	IIIfAe	4,7	5,3	10,3	20,3	20,6	23,8	16,9	61,4	18,4
Egg1_4.4.	IIIfBsh	4,6	6,8	6,6	18,0	17,5	17,6	14,8	49,9	32,0
Egg1_4.5.	IIIfBs	4,3	7,0	7,9	19,2	15,5	18,3	13,3	47,0	33,8
Egg1_4.6.	IIIfBsCv	4,4	6,9	10,2	21,5	19,5	19,1	13,7	52,2	26,3

Egg1_5

Egg1_5.1.	Ah-M	5,2	6,0	10,7	21,9	21,6	15,9	12,3	49,8	28,3
Egg1_5.2.	IIM	7,3	5,5	10,9	23,7	21,7	16,7	11,9	50,4	26,0
Egg1_5.3.	IIIfBs	16,3	7,2	13,6	37,1	18,7	14,4	10,8	43,9	19,0

Egg1_6

Egg1_6.1.	Ah-M	5,5	6,5	9,9	22,3	17,6	18,0	13,2	48,9	28,8
Egg1_6.2.	IIIfBs	6,6	5,8	8,9	21,2	18,8	17,8	14,7	51,3	27,5
Egg1_6.3.	IIIfBsCv	7,0	7,6	10,9	25,5	19,6	16,5	13,9	50,0	24,4

Egg1_7

Egg1_7.1.	Ah-M	6,5	8,7	11,4	26,6	18,2	15,7	13,0	46,8	26,5
Egg1_7.2.	IIM	12,7	8,6	11,3	32,6	15,8	15,4	10,8	42,0	25,5
Egg1_7.3.	IIIM	19,4	7,7	8,8	35,8	15,5	15,5	10,7	41,7	22,5
Egg1_7.4.	IVfBsCv	19,2	7,1	6,6	32,9	16,1	15,7	10,5	42,3	24,9

Egg1_8

Egg1_8.2.	IIIfBs	11,9	5,9	11,7	29,5	19,2	14,9	11,9	46,0	24,5
-----------	--------	------	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg1_11

Egg1_11.1.	Ahe	6,0	3,5	12,0	21,5	21,1	19,7	16,2	57,0	21,4
Egg1_11.2.	Bhs	6,2	5,9	9,2	21,4	21,1	21,9	16,4	59,4	19,2
Egg1_11.3.	Bs	10,1	3,4	7,9	21,4	19,9	18,2	14,0	52,1	26,5
Egg1_11.4.	IIBsCv	6,8	2,5	5,3	14,6	19,8	18,0	14,5	52,3	33,0

Egg1_12.

Egg1_12.1.	Ah-M	6,7	4,2	9,4	20,4	19,9	18,3	13,7	51,8	27,8
Egg1_12.2.	IIIfBs	8,7	1,6	3,0	13,3	24,9	24,9	14,9	64,8	22,0
Egg1_12.3.	IIIfBsCv	13,5	6,8	11,0	31,3	22,3	17,9	11,6	51,8	16,9
Egg1_12.4.	IIICv	21,5	5,1	6,5	33,2	18,3	21,7	13,3	53,3	13,5

Catena Egg 2

Egg2_1

Egg2_1.1.	Ah-M	7,8	4,6	9,6	22,0	18,2	17,9	14,4	50,4	27,6
Egg2_1.2.	IISw-M	4,6	4,2	8,2	16,9	21,8	26,1	15,6	63,5	19,6
Egg2_1.3.	IIISd-fBs	3,8	2,6	5,3	11,7	22,7	22,5	16,6	61,8	26,5
Egg2_1.4.	IVfBsCv	29,4	7,9	7,1	44,4	14,0	12,8	10,6	37,4	18,2

Pr.-Nr.	Horizont	gS	mS	fS	S ges.	gU	mU	fU	U ges.	T
---------	----------	----	----	----	--------	----	----	----	--------	---

Eggberg

Catena Egg 2

Egg2_2

Egg2_2.2.	IIM	9,0	13,0	18,2	40,2	17,4	14,7	10,5	42,7	17,1
-----------	-----	-----	------	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_3

Egg2_3.2.	IIIfBs	7,4	3,7	9,0	20,1	19,7	23,3	15,2	58,2	21,7
-----------	--------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_5

Egg2_5.3.	IIIfAe	4,1	4,5	10,6	19,2	20,6	20,2	14,0	54,8	26,0
-----------	--------	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_5.4.	IIIfBh	5,7	2,7	6,2	14,6	16,9	19,3	16,4	52,7	32,7
-----------	--------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_5.5.	IIIfBs	4,8	2,1	5,5	12,4	17,2	19,5	17,2	53,9	33,7
-----------	--------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_7.

Egg2_7.3.	IIICv	2,6	5,2	15,8	23,6	21,8	22,5	14,4	58,6	17,8
-----------	-------	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_7.4.	IVCv	6,1	3,1	7,6	16,8	26,2	24,5	15,0	65,7	17,5
-----------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_8.

Egg2_8.2.	IISw-M	5,0	2,3	5,8	13,1	21,2	25,0	18,2	64,5	22,4
-----------	--------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_10.

Egg2_10.1.	Ae	5,5	10,3	21,8	37,6	20,4	18,7	12,0	51,1	11,3
------------	----	-----	------	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_11

Egg2_11.2.	Ah-M	2,4	1,6	3,9	8,0	15,6	17,8	15,4	48,8	43,2
------------	------	-----	-----	-----	------------	------	------	------	-------------	-------------

Egg2_11.2.	IIM	1,8	1,6	4,8	8,2	16,1	27,2	20,3	63,6	28,1
------------	-----	-----	-----	-----	------------	------	------	------	-------------	-------------

Chüenihorn

Catena C2

C2_1

C2_1.1.	Ah-M	10,3	2,2	4,4	16,9	15,4	24,3	19,5	59,2	23,9
---------	------	------	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_1.2.	IIM	4,0	6,6	13,2	23,8	17,1	18,9	14,7	50,6	25,5
---------	-----	-----	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_1.3.	IIIfBs	8,0	2,7	5,2	12,8	14,8	19,9	18,7	56,3	30,9
---------	--------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_1 Schluffstein		0,0	0,0	0,1	0,0	15,9	51,9	12,3	80,0	19,9
-------------------	--	-----	-----	-----	------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_3

C2_3.1.	Ah-M	8,0	2,5	4,6	15,1	17,6	22,8	20,0	60,3	24,7
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_3.2.	IICv	8,0	2,7	5,2	15,8	14,8	19,9	18,7	53,4	30,8
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_4

C2_4.1.	Ah-M	10,3	2,2	4,4	16,9	15,4	24,3	19,5	59,2	23,9
---------	------	------	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_4.2.	IICv	12,9	8,6	8,6	30,1	10,5	16,8	13,5	40,9	29,1
---------	------	------	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_5

C2_5.2.	IIM	5,1	4,4	9,3	18,8	17,1	18,5	18,4	53,9	27,3
---------	-----	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_7

C2_7.2.	Ahe	16,4	18,7	18,3	53,4	12,4	11,8	11,7	35,9	10,8
---------	-----	------	------	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_7.3.	IIB(h)s	2,6	2,3	9,5	14,4	20,8	21,6	17,5	59,8	25,8
---------	---------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C2_7.4.	IIBs	10,2	8,5	10,5	29,2	11,3	16,9	13,2	41,4	29,3
---------	------	------	-----	------	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Catena C 3

C3_2

C3_2.1.	Ah-M	9,7	3,4	6,7	19,9	18,3	19,9	15,4	53,7	26,5
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C3_2.2.	IICv	7,7	4,1	9,1	20,9	20,7	22,1	18,0	60,8	18,3
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C3_3

