

# WÜRZBURGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Würzburg

---

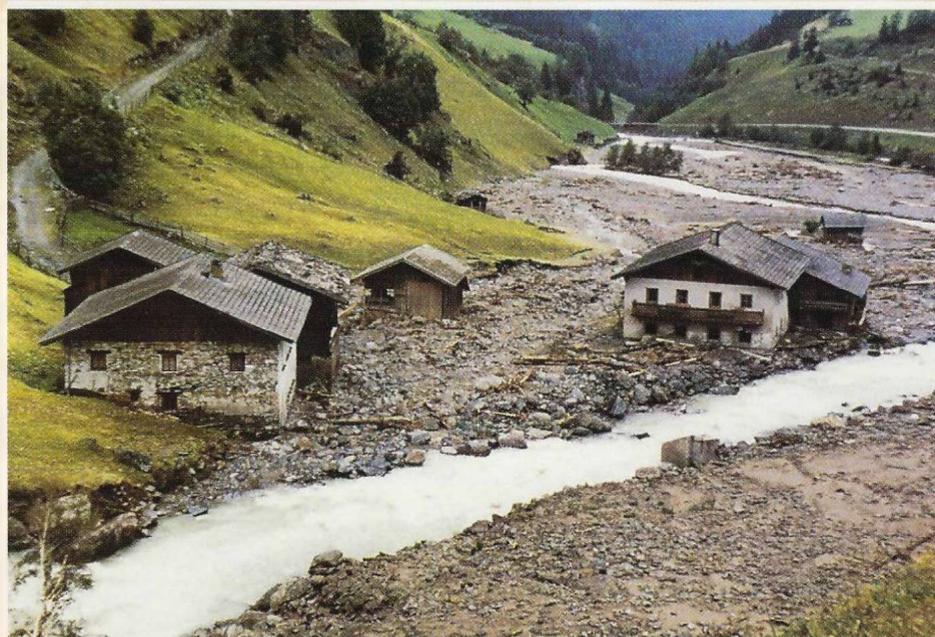
Herausgeber: D. Böhn - H. Hagedorn - H. Jäger - H.-G. Wagner

---

Heft 90

## Rezente fluviale Morphodynamik im Stubaital/Tirol

Regine Blättler



Würzburg 1995

---

Im Selbstverlag des Instituts für Geographie der Universität Würzburg  
in Verbindung mit der Geographischen Gesellschaft Würzburg

GEFÖRDERT MIT MITTELN DER GEOWISSENSCHAFTLICHEN  
FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT WÜRZBURG

Druck: Mainrundschau, Friedrich-Bergius-Ring, 97076 Würzburg

Satz und Layout: Regine Blättler

Bezug: Institut für Geographie der Universität Würzburg, Am Hubland,  
D-97074 Würzburg

© Alle Rechte vorbehalten

ISSN: 0510-9833



**Abb. 0: Falbeson-Alm nach den Hochwasserereignissen 1987**

*... und dann wütete die Natur und vernichtete das wunderbare Tal. Die wilden Elemente trugen die Arbeit einiger Generationen davon. Die schreckliche blinde Wut packte mit ihren Krallen die Menschen und Tiere und zerdrückte sie. Die Kinder, die vor ein paar Stunden noch ruhig schliefen, waren jetzt heimlos und beweinten ihre Stadt. Inmitten dieses zerstörten Trubels klagte meine Seele über die Hilflosigkeit der Menschen und die Allmacht der Natur.*

*(Kahlil Gibran)*



## Vorwort

Die in der vorliegenden Arbeit dargestellten Untersuchungen basieren auf mehreren Forschungsaufenthalten im österreichischen Stubaital in den Jahren 1987-1992. Als Forschungsansätze dienten die Hochwasserereignisse von 1987. Unmittelbar im Anschluß an diese Hochwasserereignisse ermöglichte die finanzielle Unterstützung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften eine erste vorläufige Schadensaufnahme und Photodokumentation.

Die weitere Durchführung der Untersuchungen wurde möglich durch die großzügige finanzielle Förderung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen eines Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn bewilligten Forschungsprojektes. Dieses Forschungsprojekt war Teilprojekt des DFG-Schwerpunktprogrammes „Rezente fluviale Morphodynamik im jüngeren Quartär“.

Den Abschluß und die Auswertung der Untersuchungen ermöglichte die Universität Würzburg im Rahmen eines Werkvertrages.

Der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Universität Würzburg gebührt daher mein aufrichtiger Dank.

Bei den umfangreichen Geländearbeiten unterstützten mich Herr Prof. Dr. R. Baumhauer, Geographisches Institut der Universität Trier, Herr Dipl.-Geograph B. Oehm, Herr Dipl. Geogr. C. Heistermann und Herr M. Schiener, alle Geographisches Institut der Universität Würzburg. Ihnen möchte ich an dieser Stelle für Ihren großzügigen Arbeitseinsatz ganz herzlich danken.

Dem Technischen Betrieb der Universität Würzburg danke ich für den Bau des Gestänges der Klimastation.

Für die Möglichkeit die laboranalytische Bearbeitung des Probenmaterials im Geomorphologischen Labor des Geographischen Instituts der Universität Würzburg durchzuführen, danke ich Herrn Prof. Dr. R. Baumhauer.

Die organische Substanzbestimmung für einen kleinen Teil der Proben erfolgte auf Vermittlung von Herrn Prof. Dr. K. Giessner im Labor des Geographischen Institutes der Universität Eichstätt. Herzlichen Dank für die Unterstützung.

Die 14C-Datierung einiger Proben wurde dankenswerterweise durch Herrn Prof. G. Furrer im 14C-Labor des Geographischen Institutes der Universität Zürich/Irchel ermöglicht.

Die Pollenanalyse verschiedener Proben verdanke ich Herrn em. Prof. Dr. H. Zeidler vom Botanischen Institut der Universität Würzburg. Für die pollenanalytische Aufbereitung danke ich Herrn Holzmann.

Wertvolle Anregungen erhielt ich von Herrn Prof. Dr. D. Busche, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Herrn Prof. K. Hirakawa, Tokyo Metropolitan University und Herrn PDDr. R. Walsh, University of Swansea, denen ich an dieser Stelle aufrichtig danken möchte.

Mein besonderer Dank gilt den zahlreichen Ämtern und Institutionen der Tiroler Landesregierung, die den Fortgang der Untersuchungen unterstützten.

Allen voran gebührt mein Dank Herrn Hofrat Dr. O. Schimpp (Amt für Zivil- und Katastrophenschutz), Herrn Hofrat Hopf (Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck) und Herrn Dr. W. Gattermayr (Hydrographischer Dienst Innsbruck). Ohne ihren Einsatz wäre ein Großteil der Geländearbeiten bzw. die Einsichtnahme in zahlreiche wichtige Dokumente und Pläne nicht möglich gewesen.

In den Dank einschließen möchte ich auch alle Freunde, Fachkollegen und die Mitarbeiter des Geographischen Institutes der Universität Würzburg, die durch ihre Bereitschaft zur wissenschaftlichen Diskussion und ihre Anteilnahme am Fortgang der Arbeit wesentlich zu deren Fertigstellung beigetragen haben. Dies gilt ganz besonders für Herrn K. Wepler, der mir wertvolle Tips für die Reinzeichnungen gab und einen Teil der Reproarbeiten übernahm.

Herrn Prof. Dr. H. Hagedorn möchte ich ganz herzlich dafür danken, daß er den Fortgang der Untersuchungen großzügig unterstützte und mir bei der Erstellung der Arbeit weitgehendst freie Hand ließ.

Danken möchte ich an dieser Stelle auch meinen Eltern für ihre finanzielle Unterstützung und ihre persönliche Anteilnahme und Geduld bei der Fertigstellung dieser Arbeit.

## Zusammenfassung

Andauernde Starkniederschläge führten 1987 in zahlreichen Alpentälern zu schweren Hochwasser- und Murkatastrophen. Auch das von der Ruetz entwässerte Tiroler Stubaital südwestlich Innsbruck zählte zu den betroffenen Tälern. Im Abstand von nur sechs Wochen verursachten hier zwei Hochwasserereignisse ähnlichen Ausmaßes schwere Verwüstungen und Landschaftsschäden.

Die Auswirkungen beider Hochwässer bildeten die Ansatzpunkte der als Teilprojekt Stubai von Mitte 1988 bis Ende 1991 im Stubaital und einem seiner Seitentäler laufenden Forschungsarbeit.

Das Hauptinteresse galt dabei, nach Abschluß einer ausführlichen Schadenskartierung und Photodokumentation, den Ursachen, Zusammenhängen und Auswirkungen einzelner morphodynamisch wirksamer Prozesse.

Verschiedene Felduntersuchungen in einem Seitental des Stubaitales gaben hinsichtlich des Zusammenspiels von Abfluß, Niederschlag, Hangabtrag und Vegetation Aufschluß darüber, wann, wie und in welchem Zeitraum einzelne morphodynamisch wirksame Prozesse im Bachbett bzw. im Kontaktbereich Hang/Bach ablaufen.

Um Aussagen darüber machen zu können, inwieweit das Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz innerhalb der letzten Jahrhunderte klimatisch beeinflusst wurde, und ob die touristische Erschließung des hinteren Stubaitales das Hochwasserabflußgeschehen der Ruetz in Bezug auf Häufigkeit und Intensität in den letzten Jahren erkennbar beeinflusste, wurden im Auebereich der Ruetz mehrere Schlitzsonden- und Kernbohrungen abgeteuft.

Die Auswertung der Bohrkeme und verschiedene Laboranalysen des gewonnenen Probenmaterials gaben einerseits Auskunft über Zusammensetzung, Mächtigkeit und Herkunft einzelner Hochwasserablagerungen, andererseits konnten anhand dieser Aussagen das frühere Akkumulationsverhalten und verschiedene Laufverlagerungen der Ruetz für diesen Auebereich rekonstruiert werden.

Ebenso konnte der direkte Einfluß des Menschen auf das Hochwassersedimentationsgeschehen und somit die anthropogene Beeinflussung der Hochflut-/Auedynamik bereits für historische Zeit festgestellt und belegt werden.

# Inhalt

<i>Abkürzungen</i>	15
<i>Begriffe</i>	16
1. Einleitung	21
1.1 Problemstellung und Forschungsansätze	22
1.2 Stand der Forschung und eigene Vorarbeiten	22
1.3 Zielsetzung	23
2. Das Arbeitsgebiet	25
2.1 Lage und Abgrenzung	25
2.2 Besiedlungsgang	25
2.3 Geologisch-morphologischer Überblick	27
2.4 Boden- und Vegetationsverhältnisse	32
2.5 Klima und hydrologische Charakterisierung	37
2.6 Natürliches Hochwasserrisiko	41
2.7 Spät- und postglaziale Talgeschichte	44
2.7.1 Spätglaziale Gletscherstände	44
2.7.2 Postglaziale Gletscherstände	55
2.7.3 Spät- und postglaziale Morphodynamik	57
3. Hochwasserereignisse im Stubaital	60
3.1 Historische Hochwasserereignisse	69
3.2 Hochwasserereignisse von 1900 bis 1978	73
3.3 Hochwasserereignisse 1987	79
3.3.1 Juli-Hochwasser 1987: Meteorologische Ursachen, Hochwasserauswirkungen	79
3.3.2 August-Hochwasser 1987: Meteorologische Ursachen, Hochwasserauswirkungen	83
3.3.3 Mur- und Hochwasseransatzpunkte im Gelände	88
3.3.4 Hochwasserschutzmaßnahmen	91
3.3.4.1 " Altere Verbauungsmaßnahmen und Sofortmaßnahmen 1987	92
3.3.4.2 Verbauprojekt Ruetz 1988	92
3.3.4.2.1 Tätigkeitsbereich der Wildbach- und Lawinenverbauung	94
3.3.4.2.2 Tätigkeitsbereich der Bundeswasser- bauverwaltung	103

3.4 Vergleich der Hochwasserereignisse von 1978 und 1987	103
3.5 Hochwasserereignisse 1987 und 1988 im Stubaier Langental	106
3.5.1 Meteorologische Ursachen und Hochwasseransatzpunkte	107
3.5.2 Hochwasserauswirkungen	107
3.6 Schlußfolgerungen	112
4. Methodik und Gang der Untersuchungen	114
4.1 Untersuchungen im Stubaital	114
4.1.1 Aufnahme der Hochwasserschäden 1987 und Luftbildauswertung	114
4.1.2 Probenahme im Gelände	115
4.1.3 Sondierungs- und Kembrohungen im Auebereich des vorderen Stubaitales	118
4.1.4 Laboranalyse der Sedimentproben	118
4.2 Untersuchungen im Stubaier Langental	120
4.2.1 Aufnahme der 87er und 88er Hochwasserschäden und Luftbildauswertung	120
4.2.2 Messung von Niederschlag und Temperatur	120
4.2.3 Abflußmessung	121
4.2.4 Einsatz von Färb- und Radiogeeschieben („PEI SY“)	123
4.2.5 Anlage von Hang Versuchsflächen	125
4.2.6 Vermessung von Hangrungen	127
5. Ergebnisse der Schadenaufnahme und Luftbildauswertung	128
5.1 Geschiebeherde, Geschiebemobilisierung und Geschiebetransport/-zufuhr während der 87er Hochwasserereignisse	128
5.2 Natürliche und anthropogen beeinflusste Akkumulations- und Erosionsbereiche während der 87er Hochwasserereignisse	135
5.3 Schlußfolgerungen	144
6. Ergebnisse der Aufschluß- und Sedimentanalyse	146
6.1 Aufschlüsse im Stubaital	146
6.2 Analyseergebnisse der Lockermaterialproben	152
6.3 Schlußfolgerungen	165
7. Rezente fluviale Morphodynamik und aktuelle Hangprozesse im Stubaier Langental	166
7.1 Ergebnisse: Niederschlag, Temperatur und Abfluß	166

7.2	Rezente Geschiebeherde	168
7.3	Geschiebebereitstellung und -zufuhr aus den Hängen	173
7.4	Anthropogen beeinflusste Hangprozesse innerhalb der Mündungsschlucht	181
7.5	Geschiebetransport	183
7.6	Computerkartographische Auswertung des Langenbach-Einzugsgebietes	185
7.7	Schlußfolgerungen	189
8.	Aktuelles und historisches Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz	191
8.1	Kembohrungen im Auebereich zwischen Neder und Neustift	192
8.1.1	Kembohrung KB1: Profil „Horlachmoos“	192
8.1.1.1	Sedimentanalytische, statistische und pollenanalytische Profilauswertung	193
8.1.1.2	Interpretationsansatz	202
8.1.?	Kembohrung KB5/KB6: Profil „Ladestatt I und II“	205
8.1.2.1	Sedimentanalytische, statistische und pollenanalytische Profilauswertung	205
8.1.2.2	Interpretationsansatz	224
8.1.3	Kembohrung KB7: Profil „Rain“	230
8.1.3.1	Sedimentanalytische und statistische Profilauswertung	230
8.1.3.2	Interpretationsansatz	240
8.1.4	Kembohrung KB8: Profil „Neder“	240
8.1.4.1	Sedimentanalytische und statistische Profilauswertung	241
8.1.4.2	Interpretationsansatz	254
8.2	Schlußfolgerungen	256
9.	Anthropogene Einflußnahme auf die rezente Morphodynamik	259
9.1	Ausbau des Stubaitales im Zuge der touristischen Erschließung	259
9.2	Maßnahmen, Auswirkungen und notwendige Folge- maßnahmen, an ausgewählten Beispielen	262
9.2.1	Mutterberger Alm: Bau von Hotels und Großparkplätzen	262
9.2.2	Falbeson/Ranalt: Straßenbau und Bachverlegung	266
9.2.3	Volderau: Campingplatz-Anlage	273
9.2.4	Krößbach/Schaller: Brückenbau und Straßen Verlegung	278
9.3	Schlußfolgerungen	282

10. Schlußdiskussion und Ausblick	284
11. Verwendete Karten	288
12. Literaturverzeichnis	289

<i>Vorspann:</i>	Abbildungsverzeichnis	9
	Figurenverzeichnis	14
	Karten Verzeichnis	14
	Tabellenverzeichnis	14

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS:

Vorspann	
Abb. 0: Falbeson Alm nach den Hochwasserereignissen 1987	2
2. Das Arbeitsgebiet	
Abb. 1: Lageskizze Stubaiäler Alpen - Stubaital/Tirol	27
Abb. 2: Vorderes Stubaital (Schönberg bis Mutterberg)	30
Abb. 3: Ruetz-Längsprofil	31
Abb. 4: Struktur, Funktion und Zustand des Gebirgswaldes in Neustift/Stubaital	34
Abb. 5: Obere und untere Waldgrenze im Stubaital	35
Abb. 6: Wald weide im Stubaital	36
Abb. 7: Flächenanteile im Stubaital	43
Abb. 8: Hypsographische Kurve für das Einzugsgebiet der Ruetz: Pegel Kampl.	43
Abb. 9: Spät- und postglaziale Gletscher-Hochstände	45
Abb. 10: Schematische Darstellung des Stubaitales z.Zt. des späten Würm-Hochglazials	46
Abb. 11: Schematische Darstellung des Stubaitales z.Zt. des spätglazialen Steinach-Stadiums	46
Abb. 12: Steinach-Stadium	48
Abb. 13: Vorderes Stubaital z. Zt. des spätglazialen Steinach-Stadiums	49
Abb. 14: Schematische Darstellung des vorderen Stubaitales während und nach dem Steinach II-Stadium	50
Abb. 15: Schematische Darstellung des Zungenbereiches des steinachzeitlichen (Steinach II) Stubai-Talglätschers	51
Abb. 16: Schematische Darstellung des Stubaitales	51
Abb. 17: Eisrandterrassen bei Neustift im Stubaital	52

3. Hochwasserereignisse im Stubaital	
Abb. 18: Hochwasserereignisse im Stubaital (1772 -1992)	66/67
Abb. 19: Hochwasserereignisse im Stubaital, saisonale Verteilung 1772-1988	68
Abb. 20: Hochwassereignisse im Stubaital, monatliche Verteilung 1772-1988	68
Abb. 21: Fulpmes am Schlickerbach im Jahre 1853	70
Abb. 22: Plöfen am Schlickerbach	72
Abb. 23a: Luftmassentransport am 7.8.78	73
Abb. 23b: Lage der Kaltfront im Bodendruckfeld 7.8.78	74
Abb. 23c: Eiruckverteilung am 7.8.78	74
Abb. 24: Ranalt 1978. Murabgang aus der Ranalter Runsen	76
Abb. 25: Aufschotterung im Ranalter Boden nach dem 78er Hochwasser	76
Abb. 26: Sohl- und Lateralerosion 1978 bei Falbeson	77
Abb. 27: Hochwassererosionsschäden 1978 bei Krößbach	77
Abb. 28: Zerstörtes Gehöft bei Krößbach 1978	78
Abb. 29: Brücke bei Schaller nach Durchgang der Hochwasserwelle von 1978	78
Abb. 30: Niederschlag (mm/Tag) für Juli und August 1987	80
Abb. 31: Uferanbrüche und Sohleintiefung der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ 1987	81
Abb. 32: Akkumulationsbereich der Ruetz bei Ranalt 1987	82
Abb. 33: Akkumulationsbereich der Ruetz bei Neustift 1987	82
Abb. 34: Wetterlage z. Zt. der Hochwasser 1987	86
Abb. 35: Niederschlagssummenkurve und zeitlicher Verlauf der Schneefallgrenze	87
Abb. 36: Gletschervorfeld „Wilder Freiger Ferner“ 1987	88
Abb. 37: Gletschervorfeld des Femau- und Schaufelfemers	89
Abb. 38: Murgang im Ruderhofbach 1987	90
Abb. 39: Muranbrüche im Stubai Langental 1987	91
Abb. 40: Geschiebesperre bei Ranalt	94
Abb. 41: Ruetzregulierung bei Ranalt	95
Abb. 42: Geschiebeauffangbecken Falbeson, Einlaufwerk und Ablagerungsplatz	96
Abb. 43: Geschiebeauffangbecken Falbeson, Auslaufwerk	96
Abb. 44: Natürlicher Akkumulationsraum „Klausäuele“ bei Falbeson	97
Abb. 45: Grundswellenstaffelung im Bereich „Reisenwald“	98
Abb. 46: Geschiebeauffangbecken Volderau	99
Abb. 47: Geschiebeauffangbecken Gasteig	100

Abb. 48: Geschiebeauffangbecken Schaller	101
Abb. 49: Akkumulationsbereich der Ruetz bei Ranalt 1978	104
Abb. 50: Uferanbrüche der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ 1978	105
Abb. 51: Sohleintiefung der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ 1978	105
Abb. 52: Uferanbrüche der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ 1987	106
Abb. 53: Stubaier Langental	108
Abb. 54: Stubaier Langental nach den Murgängen 1987	110
Abb. 55: Geschiebeauffangbecken Langental	111
4. Methodik und Gang der Untersuchungen	
Abb. 56: Gang der Untersuchungen	114
Abb. 57: Stubaital: Aufschlüsse und Probenahme	116
Abb. 58: Ruetzau bei Neustift	117
Abb. 59: Kembrohrgerät und Kembrohrung bei Neustift/Stubai	117
Abb. 60: Meßstation im Langental	121
Abb. 61: Lattenpegel Langenbach	122
Abb. 62: Radiogeschiebe	124
Abb. 63: Einsatz von Farbgeschieben	125
Abb. 64: Stubaier Langental: Hang Versuchsflächen	126
Abb. 65: Denudationspegel	127
5. Ergebnisse der Schadensaufnahme und Luftbilddauswertung	
Abb. 66: Vorfeld des Sulzenaugletschers	130
Abb. 67: Vorfeld des Gröbelfemers	131
Abb. 68: Schutthänge im Bereich der Mutterberg Alm	132
Abb. 69: Murrinnen unterhalb der Hohen Grube/Langental	133
Abb. 70: Bei der Sulzenau Hütte	134
Abb. 71: Ruetz-Katarakt oberhalb Ranalt	135
Abb. 72: Lateralerosion innerhalb der Ortschaft Schaller	136
Abb. 73: Mutterberg Alm nach dem ersten Hochwasser 1987	137
Abb. 74: Ruetz bei Schaller/Neustift 1987	140
Abb. 75: Spuren zweier Dammbüche im Auebereich bei Neustift	142
Abb. 76: Landesstraßenbrücke bei Schaller 1987	143
Abb. 77: Campingplatz „Hochstubai“ nach den Hochwasserereignissen 1987	144
6. Ergebnisse der Aufschluß- und Sedimentanalyse	
Abb. 78: Kiesgrube Mieders: Aufschluß 1	147
Abb. 79: Terrassenaufschlüsse im Stubaital	148
Abb. 80: Murkegel/Terrassenaufschluß Fulpmes	150
Abb. 81: Talbodenaufschluß bei Ranalt	151

## 7. Rezente fluviale Morphodynamik und aktuelle Hangprozesse im Stubaier Langental

Abb. 82: Hochwasserereignisse im Stubaital 1985-1991: Niederschlag in mm/Tag	167
Abb. 83: Abflußkurve Langenbach/Pegel B'such Alm	168
Abb. 84: Direkte und indirekte Geschiebeherde im Langental	170-171
Abb. 85: Solifluidal überprägte daunstadiale Ufermoräne im Langental	172
Abb. 86: Hangrunse im Langental	173
Abb. 87: Lawinenabgang im Langental 1991	174
Abb. 88: Langental: Hangversuchsflächen (HV1, HV2) im Frühjahr 1990	176
Abb. 89: Langental: Hangversuchsflächen/Profile	177
Abb. 90: Versuchshang 1991 im Langental	177
Abb. 91: Langental: Stark eingetiefte Hangrunsen	178
Abb. 92: Querprofile einer eingemessenen Hangrunse im Langental	179
Abb. 93: Natürliche Hangstabilisierung im Langental	181
Abb. 94: Rotationsanbruch im Langental	182
Abb. 95: Langental: Rotationsanbruch an einem der Einhänge des Langenbaches	182
Abb. 96: Anthropogen induzierte Hangübersteilung im Langental	183
Abb. 97: Räumung des Geschiebeauffangbeckens in der B'such Alm	185
Abb. 98: Muigang im Omesberger Bach bei Neustift	188
Abb. 99: Murgang oberhalb der Langentaler Alm	188

## 8. Aktuelles und historisches Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz

Abb. 100: Ruetzaue zwischen Neder und Neustift: Lage der einzelnen Schlitzsonden- und Kembohrungen	191
Abb. 101: Querprofil der Ruetzaue zwischen Neder und Neustift	193
Abb. 102: Kembohrung KB1 „Horlachmoos“	196-200
Abb. 103: Hypothetische Bachverlagerungen: Ruetz-Aue, Neder-Neustift	203
Abb. 104: Kembohrung KB5 „Ladestatt I“	210-214
Abb. 105: Kembohrung KB6 „Ladestatt II“	215-220
Abb. 106: Texturparameter KB5/6 und Stp.-Proben	221
Abb. 107: Bohrprofile KB5 und KB6: Lokalität „Ladestatt“	225
Abb. 108: Chronologie der Waldgrenz- und Klimaschwankungen während des alpinen Postglazials	227

Abb. 109: Solifluktions- und fluviale Aktivitätsphasen im alpinen Postglazial	228
Abb. 110: Kembrohrung KB7 „Rain“	234-239
Abb. 111: Kembrohrung KB8 „Neder“	246-254
Abb. 112: Kembrohrungsprofile Ruetzaue/Neder-Neustift im Vergleich	257
9. Anthropogene Einflußnahme auf die rezente Morphodynamik	
Abb. 113: Bereich Mutterberg Alm um 1953	261
Abb. 114: Mutterberg Alm um 1920	262
Abb. 115: Mutterberg Alm um 1967	263
Abb. 116: Mutterberg Alm um 1991	264
Abb. 117: Mutterberg Alm nach dem Hochwasser von 1987	265
Abb. 118: Mutterberg Alm 1987	266
Abb. 119: Bereich Falbeson: 1953 und 1986	267
Abb. 120: Ranalt um 1938	268
Abb. 121: Zerstörte Brücke im Bereich Falbeson 1978	269
Abb. 122: Falbeson: Bereich „zwischen den Wänden“ nach dem 78er Hochwasserereignis	269
Abb. 123: Falbeson: Bereich „zwischen den Wänden“ 1991	270
Abb. 124: Bereich Falbeson: 1987 und 1991	271
Abb. 125: Bereich Falbeson; Brückentorso	272
Abb. 126: Falbesoner Aue nach den Hochwasserereignissen 1987	272
Abb. 127: Bereich Volderau: 1953 und 1986	274
Abb. 128: Campingplatz „Hochstubai“ bei Volderau nach dem Juli-Hochwasser 1987	275
Abb. 129: Unterhalb Volderau, nach dem Julihochwasser 1987	275
Abb. 130: Bereich Volderau: 1987 und 1991	276
Abb. 131: Grundswellenstaffelung im Bereich „Reisenwald“	277
Abb. 132 a: Bereich Krößbach: 1953	278
Abb. 132 b: Bereich Krößbach: 1987 und 1991	279
Abb. 133: Schaller um 1930	280
Abb. 134: Krößbach um 1940	280
Abb. 135: Schaller 1987 nach den Hochwasserereignissen	281
Abb. 136: Krößbach nach dem Julihochwasser 1987	282

## FIGURENVERZEICHNIS

Fig. 1 a-h: Histogramme, Komhäufigkeits- und -Summenlinien ausgesuchter Lockermaterialproben	157
Fig. 2 a: Temperaturwerte vom 16. und 17. Juni 1991 (Station B'such Alm)	180
Fig. 2 b: Niederschlagswerte vom 16. und 17. Juni 1991 (Station B'such Alm)	180
Fig. 3: Gegenüberstellung einzelner Texturparameter: Kembohrung KB1	195
Fig. 4: Gegenüberstellung einzelner Texturparameter: Kernbohrung KB5	208
Fig. 5, Blatt 1-2: Komsummenlinien aus Kembohrung KB5 und KB6 im Vergleich	222-223
Fig. 6: Gegenüberstellung einzelner Texturparameter: Kembohrung KB7	232
Fig. 7: Gegenüberstellung einzelner Texturparameter: Kernbohrung KB8	245

## KARTENVERZEICHNIS

Karte	1: Geologische Übersichtskarte	28
Karte	2: Spätglaziale Gletscherstadien im hinteren Stubaital	54
Karte	3: Stubaital: Neuzeitliche Moränenwälle	56
Karte	4: Geschiebeherde und Landschaftsschäden während der 87er Hochwasserereignisse (Ausschnitt)	129
Karte 5a:	Hydrographisch-morphologische Karte des Bereiches Ranalt-Falbeson (Ausschnitt)	138
Karte 5b:	Hydrographisch-morphologische Karte des Bereiches Neustift (Ausschnitt)	139
Karte 6:	Ruetz-Hochwasser 1987: Geschiebeherde, Schutzzubringer, Akkumulations- und Erosionsbereiche im Überblick	141
Karte	7: Stubai Langental	186-187

## TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1: Höhenstufung der aktuellen Vegetation im Stubaital	32
Tab. 2: Jahreszeitliche Unterschiede der Abflußspenden	38

Tab. 3: Monatliche Mittelwasserführung	40
Tab. 4: Statistische Auswertung der Ruetz-Durchflüsse bei Kampf nach Jährlichkeiten	41
Tab. 5: Hochwasserchronik Stubaital	60
Tab. 6: Zeitpunkt, betroffene Gewässer und Ursachen Stubaier Schadenshochwasser	63
Tab. 7: Potentielle im Ereignisfall zu erwartende Geschiebefracht	83
Tab. 8: Schadensbilanz der Hochwasser 1987	84
Tab. 9: Gefährdungsbereich der Ruetz	93
Tab. 10: Geschiebepotential und vorhandene Staukapazität	102
Tab. 11: Proben-Auswahl 1988/89: Komgrößenhäufigkeit, CaCO <sub>3</sub> , pH-Wert und Texturparameter	155
Tab. 11a: Proben-Auswahl: Gegenüberstellung und Auswertung einzelner Texturparameter	156
Tab. 12: Gletscherstände: Östlicher Gröblfemer/Stubaital 1944-1986	169
Tab. 13: Kembrohrung KB6: Karbonatgehalt	209
Tab. 14: Kembrohrung KB7: Karbonatgehalt	233
Tab. 15, Blatt 1-2: Kembrohrung KB8: Karbonatgehalt	243-244

## ABKÜRZUNGEN

E	Einzugsgebiet
GOF	Geländeoberfläche
HQ	Hochwasserabfluß
KB	Kembrohrung
l/s.km <sup>2</sup>	Liter pro Sekunde auf den Quadratkilometer
Md	Median
m.ü.A.	Meter über Adria
MQ	Mittlerer Abfluß
NQ	Minimalabfluß
ÖIR	Österreichisches Institut für Raumplanung
Sk	Schiefe
So	Sortierung
SOZ	Sommerzeit
STP:x	Stubai Probe 1-37
TIWAG	Tiroler Wasserkraft AG
UTC	Universal Time Code

Begriffe (im Text mit \* gekennzeichnet)

- Arche:* Alte, uferdeckende Verbauung mit Hilfesteinbeschwerter Holzroste
- Auslaufwerk:* Baulich gesichertes unteres Ende eines Geschiebeauffangbeckens oder -platzes (z.B. eine Sperre).
- Bergmäher:* Bergmähwiese, die nur einmal im Jahr oder seltener gemäht wird.
- Bestoßen:* Alter Ausdruck für Beweiden, ebenfalls gebräuchlich bei murfähigen Wildbächen, die den Vorfluter mit Lockermaterial beliefern (bestoßen)
- Einlaufwerk:* Baulich gesichertes oberes Ende eines Geschiebeauffangbeckens oder -platzes (z.B. eine Einlauframpe)
- Geschiebe:* Für die gröberen fluvialen Sedimente sind vier Begriffe in Gebrauch, die von Technik und Geowissenschaften z.T. unterschiedlich definiert werden: Gerölle, Geschiebe, Schotter, Kies. In der Wasserbautechnik hat sich für die Flußsedimente der Begriff Geschiebe durchgesetzt, während der Geowissenschaftler in der Regel von Schotter spricht, weil das Wort Geschiebe für Gletscherablagerungen okkupiert ist. In der vorliegenden Arbeit wurden die vier Begriffe synonym verwendet.
- Geschiebeherd:* Diejenigen Örtlichkeiten, aus denen Feststoffe in die Gewässer gelangen. Dazu gehören insbesondere Verwitterungswände, alle Anbrüche und Massen aus Hangbewegungen, die Gewässersohle und Holzanhäufungen. Synonyma: Feststoffherd, Lockermaterialherd, Schuttherd
- Geschiebesperre:* Man versteht darunter ein Querwerk in einem Wildbach, das mindestens mannshoch ist (in der Literatur schwanken die Angaben zwischen 1,5 und 2 m) und der Hebung und Fixierung der Bachsohle oder dem Geschieberückhalt dient.
- Auslaufsperr*e bzw. *Entleerungssperre:* Mehr oder weniger offen gebaute Sperre, die den Geschiebetransport nur bei Extremereignissen behindern oder gar stoppen soll. Bei kleinem Hoch- und Mittelwasser wird der Verlandungsraum hingegen selbsttätig entleert.
- Bogen- bzw. Gewölbesperre:* Sperre mit bogenförmigem Grundriss, Scheitel bachaufwärts gerichtet.
- Dosiersperre:* Geschieberückhaltesperre, die bei Extremereignissen den größten Teil der Geschiebefracht zurückhält. Kleinere

Abflüsse sollen jedoch ungestaut abfließen und den Verlandungskörper abbauen können.

*Dolensperre*: Vollwandsperre mit größeren oder kleineren Dolmen, durch die nicht nur die Entwässerung, sondern bei entsprechender Verlandung auch der Geschiebetransport stattfinden sollte.

*Konsolidierungssperre*: Sperre mit der Aufgabe, die Bachsohle zu heben (Verlandung hinter dem Querwerk), mit dem Zweck die Böschungsfüße zu stützen und die Tiefenerosion des Baches zu unterbinden.

*Kronenoffene Sperre*: Sperre, bei der die beiden Hügel in der Mitte vom statischen System her nicht miteinander verbunden sind (z.B. Pfeilersperren)

*Pfeilersperre*: Meistens breitere, durch Pfeiler in verschiedene Segmente unterteilte Sperre.

*Retentions-/Rückhaltesperre*: Sperre, die dem dauernden oder vorübergehenden Geschieberückhalt dient.

*Grundlawine*: Nasse, stark mit Fremdmaterial durchsetzte Frühjahrslawine, deren Sturzbahn fast immer runsenförmig ist.

*Grundschwelle*: Querwerk mit einer Fallhöhe von maximal 1,5 m (z.T. 2m)

*Leitwerk*: Ufersicherung aus betonierter oder loser Bruchsteinschichtung

*Schwaighof*: Alte Hofbezeichnung; autark wirtschaftender, zinspflichtiger Viehhof

*Sohl(en)erosion*: Huviale Tiefenerosion, Aufbruch der schützenden Sohlpflasterung bei Hochwasserabflüssen

*Solilgurt*: Querwerk ohne Überfall; vgl. Grundschwelle

*Sohlpflasterung*: Durch oberflächliche Ausschwemmung des Feinmaterials entstandene Deckschicht (Dachziegellagerung). Stabile Pflasterung, die nur bei Hochwasser aufgerissen wird.

*Spülung*: Von der Dimensionierung des Geschiebeablagerungsplatzes, der Rückhaltesperre und fallweise anfallendem Treibholz abhängige selbsttätige Entleerung von Geschiebeablagerungsplätzen. Normalerweise folgt einer Ablagerung in fließendem Übergang eine Spülung. Bei der Entleerung folgt der Phase der Tiefenerosion vielfach eine solche der Seitenerosion, wobei die Wasserströmung über die ganze Breite des Ablagerungsplatzes pendeln kann.

Vier Bedingungen müssen für selbsttätige Entleerungen erfüllt sein:

- Kronenoffene Bauweise
- Unterlauf und Vorfluter müssen in der Lage sein, die ausgespülten Geschiebemengen schadlos weiterzutransportieren
- Das Becken muß zusätzlich maschinell räumbar sein, da selbsttätige Entleerungen nie 100% der Ablagerungen ausspülen.
- Ein guter Unterhalt aller Teile des Ablagerungsplatzes muß gewährleistet sein.

*Staublawine:* Durch schnelle Bewegung oder Sturz über Steilabsätze, nicht zuletzt durch die Wirkung des Luftwiderstandes hebt sich der Schnee einer Locker- oder auch einer Schneebrettlawine ganz oder zum Teil aufstiebig und dadurch mit Luft gemischt als Schneewolke vom Hang ab. Die Staublawine stürzt nun mit großer Geschwindigkeit (bis über 300 km/h) und starker Luftdruckentwicklung weiter.

*Unholz:* Treibholz, Wildholz

*Verklausen:* Entstehung einer natürlichen Sperre in einem Wildbach durch umstürzende Bäume o. ä.. Bei Starkniederschlägen bzw. Hochwasser entsteht dann ein großer Aufstau, der plötzlich losbricht und eine Hochwasserwelle oder eine Mure auslöst.

*Wellbaum:* Kräftiger mit Holzkeilen versehener Baumstamm, der früher über Wasserkraft die Schwanzhämmer der Schmieden antrieb.

Die wiedergegebenen Definitionen und Begriffserläuterungen wurden z. T. folgender Literatur entnommen:

- BÄTZING, W. (1991): Die Alpen. Entstehung und Gefährdung einer europäischen Kulturlandschaft. - C. H. Beck Verlag München 286 S..
- BLÄTTLER, R. (1984): Lawinenauswirkungen und -Schutzmaßnahmen, dargestellt am Stubaital/Tirol. - Diplomarbeit am Geogr. Institut der Universität Würzburg.
- BUNZA, G. (1992): Instabile Hangflanken und ihre Bedeutung für die Wildbachkunde. - Forschungsberichte des DAV Bd. 5.
- BUNZA, G. & J. KARL (1975): Erläuterungen zur hydrograph.-morpholog. Karte der Bayerischen Alpen 1:25 000 Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, Sonderheft.
- ZOLLINGER, F. (1983): Die Vorgänge in einem Geschiebeablagerungsplatz. - Dissertation an der TH Zürich, 264 S..



Abbildungsübersicht



# 1. Einleitung

In zahlreichen inneralpinen Tälern kam es in den letzten Jahren zu heftigen Mur- und Hochwasserereignissen. Immer häufiger berichten die Medien von tobenden Wildbächen, Muren und verwüsteten Siedlungsbereichen, meist mit dem lapidaren\* Zusatz: „erstmal seit Menschengedenken ...“ .

Seit der Tourismus zur Haupteinverbruchsquelle der alpinen Bevölkerung avancierte und zum überwiegenden Teil gewinnorientiertes Handeln und Wirtschaften vorliegt, geht das von früheren Generationen erworbene und vererbte Schutzdenken und Handeln immer schneller verloren: Bergwälder, vielerorts Bannwälder, werden nicht mehr ausreichend bewirtschaftet und erfüllen in immer geringerem Ausmaß ihre Schutzfunktion. Zudem verhindert in weiten Bereichen die noch immer betriebene Wald weide das Aufkommen des dringend notwendigen Jungwuchses, die Wälder „vergreisen“. Aufgelassene Bergmäher\* werden in immer größerem Umfang zu potentiellen Lawinenanbruchgebieten bzw. begünstigen Blaikbildung und weiter Erdbeben und -schliffe. Zu stark bzw. mit zu schweren Viehartbeständen\* Weiden weisen bereits nach kurzer Zeit so verdichtete Böden auf, daß Niederschläge fast ungehindert oberflächlich abfließen. Ähnlich negativ auf den Abfluß wirken sich vielerorts geplante Skipisten aus.

Um „sicheres“ Bauland und bis in die Talschlüsse befahrbare und asphaltierte Straßen zu gewinnen, engte man die natürlichen Gewässer über Jahrzehnte hinweg ein. Den stark ausgeweiteten Siedlungsraum versuchte man vor Hochwasser zu schützen, indem man vielerorts die Gewässer korrigierte und verbaut; mit dem Wissen, daß durchaus auch einmal größere Wassermengen auftreten können. Diese Tatsache des immer verbleibenden gewissen „Restrisikos“ wird von der Bevölkerung jedoch viel zu rasch vergessen bzw. ignoriert: Sobald ein Bach oder Fluß verbaut und angrenzende Talbereiche für längere Zeit von Überschwemmungen verschont blieben, gilt das betreffende Gebiet als „sicher“; eine mitunter lebensgefährliche, zumeist aber kostspielige Annahme für Hausbesitzer, Bauern, Campingplatzbesitzer, Gewerbetreibende oder Urlauber, die dort ihre Liegenschaften haben, arbeiten oder Urlaub machen. Mancherorts bewirkten ausgeführte Schutzmaßnahmen geradezu eine erhöhte Wertkonzentration in Gewässernähe, was wiederum besonders gravierende Hochwasser- und Murschäden zur Folge haben kann.

Das von der Ruetz entwässerte und in den letzten Jahren mehrmals von exzessiven Hochwassern betroffene Tiroler Stubaital verdeutlicht diese Entwicklung exemplarisch. Erst seit wenigen Jahren bis zum Talschluß für den

Massentourismus erschlossen, bot sich dieses Tal nach den 87er Hochwasserereignissen und aufgrund der dabei aufgetretenen Geschiebeumlagerungen und Landschaftsschäden für weiterführende Untersuchungen bzgl. der anthropogen induzierten rezenten fluvialen Morphodynamik an.

### 1.1 Problemstellung und Forschungsansätze

Die Häufung schwerer Schadenshochwasser innerhalb der letzten 10 bis 15 Jahre und die Tendenz zu immer größeren Schadensausmaßen ließen Fragen aufkommen, wie z.B.:

- Warum diese Häufung von Schadenshochwassern in den letzten Jahren?
- Wie groß ist der anthropogene Einfluß auf die rezente fluviale Morphodynamik im Stubaital?
- In welchem Umfang änderte die anthropogene Einflußnahme die rezente Sedimentationsdynamik der Ruetz?
- Wo liegen die potentiellen Geschiebereserven der Ruetz im Ereignisfall?
- Wann, wie und in welchem Umfang laufen Geschiebezufuhr und rezente Formungsprozesse im Einzugsgebiet der Ruetz ab?
- Wie stellt sich im Einzelnen die von Fluvial- und Hangprozessen wechselnd induzierte rezente Morphodynamik dar?

Aus diesen Fragen und den umfangreichen Verwüstungen und Landschaftsschäden der einzelnen Hochwasser ergaben sich die Ansatzpunkte für die vorliegende Forschungsarbeit.

### 1.2 Stand der Forschung und eigene Vorarbeiten

Die Ursachen und Auswirkungen exzessiver Hochwasserereignisse, v.a. aber Versuche, Meßmethoden für den Abfluß und Geschiebetrieb eines Wildbaches zu ermitteln, wurden bereits in zahlreichen in- und ausländischen Einzelarbeiten und Aufsätzen angesprochen. Aus der Vielzahl der Arbeiten sollen hier stellvertretend nur die Veröffentlichungen des Hydrographischen Zentralbüros Österreich, der Wildbach- und Lawinerverbauung Österreich, des Wasserwirtschaftsamtes München, einzelner Projektgruppen des DFG-Schwerpunktes „Fluviale Morphodynamik im jüngeren Quartär“ und die geographischen Schriftenreihen der Universitäten Bem, Innsbruck, Zürich, Berlin, München und Swansea genannt werden.

Eine gewisse, die schutztechnische Praxis und wissenschaftliche Grundlagenforschung koordinierende Vorreiterrolle, kommt dem alle 4 Jahre stattfindenden Internationalen Symposium „Interpraevent“ zu. Die anlässlich der einzelnen Symposien erscheinenden Tagungspublikationen lieferten wertvolle

Aussagen und breitgefächerte Forschungsansätze zu einzelnen Fragenkomplexen.

Umfangreiches Bild-, Daten- und Kartenmaterial konnte beim Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, bei der Landesforstdirektion Innsbruck und beim Hydrographischen Dienst der Landesbaudirektion Innsbruck eingesehen werden. Zusammen mit dem Luftbildbestand des Photogrammetrischen Institutes Innsbruck stellten diese, von den genannten Stellen bisher noch nicht in vollem Umfang wissenschaftlich ausgewerteten Unterlagen, wertvolle Arbeitsmaterialien der vorliegenden Forschungsarbeit dar.

An eigenen Vorarbeiten liegt für das Stubaital seit 1983 eine Diplomarbeit über „Lawinenauswirkungen und -Schutzmaßnahmen“ vor. Bereits im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Kartierung der Hänge bzgl. Bewuchs, Erosionsgefährdung und anthropogene Eingriffe durchgeführt. Durch diese Kartierung war eine gute Kenntnis der Lage vor den Hochwassern von 1987 gegeben und umfassend mit Photomaterial belegt. Die Verhältnisse direkt nach den Hochwasserereignissen wurden in einer umfangreichen Photodokumentation und einer Notkartierung mit erster Problemstellung festgehalten. Im Herbst 1987 folgte eine genauere Übersicht des Schadensausmaßes mit Hilfe eines Hubschraubers, und 1988 wurde im Rahmen eines Werkvertrages mit der Bayerischen Akademie der Wissenschaften eine erste Karte der Hochwasserschäden für das Stubaital erstellt. Mit dieser Übersichtskarte lag eine erste Arbeitskarte für die vorliegende Arbeit vor.

Ein Großteil der Geländearbeiten lief im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogrammes „Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär“. Für die freundliche Unterstützung der einzelnen Forschungsreisen sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft herzlich gedankt.

### 13 Zielsetzung

Exzessive Hochwasserereignisse, wie sie 1987 in mehreren inneralpinen Tälern auftraten (um den 18. Juli: Graubündener Oberland, Puschlav, Stubaital, Val Blenio, Zillertal; um den 25. August: Oberpinzgau, Oberwallis, Ötztal, Stubaital, Urner Reußtal, Val Bavona, Val Bedretto), bieten zusammen mit dem bislang bekannten „Normalverhalten“ von Hochgebirgsflüssen die Möglichkeit einer Untersuchung der rezenten fluvialen Morphodynamik und aktueller Hangprozesse.

Für das Stubaital stellte ein Vergleich der Schäden der 87er Hochwasser mit den Schadensaufzeichnungen älterer Hochwasserereignisse Aussagen über die Auswirkungen derartiger „Jahrhundertabflüsse“ auf das Flußbett und den

Ablauf der Materialzufuhr aus den Hängen und Seitentälern in Aussicht. Die erst in jüngster Zeit verstärkte anthropogene Überformung des Hinteren Stubaitales versprach zudem eine deutlichere Abschätzung solcher Eingriffe auf die aktuelle Morphodynamik. Ergänzend dazu ließen gezielte Kernbohrungen im Auebereich des mittleren Stubaitales Auskünfte bzgl. der Sedimentationsdynamik der Ruetz während der letzten Jahrhunderte erwarten und damit eine Antwort auf die Frage, ob natürlich oder anthropogen bedingte Änderungen im Hochwasserabflußregime eingetreten sind.

Gesetzte Ziele der Forschungsarbeiten waren daher:

1. eine integrierte Gesamtbetrachtung der Talentwicklung,
2. weiterführende Aussagen machen zu können zur wechselseitigen Beeinflussung der verschiedenen morphodynamisch wirksamen Prozesse, speziell im Kontaktbereich Hang/Bach und
3. Auskünfte zu geben über die anthropogene Einflußnahme auf das „natürliche“ Prozeßgefüge.

## 2. Das Arbeitsgebiet

### 2.1 Lage und Abgrenzung

Gegenstand der Forschungsarbeiten war das südwestlich Innsbruck/Österreich gelegene Einzugsgebiet der Ruetz, das Tiroler Stubaital (vgl. Abb. 1). Die Stubaiäler Alpen, mit dem Stubaital als längstem Innental, liegen zwischen den Zillertaler Alpen im Osten und den Ötztaler Alpen im Westen. Als Teil des zentralen Alpenhauptkammes erstrecken sie sich vom Inntal im Norden bis zum inneren Passeiertal und Jaufental im Süden und vom Ötztal im Westen bis zum Sill-/Wipptal im Osten.

Der über 30 km geradlinig von Südwesten nach Nordosten verlaufende Talzug, nach dem die Gebirgsgruppe der Stubaiäler Alpen um die Jahrhundertwende ihren Namen erhielt, gliedert sich in das vordere Stubaital (Schönberg bis Fulpmes), das mittlere Stubaital (Fulpmes bis Neustift/Milders) und das hintere Stubaital (Neustift/Milders bis Mutterberg Alm). Ältere Aufzeichnungen und Chroniken (vgl. Buch Stubei 1891) sprechen auch vom eigentlichen Stubaital (Schönberg bis Neustift), dem Unterbergtal (Neustift bis Ranalt) und dem Mutterbergtal (Ranalt bis Mutterberg Alm).

Der Hauptbach des Tales, die Ruetz, besitzt mehrere Quellbäche im Bereich des vergletscherten Alpenhauptkammes. Talauwärts nimmt die Ruetz bis zu ihrer Mündung in die Sill an größeren Seitenbächen den Sulzenau-, Langen-, Falbesoner-, Oberberg-, Pinnis- und Schlickerbach auf. Das gesamte Einzugsgebiet der Ruetz umfaßt nahezu 320 km<sup>2</sup> und erstreckt sich von 3507 m (Zuckerhüttl) bis auf 663 m (Mündung in die Sill). Die von Mitte 1988 bis Ende 1991 laufenden Geländearbeiten konzentrierten sich auf das dichtbesiedelte Haupttal und auf das Stubaiäler Langental (vgl. Abb. 1).

### 2.2 Besiedlungsgang

Die verkehrsgünstige Lage des Tales, als Seitental des zum Brennerpaß führenden Wipptales (vgl. Abb. 1), ermöglichte eine sehr frühe Besiedlung. Bereits um die Mitte des 2. Jahrtausends v. Chr. gab es bei Telfes und etwas später auch im Raum Schönberg ständig bewohnte Niederlassungen. Von diesen frühesten Anfängen einmal abgesehen, erfolgte die Hauptbesiedlung durch die Räter, Römer und Bajuwaren. Im Jahre 15 vor Chr. drangen die Römer durch das Wipptal nach Norden in das Siedlungsgebiet der Räter ein, so daß die Bevölkerung im Lauf der Zeit rätoromanisch wurde (KLIER 1976, MENARA 1981, RUBATSCHER 1969).

Ortsnamen romanischen Ursprungs finden sich im mittleren Stubaital (z.B. Medraz, Kampl) und dann wieder verstärkt im hinteren Stubaital (z.B. Falbeson, Ranalt). Vorrömische Ortsnamen (z.B. Telfes, Fulpmes) treten dagegen fast ausschließlich im vorderen Stubaital auf und sind in ihrem Sinn oft schwer zu deuten (TÖCHTERLE 1988).

Die damalige Bevölkerung des Tales bestritt ihren Lebensunterhalt neben Ackerbau vor allem durch Viehzucht, welche die Siedler auf der Suche nach guten Weiden bis in die von Natur aus waldärmeren Regionen des Hinteren Stubaitales führte. Dabei wurden Waldlichtungen und schütter bewaldete Regionen als Weiden bzw. Waldweiden von zahlreichen Almen genutzt (BLÄTTLER 1986, RUBATSCHER 1969, WERNER 1981).

Die deutschen Ortsnamen (z.B. Neder, Neustift) im Stubaital weisen auf die Bajuwaren hin, die Ende des 6. Jhdts. n. Chr. das mittlere Inntal erreichten. Vom 9.-13. Jhd. drangen diese auf der Suche nach neuem Kulturland immer tiefer in die Nebentäler ein (TÖCHTERLE 1988).

Das für die rasch wachsende Bevölkerung dringend benötigte Acker- und Weideland wurde mittels Brandrodung geschaffen. Auf diese Weise schoben sich Äcker, Höfe, Almen und Wiesen auf immer siedlungsfeindlichere Plätze vor, wo Lawinen, Murgänge u.a. eine ständige Bedrohung für Mensch und Vieh darstellten (BLÄTTLER 1986). Mitte des 13. Jhdts. erreichte die mittelalterliche Rodungskolonisation ihren Höhepunkt und die Dauersiedlungsgrenze mit den bis auf 2000 m Höhe gelegenen Schwaighöfen\* ihre größte Ausdehnung.

Zunehmende Klima Verschlechterung (Ende des mittelalterlichen Wärmeoptimums(I), vgl. Abschn. 2.7.2), in erster Linie aber die starke Bevölkerungsdezimierung aufgrund der Pest, führten bereits im 14. Jhd. zum Rückgang der Besiedlung und zur Rücknahme der Dauersiedlungsgrenze (KARL 1992). Im Stubaital verloren um diese Zeit viele der hochgelegenen „Schwaigen“ (z.B. Oberiß, Herzeben, Stöcklen) ihren Charakter als selbständige Dauersiedlungen und wurden in Zugüter, hauptsächlich aber in Almen, umgewandelt (HUBATSCHEK 1950, RUBATSCHER 1969).

Eine wesentliche Grundlage für die weitere Entwicklung des Tales bildete im 15. Jhd. der Bergbau auf Blei, Eisen, Silber und Zink. Frühzeitig entwickelte sich in Fulpmes eine mit Wasserkraft als Energieträger betriebene Eisen-Kleinindustrie, und bereits 1675 gab es 45 Huf-, Sensen- und Messerschmiede im Stubaital (SCHMITT 1989). Während der Bergbau im 17. Jhd. zum Erliegen kam, blieb das Schmiedehandwerk bis heute erhalten und bildet zusammen mit der Landwirtschaft und dem sich im 19. Jhd. entwickelnden Fremdenverkehr die Erwerbsgrundlage des Tales (KLIER 1976, MENARA 1981). Die jüngste Siedlungsentwicklung ist stark geprägt durch den Fremdenverkehr und hat eine immer stärkere Zuzug und Bebauung des Talbodens, v. a. aber eine Beeinträchti-

gung der von der touristischen Erschließung betroffenen natürlichen Retentionsbereiche der Ruetz zur Folge (vgl. Abschn. 9).

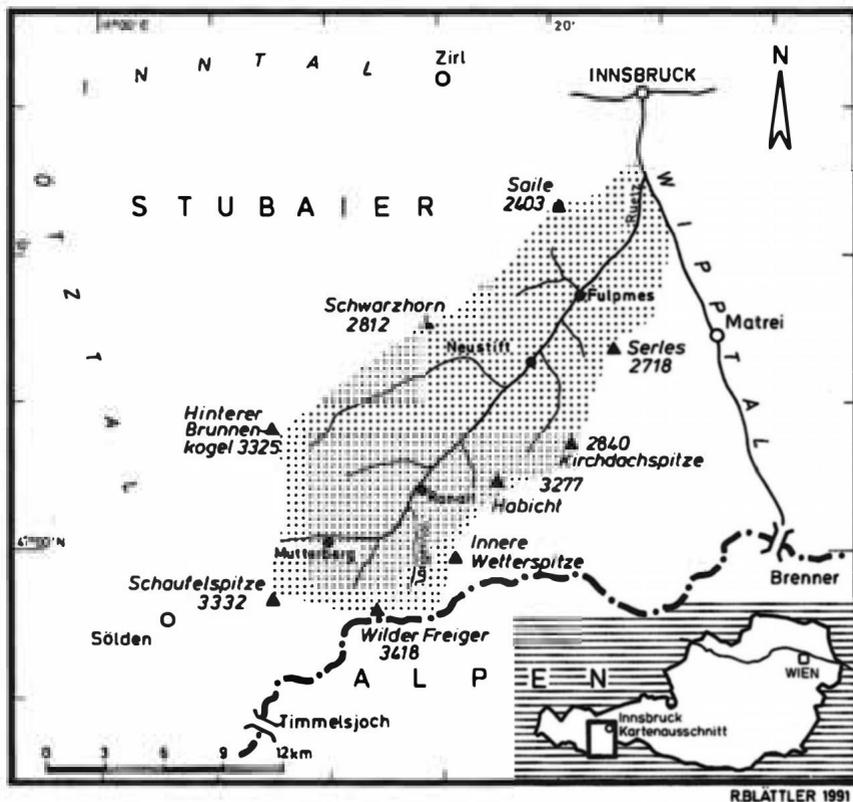


Abb. 1: Lageskizze Stubaier Alpen - Stubaital/Tirol

### 23 Geologisch-morphologischer Überblick

Die geologischen Verhältnisse sind durch eine deutliche Zweiteilung gekennzeichnet. Auf dem von W nach E gegen die Brennersenke hin abtauchenden Altkristallin der Ötztaler Masse, einem Teil der ostalpinen Decken, lagern im E und SE konkordant Kalk und Dolomite des Brennermesozoikums (PURTSCHELLER 1971). Die Grenze zwischen den altkristallinen Gesteinen und den mesozoischen Kalken und Dolomiten verläuft dabei im Stubaital ungefähr auf der Linie Hoher Burgstall - Elferspitze - Pinnisjoch (vgl. Karte 1). Westlich dieser



Linie sind Gipfel und Hänge aus kristallinen Gesteinen aufgebaut, östlich dieser Linie besteht dagegen nur mehr der Sockel der Berge aus kristallinen Gesteinen, die Gipfel bauen sich aus Kalken und Dolomiten auf (RUBATSCHER 1969).

Bei den kristallinen Gesteinen handelt es sich in erster Linie um Quarzite, Biotit-Plagioklasgneise, Schiefergneise, Gneisglimmerschiefer, Biotitgranitgneise, Amphibolite und Homblendeschiefer. Die mesozoischen Deckschichten setzen sich basal aus Quarzkonglomeraten, Phyloniten, dunklen bis grauen Kalken, Mergeln und Tonschiefern (Partnachschiefer) zusammen. Über den dunklen Basalgesteinen folgen, getrennt durch bis zu 10 m mächtige dunkle, kamische Tonschiefer (Raiblerschichten), mehrere hundert Meter mächtige helle gut geschichtete und gebankte dolomitische Sedimente (Unterer und Oberer Hauptdolomit) (PURTSCHELLER 1978). Im Bereich des Serieskamms liegt über dem oberen Hauptdolomit noch eine jüngere Deckenscholle, die als Blaserdecke bezeichnet wird und nach TOLLMANN (1963) als Rest des Oberostalpins der Nördlichen Kalkalpen aufzufassen ist.

Im großen gesehen liegt das Brennermesozoikum relativ flach und ungestört über steilstehendem Altkristallin und zeigt nur vereinzelt Faltungen im Dezimeter-, Meter- und Meterzehnerbereich; die großen Dolomitmassen der Trias liegen meist horizontal bzw. sind in ganz flachwellige Großfalten gebogen (Mulde der Kalkkögel!). An der Grenze Altkristallin/Basisschichten kam es zu einer Differentialbewegung des Mesozoikums gegen das Altkristallin und in Folge zur Einschuppung vereinzelter altkristalliner Blöcke in das Mesozoikum. Die Falten streichen im Altkristallin und im Mesozoikum WNW, was auf eine gleichzeitige, der alpidischen Orogenese zuzuschreibende Deformation zurückgeführt werden kann (PURTSCHELLER 1978, SCHMIDEGG 1956).

Die geologische Zweiteilung wirkt sich deutlich auf die Morphologie aus. So rufen die im allgemeinen leichter verwitternden kristallinen Gesteine wesentlich weichere Bergformen hervor als die harten, langsamer verwitternden Dolomite und Kalke, die oft senkrechte Wände mit ausgedehnten Schutthalden bilden. Außer durch Petrologie und Tektonik wurde die Talform durch die Gletscher des Hoch- und Spätglazials (vgl. Abschn. 2.7) und die fluviale Morphodynamik der Ruetz und ihrer Seitenbäche gestaltet.

Während im Talinnem neben Engtalstrecken die charakteristische Trogform glazial überformter Täler gut ausgebildet ist, weitet sich das Tal im mittleren und vorderen Talbereich örtlich auf bis zu mehrere 100 m breite Talböden und wird flachsohlig. Seitenbäche, die im inneren Talbereich durchwegs als Hängetäler münden, haben im vorderen Talabschnitt mächtige Schutt- und Murkgel aufgeschüttet, die die Ruetz zum Mäandrieren zwingen. Kurz vor ihrer Mündung in die Sill schuf die Ruetz, beginnend bei Fulpmes, eine eindrucksvolle Mündungsschlucht in spätglazialen Stausedimenten (vgl. Abschn. 2.7.1 und Abb. 2).



Abb. 2: Stubaital (Schönberg bis Mutterberg) Zchg: Wepler 1991

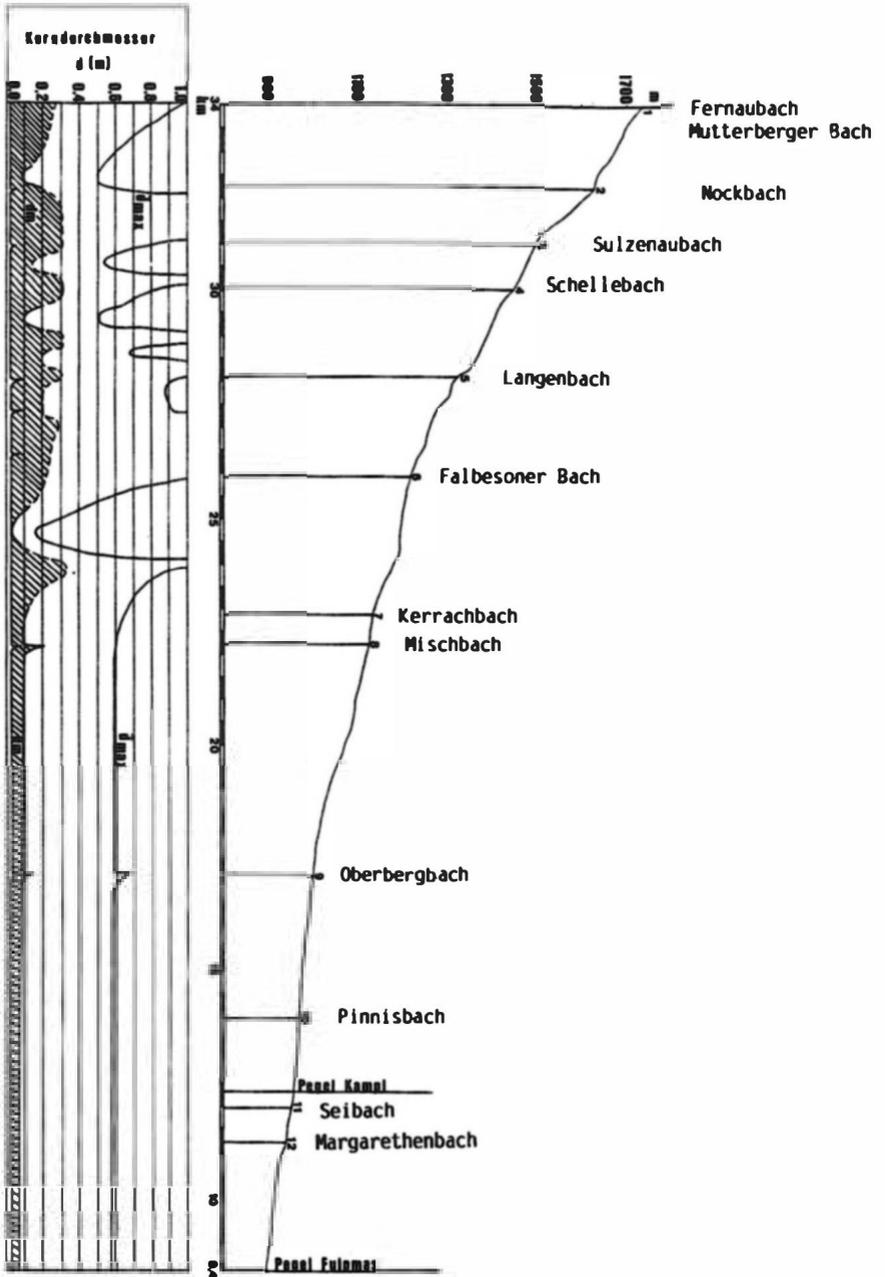


Abb. 3: Rautz = Längsprofil

Längsprofil mit Fachgütern des ÖBB-Kraftwerks im Stollen und Gschnitzal

Von der Mutterbergalm bis Ranalt (vgl. Abb. 1 und Abb. 3) herrschen mehr oder weniger ausgeglichene Gefällsverhältnisse vor. Der weitere Talverlauf gliedert sich in deutliche Flachstellen (z.B. Ranalt, Falbeson, Volderau, Krößbach) und dazwischenliegende steilere Abschnitte. Die Flachstellen haben dabei ein Gefälle von 0,5 - 2,5 %, die steileren Bereiche von 3 - 8 % (BLÄTTLER 1984).