C3_3.1.	Ah-M	5,5	4,7	9,6	19,8	17,9	19,1	16,2	53,3	27,0
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

C3_3.2.	IICv	9,8	3,1	6,2	19,1	17,3	19,2	16,1	52,7	28,2
---------	------	-----	-----	-----	-------------	------	------	------	-------------	-------------

Pr.-Nr.	Horizont	pH	org. Sub. Gew.-%	Fe(o) Gew.-%	Fe(d) Gew.-%	Fe(o)/Fe(d)
---------	----------	----	---------------------	-----------------	-----------------	-------------

Chrüz

Catena X1

X1_3

X1_3.2.	Ae	2,89	7,01	0,18	0,75	0,24
---------	----	------	------	------	------	------

X1_4

X1_4.1.	Ah-M	2,89	6,67	0,29	0,72	0,40
X1_4.2.	IIM	3,51	3,05	0,41	1,55	0,26
X1_4.3.	IIIfBs	3,96	1,91	0,63	2,47	0,26
X1_4.4.	IVfBsCv	4,03	0,63	0,34	1,81	0,19

X1_5

X1_5.2.	IIM	3,42	3,53	0,32	1,07	0,30
---------	-----	------	------	------	------	------

X1_6

X1_6.1.	RO	3,01	29,31	0,33	0,67	0,49
X1_6.2.	Ahe (M)	2,87	9,36	0,12	0,15	0,80
X1_6.3.	Ae (M)	3,05	3,83	0,26	0,84	0,31
X1_6.4.	IIBsh	3,25	7,55	0,71	2,76	0,26
X1_6.5.	IIBs	3,33	3,23	0,64	2,74	0,23
X1_6.6.	IIIBsCv	4,11	1,22	0,33	2,03	0,16

X1_7.

X1_7.2.	Ae	2,97	8,79	0,56	1,24	0,45
---------	----	------	------	------	------	------

X1_8

X1_8.1.	RO	2,91	24,69	0,21	0,41	0,51
X1_8.2.	Ahe	3,12	6,31	0,57	1,2	0,48
X1_8.3.	Ae	2,99	6,92	0,31	0,73	0,42
X1_8.4.	IIBsh	3,3	4,41	0,71	2,51	0,28
X1_8.5.	IIBs	3,77	2,59	0,79	2,27	0,35
X1_8.6.	IIBsCv	4,14	0,9	0,28	1,71	0,16

X1_9

X1_9.1.	M	5,59	10,96	0,44	1,41	0,31
X1_9.2.	IIIfBs	5,52	6,09	0,55	1,66	0,33

X1_12

X1_12.1.	Ah-M	4,74	12,36	0,55	1,43	0,38
X1_12.2.	IIIfBs	3,86	5,91	0,78	2,35	0,33
X1_12.4.	IIIfBsCv	4,03	1,47	0,54	1,67	0,32

X1_13

X1_13.1.	Ah-M	4,87	10,2	0,43	1,59	0,27
X1_13.2.	IIM	4,34	6,31	0,31	1,44	0,22
X1_13.3.	IIIM	3,75	1,5	0,14	0,62	0,23
X1_13.4.	IVfBs	4,02	1,79	0,41	2,46	0,17

X1_14

X1_14.2.	IISw-M	3,98	1,62	0,37	1,02	0,36
X1_14.3.	IIISd°fBsCv	3,5	1,52	0,67	2,03	0,33

X1_15

X1_15.2.	IIM	3,97	5,1	0,28	0,73	0,38
----------	-----	------	-----	------	------	------

X1_16

X1_16.2.	IIM	3,56	3,69	0,38	1,25	0,30
----------	-----	------	------	------	------	------

X1_17

X1_17.2.	IIM	3,57	3,43	0,50	0,84	0,59
X1_17.4.	IVCv	3,81	1,9	0,41	0,93	0,44

Pr.-Nr.	Horizont	pH	org. Sub. Gew.-%	Fe(o) Gew.-%	Fe(d) Gew.-%	Fe(o)/Fe(d)
---------	----------	----	---------------------	-----------------	-----------------	-------------

Chrüz

Catena X1

X1_19

X1_19.1	Ahe	3,11	5,6	0,27	0,53	0,51
X1_19.2.	Ae	3,40	1,86	0,06	0,15	0,40
X1_19.3.	Bsh	3,62	3,56	1,66	2,81	0,59
X1_19.4.	IIbBs	3,89	1,64	0,98	2,65	0,37
X1_19.5.	IIICv	3,93	0,8	0,31	1,02	0,30

Catena X2

X2_1

X2_1.2.	IIM	3,75	2,14	0,20	0,58	0,34
---------	-----	------	------	------	------	------

X2_2

X2_2.2.	IIM	3,85	4,24	0,3	1,14	0,26
X2_2.3.	IIIfBs	4,02	1,49	0,62	2,61	0,24
X2_2.4.	IVfBsCv	4,44	1,32	0,32	1,21	0,26

X2_3

X2_3.2.	IIM	3,66	2,81	0,30	0,91	0,33
---------	-----	------	------	------	------	------

X2_4

X2_4.1.	Ah-M	4,71	15,42	0,53	1,32	0,40
X2_4.2.	IIIfBs	4,14	2,22	0,59	2,2	0,27
X2_4.3.	IIIfBsCv	4,3	1,1	0,51	1,59	0,32

X2_5

X2_5.1.	Ah-M	4,6	10,33	0,71	1,69	0,42
X2_5.2.	IIM	3,6	1,9	0,41	1,43	0,28
X2_5.3.	IIIfBs	3,91	2,23	0,75	2,49	0,30

X2_6

X2_6.2.	IIM	3,69	3,29	0,16	0,58	0,28
X2_6.3.	IIIfBs	4,56	2,19	0,65	2,14	0,30
X2_6.4.	IVfBsCv	4,53	1,62	0,34	1,02	0,34

X2_8

X2_8.1.	Ah-M	3,66	2,93	0,22	0,36	0,61
X2_8.2.	IIM	3,15	7,78	0,90	2,00	0,45

Catena X 3

X3_1

X3_1.1.	Ah-M	4,92	18,96	0,53	1,29	0,41
X3_1.2.	IISw-Ah-M	4,82	12,93	0,52	1,19	0,44
X3_1.3.	IISd-M	5,25	3,03	0,13	0,88	0,15

X3_2

X3_2.1.	(Sw)-Ah-M	5,22	6,03	0,42	1,52	0,28
X3_2.2.	IISd-M					
X3_2.3.	IIICv	5,58	1,41	0,28	1,56	0,18

Pr.-Nr.	Horizont	pH	org. Sub. Gew.-%	Fe(o) Gew.-%	Fe(d) Gew.-%	Fe(o)/Fe(d)
---------	----------	----	---------------------	-----------------	-----------------	-------------

Chrüz

Catena X3

X3_5

X3_5.2.	Ae	2,73	3,45	0,07	0,22	0,32
X3_5.3.	Bsh	3,37	9,65	1,03	3,35	0,31
X3_5.4.	IIbBs	3,69	3,9	0,65	2,41	0,27
X3_5.6.	IIcV	3,78	1,03	0,40	1,65	0,24

X3_9

X3_9.3.	IIfAh-M	3,02	2,04	0,1	0,4	0,25
---------	---------	------	------	-----	-----	------

Eggberg

Gafiatal

G1.1.	IIM	4,14	9,31	1,02	2,225	0,46
G1.2.	IIIbBs	3,99	7,55	2,25	3,562	0,63
G1.3.	IVcV	4,36	2,86	0,273	0,774	0,35

Catena Egg1

Egg1_1

Egg1_1.3.	IIfAe	4,04	1,52	0,23	0,87	0,26
Egg1_1.6.	IIIbBsCv	4,14	2,18	0,47	1,52	0,31