#### 2.4 Boden- und Vegetationsverhältnisse

Die deutliche Zweiteilung der geologischen Verhältnisse schlägt sich auch in den Böden nieder. Die leicht verwitternden Schiefergesteine und Gneise der Ötztaler Masse bilden gute, tiefgründige Böden, während die Kalkgesteine des Brennermesozoikums in erster Linie Rohböden ergeben. Erst im Kontaktbereich Kristallin/Kalk, in Hangbereichen also, wo sich Kalke, Schiefergesteine und Gneise erosionsbedingt häufig vermischen, entsteht eine ausgezeichnete Verwitterungskrumme (RUBATSCHER 1969).

Der sich bereits in den Böden widerspiegelnde Gegensatz Kalk-Kristallin kommt ebenfalls in der aktuellen Vegetation des Stubaitales durch unterschiedliche Pflanzengesellschaften auf Silikat- bzw. Karbonatgestein zum Ausdruck (vgl. Tab. 1 und Abb. 4): Auf den Talböden mit anthropogen bedingter Sekundärvegetation folgen Hangwälder der montanen und subalpinen Stufe, die oberhalb des Waldgürtels - die Waldgrenze liegt zwischen 1700 und 2150 m, die Baumgrenze bei ca. 2250 m - in eine Krummholzstufe mit Strauchheiden übergehen. Die sich anschließende alpine Stufe ist in den unteren Lagen von Zwergstrauchheiden geprägt, während die höheren Lagen alpine Grasheiden und Pioniervegetation tragen. In der nivalen Stufe beginnt dann die Region der Polster- und absoluten Pionierpflanzen. Wo Lawinen, Murgänge und Felsstürze den Bergwald zerstört haben, füllt meist Krummholz die Lücken; in nassen Runsen und auf feuchten Schutthalden trifft man auf Grünerlenbestände und Ebereschen als Folgevegetation (BLÄTTLER 1984).

*Tab. 1: Höhenstufung der aktuellen Vegetation im Stubaital*

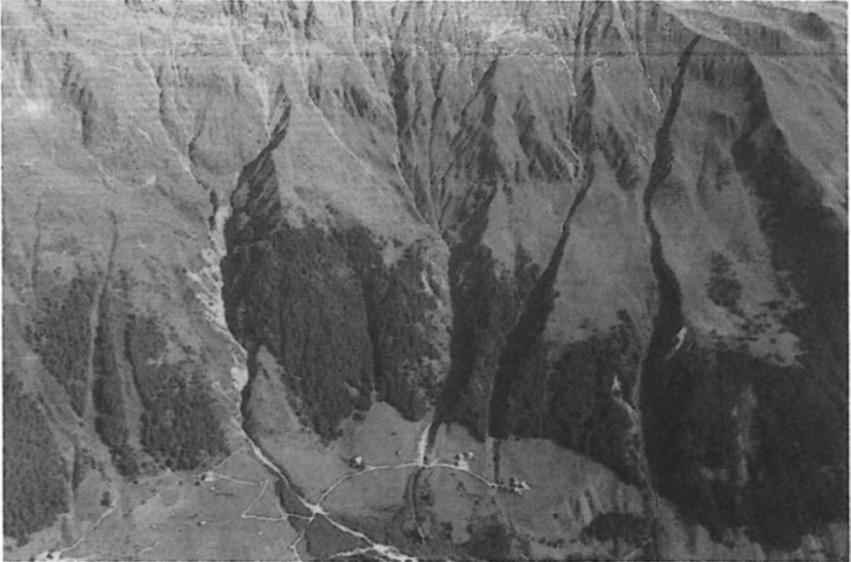
Höhenstufe	Vegetation	
	<u>Karbonatgestein</u>	<u>Silikatgestein</u>
NIVAL (Schneestufe)	Polsterseggen ( <i>Caricetum</i> ) Laubmoose, Nabel- und Krustenflechten auf den höchsten Spitzen und Graten	Krummseggen ( <i>Curvuletum</i> )

----- 3000m-----		
ALPIN (obere Stufe) (Grasheiden und Pionier- vegetation)	Polsterseggenrasen <i>(Caricetum firmae)</i> Nacktriedrasen <i>(Festucetum myosuroides)</i> Rundbl. Täschelkraut <i>(Thlaspietum rotundifoliae)</i> Schneetälchenflora	Krummseggenrasen <i>(Caricetum curvulae)</i> Schwingelrasen <i>(Festucetum halleri)</i> Schneetälchenflora
----- 2400 m-		
ALPIN (untere Stufe) (Zwergstrauch- heiden)	Behaarte Alpenrosenheide <i>(Rhododendrum hirsuti)</i> Schneeheide <i>(Ericetum carnae)</i> Silberwurz <i>(Dryadetum octopetalae)</i>	Rostrote Alpenrosenheide <i>(Rhododendrum ferruginei)</i> Rauschbeerenheide <i>(Vaccinietum uliginosi)</i> Schwarzbeerheide <i>(Vaccinietum myrtilli)</i> Besenheide <i>(Callunetum)</i> Gemsheide <i>(Loiseleurietum)</i>
----- 2250 m Baumgrenze -----		
SUBALPIN (Zirben- und Krummholz- stufe)	Zwergstrauchheiden auf Karbonatgestein wie in der alpinen unteren Stufe Legföhrenbestand <i>(Pinetum mugii)</i> Zirbenbestand <i>(Pinetum cembrae)</i>	Zwergstrauchheiden auf Silikatgestein wie in der alpinen unteren Stufe Zirbenbestand <i>(Pinetum cembrae)</i>
-----1700 - 2150m----- Waldgrenze		
	Lärchen-Zirbenbestand <i>(Lariceto-Pinetum cembrae)</i> Fichtenbestand <i>(Pinetum subalpinum)</i> Lärchen-Fichtenbestand <i>(Lariceto-Piceetum subalpinum)</i> Grünerlenbestand <i>(Alnetum viridae)</i> Betuletum Salicetum	
MONTAN (Bergwald- stufe)	Fichtenbestand <i>(Piceetum montanum)</i> Lärchen-Fichtenbestand <i>(Lariceto-Piceetum montanum)</i> Lärchen-Rotföhrenbestand <i>(Lariceto-Pinetum silvestris)</i> Heide-Rotföhrenbestand <i>(Erico-Pinetum silvestris)</i>	

*Aus: Karte der aktuellen Vegetation Tirols, hiesbruck-Stubaier Alpen Blatt 6.*

Maidgesellschaft	Anteil an dar gesagten untersuchten Waldfläche	Höhenver- breitung	Kurzcharakteristik	Schutzfunktionen (Reihenfolge nach Bedeutung)	Nüngal
Montan-subalpiner Lürchen-Fichten- wald	58 X	vorwiegend 1300-1900 ■	montan: geschlossen, hochwaldartig, breitkronig; Kollektivcharakter subalpin: aufgelktert, spitzkro- nig; Individualcharakter	Boden-Lawinen-Steinschlagschutz, Bodenschutz, Boden-Steinschlag- schutz, Boden-Lawinenschutz	Stweschäden durch Steinschlag und Sübelwuchs in Steil- lagen
Zirben-Lürchen- Fichtenwald	15 X	1800-2000 ■	relativ fichtenreiche Lürchen- Zirbenbestockung, Entwicklung zue Fichtenschlußwald, Über- wiegend lockerer Bestandesschluß	Boden-Lawinen-Steinschlagschutz, Boden-Lawinenschutz, Boden-Stein- schlagschutz (37 X scbztzunwirk- saae freiflHeben und Jun*Ajchse)	kein nachhaltiger Aufbau, flächiger Rückgang wegen Über- alterung zu erwarten
Lürchen-Zirben Mild	11 X	1500-2000 ■	schmier Gürtel, rhododendronreich, oft durch Meide beeinflusst, schüt- tere Restwaldbestockung; gering- wüchsige, zirbenreiche Maidgren- zenbestände	Boden-Lawinen-Steinschlagschutz, Boden-Lawinenschutz, Boden-Stein- schlagschutz, Bodenschutz (63 X schutzunwirksam Biößen- und Jungwuchsflichen)	keine nachhaltige Maidtextur durch hohen Freiflichen- anteil und überal- terte Bestände. Schü- ben durch Schaffbruch Steinschlag und Sübelwuchs
Lürchenwiesen	9 X	1400-1800 ■	anthropogen durch Ueldenutzung auf frischen Hangschuttstandorten und Almeiden entstanden, beson- ders erholumgswirksaa. hoher Blötenanteil	Boden- und Lawinenschutz, Boden- schutz, Boden-Lawinen-Stein- schlagschutz, Boden-Steinschlag- schutz	Stammschäden durch Sübelwuchs, Zwiesel- bildung, Schaffbruch, Steinschlag, Schne- schub, Schneebruch
Erlenbuschwald	6 X	Weiter len: 1000-1800 ■ Grünerlen: 1800-2200 ■	Meißerlen als Vorwaldbestockung, Grünerlen als Waldersatzgesell- schaft; nach Rückgang der Maid flüchtig sich entwickelnde Pio- nierbuschwülder	Bodenschutz, Boden-Lawinenschutz	teilweise durch Schwendung und Bewei- dung zurückgedrängt bzw. aufgelichtet
Latschen- buschwald	1 X	1700-2200 ■	über Silikat und Karbonat unter- schiedliche Legföhrengesell- schaften auf Blockstandorten	Bodenschutz	teilweise durch Schwendung und Bewei- dung zurückgedrängt bzw. aufgelichtet

Abb. 4: Struktur, Funktion und Zustand des Gcbirgswaldes in Neustift/Stubaital  
Zusammengestellt nach MAYER, H. und KAMMERLANDER, H.: Waldinventur Neustift.  
in: Allgemeine Forstzeitung, 92 (1981), F. 6, S. 206-212



*Abb. 5: Jahrhundertelange Übernutzung ließ die obere und die untere Waldgrenze immer näher zusammennicken. Nur mehr ein schmaler Waldsaum, durchzogen von zahlreichen Lawingassen und Murrinnen, schützt den Siedlungsraum. Photo: Blättler 1983*

Durch seine Wirtschaftsformen hat der Mensch im Laufe der Zeit Einfluß auf die „natürliche“ Vegetation genommen. So sind derzeit noch etwa 17% des gesamten Einzugsgebietes bewaldet, und die landwirtschaftlichen Intensivflächen am Talboden nehmen knapp 6% ein. Etwa weitere 17% sind vergletschert und nahezu 60% gelten als alpines Grünland (BLÄTTLER 1990).

Im Laufe der Jahrhunderte führten Almwirtschaft und Viehzucht, in erster Linie aber die Kahlschläge im Auftrag der Saline zu Hall und der Holzbedarf der im Stubaital ansässigen Schmiedewerke (vgl. Abschn. 2.2) dazu, daß die obere und die untere Waldgrenze immer näher zusammenrückten (vgl. Abb. 5). Vor allem im Hinteren Stubaital führten Weidewirtschaft und rücksichtslose Holzentnahme zu einer flächigen Auflösung der Waldkrone und zu einem Absinken der Waldgrenze um 300 bis 500 m (BLÄTTLER 1986). Unmittelbare Folge der fortgesetzten Entwaldung war die Zunahme von Hochwassern, Lawinen und Murgängen (vgl. Abschn. 3). Immer häufiger gingen Lawinen und Muren „erstmalig seit Menschengedenken“ aus ehemaligen Waldgebieten ab. Dies führte 1852 zu einer ersten und 1885 zu einer zweiten Bannwalderklärung. Der

Bannwaldbescheid beschränkte die Bewirtschaftung der Bannwälder um Neustift auf die Aufarbeitung von Schadholz und die Einzelstammentnahme überlebensreifen Holzes (MAYER & KAMMERLANDER 1981).



*Abb. 6: Im Wald weidendes Vieh schädigt durch Verbiß, Vertritt und Herausziehen junger Pflanzen den Jungwuchs, wodurch die notwendige natürliche Verjüngung des Waldes stark beeinträchtigt wird. Photo: Blättler 1986*

Um die Jahrhundertwende lag die mittlere Waldgrenze nach REISHAUER (1904) bei 1860 m und die Baumgrenze bei 2240 m. Daran änderte sich bis heute (vgl. oben) wenig: Größere Waldflächen existieren, abgesehen von einigen Ausnahmen, nur noch an den Hängen des vorderen Stubaitales. In den inneren Talbereichen löst sich die Waldfläche zunehmend auf, bis nur mehr schmale Waldstreifen und kleinere Horste zwischen den Lawinenbahnen und Murrinnen bestehen. Verschärft wird diese auf jahrhundertelangen Raubbau und Übernutzung zurückzuführende Waldsituation durch zu hohe Wilddichte (Verbißschäden!), weiterhin betriebene Waldweide (Bodenverdichtung bei Weideüberstockung (NESTROY 1988) und Verbißschäden!), fehlende waldbauliche Pflege und den zunehmenden Fremdenverkehr mit all seinen Folgen (Skipisten,

Straßen- und Wegebau, vgl. Abb. 4 und Abb. 6). Die Schutzwälder vergreisen zusehends. Gesunder Jungwuchs, wie er früher vorhanden war und den künftigen Schutzgrad der Wälder sicherstellte, hat kaum mehr eine Chance hochzukommen. Die Wälder verlichten, bieten den im Zuge des Tourismus stark ausgeweiteten Ortschaften immer weniger Schutz vor Naturgefahren und machen immer umfangreichere Schutzmaßnahmen und Verbauungen notwendig (vgl. Abschn. 3 und BLÄTTLER 1986).

## 2.5 Klima und hydrologische Charakterisierung

Klimatisch zählt das Stubaital zu den relativ trockenen inneralpinen Tälern mit mehr kontinentalem Klima. Die Jahresniederschlagsmenge liegt zwischen 800-1000 mm in den niederen Talbereichen und max. 2000 mm in den Hochlagen (WALTHER-LIETH 1960). Am Ausgang des Tales befindet sich mit 700 mm Jahresniederschlag eine relativ trockene Zone, die über die Brennerfurche und das Wipptal häufig unter Föhneinfluß steht.

Das Niederschlagsmaximum liegt im Sommer, während die Winter, gegenüber den Staulagen am Alpennord- bzw. -südrand, relativ arm an Niederschlägen sind. Eine Ausnahme bilden Südstaulagen (vgl. Abschn. 3), die bis über den Alpenhauptkamm reichen können und dann auch im Stubaital zu ergiebigen Niederschlägen führen (BLÄTTLER 1984). Die bisher höchste Niederschlagssumme wurde im Einzugsgebiet am 18.7.1987 an der Dresdner Hütte gemessen und betrug 96,3 mm. In Neustift liegen die maximalen Tagesniederschläge bei 60 mm. Infolge der geringen Bewaldung von nur etwa 17% können sich in dieser Gemeinde relativ geringe Starkniederschläge schon katastrophal auswirken (ÖSTERRECHISCHES INSTITUT FÜR RAUMFORSCHUNG (ÖIR) 1983).

Die Jahresmitteltemperatur liegt für Telfes bei 6,2°C, für Fulpmes bei 5,7°C und für Ranalt bei 3,8°C, wobei Juli und August die beiden wärmsten Monate im Jahr sind (SCHMEIß 1972). Beobachtungsstellen für Niederschlag, Lufttemperatur und Schneehöhe befinden sich

- am Schaufelfemer (2880 m; seit 1979),
- an der Dresdner Hütte (2290 m; seit 1979),
- in Krößbach (1110 m; von 1942 -1966 und seit 1978),
- in Telfes (1065 m) und
- in Schönberg (1013 m).

Weitere Meßstellen existierten früher in Ranalt, Neustift und kurzfristig unterhalb der Franz-Senn Hütte.

Die Wasserführung der Ruetz und eines Großteils ihrer Seitenbäche weist eine Charakteristik auf, die für gletschergespeiste Hochgebirgsbäche typisch ist: Der Jahresgang der Wasserführung ist gekennzeichnet durch ein Minimum im

Februar/März und ein Maximum im Juli. Das Verhältnis zwischen Minimum und Maximum liegt dabei bei 1: 40 und mehr (BLÄTTLER 1990).

Der Tagesgang der Abflüsse zeigt im Sommerhalbjahr sehr starke Schwankungen. Im Winterhalbjahr treten dagegen nur geringe Abflußänderungen auf. Unterschiedliche Abflußspenden (1/s. km<sup>2</sup>) einzelner Teileinzugsgebiete sind auf unterschiedlichen Veigletscherungsgrad, Exposition und Hauptrichtung des Niederschlages dieser Gebiete zurückzuführen.

Die Abflußtendenz ist dadurch gekennzeichnet, daß im Winter in Gebieten mit niederen Einzugsgebietshöhen höhere Abflußspenden auf treten als in höhergelegenen (ÖIR 1983). Auf diese Weise ist das Verhältnis zwischen den mittleren Abflußspenden im Winter und im Sommer in den äußeren Talbereichen weniger kraß ausgeprägt als in den inneren Talbereichen (vgl. Tab. 2).

**Tab. 2: Jahreszeitliche Unterschiede der Abflußspenden (bezogen auf die Jahresreihe 1951 -1978)**

Bezugspunkt des Einzugsgebietes	Größe des Einzugsgebietes km <sup>2</sup>	Mittlere Höhe des Einzugsgebietes m	Mittlere monatliche Abflußspende MQ in 1/s. km <sup>2</sup> Jan.-März Juli/Aug.	
Ruetz am Zusammenfluß von Femaubach und Mutterbergbach	26,6	2.650	4.0 - 8.0	98-131
Ruetz am Pegel Kampl	243,1	2.213	7.5 - 8.5	81-86

aus: ÖIR 1983

Im Einzugsgebiet der Ruetz befinden sich zwei Durchflußmeßstellen; eine ältere bei Kampl und eine jüngere (erst seit 1990 im Einsatz) bei Krößbach. Der Pegel Kampl wurde von 1940 bis 1951 als einfacher Lattenpegel miteinmaliger Ablesung pro Tag betrieben. Seit 1951 wird zusätzlich der Durchfluß ermittelt, wobei 1964 auf einen Schreibpegel umgerüstet wurde. Zusätzlich ist seit 1977 ein Thermograph zur Wassertemperaturbeobachtung im Einsatz. Am 18. 7. 1987 wurde der Pegel durch ein Hochwasser zerstört, konnte aber bereits am 24. 9. 1987 ca. 500 m bachaufwärts an der Brücke Kampl neu errichtet werden und lieferte bis zu seiner Aufgabe 1992 Meßwerte (RITTER 1989):

Die Monatsmittel der Mittelwasserführung der Ruetz schwanken zwischen MQ 0.10 m<sup>5</sup>/s im Februar und 3.50 m<sup>5</sup>/s im Juli am Zusammenfluß von Mutterberg- und Fernaubach (Mutterberg Alm) bzw. MQ 1.84 m<sup>3</sup>/s und 20.90 m<sup>3</sup>/sam Pegel Kampl (vgl. Tab. 3). Das Verhältnis des MQ-Minimums im Winter zum MQ-Maximum im Sommer beträgt dabei 1:18 bei der Mutterberg Alm und 1:10 am Pegel Kampl.

Von den gletschergespeisten Seitenbächen der Ruetz erreichen der Oberbergbach (nach Wasserableitung!), der Sulzenaubach, der Langenbach (vgl. Abschn. 7.1) und der Falbesonbach im Juni bzw. Juli eine Mittelwasserführung zwischen MQ 1.5 und 2.5 m<sup>3</sup>/s. Die übrigen Bäche weisen eine wesentlich geringere Wasserführung auf.

Das einjährige Hochwasser HQ<sub>1</sub> (etwa 45 m<sup>3</sup>/s) der Ruetz erreicht am Pegel Kampl mehr als die doppelte mittlere Juliwasserführung (20.9 m<sup>3</sup>/s), das hundertjährige Hochwasser HQ<sub>100</sub> (etwa 130 m<sup>3</sup>/s) das Sechseinhalbfache (ÖIR 1983; vgl. Tab. 3 und 4).

Zur Bestimmung der Hochwasser-Jährlichkeit wurden vom HYDROGRAPHISCHEN ZENTRALBÜRO WIEN die Durchflußtagesmittel der Reihe 1951 - 1982 des Pegels Kampl statistisch ausgewertet. Tabelle 4 zeigt die Ergebnisse dieser nach unterschiedlichen Methoden durchgeführten Auswertung für den Pegel Kampl. Das höchste gemessene Durchflußtagesmittel mit 158 m<sup>3</sup>/s (18. 7. 1987) entspricht demnach etwa einem 500-jährlichen Hochwasserereignis.

Infolge der wasserrückhaltenden Wirkung des Einzugsgebietes (z.B. Versickerung bei Ausuferung und Überflutung) wird die Hochwasserspense (1/s.km<sup>2</sup>) vom Ruetzbeginn bei der Mutterberg Alm (E: 25 km<sup>2</sup>) bis zum Pegel Kampl (E: 243.1 km<sup>2</sup>) um durchschnittlich 2.5 m<sup>3</sup>/s.km<sup>2</sup> gedämpft (ÖIR 1983, RITTER 1989).

Als gletschergespeister Hochgebirgsbach verfrachtet die Ruetz mit dem Niederschlags- und Schmelzwasser eine große Menge an Feststoffen. Feststoffanteil und Transport vermögen stehen dabei in enger Wechselwirkung und bestimmen Ausbildung und Stabilität der Gerinnesohle. Die Ruetz und ihre Seitenbäche befinden sich daher in einem Zustand latenter Erosion: Die Gerinnesohle ist mit sehr grobem, teils dachziegelartig eingeregelmtem, Geschiebe abgeflastert und widersteht so dem Erosionsangriff normaler Mittelwasserführung. Diese Abpflasterung schützt die darunter liegende Grundsicht vor Abtragung und kann nur von größeren Hochwassern aufgerissen werden (vgl. Abschn. 5.2). Erst dann tritt Sohlerosion auf und das gesamte Geschiebegemisch aus der Grundsicht gerät in Bewegung (MANGELSDORF & SCHEURM ANN 1990, ÖIR 1983).

Tab. 3: Monat Ziehe Mittelwasserführung der Ruetz, (bezogen auf die Jahresreihe 1951-1978) MQ (m/s)

Stelle	E	JAN	FEB	MAR	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT	MOY	DEZ	Jahr
	(k <sup>3</sup> J)													
Zusaaenfluß Mutterbergbach- Femaubach	26.6	0.20	0.10	0.20	0.30	1.10	2.60	3.50	3.00	1.50	0.50	0.30	0.30	1.14
N.M. Sulzenaubach	53.3	0.40	0.30	0.40	0.80	2.30	5.00	6.50	5.60	2.70	1.10	0.70	0.60	2.22
N.M. Schellebach	56.6	0.40	0.30	0.40	0.90	2.40	5.30	6.80	5.80	2.80	1.20	0.80	0.60	2.32
N.H. Langenbach	79.0	0.60	0.50	0.60	1.30	3.40	7.10	8.70	7.30	3.80	1.80	1.20	0.80	3.11
N.M. Falbesonbach	101.2	0.80	0.70	0.80	1.70	4.30	9.10	11.00	9.00	4.90	2.30	1.60	1.10	3.96
N.M. Mischbach	122.6	1.00	0.90	1.00	2.10	5.20	10.70	12.70	10.20	5.90	2.70	1.90	1.30	4.66
N.M. Oberbergbach	204,7	1.80	1.60	1.80	3.20	8.60	17.00	19.20	15.60	9.20	4.50	3.10	2.20	7.36
Pegel Kaapl	243.1	2.06	1.84	2.04	3.77	10.10	19.60	20.90	17.00	10.40	5.47	3.65	2.60	8.33
Pegel Fulpaes	279.0	2.45	2.25	2.45	4.40	11.70	21.90	22.50	18.30	11.50	6.30	4.35	3.05	9.31

N.M.... nach Einmündung

aus: ÖIR 1983

Den größten Anteil an der Feststofffracht nehmen die Schwebstoffe ein. Ansonsten dominiert bei normaler Mittelwasserführung feines und mittleres Geschiebe („laufendes Geschiebe“) mit einem Komdurchmesser bis zu 3 cm (vgl. Abb. 3). Größere Komdurchmesser (über 150 mm Ø) kommen nach Messungen der TIROLER WASSERKRAFT AG (TIWAG) nur im Sommerhalbjahr und dann zu einem verschwindend kleinen Prozentsatz vor (ÖIR1983).

**Tab. 4: Statistische Auswertung der Ruetz-Durchflüsse bei Kamp! nach Jährlichkeiten ( nach SCHREIBER - NOBILIS, GUMBEL TYP I und LOG PEARSON III bzw. PEARSON III)**

SCHREIBER-NOBILIS GUMBEL TYP I LOG PEARSON III bzw.				PEARSON III	
HQ1	44,4 m <sup>3</sup> /s	HQ1,1	27,0 m <sup>3</sup> /s		
HQ2	56,0	HQ2	49,3	HQ2	48,0 m <sup>3</sup> /s
HQ5	71,3	HQ5	70,4	HQ5	66,3
HQ10	82,8	HQ10	84,3	HQ10	79,7
HQ20	94,4	HQ20	97,7	HQ20	93,3
HQ25	98,1	HQ30	105	HQ25	97,8
HQ30	101	HQ50	115	HQ30	102
HQ50	110	HQ100	128	HQ50	112
HQ100	121	HQ200	141	HQ100	128
HQ150	128	HQ500	158	HQ150	137
HQ200	133			HQ200	144
HQ500	148			HQ500	168
HQ1000	160			HQ1000	187
HQ5000	186			HQ5000	238

aus: RITTER 1989 (Quelle: HYDROGRAPHISCHES ZENTRALBÜRO)

## 2.6 Natürliches Hochwasserrisiko

Das natürliche Hochwasserrisiko des Stubaitales ist aufgrund der Flächenanteile, die v.a. Gletscher, Felsflächen und Wälder einnehmen, und einer Reihe hochwasserfördernder Faktoren sehr hoch anzusetzen. Abbildung 7 zeigt den prozentualen Anteil, den Gletscher, Felsflächen, verbaute Gebiete, Pisten, Almwiesen und Wälder an der Gesamtfläche des Stubaitales einnehmen: Aufgrund der sehr geringen Waldfläche von nur 17 % ist die Wasserbindung durch Interzeption und der Wasserverbrauch durch Transpiration sehr gering. Bei einem intakten Fichtenbestand liegt dieser Wert etwa bei 15 mm. Umgerechnet

auf das Gesamteinzugsgebiet können die Waldflächen des Stubaitales also nur gut 2 mm Niederschlag zurückhalten (RITTER 1989).

Am stärksten wirken sich die umfangreichen unbewachsenen Felsflächen (45 %) auf das Hochwasserabflußgeschehen aus. Auf ihnen kann nahezu das gesamte Niederschlagswasser rasch und ungehindert abfließen und so bei Starkregen Hochwasserspitzen im Vorfluter verursachen. Allein 60 % des für die Hochwasserentstehung so entscheidenden Oberflächenabflusses („Hortonscher Oberflächenabfluß“, vgl. KÖLLA 1986) entstehen auf diese Weise. Der „gesunde“ Wald steuert dagegen nur 2 % bei und auch ein „kranker“ Wald würde im Stubaital nur 10 % des Oberflächenabflusses erzeugen (vgl. RITTER 1989 und Abb. 7).

Skipisten und Weideflächen, die in der Regel durch maschinelle Planierung bzw. dauernde Beweidung ein fünf- bis zehnmals niedrigeres Wasserspeichervermögen (CERNUSCA 1987) und einen fünf- bis sechsmal höheren Oberflächenabfluß (MAYER et al. 1988) gegenüber ungestörten Flächen aufweisen, sind im Stubaital, abgesehen von lokalen Ausnahmen (z.B. bei Murgängen), als hochwasserförmende Faktoren zu vernachlässigen.

Unter den restlichen Abflußfaktoren (Böden, Exposition, Niederschlag, Reliefenergie etc.) spielt die Schneefallgrenze bei der Hochwasserentstehung eine zentrale Rolle: Je tiefer die Schneefallgrenze im Stubaital liegt, desto weniger Niederschlag fällt in flüssiger Form und umso gedämpfter im Verhältnis zum Niederschlag läuft der Abfluß ab („Selbstsicherungseffekt!“ gegenüber exzessivem Hochwasser, vgl. STEIN ACKER 1988 und Abschn. 3.3.2). Liegt die Schneegrenze oberhalb des Gipfelniveaus (ca. 3500 m) kann der gesamte Niederschlag abflußwirksam werden. Befindet sich die Schneefallgrenze dagegen bei 2300 m fällt nunmehr auf die Hälfte des Einzugsgebietes flüssiger Niederschlag (vgl. Abb. 8). Zudem schneit es auf die gesamte Gletscherfläche, was sich reduzierend auf den Schmelzwasserabfluß der Gletscher auswirkt.

Das Schmelzwasser selbst trägt zum Abfluß nur einen relativ kleinen Anteil bei und erzeugt selbst an Strahlungstagen am Pegel Kampl höchstens einen Abfluß von etwa 20 Kubikmeter pro Sekunde (RITTER 1989). Anders verhält es sich im Frühjahr, wenn bei rasch ansteigenden Temperaturen umfangreiche Schneemengen zum Abbau kommen. In diesem Fall kann das reichlich und in weiten Bereichen des Einzugsgebietes anfallende Schmelzwasser eine begünstigende Situation für ein großes Hochwasser schaffen, indem es den Boden mit Wasser sättigt, das Wasserrückhaltevermögen verringert und dadurch für evtl. stattfindende Starkregen ungehinderten Oberflächenabfluß ermöglicht (KÖLLA 1986).

Der größtmögliche reine Schmelzwasserabfluß von der gesamten Schneefläche des Einzugsgebietes dürfte am Pegel Kampl einen Durchfluß von etwa

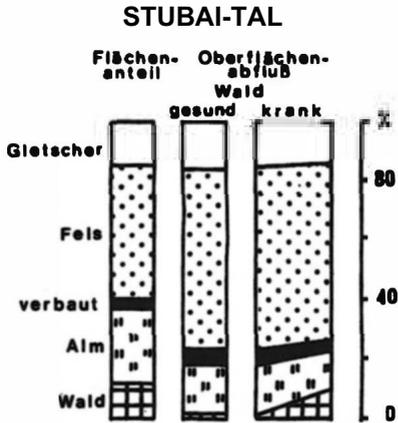


Abb. 7: Flächenanteile von Gletschern, Felsflächen, verbauten Bereichen, Pisten, Almwiesen und Wald an der Gesamtfläche und Anteil dieser Flächen am Oberflächenabfluß. aus: MAYER 1988

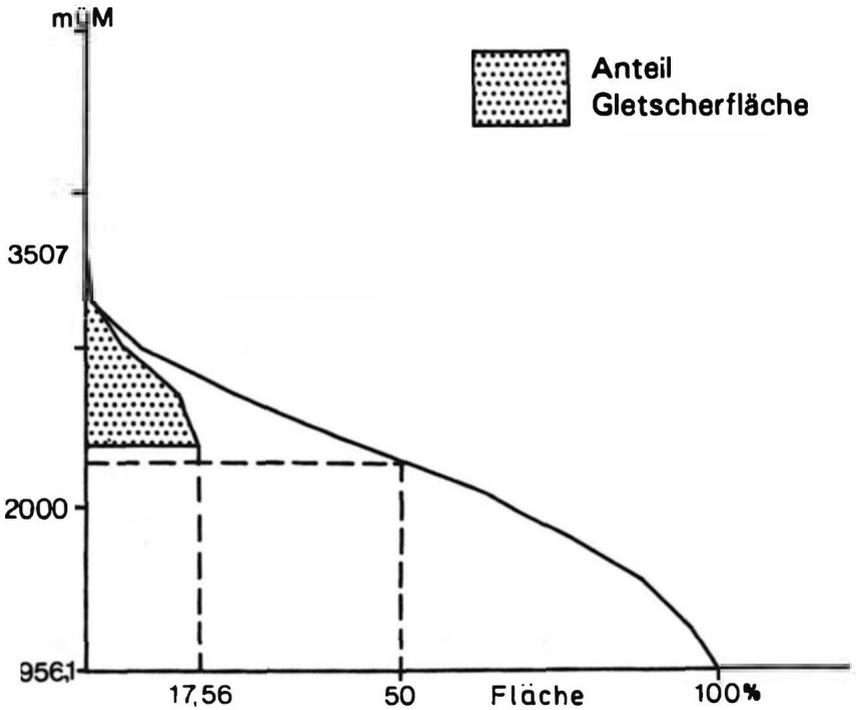


Abb. 8: Hypsographische Kurve für das Einzugsgebiet Pegel Kampl (956.1 m) aus: RITTER 1989

60 m<sup>3</sup>/s erzeugen (RITTER 1989). Größere Hochwasser können daher nur in Kombination mit kurzfristigen Starkregen oder langandauernden Regenfällen entstehen. Auf die Abhängigkeit des Stubai Hochwassergeschehens von bestimmten Wetterlagen wird in Abschn. 3.3.1, 3.3.2, 3.4, 35.1 und 7.1 eingegangen.

## 2.7 Spät- und postglaziale Talgeschichte

Neben rezenter und subrezenter Vergletscherung hinterließen spät- und postglaziale Gletscherhochstände im Stubaital ein großes Schuttpotential im unmittelbaren Zugriffsbereich dadurch murfähiger Wildbäche.

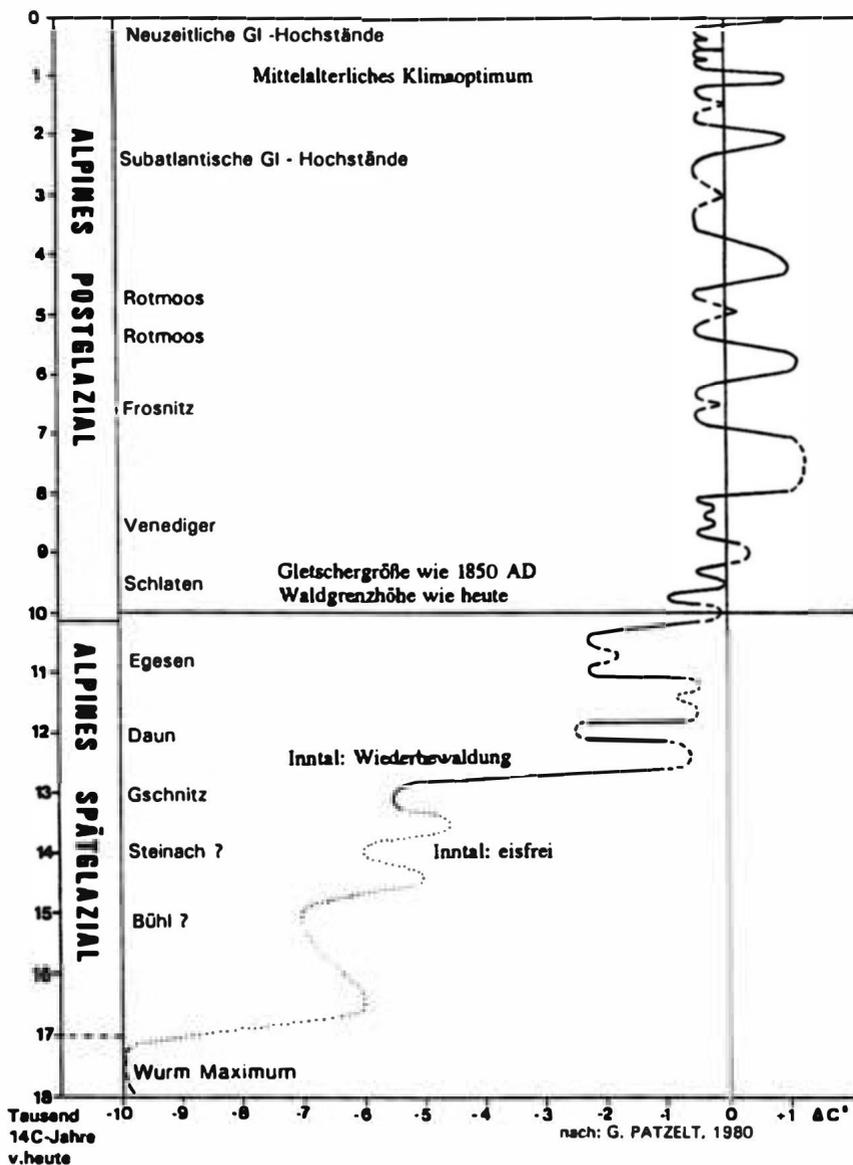
### 2.7.1 Spätglaziale Gletscherstände

Im ausgehenden Würm-Hochglazial existierte letztmals während des Bühl-Stadiums (i.e.S. Bühl III-Stadium mit Typlokalität Kirchbichl im Inntal) ein zusammenhängendes Eisstromnetz (MAYR & HEUBERGER 1968, PATZELT 1980) (vgl. Abb. 9 u. 10).

Ging zu Beginn der Klimaverbesserung (Anstieg der mittleren Jahrestemperatur) das Abschmelzen des Würmeises relativ rasch und ungestört vor sich, erfolgte mit dem Steinach-Stadial (Typlokalität Steinach am Brenner) bald ein empfindlicher Rückschlag (vgl. Abb. 9). Die Schneegrenze erfuhr eine erneute Depression von 800 - 900 m gegenüber heute und die Lokalgletscher der einzelnen Gebirgsgruppen konnten nochmals weit vorrücken; oft bis an die Mündungender großen Seitentäler und über letztes inaktives Toteis des zerfallenden Eisstromnetzes ( HEUBERGER 1954, PASCHINGER 1957, PATZELT 1980).

Im Stubaital belegen markant ausgebildete Kameshügel im Bereich Telfes-Mieders-Schönberg die Existenz eines mindestens 30 km langen selbständigen Talgletschers. Fehlende ausgeprägte Endmoränen lassen vermuten, daß der entsprechende steinachstadiale Hauptvorstoß (Steinach I), ähnlich dem benachbarten Gschnitztal (HEUBERGER 1968), wesentlich weiter in das Silltal reichte und bei Schönberg ein Eisrückzugshalt stattfand (vgl. Abb. 12a und 13). HEUBERGER (1968) bezeichnete diesen Eisrückzugshalt südöstlich Schönberg (Lokalität „Zauberbichel“) als „Schönberghalt“. Bei einem erneuten Vorstoß (Steinach II) stieß der steinachzeitliche Talgletscher nochmals bis südöstlich Mieders vor, wo letzte Moränenwallreste zu finden sind (vgl. Abb. 11, 12b, 13, 14a und 15). Die unterhalb Telfes, in der Kiesgrube Mieders und in den Kameshügeln aufgeschlossenen steinachzeitlichen Vorschüttotter verzahnten sich mit

Abb. 9: Spät- und post glaziale Gletscher-Hochstände nach G. PATZELT



Habicht

Sennjoch

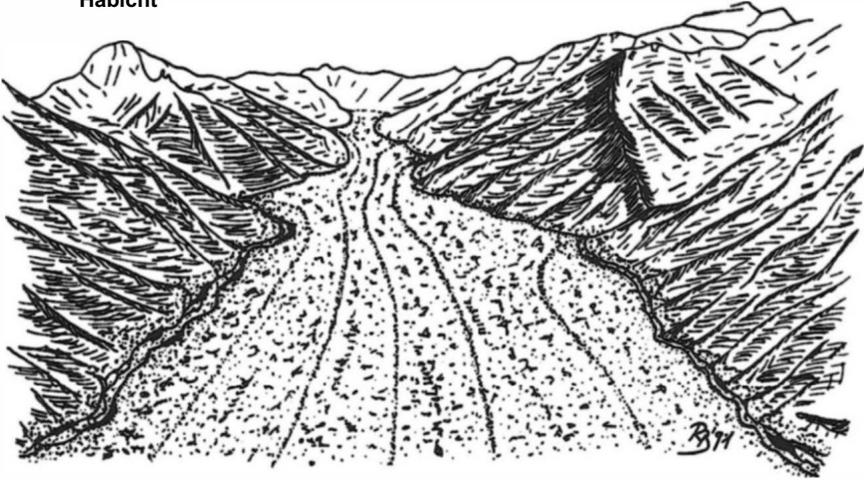


Abb. 10: Schemat. Darstellung des Stubaitales z. Zt. des späten Würm-Hochglazials. (Zur Zeit des späten Würm-Hochglazials existierte noch ein geschlossenes Eisstromnetz bis weit das Inntal hinab.)

Habicht

Sennjoch

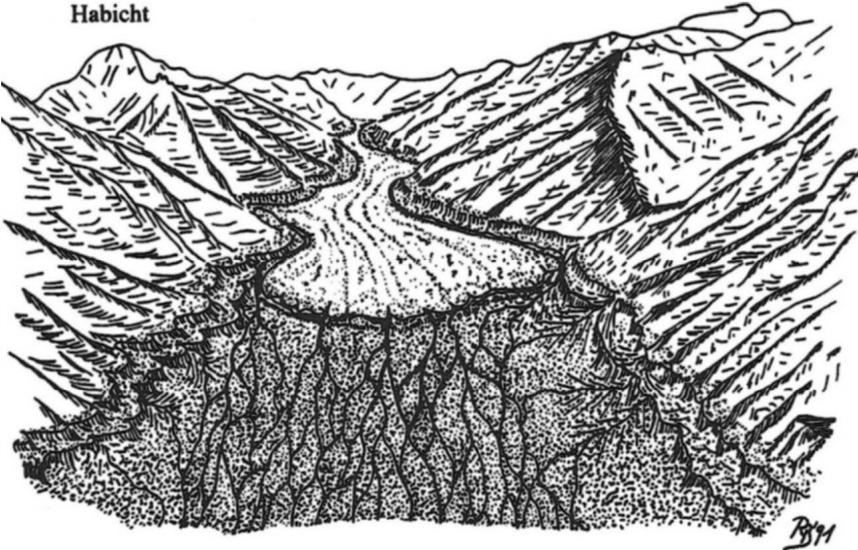


Abb. 11: Schemat. Darstellung des Stubaitales z. Zt. des spätglazialen Steinachstadiums. (Zur Zeit des spätglazialen Steinach-Stadiums (Steinach II) stieß der Stubai-Gletscher als bereits selbständiger Talgletscher nochmals bis fast zur Mündung des Tales vor. Seine Schmelzwasser fließen vielfach verzweigt (braided river!) dem Silltal zu.)

Murschutt, der aus bereits eisfreien Seitentälern auf bzw. gegen den Gletscher geschüttet wurde (vgl. Abb. 15).“ überhaupt müssen Schuttproduktion und Schuttverfrachtung zu dieser Zeit sehr bedeutend gewesen sein, da weite Gebiete noch mehr oder weniger vegetationslos und so ungehindert dem Angriff von Frostverwitterung und Solifluktion ausgesetzt waren.

Nach HIRAKAWA (freundl. mündl. Mittl. 1992) stieß der jüngere steinachstadiale Stubai-Talgletscher auf spätglazialen Stausee-/Stausedimenten und letztem inaktivem Toteis (Kameshügel!) des „Schönbeighaltes“ vor. Noch im Spätglazial tiefte sich die Ruetz durch sukzessives Einstellen auf ihre jeweilige Erosionsbasis in diese glazifluvialen Sedimente ein, wodurch eine tiefe Mündungsschlucht entstand und Teile des steinachzeitlichen Talbodens als breite Terrassen konserviert wurden (vgl. Abb. 12c und 16). Die kurze Dauer der Klimaverschlechterung (kurzfristiger Rückgang der mittleren Jahresmitteltemperatur) ermöglichte keine Neubildung eines großen Eisstromnetzes und ist zeitlich in die älteste Dryas zu stellen (MAYR & HEUBERGER 1968, HEUBERGER 1968, PATZELT 1980).

Während des folgenden Interstadials kam es zu einem Abschmelzen der Gletscher bis weit in die Seitentäler hinein. Abgedrängte Seitenbäche konnten so wieder ungehindert akkumulieren und durch Einstellen auf das jeweilige Erosionsniveau neue Schwemmkegelgenerationen ausbilden (vgl. Abb. 14b und 14c).

Nach kurzer Klima Verbesserung kam es um oder knapp vor 13 000 BP (vgl. Abb. 9) zu einer erneuten Klima verschlechterung mit einer Schneegrenzdepression von etwa 800m gegenüber heute - dem Gschnitzstadial (Typlokalität Trins im Gschnitztal). Der gschnitzzeitliche Stubai-Talgletscher reichte bis Kampl bei Neustift, wo seine Endmoränen unter mächtigen Murschuttkegeln begraben liegen (HEUBERGER 1968, PATZELT 1980). Aus dieser Zeit, etwa 13 000 BP, stammen die formfrischen, gut ausgebildeten Eisrandterrassen bei Neustift. Ältere, höhegelegene Terrassen sind dagegen stark zerschnitten, solifluidal überprägt und in einzelne Riedel und Bastionen aufgelöst (vgl. Abb. 17). Unterschiedliche Terrassenniveaus weisen, wie schon im vorderen Talbereich bei Mieders und Fulpmes (vgl. Abb. 13) darauf hin, daß in der jeweiligen Abschmelzphase der Eismassen, hinsichtlich der Abflußmöglichkeiten für Schmelzwässer und andere Gewässer, eine ständige Wechselwirkung zwischen der Eisposition und dem Relief in gerade eisfrei gewordenen Geländeteilen bestanden hat (SIMONS 1985). Die einzelnen Terrassen bauen sich aus schräg gegen den jeweiligen Eisrand geschütteten Lockersedimenten auf. Neben schlecht geschichteten Schmelzwasserablagerungen, gekritztem Geschiebe und lokalem, kaum zugerundetem Solifluktionsschutt, finden sich in Aufschlüssen (vgl. Abschn. 6) immer wieder gut bis sehr gut sortierte, teils dachziegelartig angeordnete Gerölle. Die auf kurze Distanz oft rasch wechselnde Zusammensetzung

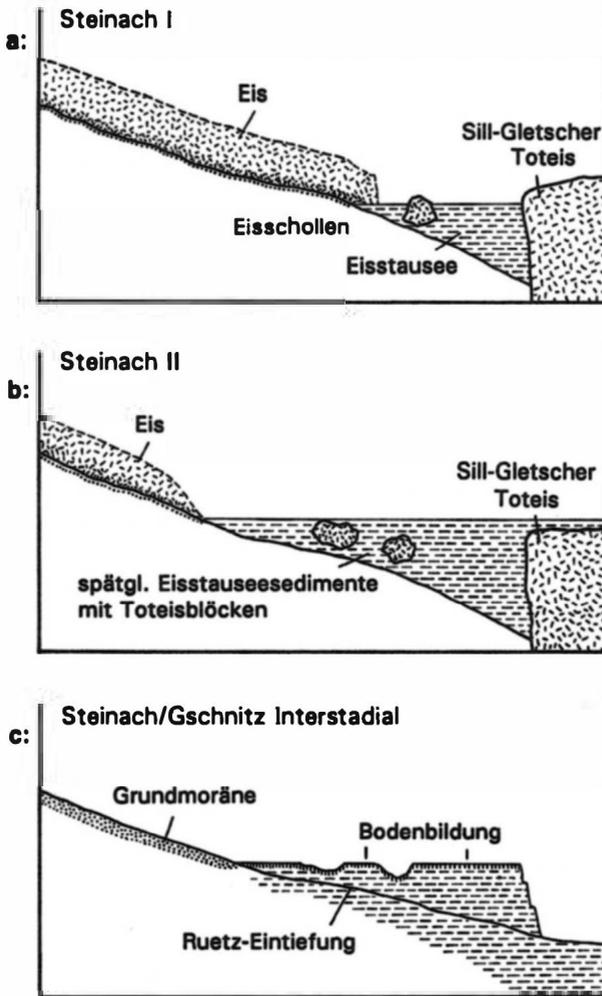


Abb.12: Steinach-Stadium

Verändert nach VEJT (1988)

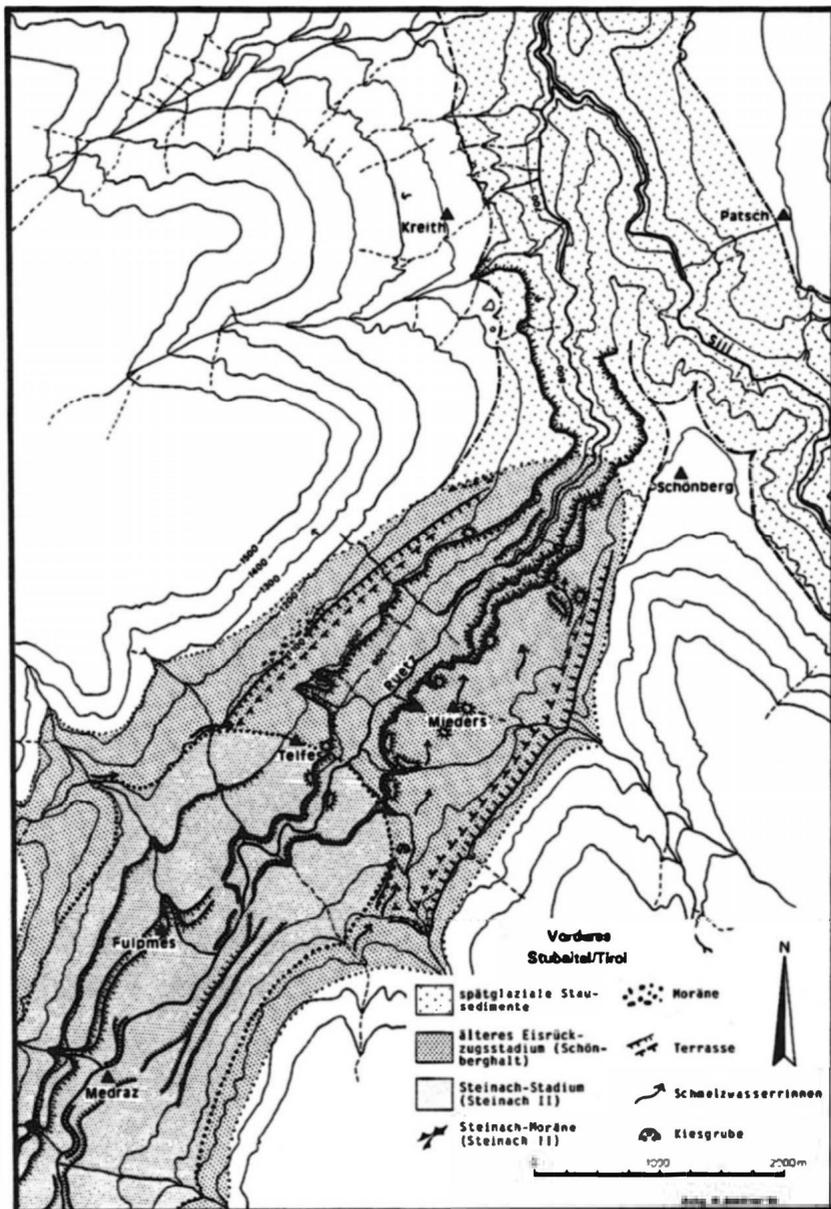
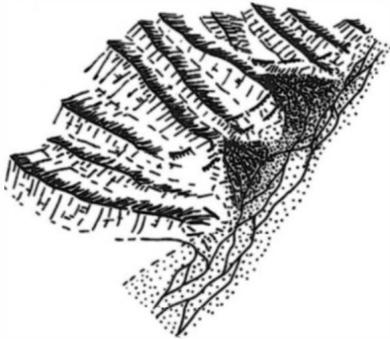


Abb. 13: Vorderes Stubai zur Zeit des spätglazialen Steinach-Stadiums  
Umgezeichnet nach MAYR & HEUBERGER 1968



*a.: Vorstoß des steinachzeitlichen Stubai-Talglatschers (Steinach II)*

*Der Vorstoß erfolgte auf spätglazialen Stausee-/Stausedimenten und letzten Resten von Toteis (HIRAIC AWA 1992, frdl. mündl. Mitt.). Durch den vorrückenden Talglatscher kam es zur Abdrängung stark schüttführender Seitenbäche aus bereits eisfreien Seitentälern.*



*b.: Eisrückzug und Toteis-Abbau*

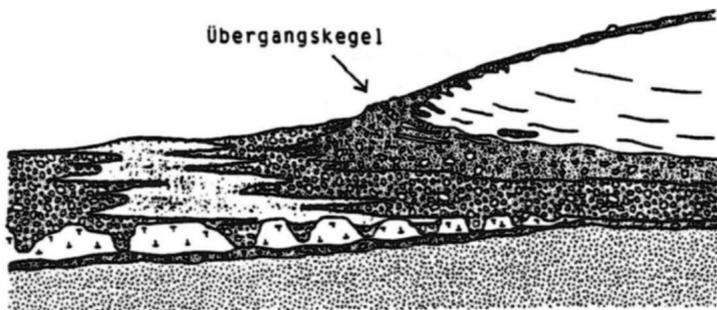
*Die abgedrängten Seitenbäche konnten wieder ungehindert akkumulieren. Das Austauen noch vorhandenen Toteises hinterließ im Gletschervorfeld eine markante Kameslandschaft.*



*c.: Spätglaziale Taleintiefung*

*Noch während des Spätglazials tiefetes sich die Ruetz, durch sukzessives Einstellen auf die jeweilige Erosionsbasis, in die glazifluviaten Stausedimente ein und schuf eine tiefe Mündungsschlucht. Teile des steinachzeitlichen Talbodens wurden als breite Terrassen konserviert.*

*Abb. 14: Schematische Darstellung des vorderen Stubaitales während und nach dem Steinach II-Stadium*



-  Morine
-  Vorschütt-schotter
- $p \wedge T \wedge$  Murschutt
-  spätglaz.
-  Stausedimente
- $M^{Eis}$
- $[T \ 1 \ T_x]$  Toteis

Abb. 15: Schematische Darstellung des Zungenbereiches des steinachzeitlichen (Steinach II) Stubai-Talglätschers. Der steinachzeitliche Stubaiältscher (Steinach II) rückte als bereits selbständiger Talglätscher auf spätglazialen Stausedimenten/Toteis vor (HIRAKAWA 1992, frdt. mündl. Mitt.). Seine Vorschütt-schotter, Grund- und Endmoräne verzahnten sich dabei mit Murschutt, der aus bereits eisfreien Seitentälern auf bzw. gegen den Glätscher geschüttet wurde.

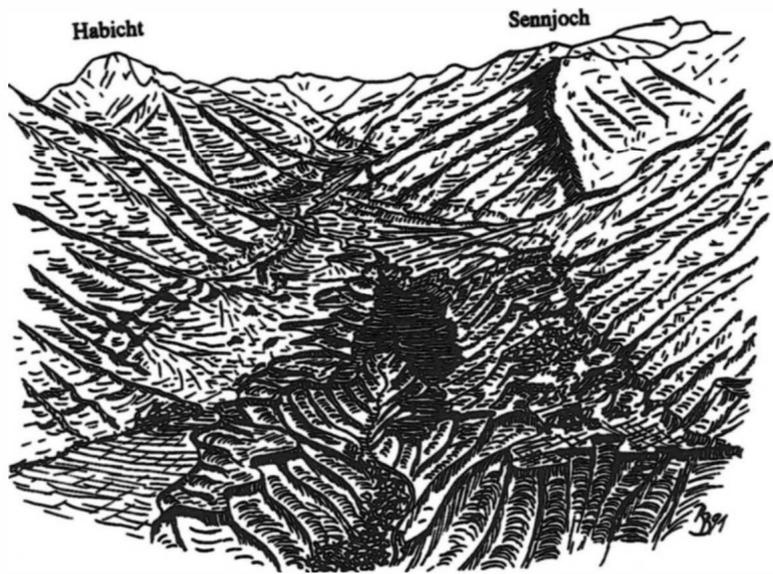
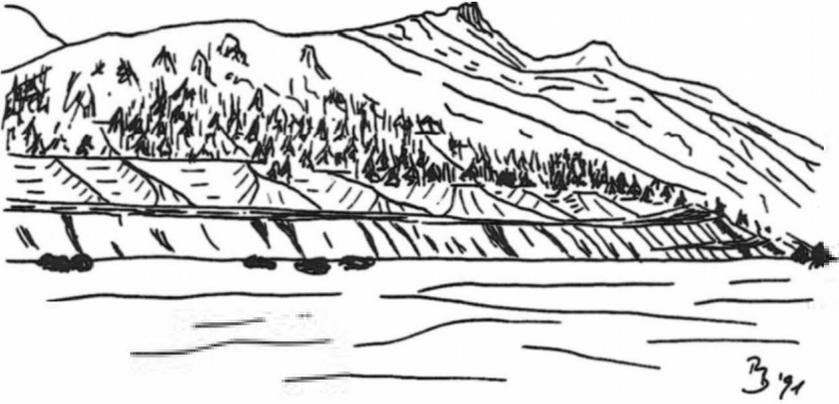


Abb. 16: Schematische Darstellung des Stubaitales. Teile älterer Eisrandterrassen sind nur mehr riedel- bzw. bastionsartig in höheren Hangbereichen erhalten. Durch Einstellen auf die jeweilige Erosionsbasis schuf die Ruetz eine tiefe Mündungsschlucht; Teile des steinachzeitlichen Talbodens wurden als breite Terrassen konserviert.



*Abb. 17: Eisrandterrassen bei Neustift im Stubaital*

*An den Tal flanken bei Neustift sind mehrere Eisrandterrassen erhalten. Die jüngeren, tieferen Niveaus kennzeichnet die frische, geschlossene Form, während die älteren, höheren Niveaus bereits stark zerschnitten und riedel- bzw. bastionsartig aufgelöst sind.*



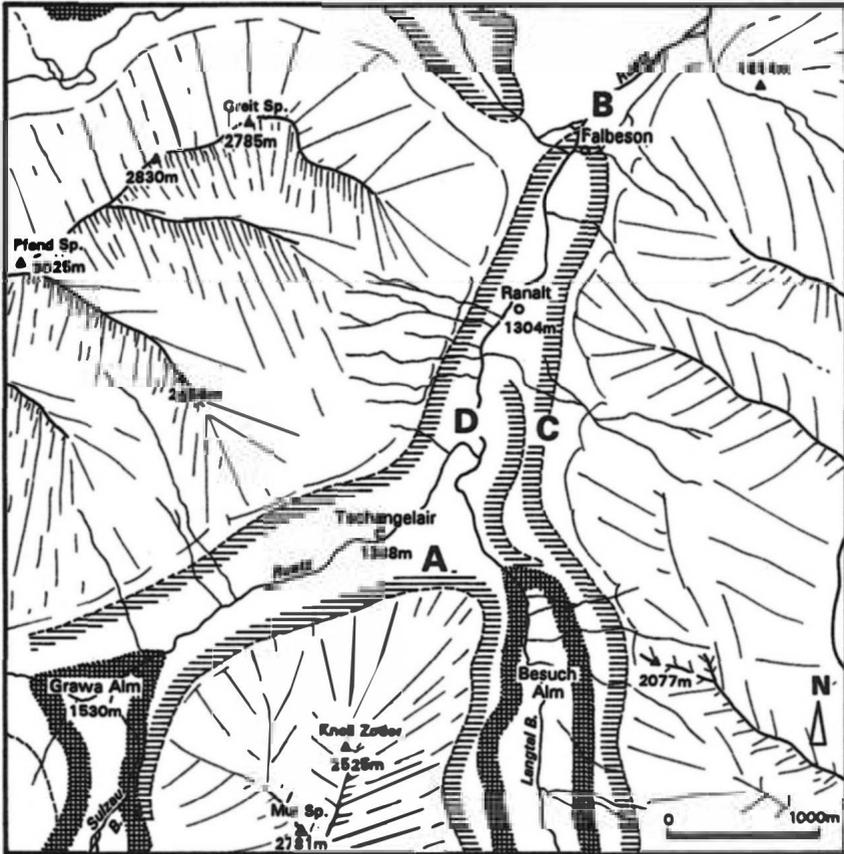
der Terrassensedimente verdeutlicht das glazial induzierte Zusammenspiel von Glazifluvial- und Fluvialprozessen bei ihrer Entstehung. Nach Abschmelzen des Eises und Ansteigen der Schneegrenze erfolgte relativ rasch die Wiederbewaldung (vgl. Abb. 9). Die zunehmend dichtere Vegetation konservierte die Form der Terrassen nahezu unverändert bis heute (PATZELT 1980).

Im Anschluß an diese zeitlich in das Bölling zu stellende Phase erfolgte etwa 12.000 BP einer neuer Gletschervorstoß - das Daun-Stadium (Typlokalität Ranalt im Stubäital und Stubai Langental). Während des Daunstadials waren nur noch die innersten Abschnitte der Seitentäler und die Kare vergletschert (vgl. Karte 2). Eine Schneegrenzdepression von 300 bis 400 m gegenüber heute war dafür ausreichend (PATZELT 1980). Die vorhandenen Reste solifluidal überprägter Ufer- und Endmoränen (Rückzugsstaffeln!) deuten nach MAYR & HEUBERGER (1968), KERSCHNER (1977) und PATZELT (1980) auf ein sehr komplexes Geschehen während des Daun-Stadiums hin (vgl. Karte 2): Der daunzeitliche Mutterberggletscher konnte zur Zeit seines Maximalstandes noch den von S mündenden Langental-Gletscher aufnehmen (vgl. Karte 2, Buchstabe A). Die Gletscherstim lag - am Rundhöcker des Issebichels durch steil herabsteigende Moränenreste belegt - auf 1250 m bei Falbeson (vgl. MAYR & HEUBERGER 1968, KERSCHNER 1977 und Karte 2, Buchstabe B). Bei einem späteren Stand endete der dann bereits selbständige Langental-Gletscher auf ca. 1400 m Höhe (vgl. Karte 2, Buchstabe C). Reste einer steilgeböschten und solifluidal überformten Endmoräne im Bereich „Zwischenwasser“ (vgl. Karte 2, Buchstabe D) kennzeichnen diesen weiteren Halt bzw. Neuvorstoß innerhalb des Daunstadials (KERSCHNER 1977).

Die letzte spätglaziale Gletschervorstoßperiode, bei der die Gletscher nicht viel kürzer waren als während des Daun-Stadials, benannte KINZL (1929) nach dem Egesengrat NW der Dresdner-Hütte (Stubaital) als Egesen-Stadium. Früher wurde das Egesen-Stadium mit einer Schneegrenzdepression von 100 bis 120 m gegenüber 1850 dem Daun-Stadium zugerechnet. Heute schreibt man dieser Klimaperiode eine Schneegrenzdepression von ebenfalls 300 bis 400 m gegenüber heute und einen kräftigen Gletschemeuorstoß mit mehreren Rückzugsstaffeln zu (MAYR & HEUBERGER 1968, KERSCHNER 1977, PATZELT 1980). Die formfrischen, blockreichen Moränen wälde lagern deshalb in enger Nachbarschaft zu den Daunmoränen und erhöhen zusammen mit diesen das Murpotential zahlreicher Wildbäche (vgl. Abschn. 7.2 und 7.3).

Neuere Datierungen verschiedener Torfprofile aus Mooren innerhalb von Egesenmoränen ergaben, daß die jüngsten egesenzeitlichen Moränen noch vor mehr als 10 000 Jahren abgelagert wurden (PATZELT 1977, 1980 u. 1987, BORTENSCHLAGER 1984). Das Egesen-Stadium konnte deshalb noch der jüngeren Dryas-Zeit und damit dem Spätglazial zugeordnet werden (vgl. Abb. 9).

Karte 2: Spät glaziale Gletschers tadien im hinteren Stubaital



EGESEN STAND DAUN STAND

N:OH: KÜRSCHNER U77

Am Ende des alpinen Spätglazials stiegen die Schnee- und Waldgrenze, die während des Egesen-Stadials noch 300 bis 400 Höhenmeter tiefer als heute lagen, rasch an, und die Gletscher schmolzen weit zurück.

## 27.2 Postglaziale Gletscherstände

Das folgende, bis heute andauernde alpine Postglazial umfaßt ebenfalls eine Reihe von Gletscher- und Klimaschwankungen, deren Ausmaß aber, entgegen älteren Auffassungen (WILHELM 1975, KLAER 1979), mit kleinen Abweichungen im Rahmen gegenwärtiger Verhältnisse lag. Man geht heute davon aus, daß der längerfristige Schwankungsbereich der Sommertemperatur seit knapp 10.000 Jahren innerhalb von 1,6°C pendelt (vgl. Abb. 9). Entsprechend dazu schwankte die Schnee- und Waldgrenze mit einer Amplitude von 200 bis 250 Höhenmetern im heutigen Grenzbereich (PATZELT 1977 u. 1980).

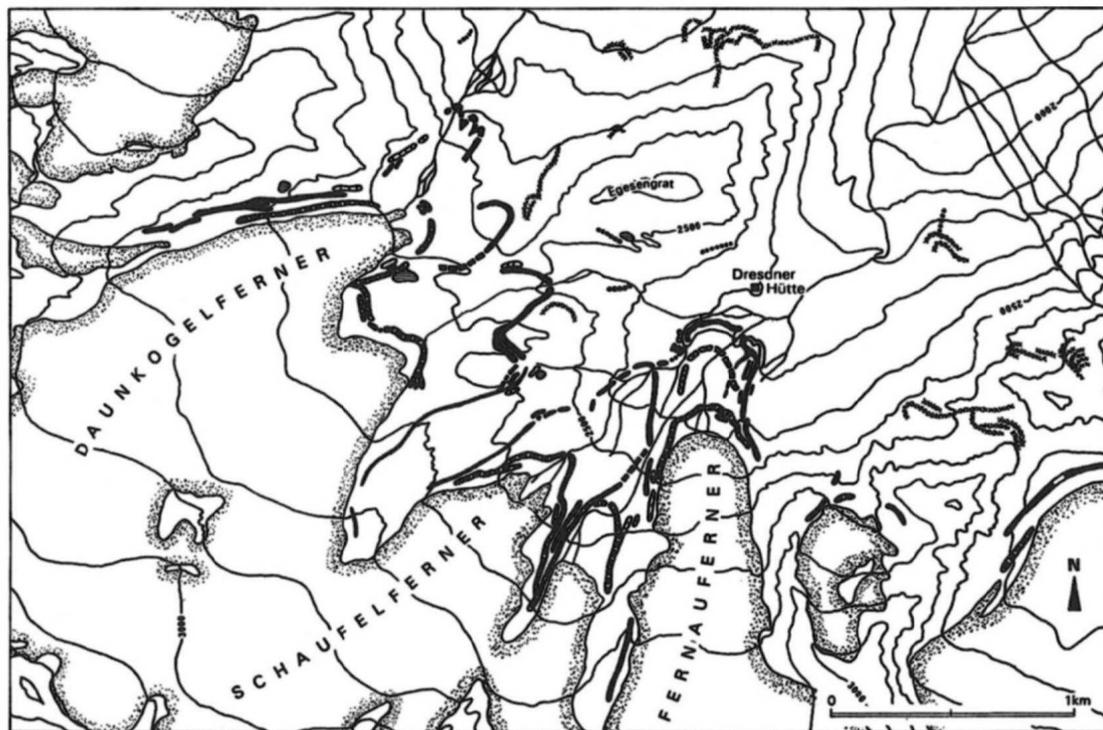
Ein erster postglazialer Gletschervorstoß wurde für etwa 9500 BP im Venediger-Gebiet nachgewiesen. Dieser dem Präboreal zuzuordnende „Schlaten-Vorstoß“ konnte im Stubaital noch nicht exakt festgestellt werden (PATZELT 1967, PATZELT & BORTENSCHLAGER 1977).

Bereits im Boreal erfolgte etwa 7750 BP die ebenfalls in der Venedigergruppe moränenstratigraphisch und pollenanalytisch nachzuweisende „Venedigerschwankung“. Diese Klimaschwankung zeichnet sich mehrgliedrig im Profil eines Moores im Stubai Oberbergtal ab (PATZELT 1977). Das auf 2155 m Höhe bei der Franz-Senn-Hütte gelegene Moor besitzt von allen bisher im Stubai untersuchten Mooren das älteste Basisdatum ( $9630 \pm 95$  BP). Für die „Fiosnilz- oder Larstigschwankung“ des älteren Atlantikums lieferte es mit  $6760 \pm 500$  BP einen Richtwert. Im Stubaital konnte diese Klimaschwankung zeitlich jedoch noch nicht exakt eingegrenzt werden: MAYR (1968) wies für 6220 BP den Hochstand eines Kargletschers nach, dessen Eislawinen Holz an der Basis des „Bunten Moores“ bei der Dresdner-Hütte (Stubaital) begruben. Für diese Zeit wird auch die Ablagerung der Larstig Moränen angenommen.

Dem jüngeren Atlantikum sind die Hochstände der im Ötztal nachgewiesenen „Rotmoos-Schwankung“ zuzuordnen. Noch fehlen gesicherte pollenanalytische und moränenstratigraphische Hinweise, insgesamt dürfte diese Schwankung jedoch nicht die Intensität der Frosnitz-/Larstig- oder Venedigerschwankung erreicht haben (PATZELT 1977).

Die bronzezeitliche Klima Verschlechterung während des Subboreals verursachte an einzelnen, besonders rasch reagierenden Gletschern einen ausgeprägten Hochstand. Der Stubai Femaugletscher erreichte während dieser auch als „Löbber-Schwankung“ bekannten Hochstandsphase seinen größten postglazialen Stand (MAYR 1964).

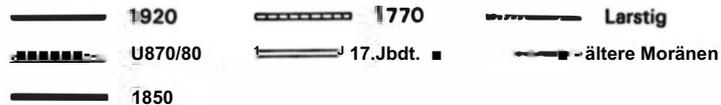
Nach nur kurzer Klimabesserung führte die eisenzeitliche Klimaverschlechterung zu einer ersten Gletscher-Hochstandsperiode während des älteren Subatlantikums (vgl. Abb. 9). Schon bald nach der Zeitenwende und dem römischen Klimaoptimum folgte während der ersten nachchristlichen Jahrhunderte



aus: Heuberger, H. & R. Beschel (1958)

Zchg.: R. Blättler 1990

Moränenwälle:



eine weitere Gruppe von Gletscher-Hochständen. Im Stubaital ist die Mehrgliedrigkeit dieser Hochstandsphasen des älteren Subatlantikums im „Bunten Moor“ an der Dresdner Hütte gut aufgeschlossen (MAYR 1964, HEUBERGER 1968).

Das mittelalterliche Klimaoptimum umfaßte, entgegen älteren Annahmen, nur das 9. bis 11. Jahrhundert n. Chr.. Während der folgenden Gletscher-Hochstandsperiode (12. bis 14. Jahrhundert n. Chr.) erreichten die Alpengletscher mehrmals neuzeitliche Größenordnung (MAYR 1964, PATZELT 1980).

Die neuzeitlichen Gletschervorstöße setzten zu Beginn und während des 17. Jahrhunderts n. Chr. mit der „Femauschwankung“ ein. MAYR (1964) und HEUBERGER & BESCHEL (1958) stellten drei Vorstöße fest, die den bereits historisch überlieferten Vorstoßphasen von 1600, 1640 und 1680 n. Chr. zugeordnet werden konnten. Weitere neuzeitliche Gletschervorstöße ereigneten sich 1770/1780, 1820, 1850, 1890/1900 und 1920 n. Chr. (vgl. Karte 3).

Der starke, mit kleinen Unterbrechungen andauernde Gletscherrückgang der letzten Jahrzehnte hinterließ in den Vorfeldern der rezenten Stubai-er Gletscher große Mengen abfuhrbereiten Lockermaterials. Dieses Geschiebepotential läßt die extreme Murtätigkeit einzelner Wildbäche im Ereignisfall bereits unmittelbar im Gletscher-Vorfeld einsetzen, wie die Hochwasserereignisse von 1987 verdeutlichten (vgl. Abschn. 3.3.3).

### *2.7.3 Spät- und postglaziale Morphodynamik*

Die folgenden Ausführungen zur spät- und postglazialen Morphodynamik stützen sich in erster Linie auf die jüngeren Forschungsarbeiten von PATZELT und VEIT in Österreich und von FURRER, GAMPER und HOLZHÄUSER in der Schweiz (FURRER 1990, GAMPER 1981 und 1985, HOLZHÄUSER 1987, PATZELT 1980 und 1987, VEIT 1988). Diese Forschungsarbeiten lieferten für weite Bereiche der Ost- und Westalpen übereinstimmende Ergebnisse und können daher auch für das Stubaital zur Erläuterung der Problematik im Überblick herangezogen werden.

Im Stubaital kann der Beginn der fluvialen Talbodenentwicklung in das ausgehende Steinach-Stadial gestellt werden, als der Stubai-Talgletscher im Unterlauf bereits abgeschmolzen war, aber im Silltal noch mächtige Eis-/Toteismassen den Mündungsbereich abriegelten und zur Ablagerung glazifluvialer Eisstausedimente führten (vgl. Abschn. 2.7.1).

Mit Abschmelzen des Talgletschers und großflächigem Auf tauen des Dauerfrostbodens konnte die Umlagerung umfangreicher, während der Kaltzeiten fixierter Schuttmengen einsetzen: Das kryoklastisch aufbereitete, destabilisierte Lockermaterial wurde von den Hängen abgespült, und die bereits eisfreien

Seitenbäche im vorderen Stubaial schütteten große Murschuttkegel gegen die Ruetz.

Gegen Ende des Steinach-Stadials begann, nachdem die Talmündung frei war, die Zerschneidung der glazifluvialen Stausedimente (vgl. Abschn. 2.7.1, Abb. 12 und 13). Für Bereiche weiter talauf kann mit dem Eisfreiwerden eine Aufhöhung der Ruetz-Talsohle durch seitliche Schwemm- und Murschuttkegel angenommen werden. Diese akkumulativen und erosiven Prozesse konnten jedoch nur ~~stange~~ flächenhaft, rasch und v.a. ungehindert ablaufen, bis sich eine dauerhafte und geschlossene Vegetationsdecke entwickelt hatte. Untersuchungen von WEIRICH & BORTENSCHLAGER (1980) zeigen, daß diese Vegetationsentwicklung relativ rasch eingetreten ist, da die Wiederbewaldung des Inntales (Föhren-Birkenwald im Lanser See - Moor) bereits knapp nach 13. 000 BP einsetzte. Mit zunehmender Stabilisierung der Hänge im Zuge der Wiederbewaldung (Anstieg v.a. der Wald- und Rasengrenze) hat die Schuttlieferung während des Steinach/Gschnitz-Interstadials nachgelassen. Die Ruetz und ihre Seitenbäche waren dadurch in der Lage, sich entsprechend der Gefällsverhältnisse einzutiefen. Zur gleichen Zeit setzte auf den fossilisierten Terrassenflächen im vorderen Stubaial bereits Bodenbildung ein (vgl. HEUBERGER 1968, Abschn. 6 und Abb. 12).

Bis zum Ende des Spätglazials (10.200 BP) kam es, ausgelöst durch das Gschnitz-, Daun- und Egesenstadial bzw. die dazwischenliegenden Interstadiale, zu einem mehrfachen Wechsel akkumulativer und erosiver Phasen: Das Maximum der spätglazialen Akkumulation kann jeweils für den verstärkt einsetzenden Eisabbau am Ende eines Stadials angenommen werden. Zu dieser Zeit waren weite mit Moränen und Hangschutt bedeckte Hangbereiche noch bzw. wieder vegetationslos und somit flächenhafter Erosion ausgesetzt. Während der Interstadiale stiegen die einzelnen Höhenstufen wieder an, so daß sich die Ruetz mit nachlassender Schuttlieferung allmählich in die Schwemmkegelbarrieren eintiefen konnte. Diese fluviale Eintiefung erfolgte phasenhaft, wobei die Ruetz einzelne Schwemmebenen teilweise wieder ausräumte und Terrassen und steile Erosionsböschungen (unterhalb Fulpmes, bei Medraz, oberhalb Ranalt) schuf. In der Folge haben sich die zunehmend durch das Niederschlagsregime geprägten Seitenbäche v. a. im vorderen und mittleren Talbereich in die Schwemmkegeloberflächen eingetieft und so neue Schwemmkegelgenerationen geschaffen (LANG 1970 und LEYS et al. 1975).

Gegen Ende des Spätglazials vollzog sich aufgrund der Lage der einzelnen Höhenstufen (die Waldgrenze lag während des Egesen-Stadials nur noch 200 bis 400 m unter ihrer heutigen Position (KERSCHNER 1979; vgl. Abschn. 2.7.1)) ein Wechsel in der Hangdynamik von mehr flächenhaftem zu überwiegend linearem Hangabtrag: Ähnlich der heutigen Situation dürften den morphologisch

relativ stabilen Waldgürtel zu dieser Zeit einzelne Erosionsrinnen durchzogen haben, die oberhalb der Wald- und Baumgrenze oft innerhalb der aktiven Frostschuttzone ansetzten und ihre Materialfracht der Ruetz zuführten.

Auf den im Laufe des Spätglazials angelegten Schwemm-/Murschuttkegeln wurde im Postglazial weiter akkumuliert. <sup>14</sup>C-Datierungen von in Murschuttkegeln, Blockschuttloben und unter Blockgletschem auf gefundenen fossilen Böden ergaben bislang für weite Bereiche der West- und Ostalpen übereinstimmend, daß es auch während des Postglazials zu einem mehrfachen Wechsel von Phasen relativer Hangstabilität mit Bodenbildung und Phasen erhöhter solifluidaler Aktivität gekommen ist. In dieser periglazial induzierten Hangdynamik sind die Ursachen für verstärkte Tiefenerosion oder Akkumulation der Vorfluter im Postglazial zu suchen: Einer Phase verstärkter solifluidaler Tätigkeit kann jeweils eine Phase gesteigerter Schuttbereitstellung mit erhöhter Materialzufuhr in den Vorfluter zugesprochen werden.

Für den Innsbrucker Raum konnte PATZELT für 9400 BP (Mittleres Präboreal), zwischen 7500 und 6000 BP (Älteres Atlantikum), um 3500 BP (Früh- bis Hochbronzezeit) und in geringerem Ausmaß ab dem Spätmittelalter Akkumulationsphasen nachweisen. Diese von PATZELT an Schwemmkegeln im Inntal ermittelten Akkumulationsphasen stimmen zeitlich gut mit den Perioden der Klima Verschlechterung überein, die sich in der postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte abzeichnen (vgl. Abschn. 2.7.2 und Abb. 9). Für den Zeitraum zwischen 6000 und 4500 BP (Jüngeres Atlantikum) zeichnet sich in diesem Bereich, belegt durch fossile Böden und eine kräftige terrassenartige Schwemmkegeleintiefung, bislang eine bedeutende Erosionsphase ab. Insgesamt deutet sich an, daß um etwa 4500 BP parallel zur periglazial induzierten Hangdynamik auch die fluviale Morphodynamik der größeren Täler eine entscheidende Wende erfuhr, ab der mit kürzeren Unterbrechungen bis heute auf den Talböden überwiegend Akkumulation erfolgt. Diese natürliche Tendenz zur Akkumulation wird in jüngerer Zeit durch anthropogene Eingriffe gerade in den hinteren, früher dünn besiedelten und nur saisonal genutzten Talräumen verstärkt (vgl. Abschn. 9): So sorgten die murfähigen Wildbäche des Stubaitales während der letzten Jahre bei sommerlichen Starkregen dafür, daß annähernd die gesamte Gerinnebettsohle der Ruetz rezent weitergebildet wurde, und gerade die Flachbereiche bei „Katastrophen-Hochwassem“ wie dem 78er und den 87er Ereignissen (vgl. Abschn. 3) eine kräftige Aufschotterung bzw. Aufsan- dung erfuhren.

### 3. Hochwasserereignisse im Stubaital

Alte Dorfchroniken, Kirchenbücher und die Aufzeichnungen des Hydrographischen Dienstes verdeutlichen, daß Hochwasser katastrophalen Ausmaßes im Stubaital bei weitem keine Seltenheit sind. Tabelle 5 gibt einen Überblick über 46 Hochwasserereignisse (von 1625 bis 1991) im Stubaital. Die beiden ersten Hochwasserdaten stammen dabei nicht aus fortlaufenden Aufzeichnungen, sondern beruhen auf älteren Daten aus Stubai Kirchenbüchern. Man muß bei dieser Zusammenstellung berücksichtigen, daß gerade am Anfang der Hochwasserchronik mit Sicherheit nicht alle stattgefundenen Hochwasser verzeichnet wurden, sondern zu dieser Zeit, bis ca. 1800, nur größere, spektakuläre Ereignisse mit umfangreichen Schadauswirkungen für Mensch, Vieh und Kulturland festgehalten wurden. Wertet man die Daten der Hochwasserereignisse aus, gehen folgende Witterungssituationen im etwa 320 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet der Ruetz als Hauptauslöser derselben hervor

- verspätete, rasche Schneeschmelze mit langandauemden Niederschlägen,
- Schneefälle im Herbst bis in tiefe Lagen, mit nachfolgendem Tauwetter und starken Niederschlägen und
- Starkniederschläge bei hochgelegener Nullgradgrenze der Temperatur (vgl. Tab. 6).

Neben diesen Witterungssituationen können durch Sommergewitter mit kurzfristig sehr hohen Niederschlägen Murgänge in einzelnen Teileinzugsgebieten ausgelöst werden. Dies führt dann zu örtlichen Schadenssituationen, aber nur in seltenen Fällen zu einem Hochwasser im gesamten Einzugsgebiet der Ruetz (BLÄTTLER 1990).

*Tab. 5: Hochwasserchronik Stubaital*

1625 Oberbergbach

1668 Pinnisbach

1771 Pinnisbach

1772 Ausbruch der "Blauen Lacke". Die Ruetz reißt in Ranalt ein Gasthaus weg und überschwemmt das Gebiet zwischen Neder und Neustift (Dimension etwa ähnlich 1987!)

1776 Pinnisbach

1789 Ruetz. Bei Medratz und Schaller werden mehrere Mühlen, Wege und Brücken zerstört (Stärker als 1772).

- 1807 Verheerender Murausbruch des Bacherbaches. Verwüstungen verursacht auch der Pinnisbach. Durch den Oberbergbach wird das Oberbergtal und Milders verwüstet.
- 1817 Ein Seeausbruch am Sulzenaufemer verheert die Alpe Sulzenau. Schwere Schäden auch in Neustift. Erneuter Ausbruch des Pinnisbaches. Zwischen Neder und Schallerstehen die Wiesen unter Wasser. Anlage zweier Wasserkanäle im Horlach Moos als Hochwasserschutz!
- 1821 Ein Murgang aus dem Grobentalbach staut die Ruetz zu einem See auf, der über ein halbes Jahr besteht. 6 ha Kulturland des Weilers Krößbach werden vermurt. Ausbruch des Pinnisbaches. Von dem aufgestauten See wird das ganze Tal auswärts überflutet.
- 1828 Murgang und Ausbruch des Mischbaches. Es kommt zu schweren Schäden an den Gütern in Volderau.
- 1831 Ausbruch von Margarethen- und Omesbergerbach.
- 1834 Erneuter Ausbruch des Mischbaches. Große Verheerungen an den Gütern in Volderau.
- 1837 Eher unbedeutende Überschwemmung durch die Ruetz.
- 1851 Oberbergbach, Ruetz, Bachertal. Das Hochwasser im Oberbergbach bewirkt schwere Schäden im Oberbergtal und in Milders. Aus dem Bacherthal und der Todtenrieße (Ortsteil Scheibe) gehen Muren ab.
- 1855 Ausbruch des Schlickerbaches. Verheerungen in Fulpmes.
- 1862 Erneuter Ausbruch des Schlickerbaches. Erstmals seit Gedenken Ausbruch des Griesbaches zwischen Fulpmes und Telfes. Ausbruch der Ruetz. Den meisten Schaden erleidet wiederum die Gemeinde Neustift. Fast alle Wege werden weggerissen und die meisten Brücken abgetragen. Murgang im Bachertal.
- 1864 Erneuter Ausbruch des Mischbaches. In Volderau kommt es zu Schäden an Flur und Gehöften.
- 1868 Murgang im Grobentalbach. Aufstau der Ruetz.
- 1869 Der Grobentalbach vermurt Krößbach, verschüttet 10 ha Kulturland und staut die Ruetz über ein halbes Jahr auf. Eine Ableitung des Sees wird 1870 durchgeführt. Erneuter Ausbruch des Schlickerbaches. Zahlreiche Murgänge bei Fulpmes und Telfes. Ausbruch des Griesbaches bei Milders.
- 1871 Neuerlicher Aufstau der Ruetz durch den Grobentalbach. Neben dem Unterbergbach führt der Oberbergbach Hochwasser. In Milders werden 7 Häuser und 5 ha Grund vermurt. Durch den Ausbruch des Pinnisbaches wird ganz Neder unter Wasser gesetzt. 22 ha werden 1.50 Meter hoch vermurt.
- 1872 Erneuter Ausbruch des Pinnisbaches

- 1873 Der Oberbergbach verwüstet in Mildere drei Häuser und setzt 20.000 Klafter Wiesen und Felder unter Wasser. Zur selben Zeit geht zwischen Neustift und dem Ortsteil Scheibe eine Mure aus dem Bachertal nieder und bis zur Ruetz hinab.
- 1874 Ausbruch des Schlickerbaches. Auch die Gemeinde Neustift erleidet einen Wasserschaden.
- 1879 Ausbruch des Oberbergbaches und Einschotterung des Weilers Stauden.
- 1882 Austritt von Mühl- und Zirkenbach bei Mieders. Ausbruch des Schlickerbaches. Murabgänge im Bacher- und Lehnertal in Neustift.
- 1885 Ausbruch des Mischbaches. Eine Mure aus dem Grobentalbach vermurt drei Häuser in Krößbach. Die Ruetz zerstört ein Haus in Volderau.
- 1891 Murgang im Schlickerbach. 12 Häuser werden stark beschädigt.
- 1907 Durch die Jedlesgisse werden 6 ha wertvoller Kulturgründe übermüdet und die ins Talinnere führende Straße zwei Tage unterbrochen. Durch den Rückstau der Ruetz werden 7 Häuser und viel Kulturland überschwemmt.
- 1926 Ausbruch des Pinnisbaches. Das Bachbett wird voll auf geschottert.
- 1945 Eine Mure aus dem Bacherbach beschädigt drei Häuser in Neustift und vermurt 3 ha Kulturland. Der Oberbergbach richtet in Mildere verschiedene Schäden an. Ausbruch von Omesberger- und Margarethenbach.
- 1946 Murabgang im Margarethenbach. Der Oberbergbach beschädigt in Mildere ein Haus und verschüttet die Straße ins Talinnere. Ausbruch des Pinnisbaches.
- 1950 Der Ausbruch des Oberbergbaches verursacht in Mildere Schäden an den Kulturgründen. Ausbruch des Omesbergbaches.
- 1951 Ausbruch des Grobentalbaches. In Krößbach werden 0.2 ha Kulturland verschüttet.
- 1952 Erneuter Murgang im Grobentalbach.
- 1957 Ausbruch des Grobentalbaches mit schweren Schäden an den Gütern in Krößbach.
- 1960 Murgang im Omesbergerbach. Durch einen Ausbruch der Ruetz wird Iha Kulturland überschwemmt. Der Grobentalbach vermurt 2ha Wiesen in Krößbach. Schäden treten auch durch den Oberbergbach auf.
- 1962 Murgänge im Omesbergerbach und im Scheibbach.
- 1963 Ausbruch des Oberbergbaches und Murgänge im Omesbergerbach.
- 1965 Ein Murgang in der Jedlesgisse beschädigt drei Häuser und vermurt 2 ha Kulturland.
- 1967 Durch den Oberbergbach werden ca. 4 ha Kulturland vermurt.
- 1970 Durch Murgänge im Oberbeigbach wird die Ruetz aufgestaut. Dadurch werden 20 ha Wiesen überschwemmt

- 1978 Ausbruch der Ruetz. Murgänge in vielen Seitenbächen. Kulturgründe ab Ranalt talauswärts übermurt bzw. überschwemmt. Zahlreiche Dammbürche. Murgang in der Ranalter Runse. Ausbruch des Langenbaches. Schwere Gebäude-, Kultur- und Sachschäden.
- 1985 Ausbruch der Ruetz. Kulturgründe ab Schaller talauswärts überschwemmt. Zahlreiche Dammbürche.
- 1987 Zweimaliger Ausbruch der Ruetz. Murgänge in zahlreichen Seitenbächen. Kulturgründe ab Ranalt talauswärts verlegt bzw. überschwemmt. Zahlreiche Dammbürche zwischen Schaller und Neder. Ausbruch des Langenbaches. Schwere Gebäude-, Kultur- und Sachschäden.
- 1988 Erneut Ausbruch des Langenbaches. Schwere Schäden in der B'such Alm.
- 1991 Murgänge im Langental.

*Nach: Unterlagen der Wildbach- und Lawinerverbauung Mittleres Inntal, des Hydrographischen Dienstes Innsbruck und Unterlagen der Gemeinde Neustift*

*Tab. 6: Zeitpunkt, betroffene Gewässer und Ursachen Stubaier Schadenshochwasser*

Zeitpunkt	Gewässer	Ursachen
	1668 Pinnisbach	andauernder Regen
17. 9.	1772 Ruetz	andauernder Regen
28. 9.	1776 Ruetz	andauernder Regen
10.10.	1789 Ruetz	Schnee, Südwind, warmer Regen
30. 8.	1807 Oberbergbach/ Schlickerbach	andauernder Regen
27./28. 8.	1817 Ruetz, Sulzenaubach	Südwind, warmer Regen
27. 5.	1821 Ruetz	andauernder Regen
12. 8.	1821 Ruetz	andauernder Regen
29./30. 8.	1823 Ruetz	Gewitter, Hagel
	1828 Mischbach	
30. 7.	1831 Margarethenbach	
	1834 Mischbach	
	1837 Ruetz	
1.-3. 8.	1851 Ruetz	
Juni	1855 Schlickerbach	große Altschneelasten, Regen
Januar	1862 Schlickerbach	Schneesmelze, warmer Regen
6. 9.	1862 Ruetz	andauernder Regen

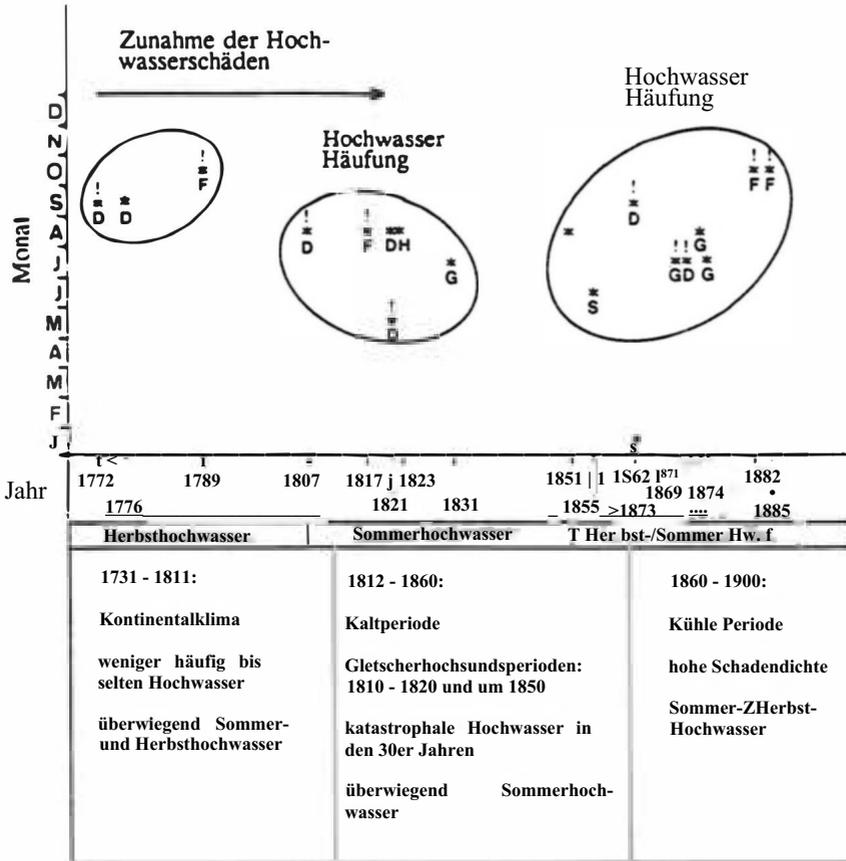
29. 7.	1869	Ruetz	Gewitter, Regengüsse
19. 7.	1871	Ruetz	andauernder Regen
1. 8.	1873	Oberbergbach	Gewitter, Hagel
16. 7.	1874	Schlickerbach	Wolkenbruch
	1879	Oberbergbach	
28.10.	1882	Ruetz, Lehnertal, Zirkenbach	Südwind, andauernder Regen
15.10.	1885	Bäche im gesamten Einzugsgebiet	Neuschnee, Föhn
Winter	1921	Ruetz	Föhn, Schneeschmelze
1.11.	1926	Ruetz	Föhn, Schneeschmelze
Winter	1940	Ruetz	Föhn, Schneeschmelze
3. 9.	1965	Ruetz/Jedlesgisse	Gewitter
7./8.8.	1978	Ruetz	Gewitter, Starkregen
5./6.8.	1985	Ruetz	große Altschneelasten, Föhn, Gewitter, andauernder Regen
17./18.7.	1987	Ruetz	Große Altschneelasten, hohe 0°-Grenze der Temperatur, Starkregen
24./25. 8.	1987	Ruetz	Starkregen, hohe 0°-Grenze der Temperatur
20./21.8.	1988	Langentalerbach	Hochgewitter, Starkregen

**Nach: Unterlagen der Wildbach- und Lawinenverbauung Mittleres Inntal und des Hydrographischen Dienstes Innsbruck.**

Betrachtet man die 28 genau datierten Stubaier Hochwasserereignisse der letzten 220 Jahre (vgl. Tab. 6) etwas näher, fallen große Übereinstimmungen mit Forschungsergebnissen von RÖTHLISBERGER & KELLER auf, die 119 Schweizer Hochwasserereignisse bzgl. Ausmaß, Abhängigkeit von Klimaphasen, Intensität, monatlicher bzw. saisonaler Verteilung und auslösender Ursachen untersuchten (RÖTHLISBERGER & KELLER 1992). Abbildung 18 zeigt in der oberen Bildhälfte die Daten der 28 Stubaier Hochwasserereignisse, die untere Bildhälfte gibt die Klimaphasen der letzten 220 Jahre und in gekürzter Form die Forschungsergebnisse von RÖTHLISBERGER & KELLER wieder. Die Gegenüberstellung der Schweizer Ergebnisse und der Stubaier Hochwasserdaten macht deutlich, daß sich die herangezogenen Stubaier Hochwasserereignisse, abgesehen von einer kleinen nicht weiter zu Gewicht fallenden Zeitverschiebung, fast nahtlos in das für die Schweiz erstellte Hochwasser-Schema einfügen:

Vergleicht man die saisonale (vgl. Abb. 19) und die monatliche (vgl. Abb. 20) Verteilung der Hochwasserereignisse, geht klar hervor, daß Hochwasserkatastrophen im Stubaital zwar zu allen Jahreszeiten auftreten können, sich jedoch auf die Sommer- und Herbstmonate konzentrieren. In der monatlichen Verteilung überwiegen Hochwasserereignisse im August, gefolgt von Juli und September. Die Monate Februar bis April und Dezember verzeichnen dagegen keine Ereignisse. Betrachtet man die gesamte Zeitspanne von 1772 bis 1992, ist, in Zusammenschau mit den einzelnen Klimaphasen der letzten 220 Jahre und bei gleichzeitiger Berücksichtigung der jeweiligen Hochwasserursachen, eine recht unterschiedliche monatliche Verteilung der Hochwasserereignisse und der jeweiligen Hochwasserursachen zu erkennen (vgl. Abb. 18): Gegen Ende der eher kontinental geprägten Periode (etwa Mitte des 18. bis Anfang des 19. Jhdts.) traten bevorzugt durch Dauerregen oder Föhnneinfluß ausgelöste Herbst-Hochwasser auf. In der folgenden Kaltperiode (Anfang bis Mitte des 19. Jhdts.) häuften sich August-Hochwasser unterschiedlicher Ursachen und in der anschließenden kühleren Periode (etwa 1860 bis Ende des 19. Jhdts.) dominierten erst Juli-Hochwasser unterschiedlicher Ursache und gegen Ende dieser Periode auf Föhnneinfluß zurückzuführende Oktober-Hochwasser. Die letzte Warmzeit (etwa 1900 bis 1960) zeichnete sich durch auffallende Hochwasserarmut und nur vereinzelte, auf Föhnneinfluß zurückzuführende Winter-Schmelzhochwasser aus. In der noch andauernden Klimaphase dominieren, mit Ausnahme des 65er September-Hochwassers und des 87er Juli-Hochwassers, durch Gewitter mit Hagel und Starkregen ausgelöste August-Hochwasser (vgl. Abschn. 3.3.2 und Tab. 6). Auffallend ist dabei die anscheinend an einzelne Klimaphasen gebundene Verteilung der Hochwasserursachen: Nur in der kalten und der kühleren Periode, also Perioden der Klima Verschlechterung bzw. Klima Verbesserung, ist das komplette Ursachenspektrum vertreten; in der eher kontinental geprägten Periode, der letzten Warmzeit und der andauernden Klimaperiode besteht dagegen eine starke Dominanz von Dauerregen bzw. Gewittern bei den Hochwasserursachen. Ebenso auffällig ist die Häufung schwerer Hochwasser bei meist gleichzeitiger Intensitätszunahme um 1830, 1870 und ab 1978 und die bereits angesprochene Hochwasserarmut in der ersten Hälfte des 20. Jhdts..

Ein Vergleich mit der postglazialen Gletscher- und Waldgeschichte des Stubaitales (vgl. Abschn. 2.4 und 2.7.2) verdeutlicht, daß die auffällige Dominanz bzw. Variabilität der Hochwasserursachen und die diverse Hochwasserverteilung bzw. Hochwasserhäufigkeit die unterschiedlich ausgeprägte und wechselnd anthropogen induzierte generelle Hochwasseranfälligkeit während der letzten 220 Jahre widerspiegeln: Die Häufung schwerer Hochwasser setzte in den Jahren kurz nach Gletscherhochstandsperioden, zu Zeiten übermäßiger Waldrodungen für die ortsansässige Schmiedeindustrie und wenige Jahre nach



! Hochwasser, die Ruetz betreffend

\* Hochwasserereignis

Hochwasserursachen D = Dauerregen

G = Gewitter

F = Föhn

H = Hagel

S = Schneeschmelze

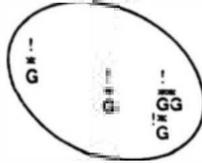
Abb. 18: Hochwasserereignisse im Stubaital (1772-1992)

kaum Hochwässer

Zunahme der Hochwasserschäden



FS



Winterhochwasser

Sommer hoch wasser

<p><b>1900 - 1960:</b></p> <p>Letzte Wannzeit</p> <p>kaum Hochwasser, und wenn in erster Linie Schmelzhoch wasser</p> <p>Winterhochwasser</p>	<p><b>1960 • heute:</b></p> <p>Temperaturanstieg nach leichtem Temperaturrückgang</p> <p>Häufung schwerer Hochwasser</p> <p>Sommer hoch wasser</p>
---	--

Entwurf und Zeichnung Blättler 1992  
vgl. RÖTHLISBERGER&KELLER 1992

Beginn der verstärkten Erschließung des Stubaitales ein. Die auffallend hochwasserarme Phase fällt in das Optimum der letzten Warmzeit und ist waldbaulich durch bestehende und schutztechnisch zu dieser Zeit greifende Bannwaldverordnungen gekennzeichnet.

Inwieweit gerade die touristische Erschließung des Stubaitales während der letzten Jahrzehnte sich auf das Hochwasserabfluß- und -sedimentationsverhalten der Ruetz auswirkte, wird an anderer Stelle diskutiert (vgl. Abschn. 8 und 9).

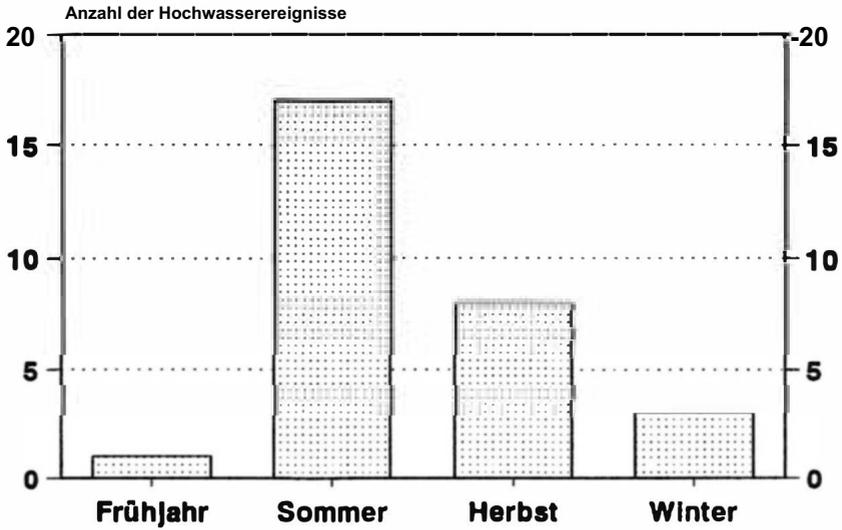


Abb. 19: Hochwasserereignisse im Stubaital. Saisonale Verteilung von 1772-1988

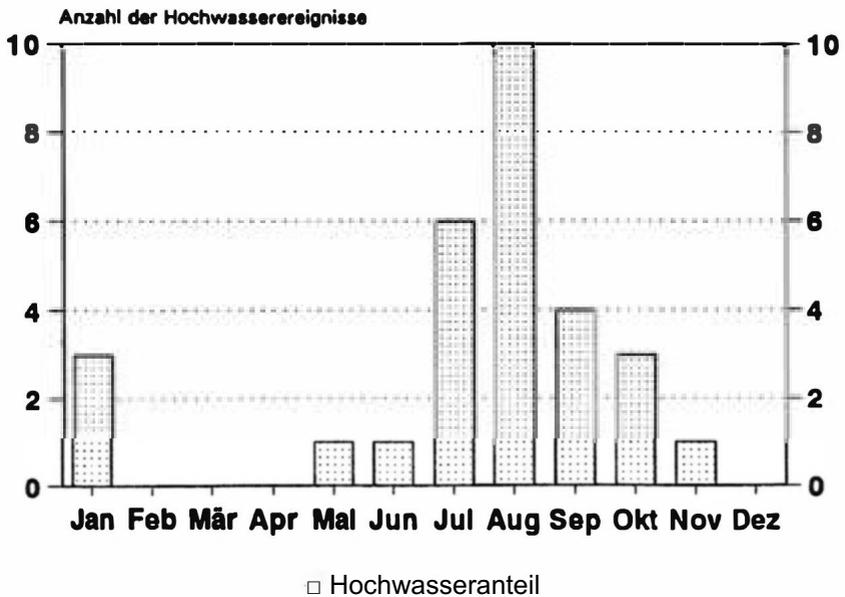


Abb. 20: Hochwasserereignisse im Stubaital. Monatliche Verteilung von 1772-1988

### 3.1 Historische Hochwasserereignisse

Von den historischen Hochwasserereignissen (vgl. Tab. 5) sollen hier stellvertretend zwei Hochwasserberichte des Stubai Schlickerbaches den unermüdlchen Kampf der Stubai Bevölkerung gegen Wasser- und Geschiebmassen wiedergeben:

Überschwemmung vom 30. August 1807

*„Am 30. August 1807 verkündete in den Nachmittagsstunden der noch ferne Donner die Ankunft eines Gewitters, während der ganze Horizont sich allmählig in schwarze Wolken hüllte. Sorglos schauten die Bewohner von Fulpmes und Plöfen dem Schauspiel zu, denn man war ja nicht gewohnt, vom Dorfbache bedroht zu werden. Doch der Regen mehrte sich, das Wasser fing an in Strömen zu fließen. Auf einmal entstand von der Gegend des Schlickerthals her ein fürchterliches Getöse, das mit jedem Augenblicke zunahm, und bald wälzte sich eine „haushohe“ Masse von Steinen, Bäumen, Erde und Wasser unter schrecklichem Krachen über das arme Plöfen, dann über Fulpmes einher, so daß die entsetzten und völlig überraschten Bewohner das Weitende herange-  
naht glaubten.*

*Kein Damm war stark genug zu widerstehen, die größten 4 Schuh starken Wellbäume' wurden stehend mit den schwersten Rädern Stunden weit fortgerissen, die schönsten Obst- und Krautgärten in einem Augenblicke zu Steinhäufen umgewandelt, alle Brücken zerstört, mehrere Häuser und Werkstätten ganz oder zum Theil eingerissen oder mit Schutt angefüllt. Und in diese Schreckensscene mischte sich das Wehklagen der Menschen und das Brüllen des Viehes, um das Entsetzen zu vermehren.*

*In 6 Minuten war die Hauptverheerung schon vollendet und besonders Fulpmes, selbst für die Bewohner, unkenntlich gemacht. Die trotz des Hochgewitters sofort zur Hilfe herbeigeeilten Nachbargemeinden konnten nur noch zur Verhütung weiteren Unheils nach Kräften mitwirken.*

*Ein Glück war es hierbei, daß die Verheerung an einem Sonntag erfolgte, wo alle Arbeit ruhte und das Brausen des Gewitters nicht von den schweren Schlägen der Eisenhämmer übertönt wurde. Es würde ein Entfliehen aus den am Bach gelegenen Schmieden kaum mehr gegeben haben und die Zahl der Menschenopfer wäre eine beträchtliche gewesen. Infolge des genannten glücklichen Umstandes ging aber nur ein Weib zu Grunde, das ihre Kühe aus einem, dem Bache gegenüber liegenden Stalle retten wollte, und wurden außerdem zwei Männer stark beschädigt.*

*Das Wüthen des Baches dauerte zwölf volle Tage, und erst am 14. September konnte er wieder in sein Bett zurückgebracht werden. Dabei hatte sich aber inzwischen in der Gegend des Unterdorfes das Rimmsal so erhöht, daß die umliegenden besten Wiesengründe von 15 Jauch (wahrscheinlich von Joch, wobei 1 Joch einem Tagwerk (zwischen*

30 und 65 a) gleichkam) mit Schotter und Steinen überdeckt erschienen. Es war ja in erster Linie nöthig gewesen, auf die Rettung der Behausungen im Oberdorf zu denken.

Im Ganzen wurden in Fulpmes und Plöfen zusammen 2 Wohnhäuser, 10 Schmiedstätten^ Schleifmühlen, 3 Scheunen und 2 Kohlenhütten, zusammen 21 Gebäude nebst 13 Brücken hinweggerissen, 1 Mahlmühle, 20 Schmieden und 11 Häuser von den anprallenden Felsstücken stark beschädigt; alle anderen Baulichkeiten wurden beinahe bis unter Dach mit Schutt und Steinen gefüllt. Der Schaden wurde auf 85 000 Gulden geschätzt.

Als Ursache des Hochwassers fand man nachher, daß die seit fahren in der Alpe Schlick aufgehäuften Schneelawinen durch den strömenden Regen plötzlich geschmolzen worden waren“.



Abb.21: Fulpmes am Schlickerbach im Jahre 1853 (Aus: Fulpmes, 1987; S.35)

#### Überschwemmung vom 29. Juli 1869

„Am 29. Juli 1869, 3.45 Nachmittags, zog sich über Fulpmes ein Gewitter von ungewöhnlicher Heftigkeit zusammen. Während von allen umliegenden Dörfern das Wetterläuten ertönte, mischten sich plötzlich darein die unheimlichen Schläge der

*Sturmglöcke von Fulpmes, zugleich verbunden mit den Schreckensrufen: der Bach kommt, der Bach kommt!*

*Der Aufruhr der Elemente hatte am Hals einen Muhrbruch gelöst, der mächtige Steine und Massen von Holz gegen das Dorf niederschickte. Gleichzeitig waren durch einen Hagelschlag in der Schlickergegend die lockeren Hänge lebendig gemacht worden, während von allen Seiten die Bergwässer in den Thalbach strömten. Hoch angeschwollen, mit mächtigen Steinen, Holz- und Erdwerk untermischt, zerstörte derselbe die 1808 von der bairischen Regierung hergestellten Thalsperren oberhalb Plöfen und brach dann mit Ungestüm so schnell über Fulpmes herein, daß die Arbeitsleute kaum Zeit fanden, aus den Schmieden zu flüchten. Die meisten Brücken und fast alle Wasserleitungen zu den Werken wurden zerstört, Letztere selbst zum Theil mit Schlamm angefüllt und außerdem manche Häuser mit dem Untergang bedroht.*

*TrotzdesnocheineZeit fortdauernden strömenden Regens waren die Schmiede sofort bemüht, dem Unheil durch Schutzwehren von Brettern und Baumstämmen möglichst zu steuern, und die ganze folgende Nacht mußte mit allen Kräften gearbeitet werden, um noch größeres Unglück zu verhindern. Aber nicht so schnell ließ sich der entfesselte Bach in seinen alten Lauf zurückdämmen. Neun volle Tage dauerte sein Wüthen und heulte die Sturmglöcke. Von allen Seiten eilten Leute zu werkhätiger Hülfe herbei.*

*Ein Berichterstatter, der am sechsten Tage nach dem Unglück erschien, erzählt, wie entlang dem Bache die Feuer brannten, die Arbeiter sich daran wärmten und ihre Kleider trockneten, während andere am Bache arbeiteten, und man das Kollern schwerer Steine laut auf die Straße hinüberhörte. Erschöpft von übermenschlicher Anstrengung, durch Tage und Nächte fortwährend in den stürmischen Wogen watend und wehend, oft von den plötzlich in entgegengesetzter Richtung andringenden Schottern und Steinmassen überrascht und sogar am Leben bedroht, standen sie da, zeitweise aufathmend, in zerrissenen Kleidern, vor sich hinstarrend mit hohlen, übernächtigen Augen - standen sie da über den Trümmern ihrer Hoffnungen.*

*Das Bachbett und seine nächste Umgebung wurde 4-6 m hoch aufgeschüttet. Alte Eschen klagten gen Himmel, mit zerschundenent Leib und Armen; aus den Häusern nahe am Bache strömte das entfesselte Gewässer durch Thüren und Fenster und über die Stiegen der Stockwerke. Der Schaden wurde auf 137 00 Gulden berechnet".*

*aus: Stubei. Thal und Gebirg, Land und Leute. Leipzig 1891, S. 49-52.*

Die Intensität beider Hochwasser und das jeweilige Schadensausmaß verdeutlichen die Mürgefahr, die gerade in historischer Zeit von diesem Wildbach für die Bevölkerung von Fulpmes und die ortsansässige von der Wasserkraft abhängige Schmiedeindustrie ausging. Abb. 21 und 22 zeigendenSchlickerbach in einer Zeichnung von 1853 und die bauliche Situation in Plöven (früher Plöfen) kurz vor der Jahrhundertwende.



*Abb. 22: Plöven (Plöfen) oberhalb Fulpmes am Schlickerbach kurz vorder Jahrhundertwende  
Photo: Hinterlechner*

Eindrucksvoll geben die Hochwasserberichte wieder wie beschwerlich, gefährlich und langwierig damals die von Hand und ohne Einsatz schweren Gerätes durchzuführenden Hochwasserräumarbeiten waren.

Ebenso deutlich werden in der alten Chronik von 1891 die Hochwasserursachen angesprochen: Beide Hochwasser hatten zwar klimatische Ursachen, aber ein Großteil der verheerenden Schäden wurde eindeutig anthropogen induziert, den übermäßigen Waldrodungen (Fulpmer Schmieden!) im Einzugsgebiet des Schlickerbaches, v. a. unterhalb des Ampfersteins und im Halsltal, zugeschrieben. Der Hinweis auf „seit Jahren in der Schlickeralpe aufgehäufte Schneelawinen“ läßt auf insgesamt feuchtkalte, schneereiche Winter und relativ kühle Sommer schließen, was zusammen mit der gesteigerten Murtätigkeit wiederum in sehr gutem Einklang steht mit der in dieser Zeit einsetzenden Gletscherhochstandsperiode um 1820 (vgl. Abschn. 2.7.2).

### 3.2 Hochwasserereignisse von 1900 bis 1978

Stellvertretend für die Hochwasserereignisse von 1900 bis einschließlich 1978 soll hier für spätere Vergleichszwecke mit den 87er Ereignissen (vgl. Abschn. 3.4) das August-Hochwasser von 1978 bzgl. Wetterlage und Hochwasserauswirkungen näher erläutert werden:

Am 7.8.1978 lag über der Nordsee ein Tiefdruckgebiet mit einem nach NW-Spanien gerichteten Trog (vgl. Abb. 23 a). Auf der Vorderseite dieses Tiefs wurde subpolare Kaltluft gegen sehr warme Luft mit hohem Feuchtigkeitsgehalt geführt.

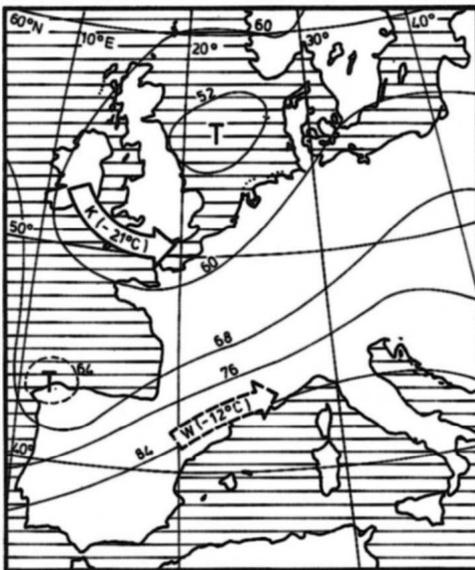


Abb. 23 a: Luftmassentransport während der Ausgangstage (7.8.78: 00 h GMT) in einer für die freie Atmosphäre repräsentativen Höhe (500 mb) (aus RITTER 1989, vgl. GREBNER 1980)

Im Bodendruckfeld (vgl. Abb. 23 b) zeichnete sich die Kaltluftzufuhr durch mehrere Kaltfronten ab, von denen eine am 7.8.1978 (00 GMT) die Linie Kiel - Madrid erreichte. Unter dem Einfluß divergenter Höhenströmung entstand an dieser Kaltfront eine Zone tiefen Drucks mit drei Wirbelzentren (Bodentief I: Cevennen, II: Genferseegebiet, III: Bodenseegebiet), die, ungleichen orographischen Bedingungen ausgesetzt, in verschiedene Einflußbereiche der Höhenströmung gerieten und so eine unterschiedliche Weiterentwicklung durchliefen. Parallel der Entwicklung in der bodennahen Luftschicht schwenkte der Trog des Nordsee-Tiefs Richtung Osten und führte von Spanien herein kleines Höhentief

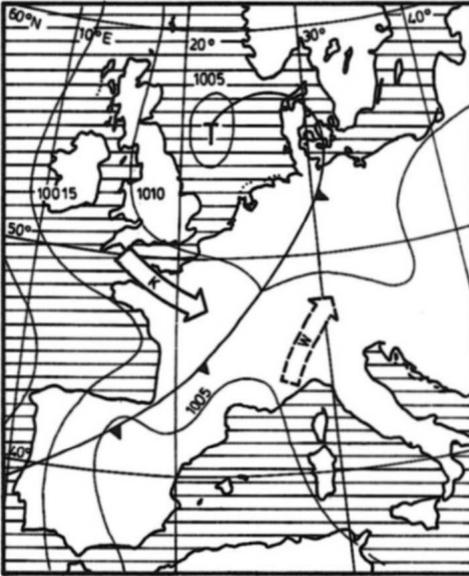


Abb. 23 b: Lage der Kaltfront im Bodendruckfeld während der Ausgangstage (7.8.78 00 h GMT) (aus RITTER 1989, vgl. GREBNER 1980)

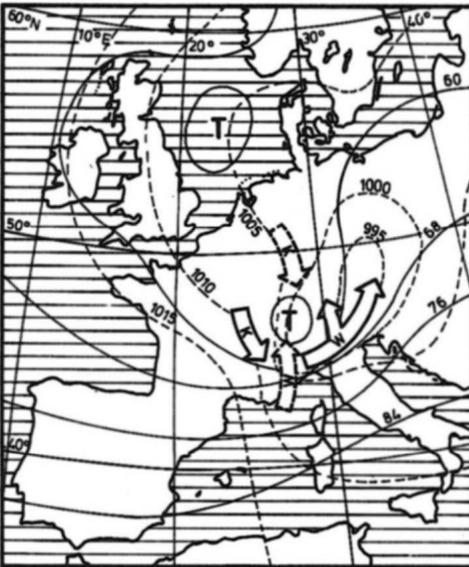


Abb. 23 c: Druckverteilung mit Strömungsrichtungen am 7.8.78. zwischen 18 und 24 h GMT in Bodennähe (gestrichelt) und in der freien Atmosphäre (500 mb; durchgezogene Linien) (aus RITTER 1989, vgl. GREBNER 1980)

TIZZ- → Bodenatströmung      K Kaltluft  
 IS Höhenströmung              W Warmluft

(Kaltlufttropfen) auf die Alpen zu. Auf der Alpensüdseite wurde von diesem Höhentief Kaltluft über die Warmluft auf der Vorderseite des Bodentiefs I geschoben. Zeitgleich glitt die auf der Vorderseite des Höhentiefs nach N geführte Warmluft auf die das Bodentief III Richtung Alpennordseite umströmende Kaltluft auf (vgl. Abb. 23 c). Intensive Hebungsvorgänge waren die Folge, die aufgrund des hohen Feuchtegehalts der beteiligten Warmluft zu starker Gewitter- und Schauertätigkeit im Alpenraum führten (GREBNER1980, RITTER 1989).

Im Bereich des Stubaitals reichte das Starkregenfeld gerade noch über die südliche Wasserscheide, so daß ausschließlich die hydrographisch rechten Zubringer der Ruetz (v. a. Ranalter Runsen, Mischbach, Pinnisbach, Margarethenbach, Seibach) Hochwasser führten (freundl. mündl. Mittl. GATTERMAYR 1992). Die Situation wurde noch dadurch verschärft, daß die Nullgradgrenze der Temperatur während des ganzen Niederschlagsereignisses weit über 4000m Höhe lag und daher nahezu der gesamte Niederschlag voll abflußwirksam werden konnte. Erst nach dem Hauptniederschlagsereignis sank die Schneefallgrenze auf etwa 2200 m ab und wirkte abflußverzögernd.

Der Spitzenabfluß am Pegel Kampl lag in der Nacht vom 7. auf den 8. August um 2.30 Uhr bei 100 m<sup>3</sup>/s, was etwa einem 30-jährlichen Hochwasser (vgl. Tab.4) entsprach (RITTER 1989). Der kurzfristig stark erhöhte Abfluß und zahlreiche Murgänge verursachten schwere Schäden zwischen Neder und Neustift, im Pinnistal und im Bereich des Seibaches. Am schwersten betroffen war der Talabschnitt zwischen Schaller und Ranalt:

Bei Ranalt führte ein Murgang im Ranalter Runsen zu einem kräftigen Geschiebeeinstoß\* in die Ruetz (vgl. Abb. 24). Die dadurch stark geschiebeüberlastete Ruetz schotterte den Flachbereich unterhalb Ranalt auf und suchte sich in den abgelagerten Lockermaterialmassen einen neuen Abfluß (vgl. Abb. 25). Im Anschluß an die Flachstrecke des „Ranalter Bodens\*\*“ tiefte sich die nunmehr geschiebeentlastete Ruetz stark ein und verursachte schwere Schäden an der neuen Gletscherstraße in die Mutterberg Alm (vgl. Abb. 26).

Weiter talaus kam es im Bereich „Reisenwald\*\*“ durch verstärkte Lateral- und Sohlerosion\* ebenfalls zu schweren Schäden an der Gletscherstraße und zu umfangreichen Geschiebeakkumulationen im Bereich Volderau.

Zwischen Gasteig und Volderau erfolgte durch den murartig abgehenden Mischbach ein weiterer Geschiebeeinstoß in die Ruetz, der bei Krößbach zu Ausuferungen und umfangreichen Sachschäden führte (vgl. Abb. 27 und 28).

Unterhalb Schallerzerstörte die wiederum geschiebeentlastete Ruetz die alte Brücke und überflutete weiter talaus nach zahlreichen Damnbrüchen die gesamte Talaue bis Neder (vgl. Abb. 29)



*Abb. 24: Murabgang aus dem Ranalter Runsen. Die Schuttmassen folgten teilweise der Gletscherstraße. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1978.*



*Abb. 25: Aufschotterung im Bereich Ranalt nachdem 78er Hochwasser. Deutlich ist an der linken Talflanke zu erkennen, auf welcher Breite der Mureinstoß aus der Ranalter Runsen erfolgte. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1978.*



*Abb. 26: Umfangreiche Sohl- und Lateralerosion im Bereich „zwischen den Wänden“ bei Falbeson.  
Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1978.*



*Äbb. 27: Hochwassererosionsschäden bei Krößbach Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung  
Innsbruck, 1978.*



*Abb. 28: Bei Krößbach zerstörten die ausgeferten Wasser- und Geschiebemassen einen alten Hof.  
Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck 1978*



*Abb. 29: Brücke bei Schalter nach Durchgang der Hochwasserwelle. Deutlich sieht man die Au/schottern ng der Ruetz, und Reste der durch Unholz, ausgelösten Verklausung. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck 1978*

Nach dem Hochwasser wurde eine Reihe von Sofortmaßnahmen wie Rückführungen, Bachräumungen, Damm- und Straßenerhöhungen durchgeführt, um wieder geregelte Abflußverhältnisse herzustellen und weiteren Schäden vorzubeugen. Die Aufräum- und Instandsetzungsarbeiten zogen sich über mehrere Monate hin.

Zu größeren Verbauungsmaßnahmen kam es nach dem 78er Hochwasser nur am Pinnisbach (mehrere Geschiebesperren und -auffangbecken\*) und im Mündungsbereich des Mischbachs (Geschiebeauffangbecken), um einen weiteren übermäßigen Geschiebeeinstoß in die Ruetz zu verhindern und die im Gefährdungsbereich beider Bäche lebenden Menschen vor Muren und Hochwasser zu schützen.

### **3.3 Hochwasserereignisse 1987**

Im Juli und August 1987 ereigneten sich im Stubaital die bislang schwersten Hochwasserereignisse des 20. Jhdts.:

Anhaltend kühle Witterung im Mai und nur zögernde Erwärmung im Juni, unterbrochen von Kälterückfällen, führten dazu, daß die Schneeschmelze erst Anfang Juli verstärkt einsetzte. Intensive Sonneneinstrahlung tagsüber und das Fehlen nächtlicher Abkühlung in den Gletscherregionen infolge der weit über 3000 m gelegenen Nullgradgrenze der Temperatur hielten die Schneeschmelze ohne Unterbrechung in Gang und ließen die Wasserführung der Gletscherbäche ansteigen (BLÄTTLER 1990).

Kleinere Niederschlagsereignisse, in erster Linie Wärmegewitter, fielen infolge der hochgelegenen Nullgradgrenze der Temperatur ausschließlich als Regen und sorgten für eine starke Durchfeuchtung der Restschneedecke und des Bodens. Dementsprechend gering war das Wasseraufnahme- und Speichervermögen derselben (RITTER 1989).

#### *3.3.1 Juli-Hochwasser 1987: Meteorologische Ursachen und Hochwasser auswirkungen*

Am 17./18. Juli wurden, ausgehend von einem Tief über den Britischen Inseln und einem weiteren Tief über Norditalien, bei anhaltendersüdwestlicher Höhenströmung feuchtwarme Luftmassen gegen die Alpen geführt. Starke Niederschläge, die bis gegen 4000 m in Form von Regen fielen, waren die Folge. In Bereichen unmittelbar nördlich des Alpenhauptkammes (Station Dresdner-Hütte/Stubaital) wurden dabei Intensitäten von über 100 mm in 36 Stunden gemessen (vgl. Abb. 30), was die Wasserführung der einzelnen Bäche rasch ansteigen ließ. Den ganzen 18. Juli über verzeichnete der Pegel Kampl steigende Tendenz. Gegen 22.45 MEZ erreichte der Wasserstand mit 367 cm seinen Spit-

zenwert. Der Durchfluß lag zur selben Zeit bei 158 m<sup>3</sup>/s und entsprach damit einem etwa 500-jährlichen Ereignis (GATTERMAYR 1987, RITTER 1989).

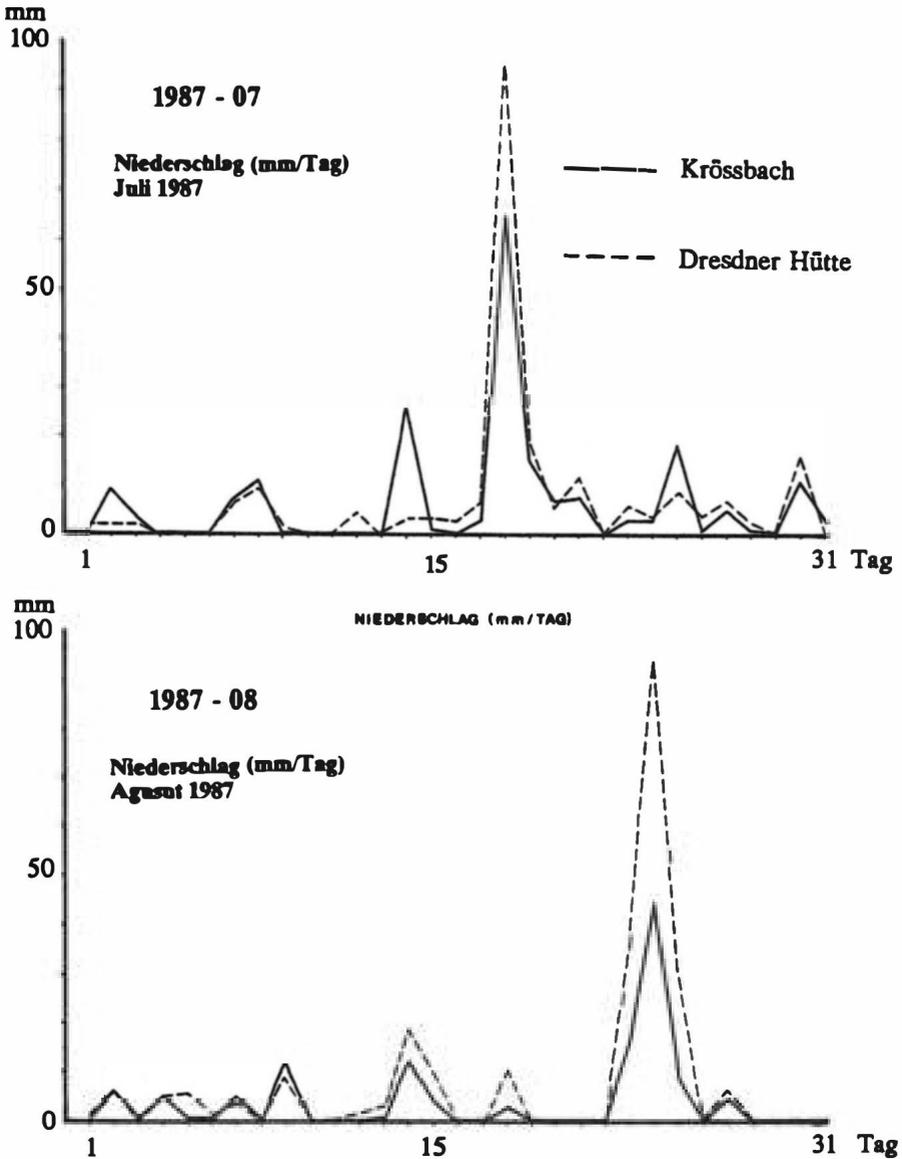


Abb. 30: Niederschlag (mm/Tag) für Juli und August 1987 (nach: Unterlagen des Hydrographischen Dienstes Innsbruck)

Infolge der starken Niederschläge kam es in den südlichen Einzugsgebieten der Ruetz zu zahlreichen Murgängen, die das Hochwasser und den Geschiebetrieb im Vorfluter Ruetz noch verstärkten. In den steileren Engtalstrecken im hinteren Stubaital führte dies zu verstärkter Erosion mit zahlreichen Uferanbrüchen und Sohleintiefungen (vgl. Abb. 31). In den flacheren Talweitungen wurden große Mengen Lockermaterial und Unholz' ab- bzw. zwischengelagert, innerhalb deren sich der Bach einen neuen Abfluß suchte (vgl. Abb. 32). Die mittlere Korngröße des in den Flachbereichen abgelagerten Schuttmaterials nahm dabei talauswärts von Block- bis auf Feinsandgröße ab (vgl. Abb. 3). Bei Neustift im vorderen Stubaital führten zahlreiche Dammbüche zur Überflutung der Wiesen und Felder. Nach Abfluß des Wassers blieben 1 bis 2 m mächtige Sandablagerungen zurück (BLÄTTLER 1990) (vgl. Abb. 33).

Besonders betroffen waren jene Talbereiche, in denen der Lauf der Ruetz wenige Jahre zuvor durch Brücken- und Straßenbau verlegt wurde (vgl. Abschn. 9): Im Raum Falbeson führte die Verklausung\* einer Brücke zum Ausbruch der Ruetz und in Folge zur Ablagerung von etwa 50.000 m<sup>3</sup> Schutt und Geröll. Die geschiebeentlastete Ruetz tiefte sich darauf in der unterhalb Falbeson anschließenden steileren Engtalstrecke (Lokalität „Reisenwald“) drei Meter ein und riß das rechtsufrige Gelände bis zu 20 Meter hoch an (vgl. Abb. 31).



*Abb. 31: Uferanbrüche und Sohleintiefung der Ruetz, im Bereich „Reisenwald“ (vgl. Abb. 45 und 51) Photo: Blättler 1987*



*Abb. 32: Akkumulationsbereich der Ruetz bei Ranalt (vgl. Abb. 49) Photo: Blättler 1987*



*Abb. 33: Akkumulationsbereich bei Neustift Photo: Blättler 1987*

Eine Aufstellung der in etwa in den Flachbereichen zur Ablagerung gelangten Geschiebekubaturen und der im ganzen Tal und einem Teil der Seitentäler entstandenen Gebäude-, Sach- und Landschaftsschäden ist Tabelle 7 bzw. 8 zu entnehmen.