Egg1_4

Egg1_4.1.	Ah-M	4,17	18,31	0,30	1,02	0,29
Egg1_4.2.	IIfAh	3,67	6,10	0,92	2,43	0,38
Egg1_4.3.	IIfAe	3,63	3,07	0,36	1,20	0,30
Egg1_4.4.	IIbBsh	3,68	8,03	1,20	3,74	0,32
Egg1_4.5.	IIbBs	4,13	6,72	0,93	2,44	0,38
Egg1_4.6.	IIIbBsCv	4	2,50	0,57	2,34	0,24

Egg1_5

Egg1_5.1.	Ah-M	5,32	12,16	0,69	1,66	0,42
Egg1_5.2.	IIM	4,83	4,15	0,7	1,98	0,35
Egg1_5.3.	IIIbBs	4,45	1,64	0,8	2,48	0,32

Egg1_6

Egg1_6.1.	Ah-M	4,36	12,27	0,68	1,59	0,43
Egg1_6.2.	IIbBs	4,00	1,93	0,5	2,16	0,23
Egg1_6.3.	IIIbBsCv	4,51	1,2	0,55	2,01	0,27

Egg1_7

Egg1_7.1.	Ah-M	5,82	11,16	0,56	1,43	0,39
Egg1_7.2.	IIM	5,64	6,63	0,6	1,54	0,39
Egg1_7.3.	IIIM	4,85	1,75	0,4	1,45	0,28
Egg1_7.4.	IVbBsCv	6,75	1,01	0,28	1,49	0,19

Egg1_8

Egg1_8.2.	IIIbBs	3,97	1,31	0,92	2,88	0,32
-----------	--------	------	------	------	------	------

Pr.-Nr.	Horizont	pH	org. Sub. Gew.-%	Fe(o) Gew.-%	Fe(d) Gew.-%	Fe(o)/Fe(d)
---------	----------	----	---------------------	-----------------	-----------------	-------------

Eggberg

Catena Egg1

Egg1_11

Egg1_11.1.	Ahe	3,49	8,76	0,58	1,08	0,54
Egg1_11.2.	Bhs	3,7	5,10	1,18	3,69	0,32
Egg1_11.3.	Bs	3,88	1,57	0,53	2,40	0,22
Egg1_11.4.	IIBsCv	4,01	0,89	0,30	2,01	0,15

Egg1_12.

Egg1_12.1.	Ah-M	3,51	17,84	0,71	1,23	0,58
Egg1_12.2.	IIfBs	3,84	1,28	0,30	2,50	0,12
Egg1_12.3.	IIIfBsCv	3,93	1,79	0,60	2,03	0,29
Egg1_12.4.	IIICv	5,86	0,89	0,38	1,59	0,24

Catena Egg 2

Egg2_1

Egg2_1.1.	Ah-M	3,77	9,31	0,63	1,05	0,60
Egg2_1.2.	IISw-M	3,4	2,18	0,54	1,13	0,48
Egg2_1.3.	IIISd-fBs	3,88	2,26	0,60	1,92	0,31
Egg2_1.4.	IVfBsCv	3,79	1,33	0,55	1,83	0,30

Egg2_2

Egg2_2.1.	Ah-M	3,63	17,72	0,51	0,75	0,68
Egg2_2.2.	IIM	5,86	4,9	0,38	1,59	0,24

Egg2_3

Egg2_3.1.	IIM	3,54	5,17	0,54	0,91	0,60
Egg2_3.2.	IIIIfBs	3,78	2,21	0,65	2,31	0,28

Egg2_5

Egg2_5.1.	Ah-M	4,07	21,55	0,78	1,40	0,56
Egg2_5.3.	IIfAe	3,29	12,76	0,26	0,54	0,47
Egg2_5.4.	IIfBh	3,43	11,02	1,24	2,51	0,50
Egg2_5.5.	IIfBs	3,62	4,97	1,19	2,62	0,45

Egg2_7.

Egg2_7.2.	IISw-M	5,51	5,48	0,18	2,17	0,08
Egg2_7.3.	IIICv	5,41	1,28	0,07	1,37	0,05
Egg2_7.4.	IVCv	5,58	0,97	0,08	1,23	0,07

Egg2_8.

Egg2_8.2.	IISw-M	3,6	4,03	0,67	1,89	0,35
-----------	--------	-----	------	------	------	------

Egg2_10.

Egg2_10.1.	Ae	3,64	2,1	0,31	0,64	0,49
------------	----	------	-----	------	------	------

Egg2_11

Egg2_11.2a.	Ah-M	3,5	15,52	0,61	2,39	0,25
Egg2_11.2b.	IIM	3,55	6	0,66	2,04	0,32

Pr.-Nr.	Horizont	pH	Org. Sub. Gew.-%	Fe(o) Gew.-%	Fe(d) Gew.-%	Fe(o)/Fe(d)
---------	----------	----	---------------------	-----------------	-----------------	-------------

Chüenihorn

Catena C 2

C2_1

C2_1.1.	Ah-M	6,5	7,43	0,439	2,127	0,21
C2_1.2.	IIM	4,59	5,31	0,352	2,42	0,15
C2_1.3.	IIIfBs	4,07	2,28	0,733	1,5	0,49

C2_1 Schluffstein		6,08	0	1,013	8,609	0,12
-------------------	--	------	---	-------	-------	------

C2_3

C2_3.1.	Ah-M	6,5	10,2	0,525	2,421	0,22
C2_3.2.	IICv	6,63	2,45	0,733	1,9	0,39

C2_4

C2_4.1.	Ah-M	5,68	11,53	0,439	2,127	0,21
C2_4.2.	IICv	7,5	2,75	0,055	0,872	0,06

C2_5

C2_5.2.	IIM	4,93	8,92	0,419	2,098	0,20
---------	-----	------	------	-------	-------	------

C2_7

C2_7.2.	Ahe	3,33	5,85	0,204	0,894	0,23
C2_7.3.	IIB(h)s	3,73	2,81	0,793	2,55	0,31
C2_7.4.	IIBs	4,61	1,77	0,59	2,43	0,24

Catena C3

C3_2

C3_2.1.	Ah-M	7,38	5,05	0,463	0,463	1,4
C3_2.2.	IICv	7,9	0,37	0,536	0,536	1,46

C3_3

C3_3.1.	Ah-M	4,88	7,76	0,491	0,046	1,39
C3_3.2.	IICv	5,43	1,6	0,25	0,273	1,49

Pr.-Nr.	Horizont	N ges. Gew.-%
---------	----------	------------------

Catena X1

X1_4.1.	Ah-M	0,19
X1_4.2.	IIM	0,12
X1_4.3.	IIIfBs	0,11
X1_5.2.	IIM	0,13
X1_6.2.	Ahe (M)	0,26
X1_6.3.	IAe (M)	0,14
X1_6.4.	IIBsh	0,21
X1_6.5.	IIBs	0,24
X1_7.2.	Ae	0,30
X1_8.1.	RO	1,08
X1_9.1.	M	0,44
X1_9.2.	IIIfBs	0,27
X1_12.1.	Ah-M	0,33
X1_12.2.	IIIfBs	0,08
X1_14.2.	IISw-M	0,15
X1_15.2.	IIM	0,263
X1_16.2.	IIM	0,200
X1_17.2.	IIM	0,280
X1_17.4.	IVCv	0,086