Kaum waren die schwersten Schäden des Julihochwassers beseitigt und eine behelfsmäßige Verbindung zum Talschluß hergestellt, kam es im August zu einem weiteren Hochwasser ähnlichen Ausmaßes.

*Tab. 7: Potentiell im Ereignisfall zu erwartende Geschiebefracht*

- Bereich Ranalt: etwa 100.000 Kubikmeter (10-20.000 Kubikmeter davon aus Seitenbächen)
- unterhalb des Ranalter Beckens: etwa 25.000 Kubikmeter durch Ochstal- und Greitklambach
- Falbesonerbach: etwa 10.000 Kubikmeter
- Mischbach: etwa 45.000 Kubikmeter
- Matzelehner- und Finsterschrofenbach: etwa 8-10.000 Kubikmeter
- Steinbichelebach: etwa 10-12.000 Kubikmeter

**WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988**

*33.2 August-Hochwasser 1987: Meteorologische Ursachen und Hochwasserauswirkungen*

Störungsausläufer eines Tiefs über Südkandinavien steuerten am 23. August gegen die Alpen. Vor Eintreffen der Kaltfront kam es an der Alpennordseite zu Föhn, wodurch die Nullgradgrenze der Temperatur wiederum bis auf 4000 m anstieg. Die Folge waren intensive Aufgleit-Niederschläge (vgl. Abb. 30) in der Nähe des Alpenhauptkammes, die auf den zu diesem Zeitpunkt bereits stark ausgeaperten (schneefreien) Gletschern voll abflußwirksam wurden (OERTER & REINWARTH 1988).

Die am 25. August um 2 Uhr am Pegel Kampl eintreffende Hochwasserspitze erreichte 93,1 m<sup>3</sup>/s, was einem etwa 20-jährlichen Ereignis entsprach. Die Nullgradgrenze der Temperatur lag während des ganzen Niederschlagsereignisses zwischen 3000 und 3500 m und sank erst nach den Niederschlägen auf 2700 m ab (RITTER 1989).

Diesmal kam es v.a. im Bereich der Mutterberg Alm zu schweren Hochwasserschäden: Durch den murartig abegangenen Nockbach gestaut riß die Ruetz beim Durchbruch der Geschiebemassen den obersten Parkplatz der Stubai Gletscherbahn ganz, die unteren zu je ein Drittel weg (vgl. Abschn. 9, Abb. 117).

Tab. 8: Schadensbilanz der Hochwässer 1987

**li Hochwasser am ISZISi lüli 1237**

Stubaier Gletscherstraße:	200 m zerstört/stark beschädigt
Ranalt:	2 Häuser eingemurt 5 ha Talgrund (Wiese) überschottert
Langental:	Alpgebäude mit Jausenstation eingemurt 4 ha Almwiese überschottert 500 m Talweg zerstört
Falbeson:	2 Almhütten total zerstört (Falbesoneralm) 20 Stück Vieh getötet 3 Alpgebäude eingemurt (Doadler-, Donneralm)
Volderau:	Sägewerk eingemurt Campingplatz verwüstet
Gasteig:	Landesstraße und Felder übermurt
Krößbach:	ca. 3 ha übermurt 8 Häuser, Keller überflutet
Schallen	Ruetz ausgebrochen 5 Häuser schwer gefährdet, davon 3 unter Wasser
Bereich Schaller-Milders:	5 ha Kulturgrund unter Wasser und Schlamm 3 Häuser betroffen
Neustift-Moos:	Bundesstraße überflutet ca. 10 ha unter Wasser
Landesstraße:	ca. 2 km zerstört

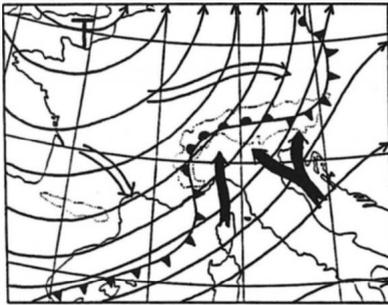
## X Hochwasser am 24/25. August 1987

- Stubai Gletscherbahn: 1 Parkplatz zerstört  
3 Parkplätze beschädigt  
**Straße auf ca. 150 m zerstört**
- Langental: erneut überflutet und überschottert
- Falbeson: neuerlicher Ausbruch  
Landesstraße auf 100 m erneut zerstört
- Volderau: Sägewerk und Campingplatz erneut betroffen
- Krößbach: durch massiven Maschineneinsatz verschont
- Schaller und Neustift/Dorf: rechtsufriger Ausbruch in Richtung Autenhöfe,  
2 Höfe und 5 Anwesen betroffen,  
ca. 8 ha Kulturgrund z.T. schwer betroffen  
(Erosion, Überschwemmung, Überschotterung,  
Schlammablagerung)
- Neustift-Moos: neuerliche Überflutung mit rechtsufrigem Ausbruch

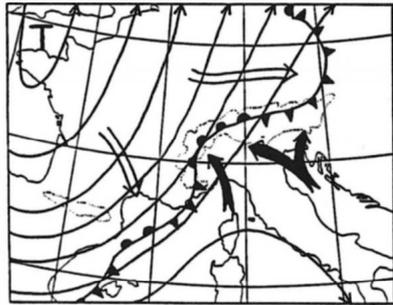
### *Nach Unterlagen der Wildbach- und Lawinenverbauung Mittleres Inntal 1988*

Auf ihrem weiteren Weg talwärts verursachte die Ruetz ähnliche Schäden wie im Juli (vgl. Tab. 7 und 8.). Die in der Zwischenzeit ausgeführten Arbeiten wie Räumungen und Rückführungen der Ruetz in das alte Bachbett wurden zunichte gemacht und mußten neu in Angriff genommen werden (BLÄTTLER 1990).

Beiden Hochwassersituationen lag somit eine in ihren Grundzügen sehr ähnliche Wetterlage zu Grunde (vgl. Abb. 34), die als typisch für alpine Hochwasserlagen eingeluft werden kann (GREBNER 1980, TROSCHL 1971, STEIN-ACKER 1988). Der Verlauf der Schneefallgrenze verdeutlicht, daß der Nieder-



19.7.1987 00UTC



24.8.1987 00UTC

Abb. 34: Wetterlage zur Zeit der Hochwässer 1987

*Isohypsen der 500-hPa-Ebene (ca. 5500 m) am 19. Juli und am 24. August 1987, 00 UTC, im Abstand von 40 gpm (dünne durchgezogene Linien). Die Lage der Bodenfronten und die bodennahe Strömung (dicke Pfeile) sind schematisch eingetragen, wobei ausgefüllte Pfeile eine feuchtwarme, offene Pfeile eine kühle Luftmasse bedeuten (aus: STEINACKER 1988).*

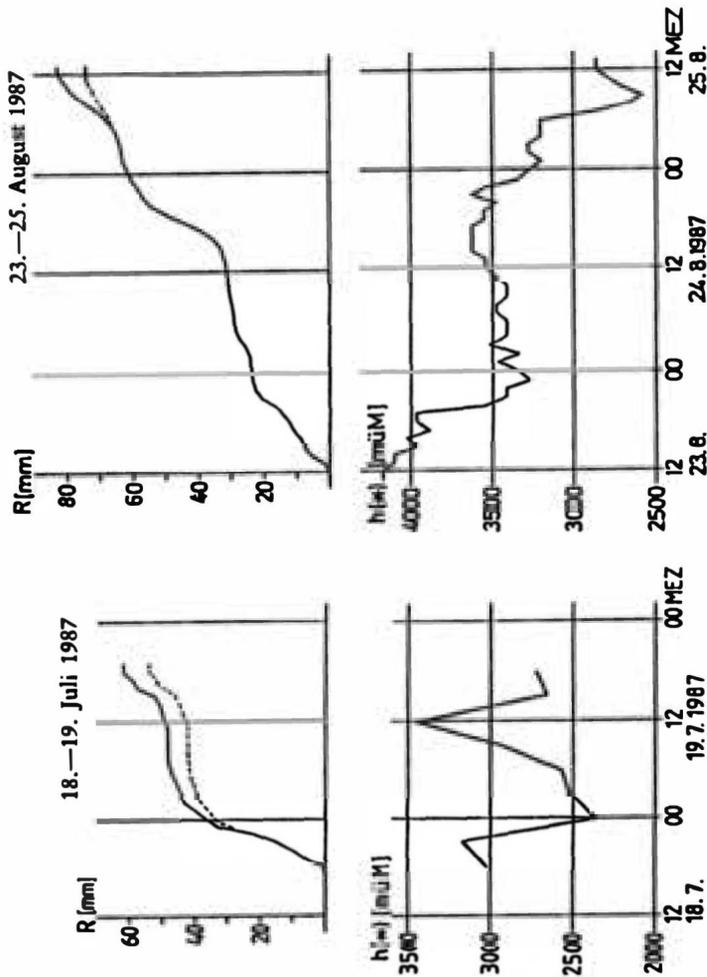


Abb. 5. Niederschlagssummenkurve und zeitlicher Verlauf der Schneefallgrenze bezogen auf das orographische Einzugsgebiet des Subbaitales (18.-19. Juli 1987) bzw. auf das orographische Einzugsgebiet des Örtztales (23.-25. August 1987). MAUS: STEINACKER 1988.

schlag fast im gesamten Einzugsgebiet in flüssiger Form fiel (vgl. Abb. 35). Der natürliche „Selbstsicherungseffekt“ gegenüberexzessiven Hochwassern konnte sich in beiden Fällen erst gegen Ende bzw. nach der intensivsten Niederschlagsphase auswirken, weil die Schneefallgrenze zu Beginn der Niederschläge noch weit über der mittleren Kammhöhe lag (STEINACKER 1988).

### 3.3.3 *Mur- und Hochwasseransatzpunkte im Gelände*

Beide Hochwasserereignisse von 1987 hatten ihren Ursprung in weit über 2000 m Höhe inmitten der Gletscherregion. Da Starkregen und Zustand des vergletscherten Einzugsgebietes (Juli: gesättigte Altschneedecke, August: apere Gletscherflächen) in geeigneter Form zusammentrafen, kam es jeweils zu einer überproportionalen Erhöhung des Abflusses:



**Abb. 36:**  
*Direkt an der Gletscherzunge (Wilder Freiger Ferner) setzte durch umfangreiche Lateral- und Tiefenerosion die Murtätigkeit ein. Deutlich sind ältere Murgangspuren in der unteren Bildmitte zu sehen.*  
*Photo: Amt für Zivil- und Katastrophenschutz 1987*

Augenzeugen zufolge „schoß das Wasser in wahren Sturzbächen über die Gletscher herunter und verwandelte die einzelnen Gletscherbäche zu reißenden Wildbächen“. Direkt unterhalb der Gletscher, oft noch im Bereich der rezenten Gletscherzunge, aktivierten die herabstürzenden Wassermassen durch umfang-

reiche Lateral- und Tiefenerosion große Mengen an Geschiebe (vgl. Abb. 36). Die murartig abgehenden Gletscherbäche konnten so schon unmittelbar in den Gletschervorfeldern Brücken, Wege und Wasserfassungen (z.B. oberhalb der Sulzenau-Hütte) zerstören und hinterließen tiefe Erosionsspuren in den rezenten und subrezentem Moränen der Stubaier Gletscher (vgl. Abb. 37).



*Abb. 37: Erosionsspuren im Gletschervorfeld des Fernau- und Schaufdfemers bei der Dresdner Hütte.*

*Photo: Amt für Zivil- und Katastrophenschutz 21 987*

Gleichzeitig kam es durch zahlreiche Murgänge zu gesteigerter Schutzzufuhr aus den Hängen: Im Juli reichten Niederschlagsmenge und -intensität zusammen mit der aus der verspäteten Schneeschmelze noch vorhandenen Durchfeuchtung aus, so daß v. a. aus den steileren Schutthalden und Gerinnen verstärkt kleinere und größere Muren abgingen. Bei den betroffenen Schutthalden war zu beobachten, daß die Murenbrüche meist am oberen Haldenende im Bereich noch vorhandenen Altschnees bzw. perennierender Fimflecken erfolgten (vgl. Abb. 38 und 39). In diesen Bereichen kam es durch die bereits vorgegebene Durchfeuchtung der einzelnen Schuttkörper zu einer wesentlich tiefgreifenderen Wassersättigung als in benachbarten längst schnee- bzw. fimfreien Haldenbereichen. Auf diese Weise wurde die Grenzstabilität rascher erreicht und überschritten, wodurch sich das Wasser-Feststoffgemisch in Bewegung

setzen konnte. Ähnliches berichten NAEF et al. (1988) aus dem Val Varuna (Poschiavo) und dem Minstiger- und Gerental (Obergoms) in der Schweiz. Auch dort wurden während der 87er Hochwasserereignisse zahlreiche Murgangbrüche im Bereich perennierender Fimflecken registriert.



**Abb. 38:**  
**Murgang im Ruderhofbach.**  
**Die Spuren älterer Murgänge ( ♦ ) sind noch deutlich zu erkennen.**  
**Photo: Blättler 1987**

In den steilen Gerinnen bot der meist über mehrere Jahre hinweg angesammelte und umfangreiche Schutt aus Steinschlag und Lawinen (vgl. Abschn. 73) weitere Ansatzpunkte für Murgänge. Nicht selten kam es durch Sackungen aus den Gerinneflanken und/oder kleinere seitlich einstoßende Murgänge zu einer vorübergehenden Blockierung des Gerinnes und erst im nachhinein zur Auslösung einer dafür dann umso intensiveren Murtätigkeit. Oft lösten sich noch Tage

nach den Hochwasserereignissen Schutt und Feinmaterial aus den destabilisierten Gerinneflanken und trübten den Abfluß.

Im weiteren Verlauf talwärts nahm die Geschiebefracht der einzelnen Quell- und Seitenbäche der Ruetz durch verstärkte Lateral- und Tiefenerosion noch zusätzlich zu. Die Folge waren umfangreiche Geschiebeeinstöße in die Ruetz (z.B. durch den Langentaler Bach; vgl. Abschn. 3.5) und letztendlich katastrophale Landschafts- und Sachschäden im Stubaital.



*Abb. 39: Muranbrüche im Stubai Langental*

*Photo: Blättler 1988*

### *3.3,4 Hochwasserschutzmaßnahmen*

Bereits in frühester Zeit suchten die Menschen Schutz vor Wasser- und Geröllmassen, indem sie nur auf „sicheren“ Lagen weitab oder hoch über der Talaue siedelten bzw. den Bach durch Verbauungen wie Steindämme und Holzarchen\* von ihren Feldern und Höfen fernzu halten versuchten.

Muren und Hochwasser im inneren Stubaital führten zwar immer wieder zu Uferanbrüchen, Überflutungen und Überschotterungen, aber sie forderten kaum größere Gebäude- oder Sachschäden, da erstens eine ausgebaute Straße bis ans Talende fehlte und zweitens kaum Gebäude, abgesehen von einzelnen Almhäusern, bestanden. Mit zunehmender Siedlungsdichte wurde immer umfang-

reicherer Schutz nötig und derselbe von staatlicher Hand, der Wildbach- und Lawinerverbauung bzw. der Bundeswasserbauverwaltung, übernommen. Als bauliche Schutzmaßnahmen kommen heutzutage Geschiebestausperren\* unterschiedlicher Bauweise (vgl. ZOLLINGER 1983), Leitwerke\* in Steinschlichtung und gemauerte Sohlgurte\* und Grundschwellen\* als Querwerke zur Ausführung. Bei den Querwerken handelt es sich, soweit sie nicht als Sohlgurte niveaugleich mit der Bachsohle sind, um etwa 1.5 m starke Betonmauern, die als Sohlerosionsschutz quer zur Fließrichtung eingebaut werden. Ihre Höhe beträgt je nach Gefälle des Baches 80 bis 150 cm.

Nach den Hochwasserereignissen vom Sommer 1987 wurde die Zuständigkeit bzgl. Hochwasserschutzmaßnahmen zwischen Bundeswasserbauverwaltung und Wildbach- und Lawinerverbauung neu geregelt, und die Landesstraßenbrücke in Schaller anstelle Gasteig als neue Kompetenzgrenze festgelegt.

#### *3.3.4.1 Ältere Verbauungsmaßnahmen und Sofortschutzmaßnahmen 1987*

In den Jahren vor 1987 ließ die Bundeswasserbauverwaltung von Schaller bis Gasteig hinein fallweise Bachräumungen und örtliche Ufersicherungen in Steinschlichtung ausführen. Die Wildbachverbauung nahm 1961 und 1978 im Bereich Ranalt Bachräumungen vor, deren Kosten insgesamt 330.000 OeS. betragen.

Nach den "katastrophalen" Hochwasserereignissen vom Sommer 1987 waren Sofortschutzmaßnahmen unumgänglich. Noch im Herbst '87 und weiter im Frühjahr '88 führte die Wildbachverbauung umfangreiche Bachräumungen mit örtlichen Ufersicherungen im Bereich der Tschangelair-Alm und in Ranalt durch (BUNDESWASSERBAUVERWALTUNG UND WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988)

#### *3.3.42 Verbauungsprojekt Ruetz 1988*

In Anbetracht der schweren Schäden wurde zusätzlich zu den Sofortmaßnahmen sowohl für den Tätigkeitsbereich der Wasserbauverwaltung als auch für den Tätigkeitsbereich der Wildbach- und Lawinerverbauung ein Verbauungsprojekt mit unterschiedlichen Bauabschnitten ausgearbeitet und genehmigt. Gesamtziel beider Projekte ist der Schutz für Menschen, Wohnhäuser, Wirtschaftsgebäude, Fremdenverkehrseinrichtungen, Straßen, sonstige infrastrukturelle Einrichtungen und landwirtschaftliche Erwerbsflächen vor Zerstörung, Überschotterung, Überflutung und anderen Beeinträchtigungen (vgl. Tab. 9).

Der Grundgedanke bestand darin, jene Bachstrecken, in denen die Ruetz bislang Lockermaterial aus der Sohle bzw. aus dem Uferbereich aufnahm, mit

technischen Maßnahmen wie Stausperren, Leitwerken, Sohlgurten und Grundschwellen zu sichern und unbesiedelte Flachstrecken als natürliche Ablagerungs-, Umlagerungs- und Retentionsräume zu erhalten. Zusätzlich sollte die schadlose Ablagerung von aus Seitenbächen eingebrachtem Lockermaterial durch eine Reihe von Ablagerungsbecken gewährleistet werden. Mit dem Abschluß sämtlicher Bauarbeiten am Ruetzlauf versucht man v. a. für den dichtbesiedelten Bereich Neustift eine Verbesserung der Hochwassersituation zu erreichen.

Als Vorgriff auf das umfangreiche Verbauprojekt der Wildbach- und Lawinenverbauung wurde noch 1988 in Krößbach eine 490 m lange Regulierung mit beidufrigen Leitwerken und Sohlgurten im Abstand von 20 m (in Steinschichtung) und in Schalter eine Regulierung mit Grundschwellen und beidufrigen Leitwerken ausgeführt. Die Kosten dieser Maßnahmen beliefen sich auf 23.000.000 OeS.(WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988).

Im Rahmen des Hauptverbauprojektes kamen bis Ende 1992 sowohl im Tätigkeitsbereich der Wildbach- und Lawinenverbauung als auch im Tätigkeitsbereich der Bundes Wasserbau Verwaltung umfangreiche Baumaßnahmen zur Ausführung.

*Tab. 9: Gefährdungsbereich der Ruetz*

Im unmittelbaren Gefährdungsbereich der Ruetz liegen in den Ortsteilen Ranalt, Falbeson, Volderau, Gasteig, Krößbach und Schalter

- 4 Bauernhöfe mit Wohn- und Wirtschaftsgebäuden
- 15 Einfamilienhäuser
- 7 gastgewerbliche Betriebe
- 2 Sägewerke
- 1 Campingplatz
- 16 Wirtschaftsgebäude
- 4 Alpengebäude
- 3 Kilometer Ranalter Landesstraße
- 6 Hektar Wald
- 30 Hektar landwirtschaftlicher Kulturgrund

Infrastrukturelle Einrichtungen wie Trinkwasserversorgung, Telefonleitungen, Stromkabel und Kanalisation sind ebenso gefährdet.

**WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988**

### 33.4.2.1 Tätigkeitsbereich der Wildbach- und Lawinerverbauung

Da die einzelnen Verbauungsmaßnahmen jeweils Auswirkungen auf die unterhalb liegenden Laufstrecken haben, werden sie im Oberlauf bei Ranalt beginnend beschrieben.

#### Bereich Ranalt

Oberhalb Ranalt durchbricht die Ruetz einen das Tal querenden Felsrücken und stürzt aus einer ca. 20 bis 40 m breiten Schlucht auf den Talboden von Ranalt hinaus. Im Bereich der Schlucht münden rechtsufrig die Ranalter Runsen und linksufrig mehrere kleinere Seitenbäche ein. Oberhalb der Schlucht befindet sich ein natürlicher, flacher Ablagerungsbereich, die sog. „Aherles Au“.



*Abb. 40: Geschiebesperre am Ausgang der Ruetzschlucht bei Ranalt*

*Photo: Blättler 1992*

Um Geschiebeeinstöße im Bereich der Schluchtstrecke aufzufangen, wurde am Schluchtausgang eine Bogensperre\* errichtet (vgl. Abb. 40). Mit 30 m Radius, 13 m Höhe und einer Basisbreite von 2 m beträgt der Stauraum dieser Geschiebesperre etwa 30.000 m<sup>3</sup>. Vom Schluchtausgang über den Talboden von Ranalt kam eine 600 m lange Regulierung mit beidufriigen Leitwerken und Sohlgurten im Abstand von 20 m zur Ausführung. Dabei wurde das linke Leitwerk im

obersten Bereich mit Großsteinen gemauert, den Rest führte man in Steinschichtung aus (vgl. Abb. 41).

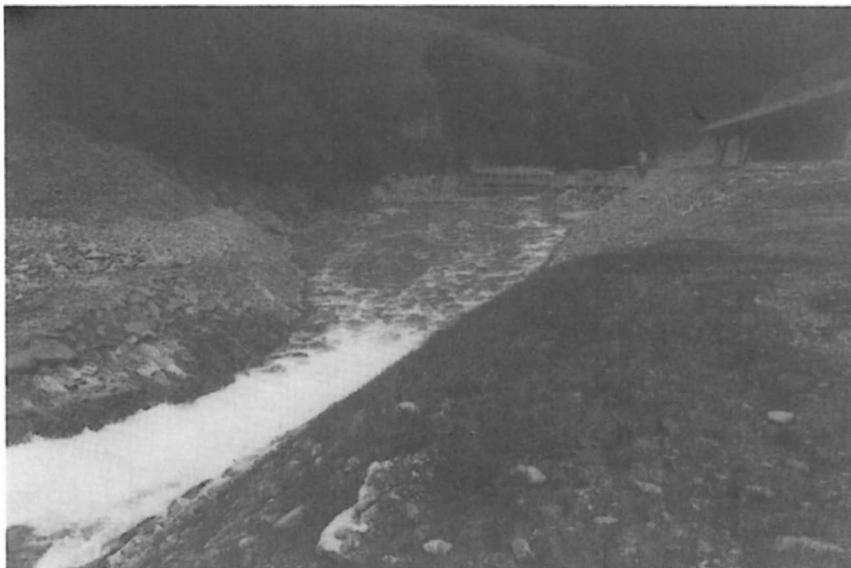


*Abb. 41: Ruetzregulierung (Leitwerkein loser Steinschichtung) bei Ranalt. (vgl. Abb.32 u, id49)  
Photo: Blättler 1992*

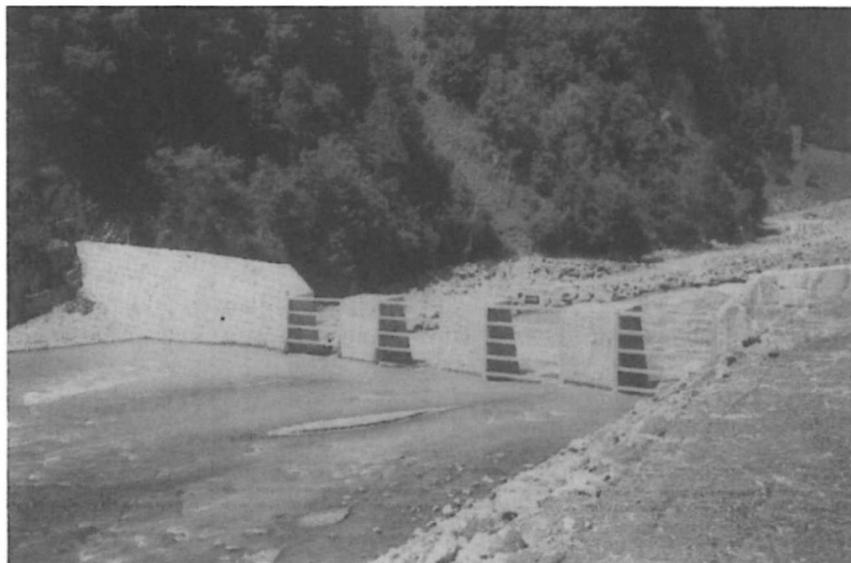
#### Bereich Falbeson

Unterhalb Ranalt haben der rechtsufrige Ochstal- und der linksufrige Greitklammbach durch ihre Geschiebeeinstöße den Talboden angehoben und zur Bildung der oberhalb davon gelegenen Flachstrecke („Ranalter Boden“) beigetragen. Unterhalb entstand eine steile Durchtransportstrecke mit einem Gefälle von 8-10%, das im weiteren Bachverlauf kontinuierlich abnimmt und schließlich im Bereich „Klausäuele“ nur mehr 1% beträgt.

Etwa 400 m unterhalb des Ochstalbaches mündet linksufrig der Falbesonerbach ein, der immer wieder durch seine Geschiebeeinstöße den Ruetzbach abdrängte, so daß dieser die Häuser von Falbeson gefährdete und die Wiesen und Weideflächen überschotterte. Unterhalb der Ochstalmündung wurde zur schadlosen Geschiebeablagerung ein etwa 25.000 m<sup>3</sup> fassendes Becken mit Einlauframpe\* (25% Neigung) und Auslaufwerk\* errichtet (vgl. Abb. 42). Als Auslaufwerk kam ein 3 m hohes Querwerk in kronenoffener Bauweise mit vier



**Abb. 42: Geschiebeauffangbecken Falbeson: Einlauf rampe und Ablagerungsplatz;  
Photo: Blättler 1991**



**Abb. 43: Geschiebeauffangbecken Falbeson: Auslaufwerk in kronenoffener Bauweise  
Photo: Blättler 1991**

Öffnungen und verstellbaren Rechenstäben zur Ausführung (vgl. Abb. 43). Anschließend wurde bis zur Mündung des Falbesoner Baches eine Grundschwellenstaffelung mit beidufriigen Leitwerken in Steinschlichtung eingezo- gen, um weiterer Tiefenerosion und nachfolgenden Uferanrissen vorzubeugen. Zur schadlosen Ablagerung der Geschiebeeinstöße des Falbesoner Baches er- richtete man in seinem Mündungsbereich einen linksufrigen Ablenkdamms zum Schutz des Hauses „Waldcafé“. Zusätzlich wurde die Landesstraße vom Weide- rost „zwischen den Wänden“ bis zur Falbesoner Brücke weiter nach Cteten verlegt, so daß eine etwa 20 bis 50 m breite Ablagerungsfläche entstand, deren Fassungsvermögen etwa 10.000 m<sup>3</sup> beträgt. Zudem regulierte man die Ruetz bis etwa 300 m unterhalb der Falbesoner Brücke mit beidufriigen Leitwerken und Sohlgurten im Abstand von 20 m in Steinschlichtung, um die Landesstraße und die rechtsufrigen Wiesen zu sichern (WILDBACH- UND LAWINENVERBAU- UNG 1988).

#### Bereich Klausäuele - Volderau

Im Flachbereich „Klausäuele“, dessen Entstehung auf übermäßige Geschiebe- einstöße aus der Rotgisse zurückzuführen ist, besitzt die Ruetz einen natürli- chen Akkumulationsraum mit 1% Gefälle (vgl. Abb. 44).



Abb. 44: Natürlicher Akkumulationsraum „Klausäuele“ unterhalb Falbeson.  
Photo: Blättler 1989

Unterhalb dieser Flachstrecke tiefte sich die Ruetz in den mächtigen Schwemmkegel der Rotgisse ein und schuf eine steile und enge Durchtransportstrecke (3-6% Gefälle), die sich bis zur Ortschaft Volderau auf ein weiteres Ab-/Umlageungsgebiet verbreitert (1.5% Gefälle).

Im Bereich der angesprochenen Steilstrecke (Klausäuele bis Volderau) verlegte man die Landesstraße wegen extremer Hochwasser-, Lawinen- und Steinschlaggefährdung auf die orographisch rechte Talseite. Der Flachbereich „Klausäuele“ wurde als natürlicher Stauraum ausgebaut und die Ruetz von der neuen Straßenbrücke bis zum Gefällsknick bei der Lokalität „Reisenwald“ mit beidufrigen Leitwerken in Steinschichtung reguliert. Um weitere Tiefenerosion und Uferanrisse zu vermeiden, sicherte man den Steilbereich „Reisenwald“ durch eine Grundschwelnenstaffelung mit beidufrigen Leitwerken in Steinschichtung (vgl. Abb. 45). Unterhalb der Grundschwelnenstaffelung wurde der Talboden als Ab-/Umlagerungsbereich erhalten.



*Abb. 45: Grundschwelnenstaffelung im Bereich „Reisenwald“ (vgl. Abb. 31 und 51).*

*Photo: Blättler 2989*

Die Landesstraße sicherte man rechtsufrig durch ein Leitwerk in Steinschichtung. Oberhalb Volderau wurde eine Auslaufsperr\* in kronenoffener Bauweise errichtet (vgl. Abb. 46). An dieser Sperr schließt rechtsufrig das

Leitwerk zum Schutz der Landesstraße und linksufrig der im Rahmen der Sofortschutzmaßnahmen geschüttete Ablenkdamme an. So entstand zum Schutz von Volderau ein Ablagerungsbecken mit einem Fassungsvermögen von etwa 20.000 m<sup>3</sup> (WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988).

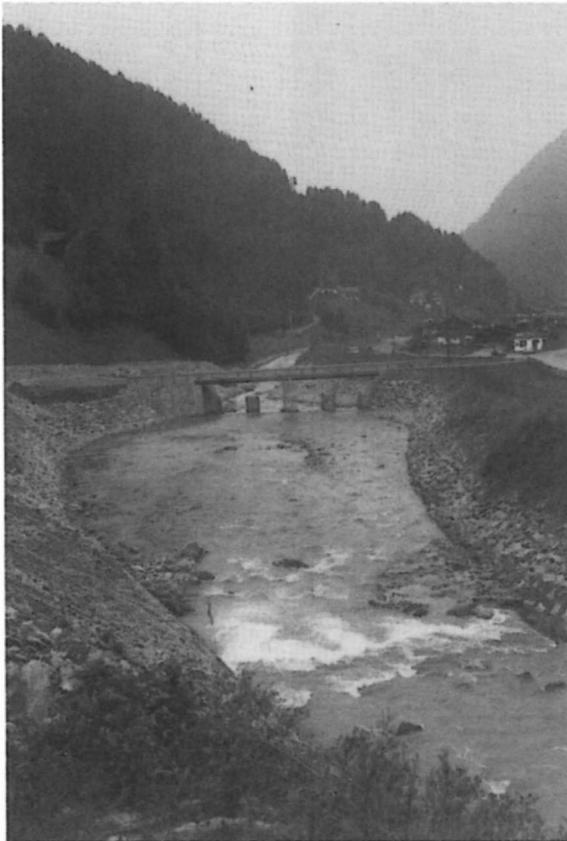


*Abb. 46:  
Geschiebeauffangbecken  
Volderau vor Einbau der  
Querwerke  
Photo: Blättler 1992*

#### Bereich Volderau - Krößbach

Vom Auslaufwerk des Ablagerungsplatzes bei Volderau aus wurde bis kurz unterhalb Gasteig eine 1214 m lange Regulierung mit beidufriigen Leitwerken und Sohlgurten in Steinschlichtung errichtet. Im Anschluß erfolgte auf 339 m eine Regulierung mit beidufriigen Leitwerken in Steinschlichtung.

Bei der Einmündung des Matzelehnerbaches zwischen Gasteig und Krößbach kam ein weiterer Geschiebeablagerungsplatz mit Einlauframpe und Auslaufwerk in kronenoffener Bauweise für etwa 10.000 m<sup>3</sup> zur Ausführung, um die Geschiebeeinstöße aus dem Matzelehner-, Finsterschrofen- und Grobentalbach schadlos abzulagem (vgl. Abb. 47).



*Abb. 47:*  
*Geschiebeauffangbecken*  
*Gasteig*  
*Photo: Blättler 1991*

Unterhalb davon verbaute man die Ruetz auf 580 m mit beidufriigen Leitwerken und Sohlgurten in Steinschichtung. Ein Teil dieser Regulierung wurde bereits als Sofortmaßnahme durchgeführt (WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988).

## Bereich Krößbach - Schaller

Zwischen Krößbach und Schaller liegt die letzte Talenge, bevor sich das Unterbergtal unterhalb von Schaller auf das Talbecken von Schaller-Milders-Neustift weitet. Das Bachgefälle beträgt im Steilbereich 5.5%. In den flacheren Bereichen oberhalb und unterhalb liegt der Wert bei 2.5%. Bis zur Landesstraßenbrücke bei Krößbach wurde die Ruetzregulierung mit beidufrigen Leitwerken und Sohlgurten in Steinschichtung fortgesetzt.

Unterhalb der Landesstraßenbrücke baute man einen Ablagerungsplatz mit Einlauframpe, gesicherten Ufern und einem Auslaufwerk in kronenoffener Bauweise zur gefahrlosen Ablagerung der Geschiebeeinstöße des Steinbichelebaches (vgl. Abb. 48). Das Fassungsvermögen dieses Ablagerungsplatzes beträgt etwa 12.000 m<sup>3</sup>.



*Abb. 48: Geschiebeauffangbecken Schaller*

*Photo: Blättler 1992*

Unterhalb der Sperre schließt bis zur Landesstraßenbrücke Schaller eine Regulierung mit Betongrundschnellen und beidufrigen Leitwerken an. Auch ein Teil dieses Regulierungsabschnittes wurde bereits 1988 als Sofortmaßnahme erstellt (WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988).

Nach Abschluß sämtlicher Baumaßnahmen liegt durch die Geschiebeablagungsplätze mit Auslaufwerk eine Staukapazität von insgesamt etwa 227.000 m<sup>3</sup>

vor, die 15 % höher liegt als das nach den Hochwasserereignissen 1987 ermittelte Geschiebepotential mit etwa 200.000 m<sup>3</sup>(vgl. Tab. 10).

**Tab. JO: Geschiebepotential und vorhandene Staukapazität (Ruetz > Schalter)**

*Geschiebepotential Ruetz:*

bis Ranalt (einschl. Seitenbäche) etwa 100.000 Kubikmeter  
Ranalt bis Schallen aus Seitenbächen etwa 80.000 Kubikmeter  
aus dem Hauptbach etwa 20.000 Kubikmeter

*Gesamt:* etwa 200.000 Kubikmeter

*Staukapazität nach der Ruetzverbauung:*

Geschiebesperre Schallen etwa 12.000 Kubikmeter  
Geschiebesperre Gasteig: etwa 10.000 Kubikmeter  
Geschiebesperre Volderau: etwa 20.000 Kubikmeter  
Akkumulationsbereich Klausäuele: etwa 45.000 Kubikmeter  
Akkumulationsbereich Falbeson: etwa 10.000 Kubikmeter  
Geschiebesperre Falbeson: etwa 25.000 Kubikmeter  
Geschiebesperre Ranalt: etwa 30.000 Kubikmeter  
Geschiebesperre Aherles Au: etwa 75.000 Kubikmeter (noch nicht  
ausgeführt)

*Gesamt:* etwa 227.000 Kubikmeter

**WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1988**

Nach HOPF (freundliche mündl. Mittl. 1990) „erscheint mit den aufgeführten Schutz-/Baumaßnahmen derzeit sowohl eine schadlose Geschiebeablagerung in den künstlich angelegten Becken möglich als auch ein natürlicher Geschiebetrieb im Normalfall vorhanden. Zusätzliche Verbauungsmaßnahmen sind zwar vorgesehen, es wird aber zweckmäßig sein, erst die weitere Entwicklung des Bachlaufes und der Sohle zu beobachten. Man muß in diesem Sinne behutsam vorgehen. Am ehesten wird noch eine weitere Geschiebestausperre oberhalb Ranalt (unterhalb der „Aherles Au“) zu errichten sein. Soweit möglich werden in diese Vorgangsweise auch Spülvorgänge (vgl. zur Methodik ZOLLINGER 1983) außerhalb der Hochwasserereignisse, z.B. bei den jährlichen Schmelzwässern in's Auge zu fassen sein. Soweit dies nicht möglich ist, müssen die Stauräume über beim Bau eing geplante Zufahrtswege maschinell geräumt werden (vgl. Abschn. 3.5.2 und Abb. 97)/

Die Projekt-Gesamt kosten von etwa 130.000.000 OeS. werden vom Bund, dem Land Tirol und der Gemeinde Neustift getragen und beinhalten eine

Renaturierung (v.a. Wiederbegrünung) der einzelnen Bauabschnitte, was zur raschen Wiederherstellung der Bachlandschaft beitragen soll (WILDBACH-UND LAWINENVERBAUUNG 1988,1990).

#### 3.3.4.2.2 Tätigkeitsbereich der Bundeswasserbauverwaltung

Im Tätigkeitsbereich der Bundeswasserbauverwaltung kamen zwei Bauabschnitte zur Ausführung:

Von Herbst 1988 bis Frühjahr 1990 wurde die Ruetz in einem ersten Bauabschnitt von der Landesstraßenbrücke Schaller bis zum Ortseingang Neustift tiefergelegt. Dabei fielen auf 3,5 km Länge insgesamt 120.000 m<sup>3</sup> Aushubmaterial an. Für die lose Steinschichtung der Leitwerke kamen 60.000 Tonnen Bruchsteine zur Anwendung.

Im zweiten Bauabschnitt von Herbst 1990 bis Frühjahr 1991 wurde die Ruetz von Neustift bis Neder tiefergelegt und reguliert. Auch hier kam bei den Leitwerken lose Steinschichtung zur Ausführung. Mit der Tieferlegung wurde die jahrhundertelange anthropogene Beeinflussung dieses Laufabschnittes der Ruetz ausgeglichen und das Risiko von Dammbrochen im Ereignisfall herabgesetzt. Durch ständiges Andämmen der Ufer folgte die Bachsohle der Ruetz hier nicht mehr der natürlichen Tiefenlinie, sondern lag erheblich über dem benachbarten Gelände, was im Ereignisfall umfangreiche Dammbüche zur Folge hatte.

Bereits aufgrund der 75er (Oberbergbach) und 78er Hochwasserereignisse sollte die Ruetz von Kampl bis Krößbach auf 9 km Länge mit Leitwerken in Steinschichtung reguliert werden. Ein Teil dieser 1980 geplanten Baumaßnahmen fand Eingang in das Projekt von 1988 (BAUBEZIRKÄMT 1990).

### 3.4 Vergleich der Hochwasserereignisse von 1978 und 1987

Ein Vergleich der Hochwasserereignisse von 1978 und 1987 ergab, daß alle drei Hochwasser

- ähnliche meteorologische Ursachen und Ansatzpunkte im Gelände hatten (vgl. Abschn. 3.2 und 3.3),
- in mehreren Laufabschnitten der Ruetz geradezu identische, wenn auch 1987 ungleich höhere Schäden verursachten, und
- daß die dabei auf tretende Geschiebezufuhr fast ausschließlich durch rechtsufrige Seitenbäche erfolgte.

Unterschiede zeigten sich dagegen in der Schadensverteilung: Lagen 1978 die Hauptschäden zwischen Schaller und Ranalt, war 1987 das gesamte Stubaital mehr oder weniger betroffen.

Zu den schwersten Landschafts- und Sachschäden kam es jeweils in Laufabschnitten, die im Zuge der touristischen Erschließung der letzten Jahre verstärkt durch Straßen- und Brückenbauten beeinträchtigt wurden (vgl. Abschn. 9).

In einigen dieser Laufabschnitte waren 1978 und 1987 nahezu identische Hochwasserschäden zu beobachten. Der natürliche Retentionsraum „Ranalter Boden“ und die Lokalität „Reisenwald“ verdeutlichten dies besonders eindrucksvoll (vgl. Abb. 32, 49, 50, 51 und 52):



*Abb. 49: Akkumulationsbereich der Ruetz bei Ranalt (vgl. Abb. 32 und 41)  
Photo: Blättler 1978*

Für den „Ranalter Boden“ erbrachte ein Vergleich der Schäden von 1978 und 1987, daß die Aufschotterung 1978 nicht allein der Ruetz, sondern zu einem Großteil einem Murgang aus der rechtsufrig mündenden Ranalter Runsen zuzuschreiben war (vgl. Abb. 24 und 25). Bei den Hochwasserereignissen 1987 verursachte dagegen ausschließlich der geschiebeüberlastete Hauptbach, also allein die Ruetz, die zudem gegenüber 1978 wesentlich höhere Überschotterung im Ranalter Boden (vgl. Abb. 32 und 49).

Anders verhielt es sich bei der Lokalität „Reisenwald“. In dieser engen Durchtransportstrecke kam es 1978 erstmals zu größeren Ufererosionen und Unterbrechungen der in den Jahren zuvor ausgebauten Landesstraße (vgl. Abb. 50 und 51). 1987 verursachte der Hochwasserabfluß in diesem Lauf-



*Abb. 50: Uferabbrüche der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ (vgl. Abb. 52) Photo: Blättler 1978*



*Abb. 51: Sohleintiefung der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ (vgl. Abb. 31) Photo: Blättler 1978*

schnitt ungleich größere Schäden (vgl. Abb. 31 und 52). Durch kräftige Sohl- und Lateralerosion wurde die 1978 wieder instandgesetzte und verbreiterte Straße erneut schwer beschädigt und das rechte Bachufer etwa 20 m hoch angerissen. Noch tagelang nach den Hochwasserereignissen kam es in diesem Bereich zu Nachrutschungen aus den destabilisierten Uferhängen.



*Abb. 52: Uferanbrüche der Ruetz im Bereich „Reisenwald“ (vgl. Abb. 50) Photo: Blättler 1987*

Die im Bereich „Reisenwald“ erst seit Fertigstellung der Stubaier Gletscherstraße (vgl. Abschn. 9) zu beobachtenden Schäden und das in den letzten Jahren von Hochwasser zu Hochwasser steigende Schadensausmaß zeigten eindrucksvoll, daß die anthropogene Einflußnahme im Zuge der touristischen Erschließung das Hoch Wasserabfluß verhalten der Ruetz in diesem Laufabschnitt zunehmend negativ induzierte. Mehr zu dieser sich in den letzten Jahren in mehreren Laufabschnitten der Ruetz im hinteren Stubaital abzeichnenden Problematik in Abschnitt 9.

### 3.5 Hochwasserereignisse 1987 und 1988 im Stubaier Langental

Bei sämtlichen Hochwasserereignissen der letzten Jahre spielte der oberhalb Ranalt rechtsufrig mündende Langentaler Bach (vgl. Abb. 1 und 53) als Geschiebelieferant eine entscheidende Rolle.

### *35.1 Meteorologische Ursachen und Hochwasseransatzpunkte*

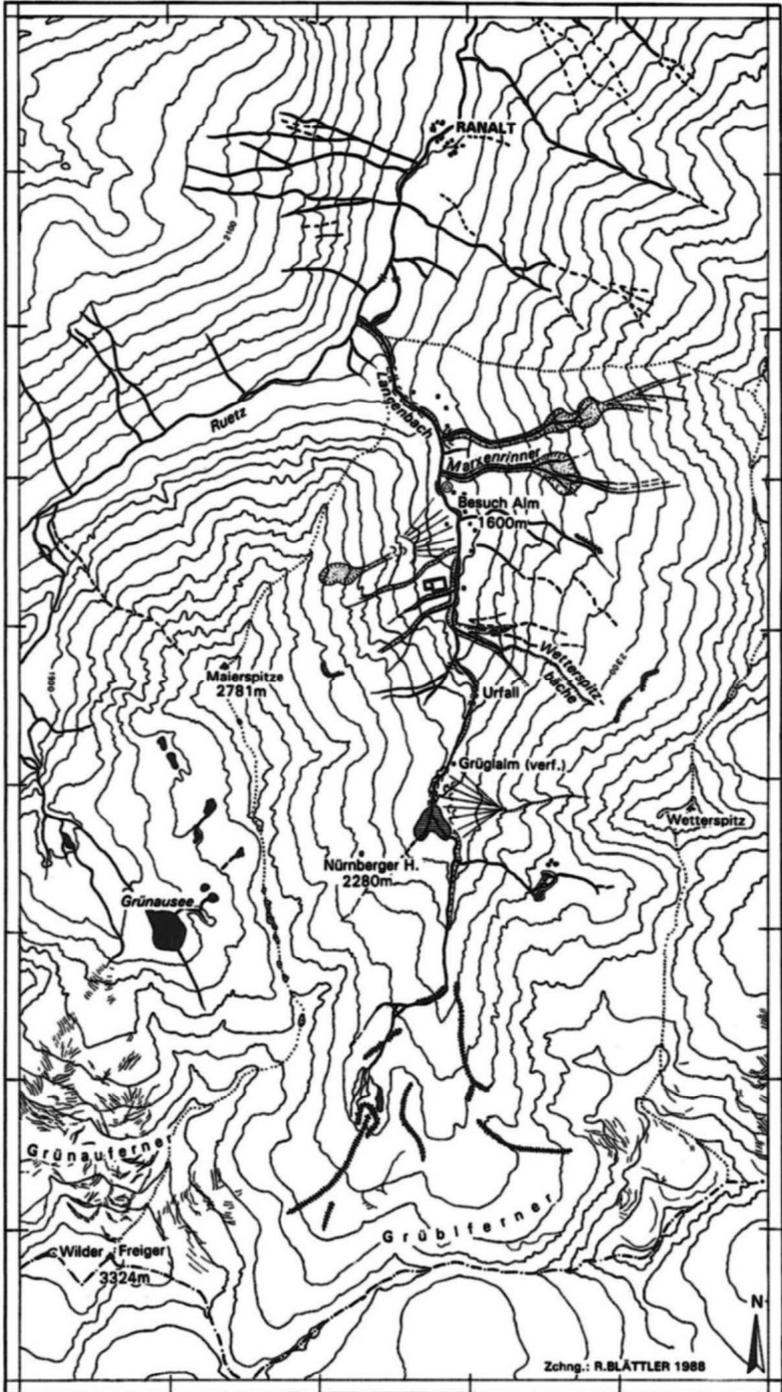
Die extreme Muranfälligkeit des Langenbaches ist sowohl auf umfangreiche, abfuhrbereite Lockermaterialherde (vgl. Abschn. 7.2) als auch auf die Föhn und Starkniederschläge begünstigende Südausrichtung (vgl. Abschn. 7.1) des Langentales zurückzuführen:

Werden bei anhaltend süd-/südwestlicher Höhenströmung feuchtwarmer Luftmassen gegen die Alpen geführt (vgl. Abschn. 3.3.1 und 3.3.2), so kommt es durch umfangreiche Hebungsvorgänge zu starken Niederschlägen im Bereich des Alpenhauptkammes. Infolge der tiefen Einsattelung [enges (2848 m) und weites (2840 m) Türl] greifen von S/SW herangeführte Störungen bevorzugt auf das Langental über und führen dort nicht selten zu Starkniederschlägen und umfangreichen Murgängen, während es wenige Kilometer weiter im Stubaital wesentlich weniger bzw. überhaupt nicht regnet (vgl. Abschn. 7.1). Treffen Starkregen und Zustand des vergletscherten Einzugsgebietes in geeigneter Form zusammen, kommt es zu überproportionalen Abflußerhöhungen, wodurch die Murtätigkeit des Langenbaches bereits unmittelbar in den rezenten Gletschervorfeldern des Langentales einsetzen kann (vgl. Abschn. 5.1). Auch 1987 und 1988 verhielt es sich so.

### *35.2 Hochwasser auswirkungen*

Bei beiden Hochwasserereignissen 1987 verwüstete der murartig abgehende und von mehreren Seitenbächen und Rinnen (vgl. Abb. 53) mit zusätzlichem Lockermaterial bestoßene Langenbach die 1600 m hoch gelegene B'such Alm und verursachte auf seinem 4 km langen Weg talwärts zahlreiche Uferanbrüche (vgl. Abb. 54). Der Zufahrtsweg zur Alm wurde im unteren Bereich fast vollständig weggerissen. Kurz vor der Mündung, die im Zuge einer Steinbrucheröffnung im rechten Winkel zur Ruetz verlegt wurde, brach der Bach aus seinem neuen Bett aus und nahm die alte Abflußrinne wieder auf. Diese verläuft ein ganzes Stück parallel der Ruetz, bevor sie mit einer Gefällsstufe im Bereich des neuen Steinbruches über einen Wasserfall mündet.

Als Sofortschutzmaßnahme für die Almgebäude und Wiesen wurde ein auf etwa 15.000 m<sup>3</sup> dimensioniertes Geschiebeauffangbecken für 900.000 OeS. errichtet (vgl. Abb. 55). Kurz nach Fertigstellung der Verbauung und Wiederbegrünung der Almflächen ging der Langenbach in der Nacht vom 20. auf den 21. August 1988 aufgrund eines nur fünfständigen Gewitterregens mit Niederschlägen von etwa 50 mm (48,6 mm: Station Dresdner Hütte 2290 m) erneut ab. Dabei wurde das Auffangbecken zu etwa 80 % verlegt und das Schloß am Ausgang des Beckens zerstört. Der im Herbst 1987 im Unterlauf kurz vor der



**Legende:**

-  G'mcMr
-  Moränenwälle
-  Glaz. Verfüllung  
(periglaz. Stauabrisse)
-  Schutt-/Murtal
-  Kriech- und Pleistkörper  
im Lockergestein
-  Felsenbruch
-  Felsartige Rinnen  
in Schuttkörpern
-  Rinne
-  Uferabbr. (Uferabbr.)
-  See
-  Gewässer, perennierend
-  Gewässer, temporär
-  Schlucht
-  Wasserfall
- Hangversucheflächen  
(Messflächen HSV1, HSV2)



Abb. 53: Stubaier Langental



*Abb. 54:  
Stubaier Langental (Bereich  
B'such Alm) nach den Mur-  
gängen 1987  
Photo: Wildbach- und La-  
winenverbauung 1987*

Mündung wieder in das neue Bett zurückgeführte Langenbach brach hier erneut aus und floß, wie bei den Hochwassern 1987, wieder über die alte Abflußrinne dem Vorfluter zu. Neuerliche Räumarbeiten waren nötig, um den Langenbach im Mündungsbereich in sein künstlich angelegtes Bett zurückzuleiten.

Wie geplant hielt das Rückhaltebecken oberhalb der Alm bei dieser ersten Bewährungsprobe einen Großteil der aktivierten Schuttmassen zurück, so daß diesmal der Geschiebeeinwurf in den Vorfluter Ruetz wesentlich geringer ausfiel als 1987. 1989 wurde die 1988 zerstörte Auslaufsperrung wieder instandgesetzt und zusätzlich für normale Spülvorgänge\* ein Auslaufwerk mit Rampe erstellt. Die Kosten für diese Maßnahmen betragen 270.000 OeS. (NEUNER, frendl. mündl. Mittl. 1990).

Am 17. Juni 1991 ging im Langenbach nach Niederschlägen mit bis zu 110 mm (Station B'such Alm 1580 m) bei gleichzeitig rascher Schneeschmelze in Höhen über 2000 m ein Hochwasser nieder, das den Ablagerungsplatz oberhalb der B'such Alm voll verlandete und den Bachlauf im Bereich der B'such Alm mit Geröll aufschotterte.



*Abb. 55: Au (etwa 15.000 m<sup>2</sup> dimensioniertes Geschiebeauffangbecken oberhalb der B'such Alm im Stubai Langental. Photo: Blättler 1987*

Zum Schutz vor weiteren Hochwassern wurde das Geschiebeauffangbecken im Herbst 1991 (unterer Beckenabschnitt) und 1992 (oberer Beckenabschnitt) geräumt. Weitere Räumungen waren im Bereich der B'such Alm und am Schwemmkegel des Langenbaches nötig. Oberhalb des Auffangbeckens begründete man den Lauf des Langenbaches zur Stabilisierung des rechten Ufers zur Langentaler Alm hin auf 80 -100 m. Unterhalb der Brücke zur B'such Alm wurde der Langenbach auf 100 m Länge bis etwa 30 m unterhalb der rechts mündenden Runse (Marxenrinner, vgl. Abb. 53) zum Schutz des rechten Ufers und einer Almhütte tiefergelegt.

Sämtliche Maßnahmen beliefen sich auf etwa 1.000.000 OeS. und wurden zu 70% vom Bund, zu 20% vom Land Tirol und zu 10% von der Gemeinde Neustift/Stubai getragen (WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG 1991).

Im Sommer 1991 wurde die alte Abflußrinne des Langenbaches im Mündungsbereich, ungeachtet zukünftiger Folgen, mit dem Bruchabfall des Steinbruches verfüllt, um so ein weiteres Ausbrechen des Langenbaches zu verhindern. Allein die Tatsache, daß dieser Bach noch bei jedem größeren Hochwasser die alte angestammte Abflußrinne benützte, verdeutlicht, daß dem Bach und dem Vorfluter durch diese Verfüllungsmaßnahme ein großes, zusätzliches Schuttpotential bereitgestellt wurde. Inwieweit der Mensch durch sein Handeln hier die nächste „Katastrophe“ vorprogrammiert wird die Zukunft zeigen.

### 3.6 Schlußfolgerungen

Zusammenfassend bleibt festzuhalten:

- Bei den Hochwasserereignissen 1978, 1987 und 1988 handelte es sich um Naturereignisse, wie sie im Stubaital und anderen Gebirgstälern seit Menschengedenken immer wieder auftreten.
- Bei allen drei Hochwassern war ein und dieselbe Konfiguration von Luftmassen und Strömungen gegeben: In der Höhe lag ein Trog oder Kaltlufttropfen westlich der Alpen, am Boden eine bis zum Alpenraum und in das westliche Mittelmeer vorgestoßene Kaltfront. Auf der Trogvorderseite und vor der Kaltfront wurde feuchtwarme Mittelmeerluft bei anhaltend südlicher Höhenströmung gegen die Alpen geführt. Die Folge waren umfangreiche Aufgleitniederschläge im zentralen Alpenraum.
- Da jeweils Starkregen und Zustand des Einzugsgebietes (hohe Nullgradgrenze der Temperatur bei gesättigtem Speichervermögen) in geeigneter Form zusammentrafen, erfolgte eine überproportionale Erhöhung des Abflusses, wodurch die Murtätigkeit der Quellbäche und vor allem der rechten Zubringerbäche der Ruetz direkt in den rezenten Gletschervorfeldern einsetzen konnte.
- Die Hochwasseransatzpunkte lagen demzufolge in Höhenlagen, in denen der Wald naturgemäß keinen Einfluß mehr auf das Abflußgeschehen nehmen kann und eine Erschließung durch Skipisten völlig fehlt. Waldsterben und skitouristische Übererschließung, in anderen Alpentälern ein nicht zu unterschätzender Faktor bei der Entstehung von Hochwasserabflüssen, schied daher als wesentliche Ursache aus.
- In der Schadensverteilung spiegelte sich einerseits eine natürliche Abhängigkeit vom Tallängsprofil, andererseits aber auch die zunehmend anthropogene Einflußnahme auf das Hochwasserabflußgeschehen wider. Flachere Talweitungen wurden infolge umfangreicher Bachausuferungen überflutet und v. a. im hinteren Talbereich kräftig aufgeschottert. In den engeren Steilpassa-

gen konnte sich die Ruetz dagegen jeweils stark eintiefen, was wiederum zahlreiche Uferanrisse zur Folge hatte.

- Entschieden negativ auf das Hoch wasser-Abflußgeschehen wirkten sich zahlreiche im Zuge der Fremdenverkehrserschließung durchgeführte bauliche Maßnahmen, wie z. B. Brücken- und Straßenbau, aus. Nicht selten führten gerade zu nieder dimensionierte Brücken zu Verklausungen und durch den nachfolgenden Ausbruch der Wassermassen zu erheblich größeren, in einigen Fällen überhaupt erst zu Schäden wie Überschotterung, Überflutung und Uferanbrüchen.
- Das in den letzten Jahren von Hochwasser zu Hochwasser gestiegene Schadensausmaß machte umfangreiche Baumaßnahmen der Tiroler Wildbach- und Lawinverbauung notwendig, um den sich im Zuge der touristischen Erschließung immer stärker mit potentiellen Gefahrengebieten verzahnenden menschlichen Lebensraum vor Hochwasserschäden zu schützen.

Die vorab beschriebenen umfangreichen Auswirkungen der Stubaier Hochwasserereignisse von 1987 bildeten die Ansatzpunkte der vorliegenden, von Sommer 1988 bis Herbst 1991 im Stubaital und einem seiner Seitentäler laufenden Forschungsarbeit.

## 4. Gang der Untersuchungen und Methodik

Entsprechend der eingangs erwähnten Fragestellung und Zielsetzung (vgl. Abschn. 1.1 und 13) kamen folgende Arbeiten und Untersuchungen im Stubaital bzw. im Stubai Langental zur Durchführung (vgl. Abb. 56):

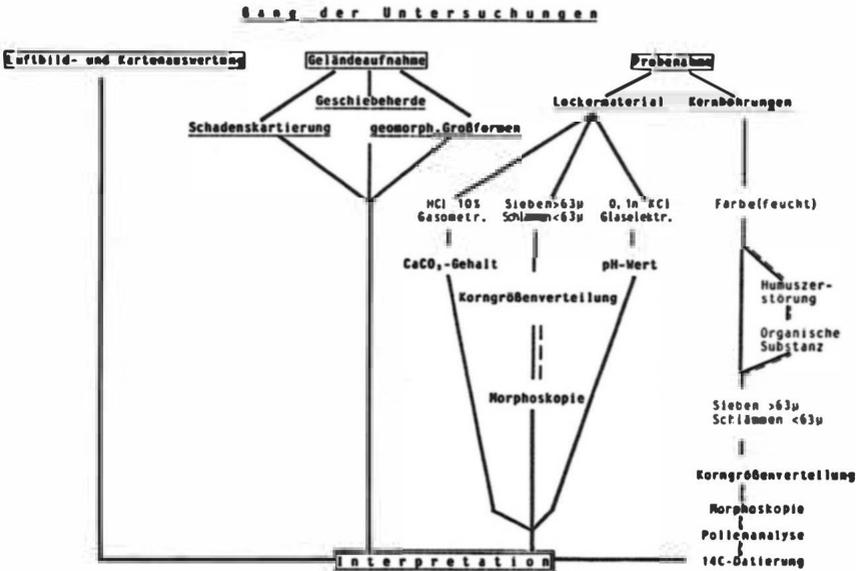


Abb. 56: Gang der Untersuchungen

### 4.1 Untersuchungen im Stubaital

Dank der in den letzten Jahren durch den touristischen Ausbau gesteigerten anthropogenen Einflußnahme, bot sich das Stubaital nach den Hochwasserereignissen 1987 geradezu für Untersuchungen bzgl. der anthropogenen Beeinflussung des Hochwasserabfluß- bzw. -Sedimentationsgeschehens an.

#### 4.1.1 Aufnahme der Hochwasserschäden 1987 und Luftbilddauswertung

Bereits kurz nach den Ereignissen wurden die Landschaftsschäden photographisch dokumentiert und in einer Übersichtskartierung (einsehbar im Geographischen Institut der Universität Würzburg) festgehalten. Um eine Ausgangs-

basis für die Forschungsarbeit zu schaffen, wurde das aus unterschiedlichen Befliegungen vorhandene amtliche Luftbildmaterial (einschbar im Photogrammetrischen Institut Innsbruck) bzgl. Geschiebeherde, älterer Hochwasserspuren und anthropogener Einflüsse ausgewertet. Zum besseren Vergleich wurden dafür auch vom Hubschrauber aus aufgenommene Luftbilder verschiedener kooperierender Innsbrucker Ämter herangezogen.

Die Ergebnisse der Luftbildauswertung wurden mit Hilfe eines Bausch & Lomb Stereo Zoom Transfer Scope Gerätes maßstabsgerecht in eine Karte im Maßstab 1:10.000 übertragen, so daß eine exakte Kartierung der während der 87er Hochwasserkatastrophen entstandenen Landschaftsschäden und der Schuttliefergebiete vorlag. Diese Arbeitskarte wurde im Gelände überprüft, wo nötig korrigiert und durch Geländekartierungen ergänzt. Die so gewonnenen Erkenntnisse dienten dazu, die hydrologisch und morphologisch relevanten Daten, gleich einer „Momentaufnahme der rezenten fluvialen Morphodynamik“, in einer Übersichtskarte darzustellen. Die zwei Blätter umfassende Karte (einschbar im Geographischen Institut der Universität Würzburg) beinhaltet das rezente Gewässernetz, hydrologisch wichtige Geländeformen, Abtragungsformen und Geschiebeherde. Als Kartier- und Arbeitsgrundlage wurden die entsprechenden Alpen Vereinskarten 1:25.000 verwendet.

Aufbauend auf diese Arbeitskarte, das vorhandene Luftbildmaterial und eine Reihe von Geländeprofilen, wurde für das gesamte Stubaital eine zweite Karte ausgearbeitet. Die Legende dieser Karte lehnt sich u.a. an die hydrographisch-morphologische Karte der Bayerischen Alpen von KARL & BUNZA (1975) und an die kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte von KIENHOLZ (1977) an. Inhaltlich verzeichnet die Karte (ebenfalls einschbar im Geographischen Institut der Universität Würzburg) die Landschaftsschäden der 87er Hochwasser, die Grob-Morphologie des Tales, die Schuttliefergebiete und Hochwassergefahrenbereiche in unmittelbarer Bachnähe und anthropogene, die einzelnen Hochwasser beeinflussende Eingriffe. Als Zeichengrundlage diente die österreichische Katasterkarte im Maßstab 1:5.000.

#### **4.1.2 Probenahme im Gelände**

Während der Geländearbeiten 1988 und 1989 wurde das gesamte Untersuchungsgebiet gezielt beprobt, um Aufschluß über das bei Hochwasserabflüssen transportierte Lockermaterial zu erhalten (vgl. Abb. 57).

Ein Großteil der Sedimentproben wurde Akkumulationskörpern innerhalb der Ruetz und ihrer Zubringer entnommen. Als Entnahmeorte wurden bevorzugt Kiesbänke gewählt, aus denen die Proben nach Entfernen einer etwa 20 cm mächtigen Deckschicht (Sohl pf las ter ung während normaler Wasserführung;

vgl. Abschn. 2.5) entnommen wurden. Ein zweiter Probenanteil stammte aus Uferanrissen und Schwemm- bzw. Schuttkegelunterschnidungen der letzten Hochwasserereignisse. In diesem Fall wurden die einzelnen Akkumulationskörper zusätzlich nach Intemgefüge und Materialzusammensetzung aufgenommen (BLÄTTLER 1992).

Die älteren Terrassenkörper im mittleren und vorderen Stubaital wurden ebenfalls untersucht um unter Berücksichtigung der vorhandenen Literatur Rückschlüsse auf die spät- und postglaziale Talentwicklung ziehen zu können (vgl. Abschn. 2.7.3). Innerhalb der Terrassen und im Verschneidungsbereich Terrassen/Schwemmkegel vorhandene Aufschlüsse (vgl. Abb. 57) wurden aufgenommen und ebenfalls beprobt.

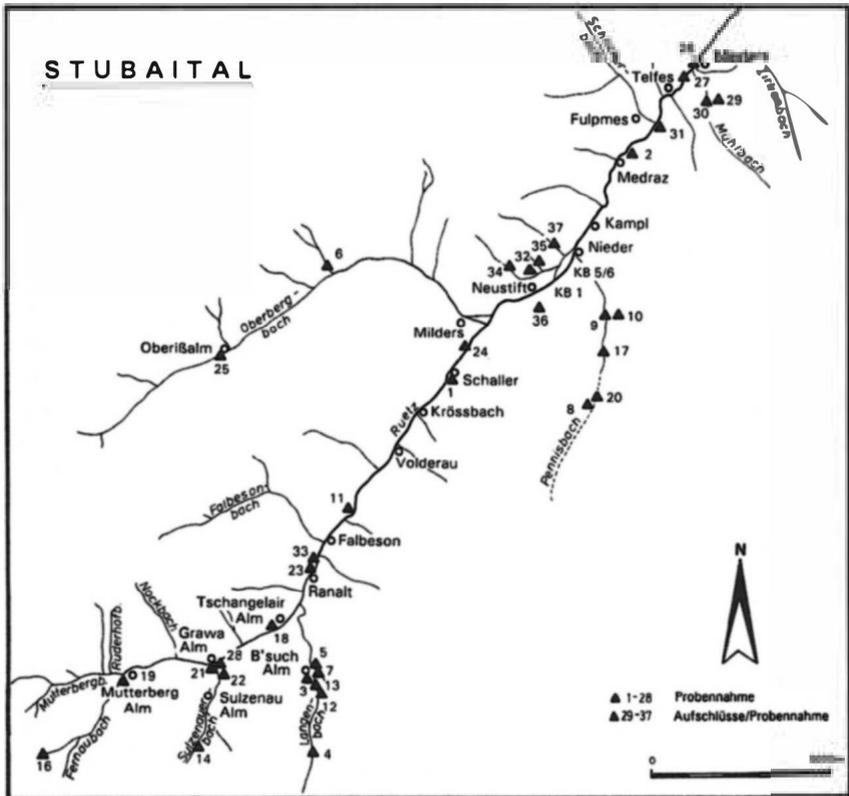


Abb. 57: Stubaital: Aufschlüsse und Probenahme



*Abb. 58: Ruetzaue bei Neustift*

*Photo: Blättler 1989*



*Abb. 59: Kernbohrgerät und Kernbohrung bei Neustift/Stubai*

*Photo: Blättler 19 91*

#### *4.13 Sondierungs- und Kembrohungen im Auebereich des vorderen Stubaitales*

Um Auskünfte über die Auswirkungen anthropogener, im Zuge des touristischen Ausbaues des Stubaitales durchgeführter Maßnahmen zu erhalten, wurden im Auebereich der Ruetz bei Neustift (vgl. Abb. 58) Sondierungs- und Kernbohrungen vorgenommen. Die Sondierungsbohrungen dienten dabei der Lokalisierung der Kembrohungen. Zum Einsatz kam eine normale Schlitzsonde mit 5 m Verlängerungsgestänge. Im Anschluß daran wurden während zwei Bohrkampagnen fünf Kembrohungen abgeteuft. Die Probenahme erfolgte mit einem modifizierten Kullenberg-Lot nach Schultze & Niederreiter („Hydraulischer Core Catcher“), das Kerne von 1 Meter Länge und 36 Millimeter Durchmesser lieferte (vgl. Abb. 59). Nach Öffnen der Kerne, einer ersten Ansprache und der Farbbestimmung nach der Munsell Soil Color Chart, wurde je eine Kermhälfte beprobt, die andere dient als Belegexemplar.

#### *4.1.4 Laboranalyse der Sedimentproben*

Die einzelnen Aufschluß- und Kemproben wurden im Labor bei 105°C getrocknet und anschließend einer Grob- und Feinsedimentanalyse unterzogen. Nach Auskühlung wurden zur Feststellung der Korngrößenzusammensetzung der Matrix jeweils 10 Gramm der Trockensubstanz über Nacht mit 25 ml 0,4n Natrium-Pyrophosphat-Lösung angesetzt. Der Ansatz wurde mit H<sub>2</sub>O dest. auf 250 ml aufgefüllt und danach zwei Stunden rotierend geschüttelt. Die Fraktionen >63µ wurden anschließend durch Nasse Siebung abgetrennt und die feineren Fraktionen in einem Glaszylinder aufgefangen und mit H<sub>2</sub>O dest. auf 1000 ml aufgefüllt. Die gröberen Fraktionen wurden in den Sieben bei 105°C getrocknet und nach dem Auskühlen gewogen. Von den aufgeschlämmten Feinfraktionen wurden über das Pipettierverfahren nach KÖHN (1929) für Grob-, Mittel-, Feinschluff und Ton jeweils 10 ml abgetrennt, in Glasschälchen bei 105°C getrocknet und ausgewogen. Die Bestimmung der Gewichtsanteile erfolgte mittels Computer auf rechnerischem Wege.

Anschließend wurden mit Hilfe statistischer Ableitungen nach TRASK (1930, 1932), FOLK & WARD (1957) und FOLK (1980) die Texturparameter Mean (Me), Median (Md), Kurtosis (β), Schiefe (Sk) und Sortierung (So) berechnet und zur weiteren Interpretation gegeneinander aufgetragen und graphisch dargestellt. Die Ableitungen TRASK'S beziehen sich dabei auf die Quartilmaße des nicht-logarithmischen, metrischen Systems, die Ableitungen von FOLK & WARD auf die graphischen Phi-Klassen der UDDEN-WENTWORTH-Skala mit  $\Phi = \log_2 S$  (vgl. SINDOWSKI 1961, TUCKER 1985).

Mit Hilfe der ermittelten Texturparameter und des Karbonatgehaltes ließen sich die Lockermaterialproben weiter gliedern und einzelne Unterscheidungskriterien herausfiltern (vgl. HAHN 1992). Zur Bestimmung des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes wurden je nach Reaktion (Vorprobe mit 10%-iger HCL) 4-10 Gramm Trockensubstanz mit 10 ml 10%iger HCL zur Reaktion gebracht und die dabei entweichende Menge an  $\text{CO}_2$  in einem Gasometer nach Scheibler gemessen. Die Bestimmung des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes erfolgte rechnerisch. Für die Bestimmung des pH-Wertes wurde ein elektronisches Meßgerät mit Glaselektrode vom Typ „WTW pH digi 520\*\*“ herangezogen. Jeweils 10 Gramm Trockensubstanz wurden mit 25 ml 0,1n KCL-Lösung angesetzt. Nach 20 Minuten wurde etwa 2 Minuten bis zum Erreichen des genauen Wertes gemessen.

Bei einem Großteil der Kembrohungsproben mußte vor der Siebanalyse die organische Substanz entfernt werden. Unter Zugabe von  $\text{H}_2\text{O}$ -dest. wurde die Trockensubstanz leicht aufgeschlämmt. Nach Erhitzen im Wasserbad auf  $65^\circ\text{C}$  wurde durch Naßverbrennung mittels in kleinen Mengen zugesetztem 10%igem  $\text{H}_2\text{O}_2$  die organische Substanz zerstört. Nach Ende der Schaumbildung wurde zur abschließenden Reaktion 30%iges  $\text{H}_2\text{O}_2$  in minimaler Menge zugegeben. Die Proben wurden jeweils mit  $\text{H}_2\text{O}$ -dest. aufgefüllt und am nächsten Tag der klare Überstand dekantiert. Nach mehrmaligem Spülen mit  $\text{H}_2\text{O}$ -dest. wurden die Proben für die Siebanalyse erneut bei  $105^\circ\text{C}$  getrocknet. Die Bestimmung der organischen Substanz erfolgte in der Regel über Glühverlust in Zweifelsfällen und bei hohem Tonanteil zusätzlich auf chemischem Weg nach dem Verfahren von RIEHM & ULRICH (1954).

Für einige Proben wurde die Zurundung nach EISSELE (1957), GUGGENMOOS (1954) bzw. RÜSSEL & TAYLOR (1937) bestimmt. Von den ausgewählten Proben wurden jeweils 300 Körner unter dem Binokular nach fünf Rundungstypen unterschieden:

- |                 |  |
|-----------------|--|
| I. völlig eckig | I. keine Transportbeanspruchung              |
| II. eckig       | II. keine bis geringe Transportbeanspruchung |
| III. angerundet | III. mittlere Transportbeanspruchung         |
| IV. gerundet    | IV. hohe Transportbeanspruchung              |
| V. gut gerundet | V. maximale Transportbeanspruchung           |

Die Kembrohungen erschlossen mehrere Torflagen. Für drei dieser Torfe konnte über die AMS-Technik (Beschleunigermethode) in den Laboratorien des Geographischen Institutes der Universität Zürich und des Institutes für Mittelenergiephysik (IMP) der ETH Zürich eine Radiokarbondatierung durchgeführt werden. Die restlichen Torfe wurden pollenanalytisch untersucht.

## 4.2 Untersuchungen im Stubai Langental

Für die Untersuchung im Kontaktbereich Hang/Bach ablaufender morphodynamisch wirksamer Prozesse bot sich das 1987 und 1988 durch den murartig abgehenden Langenbach verwüstete Langental an (vgl. Abb. 54). Von April 1989 bis Oktober 1991 liefen in diesem Seitental des Stubaitales parallel zu den Geländearbeiten im Haupttal verschiedene Felduntersuchungen.

### 4.2.1 Aufnahme der 87er und 88er Hochwasserschäden und Luftbildauswertung

Auch im Stubai Langental erfolgte eine detaillierte Aufnahme der 87er und 88er Hochwasserschäden und eine gezielte Probenahme in verschiedenen Bach- und Hangbereichen (vgl. Abb. 53 und 57). In Zusammenschau mit dem vorhandenen Luftbildmaterial erlaubte die Geländekartierung die Darstellung der direkten und indirekten Geschiebeherde des Langenbaches. Die Laboranalyse der Proben (vgl. Abschn. 4.1.4) gab zudem Aufschluß über die Genese des im Ereignisfall transportierten Lockermaterials.

### 4.2.2 Messung von Niederschlag und Temperatur

Im Bereich der B'such Alm/Langental wurde Mitte Mai 1990 auf 1580 m Höhe in Zusammenarbeit mit dem Hydrographischen Dienst Österreich eine Meßstation für Niederschlag und Lufttemperatur errichtet (vgl. Abb. 60):

Die Messung des flüssigen Niederschlags erfolgte mit einem Niederschlagsmeßgerät der Marke „ARG 100-Raingauge“ der Firma Environmental Measurements Limited. Dieses Gerät mißt den Niederschlag über einen Trichter (500 cm<sup>2</sup> Auffangfläche), der das Niederschlagswasser zu einer Wippe weiterleitet. Einem Wippvorgang (tip) entsprechen 0.199 mm (Kalibrationsfaktor 0.199) Niederschlag. Die einzelnen „tips“ der Wippe wurden in Form von Impulsen von einem angeschlossenen Data-Logger vom Typ „Squirrel 1203“ von Grant Instruments aufgezeichnet. Die gespeicherten Daten konnten bei den einzelnen Messfahrten entweder über Display abgefragt oder mittels Computer (Laptop) abgelesen und später als Graphik oder Lotus-Datei ausgedruckt werden (BLÄTTLER 1992).

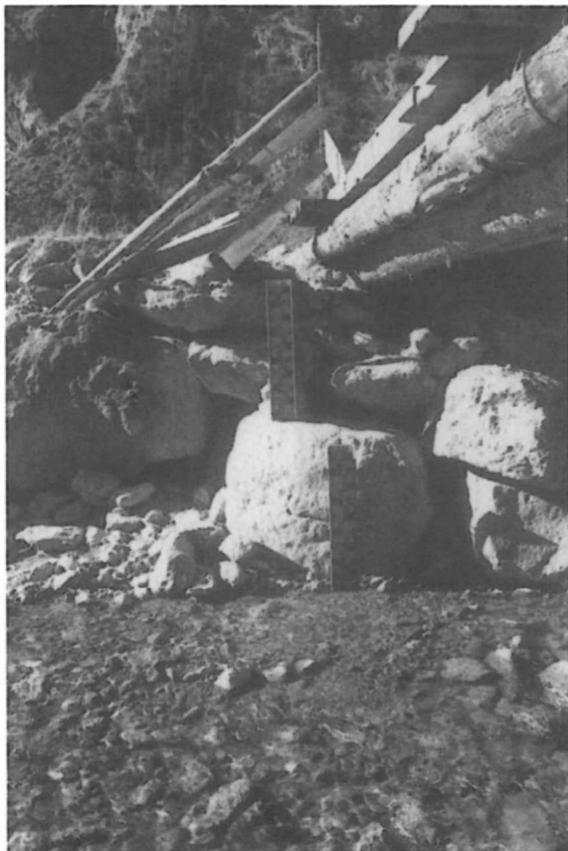
Zur Messung der Lufttemperatur wurde an der Meßstation ein Temperaturfühler installiert, der ebenfalls einen Anschluß zum Data-Logger hatte. Der Logger war während der gesamten Meßkampagne so programmiert, daß er in einem 15-minütigen Meßintervall Temperatur und Niederschlag aufzeichnete. Zur Kontrolle wurde an anderer Stelle ein einfacher Hellmann-Totalisator aufgestellt, der die Richtwerte des „ARG 100\*\*“ bestätigte.



*Abb. 60:  
Meßstation im Langental  
Photo: Blättler 1990*

#### *4.2.3 Abflußmessung*

Für Abflußmessungen wurde im Langenbach ein Lattenpegel installiert. Der Aufbau einer festen Pegelstation (z.B. eines Druckpegels) war aufgrund des starken Geschiebetriebes im Ereignisfall am Langenbach nicht möglich (vgl. Abb. 61). Die Abfluß-Messungen wurden deshalb mit einem Ott-Meßflügel bzw. nach der Salzverdünnungsmethode durchgeführt (BLÄTTLER 1992). Bei Wasserständen  $\geq 25$  cm, aber noch ohne erkennbaren Geschiebetrieb, der die Flügel-schaufel hätte beschädigen können, kam ein Ott-C31 Meßflügel zum Einsatz.



*Abb. 61:  
Lattenpegel am Langen-  
bach  
Photo: Blättler 1989*

In Absprache mit dem Hydrographischen Dienst Innsbruck wurde bei den einzelnen Messungen die in Österreich verwendete „Zweipunktmethode nach KREPS“ angewandt: Dabei werden pro Meßlotrechte des Meßprofils zwei Messungen vorgenommen; eine im Wasserspiegel ( $v_0$ ), so daß der Meßflügel gerade vom Wasser bedeckt ist und eine zweite im Abstand von 0,38 der Wassertiefe von der Sohle gemessen ( $v_{0,38}$ ). Aus der Umdrehungszahl der Flügelschaukel wird die Fließgeschwindigkeit des Wassers ( $v_{(tux)}$ ) bestimmt. Die mittlere Geschwindigkeit in der jeweiligen Meßlotrechten ergibt sich aus  $v_m = 0,31 v_0 + 0,634 v_{0,38}$ . Ist die mittlere Profilgeschwindigkeit bekannt, läßt sich der Gesamtabfluß  $Q \text{ m}^3/\text{s}$  berechnen.

Die über die Zweipunktmethode ermittelten Resultate weichen von den Ergebnissen der klassischen Vielpunktmethode nur geringfügig ab. Die Zeiter-

spamis bei der Messung und Auswertung ist dagegen bedeutend (KREPS1975). Im Prinzip ließe sich so der Gesamtabfluß bei allen Wasserständen über 25 cm messen, aber in stark geschiebeführenden und murfähigen Wildbächen, wie dem Langenbach, scheiden Flüßmessungen aus sobald der Geschiebetrieb einsetzt. Wichtig für die Fragestellung war aber u.a. der Abfluß bzw. der Zeitpunkt, zu dem Geschiebetrieb größeren Ausmaßes einsetzt. Für Abflußmessungen in diesem Grenzbereich und bei Wasserständen unter 25 cm wurde auf die Salzverdünnungsmethode zurückgegriffen. Bei dieser in England durch BIRD, LITTLEWOOD & WALSH (1986) neu überarbeiteten Meßmethode wird folgendermaßen vorgegangen:

An der Meßstelle werden dem Bach  $x$  und  $\text{'A Liter Wasser (Langenbach 10 'A Liter)}$  entnommen. In einem Eimer wird diesem Wasser soviel beliebiges Speisesalz (bei 10 'A Litern in der Regel 150-180 gr.) zugefügt, bis die Leitfähigkeit des Wasser's zwischen 25.000 und 30.000 mS liegt. Von dieser Lösung (V) wird  $\text{'A Liter}$  abgezweigt und für den „Bank-Side-Test“ verwahrt. Dieser ersetzt das umständliche Eichverfahren im Labor bei der herkömmlichen Methode. Die restlichen  $x$  Liter (10 Liter) der Lösung werden, nachdem die Grundleitfähigkeit des Bachwassers (p.S Bereich) ermittelt und im Meßprotokoll vermerkt wurde, ca. 100 - 150 m (Durchmischung!) oberhalb der Meßstelle wieder in den Bach eingegeben. Die Veränderung der Grundleitfähigkeit bei Durchfluß der Lösung an der Meßstelle wird im Abstand von 5 oder 10 Sekunden im Meßprotokoll festgehalten, bis die Ausgangsleitfähigkeit wieder erreicht ist. Im anschließenden „Bank-Side-Test“ werden dem Bach nochmals  $x$  Liter (10 Liter) Wasser (V\*) entnommen und dessen Grundleitfähigkeit ebenfalls gemessen und im Meßprotokoll vermerkt. In einem zweiten Eimer werden diesem Bachwasser (V\*) mit einer Einwegspritze genau 10 ml der zuvor für den „Bank-Side-Test“ aufbewahrten Lösung ( $\text{'A Liter von V}$ ) 2 ml-weise zugegeben. Auf diese Weise wird festgestellt, inwieweit 10 ml der Lösung die Grundleitfähigkeit von  $x$  Litern (10 Litern) Bachwasser verändern. Über eine einfache Formel kann im Anschluß daran der Gesamtabfluß  $Q$  ermittelt werden. Zur Ermittlung der Leitfähigkeit kam ein tragbarer Konduktometer der Firma Hanna Instruments (HI 8733) mit automatischer Temperaturkompensation zum Einsatz.

#### 4.2.4 Einsatz von Färb- und Radio geschieben („PETSU“)

Um Auskunft darüber zu erhalten, wie schnell vom Langenbach aufgenommenes Lockermaterial weitertransportiert und dem Vorfluter zugeführt wird, wurden im Langenbach 1989 fünf Radiogeschiebe (Pebble electronic transmitter System: „PETSU“; vgl. Abb. 62), wie sie von ERGENZINGER, SCHMIDT, STÜVE, BUSSKAMP und WAGENER für den Lainbach/Benediktbeuren entwickelt

wurden, ausgebracht (BLÄTTLER 1992, ERGENZINGER, SCHMIDT & BUSSKAMP 1989, SCHMIDT & ERGENZINGER 1990):

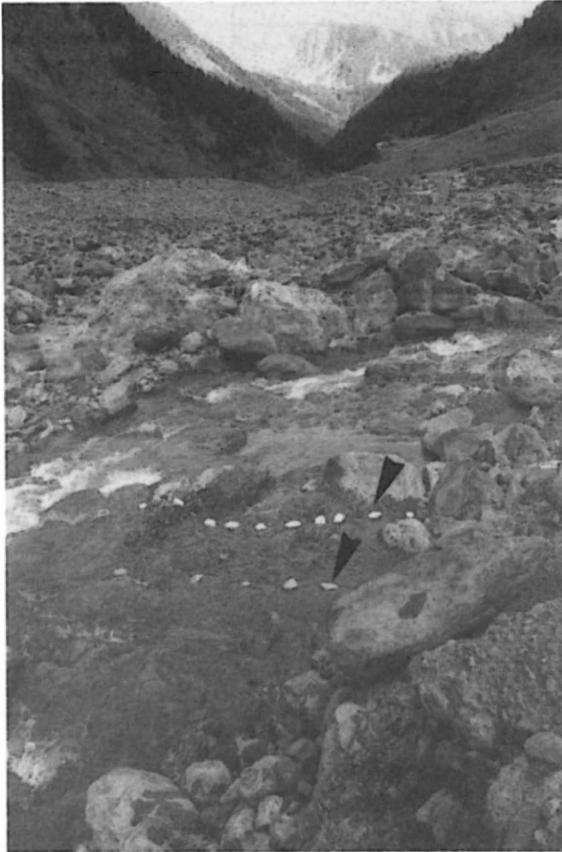
Das System basiert auf einem Mini-Implantsender, der im Frequenzbereich von 150 MHz arbeitet und mit einem Quecksilberschalter versehen ist. Durch den Quecksilberschalter gesteuert, ändert sich die Impulsfolge bei einer 180° Drehung des Senders/Geschiebes um seine Längsachse auf zwei Hertz. Eine Lithiumbatterie gewährleistet eine Sendedauer von 3-4 Monaten, wobei die Sendeleistung 1mW und die Reichweite 200 mbeträgt. Wasserdicht verschweißt nimmt die gesamte Sendeeinheit nur 55 x 20 x 20 mm ein. Zum Empfang der Signale dient ein serienmäßiges Funkgerät, an dem bauliche Veränderungen durchgeführt wurden. Die Peilung der einzelnen Sender/Geschiebe erfolgt über eine Richt-/Suchantenne.



*Abb. 62: Radiogeschiebe: Zur leichteren optischen Ortung im Bachbett wurden die Radiogeschiebe vor ihrer Ausbringung rot lackiert.*

*Photo: Blättler 1989*

Mehrere Versuche im Langenbach, den stark turbulenter Abfluß und häufige Kolkbildung kennzeichnen, erbrachten, daß die Radiogeschiebe durch die begrenzte Batteriekapazität ihrer Sender in derartig murfähigen Wildbächen nur bedingt einsetzbar sind. Im Langenbach wurde deshalb wieder auf die Farbgeschiebe-Methode (vgl. Abb. 63) zurückgegriffen.

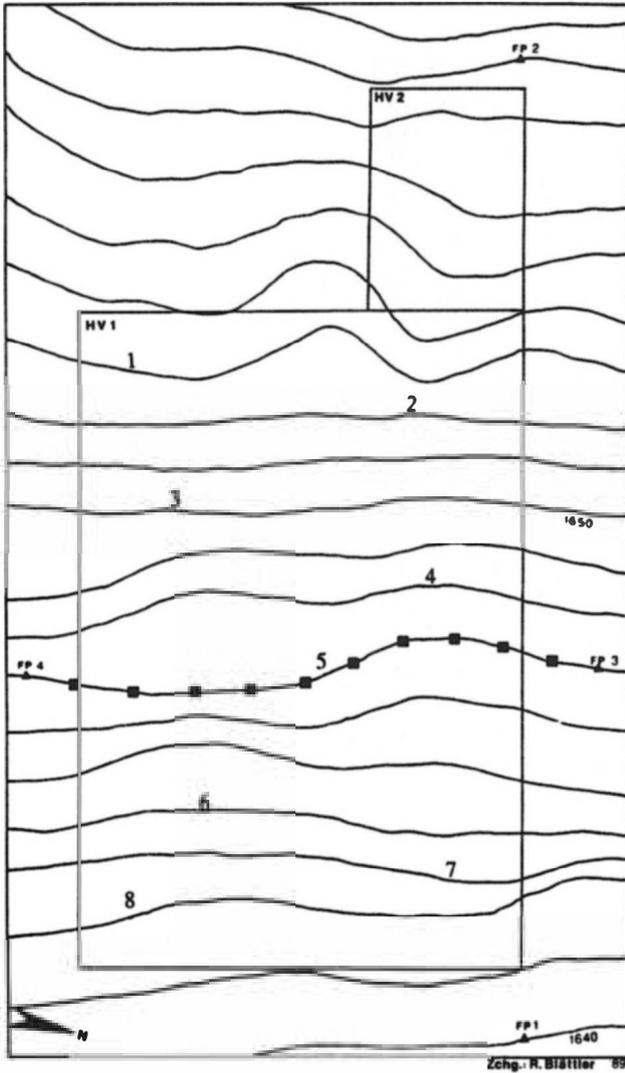


*Abb. 63:  
Einsatz von Farbgeschie-  
ben im Langenbach  
Photo: Blättler 1990*

#### *4.2.5 Anlage von Hangversuchsflächen*

Im Kontaktbereich Hang/Bach wurden zur Beobachtung aktueller Hangprozesse Profile eingemessen und zwei Versuchsflächen mit Meßmarken (Farbmarkierungen, Denudationspegel) versehen (vgl. Abb. 64 und 65).

Bei den Denudationspegeln kamen normale Baustahl-Eisenstäbe zum Einsatz. Diese wurden an ausgewählten Punkten innerhalb der Versuchsfläche soweit senkrecht in den Boden eingeschlagen, daß einerseits oberflächlicher Zu- und Abtrag im Hang, andererseits aber auch solifluidale Hangbewegungen registriert werden konnten. Über das hydrologische Jahr hindurch beobachtet, sollten diese Aufschluß geben über Geschwindigkeit und Ausmaß denudativer Hangprozesse (BLÄTTLER 1989).



**Legende:**

FP 1 - 4 Höhenfestpunkt

■ Stein-Meßmarke

1 Eisenstab-Meßmarke

0 1 2 3 4 5 6 7 m

Abb. 64: Stubai Langental: Hangversuchsfächen (HV1, HV2)



*Abb. 65:  
Hangversuchs fläche im  
Langental. Denudations-  
pegel  
Photo: Blättler J989*

#### *4.2.6 Vermessung von Hangrungen*

Bei einer aktiven Hangrunse des Langentales wurden zwei Querprofile eingemessen und diese von 1990 bis 1991 mehrmals nachgemessen. Die regelmäßige Beobachtung und Vermessung gab letztendlich Aufschluß über das Zusammenspiel aktueller Formungsprozesse im Langental (BLÄTTLER 1992).

In der Zusammenschau mit Abflußdaten, Niederschlags- und Temperaturwerten sollten die eingemessenen Profile und die im Hang und Bach ausgebrachten Färb- und Radiogeeschiebe aufzeigen, wann, wie, v.a. aber in welchem Zeitraum einzelne morphodynamisch wirksame Prozesse im Bachbett bzw. im Kontaktbereich Hang/Bach ablaufen.

## 5. Ergebnisse der Schadensaufnahme und Luftbildauswertung

Das aktuelle Ausmaß der Wildbachtätigkeit erlaubt einen Einblick in die rezente, eventgesteuerte fluviale Morphodynamik (vgl. Abschn. 7). Karten, aus denen die Erosions- und Akkumulationsschäden, v.a. aber die Geschiebeherde\* einzelner Hochwasserereignisse hervorgehen, sind daher heutzutage eine wesentliche Arbeitsunterlage für die flächenhafte Sanierung und die gezielte Verbauung von Wildbacheinzugsgebieten.

Um einen Überblick über die 1987 durch die Ruetz und einen Teil ihrer Seitenbäche entstandenen Landschaftsschäden zu bekommen, und um festzuhalten, wo im Ereignisfall die Hauptgeschiebeherde der Ruetz lagen, und wie im einzelnen die Schuttfuhr aus den Hängen ablief, wurde während der Geländearbeiten 1989/1990 das gesamte Einzugsgebiet der Ruetz (vgl. Abb. 1) aufgenommen.

### 5.1 Geschiebeherde, Geschiebemobilisierung und Geschiebezufuhr während der 87er Hochwasserereignisse.

Die Niederschlagsereignisse des Sommers 1987 und die dadurch hervorgerufenen Hochwasser verursachten im Einzugsgebiet der Ruetz umfangreiche Schäden (vgl. Abschn. 3). Einzelne Hangbereiche wurden destabilisiert und verschiedene Bachläufe, wie die Ruetz selbst, durch verstärkte Sohl\*- und Lateralerosion in nur kurzer Zeit markanten morphologischen Veränderungen unterworfen. Die so entstandenen Landschaftsschäden konzentrierten sich auf das mittlere und hintere Stubaital, wobei die Quellbäche und die südlichen Zubringer der Ruetz am stärksten betroffen waren und die schwersten Schäden aufwiesen (vgl. Karte 4). Die auffällige Verteilung der Erosionsschäden beruhte einerseits auf den ausgedehnten abfuhrbereiten Hangschuttbereichen des hinteren und mittleren Stubaitales (vgl. Karte 4: Buchstabe H), andererseits spielte die Verteilung der Niederschläge (vgl. Abschn. 3.3.2 und Karte 6) und das Vorhandensein murbegünstiger Schnee- und Fimflecken (vgl. Abschn. 3.3.3) eine entscheidende Rolle.

Die intensive Verzahnung zahlreicher perennierender Wildbäche und episodisch wasserführender Hangrinnen mit nahezu vegetationslosen Lockermaterialmassen erschloß der Ruetz in den steilen Schutthalden und in den moränenreichen rezenten/subrezentem Gletscher Vorfeldern umfangreiche Geschiebeherde (vgl. die Buchstaben G, H, M in Karte 4, Abb. 36,37 und 66). Da diese Geschiebeherde in Höhenlagen weit oberhalb der aktuellen und potentiellen



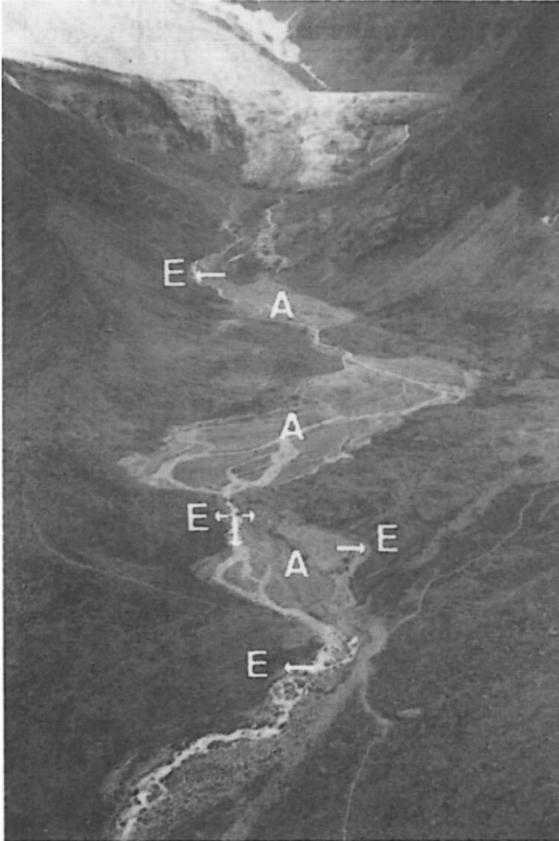
**Legende:**

G: Gletchervorfeld, M: Moränenwall, K: Karboden, H: Hangschuttbereich, HR: Hangrunse, R: Rinne, S: Schuttkegel W: Wildbach

- |   |                          |
|---|--------------------------|
| Gletscher                                     | [Gewässer, temporär]     |
| [z-] Moränenwall                              | [ " ] Schlucht           |
| [3C] Glu. Verlosung (periglaz. Stausedimente) | [f] Wassedal             |
| Schutt-ZMurgele                               | <b>Moor</b>              |
| f- Kriech* u. FUEOLArper im Lockergestein     | <b>Quellaustritt</b>     |
| Feüenanbruch                                  | Reinter Hangschutt       |
| mFaMenarüpe Rinnen in Schuttkärpern           | [AA] Blockschutt         |
| rzi^ Uferanriff                               | [***] Verbauung          |
| <b>See</b>                                    | Grundschnellenstaffelung |
| [y] Gewässer, perennierend                    | Grat                     |

*Karte 4: Geschiebeherde und Landschaftsschäden: Ausschnitt; (Die in Abschn. 4.1.1 angesprochene, zwei Blätter umfassende Übersichtskarte ist im Geographischen Institut der Universität Würzburg einsehbar.)*

Waldgrenze liegen, und eine Beeinträchtigung durch Skipisten, bis auf minimale Bereiche oberhalb der Dresdner Hütte (2.300 m), fehlt (vgl. Abschn. 2.4), kann eine anthropogene Einflußnahme auf die Aktivierung der Lockermaterial massen ausgeschlossen werden.



**Abb. 66:**  
*Vorfeld des Sulzenau-Gletschers.*  
*Die Murtätigkeit setzte unmittelbar unterhalb der Gletscherzunge ein. Deutlich sind unterschiedliche Erosions (E)- und Akkumulationsbereiche (A) innerhalb des rezenten/subrezentem Gletschervorfeldes zu sehen.*  
*Photo: Amt für Zivil- und Katastrophenschutz 1 987.*

Die Geschiebemobilisierung erfolgte einerseits direkt durch die Ruetz und ihre Quell- und südlichen Seitenbäche, andererseits indirekt durch Murgänge aus den Hängen: Die von den Gletschern herabstürzenden Wassermassen (vgl. Abschn. 333) aktivierten bereits in unmittelbarer Nähe der rezenten Gletscherzungen große Geschiebemengen, wodurch die Murtätigkeit der Gletscherbäche direkt in den rezenten/subrezentem Gletschervorfeld em einsetzte (vgl. Abb. 66 und 67). Das Lockermaterial wurde über verstärkte Tiefen(Sohlen)- und Lateralerosion aus der Bachsohle und, in Folge von Rutschungen und Sackungen,



**Abb. 67:**

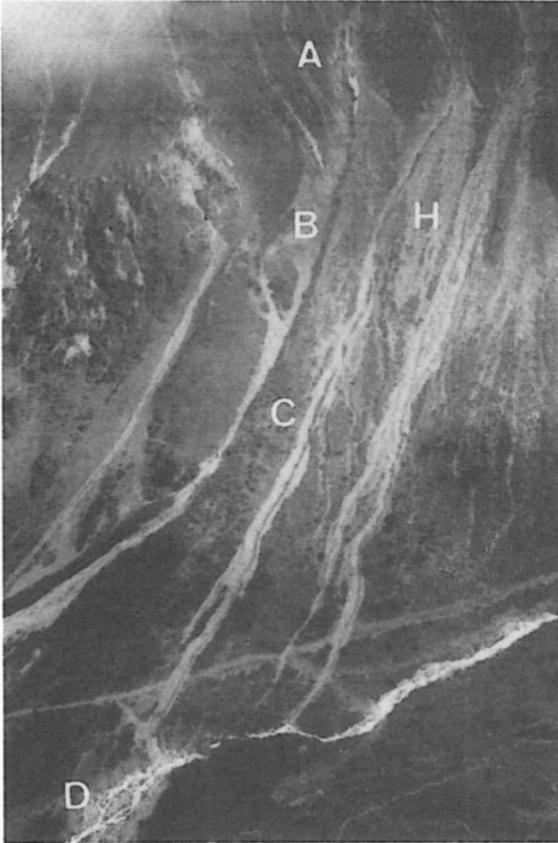
*Vorfeld des Grüblfemers im Langental. Auch hier setzte die Murtätigkeit direkt im rezenten/subrezenten Gletschervorfeld ein. Das Lokkermaterial wurde über verstärkte Lateral- und Tiefenerosion direkt aus dem Bachbett (D) und dem moränenreichen Gletschervorfeld (G, M) aufgenommen.*

*Photo: Blättler 2989*

aus zuvor fluvial unterschrittenen Schuttkegeln (vgl. Karte 4: Buchstabe S und Abb. 31), Ufereinhängen und Moränenwällen (vgl. Karte 4: Buchstabe M und Abb. 67) aufgenommen.

Gleichzeitig kam es durch intensive Murtätigkeit zu einer gesteigerten Schuttfuhr aus den Hängen: Ehe auffälligen Erosionsspuren zahlreicher Murgänge setzten in stark durchnässten Quellnischen an oder begannen im Bereich perennierender Schnee-/Fimflecken am oberen Ansatz steiler Schutthalde (vgl. Abb. 38, 39 und 68). In diesen Bereichen lag durch die bereits vorgegebene Durchfeuchtung eine wesentlich tiefgreifendere Wassersättigung vor, so daß die Grenzstabilität der Schuttmassen rascher erreicht und überschritten wurde. Über Feilanbrüche und Grundbrüche setzte sich das Wasser-Feststoffgemisch

abrupt in Bewegung und führte den bereits mehr oder weniger geschiebeüberlasteten Bächen zusätzliches Lockermaterial zu (vgl. Abschn. 3.3.3, 7.3 und Abb. 68).



**Abb. 68:**

*Steile Schutthänge im Bereich der Mutterberg Alm. Die auffälligen Erosionsspuren zahlreicher Murgänge setzen im Bereich perennierender Schneeflecken (A) am oberen Ansatz der steilen Schutthalden (H) an. Die Geschiebemobilisierung erfolgte über Grundbrüche, Feilenanbrüche (B), verstärkte Tiefenerosion (C) im Bereich der Murrinnen und verstärkte Lateralerosion im Mündungsbereich (D).*

*Photo: Amt für Zivil- und Katastrophenschutz, 1987*

Als Transportbahnen für die Geschiebezufuhr aus den Hängen fungierten v-förmig eingetiefte feilenartige Erosionsrinnen (vgl. Abb. 68), ältere reaktivierte Rinnen und Hangrinnen und die steilen Gerinne episodischer Wildbäche. Der in den steilen teils subfossilen Runsen und Gerinnen meist über mehrere Jahre hinweg angesammelte Schutt aus Steinschlag und Lawinen wurde in zahlreichen Fällen vollständig reaktiviert (vgl. Abschn. 7.3) und vergrößerte die Murrfracht zusätzlich. Die einzelnen Murrinnen variierten dabei auf relativ kurze

Distanz beträchtlich in Form und Aussehen (vgl. Abb. 69): In mächtigem teilweise solifluidal überprägtem Hangschutt tiefen sich frische wie reaktivierte Rinnen stark v-förmig ein, und es kam zur Ausbildung der typischen randlichen Murwälle. In Bereichen nur geringmächtig ausgebildeten Hangschutts schlugen zahlreiche Rinnen auf den vielfach von glazialen Schliﬀspuren überprägten festen Fels durch. Entsprechend der auftretenden Murintensität entwickelten sich diese Rinnen bzw. Rinnenbereiche mehr in die Breite, die typischen Murwälle fehlten.



*Abb. 69: Murrinnen unterhalb der Hohen Grube/Langental. Deutlich ist die auf kurze Distanz unterschiedliche Ausbildung der Murrinnen zu erkennen. In mächtigem Hangschutt tiefen sich die Rinnen immer stärker v-förmig ein und weisen die typischen Murwälle auf(A). Im Bereich nur geringmächtig ausgebildeten Hangschutts schlugen die Rinnen rasch auf den festen Fels durch und entwickeln sich entsprechend der Murintensität mehr in die Breite, Murwälle fehlen (B).*

*Photo: Blättler 1989*

Das aktivierte Wasser-Feststoffgemisch ergoß sich kräftig erodierend direkt oder über bestehende Schuttkegel in die einzelnen Vorfluter. In mehreren Fällen wurde der Vorfluter durch zu kräftige Mureinstöße kurzfristig aufgestaut, suchte einen neuen Abfluß und verursachte dabei schwere Schäden durch verstärkte Tiefen- und Lateralerosion oder umfangreiche Überschotterungen.

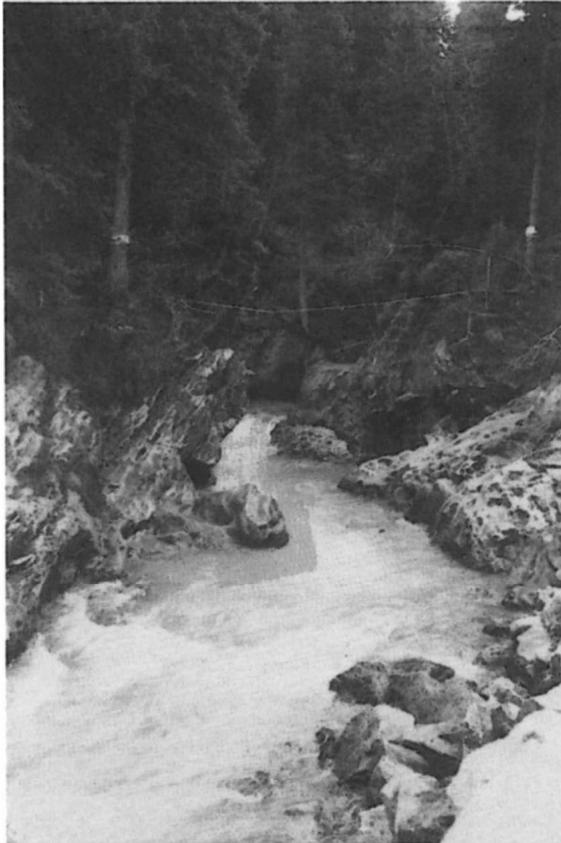
Ein Großteil der auf diese Weise direkt und indirekt aktivierten Lockermaterialmassen erreichte die Ruetz aber gar nicht, sondern wurde bereits in den höher gelegenen Einzugsbereichen zurückgehalten: Mehrere Karböden (vgl. Karte 4: Buchstabe K) fungierten regelrecht als Geschiebefallen bzw. natürliche Geschiebeauffangbecken, die einen Großteil des mobilisierten Lockermaterials nach kurzem Transport talwärts wieder fixierten (vgl. Abb. 36,37 und 70). Auf diese Weise wurde ein noch größeres Geschiebeaufkommen im Hauptbach verhindert. Eine Ausnahme bildete das Langental. Auf seine Sonderstellung bzgl. Hochwasserwetterlagen und Geschiebezufuhr wird in Abschnitt 7 ausführlich eingegangen.



**Abb. 70:**  
**Bei der Suizenau-Hütte.**  
**Die Karböden oberhalb (vgl. Abb. 66) und unterhalb der Hütte hielten einen Großteil der Geschiebemassen zurück und so den Geschiebeeinstoß des Sulzenaubauches in die Ruetz gering.**  
**Photo: Amt für Zivil- und Katastrophenschutz 1987**

52 Natürliche und anthropogen beeinflusste Akkumulations- und Erosionsbereiche während der 87er Hochwasserereignisse

Die Sohle der Ruetz ist bis auf kurze Strecken (z.B. das Ruetz-Katarakt oberhalb Ranalt, vgl. Abb. 71) in wechselndem Lockermaterial (Bergsturz-, Hang-, Moränen- und Murschutt) ausgebildet.



*Abb. 71:  
Ruetz-Katarakt oberhalb  
Ranalt. Es handelt sich hier  
um eine steile, enge Durch-  
transportstrecke im Anste-  
henden. Oberhalb und un-  
terhalb dieses Laufabschnitts  
befinden sich mit der „Aher-  
les Au“ und dem „Ranalter  
Boden“ (vgl. Abb. 39) aus-  
gedehnte natürliche Akku-  
mulationsräume.  
Photo: Blättler 1989*

Zwischen einzelnen, flußmorphologisch bedeutenden Hochwassern ließ die normale Mittel- und Schmelzwasserführung der Ruetz infolge selektiver Erosion eine quasistabile Sohlenpflasterung entstehen. Durch die oberflächliche Auswaschung des Feinmaterials schützten die meist dachziegelartig überein-

anderliegenden größeren Blöcke der Deckschicht die darunterliegende noch feinmaterialreiche Grundsicht bis zu einem bestimmten Abflussschwellenwert vor weiterer Erosion (vgl. NAEF et al. 1988).

Bei den Hochwasserereignissen 1987 wurde dieser Abflussschwellenwert mit Abflüssen von über  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  weit überschritten, und umfangreiche Erosions- und Akkumulationsprozesse setzten in natürlich dafür prädestinierten Laufabschnitten und intensiv anthropogen beeinflussten Bereichen ein (vgl. dazu Karte 5 a und 5 b, sowie Abschn. 3 und 9). Da die Ufer entweder aus einer Schicht von Residualblöcken bestanden oder in loser Steinschichtung angelegt waren, führte verstärkte Tiefen-/Sohlenerosion sofort zu entsprechender Lateralerosion, was intensive Geschiebeeinträge in die Ruetz bewirkte (vgl. Abb. 31, Erosionsbereich Reisenwald und Abb. 72). Zusätzlich stand zu diesem Zeitpunkt der durch Mureinstöße aus den Seitenbächen und durch Steinschlag, Lawinen und Rutschungen angefallene, aber wegen fehlender ausreichender Ruetz-Hochwasser bislang nicht abtransportierte Schutt abfuhrbereit im Bachbett und in den Ufereinhängen zur Verfügung. Sofern es sich nicht um reine Durchtransportstrecken handelte, in denen es, wenn überhaupt, nur geringfügig zu Lateralerosion kam (vgl. Abb. 71), wurde die Sohlenpflasterung der Ruetz bevor-



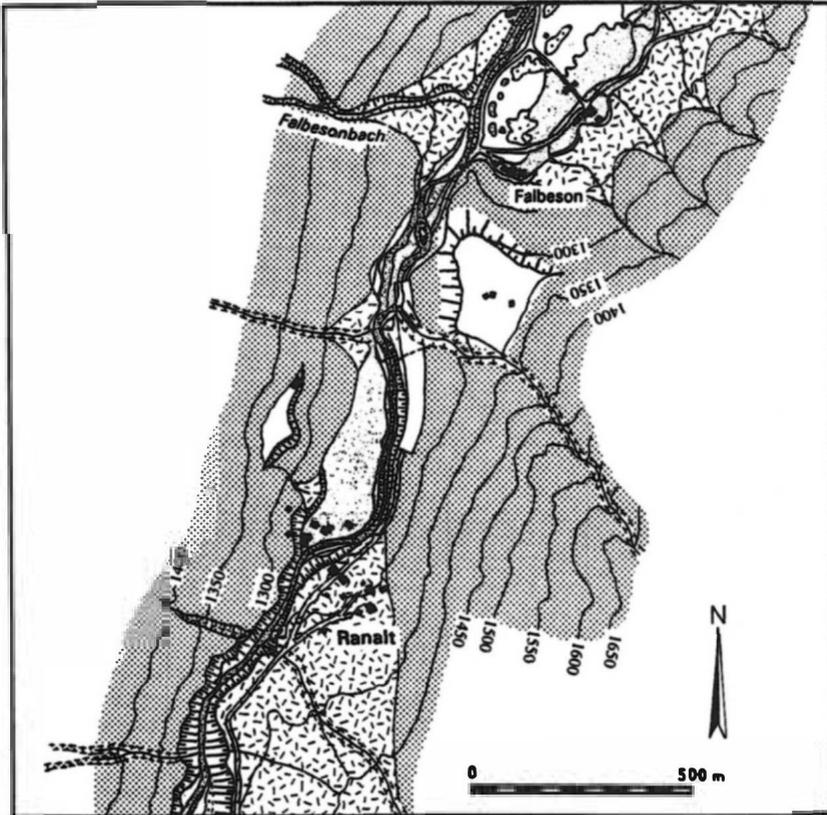
*Abb. 72: Lateralerosion innerhalb der Ortschaft Neustift/Schaller. Deutlich ist zu sehen, daß sich der Prallhang während des Hochwassers weiter talabwärts verlagerte. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck 1987*

zugt in den steileren und engeren Laufstrecken auf gerissen. Die in diesen Laufabschnitten mündenden Seitenbäche und Hangrunsen reagierten auf die neue Erosionsbasis mit entsprechender Eintiefung in ihre Schuttkegel.

In einigen der steileren Bereiche war zudem ein auffälliges Pendeln des Abflusses zu beobachten, das extreme Lateralerosion mit besonders hohen Geschiebeeinträgen zur Folge hatte und zur Verbreiterung der aktiven Sohle der Ruetz beitrug (vgl. Abb. 73). Dieses Pendeln, vorher wesentlich gestreckterer Laufabschnitte, wurde 1987 auch an der hochwasserführenden Urner Reuss/Schweiz festgestellt und erinnert stark an die sonst eher in Flachlandflüssen vorhandene Tendenz zur Mäanderbildung (vgl. NAEF et al. 1988 und KATZ 1992). Inwieweit dieses Pendeln mehr natürliche, hydraulisch-morphologisch-petrographische Ursachen hat oder mehr durch Eingriffe in das Bachregime



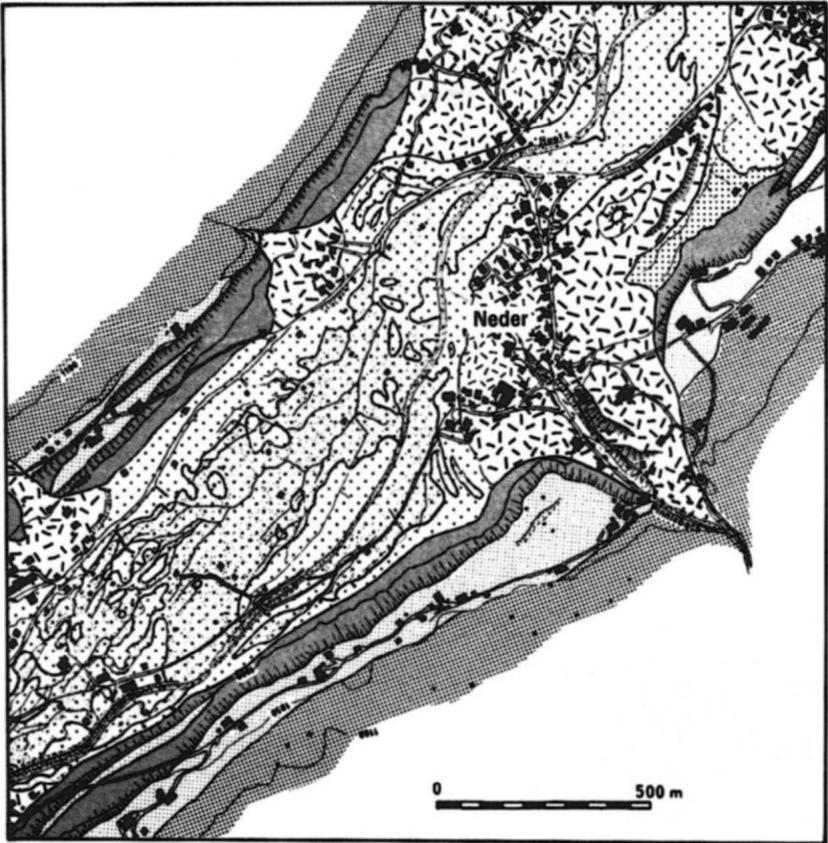
*Abb. 73:  
Mutterberg Alm (1750 m)  
nach dem ersten Hochwasserereignis 1987. Intensive  
Sohlen- und Lateralerosion  
(A) führten zur Verbreiterung  
der Sohle und zur Reaktivierung  
alter Flußbiegungen. Der zuvor  
relativ begrädigte Bach fing  
wieder an zu pendeln (B).  
Photo: Wildbach- und Lawinerver-  
bauung Innsbruck, 1987.*



**Legend« für Karte: 5a und 5b**

	Hangbereiche		Feilenartige Rinne
	Fluvioglaziale/glaziale Terrauenniveaus (Kame\$/-Schwemmke gelte nassen)		Rezenter Bachlauf (Vorfluter)
	Tenasjenkante und -abfall		Bachlauf perennierend
	Rezenter Hochflutbereich		Bachlauf episodisch/periodisch
	Schwemmkegel		Akkumulation von Geröll, Schutt. Feinmaterial) und Unholz
	Kante		Akkumulation von überwiegend Feinmaterial

**Karte 5 a: Hydrographisch-morphologische Karte des Bereiches Ranalt-Falbeson**  
(Die in Abschn. 4.1.1 angesprochene, vier Blätter umfassende Übersichtsharte ist im Geographischen Institut der Universität Würzburg einsehbar)



**Legende für Karte: 5a und 5b**



Seitliche Schutzzufuhr



Uferanbrüche



Laufretergung des Vorfluters



Straße



Gebäude



Anthropogene Schutzbauten der Wildbach- und Lawinerverbauung, 1987



Damm

Entw. und Zithf. R. B linier 1990

**Karte 5 b: Hydrographisch-morphologische Karte des Bereichs Neustift**  
 (Die in 4.1.1 angesprochene, vier Blätter umfassende Übersichtskarte ist im Geographischen Institut der Universität Würzburg einsehbar)

(z.B. Brücken- und Straßenbau) anthropogen induziert wurde, ist fallweise verschieden und generell nicht genau abzugrenzen. In zwei Laufabschnitten der Ruetz (im Bereich Mutterberg Alm (vgl. Abb. 73) und im Bereich „zwischen den Wänden“/Falbeson) ist dieses Pendeln, genauer die Wiederaufnahme des Pendelns, wie aus älteren Luftbildern (vgl. Abschn. 9) hervorgeht, jedoch eindeutig als direkte Reaktion der Ruetz auf anthropogene Eingriffe zu verstehen. Die in diesen Bereichen stark durch den Bau der Stubai Gletscherstraße beeinflusste Ruetz nahm während der 87er Hochwasserereignisse ihre hydraulisch-morphologisch-petrographisch vorgegebene Abflußlinie wieder auf und stellte so ihr durch anthropogene Eingriffe gestörtes tradiertes Abflußverhalten wieder her (vgl. hierzu Abschn. 9).

Neben dieser Reaktivierung alter Flußbiegungen, der Begriff Mäanderbögen wird ausdrücklich vermieden, kam es vereinzelt auch zur Migration bestehender Prallhänge talabwärts (vgl. Abb. 72). Diese Prallhang-Migration ist auf die stark erhöhte Wasserführung, die extreme Geschiebefracht und auf die verstärkte Tiefenerosion (Gefälle!) der Ruetz während der Hochwasserereignisse zurückzuführen.



**Abb. 74:** Ruetz bei Schaller/Neustift nach dem Juli- Hochwasser 1987. Deutlich sind die Bachausuferungen im Bereich der Landesstraßenbrücke und zwei Damnbrüche zu sehen. Die ausgebrochene Ruetz, ging als „braided river“ nahezu auf voller Talbreite ab. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1987



Das von der Ruetz aus der Bachsohle und nachfolgend aus den Uferabhängigen reaktivierte Lockermaterial wurde meist nur über kurze Distanz transportiert. Ein Großteil der Schuttmassen, v. a. die größeren Komponenten und das mitgerissene Unholz\*, kam in den flacheren Talweiten unterhalb der steileren Erosions- und Durchtransportstrecken rasch zur Ablagerung (vgl. Karte 5 a, 5 b und 6). Abrupte Gefällsverminderung und hohe Geschiebefracht hatten zur Folge, daß die Ruetz in diesen Flachbereichen über ihre Ufer trat und in zahllose Abflußarme und Rinnsale verzweigt als „braided river“ mehr oder weniger auf voller Sohlenbreite abging und umfangreiche Überschotterungen auslöste (vgl. Abb. 74 und Karte 5 a und 5 b). Unterhalb dieser geschiebeentlastenden flacheren Tal weiten konnte die Ruetz dank freigewordener Transportkapazität erneut umfangreiche Geschiebemengen aufnehmen.



*Abb. 75: Spuren zweier Ruetz-Dammbrüche im Auebereich bei Neustift. Photo: Blättler 1987*

Die schwersten Schäden, Landschafts- wie Objektschäden, entstanden generell dort, wo man bedenkenlos Straßen in enge Talabschnitte trassierte, Brücken zu niedrig dimensionierte und Siedlungen und touristische Einrichtungen in die natürlichen Retentionsräume der Ruetz ausweitete bzw. hineinverlegte (vgl. hierzu Abschn. 9): Trotz Vorwarnung durch Experten wurde seinerzeit die Stubai Gletscherstraße streckenweise durch eine „wahre Urland schaff\*“ der

Ruetz trassiert, und man scheute sich auch nicht bei der Mutterberg Alm mehrere Großraumparkplätze direkt im Bachbett anzulegen (vgl. AULITZKY 1988 und Abb. 73). Im Bereich Falbeson mußte die Ruetz „zwischen den Wänden“ dem Neuausbau der Landesstraße weichen; man verlegte sie einfach auf die andere Talseite (vgl. Abb. 119). Bei Volderau eröffnete man den Campingplatz „Hochstuba“ mitten in einem natürlichen Retentionsbereich der Ruetz, und auch bei Krößbach, Schaller und Neustift wurde entgegen alter Überlieferung und gesunden Menschenverstands zunehmend im Hochflutbereich der Ruetz gebaut. Man ignorierte ganz einfach die Tatsache, daß die Ruetz in ihrem Oberlauf ein murfähiger Wildbach und in ihrem Mittellauf (zwischen Mildere und Neder) ein gefährlicher Dammfluß ist.

Durch unkoordinierte, teils widernatürliche Baumaßnahmen wurde das Hochwasserabflußregime der Ruetz negativ beeinflusst, wodurch es zu einer additiven Abflußsteigerung kam (vgl. AULITZKY 1988). Die umfangreichen Schäden, die durch gebrochene Dämme (vgl. Abb. 74 und 75), verklauste Brücken (vgl. Abb. 76) und weiträumige Überschotterung und Überflutung (vgl. Abb. 77) entstanden, machten dies überdeutlich (vgl. dazu Abschn. 3.2, 3.3.1, 3.3.2 und ausführlich 9).



*Abb. 76: Landesstraßenbrücke bei Schaller 1987. Die andrängenden Wasser- und Schuttmassen verklausten die ungenügend dimensionierte Betonbrücke. Die Verklauung führte zum beidseitigen Ausbruch der Ruetz, die Brücke selbst blieb unbeschädigt. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1987.*



*Abb. 77: Campingplatz „Hochstubai“ nach den Hochwasserereignissen 1987. Der im Hochflutbereich der Ruetz angelegte Campingplatz wurde vollkommen verwüstet, befindet sich aber heute immer noch, nur etwas vergrößert (!), am selben Ort. Photo: Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, 1987.*

### **53 Schlußfolgerungen**

Zusammenfassend bleibt festzuhalten (vgl. hierzu Karte 6):

- Abhängig von der Niederschlagsverteilung konzentrierten sich die 87er Hochwasserereignisse und -schäden auf das mittlere und hintere Stubaital.
- Die Lockermaterialherde (Geschiebeherde) lagen überwiegend in den moränenreichen rezenten/subrezentem Gletschervorfeldern, in umfangreichen Hangschuttbereichen und im Bachbett bzw. in bachnahen Bereichen der Ruetz selbst.
- Die Mobilisierung des Lockermaterials (Geschiebemobilisierung) erfolgte zum einen direkt über verstärkte Lateral- und Tiefenerosion der Ruetz und ihrer Seitenbäche, zum anderen indirekt über Feilenanbrüche, Grundbrüche und nachfolgende Murgänge aus den Hängen.
- Die weitere Schutttzufuhr (Geschiebezufuhr) lief über Murgänge in Rinnen und feilenartigen Hangrunsen und über die jeweils murartig abgehenden Quell- und südlichen Seitenbäche der Ruetz.

- Als natürliche Schuttfänger (Geschiebefänger) fungierten zahlreiche Karböden, die einen Großteil des aktivierten Lockermaterials zurückhielten und so noch größere Schäden verhindern halfen.
- In den steileren Engtalstrecken kam es, neben reinem Materialtransport, zu kräftiger Lateral- und Tiefenerosion. In einigen dieser Laufabschnitte führten stärkeres Pendeln des Stromstrichs und Prallhang-Migration zu einer Verbreiterung der aktiven Bachsohle.
- In den flacheren Talweitungen ging die Ruetz als „braided river“ nahezu auf voller Sohlenbreite ab und verursachte umfangreiche Akkumulationen.
- Durch zunehmende anthropogene Einflußnahme (z.B. zu starkes Einengen von Retentionsräumen, Straßen- und Brückenbau etc.) kam es in den betroffenen Bereichen generell zu einer Schadensintensivierung, in einigen Fällen sogar eindeutig erst zu einer Schadensverursachung.

## 6. Ergebnisse der Aufschluß- und Sedimentanalyse

Die Aufnahme der wenigen, meist nur kurzfristig durch Baumaßnahmen vorhandenen Aufschlüsse (vgl. Abb. 57) und die Analyse gezielt im Einzugsgebiet der Ruetz genommener Lockermaterialproben (vgl. Abschn. 4. Methodik), gaben Aufschluß über Aufbau und Zusammensetzung der Terrassen im vorderen Stubaital und über das bei Hochwasserabflüssen transportierte Lockermaterial.

### 6.1 Aufschlüsse im Stubaital

Die untersuchten und teilweise beprobten Aufschlüsse befanden sich mit einer Ausnahme alle im vorderen und mittleren Talbereich in den bereits angesprochenen spätglazialen Terrassen bzw. im Verschneidungsbereich von Murschuttkegeln mit spätglazialen Terrassen (vgl. Abschn. 2.7):

Aufschluß 1 und 2: „Kiesgrube Mieders“

Die Aufschlüsse 1 und 2 lagen in einer Kiesgrube nahe Mieders im Endmoränenbereich des steinachzeitlichen Stubai-Talglätschers (vgl. Abb. 13 Sign.a\*). Diese mittlerweile weiter abgebaute Grube erschließt einen Teil des Verzahnungsbereiches von steinachstadialen Vorstoßschottem, Grund- und Endmoränen mit lokalen Murschottem (vgl. Abb. 15).

Aufschluß 1 (vgl. Abb. 78 und 79) zeigte im Hangenden einen rezenten Ah-Horizont und da runter eine im Mittel 90 cm mächtige Solifluktionsschuttdecke. Im Liegenden folgte ein fossiler Boden (f Ah, fBv) mit Holzresten und vereinzelt Wüi<sup>^</sup>gestrukturen im Hangenden. Unterhalb davon war ein mächtiger Diamiktit aufgeschlossen, der alle Anzeichen einer solifluidal überprägten Endmoräne aufwies (vgl. KUHLE 1991):

Schichtung, Bankung oder Klassierung fehlten. Große, teils kantige, teils gut zugerundete, gekritzte bzw. facettierte Blöcke polymiktischer Gesteinszusammensetzung lagen chaotisch in einer feinen, schluffig-sandigen Matrix eingebettet (matrixgestütztes Gefüge!). Viele der groben Blöcke, v.a. einzelne Gneise und Glimmerschiefer, waren stark verwittert und derart mürbe, daß sie bei der kleinsten Beanspruchung zerfielen.

Um festzustellen, ob es sich bei diesem Diamiktit (vgl. Abb. 78) tatsächlich um den Rest einer spätsteinachstadialen Endmoräne des Stubai-Talglätschers handelt, wurde der aufgeschlossene f Ah-Horizont beprobt und die Probe einer

<sup>14</sup>C-Datierung zugeführt. Starke Probenverunreinigung machte für die weitere Beweisführung eine zusätzliche Probenahme notwendig, die jedoch daran scheiterte, daß die Fundlokalität in der Grube Mieders zu diesem Zeitpunkt bereits abgebaut war. Bei einem Alter von etwa 13-14.000 BP hätte die Bodenbildung (fAh, fBv) dem Steinach/Gschnitz-Interstadial, die solifluidale Überprägung und Fossilisierung des interstadialen Bodens dem folgenden Gschnitz-Stadial zugeschrieben werden können (vgl. Abschn. 2.7.1 und HEUBERGER 1968).



**Abb.78:**  
**Kiesgrube Mieders: Auf-**  
**schluß 1**  
**(vgl. Abb. 80)**  
**Photo: Blättler 1989**

Aufschluß 2 (vgl. Abb.79) lag etwas tiefer in der selben Kiesgrube und schloß gut klassierte, gewaschene Schotter, Kiese und Sande im Wechsel mit Moränen- und lokalen Murdiamiktiten auf. Die starke Verzahnung beider Sedimenttypen, diamiktisch und gewaschen-klassiert bzw. polymodale Mur-/Moränenfazies

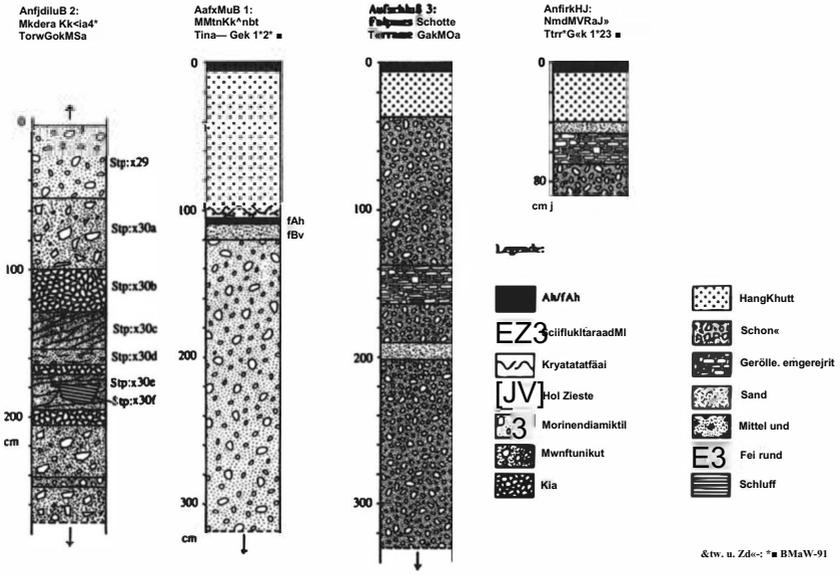


Abb.79: Terrassetiaufschlüsse im Stubatal

&tw. u. Zde:- \*■ BMaW-91

und uni-/bimodale Flußfazies (vgl. Tab. 11, 11a und Fig. 1a-d S. 155 ff), belegte den glazial induzierten mehr oder weniger gleichzeitigen Ablagerungsvorgang. Die Schotter, Kiese und Sande zeigten Ansätze einer Bankung und unsauberen Schichtung und wurden entweder randglazial als „Schotterflur“ (Vorstoßschotter, vgl. Abb. 15) oder delta-/kamesartig in die Ufermulde zwischen Gletscher und Talhang geschüttet.