Catena X2

X2_1.2.	IIM	0,13
X2_2.2.	IIM	0,25
X2_3.2.	IIM	0,12
X2_4.2.	IIIfBs	0,11
X2_4.3.	IIIfBsCv	0,11
X2_5.1.	Ah-M	0,36
X2_5.2.	IIM	0,09

Pr.-Nr.	Horizont	N ges. Gew.-%
---------	----------	------------------

Catena X2

X2_8.1.	Ah-M	0,12
X2_8.2.	IIM	0,21

Catena X3

X3_1.1.	Ah-M	0,68
X3_1.2.	IISw-Ah-M	0,61
X3_1.3.	IISd-M	0,13
X3_2.1.	(Sw)-Ah-M	0,29
X3_2.3.	IIICv	0,08
X3_5.2.	Ae	0,15
X3_5.3.	Bsh	0,38
X3_5.6.	IIICv	0,14

Catena Egg 1

Egg1_5.1.	Ah-M	1,01
Egg1_6.1.	Ah-M	1,19
Egg1_7.1.	Ah-M	1,01
Egg1_12.1.	Ah-M	1,02

Catena Egg 2

Egg2_2.1.	Ah-M	1,00
<i>Egg2_7.</i>		
Egg2_7.3.	IIICv	0,08
Egg2_7.4.	IVCv	0,12
Egg2_8.2.	IISw-M	0,22

Pr.-Nr.	Horizont	Al(o) Gew.-%	Al(d) Gew.-%	Al(o)/Al(d)
---------	----------	-----------------	-----------------	-------------

Catena X1

X1_4.3.	IIIfBs	0,35	0,52	0,67
X1_6.2.	Ahe (M)	0,02	0,013	1,54
X1_6.3.	Ae (M)	0,03	0,01	3,00
X1_6.4.	IIBsh	0,23	0,36	0,64
X1_6.5.	IIBs	0,22	0,35	0,63
X1_12.1.	Ah-M	0,22	0,4	0,55
X1_12.2.	IIIfBs	0,23	0,44	0,52

Catena X2

X2_5.1.	Ah-M	0,08	0,12	0,67
X2_8.2.	IIM	0,23	0,34	0,68

X3_5.2.	Ae	0,09	0,12	0,75
X3_5.3.	Bsh	0,34	0,51	0,67
X3_5.6.	IIICv	0,14	0,26	0,54

*Dendroökologische Untersuchungen am SE-exponierten Hang
des Chüenihorns*

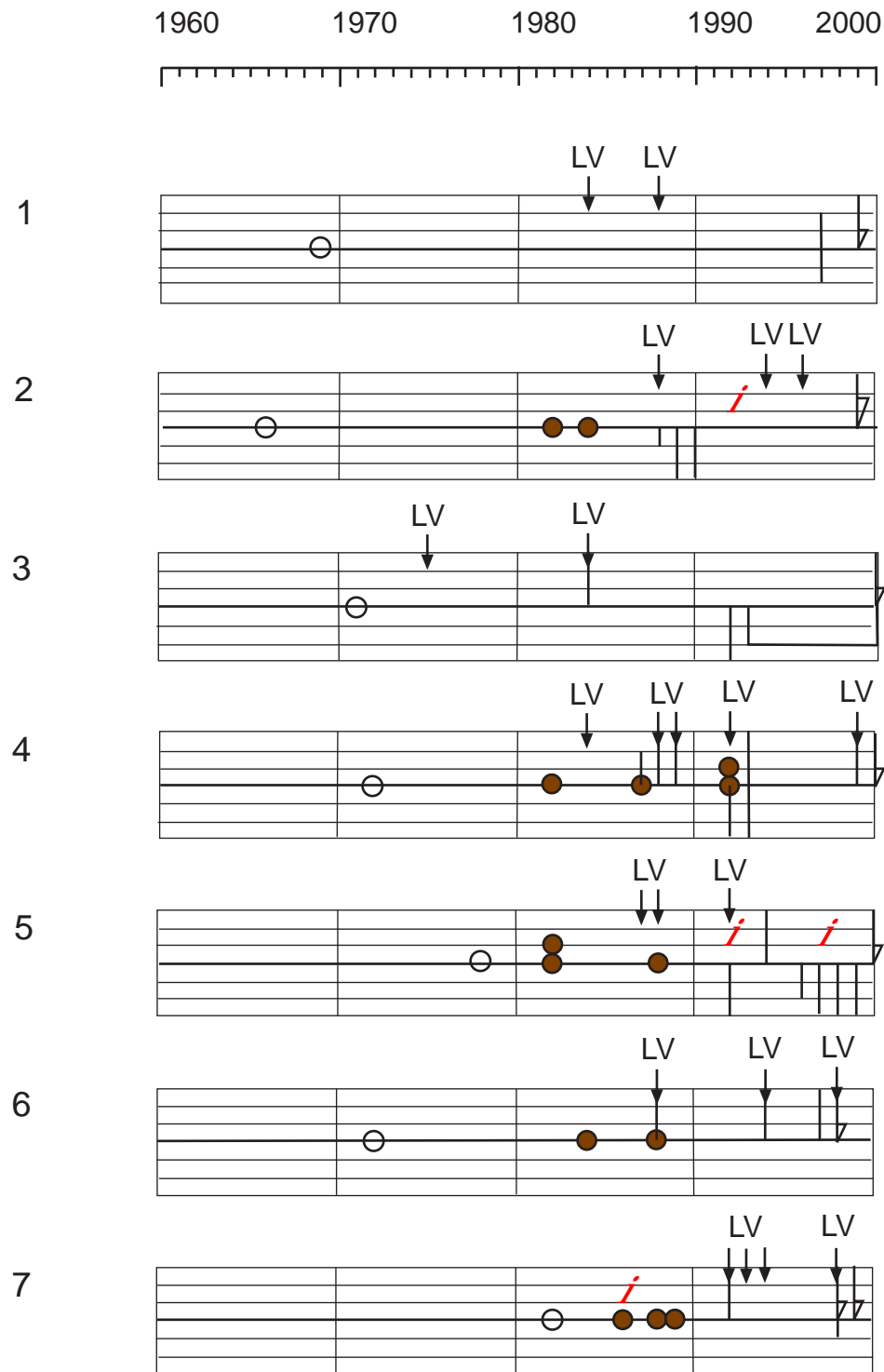
Standort Rippe

Fichten-Nr.	Höhe m ü. NN	Hangneigung in °	Baumhöhe cm	erster Jahr- ring	Wuchsform
FW1	1830	30	55	1969	Bogenwuchs
Fw2	1830	30	70	1966	Bogenwuchs
FW3	1825	27	60	1971	Bogenwuchs
FW4	1825	27	70	1972	Bogenwuchs
FW5	1820	26	80	1978	Bogenwuchs
FW6	1820	26	80	1972	Bogenwuchs
FW7	1820	25	90	1982	Bogenwuchs
FW8	1850	22	90	1978	Bogenwuchs
FW9	1850	22	80	1971	Bogenwuchs
FW10	1840	22	170	1972	Bogenwuchs
FW11	1840	24	150	1971	Bogenwuchs
FW12	1840	26	90	1972	Bogenwuchs