Trotz teilweise relativ ähnlicher Ergebnisse der Korngrößenanalyse (vgl. Abschn. 6.2: Tab. 11, 11a und Fig 1a-d) konnte über den unterschiedlichen  $\text{CaCO}_3$  Gehalt dereinzeln Proben das aus dem mittleren und hinteren Subalital herangeführte Material von dem eher lokalen Murmaterial abgegrenzt werden.

Teilweise waren in den aufgeschlossenen Gruben wänden Stauchungsscherflächen und auf den sukzessiven Toteisabbau (vgl. Abschn. 2.7.1) zurückzuführende Verwerfungen und Schichtverbiegungen zu beobachten. Da neben fanden sich scharf gegen gröbere, gut klassierte Schotter und Kiese abgegrenzte Schollen wechsellagernder Feinsande und Schluffe, die nicht in situ lagen. Es ist davon auszugehen, daß diese Schollen über Schmelzwasser in gefrorenem Zustand transportiert wurden (vgl. KUHLE 1991). Nur so konnte sich die ungestörte warven-ähnliche Schichtung der glazilimnischen Sande und Schluffe erhalten. Die teilweise zu beobachtenden Stauchungen innerhalb dieser Schollen dürften dann auf Transportbeanspruchung zurückzuführen bzw. bei der endgültigen Einsedimentation der Schollen entstanden sein.

Der wechsellagernd aufgeschlossene lokale Murschutt war ebenfalls diamiktisch, setzte sich aber gegenüber dem petrographisch eher polymikten Moränen-Diamiktit überwiegend aus karbonatischen Gesteinen zusammen. Das scharfkantige Material wurde in mehreren Schüben schräg gegen den ehemaligen Eiskörper geschüttet und wies durch wieder ausgefällte Kalke stellenweise eine starke Zementierung auf.

### Aufschluß 3: Fulpmes/Schmiede

Aufschluß 3 (vgl. Abb.79) lag oberhalb der Kunstschmiede Fulpmes und gab einen Einblick in den inneren Aufbau der spätglazialen Terrassen. Ähnlich der Kiesgrube Mieders zeigte dieser mittlerweile befestigte und wieder begrünzte Aufschluß wechsellagernd, im Ansatz gebankte und klassierte Schotter und Sande. Auf ca. 10 m Breite war ein im Mittel 20 cm mächtiges grobes Schotterband aufgeschlossen, das sehr gut eingeregelt Gerölle aufwies. Die Schotter wurden in randglazialen Gerinnen transportiert (eingeregelt Gerölle!) und kamesartig absedimentiert.

Da die Terrasse in diesem Bereich nur als schmale Hangleiste ausgebildet ist und direkte Anzeichen von Ufermoränen fehlen, ist davon auszugehen, daß

durch spätere fluviale Unterschneidung die ehemalige Ufermoräne abgetragen und dadurch das Kamesmaterial aufgeschlossen wurde (vgl. KUHLE 1991).

#### Aufschluß 4: Fulpmes, Schwemmkegel Schlickerbach

Aufschluß 4 lag direkt im Ort Fulpmes, nahe dem Bahnhof. Der nur kurzfristig durch Hang- und Straßenbefestigungsmaßnahmen existierende Aufschluß erschloß einen typischen Verzahnungsbereich lokalen Murschutts mit spätglazialen Terrassenschottern (vgl. Abb. 13 und Abb. 80).

Während die teils gut bis sehr gut zugerundeten und klassierten Terrassenschotter Ansätze einer unsauberen Schichtung zeigten, lag der lokale Murschutt als typischer Diamiktit vor: Scharfkantiger Karbonatschutt des im vorderen Stubaital anstehenden Brennermesozoikums (vgl. Abschn. 2.3) lagerte chaotisch eingebettet in eine schluffig-sandige Karbonatmatrix. Wieder ausgefällte Kalke verursachten auch hier stellenweise eine starke Zementierung.

Wie für die Terrassenschotter in Mieders bereits angesprochen, fanden sich auch in den fluvio-randglazialen Fulpmer Schottern eingebettete bzw. eingestauchte Schollen und Schmitzen glazilimnischer Sande, die nur in gefrorenem Zustand transportiert und in den Schottern abgelagert worden sein können. Daneben existierten Nester sehr gut klassierter, gewaschener Feinkiese, die evtl. die fossilen Schmelzwasserrinnen einer ehemals vorhandenen Ufermulde nachzeichnen.

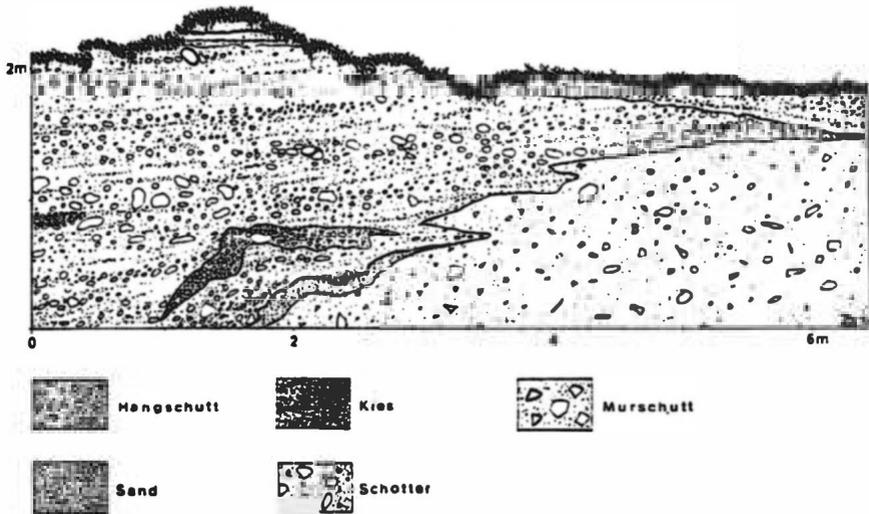


Abb. 80: Murkegel-Terrassenaufschluß Fulpmes

Entw. u. Zchg.: R. Blättler 1991

### Aufschluß 5: Neustift/Rain

Ein letzter Aufschluß spätglazialer Terrassenschotter lag in Neustift, Ortsteil Rain (vgl. Abb. 79, Aufschluß 5). Der kleine Aufschluß innerhalb der orographisch linken gsnitzstadialen „Eisrand ter rasse“ (vgl. Abschn. 2.7.1) war ähnlich zu interpretieren wie Aufschluß 3.

Unterhalb des rezenten Bodens folgte im Hangenden überwiegend karbonatischer Hangschutt und darunter im Liegenden dachziegelartig eingeregelt Gerölle. Auch hier waren die kamesartigen Ablagerungendes Uferandgerinnes aufgeschlossen. Wie bei Fulpmes kann für diesen Terrassenbereich angenommen werden, daß die ehemals vorhandene Ufermoräne durch fluviale Überschneidung zum überwiegenden Teil abtransportiert wurde und die Terrassenflanken so zusätzlich übersteilt wurden.

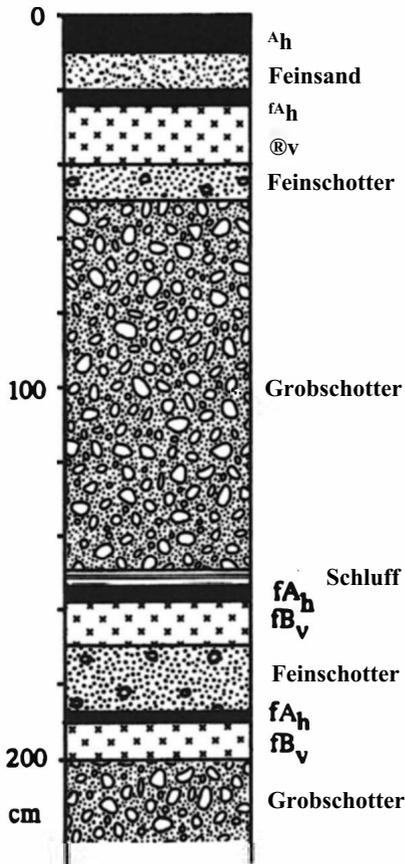


Abb. 81: Talbodenaufschuß bei Rarialt

## Talbodenaufschluß bei Ranalt

Der letzte Aufschluß lag im Talboden bei Ranalt im hinteren Stubaital und entstand durch Sohleintiefung der Ruetz während der 87er Hochwasserereignisse. Die nur kurzfristig aufgeschlossenen Schotterabfolgen, vor allem aber die zwischengeschalteten fossilen Böden (vgl. Abb. 81), zeigten deutlich, daß Hochwasserabflüsse mit extremem Geschiebetrieb nicht die Ausnahme bilden, sondern in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen auftreten und dann zu größeren Veränderungen im Flußbett und an den angrenzenden Hängen führen.

### 6.2 Analyseergebnisse der Lockermaterialproben

Die Laboranalyse der aus dem Einzugsgebiet der Ruetz und Aufschluß 2 (Kiesgrube Mieders) stammenden Lockermaterialproben (vgl. Abschn. 4, Abb. 57) bestätigte den makroskopischen Eindruck der Sedimente im Gelände und ergab zahlreiche Übereinstimmungen und eher fließende Übergänge zwischen Terrassenschottem, Glazial- und Murdiamiktiten. Die einzelnen Analysedaten sind Tabelle 11 zu entnehmen.

Für einige Proben (vgl. Fig. la-h; die restlichen, hier nicht angeführten Analysedaten sind in einem separaten Verzeichnis im Geographischen Institut Würzburg einsehbar) wurden für spätere Vergleichszwecke (vgl. Abschn. 8) die Körnungsspektren im Histogramm, als Häufigkeits- und als Summenkurve dargestellt. In der Histogrammdarstellung zeigte sich entweder eine mehr oder weniger ausgeprägte Bimodalität oder eine deutliche Polymodalität:

Bimodalität und damit ein mehr komgestütztes Gefüge tritt nach SPENCER (1963) und FOLK & WARD (1957) in allen Flußsanden (vgl. Fig. le und lg) unterschiedlich stark auf. Polymodalität und damit eher matrixgestütztes Gefüge liegt dagegen bei glazialen Ablagerungen (vgl. Fig. la und lf) und Murschutt (vgl. Fig. lb und lh) vor.

Um eine Differenzierung bzgl. Transportart und entsprechender Transportdynamik zu erhalten, wurden für die einzelnen Referenzproben die Texturparameter Mean (Me), Median (Md), Sortierung (So) und Schiefe (Sk) berechnet (vgl. Abschn. 4 und Tabelle 11 unten).

Als sehr aussage- und beweiskräftig erwies sich der Sortierungsgrad der Proben und deren Schiefe: Die einzelnen Proben waren zwischen sehr schlecht (z.B. Murschutt) und sehr gut (z.B. Flußsande) sortiert und zeigten überwiegend positive Schiefe, d.h. ein relativ lang gezogenes Ende der Summenkurven im Feinanteil (vgl. TUCKER 1985).

Gegenüber den mittel bis sehr gut sortierten Proben fluvial/glazifluvial transportierter Sedimente wiesen die schlecht bis sehr schlecht sortierten Proben

aus Mur- bzw. Moränendiamiktiten eine größere Packungsdichte auf: Durch das größere Komgrößenspektrum dieser meist relativ rasch nach nur kurzem Transport wieder abgelagerten Sedimente wurde der Porenraum zwischen den größeren Körnern von feineren Körnern ausgefüllt

Der Schiefewert reflektierte das Ablagerungsmilieu der Sedimente: Positive Schiefe wurde dabei als Ergebnis gravitativer Sedimentation gewertet. Bei Flußsanden bedeutet das, daß die gröbere Sandfraktion überwiegt, aber die Anteile von Schluff und Ton noch nicht vollständig entfernt wurden (vgl. TUCKER 1985).

Die starke Streuung der einzelnen Proben hinsichtlich Mean, Median, Sortierung und Schiefe (vgl. Tab. 11 unten) verdeutlichte zusätzlich, daß ihre Ablagerungen unter relativ unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen ablief.

Aus der Gegenüberstellung einzelner Texturparameter (vgl. Tab. 11a oben) und der Berücksichtigung der Häufigkeitskurven (vgl. Fig. 1a-h) ergab sich so für die Referenzproben folgende Faziesdifferenzierung (vgl. Tab. 11a unten):

- Mean im groben Bereich  
Sortierung gut bis sehr gut  
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal  
Flußbettfazies
- Mean im mittleren Bereich  
Sortierung gut bis sehr gut  
Häufigkeitskurve unimodal  
Flußfazies
- Mean im feineren Bereich  
Sortierung gut bis sehr gut  
Häufigkeitskurve unimodal  
Aufazies
- Mean im groben bis mittleren Bereich  
Sortierung schlecht bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve polymodal  
Murfazies
- Mean im groben bis mittleren Bereich  
Sortierung sehr schlecht  
Häufigkeitskurve polymodal  
Moränenfazies
- Mean im groben bis mittleren Bereich  
Sortierung mittel bis schlecht  
Häufigkeitskurve bi- bis schwach polymodal  
fluviatil überprägte  
Murfazies oder solifluidal überprägte  
Moränenfazies; vgl.  
Hochflutfazies

- Mean im mittleren bis feineren Bereich  
Sortierung mittel bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal

Hochflutfazies; evtl. Reste  
fluviatil umgelagerter Muren

Während die Verzahnung einerseits gewaschen-klassierter andererseits chaotisch-diamiktischer Sedimente deren mehr oder weniger zeitgleiche Ablagerung verdeutlichte, kennzeichnete der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt gerade der Proben aus dem mittleren und vorderen Stubaital (Brennermesozoikum!, vgl. Abschn. 2.3) des öfteren die genauere Herkunft einzelner Sedimente und erlaubte so eine zusätzliche Differenzierung nach Material-Herkunftsgebieten (vgl. Aufschluß 2 Kiesgrube Mieders und Abschn. 8).

Morphometrie und Morphoskopie erlaubten nur ganz selten, z.B. bei eindeutig facettierter oder gut zugerundeter und dachziegelartig abgelagerter Grobfraction (vgl. Aufschluß 1 „Kiesgrube Mieders“ und Aufschluß 5 „Rain“ in Abb. 79), eine Ansprache des Transportagens und Rückschlüsse auf die Transportbeanspruchung.

Die Matrix der im Labor untersuchten Proben setzte sich überwiegend aus extrem scharfkantigen bis maximal kantengerundeten Komponenten zusammen, was im Normalfall keiner oder nur geringer Transportbeanspruchung gleichgesetzt wird (vgl. EISSELE 1957, GUGGENM OOS 1954).

Bei Hochgebirgsbächen ist aber gerade das scharfkantige kaum zugerundete Material der im Ereignisfall auftretenden raschen und überaus gründlichen „Geschiebenaufbereitung\*“ zuzuschreiben: Durch Zerschlagen in engen und steileren Durchtransportstrecken erfahren glazial oder fluvial bereits stark beanspruchte und dementsprechend zugerundete Komponenten erneut stärkste Transportbeanspruchung.

Gleichzeitig wird über Muren und Uferunterschnidungen etc. ständig neuer scharfkantiger Schutt geliefert, der in flacheren Bereichen zugerundet wird und dort bis zum nächsten Hochwasser verbleibt, sofern es sich nicht um laufendes, bei normaler Wasserführung transportiertes Geschiebe handelt (vgl. Abschn. 2.5).

Die relativ einheitliche Zurundung trotz unterschiedlicher Sedimentfazies unterstreicht dabei die polyzyklische Sedimentgenese. Neben reiner Moränen-, Flußbett-, Fluß- und Aufazies existieren zahlreiche Fazies-Zwischenformen fluvial mehr oder weniger überprägten Mur- und Moränenmaterials.

Auf die zusätzliche Auswertung von Schlagmarken auf Komoberflächen wurde verzichtet, da jedes nur in irgendeiner Weise fluvial transportierte Geschiebe (polyzyklische Sedimentgenese!) auch mehr oder weniger fluviale Schlagmarken aufwies.

Tab. 11: Proben-Auswahl: Korngrößenhäufigkeit, CaCO<sub>3</sub> und PH-Wert, Texturparameter

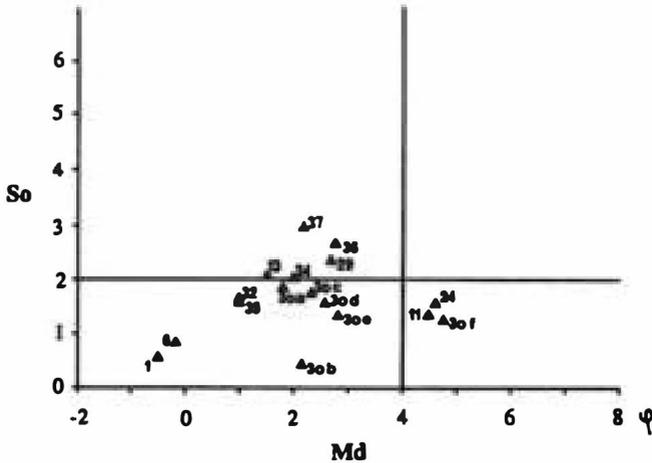
Pratei-fantel 19BVW KomgIMMtein^ait. CaCO<sub>3</sub> te PWtet:

Pite	X	«5	■S	rs	08	■0	m	█	C«CO <sub>3</sub>	PW
	1	1	1	5	X	1	i	1	1	
STP:M1	44.24	19.91	12.78	8.93	1.88	5.75	3.86	2.65	■	4.8
STP:«5	25.80	20.93	19.80	17.06	5.54	7.43	3.33	0.11	1	4.06
STP:«6	35.23	26.41	16.27	6.51	5.99	5.15	2.24	2.20	■	5.79
\$TP:x11	3.48	1.69	4.81	31.23	26.60	23.60	6.29	2.24	0	6.2
STP:i13a		19.43	11.35	18.97	15.45	20.32	10.11	4.37	0	4.81
SW:i«6	0.12	2.91	6.89	45.48	25.31	13.82	4.26	1.23	0	4.33
STP:x18	18.27	27.40	20.75	13.90	7.81	6.67	2.«	2.29	0	5.81
STP:i19	22.40	27.70	22.58	17.98	3.50	2.34	2.33	1.17	0	4.06
STP:x2i	19.93	28.28	19.57	16.05	10.27	4.36	1.13	0.42	0	6.35
STP:x22	0.12	3.24	20.31	29.23	15.14	19.48	9.58	2.90	0	6.44
STP:x23	6.19	24.18	34.56	18.16	8.45	4.38	2.40	1.67	1	6.41
STP: *24	0.55	3.29	11.78	27.07	17.49	22.79	12.41	4.63	1	5.82
51P:*25	21.72	25.11	29.89	11.66	3.01	4.98	2.36	1.24	0	6.02
STP:*26	13.70	20.56	19.30	20.37	9.73	11.48	4.73	0.13	1.1	6.59
STP:*27	10.19	28.28	29.30	18.72	4.64	4.65	1.00	2.43	7.19	7.35
STP:*26	37.80	22.49	22.48	10.40	1.56	4.40	0.78	0.10	0	4.9
STP:x29	15.03	17.11	13.97	17.65	12.21	13.04	7.24	3.75	1.75	6.81
STP:i30a	21.02	16.27	18.41	19.34	12.09	4.32	6.89	1.66	50.71	9.74
STP:*306	41.12	21.45	15.64	9.31	5.44	3.75	2.21	1.08	1.34	6.18
STP:x30c	5.23	7.56	18.31	32.50	13.50	16.20	5.27	1.41	19.51	8.32
STP:*304	0.40	8.91	34.24	42.71	8.59	3.M	1.29	0.42	1.58	6.72
STP:*30«	1.19	3.67	27.90	54.97	8.51	1.55	1.22	0.99	1.65	6.78
STP:i30f	0.56	3.12	8.25	19.23	45.01	15.75	5.21	2.87	1.25	6.61
STP:*31	14.31	20.08	17.70	17.48	9.29	7.79	9.50	3.84	1.32	6.65
S1P:*32	18.27	27.40	20.75	13.90	7.81	6.67	2.92	2.29	1	6.54
STP:*34	15.01	21.03	17.31	18.57	10.14	6.66	8.03	3.23	15.34	7.98
STP:x35	17.67	27.53	14.09	14.34	8.12	6.59	3.01	1.75	1.29	6.64
STP:*36		23.54	19.93	21.27	17.77	10.85	3.22	3.94	1.2	6.6
STP:«37		29.69	22.15	18.63	15.12	0.55	2.94	2.92	19.21	8.14

Wacftli : TaituTORamtr

Prob«	m	So	Ä
S1P:x1 Stellar	1536	0.55	0.31
STP:* (teterfUI	1229	O.M	0.47
\$1P:i11 Kiaatel«	48	1.39	0.70
STP:*13a Nte Orte	64	2.06	1.13
STP:«24 teteoT	45	1.56	0.84
STP:*29 Rittet Kittete 171		2.34	0.77
STP:*30a ■	307	1.67	1.04
STP:«308 ■	1434	0.45	0.46
STP:x30c B'	107	1.71	0.72
STP:*304 1'	192	1.58	1
STP:*30« Bi	154	1.3»	1.10
STP:*30f Bi	43	1.27	1.09
S1P:«32 lain	512	1.57	0.64
STP: *34 teterUI	256	2.07	0.96
STP:*J5 8lttel«ta!	512	1.M	0.60
STP:*36 laterui	154	2.57	0.90
S1P:«37 JadtligiSM	230	2.96	0.99

Tab. Ua: Proben-Auswahl: Gegenüberstellung und Auswertung einzelner Texturparameter

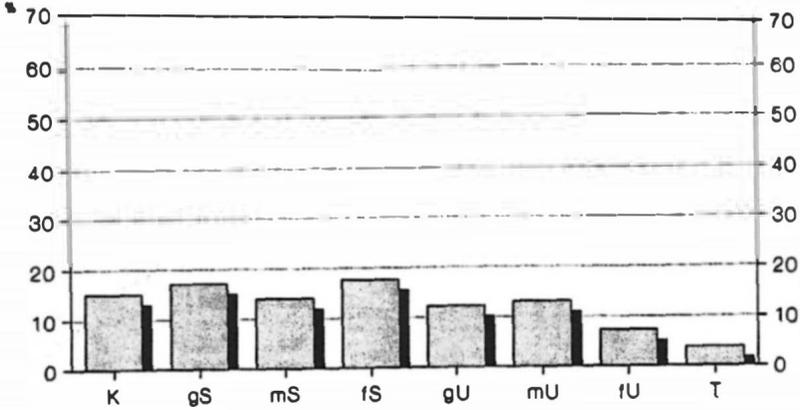


Fazies	Probe (vgl. Abb. 58)	So	CaCo3	
Flußbettfazies:	x1 Schiller	sg	0	-> rezent
	x6 Oberbergtal	sg	0	-* rezent
	x30b Mieders Kiesgrube	sg	1,34	-> randglazial/Gschnitz
Flußfazies:	x11 Klausäuele	g	0	-* Hochflut-Aufazies
	x24 Autenhof	m	0	-* Hochflut-Aufazies
	x30c Mieden Kiesgrube	i	19,51	-* fluvial um gelagerte Mure
	x30d Mieden Kiesgrube	m	1,58	-> glazifluvial/Steinach
	x30e Mieden Kiesgrube	g	1,65	-* glazifluvial/Steinach
	x30f Mieden Kiesgrube	g	1,25	-> glazilimnisch/Steinach
	x32 Rain	ml		-> glazifluvial/Gschnitz
x35 Bichelestal	m	1,29	-> glazifluvial/Gschnitz	
Murfazies:	x30a Mieden Kiesgrube	s	50,71	-> rezent/subrezent
	x34 Bachertal	ss	15,34	-> rezent
	x36 Lehnertal	ss	1,2	-> rezent
	x37 Jedlesgisse	ss	19,21	-> rezent
Moräncnfazies:	x13a Hohe Grube	ss	0	-> Daunmoräne
	x29 Mieden Kiesgrube	ss	1,75	-> Steinachmoräne

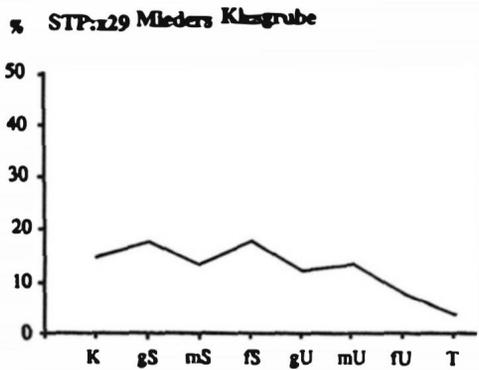
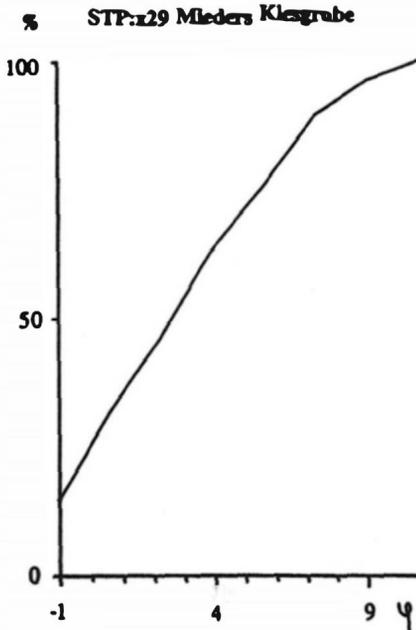
sg: sehr gut, g: gut, m: mittelmäßig, s: schlecht, ss: sehr schlecht sortiert

Fig. 1

# StP:x29 Mieders Kiesgrube

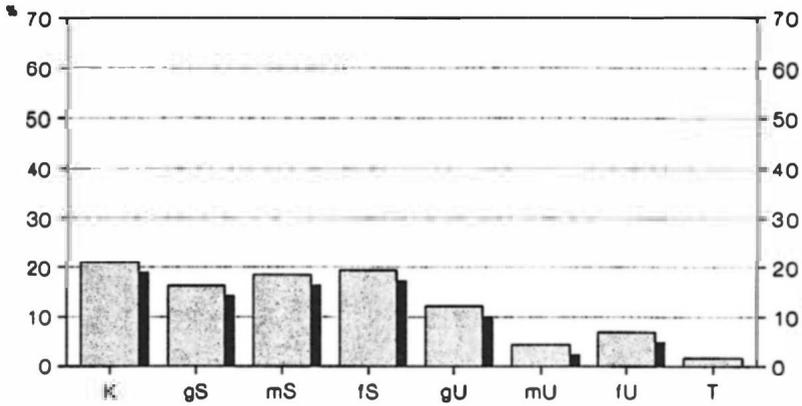


Stubal WM



Fil11b

# StP:x30a Mieders Kiesgrube



Stubal 1989

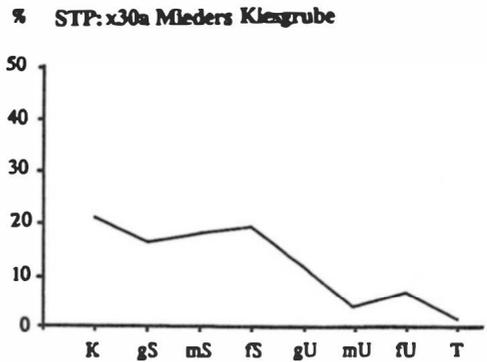
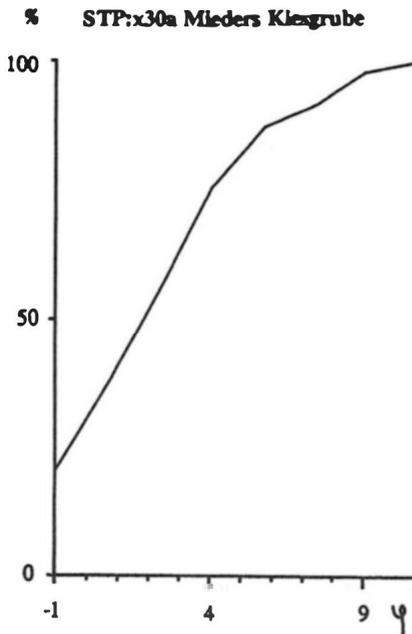
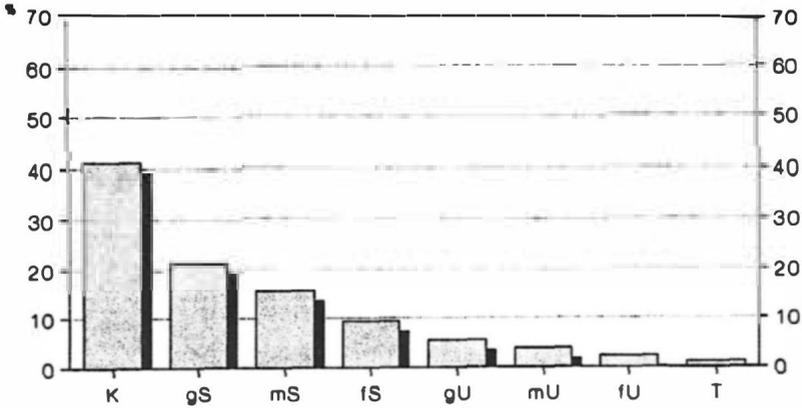


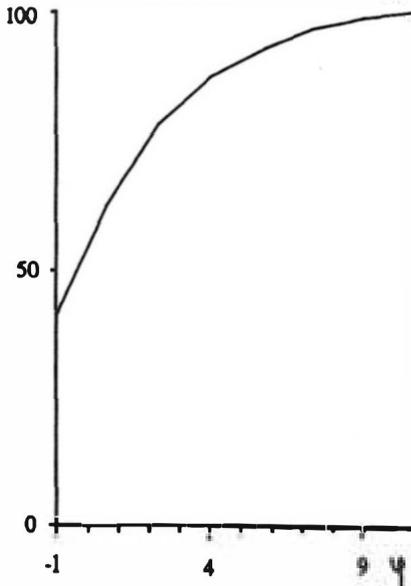
Fig. 1c

# StP:x30b Mieders Kiesgrube



Stubal 1989

% STP:x30b Mieders Kiesgrube



% STP:x30b Mieders Kiesgrube

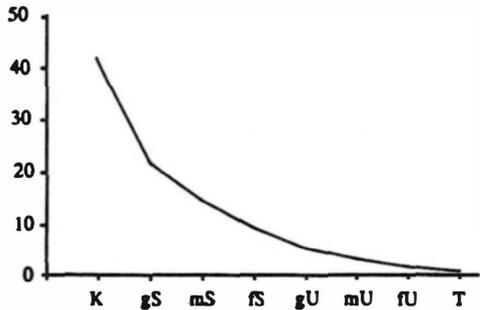
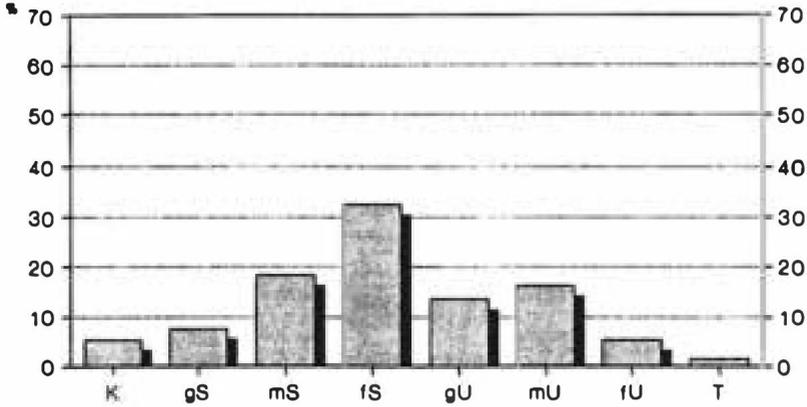


Fig. 1d

# StP:x30c Mieders Kiesgrube



Stubal 1989

## % STP:x30c Mieders Kiesgrube

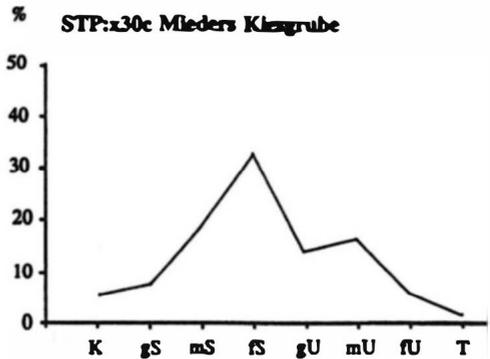
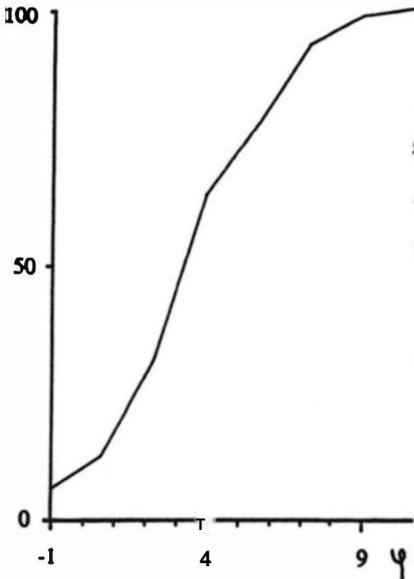
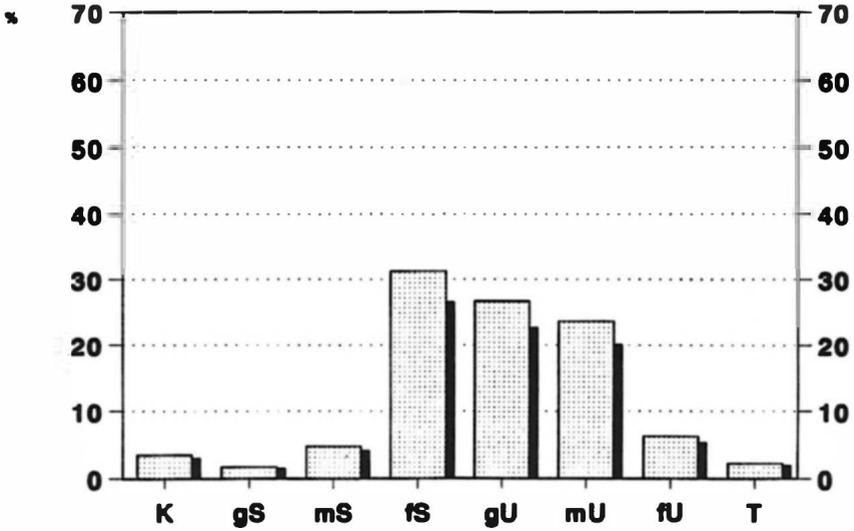


Fig. 1e

# StP:x11

## Klausüele



Stubai 1989

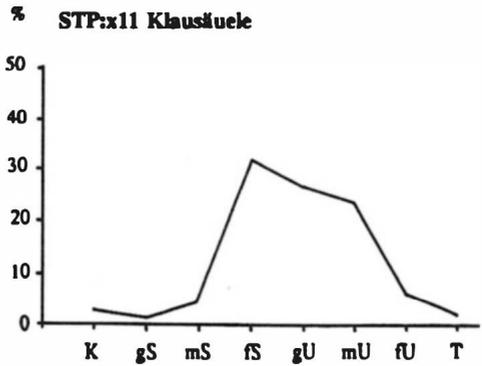
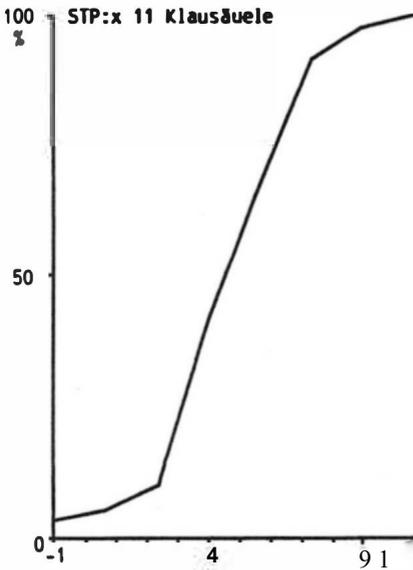
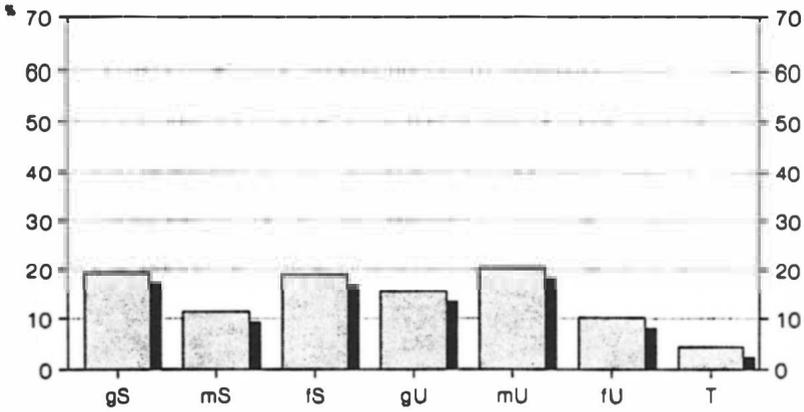


Fig. 1f

## StP:x13a Hohe Grube



Stubal WBS

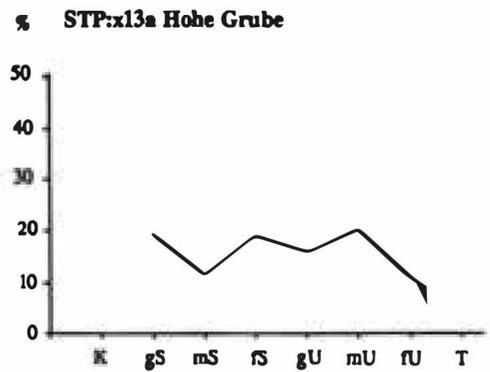
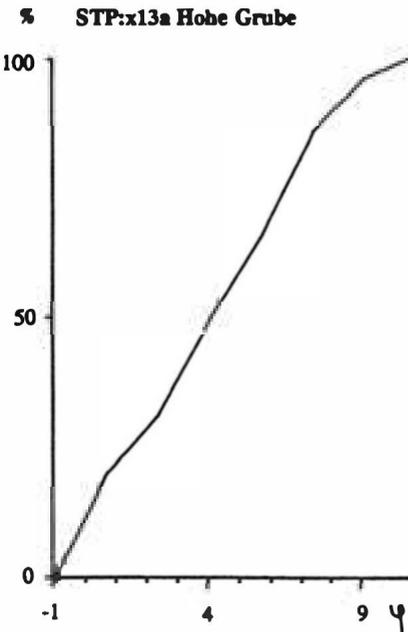
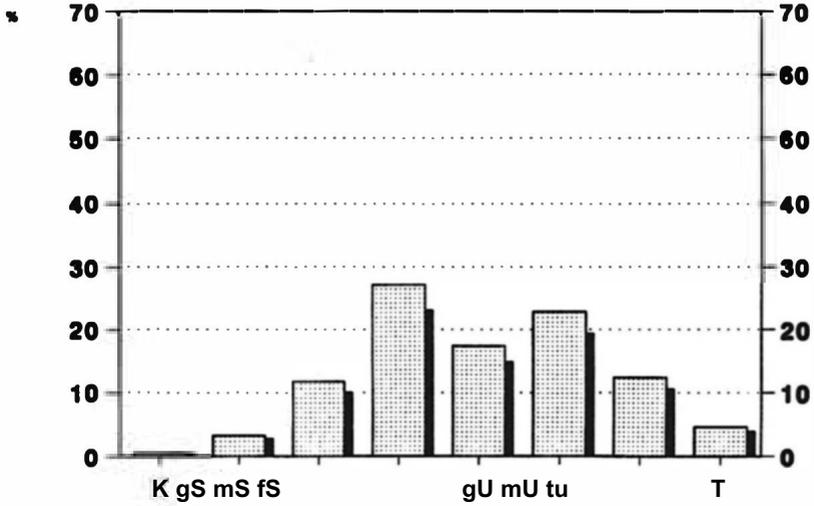


Fig. ig

# StP:x24 Autenhof



Stubá 1989

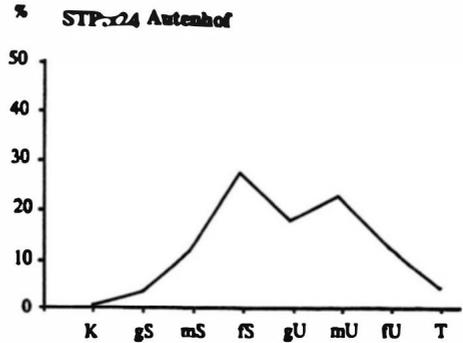
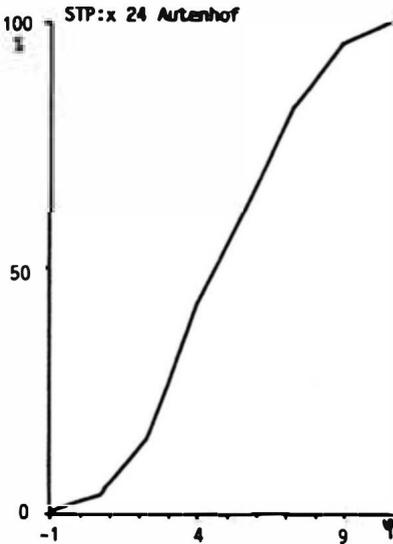
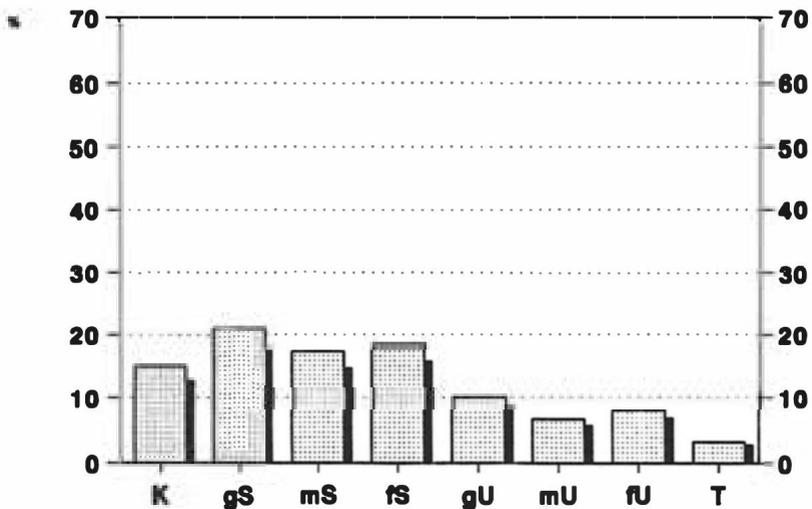
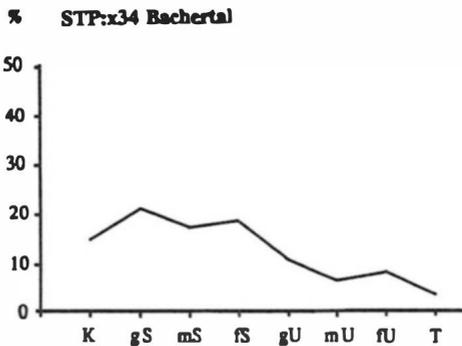
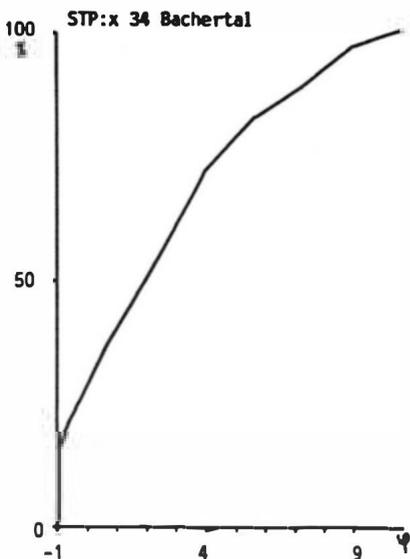


Fig. 1h

**StP:x34**  
Bachertal



Stubai1989



### 6.3 Schlußfolgerungen

Zusammenfassend und schlußfolgernd bleibt festzuhalten:

- Die Korngrößenverteilung ergab einen eher fließenden Übergang zwischen Terrassenschottern, Mur- und Moränendiamiktiten.
- Auch mit Hilfe der Morphometrie oder Bestimmung von Schlagmarken konnte, abgesehen von einigen Ausnahmen, keine eindeutige Ansprache erzielt werden.
- Erst über die Sortierung und den  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der einzelnen Proben war eine Differenzierung in unterschiedliche Faziestypen möglich, was weitere Rückschlüsse auf die Formungsdynamik erlaubte:
- Die Terrassen im vorderen und mittleren Stubaital wurden als paraglaziale Bildungen von Schmelzwasserbächen in den Ufertälern längs des spätglazialen Stubai-Talglatschers kamesartig aufgeschüttet. Dabei kam es vielfach zu intensiven Verzahnungen der Moränen und Vorstoßschotter mit lokalen Murschottern, die aus bereits eisfreien Seitentälern gegen den Gletscher geschüttet wurden.
- Durch fluviale Unterschneidung wurden die normalerweise zwischen Gletscher und Ufermulde eingeschalteten Ufermoränen großteils abgetragen und die Terrassen übersteilt.
- Das aus den Hängen über Murgänge und Rutschungen eingebrachte spät/postglaziale und rezente Moränenmaterial zeichnet sich bereits in den einzelnen Geschiebeherden durch eine polymikte Gesteinszusammensetzung und eine extrem diamikte bis ebenfalls polymikte Korngrößenzusammensetzung aus. Die Komsummenkurven sind zumeist polymodal und die Proben äußerst schlecht sortiert mit positiver Schiefe.
- Das bei Hochwasserereignissen über gesteigerte Tiefenerosion aus der Bachsohle aktivierte Material wurde bereits mehrfach umgelagert und ist an der besseren Sortierung und der uni- bis bimodalen Ausbildung der Komhäufigkeitskurven zu erkennen.

## 7. Rezente fluviale Morphodynamik und aktuelle Hangprozesse im Stubaier Langental

Als einer der wichtigsten Geschiebelieferanten der Ruetz bot sich das Stubaier Langental (vgl. Abb. 1 und 53) nach den 87er Hochwasserereignissen (vgl. Abschn. 3.5) für nähere Untersuchungen der im Kontaktbereich Hang/Bach ablaufenden morphodynamisch wirksamen Prozesse an (vgl. Abschn. 4 zur Methodik). Die einzelnen Geländearbeiten verdeutlichten zum einen die Sonderstellung des Langentales bzgl. Mur- und Hochwasseranfälligkeit zum anderen gaben sie Aufschluß über Geschiebeherde, Geschiebezufuhr, Geschiebetransport und die anthropogene Einflußnahme auf das aktuelle Formungsgeschehen.

### 7.1 Ergebnisse: Niederschlag, Temperatur und Abfluß

In den letzten Jahren erwies sich gerade das Stubaier Langental als stark mur- und hochwasseranfällig. Um diese Anfälligkeit quantitativ zu erfassen, und um für weitere Untersuchungen Niederschlags- und Temperaturwerte zur Verfügung zu haben, wurden von 1990 bis 1992 im Langental (Station B'such Alm, 1580 m), jeweils in der Zeit von Mai bis Oktober, Niederschlag und Lufttemperatur aufgezeichnet (vgl. Abschn. 4 zur Methodik).

Die Auswertung der Meßdaten (einsehbar im Geographischen Institut Würzburg) und ein Vergleich der Meßwerte der Station B'such Alm mit den Meßwerten der benachbarten Stationen Mutterberg Alm (1750m), Dresdner Hütte (2290m) und Schaufelfemer (2880m) (ebenfalls einsehbar im Geographischen Institut Würzburg) zeigten insgesamt eine gute Vergleichbarkeit der Meßwerte der einzelnen Stationen untereinander, ließen aber noch keine Aussage bzgl. der starken Hochwasseranfälligkeit gerade des Langentales zu.

Erst die Gegenüberstellung einzelner Tagesniederschlagswerte der letzten Hochwasserereignisse bzw. erhöhter Abflüsse, unter spezieller Berücksichtigung der jeweils vorherrschenden Wetterlage, verdeutlicht die Sonderstellung des Langentales im Mur- und Hochwassergeschehen des Stubaitales (vgl. Abb. 82):

Fast allen Stubaier Hochwasserereignissen der letzten Jahre lagen SW-Wetterlagen zugrunde, in der Literatur (vgl. STEINACKER 1988) als die alpinen Hochwasserlagen schlechthin bezeichnet (vgl. Abschn. 3.3.1, 3.3.2 und 3.5.1).

Während die anderen südlichen Seiten- und Quelltäler des Stubaitales wesentlich besser gegen Süden abgeschirmt sind, können auf das südexponierte

und zusätzlich tief eingesattelte Langental von S/SW herangeführte Störungen nahezu ungehindert übergreifen, wodurch es v.a. in den südlichen Einzugsbereichen des Tales immer wieder zu Starkniederschlägen kommt.

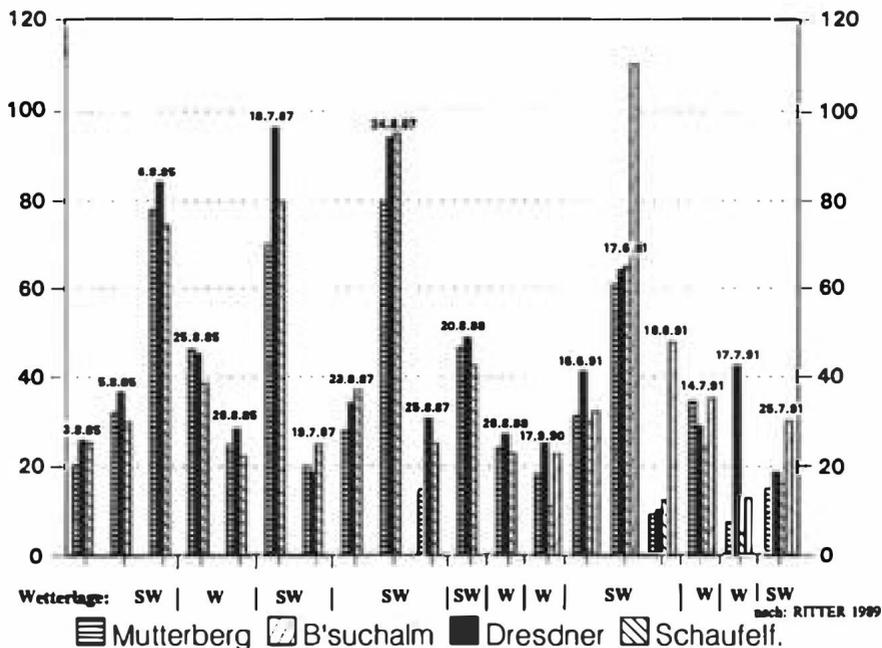


Abb. 82: Hochwasserereignisse im Stubaital 1985-1991: Niederschlag in mm/Tag

Treffen derart exzessive Niederschläge auf bereits stark wassergesättigte Hangschuttbereiche und/oder bei entsprechend hochliegender Nullgradgrenze der Temperatur auf die dann ebenfalls wassergesättigten/aperen Gletscherflächen des in den letzten Jahren stark zurückgegangenen Gröbl-Femers, kommt es zu überproportionalen Abflößerhöhungen (vgl. Abschn. 33.3 und 3.5). Die Murtätigkeit des Langenbaches kann auf diese Weise direkt in den rezenten Gletschervorfeldern einsetzen und zusammen mit Murgängen aus den angrenzenden schuttreichen Hangbereichen große Geschiebemengen mobilisieren (vgl. Abschn. 3.5 und Abb. 67).

Günstige Exposition und tiefe Einsattelung nach Süden waren es also, die das ohnehin geschiebereiche Langental zum muranfälligen Seitental des hinteren Stubaitales werden ließen und zur Sonderstellung des Langenbaches im Stubaiter Mur- und Hochwassereschehen führten.

Um zusätzlich einen Einblick in das Abflußgeschehen des Langenbaches zu bekommen, wurden zu unterschiedlichen Tages- und Jahreszeiten Abflußmessungen am Langenbach durchgeführt (vgl. Abschn. 4 zur Methodik).

Da auf einen Druckpegel und damit auch auf eine kontinuierliche Meßwertaufzeichnung verzichtet werden mußte, waren nur stichpunktartige Abflußmessungen mit Hilfe eines einfachen Lattenpegels und eines Ott-Meßflügels bzw. einer Leitfähigkeitssonde möglich. Abb. 83 gibt die 1991 bei unterschiedlichen Pegelständen des Langenbaches erhobenen Abflußwerte als Abflußkurve wieder.

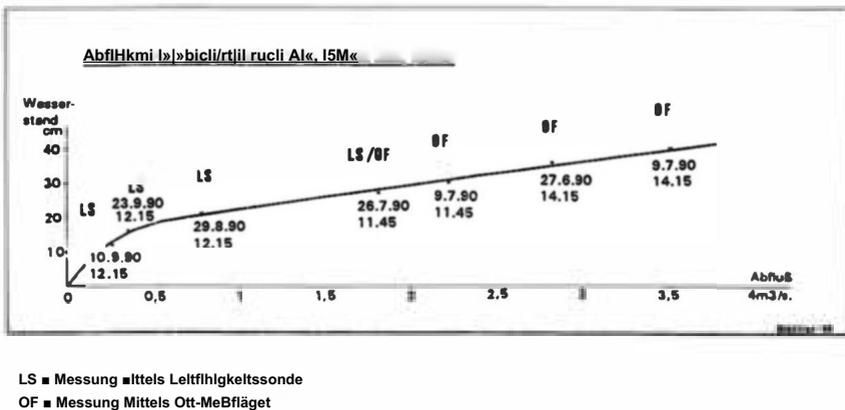


Abb. 83: Abflußkurve Langental (Meßwerte aus dem Jahr 1990)

Hochwasserabflüsse, speziell für weiterführende Aussagen bzgl. Geschiebetransport im Langenbach, konnten nicht erhoben werden, da zum einen die einzelnen Hochwasserereignisse nicht genau vorhersagbar waren und zum anderen Abflußmessungen bei extremem Geschiebetrieb im Langenbach auch meßtechnisch unmöglich gewesen wären.

## 7.2 Rezente Geschiebeherde

Die im Anschluß an die Murgänge von 1987 und 1988 (vgl. Abschn. 3.5) durchgeführten Kartierungen der Landschaftsschäden und die Auswertung vorhandener Luftbilder gaben Aufschluß über Art, Herkunft und Zufuhr des im Langenbach transportierten Geschiebes:

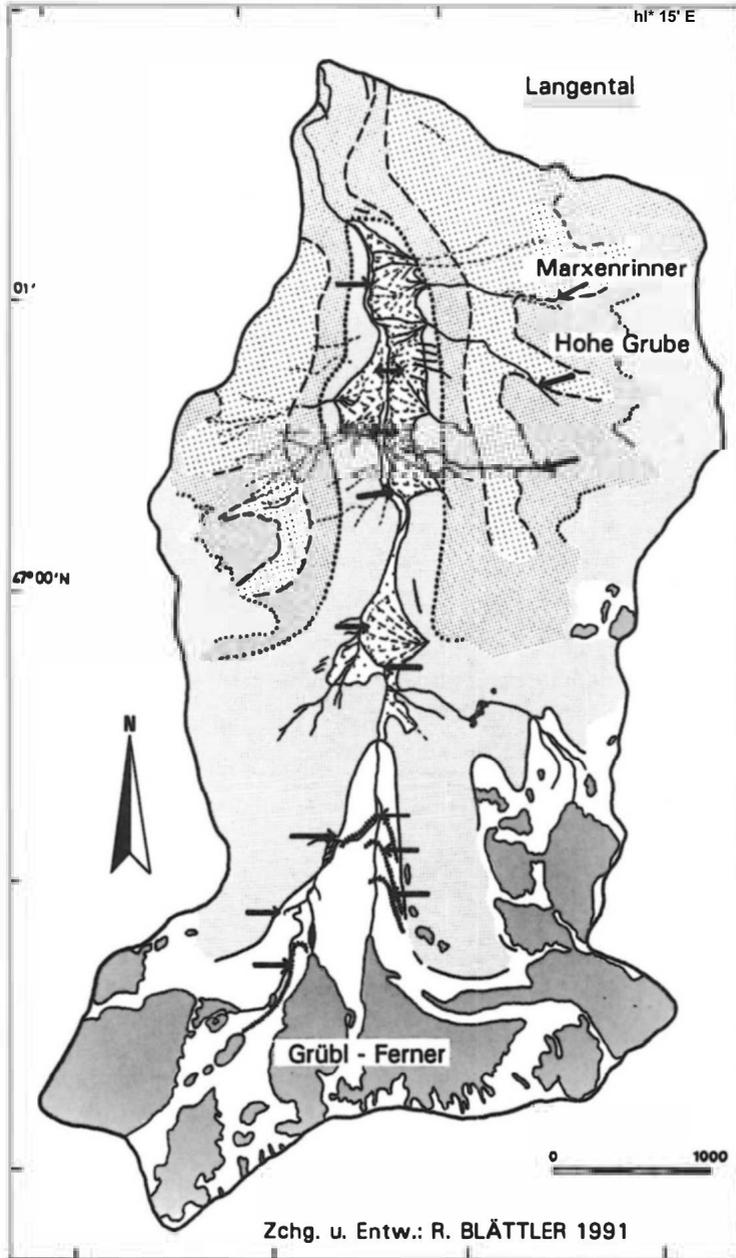
Bei den aktuellen Lockermaterialherden lassen sich direkte und indirekte Schuttherde unterscheiden (vgl. Abb. 84). Die direkten Schuttherde liegen im

Tab. 12: Gletscherstand: östlicher Größlfemer/St ubait al 1944-1986

1944 -1946	Rückgang	-11,9 m	Absoluter Abstand 43,9 m
1946 -1947	Rückgang	-16,1 m	
1947 -1949	Rückgang	- 2,3 m	
1949 -1950	Rückgang	- 7,7 m	
1950 - 1952	Rückgang	-14,0 m	
1952 - 1953	Rückgang	- 1,0 m	
1953-1954	Stagnation	0,0 m	
1954 -1955	keine Messung möglich		
1954 -1957	Rückgang	-13,0 m	
1957 - 1958	Rückgang	- 8,0 m	
1958 -1959	Rückgang	- 3,0 m	
1959 -1960	Rückgang	?	
1960-1961	Rückgang	?	
1961 -1962	Rückgang	?	
1962 - 1963	Rückgang	?	
1963 - 1964	Rückgang	- 5,0 m	
1964 -1974	Keine Messungen möglich. Der östliche Größlfemer lag im Zungenbereich unter einer mächtigen Schuttdecke. 1972 -1973 war die Zunge stark eingefallen und zerrissen.		
1974	-1975	Stagnation	- 0,4 m
1975	-1976	Rückgang	-17,9 m
1976	-1977	Vorstoß	+ 7,6 m
1978	-1979	Rückgang	- 1,7 m
1979	-1980	Rückgang	- 9,0 m
1980	-1981	Rückgang	- 1,5 m
1981	-1982	Rückgang	-23,5 m
1982	-1983	Stagnation	- 0,5 m
1983	-1984	Rückgang	- 3,3 m
1984	-1985	Stagnation	- 0,2 m
1985-1986	Rückgang	- 8,0 m	

—> Seit 1944 bis 1986 schmolz der östliche Größlfemer um rund 140 m (140,4 m) zurück. Seit dem 1920er Stand entspricht das einem Rückgang von 172,4 m absolut. 1953 war der östliche Größlfemer bereits 85 m zurückgegangen.

aus: *Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins: Gletscherberichte*



Äb. 84: Direkte und indirekte Geschiebeherde im Langental

unmittelbaren Einflußbereich des Langenbaches, die indirekten im Zugriffsbereich tributärer Hangrunsen und Seitenbäche. Morphologisch und hinsichtlich ihres Materials lassen sie sich drei Gruppen zuordnen:

- rezente und subrezente Moränen in den Gletschervorfeldern
- Hang-/Murschuttkegel der Hangrunsen und Seitenbäche
- Grund- und Endmoränen des spätglazialen Daun- und Egesenstandes des Langentalgletschers und verschiedener Kargletscher im Bereich der Hohen Grube (vgl. Abb. 84 und 85)

Der rasche Rückgang des östlichen und westlichen Grübelfemers während der letzten Jahrzehnte (vgl. Tab. 12) hinterließ in den rezenten Gletschervorfeldern des Langentals große Schuttmengen, die gerade 1987, nach einer zehnjährigen mur-/hochwasserfreien Periode, abfuhrbereit zur Verfügung standen.

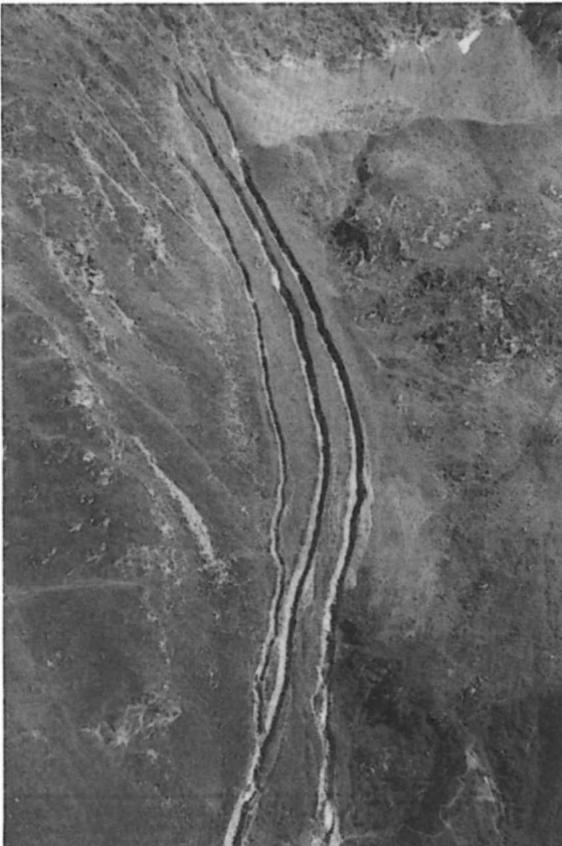
Neben ständig anfallendem Hangschutt stellt spätglaziales, subrezent und rezentes Moränenmaterial somit das umfangreichste Mur- und Geschiebepotential des Langenbaches dar. Das Lockermaterial umfaßt dabei alle Korngrößen bis hin zu Blöcken, die mehrere Kubikmeter groß sind. Durch geringe bis fehlende Vegetation ist dieses zudem matrixreiche Material (vgl. zur Sedimentanalyse Fig. 1f) dem ungehinderten Angriff abgehender Lawinen, Schmelzwässer und Starkregen ausgesetzt

*Legende zu Abb. 84*

- Vergletschertes Areal:**
-  Rezent
  -  1850er Stadiums
  -  Egesen \*
  -  Daun
  -  Unvergl. Areal  
z.Zt. d. Daun-St.
  -  Rezent überformter  
Talboden u Unterhänge
  -  Neuzeitliche Moränen
  -  Mur-/Schuttkegel
  -  Geschiebeherde

Im Bereich der Hohen Grube (vgl. Abb. 84) schneiden bzw. tangieren die Quellläste des Marxenrainers die rechte Ufermoräne eines spätglazialen Kargletschers. Der daunzeitliche Moränenwall (vgl. zur Sedimentanalyse Fig. 1f) wurde während des folgenden Egesenstadials (vgl. Abschn. 2.7.2) stark solifluidal überprägt, wodurch sich die morphologisch weichen eher verwaschenen Formen erklären.

Die Quellläste des Marxenrainers tiefen sich in diesen Ufermoränenwall runsenartig ein und erschlossen so dem Langenbach ein umfangreiches Geschiebepotential. In Bereichen nur geringmächtig ausgebildeter Schuttmassen schlugen die Runsen auf den durch glaziale Schliﬀspuren überprägten festen Fels durch. Anstelle weiterer Eintiefung kam es in diesen Bereichen zu einer entsprechenden Runsenverbreiterung (vgl. Abschn. 5.1 und Abb.69).



*Abb. 85:  
Solifluidal überprägte daun-  
stadiale Ufermoräneais um-  
fangreicher Geschiebeherd  
rezenter Hochwasserereig-  
nisse.*

*Photo: Blättler 1989*

### 7.3 Geschiebebereitstellung und -zufuhr aus den Hängen

Die zwei Jahre hindurch regelmäßig erfolgte Beobachtung und Vermessung einzelner Hangrinnen und Versuchsflächen bestätigte, daß die aktuellen geomorphologischen Formungsprozesse überwiegend phasenhaft eintreten und dabei mehr oder weniger von Einzelereignissen gesteuert werden. Eine kurze intensive Aktivitätsphase, ein durch Starkregen induziertes Hochwasser- oder Murereignis, leitet eine mehr oder weniger ausgeprägte Reaktionsphase morphologischer Stabilisierung ein, die entweder von einer erneuten Aktivitätsphase unterbrochen wird oder in eine längere Stabilitätsphase mehr oder weniger morphologischer Formungsruhe übergeht.



*Abb. 86:  
Hangmuse im Versuchshang oberhalb der Versuchalm im Langental. Das grobe Material stammt in erster Linie aus sehr reichen Grundlawinenabgängen  
Photo: Blättler 1989*

Im Bereich der B'such Alm läuft die Materialzufuhr aus den Hängen verstärkt im Spätwinter, zur Zeit der Schneeschmelze und bei sommerlichen Starkniederschlägen ab.

Zur Situation im Versuchshang (vgl. Abschn. 4 und Abb. 64):

- Im Spätwinter nehmen abgehende Grundlawinen\* einen Teil des durch Frostverwitterung und Steinschlag ganzjährig bereitgestellten Schutts auf und transportieren ihn über zwei im Mittel 3,50 m tiefe Hangrunsen weiter zu Tal (vgl. Abb. 86). überbordende und außerhalb der Hangrunsen abgehende Schneemassen kommen im unteren Hang bzw. am Hangfuß im Uferbereich des Vorfluters flächig zur Ablagerung. Dort und im mittleren bis unteren Abschnitt der episodisch wasserführenden Runsen wird der ausgeaperte Schutt zwischengelagert und bis zu seinem weiteren Abtransport angesammelt.



*Abb. 87: Lawinenabgang im Langental 1991. Auf diese Weise gelangen große Mengen an Schutt hi den unmittelbaren Zugriffsbereich des Langenbaches. Photo: Blättler 1991*

- Im Frühjahr 1989, 1990 und 1991 war in beiden noch durch Lawinenschnee verlegten Hangrunsen zu beobachten, daß die abgegangenen Schneemassen Schuttmaterial in großer Menge und bis ca. 80 cm Durchmesser (vgl. Abb. 87) aufgenommen und teilweise bis fast zum Vorfluter hin abtransportiert hatten.

Um Auskunft darüber zu erhalten, wie schnell und weit Schuttmaterial auf diese Weise innerhalb eines Jahres hangab transportiert wird, wurden 1989 im oberen Abschnitt des Versuchshanges mehrere Steine farbig markiert und ihre Lage photographisch festgehalten und in regelmäßigen Abständen überprüft. Eine im Spätwinter 1990 abgehende Grundlawine transportierte einige dieser Steine über 200 m diagonal hangabwärts, wo sie in einer der beiden Runsen vorläufig zur Ablagerung kamen. Nach einem kleineren Murgang am 17. August 1990 fand sich ein Teil der markierten Steine bereits fast am Hangfuß, kurz vor der Mündung der Hangrunsen in den Vorfluter.

Eine zweimalige Formungsaktivität (Grundlawine und Murgang) reichte also aus, den markierten Hangschutt über ca. 150 Höhenmeter in den unmittelbaren Zugriffsbereich des Langenbaches zu transportieren.

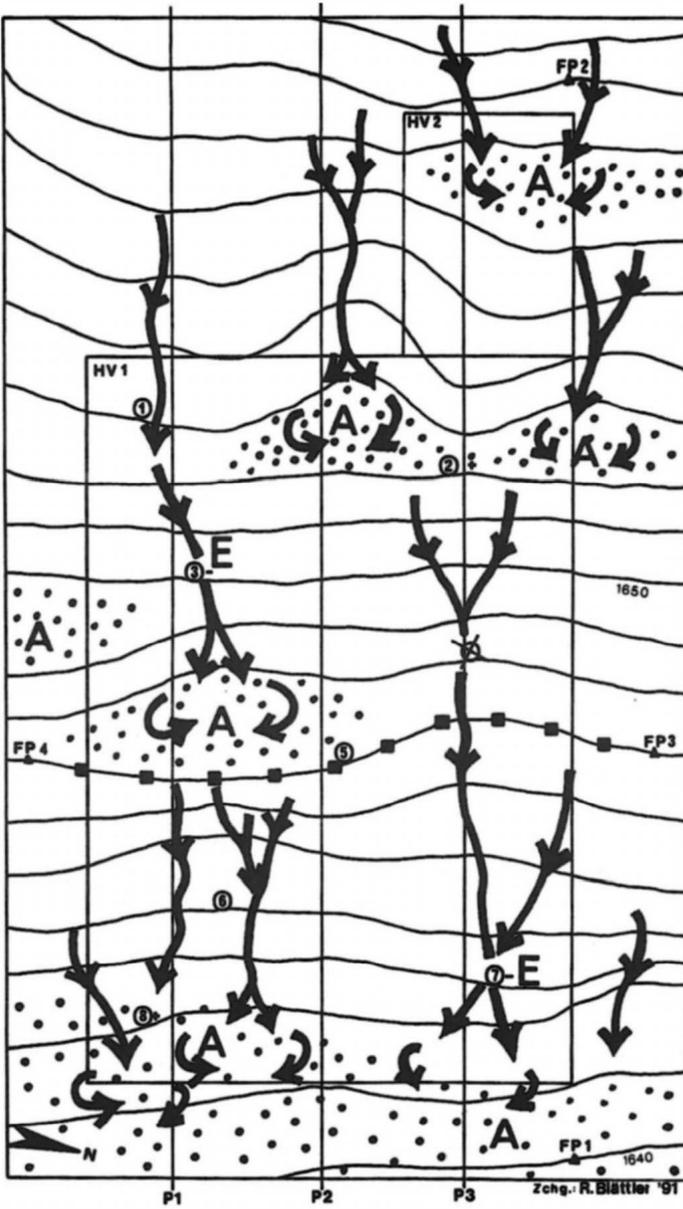
- Neben dieser linearen Materialzufuhr über Lawinen- bzw. Murabgänge in Hangrunsen erfolgt zur Zeit der Schneeschmelze und bei sommerlichen Starkregen auch flächenhafter Stofftransport: Während der Schneeschmelze kommt es in den oberflächlich stark durchnässten unteren Hangbereichen des Versuchshanges zu leichtem Bodenfließen, wie Ansätze einer Lobenbildung und die Schrägstellung einzelner eingemessener Denudationspegel verdeutlichen.

Zur Zeit der Schneeschmelze und bei Starkregen folgt der auftretende Oberflächenabfluß mehr oder weniger gut ausgebildeten kleinen Rinnen (vgl. Abb. 64 und 88) und hat bei kleineren Gefällesprüngen Erosion bzw. Akkumulation zur Folge (vgl. Abb. 88 Buchstaben A und E und Abb. 89):

Einige der ausgebrachten Denudationspegel (vgl. Abb. 65) wiesen bereits nach vier Wochen einen Denudationsbetrag von 3-4 cm auf. Abbildung 88 verdeutlicht die Situation im Frühjahr 1990: Pegel 3 und 7 zeigten 4 cm Erosion an, während bei Pegel 2, 5 und 8 zwischen 2 und 3 cm Akkumulation zu verzeichnen waren. Bei Pegel 1 und 6 wurden keine Änderungen festgestellt und Pegel 4 fiel ganz aus. Im weiteren Verlauf des Jahres änderte sich an diesen Werten so gut wie nichts mehr.

Eine im Winter 90/91 wahrscheinlich durch Wild ausgelöste Staublawine, eine im Spätwinter 1991 abgehende Grundlawine und mehrere Steinschläge verlegten den ganzen unteren Abschnitt des Versuchshanges mit Hangschutt und zerstörten dabei die Denudationspegel (vgl. Abb. 90). Ab Frühjahr 1991 waren deshalb im Versuchshang keine weiteren Vergleichsmessungen mehr möglich.

Derart bereitgestellt liegt das Schuttmaterial während der Sommermonate für Hochwasser bzw. Murgänge abfuhrbereit in den Hangrunsen, Seitenbächen und, für den Vorfluter jederzeit durch Lateralerosion erreichbar, am etwas höheren Ufer.



Legende: Vgl. Text

0 ————— ] m

Abb. 88: Langental: Hangversuchsflächen (HV1, HV2) im Frühjahr 1990 (vgl. Abb. 64 und Abschn. 4)

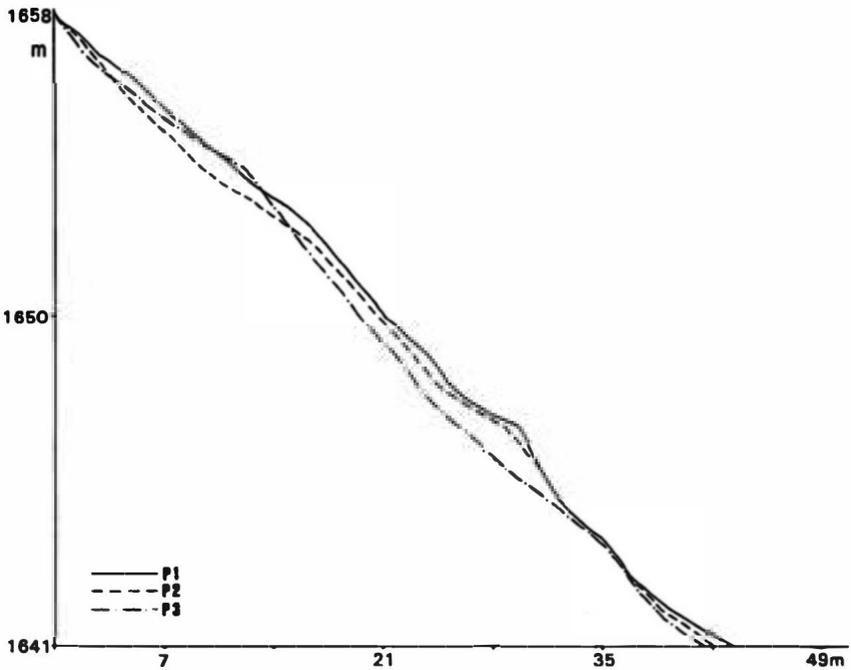


Abb.89: Langental: Hangversuchsflächen (HV1, HV2)/ Profile (P1-P3) (vgl. Abb. 88, P1/P2/P3)



Abb. 90: Versuchshang 1991: Durch Grundlawinenabgang bzw. Steinschlag zerstörter Denudationspegel. Photo: Blätter 1991



*Abb. 91:  
Langental/Quellüste des  
Marxenrinners:  
Stark eingetiefte Hangrunsen  
in glaziale Hangschutt.  
Das matrixreiche Material stellt  
einen idealen und im Ereignisfall  
um fangreichen Geschiebeherddar.  
Photo: Blättler 1989*

Wie rasch und umfangreich die Materialzufuhr aus den Hängen abläuft verdeutlichte eine etwas weiter talaus, orographisch rechts mündende Hangrunse, der Marxenrinne (vgl. Abb. 53 und 91). Während des Untersuchungszeitraumes wurden bei dieser Runse zwei Querprofile im mittleren Hangbereich mehrmals eingemessen. Die Profile (vgl. Abb. 91 und 92) verdeutlichen das Ausmaß und den Wechsel von Schuttansammlung und -abtransport:

Im Herbst 1989 zeigte die Runse, durch einen kleineren Murabgang in der Nacht vom 20. auf den 21. August 1988 leicht überprägt, noch in etwa den Ist-Zustand nach den 87er Hochwasser-/Mureignissen.

1990 und 1991 kam es durch Steinschlag, in erster Linie aber durch schuttreiche Grundlawinenabgänge im Spätwinter, zu einer langsamen, phasenhaften Verfüllung der Runse. Das 1987 und 1988 durch Murgänge geräumte Geschiebereservoir wurde auf diese Weise wieder mit Lockermaterial aufgefüllt.

Am 17. Juni 1991 fielen im Langental 110 mm Niederschlag (Station B'such Alm, vgl. Fig. 2). Der kurzfristig stark erhöhte Abfluß des Marxenrinnerbaches räumte die Hangrunse und transportierte das über zwei Jahre angesammelte und zwischengelagerte Material dem Langenbach zu.

Zeitgleich kam es in den hydrographisch rechten Einhängen des Langentales, v.a. im Bereich der Langentaler Alm zu zahlreichen kleineren Murgängen, die nach Auskunft des Almbesitzers „erstmal seit Menschengedenken\*\*“ wieder abgingen. Ob diese Gerinnereaktivierung auf gesteigerten Weideeinfluß zurückzuführen ist, oder rein natürliche Gründe hatte, ließ sich nicht weiter klären.

1992 kam es im Marxenrinner nach kurzer erneuter Verfüllung durch schuttreiche Grundlawinen zu einem weiteren Murgang, der neben starker Eintiefung auch eine, v.a. im Mündungsbereich ausgeprägte, Runsenverbreiterung zur Folge hatte.

1991 und 1992 führten die abgegangenen Schuttmassen jeweils zu einem kurzfristigen Stau des Langenbaches, der die eingestossenen Schuttmassen (jeweils etwa 8-10.000 m<sup>3</sup>) nicht bewältigen konnte.

Nach beiden Ereignissen wurde der Mündungsbereich der Runse und der Langenbach geräumt. Eine Verbauung dieser Runse wäre zwar möglich und wünschenswert, stünde aber in keinem Kosten-Nutzen-Verhältnis (NEUNER, frendl. mündl. Mittl. 1992).

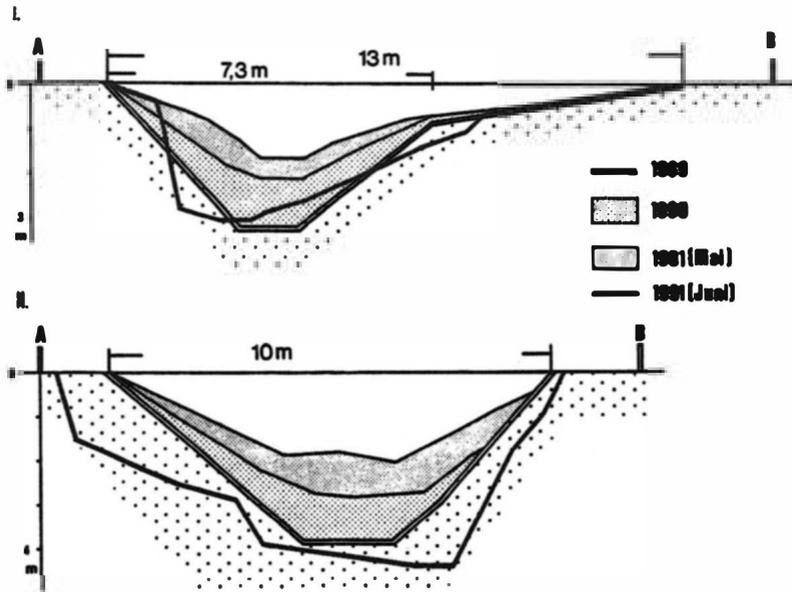
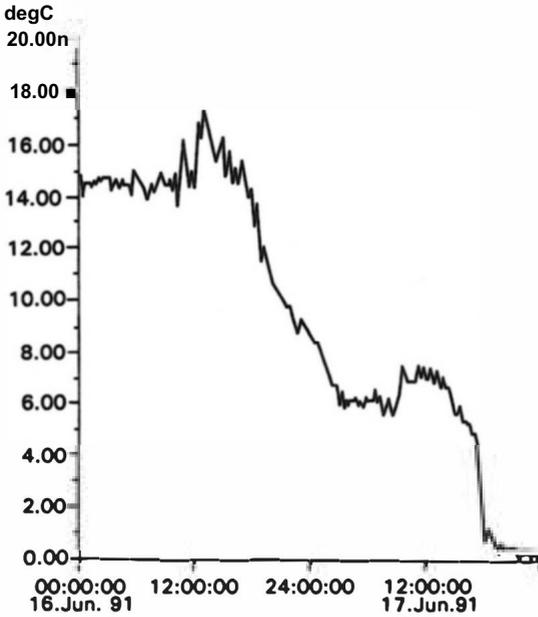
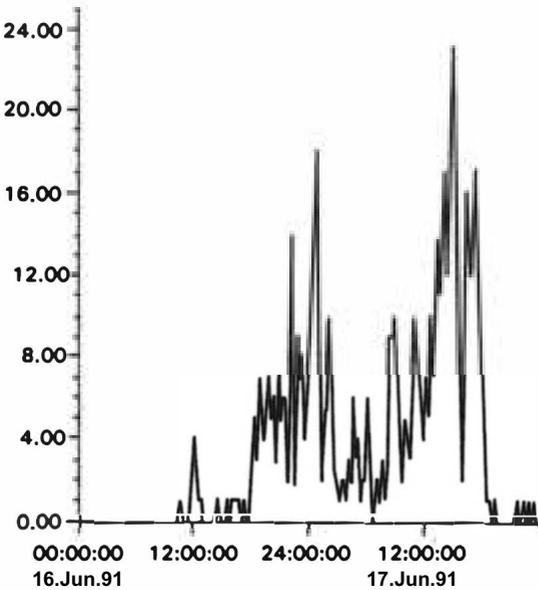


Abb. 92: Eingemessene Querprofile einer Hangrunse im Langental



Temperaturwerte in X?



Niederschlag in mm

Fig. 2: Temperatur- und Niederschlagswerte vom 16. und 17. Juni 1991 (Station B'such Almi Langental)

#### 7.4 Anthropogen beeinflusste Hangprozesse innerhalb der Mündungsschlucht

Das event-gesteuerte Zusammenspiel aktueller Formungsprozesse ließ sich besonders gut an den in spätglazialen Moränen ausgebildeten Einhängen des unteren Langenbaches beobachten (vgl. Abb. 53 und 84). Während der einzelnen Hochwasserereignisse 1987 und 1988 kam es hier durch den Langenbach zu umfangreichen Uferanbrüchen.

Am hydrographisch linken Ufer setzte durch nachträgliche Abbrüche und kleinere Rutschungen ein langsamer Gefällsausgleich der unterschrittenen Hänge ein. Das nachgerutschte Material sammelte sich am jeweiligen Hangfuß im Hochflutbereich an und bildete eine Art „Ersatz-Widerlager“. Langsame Wiederbegrünung, bei der oft abgerutschtes Pflanzenmaterial Pionierarbeit leistete, konnte einsetzen und die Hangstabilisierung fortsetzen (vgl. Abb. 93).



*Abb. 93: Natürliche Hangstabilisierung im Langental.*

*Photo: Blättler 1991*

Am hydrographisch rechten Ufer verläuft die Zufahrt zur B'such Alm. Nach jedem Hochwasser mußten unterschrittene und weggerissene Bereiche des Weges neu angelegt werden (vgl. Abb. 94 A, B und 95). Um die Zufahrt freizuhalten wurde das nachrutschende Lockermaterial ständig weggeschoben (vgl. Abb. 96). Da so ein ausreichend stützendes Widerlager am Hangfuß fehlte,



Abb. 95: Langental: Rotationsbruch am Einhang des Langeilbaches

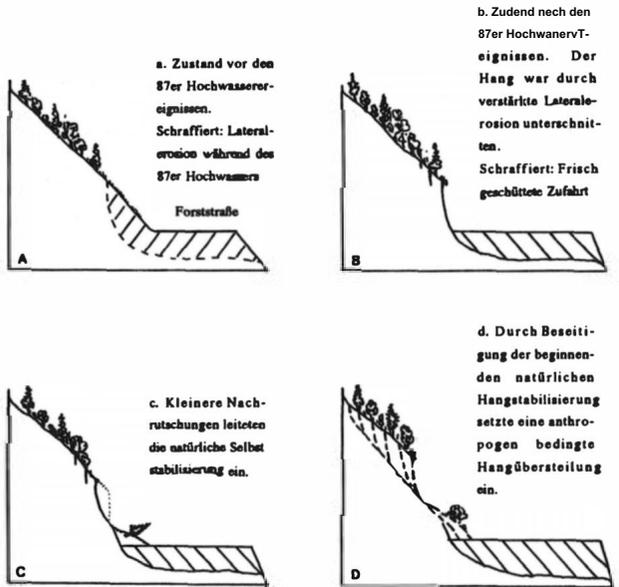


Abb. 94: Rotationsbruch im Langental

bildeten sich im Oberhang Zugrisse. Ausgelöst durch Starkregen bzw. durch starke Vernässung zur Zeit der Schneeschmelze, kam es während des Beobachtungszeitraumes immer wieder zu kleineren Rotationsanbrüchen (vgl. Abb. 94 C, D und 95). Die betroffenen Hangbereiche kamen nicht zur Ruhe, da die natürliche Selbststabilisierung in diesem Fall anthropogen bedingt nicht greifen konnte.



*Abb. 96: Anthropogen induzierte Hangübersteilung im Langental. Durch ständige anthropogen bedingte Hangunterschneidung kann die natürliche Selbststabilisierung nicht greifen. Photo: Blättler 1991*

## **7.5 Geschiebetransport**

Im Auskunft darüber zu erhalten, wie schnell aufgenommenes Material weitertransportiert und dem Vorfluter zugeführt wird, wurden im Bett des Langenbaches zwei Farblinien und fünf senderbestückte Radiogeschiebe ausgebracht (vgl. Abschn. 4 zur Methodik, Abb. 62).

Mehrere Versuche erbrachten, daß die Radiogeschiebe durch die begrenzte Batteriekapazität ihrer Sender im Langenbach, den stark turbulenten Abfluß und häufige Kolkbildung kennzeichnen, nur bedingt einsetzbar sind. Lagten die Radiogeschiebe erst einmal in einem der oft bis zu einen Meter tiefen Kolke fest,

konnte der wegen der niedrigen Wasser temperaturen alle 3-4 Monate fällige Batteriewechsel der Sender nicht rechtzeitig durchgeführt werden. Nur bei Niedrigwasser, im Spätherbst oder vor Einsetzen der Schneeschmelze, war an die Tracergeschiebe heranzukommen. Geschiebe deren Sender auf diese Weise ausfielen, konnten nur durch Zufall und hohen Zeitaufwand wiedergefunden werden.

Im Langenbach wurde deshalb auf die gängige Farbgeschiebe-Methode zurückgegriffen. Anstelle der fünf Radiogeschiebe wurden 25 unterschiedlich große Farbgeschiebe ausgebracht, und deren Lage im Bachbett beobachtet und photographisch festgehalten (vgl. Abb. 63).

Am 17. Juni 1991 hatten exzessive Niederschläge im Langental einen kurzfristig stark erhöhten Abfluß und entsprechende Geschiebeumlagerungen im Langenbach zur Folge. Nach diesem Ereignis konnte keines der zwischen 0.25 und 5 kg schweren und bislang lagestabilen Farbgeschiebe relokalisiert werden.

Durch den kurzfristig erhöhten Abfluß wurde auch das markierte Geschiebe einer der ausgebrachten Farblinien zu einem Teil ausgehoben und abtransportiert: Zwei der markierten Blöcke mit über bzw. bis zu 50 cm Kantenlänge fanden sich 20 bis 30 Meter weiter talab der ursprünglichen Profillinie, fast vollständig in das Murmaterial eingebacken und gaben so Aufschluß über die max. Korngröße des transportierten Geschiebes. Mehrere kubikmetergroße Blöcke, wie sie bei den Ereignissen 1987 und 1988 v. a. im Schluchtbereich des Langenbaches abdrifteten, können 1991 nicht bewegt worden sein, da sonst auch die markierten Blöcke weiter abtransportiert worden wären. Die zweite Farblinie konnte keine zusätzlichen Informationen liefern, da sie im Zuge von Räumarbeiten bereits im Frühjahr 1991 vollständig beseitigt wurde.

In welchem Umfang durch den Langenbach Geschiebe abtransportiert wird, ließ sich daher nur näherungsweise, über die Kubatur des im Rückhaltebecken oberhalb der B'such Alm abgelagerten Geschiebes ermitteln. Dazu mußte die maschinelle Räumung des Geschiebeauffangbeckens durch die Wildbach- und Lawinenverbauung abgewartet werden. Zu einer ersten Räumung (vgl. Abb. 97) kam es im Herbst 1991 (unterer Bereich) und im Herbst 1992 (oberer Bereich). Ehe im Becken abgelagerte und durch Lastwagen abtransportierte Geschiebemenge betrug 15.770 m<sup>3</sup>. Die Räumungskosten beliefen sich auf 700.000 OeS. (NEUNER 1992).

Rückschlüsse auf das im einzelnen Ereignisfall durch den Langenbach transportierte Lockermaterial sind schwierig, da das Auffangbecken zwar in der Zeit von 1988 bis 1992 15.770 m<sup>3</sup> zurückhielt, dieses Geschiebe sich aber auch innerhalb der drei Jahre ansammelte.

Zusätzlich erschwerend ist, daß bei dem Ereignis von 1988 mit Sicherheit an die 7-8.000 m<sup>3</sup> Material durch das zerstörte Sperren-Schloß abtransportiert

wurden, und daß 1901 nach Aussage eines Almbesitzers mit schwächer werdendem Geschiebetrieb eine durchaus erwünschte selbständige Entleerung des unteren Beckenbereiches durch das reparierte Auslaufwerk einsetzte (vgl. zur Methodik ZOLLINGER 1983).



*Abb. 97: Räumung des Geschiebeauffangbeckens in der B'such Alm im Herbst 1992  
Photo: Blättler 1992*

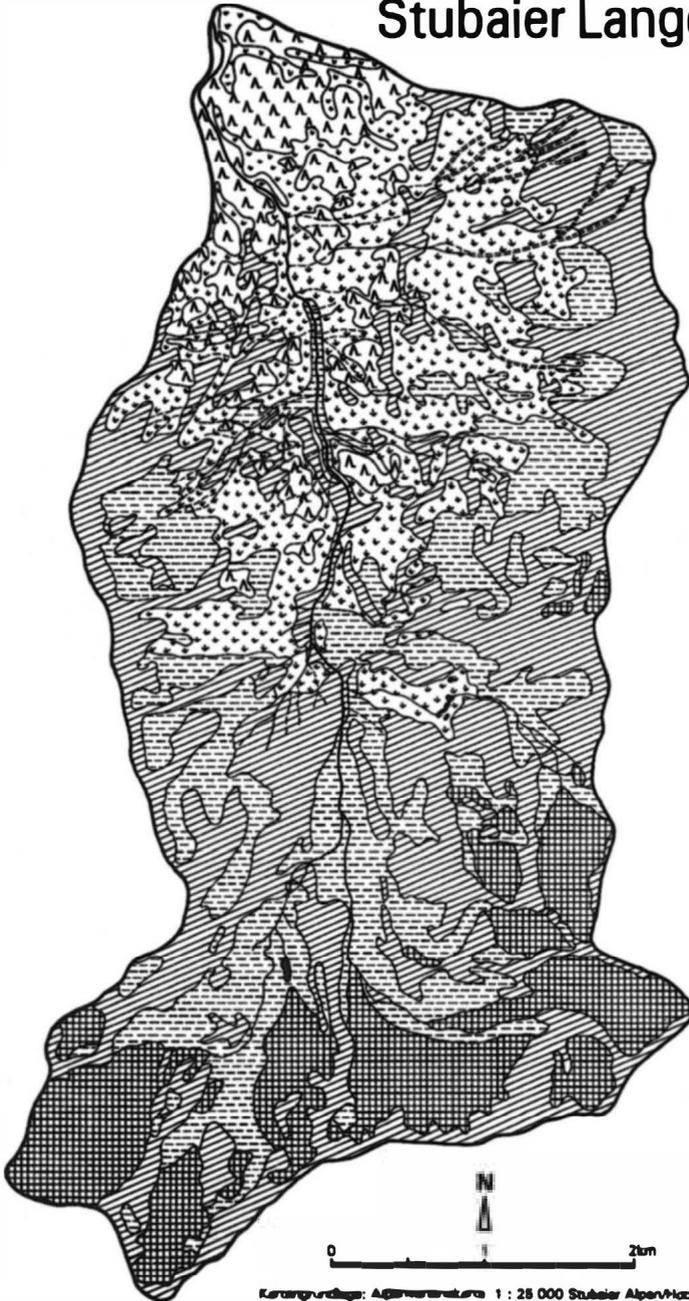
Berücksichtigt man, daß das Becken nach dem 88er Ereignis nahezu verfüllt war und ca. 7-8.000 m<sup>3</sup> zusätzlich abtransportiert wurden, kann davon ausgegangen werden, daß damals durch den Langenbach etwa 20.000 m<sup>3</sup> Geschiebe umgelagert wurden.

Da der Langenbach auch unterhalb der Geschiebesperre, v. a. aus den hydrographisch rechten Taleinhängen, kräftig mit Geschiebe bestoßen wird, erklären sich im Ereignisfall die extremen Geschiebeeinstöße in die Ruetz.

## **7.6 Computerkartographische Auswertung des Langenbacheinzugsgebietes**

Um die potentielle direkte Angriffsfläche fluvialer Erosion und darüber hinaus das in etwa mögliche abfuhrbereite Gesamt-Schuttpotential des Langentales zu ermitteln, wurde auf computer-kartographischem Weg eine Karte erstellt (vgl. Karte 7).

# Stubai Langental



Kartengrundlage: Alpenvereinskarte 1 : 25 000 Stubai Alpen-Nachstube  
Kartierung und Entwurf: R. Blöcker 1989/90

## Oberflächentypen



Wald/Krummholz (Fichten, Zirben, Weißerlen/  
Latschenkiefern, Zwergstrauchheiden)



Albfächen/Mattanregion (Bergwiesen/Polster\* und  
Pionierpflanzen, Schwingelrasen)



Schutt (Hangschutt, Murschutt, Moränen der  
Seitentalg letscher (Rückzugsstadien)



Felsbereiche (Biotitplagioklasgneis, Gneis-  
glimmerschiefer, Musko vitgranitg neis))



Gletscher und perennierende Schneeflecken

### Gewässer

----- perennierend fließende Bäche

—> episodisch/periodisch fließende Bäche

WM in Bachläufe einmündende

Mur- und Lawinenbahnen

-M- Seen

Karte 7:

Stubaiar Langental

Diese Karte beinhaltet das fluviale Netz und verdeutlicht die von Gletschern, Fels, nacktem und bedecktem (Bergwiesen und Wald) Schutt eingenommenen Bereiche. Die genaue Größe der einzelnen Flächen und deren prozentualer Anteil an der Gesamtfläche des Tales wurden ermittelt und ergaben, daß

- 1,3 ha / 6,5% von Wald,
- 4,3 ha / 22,0% von Bergwiesen,
- 4,5 ha / 23,5% von Schutt,
- 6,3 ha / 33,0% von Fels, und
- 2,9 ha / 15,0% von Gletschern eingenommen werden.

In Zusammenschau dieser Werte und unter Berücksichtigung der Gesamtlänge des vorhandenen fluvialen Netzes (33,24 km), ergaben weitere Berechnungen, daß bei einem angenommenen unmittelbaren Einflußbereich fluvialer Erosion von nur drei Meter links und rechts der perennierenden und periodischen Gewässer des Langentales (vgl. Abb. 91) etwa 20 ha Schuttfläche zur Verfügung stehen.

Dabei spielt es keine Rolle, ob diese potentielle Schuttfläche durch eine Vegetationsdecke geschützt wird oder nicht, da murartig abgehende Wildbäche das meiste Material durch Sohleintiefung und seitliche Hangunterschneidung aufnehmen (vgl. weiter oben und Abb. 92).

Bäume, Büsche oder Krummhölzer bieten daher keinen Schutz, sondern stürzen nach, werden mitgerissen und erhöhen durch Verkeilen und Verstopfen der Abflußrinnen bzw. durch Verklausen von Brücken zusätzlich das Schadensrisiko (vgl. Abb. 98 und 99).



*Abb. 98: Murgang im Omesberger Bach bei Neustift, Juni 1991. Deutlich ist die starke Eintiefung und die kräftige Lateralerosion zu sehen. Die einzelnen Erlen wurden entwurzelt, mit gerissen bzw. ähnlich wie bei einem Lawinenabgang umgebogen. Photo: Blättler 1991*



*Abb. 99: Murgang oberhalb der Langentaler Alm, Juni 1991. Derart kleinere Murgänge waren 1991 seit Menschengedenken erstmals in diesem Talbereich zu beobachten. Photo: Blättler 1991*

Der ermittelten Schuttfläche von etwa 20 ha entspräche bei einer feilen- bis kerbenartigen Eintiefung von im Mittel nur 0,5 Meter rein rechnerisch eine Schuttmenge von etwa 49.000 Kubikmeter. Schon bei einer Eintiefung von im Mittel 1,5 oder 2 Meter würde sich diese Menge rein rechnerisch auf etwa 147.000 bzw. 196.000 Kubikmeter erhöhen. Im Mittel entspräche dem eine Menge von etwa 74.000 Kubikmeter - ein abfuhrbereites Schuttpotential, das durch aktuelle Hangprozesse und durch Frostsprengung laufend ergänzt wird, wie die Untersuchungen bestätigten (vgl. weiter oben und Abb. 92).

## 7.7 Schlußfolgerungen

Zusammenfassend und schlußfolgernd bleibt festzuhalten:

- Günstige Exposition und tiefe Einsattelung nach Süden machen das Stubaier Langental bei SW-Wetterlagen stark mur- und hochwasseranfällig.
- Starkniederschläge, die durch eine hochgelegene 0°C-Grenze der Temperatur bis in die Gletscherregion hinauf als Regen fallen und bei noch vorhandenen Altschneelasten deren rasches Abschmelzen zusätzlich beschleunigen, haben im Langenbach besonders starke Hochwasserabflüsse und Muigänge zur Folge.
- Gesättigte Altschneedecken wie apere Gletscherflächen lassen Schmelz- und Niederschlagswasser nahezu ungehindert abflußwirksam werden (vgl. GAT-TERMAYR & WEBHOFER 1987).
- Durch umfangreiche Lateral- und Tiefenerosion seiner Quellbäche (vgl. Abb. 67) kann die Murtätigkeit des Langenbaches bereits unmittelbar in den rezenten schuttreichen Gletschervorfeld einsetzen.
- Spätglaziales, subrezent und rezentes Moränenmaterial stellt direkt und indirekt das umfangreichste Murpotential des Langenbaches dar.
- Bei gleichzeitig gesteigerter Schutttzufuhr aus den Hängen, über Hangrunsen und Seitenbäche, kommt es dann zu den katastrophalen Murgängen aus dem Langental und übermäßigen Geschiebeeinstößen in die Ruetz.
- Die Materialzufuhr aus den Hängen läuft phasenhaft ab: Kurze intensive Aktivitätsphasen im Spätwinter (schuttreiche Grundlawinenabgänge), zur Zeit der Schneeschmelze (gesteigerter Oberflächenabfluß) und bei sommerlichen Starkniederschlägen (Murgänge), leiten jeweils eine mehr oder weniger ausgeprägte Reaktionsphase morphologischer Stabilisierung ein, die entweder von einer erneuten Aktivitätsphase unterbrochen wird, oder in eine Stabilitätsphase mehr oder weniger morphologischer Formungsruhe übergeht.
- Das besonders extreme Murverhalten des Langenbaches ist somit glazialhy-

dromorphologisch vorgegeben und verdeutlicht das event-gesteuerte Zusammenspiel rezenter geomorphologischer Formungsprozesse (BLÄTTLER 1992).

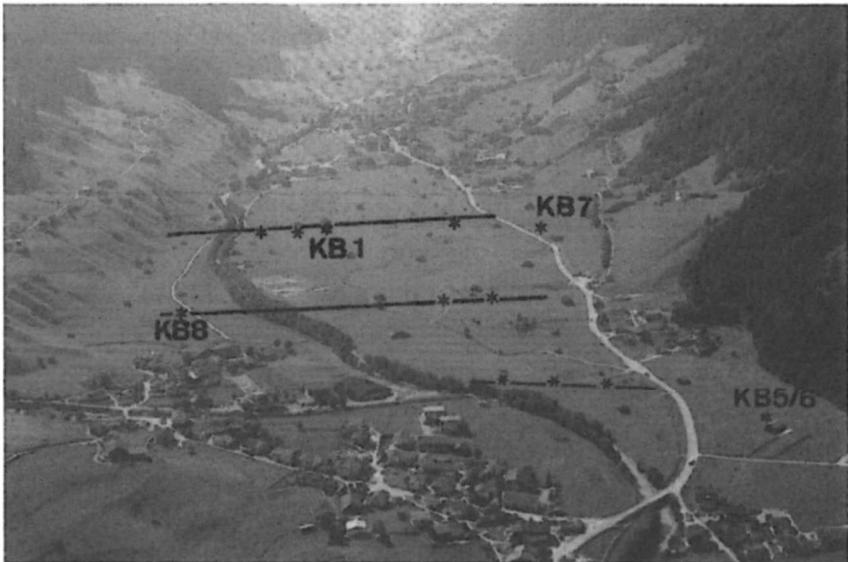
- Anthropogene Einflußnahme (Wegebau!) fördert die zusätzliche Übersteilung der bei Hochwasserereignissen durch Lateralerosion beeinflussten hydrographisch rechten Ufereinhänge des unteren Langenbaches und verhindert so deren natürliche Selbststabilisierung.

## 8. Aktuelles und historisches Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz

Ging es bei den Feld Untersuchungen im Langental mehr um aktuelle morphodynamische Prozesse im Kontaktbereich Hang/Bach, stand bei den Untersuchungen im Haupttal die anthropogene Beeinflussung des Hochwassersedimentationsgeschehens im Vordergrund:

„Ist das Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz auch heute noch als weitgehend natürlich und anthropogen ungestört einzustufen, oder nahm der Mensch durch sein Handeln und letztendlich die touristische Erschließung des hinteren Stubaitales während der letzten Jahrzehnte in Bezug auf Häufigkeit und Intensität erkennbaren Einfluß auf das Hochwasserabflußgeschehen der Ruetz?“

Um eine Antwort auf diese Fragen zu finden, wurden im Auebereich der Ruetz zwischen Neder und Neustift (vgl. Abb. 1 und 100) fünf Kembrohungen abgeteuft (vgl. Abb. 59 und Abschn. 4 zur Methodik).



*Abb. 100: Ruetzaue zwischen Neder und Neustift. Lage der einzelnen Schlitzsonden- und Kembrohungen. Photo: Blättler 1989*

Die Ruetz sedimentierte diesen Auebereich bei allen größeren Hochwasserereignissen der letzten Jahre unterschiedlich mächtig mit überwiegend feinklastischen Sedimenten auf. Die Kernbohrungen versprachen daher nicht nur einen Einblick in den Aufbau der Aue, sondern auch Auskunft über die Mächtigkeit einzelner, durch fossile Böden getrennter Hochwasserablagerungen.

Angestrebt wurde eine Korrelation der aufgeschlossenen Hochwasserablagerungen mit der Stubai Hochwasserchronik (vgl. Tab. 5 und 6), eine Zuordnung und somit Datierung einzelner Sedimentfolgen. Die unterschiedliche Mächtigkeit der Hochwasserablagerungen sollte, in Zusammenschau mit der Durchführung geländebaulicher Maßnahmen, Aussagen zur anthropogenen Beeinflussung der fluvialen Morphodynamik ermöglichen.

Ziel war es, die einzelnen anthropogenen Eingriffe in das Abflußverhalten der Ruetz (Straßen-, Brücken- und Dammbau) zu kennzeichnen und aufzuzeigen, ob der Fluß auf die neugeschaffenen Geländebeziehungen mit häufigeren und/oder größeren Hochwasserereignissen reagierte.

## **8.1 Kernbohrungen im Auebereich zwischen Neder und Neustift**

Die einzelnen Bohrpunkte wurden mit Hilfe von Schlitzsondenbohrungen im Auebereich zwischen Neder und Neustift lokalisiert und lagen in etwa auf zwei Querprofilen (vgl. Abb. 100). Auf diese Weise wurden Vergleichsprofile unterschiedlicher Auebereiche erfaßt, die einen relativ guten Einblick in den Aufbau der Aue gaben und Rückschlüsse auf die Sedimentationsdynamik zuließen.

### **8.1.1 Kernbohrung KBI: Profil „Horlachmoos“**

Die erste Kernbohrung wurde im zentralen Auebereich der Ruetz, im sogenannten „Horlachmoos“ niedergebracht (vgl. Abb. 100 und 101). Das bis auf drei Meter abgeteufte Profil KBI erschloß unterhalb eines rezenten initialen Auen-Silikat-Rohbodens eine Wechselfolge fossiler Auen- und Anmoorgleye (vgl. Abb. 102, Blatt 4) und erwies sich als auffallend zweigeteilt (vgl. Abb. 102, Blatt 1):

Im Hangenden waren bis auf 150 cm Tiefe unter GOF (973,1 m ü. A.) wechsellagend fossile Böden (fAh/i) und Torfe (fAa) mit Wurzelresten und relativ geringmächtige Schluffe, Sande und Kiese aufgeschlossen. Das Liegende, 150 - 300 cm unter GOF, wies dagegen nur zwei stark humose Schluffbänder und wesentlich mächtigere Sande auf. Fossile Böden und Torfe fehlten in diesem Profilabschnitt. An der Basis lagen gewaschene, gut zugerundete Kiese. Ein 20cm mächtiger Kernverlust in zwei Meter Tiefe war auf Grundwassereinfluß zurückzuführen.

## Querprofil der Ruetzaue zwischen Neder und Neustift

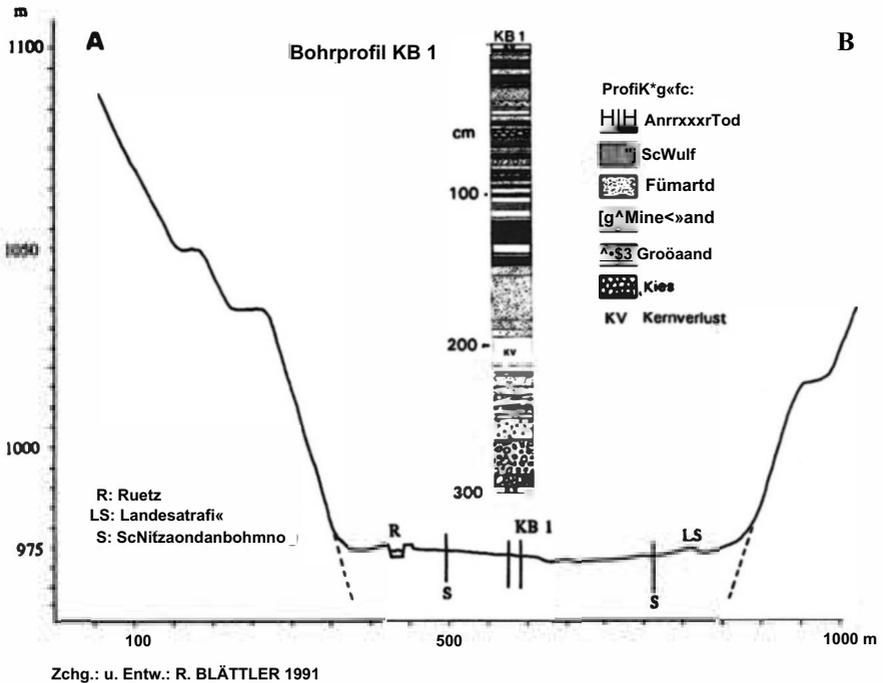


Abb. 101: Querprofil der Ruetzaue zwischen Neder und Neustift

### 8.1.1.1 Sedimentanalytische, statistische und pollenanalytische Profil-Auswertung

Die laboranalytische Untersuchung der gewonnenen Sedimentproben (vgl. Abschn. 4 zur Methodik) bestätigte den ersten makroskopischen Eindruck nach Öffnen der Kemrohe. Die einzelnen Analysedaten sind Abb. 102, Blatt 1-5 zu entnehmen (Eine Auflistung sämtlicher Analysedaten ist im Geographischen Institut Würzburg einsehbar).

Für einige Proben wurden die Körnungsspektren im Histogramm und als Summenkurve dargestellt (einsehbar im Geographischen Institut Würzburg). In der Histogrammdarstellung zeigte sich entweder eine mehr oder weniger ausgeprägte Bimodalität (Kom-Matrix-Verhältnis), oder eine deutliche Unimodalität (Dominanz nur einer Korngröße).

Um eine Differenzierung bzgl. Transportart und entsprechender Transportdynamik zu erhalten, wurden für die Sediment-Proben mit Hilfe statistischer

Ableitungen (vgl. Abschn. 6.2) die Texturparameter Mean (Me), Median (Md), Sortierung (So) und Schiefe (Sk) ermittelt (vgl. Abb. 102, Blatt 2 und 3) und gegeneinander aufgetragen (vgl. Fig. 3):

Die einzelnen Proben waren gut bis sehr gut sortiert und zeigten überwiegend positive (feinkörnige) Schiefe, d.h. ein relativ langgezogenes Ende der Häufigkeitskurve im Feinanteil (vgl. TUCKER 1985). Insgesamt verdeutlichte die Streuung der Proben bzgl. Sortierung, Median und Schiefe (vgl. Fig. 3), daß die Ablagerung der entsprechenden Sedimentschichten unter wechselnden Sedimentationsbedingungen stattfand.

Aus der Gegenüberstellung einzelner Texturparameter und unter Berücksichtigung der Körnung ergab sich für die Sedimentschichten der Kernbohrung 1 folgende Faziesdifferenzierung (vgl. Abschn. 6.2):

Mean im groben Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve uni- bis bimodal	Flußbettfazies (Kiese)
Mean im mittleren Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve unimodal	Flußfazies (überwiegend Sande)
Mean im feineren Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve unimodal	Auefazies (überwiegend Schluffe)
Mean im mittleren bis feineren Bereich Sortierung mittel bis sehr schlecht Häufigkeitskurve uni- bis bimodal	Hochflutfazies, relativ rasch abgelagert, daher schlechter sortiert; evtl. Reste fluviatil umgelagerter Muren

Die Zurundung, in anderen Fällen ein wichtiger Faktor für die Interpretation des Ablagerungsmilieus, erlaubte keine weitere Beweisführung (vgl. Abschn. 6.2), da sich die Matrix aller untersuchten Proben zu annähernd gleichen Teilen aus scharfkantigen, schwach gerundeten und überwiegend kantengerundeten Komponenten zusammensetzte (vgl. Abb. 102, Blatt 5).

Parallel zur Ermittlung einzelner Faziestypen, wurden die im oberen Profilabschnitt aufgeschlossenen fossilen Böden und Torfe näher untersucht. Zum einen wurde der Anteil an organischer Substanz ermittelt (vgl. Abb. 102, Blatt 1), zum anderen wurden 10 der fossilen Böden und Torfe pollenanalytisch aufberei-

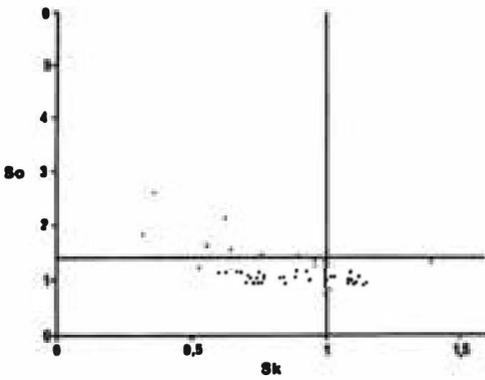
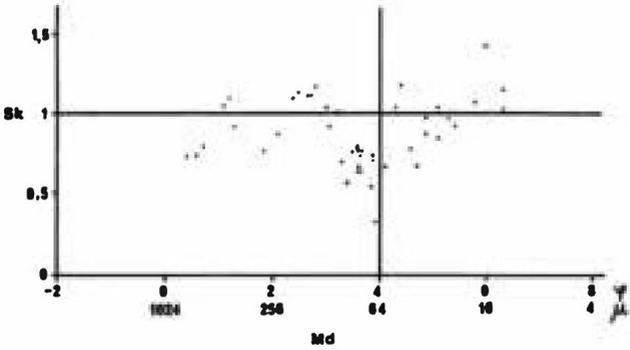
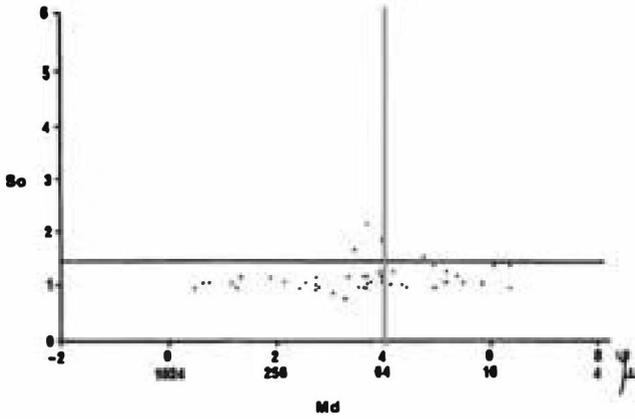
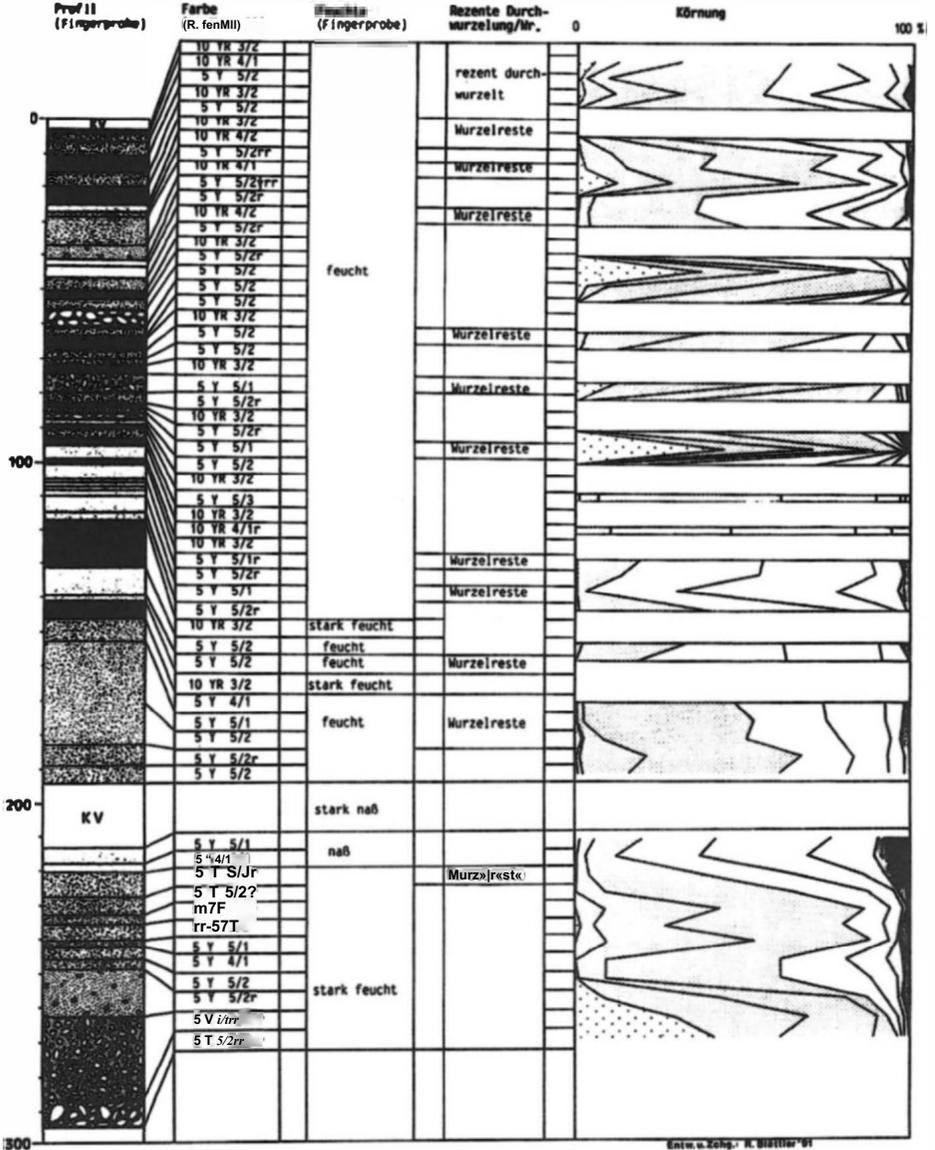


Fig. 3: Texturparameter (n. TRASK): Kembrohing B 1

# Blatt 1



Entw. u. Zeichn.: K. Böttcher '91

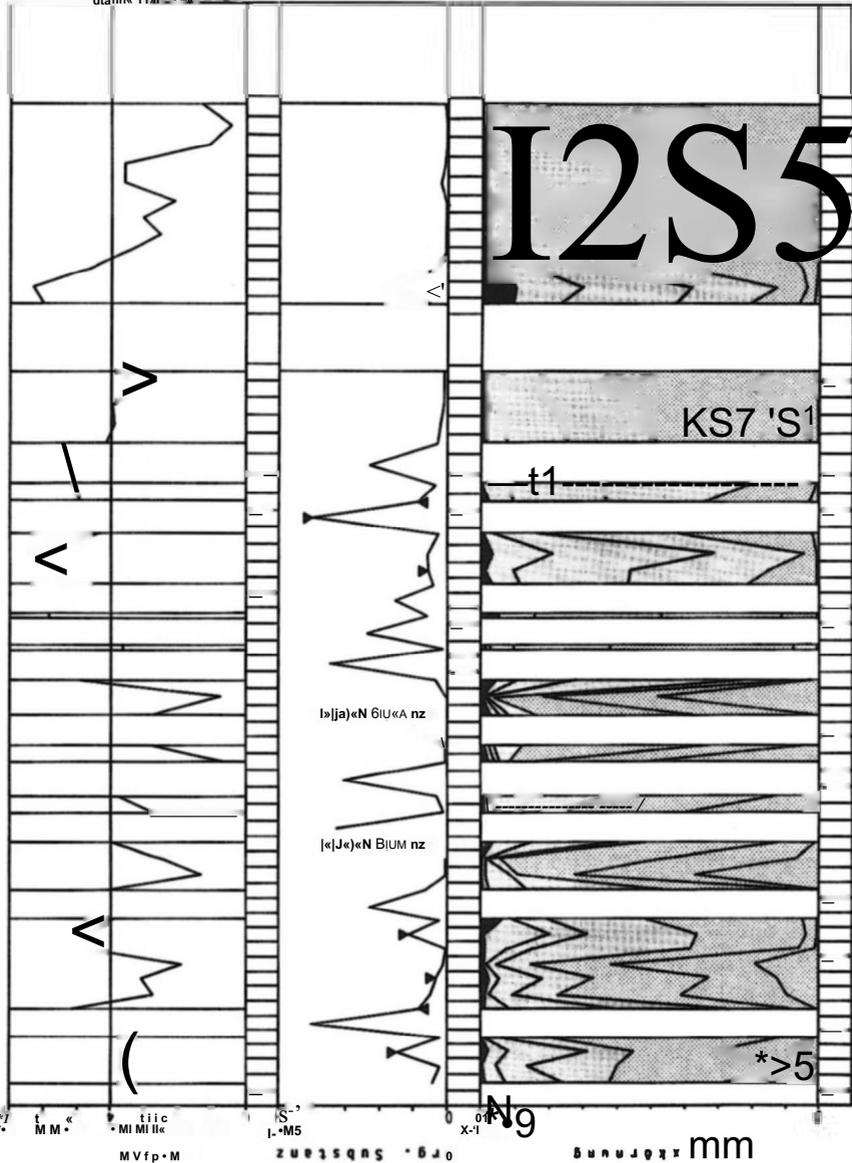
- Prof II-Legende:
-  Torf/Anmoor
  -  Feinsand
  -  Grobsand
  -  Schluff
  -  Mittelsand
  -  Kies

Abb. 102: Kernbohrung B 1 im Auebereich Nader/Neustift, Stubaital (23.10.1990)

(0661'01'£Z) iijWWIW\*N ipp&pnv uii i Q Sunjjoqujx :zoi WV

§§ fcruyoquj« »PM6ai \*9«js :«pud67

dtafin« 11x11"2P%»



ZW?19

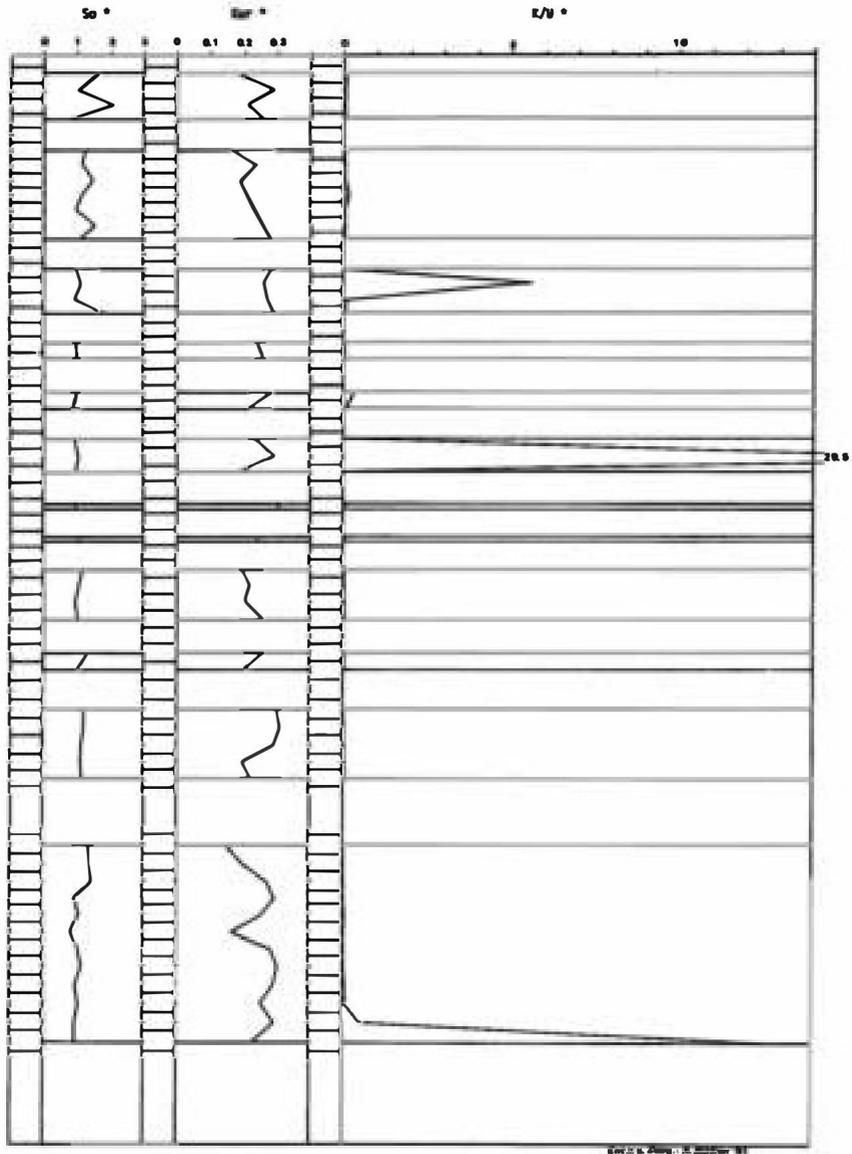


Abb. 102: Kernbohrung B 1 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (23.10.1990)

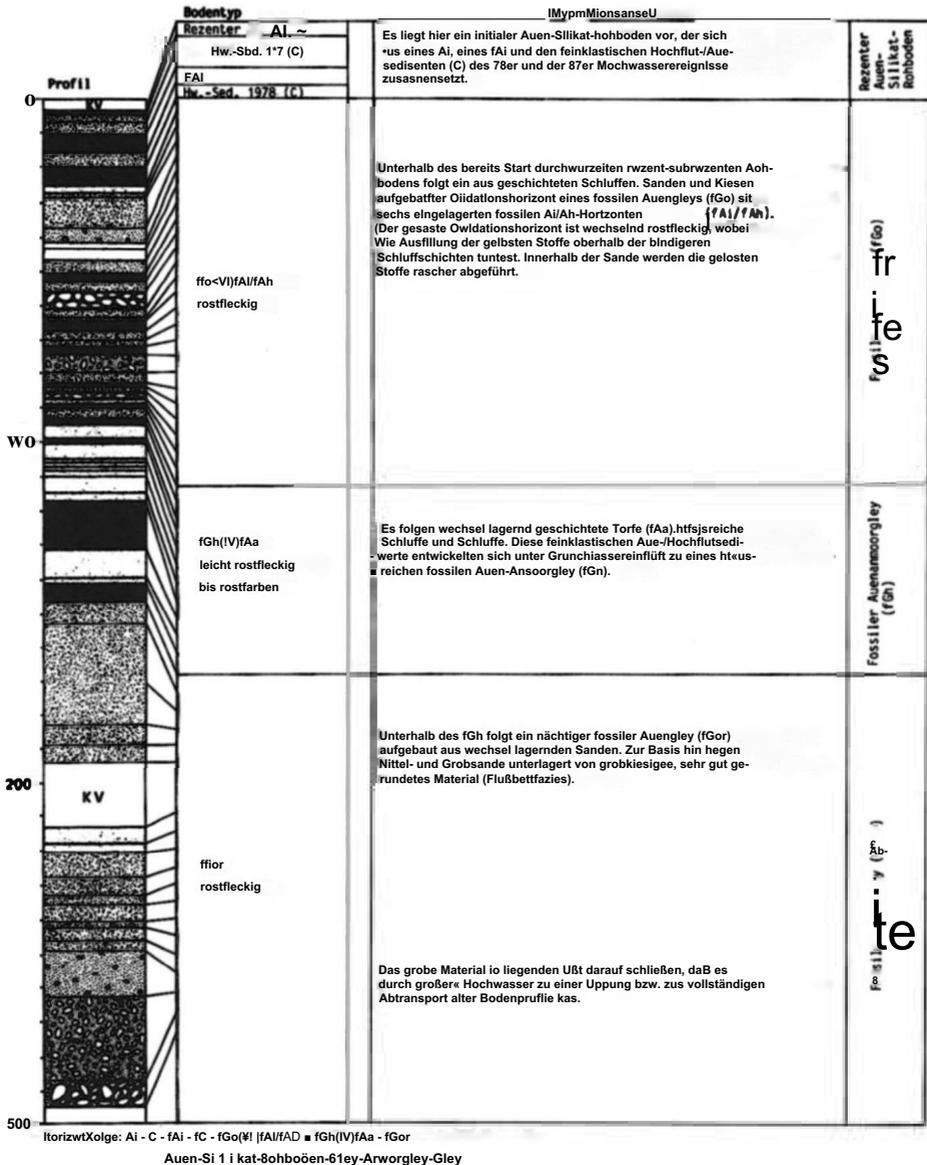


Abb. 102: Kernbohrung B 1 im Auebereich NederjNeustift, Stubaital (23.10.1990)



tet, um über die jeweilige Pollenzusammensetzung evtl. Rückschlüsse auf den Zeitpunkt bzw. das Milieu der jeweiligen Bodenbildungsphase ziehen zu können.

Von den aufbereiteten Proben erwiesen sich bei einer ersten Durchsicht unter dem Mikroskop ausschließlich drei Torfproben als pollenanalytisch auswertbar (vgl. Abb. 102, Blatt 5), die restlichen Proben enthielten zu wenig bzw. zu stark beschädigtes Pollenmaterial. Bei den drei untersuchten Torfschichten handelte es sich um Seggentorfe. Sphagnaceae waren am Aufbau der Torfschichten nicht beteiligt.

*Probe B1C2 44.1 (Entnahmetiefe 141-147 cm unter GOF):*

Die aus der untersten aufgeschlossenen Torfschicht entnommene Probe wies hohe *Ainus*-, *Polypodiaceae*- und Wildgräserwerte auf, bei gleichzeitig relativ niedrigem *Picea*-Anteil. *Ulmus*- und *Quercus*-Pollen wurden wahrscheinlich über Femflug eingebracht. Die relativ hohen *Polypodiaceae*-Werte lassen auf ein noch feucht-kühles Bestandsklima schließen, während die hohen Wildgräserwerte zusammen mit niedrigen *Picea*-Werten und ersten Getreide-Pollen bereits anthropogene Eingriffe (Rodungsinseln und Ackerbau) andeuten.

*Probe B1 C2 41.1 (Entnahmetiefe 117-132 cm unter GOF):*

Gegenüber B1C2 44.1 gingen die *Picea*- und *Polypodiaceae*-Werte zurück, während die *Pinus*-, *Ainus*- und Wildgräserwerte in etwa gleich hoch blieben. Der Anteil an Getreide-Pollen nahm zu. *Vaccinium*, *Calluna* und *Selaginella* wurden wahrscheinlich über Nahflug eingebracht. Die gesteigerten Getreidewerte und der Rückgang der *Picea*- und *Polypodiaceae*-Werte deuten darauf hin, daß die anthropogenen Eingriffe weiter zunahmen und sich die Almen und Mattenregion auf Kosten des Waldes ausdehnte. Die unverändert hohen *Ainus*-Werte lassen auf einen noch intakten Auewald schließen. Insgesamt sprechen die *Picea*-, *Pinus*- und *Polypodiaceae*-Werte für ein noch kühl-feuchtes Bestandsklima, das aber wegen der insgesamt höheren Phytomassenproduktion bereits deutlich wärmer und auch trockener als bei B1C2 44.1 gewesen sein muß.