Referenzstandort

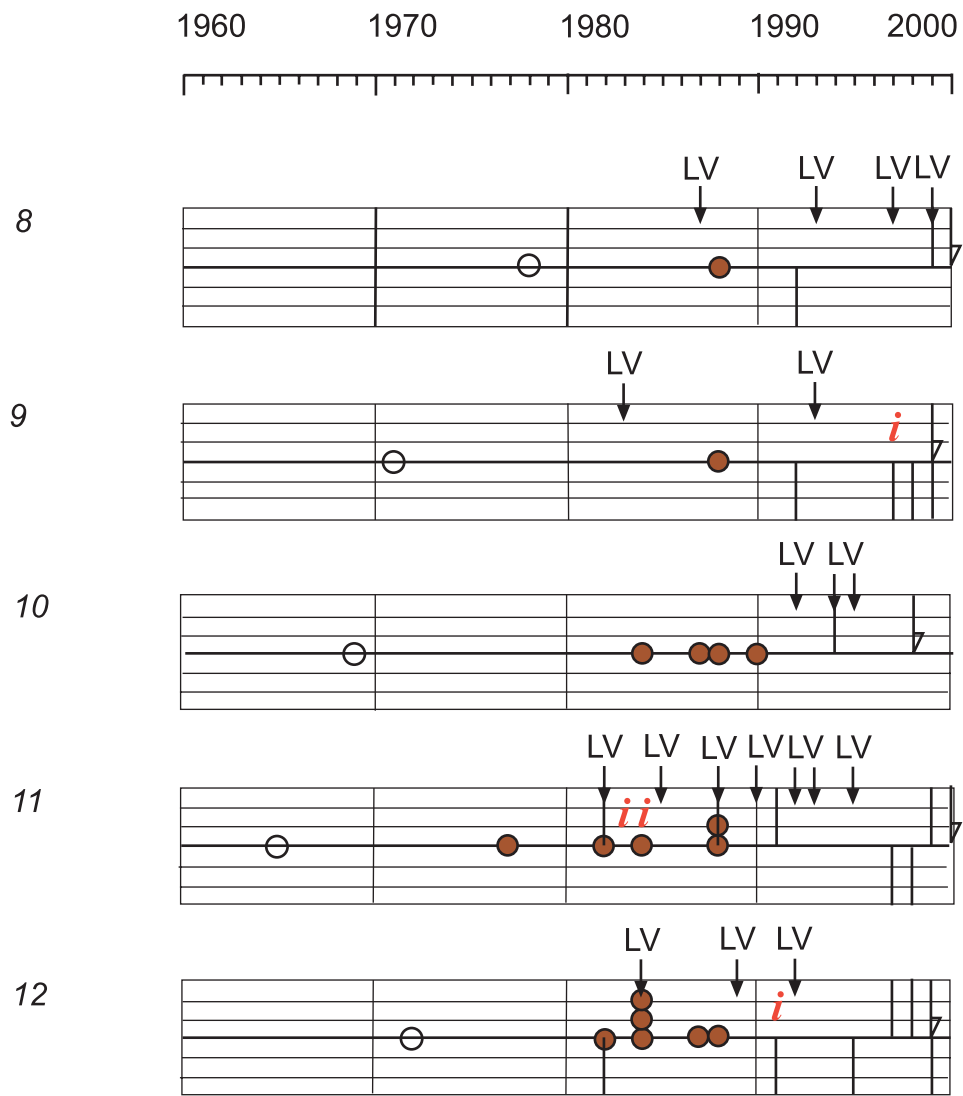
Fichten-Nr.	Höhe m ü. NN	Hangneigung in °	Baumhöhe cm	erster Jahr- ring	Wuchsform
R1	1820	25	200	1977	Säbelwuchs
R2	1820	25	210	1971	Säbelwuchs
R3	1820	25	180	1978	Säbelwuchs
R4	1820	25	220	1971	Säbelwuchs
R5	1820	25	200	1972	Säbelwuchs
R6	1820	25	180	1982	Säbelwuchs
R7	1820	25	200	1974	Säbelwuchs
R8	1820	25	240	1970	Säbelwuchs
R9	1830	27	160	1980	Säbelwuchs
R10	1830	27	190	1978	Säbelwuchs
R11	1830	27	200	1976	Säbelwuchs
R12	1820	25	160	1982	Säbelwuchs

Masterplots - Standort Rippe

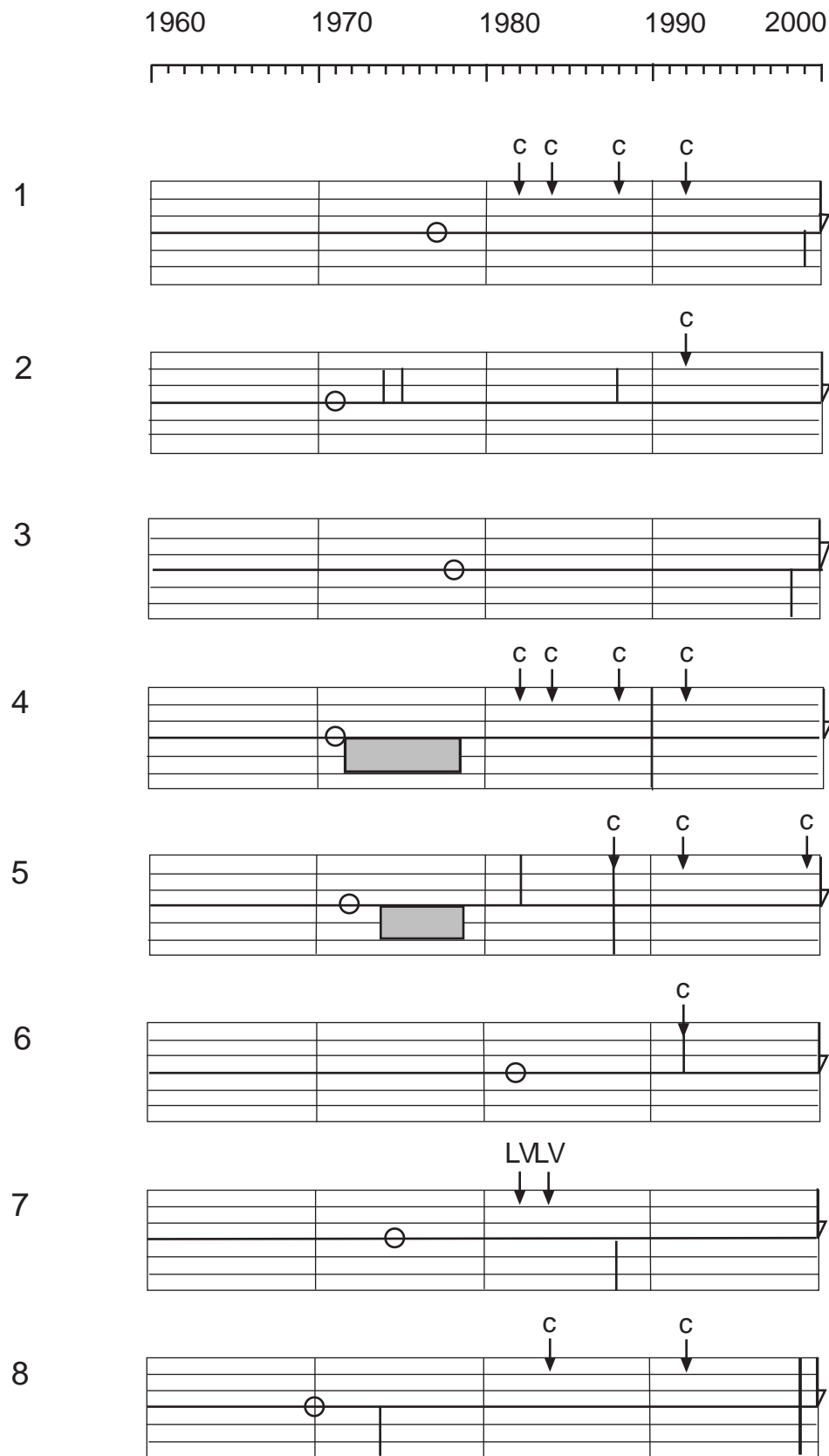


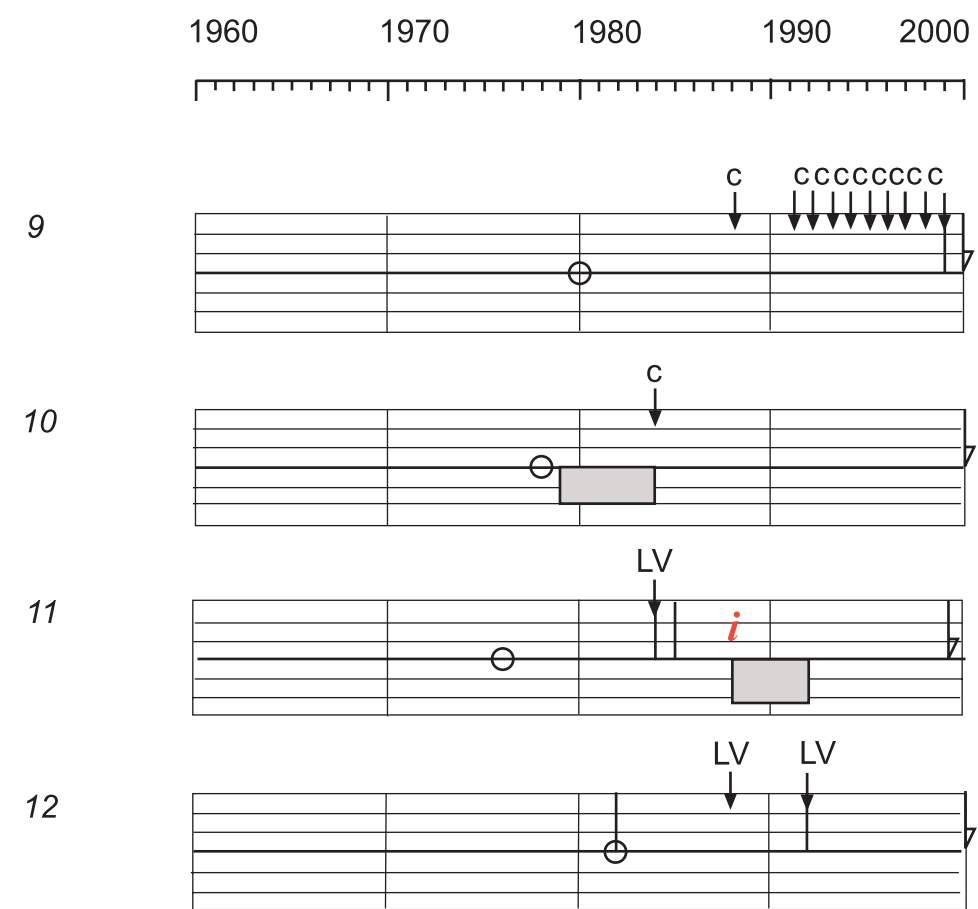
- | | | | |
|----|-------------------------|---------------|------------------|
| 13 | Baumnummer | \mathcal{C} | Druckholz |
| | erster Jahrring | | Verletzung |
| | initiale Wachstumsphase | DS | Dichteschwankung |
| | breiter Jahrring | LV | Lageveränderung |
| | enger Jahrring | | Adventivwurzel |
| | letzter Jahrring | | |

Masterplots - Standort Rippe



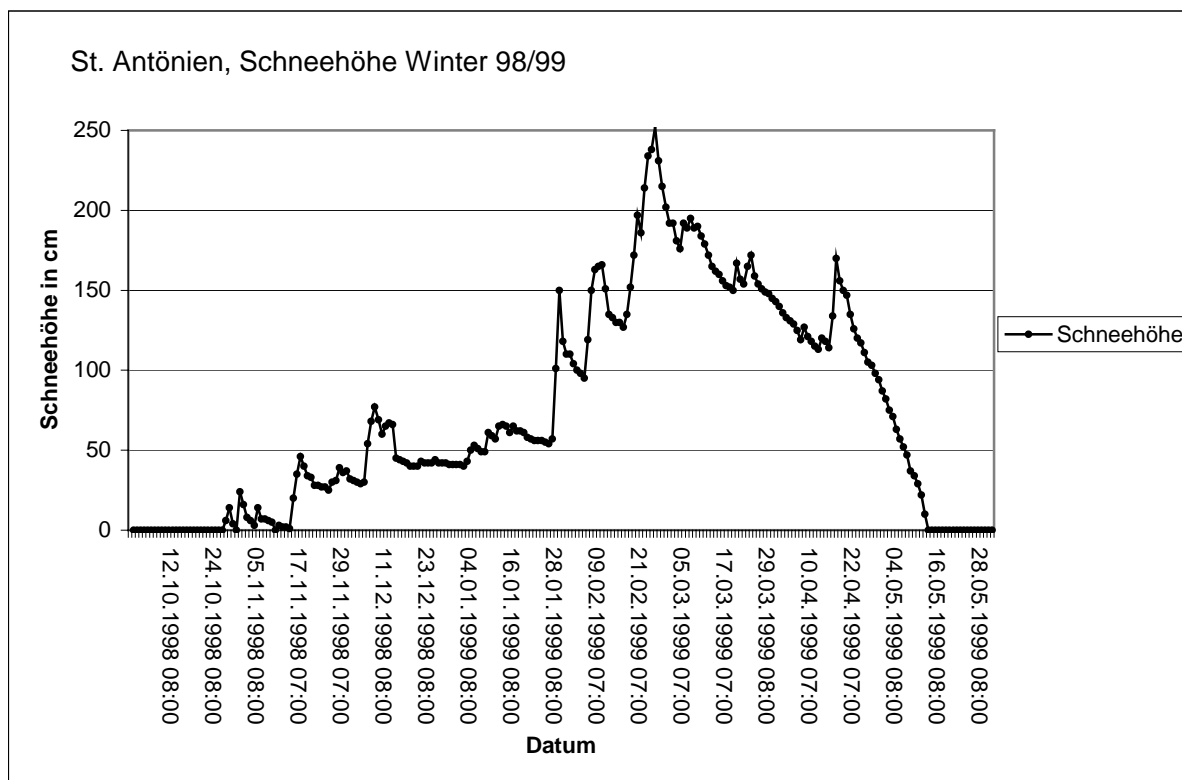
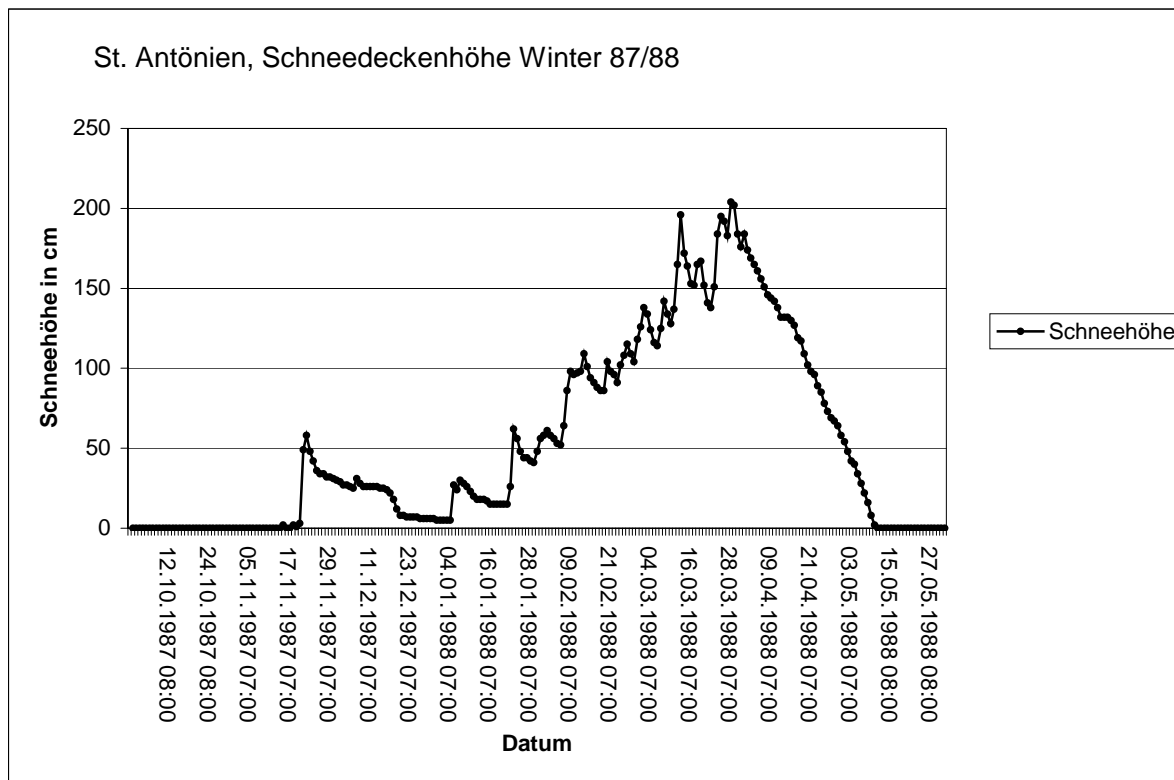
Masterplots - Referenzstandort



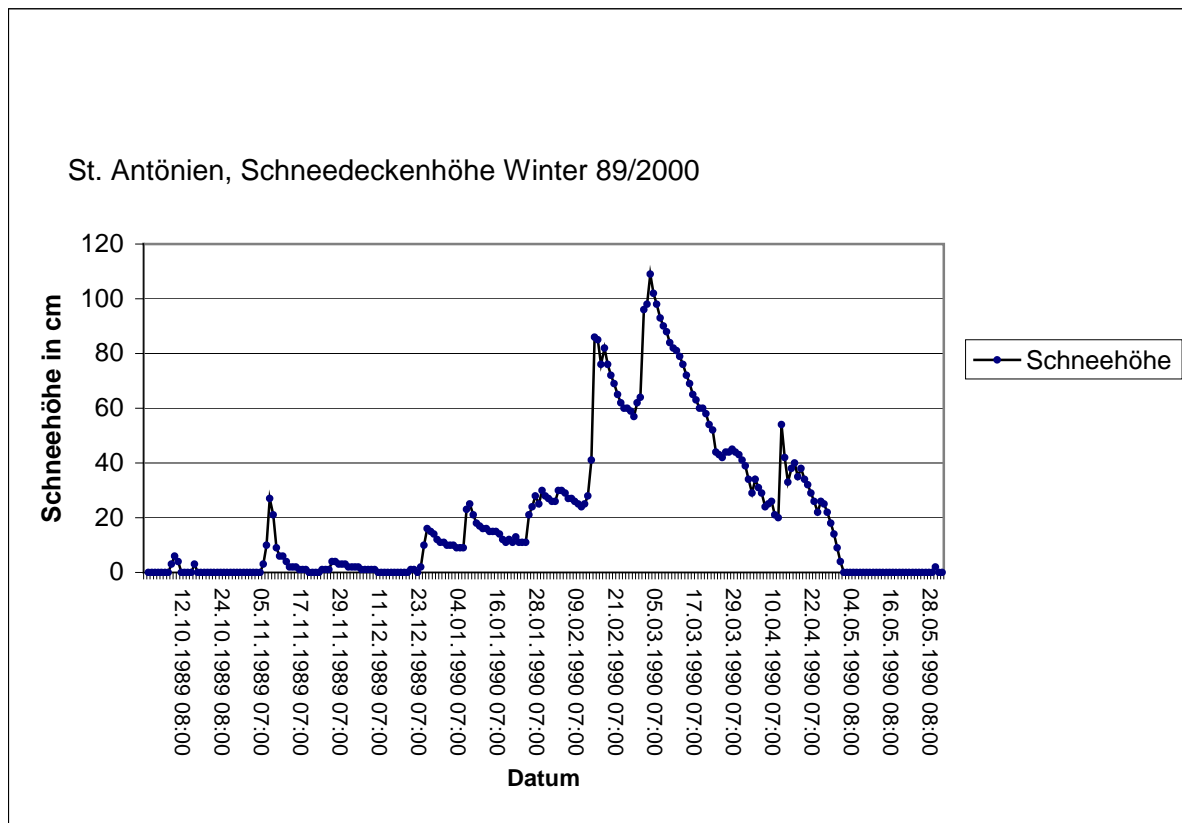
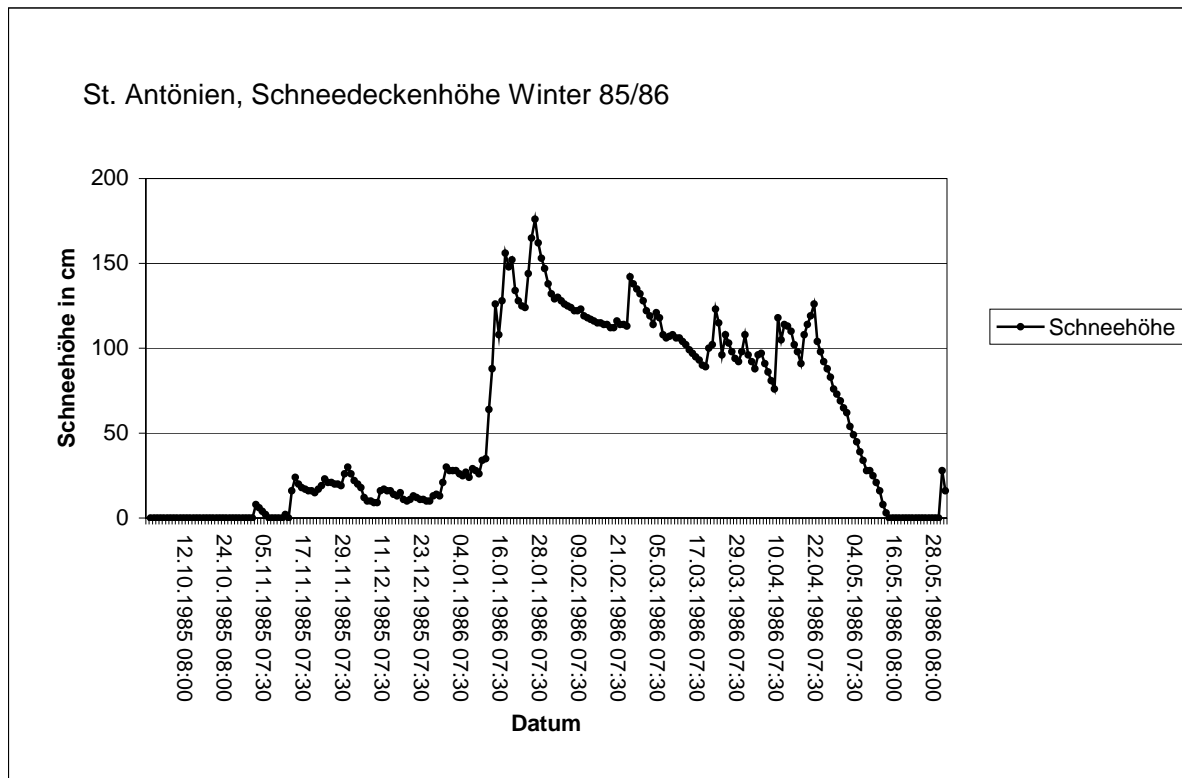


Verlauf der Schneedeckenhöhe in St. Antönien (Daten: Meteo Schweiz)

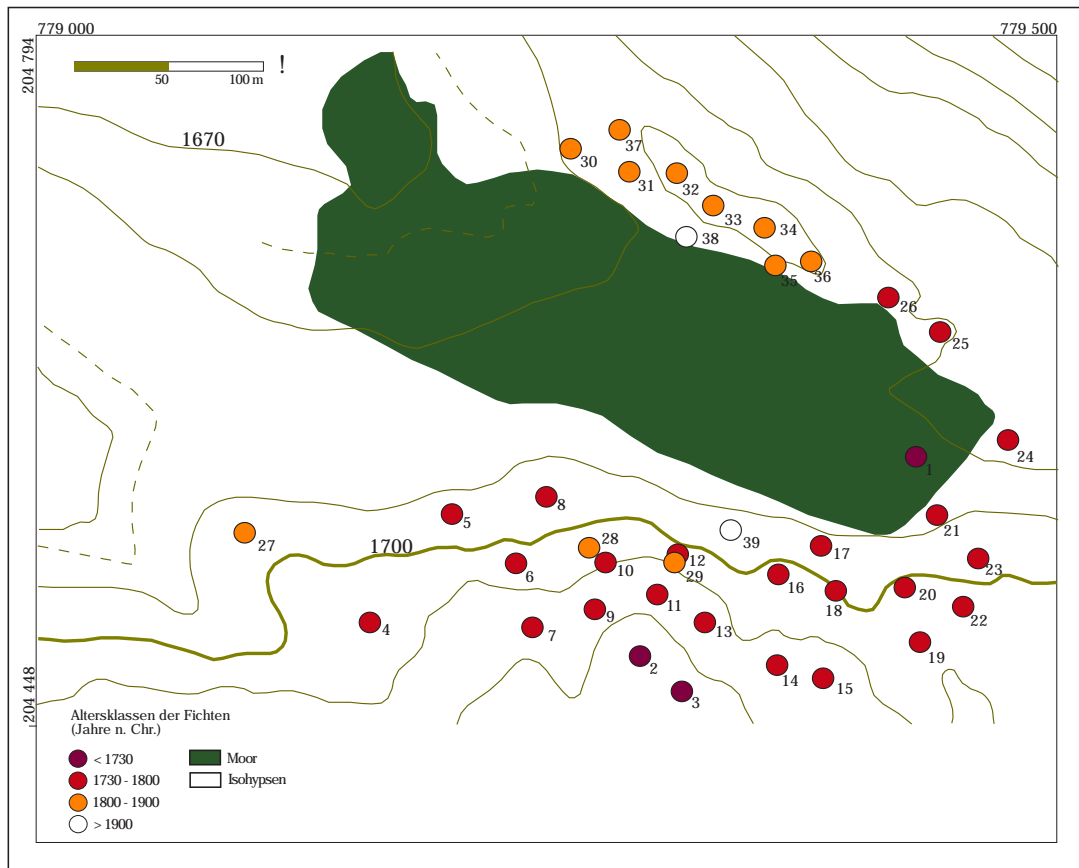
Winter mit Schneedeckenhöhen zwischen 200 und 250 cm und hoher Schneedecke bis in den April hinein.



Winter mit Schneedeckenhöhen unter 200 cm und keiner hohen Schneedecke im April.



*Altersbestimmung der Fichten im Umfeld des Moores Capelgin (Chrüz) -
Lage der beprobten Bäume*



Altersbestimmung des subalpinen Fichtenwalds (Umfeld Moor Capelgin)

Pr-Nr.	erster Jahrring	Mark getroffen	Standort	Bodenprofil
Ca1	1591	fast	im Moor	
Ca2	1650	fast	Hang	
Ca3	1671	nein	Hang	
Ca4	1736	nein	Hangverebnung	
Ca5	1737	nein	Hanganstieg	
Ca6	1740	nein	Hanganstieg	
Ca7	1744	fast	Hangverebnung	
Ca8	1746	nein	Hanganstieg	
Ca9	1749	nein	Hang	
Ca10	1750	fast	Hanganstieg	X1_6
Ca11	1755	nein	Hang	
Ca12	1760	nein	Hanganstieg	X1_7
Ca13	1760	fast	Hang	
Ca14	1760	nein	Hang	
Ca15	1766	nein	Hang	
Ca16	1770	nein	Hanganstieg	
Ca17	1777	nein	Moornähe	
Ca18	1780	ja	Runse	
Ca19	1787	nein	Hang	
Ca20	1787	nein	Runse	X1_2
Ca21	1789	fast	Moornähe	
Ca22	1790	nein	Hang	
Ca23	1791	nein	Hang	
Ca24	1793	ja	Moornähe	
Ca25	1793	nein	Moornähe, aber erhöht	X1_1
Ca26	1793	nein	Moornähe, aber erhöht	
Ca27	1814	fast	Hangverebnung	X1_8
Ca28	1821	fast	Hanganstieg	
Ca29	1823	nein	unterhalb des Moores	
Ca30	1826	nein	unterhalb des Moores	
Ca31	1828	nein	unterhalb des Moores	
Ca32	1841	nein	unterhalb des Moores	
Ca33	1845	nein	unterhalb des Moores	
Ca34	1853	ja	unterhalb des Moores	
Ca35	1860	nein	unterhalb des Moores	
Ca36	1868	nein	unterhalb des Moores	
Ca37	1887	fast	unterhalb des Moores	
Ca38	1938	nein	Moornähe	
Ca39	1979	ja	Moornähe	

Schulen	1978 - 82 1982 – 88 1988 – 91	Cretzschmarschule (Sulzbach a.Ts.) Leibnizschule (Frankfurt-Höchst) Friedrich-Dessauer-Gymnasium (Frankfurt-Höchst)
Universität	1991	Johann Wolfgang Goethe-Universität (Frankfurt am Main)
Studienfach	1991 1993 1998	Physische Geographie (Nebenfächer: Geologie, Bodenkunde und Botanik) Vordiplom Diplom Titel der Diplomarbeit: Untersuchungen an naturnahen Abwasserbehandlungsanlagen (Pflanzenkläranlagen) im Langzeitbetrieb Gutachter: Prof. Dr. G. Nagel
Universitäre Beschäftigung	1995 - 1997	Tutorin (Physische Geographie)
Dissertation	1999 - 2000 2001 - 2003	DAAD Doktorandenstipendium HSPPII Stipendium der hessischen Graduiertenförderung
Universitäre Beschäftigung	1998 - 1999 2001 - 2003 2004 2004 - 2006	Mitarbeit im Seminar „Einführung in die Dendroökologie“ unter Leitung von Prof. Dr. N. Stein wissenschaftliche Hilfskraft mit Abschluss (Physische Geographie) Mitarbeit im „Seminar zum Landschafts- haushalt“ unter Leitung von Prof. Dr. J. Ries Mitarbeit „Großexkursion Alpen“ unter Leitung von Prof. Dr. N. Stein Literaturrecherche „nigerianische Fluss- systeme“ Forschungsaufenthalt in Nigeria (1 Monat) Wissenschaftliche Mitarbeiterin / Forschungsprojekt „Mesolithikum im Rheinland“ (Institut für Archäologische Wissenschaften, Archäobotanik)
Sonstige Beschäftigungen	1999 - 2006	Freie Journalistin