*Probe B1C1 37.1 (Entnahmetiefe 93-95 cm unter GOF):*

Gegenüber B1C2 41.1 und 44.1 wies diese Probe sehr hohe *Picea*- und *Polypodiaceae*-Werte auf. Der Anteil an *Ainus* und Wildgräsern fiel dagegen sehr gering aus und die Anzahl der Getreide-Pollen blieb gegenüber B1C2 44.1 gleich. Die geringe Anzahl von *Ainus*-Pollen muß nicht unbedingt dafür stehen, daß kein

geschlossener Auewald mehr vorhanden war. Genausogut ist es nach ZEIDLER (1991) möglich, daß die einzelnen Pflanzen durch häufigere Hochwasser mit Flußverlagerungen selten das blühfähige Alter erreichten und immer wieder weggerissen wurden.

Die gegenüber BIC2 41.1 und 44.1 wesentlich höheren *Picea* und *Polypodiaceae*-Werte sprechen für ein insgesamt wieder etwas feuchteres und kühleres Bestandsklima.

Die analytische und statistische Auswertung des gewonnenen Probenmaterials erlaubte unter besonderer Berücksichtigung des jeweiligen Sortierungsgrades eine Faziesdifferenzierung und darüber eine Einteilung des Profils in fünf Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik (vgl. Abb. 112):

Phase I (0-20 cm unter GOF):	Rezenter Wiesenboden mit eingelagerten feinklastischen Sedimenten (reine Flußfazies) der letzten Hochwasserereignisse
Phase II (20-93 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Kiese)
Phase III (93-146,4 cm unter GOF):	Ruhephase mit überwiegend Auefazies (Schluffe)
Phase IV (146,4-295 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Kiese)
Phase V (295-300 cm unter GOF):	Aktivitätsphase mit Flußbettfazies (Grobkies)

### 8.1.1.2 Interpretationsansatz

In Zusammenschau mit den Ergebnissen der Pollenanalyse und der Auswertung älterer Luftbilder ermöglichte die Einteilung des Profils in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik eine erste Interpretation des Profils:

Der Wechsel von grobklastischer Flußbettfazies (Grobkies) zu mittel- bis feinklastischer Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Kiese) 295 cm unter GOF deutet auf einen generellen Umschwung der Sedimentationsdynamik und/oder auf eine Verlagerung der Ruetz zur linken oder zur rechten Talflanke hin (vgl. Abb. 103). Bei den folgenden Hochwasserereignissen kam es innerhalb der ehemaligen Abflußrinne durch die tiefere „Rinnenposition“ zur raschen Ablagerung vorwiegend sandiger bis schluffiger Hochflut-Auesedimente (Fluß- und Hochflutfazies) auf kiesiger Basis (Flußbettfazies).

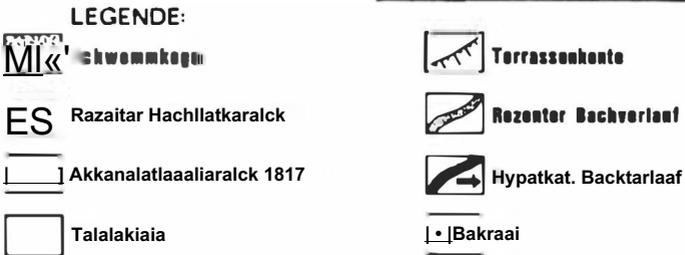
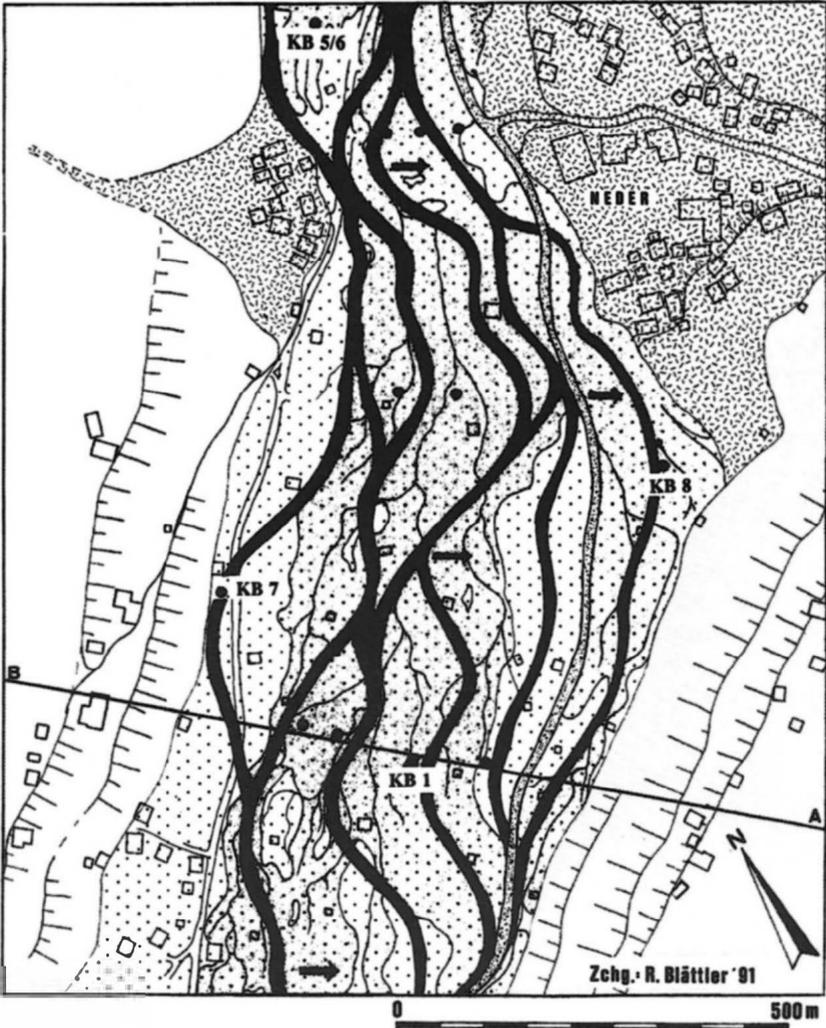


Abb. 103: Hypothetische Bachverlagerung UH gen: Ruetz-Aue, Neder - Neustift

Die einzelnen Sedimentschichten müssen dabei in so kurzen Abständen abgelagert worden sein, daß es kaum zu einer Boden Neubildung kam. Einzig die beiden stark humosen Schluffbänder und Wurzelreste in der unterlagenden Feinsandschicht deuten auf einen schwach entwickelten evtl. durch Hochwasser gekappten Rohboden (fAi) hin. Den Abschluß der Rinnensedimentation bildeten schluffige Stillwassersedimente (Auefazies) auf denen sich von weiteren Hochwasserereignissen weitgehend unbeeinflußt Torfe entwickeln konnten. Die teilweise über 20 cm mächtigen Torfe und die in sich grob/fein geschichteten Schluffe zeigen deutlich, daß über einen längeren Zeitraum hinweg nur kleinere Hochwasserereignisse aufgetreten sein können.

Im Anschluß an diese insgesamt etwas wärmere und auch trockenere Phase fluvialdynamischer Stabilität und gesteigerter Phytomassenproduktion (vgl. Pollenanalyse, Probe BIC2 41.1) muß die Hochfluttätigkeit der Ruetz wieder deutlich zugenommen haben. Infolge wieder etwas kühl-feuchteren Klimas und erhöhter anthropogener Einflußnahme (vgl. Pollenanalyse, Probe BIC1 37.1), setzte verstärkte Schuttfuhr aus den Hängen ein. Exzessive evtl. auch häufigere Hochwasserereignisse führten im Wechsel mit einzelnen Bodenbildungsphasen zur Ablagerung feinklastischer Fluß- und grobklastischer Flußbettfazies. Einzelne Schichtkappungen während besonders exzessiver Ereignisse sind dabei nicht auszuschließen.

Im Hangenden dieser Schichtfolge deuten ausschließlich feinklastische Hochflut-Auesedimente (Sande, Schluffe) einen erneuten Wechsel der Sedimentationsdynamik bzw. eine weitere Laufverlagerung der Ruetz zur südlichen Talflanke an. Evtl. handelt es sich im Fall einer Laufverlagerung um die 1817 durchgeführte Korrektur der Ruetz. Nach mehrmaligen verheerenden Ausbrüchen (vgl. Tab.5, Hochwasserchronik) sollte der Bach in ein festes, durch Dämme geschütztes Bett zurückgeführt werden. Die Korrektur wurde in Verbindung mit der Anlage zweier Entwässerungs- bzw. Entlastungskanäle durchgeführt. Trotzdem sorgten bis in die jüngste Zeit wechselnd auftretende Dammbüche bei Hochwasserereignissen, daß weite Auebereiche überflutet wurden und feinklastische Hochflut-Auesedimente (Fluß- und Hochflutfazies) zur Ablagerung kamen.

Die geringe Mächtigkeit der andernorts zwischen ein und zwei Meter mächtigen 87er und 78er Hochwasserakkumulationen ist damit zu erklären, daß die Hauptakkumulation überwiegend den Tiefenlinien der Aue (Aurinnen und Entwässerungskanäle) folgte (vgl. Abb.103). Die Bohrstelle B1 lag ca. 1,5-2 Meter höher (vgl. Abb. 101).

Mehrere im Profil A-B(vgl. Abb. 100 und 101) durchgeführte Schlitzsondenbohrungen unterstützten diese erste Profil-Ansprache der Kernbohrung KB1.

### *8.12 Kembohrung KB5/6: Profil „Ladestatt I und II“*

Die Kernbohrung KB5 (KB2-4 waren nicht weiter abgeteufte Fehlbohrungen) wurde etwas weiter talaus unterhalb des Ladestatthofes/Neder in einem rezent absolut marginalen Auebereich der Ruetz niedergebracht (vgl. Abb. 100). Das bis auf 3,50 Meter abgeteufte Profil erschloß unterhalb einer rezenten autochthonen Auenbraunerde eine Wechselfolge fossiler Auen-, Auenpseudo- und Auenanmoorgleye (vgl. Abb. 104, Blatt 4). Anstelle einer deutlichen Zweiteilung wie bei Profil KB1, lag rein optisch eine wesentlich stärkere Profilunterteilung vor:

Unterhalb der rezenten Wiesenbraunerde waren im Hangenden bis auf 162,5 cm Tiefe unter GOF (967,8 m ü. A.) mehr oder weniger mächtige Kiese, Sande und Schluffe in Wechsellagerung aufgeschlossen. Im Liegenden folgten bis 225 cm unter GOF extrem feine humose und in sich geschichtete Schluffe wechsellagernd mit Torfen. Von 225 bis 345,5 cm unter GOF war eine weitere Wechselfolge unterschiedlich mächtiger Kiese, Sande und Schluffe aufgeschlossen. Nahe der Basis dieser Schichtfolge lag nochmals eine Torfschicht vor. Die Profilbasis bildete wie bei Profil KB1 eine Schicht gewaschener, gut zugerundeter Kiese. Die Kernverluste waren auf Komprimierung (0-10 cm u. GOF), bohrtechnische Ursachen (177,5-185,5 cm u. GOF) und Grundwassereinfluß (298-309 cm u. GOF) zurückzuführen.

Um festzustellen in welcher Mächtigkeit Kiese zur Ablagerung kamen und, ob sich in tieferen Auebereichen noch weitere Torfe oder fossile Böden finden, wurde etwas versetzt eine zusätzliche Kembohrung im Bereich Ladestatt niedergebracht.

Das bis auf 10 Meter abgeteufte Profil „Ladestatt II“ (KB6) war bis 350 cm unter GOF (967,8 m ü. A.) nahezu deckungsgleich mit Profil „Ladestatt I“ (KB5). Von 350 -1000 cm unter GOF waren weitere fossile Auengleye (vgl. Abb. 105, Blatt 3) aufgeschlossen, die sich aus einer Wechselfolge unterschiedlich mächtiger Sand- und Kieslagen aufbauten. Weitere fossile Böden oder Torfe wurden nicht erbohrt. Die einzelnen Kernverluste hatten bohrtechnische Gründe.

#### *8.2.2.2 Sedimentanalytische, statistische und pollenanalytische Profil-Auswertung*

Die laboranalytische Auswertung der gewonnenen Sedimentproben (vgl. Abschn. 4 zur Methodik) bestätigte auch hier den ersten makroskopischen Eindruck nach Öffnen der Kemrohre. Die einzelnen Analysedaten sind Abb. 104, Blatt 1-5 bzw. Abb. 105, Blatt 1-6 zu entnehmen (Eine Auflistung sämtlicher Analysedaten ist im Geographischen Institut Würzburg einsehbar).

Für einige Proben wurden wiederum die Körnungsspektren im Histogramm und als Summenkurven dargestellt (einsehbar im Geographischen Institut Würz-

bürg). Gegenüber KB1 zeigte sich in der Histogrammdarstellung zwar noch eine deutliche Unimodalität (Dominanz nur einer Korngröße) daneben aber eine wesentlich stärkere Bimodalität (Kom-Matrix-Verhältnis) und vereinzelt eine ausgesprochene Polymodalität.

Für beide Profilabschnitte „Ladestatt“ wurden die Texturparameter Mean (Me), Median (Md), Sortierung (So) und Schiefe (Sk) ermittelt (vgl. Abb. 104, Blatt 2 und 3 und Abb. 105, Blatt 2 und 4) und gegeneinander aufgetragen (vgl. Fig. 4 und Abb. 106):

Im oberen Profilabschnitt bis 345 cm unter GOF (Profil Ladestatt I: KB5) waren die einzelnen Proben insgesamt etwas schlechter sortiert als bei Profil KB1, dennoch dominierten gut bis sehr gut sortierte Proben mit überwiegend positiver (feinkörniger) Schiefe.

Im unteren Profilabschnitt von 345 bis 1000 cm unter GOF (Profil Ladestatt II: KB6) überwogen grobklastische Sedimentschichten. Die einzelnen Proben waren ähnlich gut sortiert wie die Proben aus Profil KB1 und zeigten wiederum überwiegend positive Schiefe, d.h. ein relativ langgezogenes Ende der Häufigkeitskurve im Feinanteil (vgl. Tucker 1985).

Die insgesamt breitere Streuung der Proben von Profil KB5/6 bzgl. Sortierung, Median und Schiefe (vgl. Fig. 4 und Abb. 106) deutete bereits darauf hin, daß die einzelnen Sedimentschichten dieses randlichen Auebereiches unter wesentlich stärker wechselnden Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden, als die Sedimentschichten des Profils KB1 aus dem zentralen Auebereich.

Aus der Gegenüberstellung einzelner Texturparameter und unter Berücksichtigung der Körnung und der Komsummenkurven ergab sich für die Sedimentschichten der Kernbohrungen 5 und 6 folgende Faziesdifferenzierung (vgl. Abschn. 6.2 und Fig. 5):

Mean im groben Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve uni- bis bimodal	Flußbettfazies (Kiese)
Mean im mittleren Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve unimodal	Flußfazies (überwiegend Sande)
Mean im feineren Bereich Sortierung gut bis sehr gut Häufigkeitskurve unimodal	Auefazies (überwiegend Schluffe)

Mean im groben bis mittleren Bereich  
Sortierung schlecht bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve polymodal

Murfazies  
(Schluffe und Sande mit  
überwiegend scharfkanti-  
gen bis maximal kanten-  
gerundeten Kiesen)

Mean im groben bis mittleren Bereich  
Sortierung mittel bis schlecht  
Häufigkeitskurve bi- bis schwach polymodal

fluviatil verlagerte Mur-  
fazies (überwiegend San-  
de und Kiese; vgl. Hoch-  
flutfazies)

Mean im mittleren bis feineren Bereich  
Sortierung mittel bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal

Hochflutfazies  
(relativ rasch abgelagert,  
daher schlechter sortiert;  
evtl. Reste fluviatil um-  
gelagerter Muren)

Analog zu Profil KB1 „Horlachmoos“ erlaubte die Zurundung auch für das Profil KB5 keine weitere Beweisführung (vgl. Abschn. 6.2). Wiederum setzte sich die Matrix aller untersuchten Proben zu annähernd gleichen Teilen aus scharfkantigen, schwach gerundeten und überwiegend kantengerundeten Komponenten zusammen (vgl. Abb. 104, Blatt 5). Bei den restlichen Profilen KB6,7 und 8 wurde daher auf eine weitere Zurundungsbestimmung verzichtet.

Anstelle der Zurundung wurde bei diesen Profilen auf den  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt der einzelnen Sedimentschichten als weiteres Unterscheidungskriterium zurückgegriffen. Lagen die  $\text{CaCO}_3$ -Werte im Profilabschnitt Ladestatt I generell zwischen 0 und 2 %, wies der Profilabschnitt Ladestatt II drei Proben mit Werten zwischen 12,3 und 18,6% auf (vgl. Tab. 13).

Parallel dazu und zur Ermittlung einzelner Faziestypen wurden die im Profil Ladestatt I/KB5 (vgl. Abb. 104) aufgeschlossenen fossilen Böden und Torfe näher untersucht. Drei der Torfe wurden für eine zeitliche Eingrenzung der jeweiligen Bodenbildungsphase einer  $^{14}\text{C}$ -Datierung zugeführt (vgl. Abschn. 4 zur Methodik), die restlichen fossilen Böden und Torfe wurden pollenanalytisch aufbereitet.

Die Datierung ergab für die oberste im Profil aufgeschlossene Torfschicht (172,3-174,2 cm unter GOF) ein Alter von  $965 \pm 55$  BP, die von 214-216,5 cm unter GOF entnommene Torf probe wurde auf  $1145 \pm 55$  BP datiert, und das Alter der Torfschicht nahe der Profilbasis (331-335,5 cm unter GOF) lag bei  $1370 \pm 155$  BP (vgl. Abb. 104, Blatt 5).

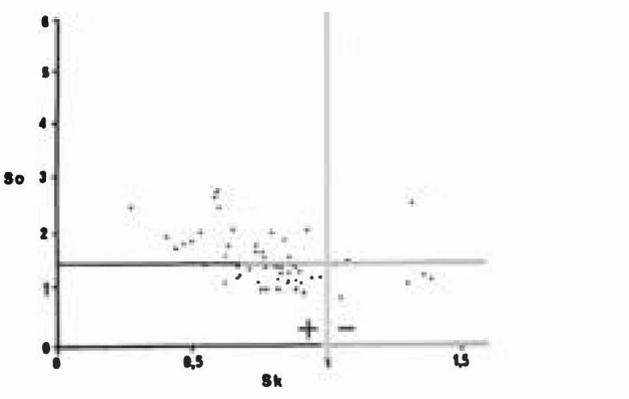
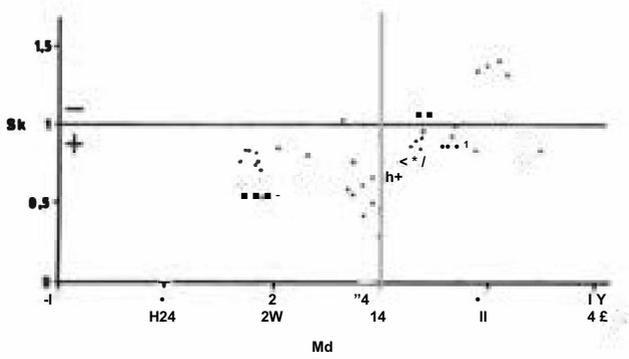
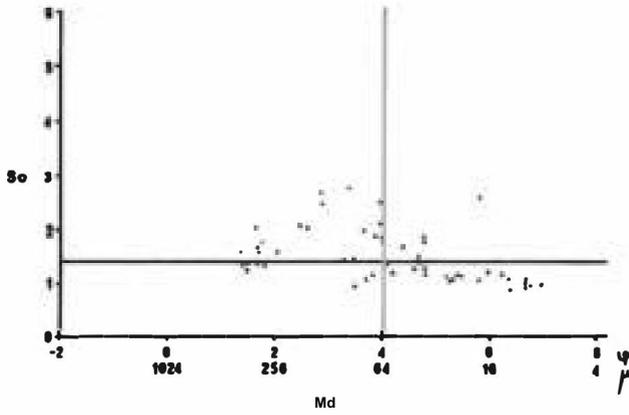


Fig. 4: Texturparameter (ti. TRASK): Ktnibohrung B 5

*Tab. 13: Kenibohrung B 6 int Aiiebertich Neder/Neustift, Stubaital (7.10.1991)*

**Karbonatgehalt (n. Scheibler)**

<b>Probe</b>	<b>CaCO<sub>3</sub> %</b>
B6C5.1	0.11
B6C5.2	0.20
B6C5.3	0.83
B6C5.4	1.06
B6C6.5	1.12
B6C6.6	1.01
B6C6.7	1.25
B6C6.8	2.01
B6C7.9	0.31
B6 C7.10	0.36
B6 C7.11	0.38
B6 C7.12	0.93
B6C7.13	1.55
B6C8.14	1.56
B6C8.15	0.68
B6C8.16	0.66
B6 C8.17	0.66
B6C8.18	0.66
B6C8.19	0.83
B6C8.20	0.85
B6 C8.21	14.38
B6 C9.22	0.71
B6C9.23	0.70
B6 C9.24	1.02
B6 C9.25	1.44
B6 C9.26	18.59
B6 00.27	0.18
B6 00.28	1.17
B6 00.29	0.51
B6 00.30	12.29

Blatt 1

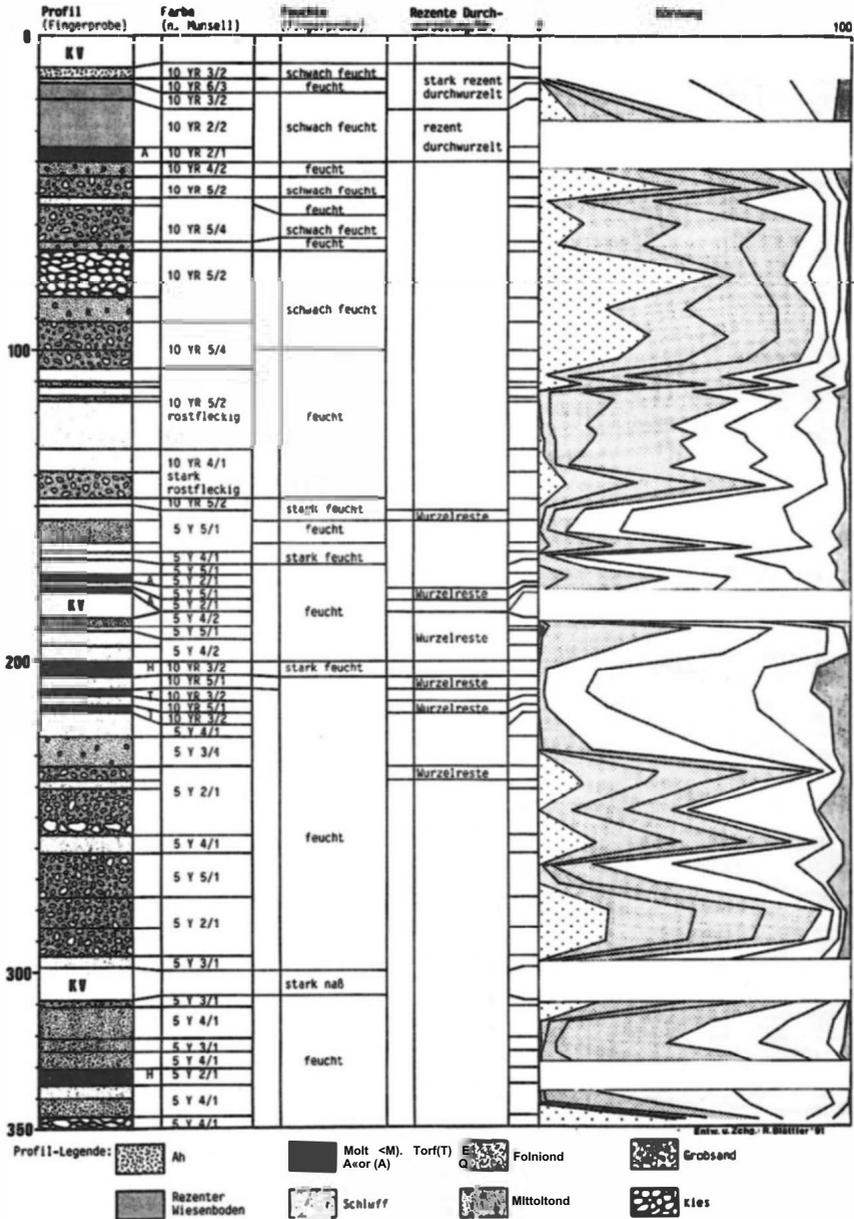


Abb. 104: Kernbohrung B 5 im Auebereich Neder/Neu stift, Stubaital (24.10.1990)

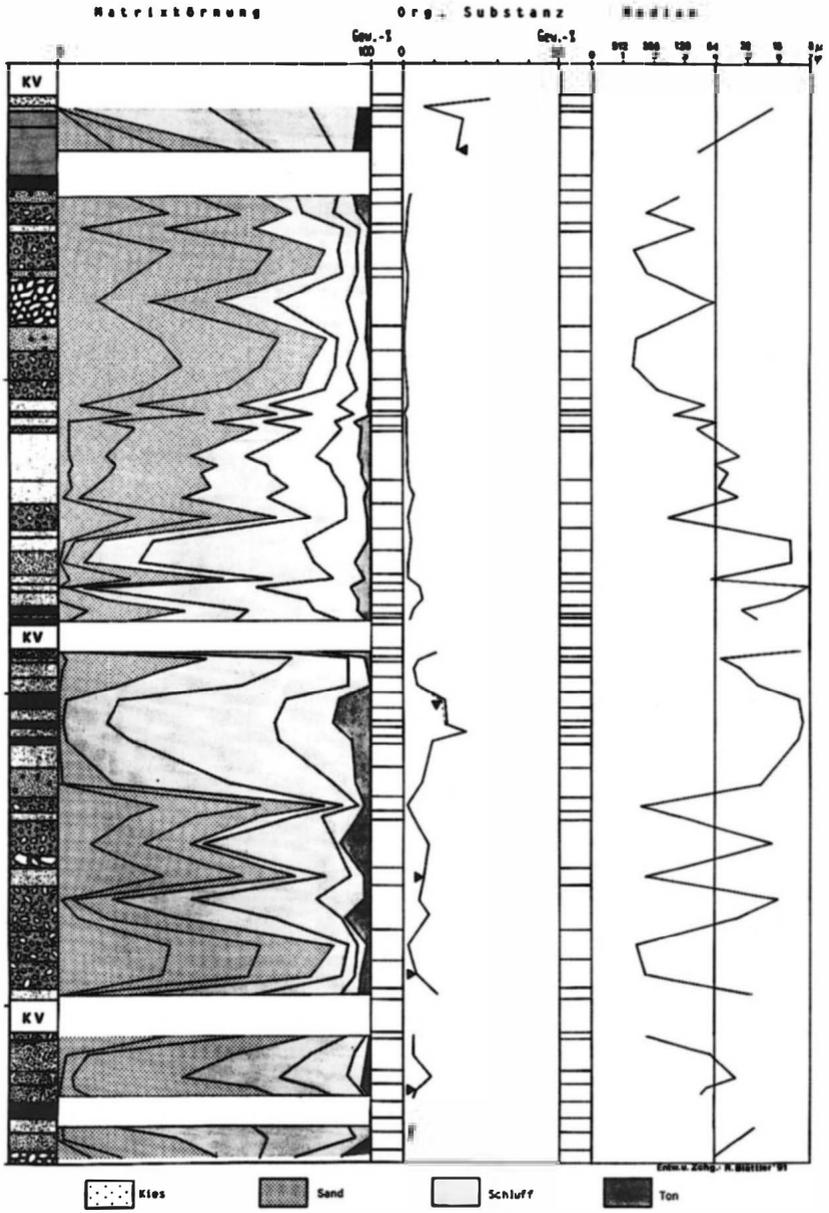


Abb. 104: fariibohrung B 5 int Auebereich Neder/Neustift,Stubaital (24.10.1990)

Blatt 3

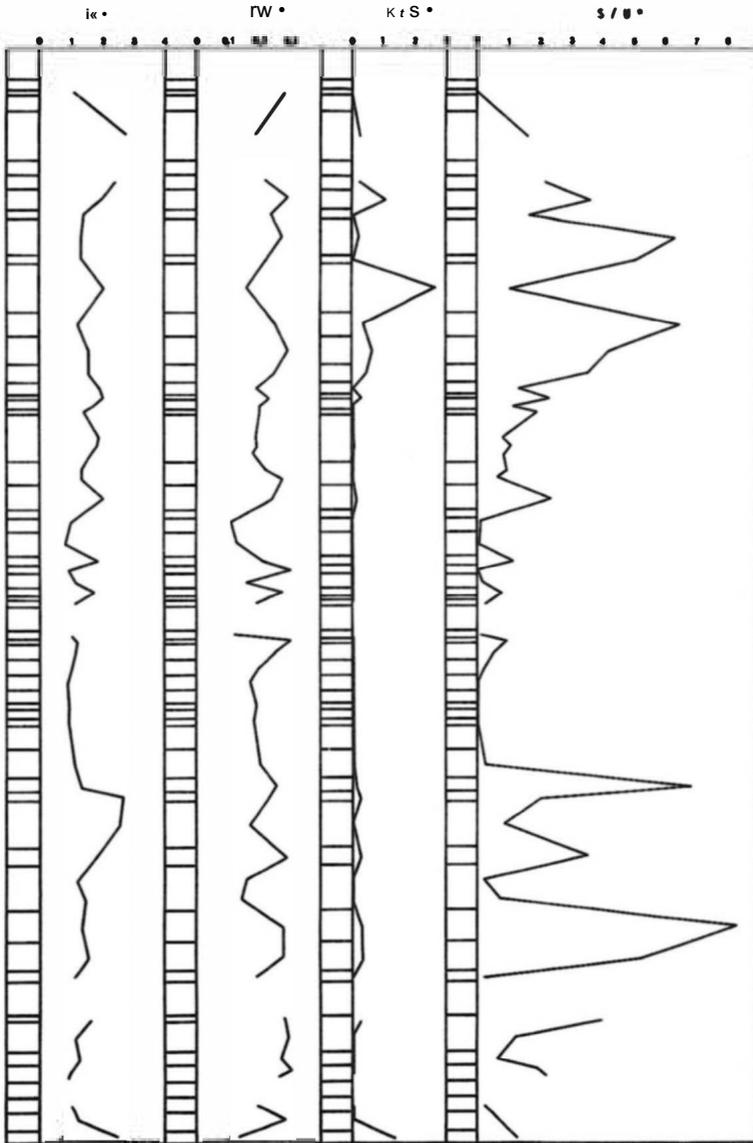


Abb. 104: Kernbohrung B 5 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (24.10.1990)

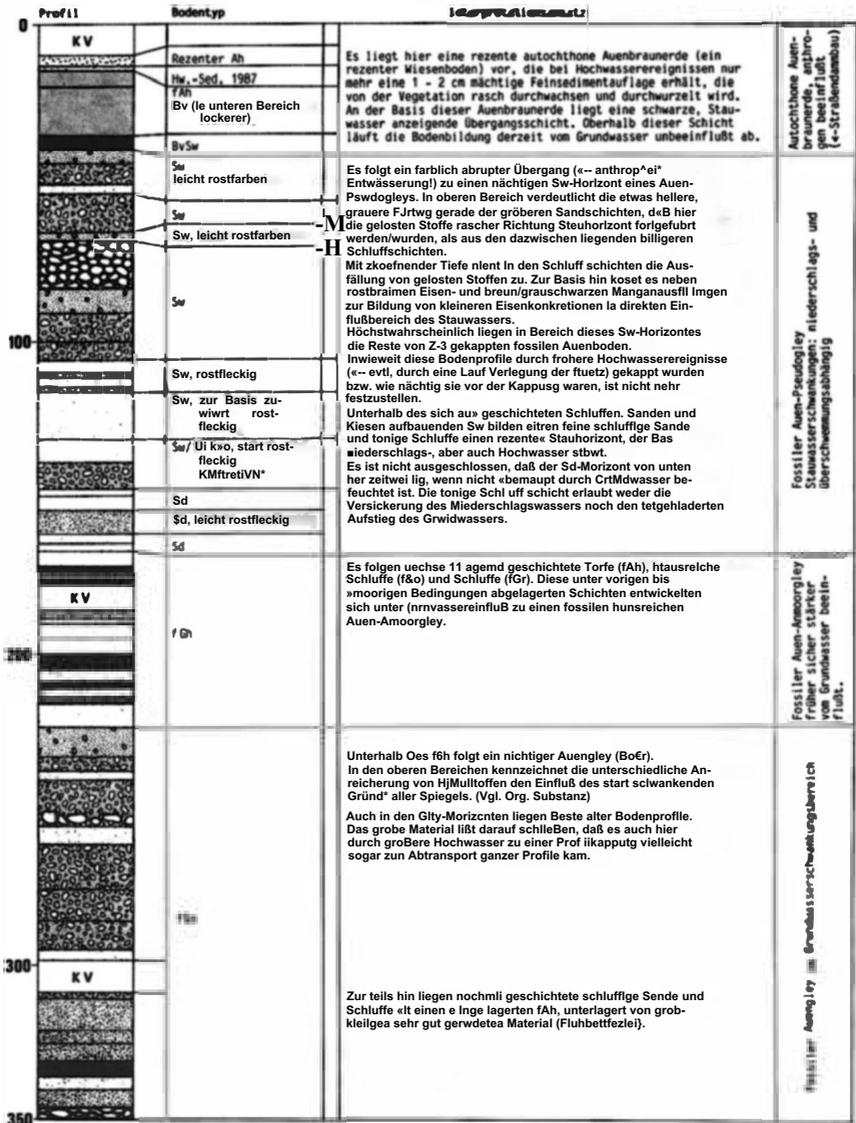
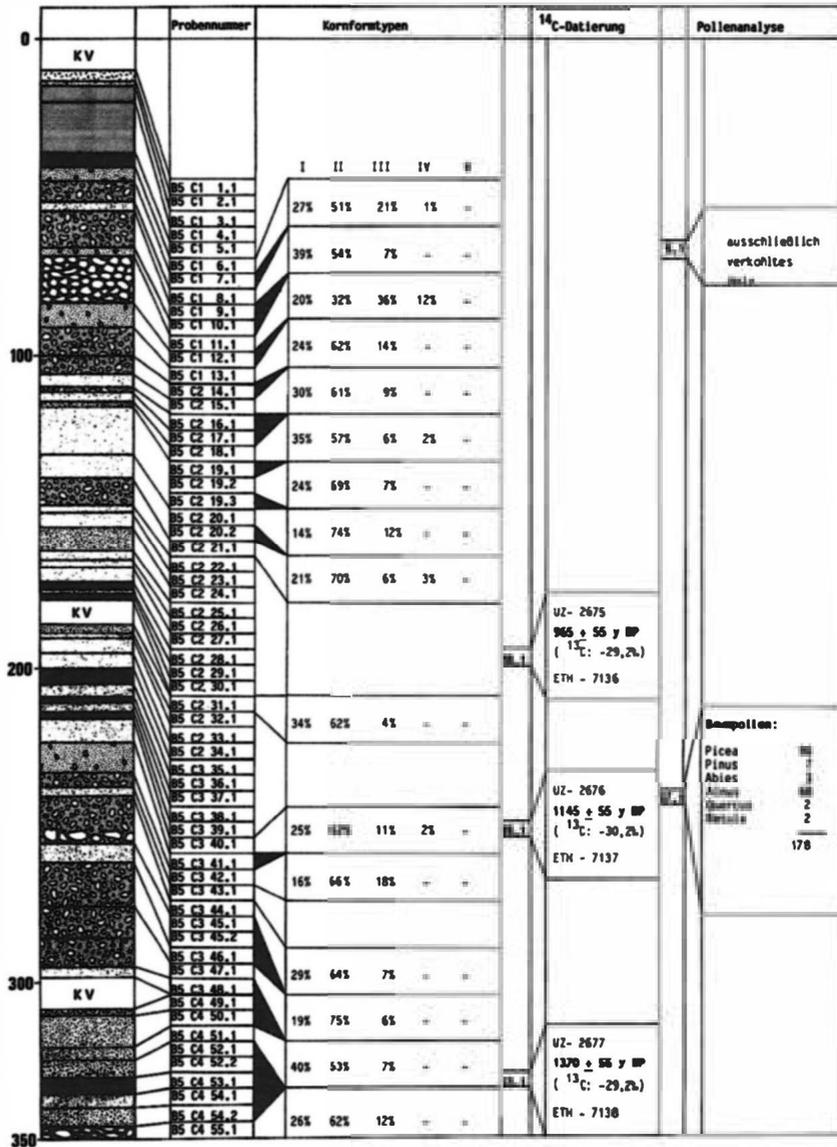


Abb. 104: Kembrohung B5 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (24.10.1990)

Blatt 5



Entk., u. Zchg.: R. Blittler/BI

Abb. 104: Kenibohrung B 5 im Auebereich NedefNeustift, Stubait al (24.10.1990)

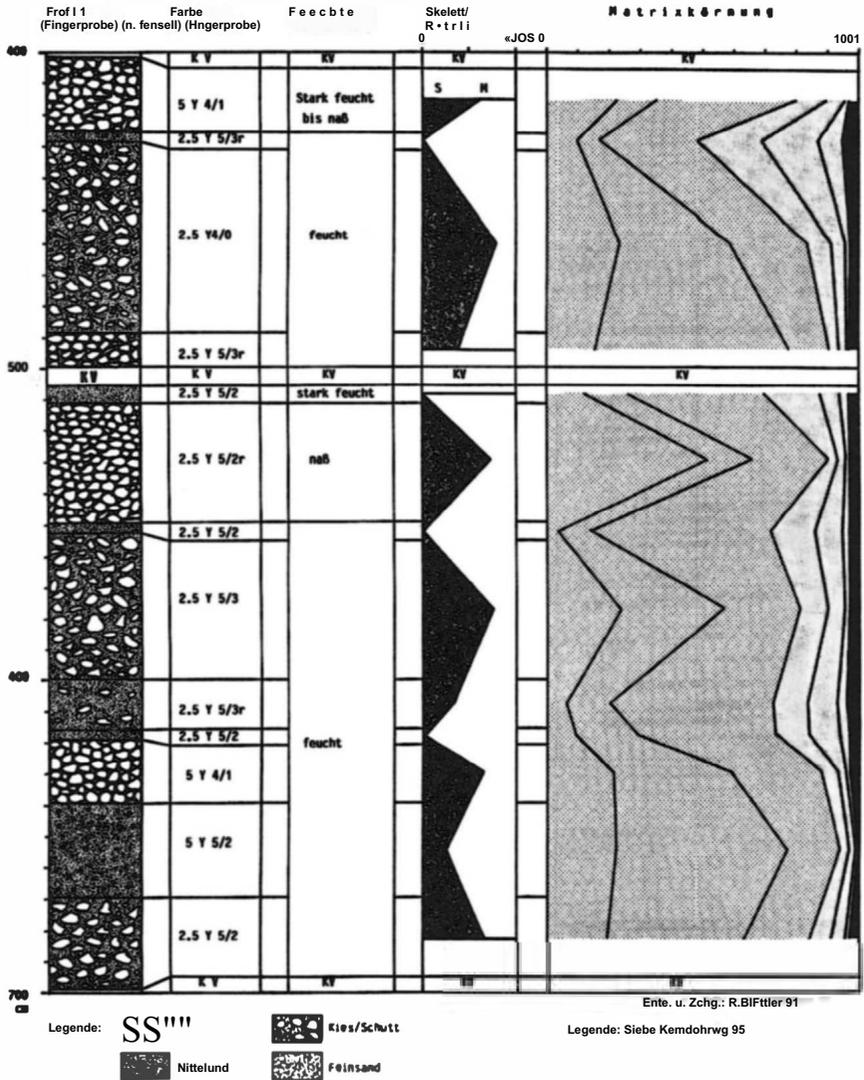


Abb. 105: Kernbohrung B 6 im Auebereich Nedcr/Neustift, Stubaital (7.10.1991)

Blatt 2

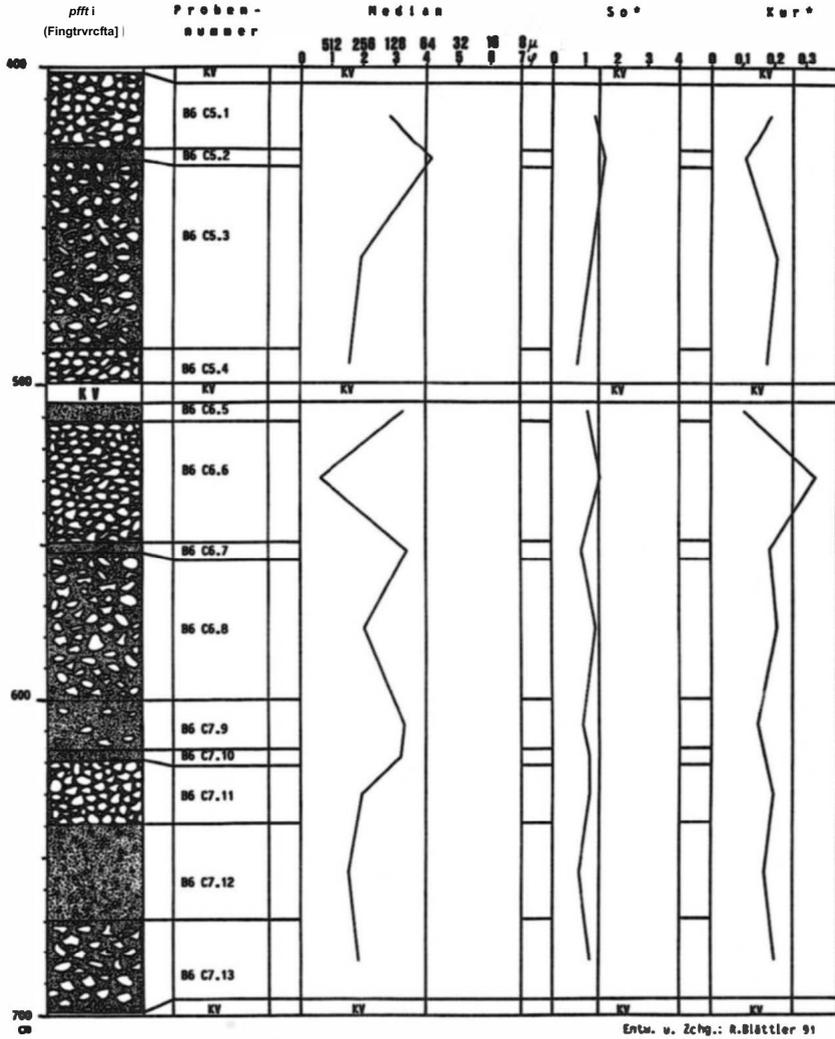
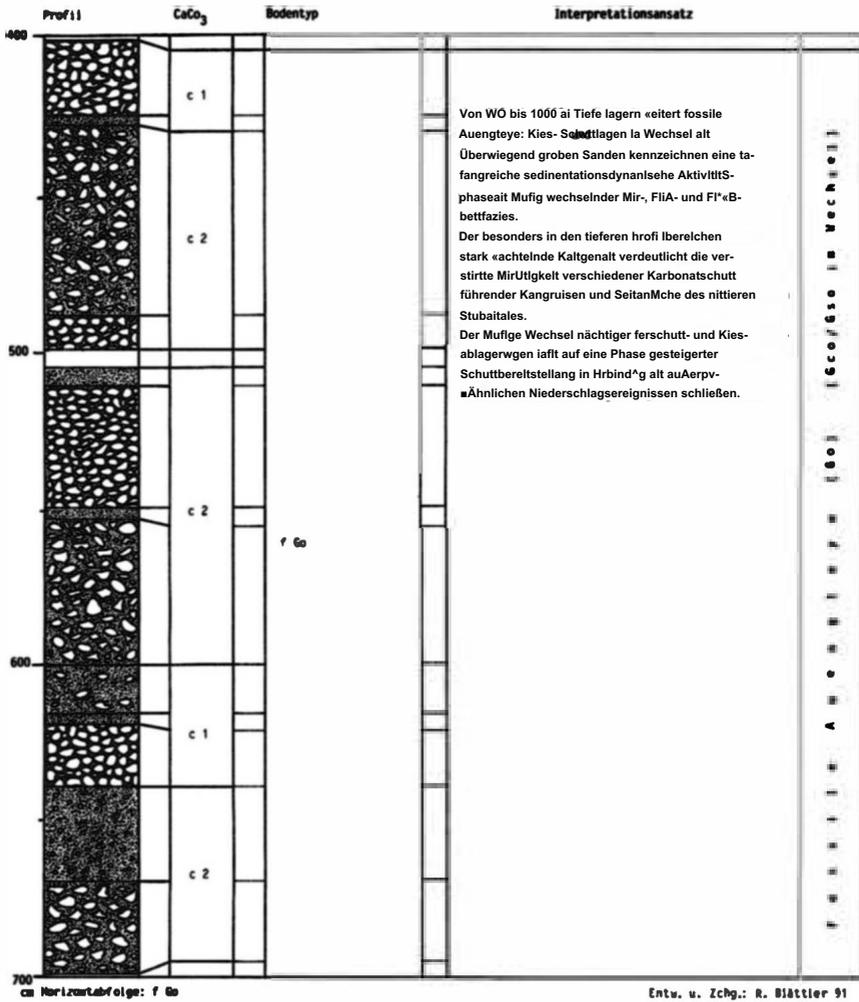


Abb. 105: Kernbohrung B 6 int Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (7.10.1991)



Von WO bis 1000 ai Tiefe lagern «eiert fossile Auengteye: Kies- Sandlagen la Wechsel alt Überwiegend groben Sanden kennzeichnen eine tafangreiche sedimentationsdynamische Aktivitätsphase mit Mufg wechselnder Mir-, Flia- und Fl«B-bettfazies.

Der besonders in den tieferen profi I bereichen stark «achtelnde Kaltgenalt verdeutlicht die verstirte MirUtlgkeit verschiedener Karbonatschutt führender Kangruisen und SeitanMche des nittieren Stubaiales.

Der Mufge Wechsel nächtiger ferschutt- und Kies-ablagerwgen laßt auf eine Phase gesteigerter Schuttberetstellung in Hrbind'g alt auAerpv-ähnlichen Niederschlagsereignissen schließen.

- c1 : 0 - 0.51    sehr carbonataru
- c2 : 0.5 - n    carbonatera
- c3 : 2 - 10 S    carbonathaltig
- C4 :10 - 25 1    carbonatreich
- C5 :25 - 50 /    sehr carbonatreich
- cS :50 -100 /    extra' cartonereich

Legende: Siehe Legende Kernbohrung 06 Blatt 1

Abb. 105: Kmb Bohrung B 6 im Auebereich Neder/Neustift,Stubaital (7.10.1991)

Blatt 4

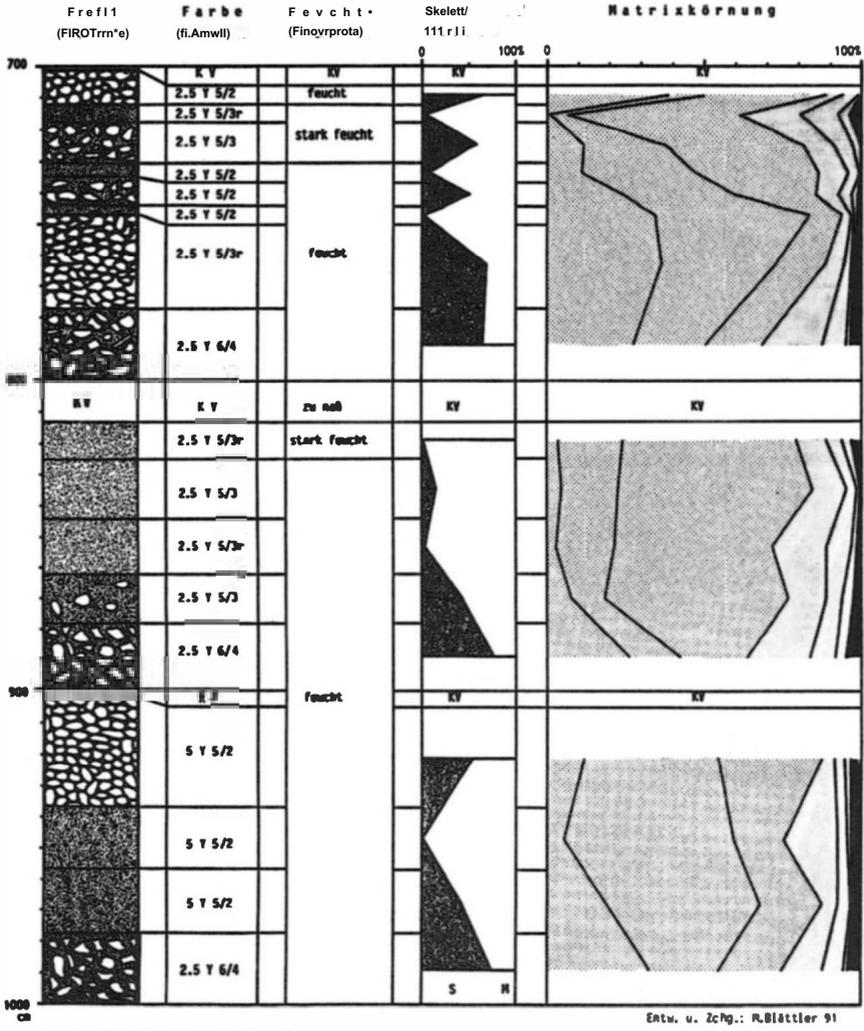


Abb. 105: Kmbihrung B 6 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (7.J0.1991)

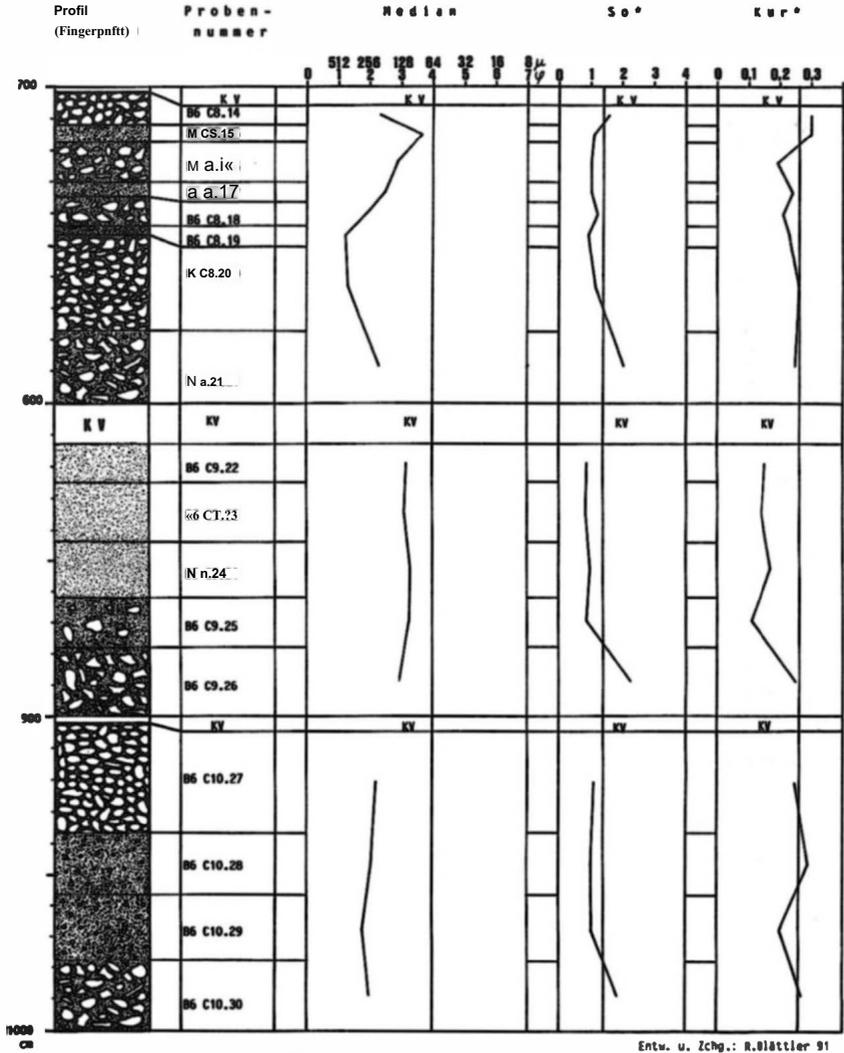
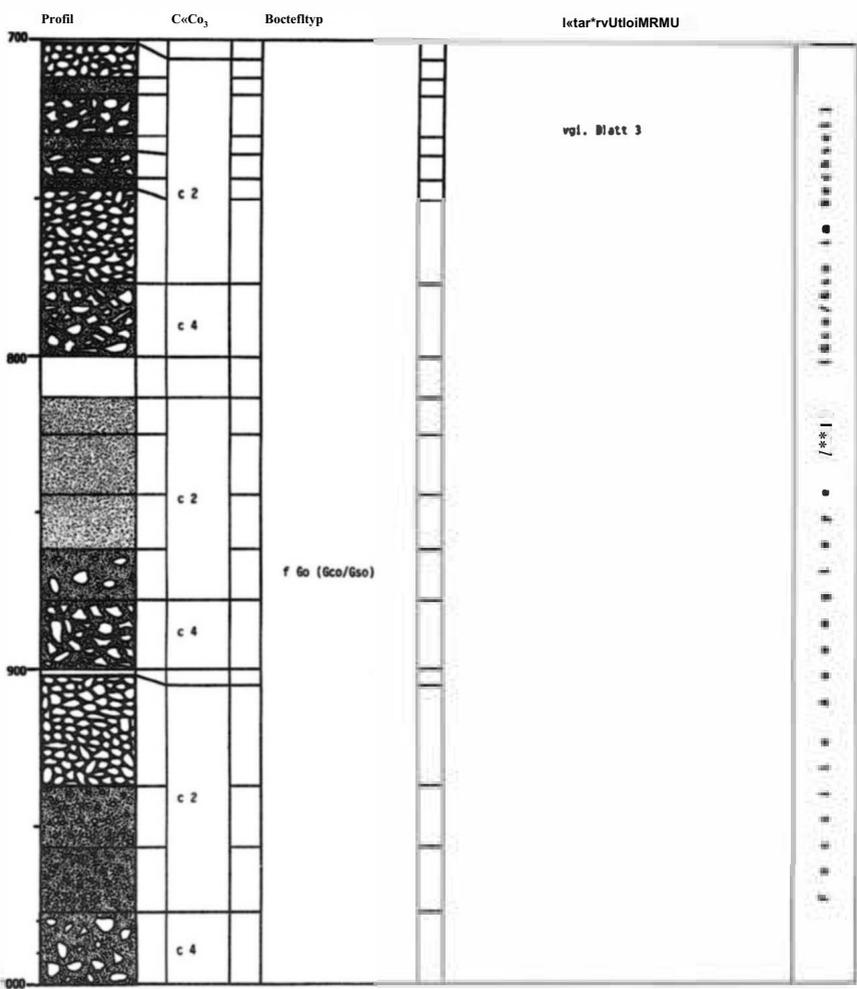


Abb. 105: Kernbohrung B 6 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (7.10.1991)

Blatt 6



ca NorizonUbfolyt: f Go

tntw. u. Zchg.: R. Rüttler 91

LovmMi: Siche levt'm e\*n\*of>runq M Blatt 1 und 3

Abb. 105: Kcnibohrung B 6 im Auebereich Neder/Neustift, Stubaital (7.10.1991)

Kembohrang B 5/6 im Auebereich Neder/Neustift

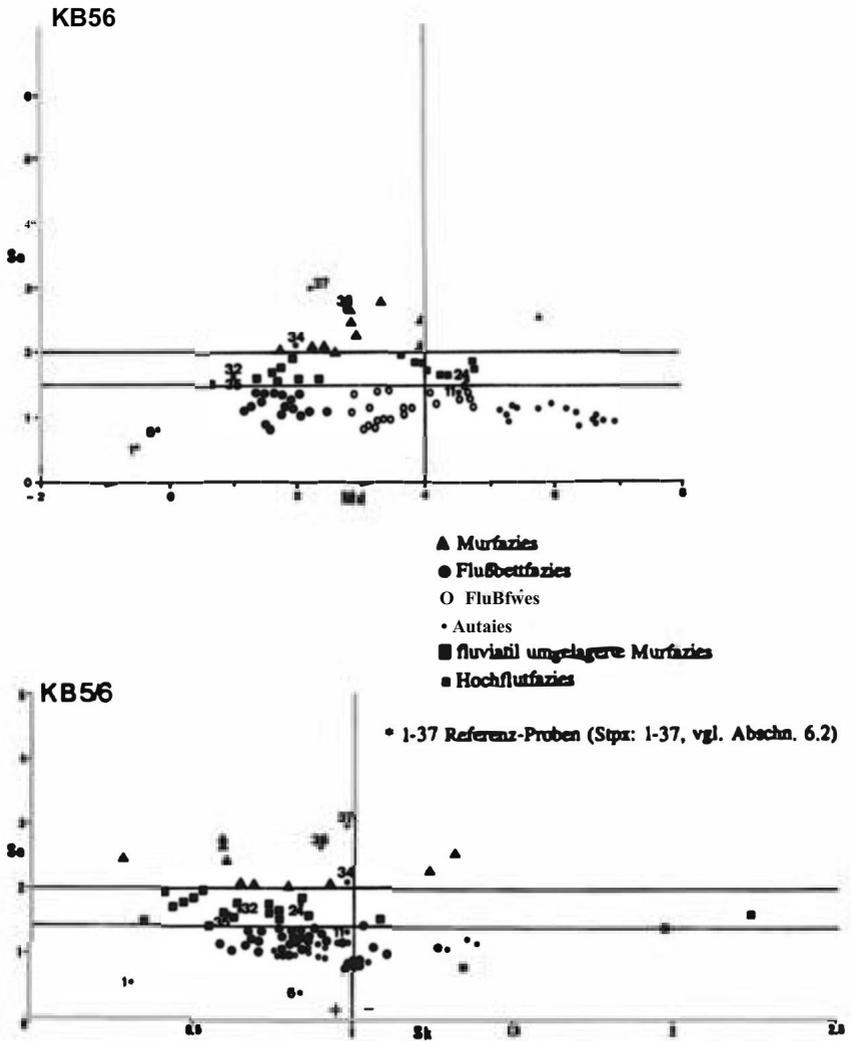


Abb. 106: Texturparameter KB 5/6 und Stpx-Proben (vgl. Tab. 11)

## Blatt 1

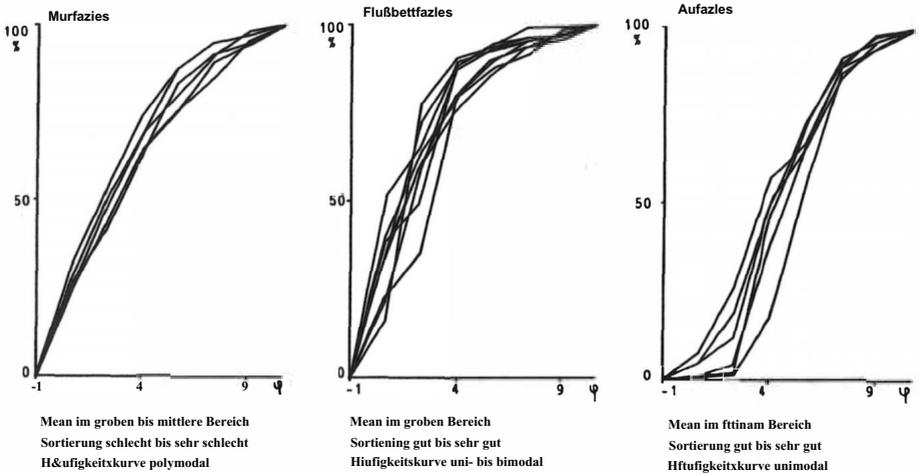


Fig. 5: Konisunieleitlinie: B 5/B 6 (Auswahl)

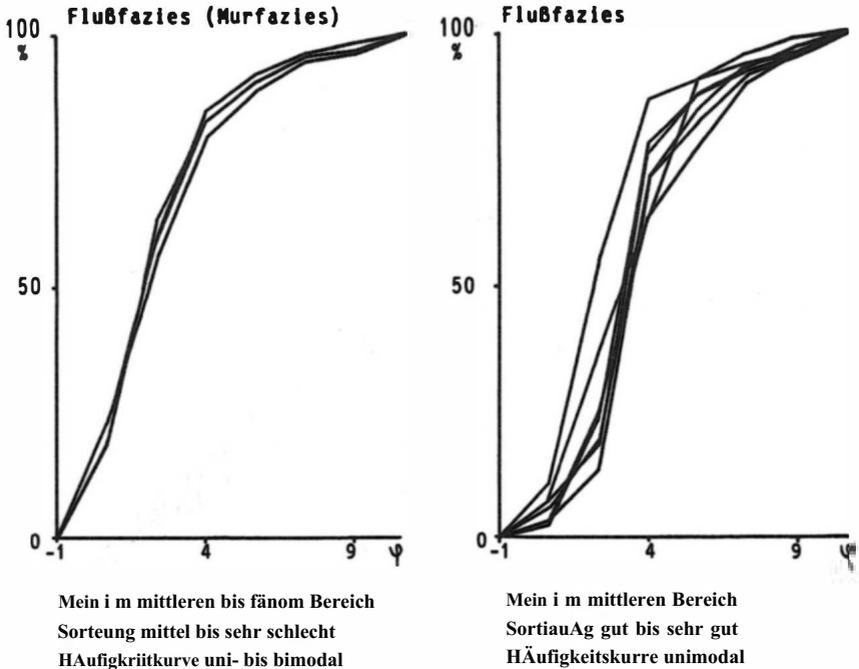


Fig. 5: Kontsummenmäien: B5/B6 (Auswahl)

Von den pollenanalytisch aufbereiteten Proben erwies sich nach Durchsicht unter dem Mikroskop nur eine Torfprobe als weiter auswertbar (vgl. Abb. 104, Blatt 5), die restlichen Proben enthielten wie schon bei Profil KB1 zu wenig bzw. zu stark beschädigtes Pollenmaterial. Bei der untersuchten Torfschicht handelte es sich wiederum um einen Seggentorf, *Sphagnaceae* waren auch in diesem Fall nicht am Aufbau der Torfschicht beteiligt:

Probe B5 C3 37.1 (Entnahmetiefe 209-211 unter GOF):

Die ausgewertete Probe wies hohe *Picea*-, *Ainus*-, Wildgräser- und *Polypodiaceae*-Werte auf. Die *Quercus*-Pollen wurden wahrscheinlich über Femflug eingebracht. Die hohen *Picea*- und *Polypodiaceae*-Werte lassen auf ein noch feuchtkühles Bestandsklima mit bereits deutlich gesteigerter Phytomassenproduktion schließen\* (vgl. Probe B1C2 41.1 bei Profil „Horlachmoos“). Birke, *Calluna* und der hohe Wildgräser-Anteil deuten auf Rodungsinseln oder eine bereits ausge dehnte Mattenregion hin. Die hohen A/nus-Werte sprechen für einen noch intakten Auwald.

Analog zu Profil KB1 „Horlachmoos“ erlaubte die analytische und statistische Auswertung des Probenmaterials unter besonderer Berücksichtigung des jeweiligen Sortierungsgrades eine Faziesdifferenzierung und darüber eine Einteilung in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik (vgl. Abb. 107 und 112):

Phase I (0-40 cm unter GOF):	Rezenter Wiesenboden mit eingelagerten, feinklastischen Sedimenten (reine Flußfazies) der letzten Hochwasserereignisse.
Phase II (40-106 cm unter GOF):	Aktivitätsphase mit überwiegend Fluß- und Flußbettfazies (Sande, Kiese)
Phase III (106-162,5 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande)
Phase IV (162,5-225 cm unter GOF):	Ruhephase mit überwiegend Auefazies (Schluffe)
Phase V (225-345,5 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Kiese)
Phase VI (345,5-1000 cm unter GOF):	Aktivitätsphase mit Fluß-, Flußbett- und fluviatil umgelagerter Murfazies (Sande und Kiese)

### 8.1.2.2 Interpretationsansatz

In Zusammenschau mit den Ergebnissen der 14C-Datierung, der Pollenanalyse und der CaCO<sub>3</sub>-Auswertung ermöglichte die Einteilung des Profils in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik eine erste Interpretation der Profilabschnitte Ladestatt I und Ladestatt II:

Der Wechsel von überwiegend grobklastischer Flußbett-, Mur- und fluviatil verlagelter Murfazies (Kiese und Grobsande) zu mittel- bis feinklastischer Fluß- und Hochflutfazies (Sande und Schluffe) 345,5 cm unter GOF deutet wie bereits bei Profil KB1 auf einen generellen Umschwung der Sedimentationsdynamik und/oder auf eine Verlagerung der Ruetz von der linken zur rechten Talflanke hin (vgl. Abb. 103).

Von 1000-345 cm unter GOF kennzeichnen Kies- (Flußbettfazies) und Schuttlagen (Mur- und fluviatil verlagerte Murfazies) im Wechsel mit überwiegend groben Sanden eine umfangreiche Aktivitätsphase mit häufigem Fazieswechsel.

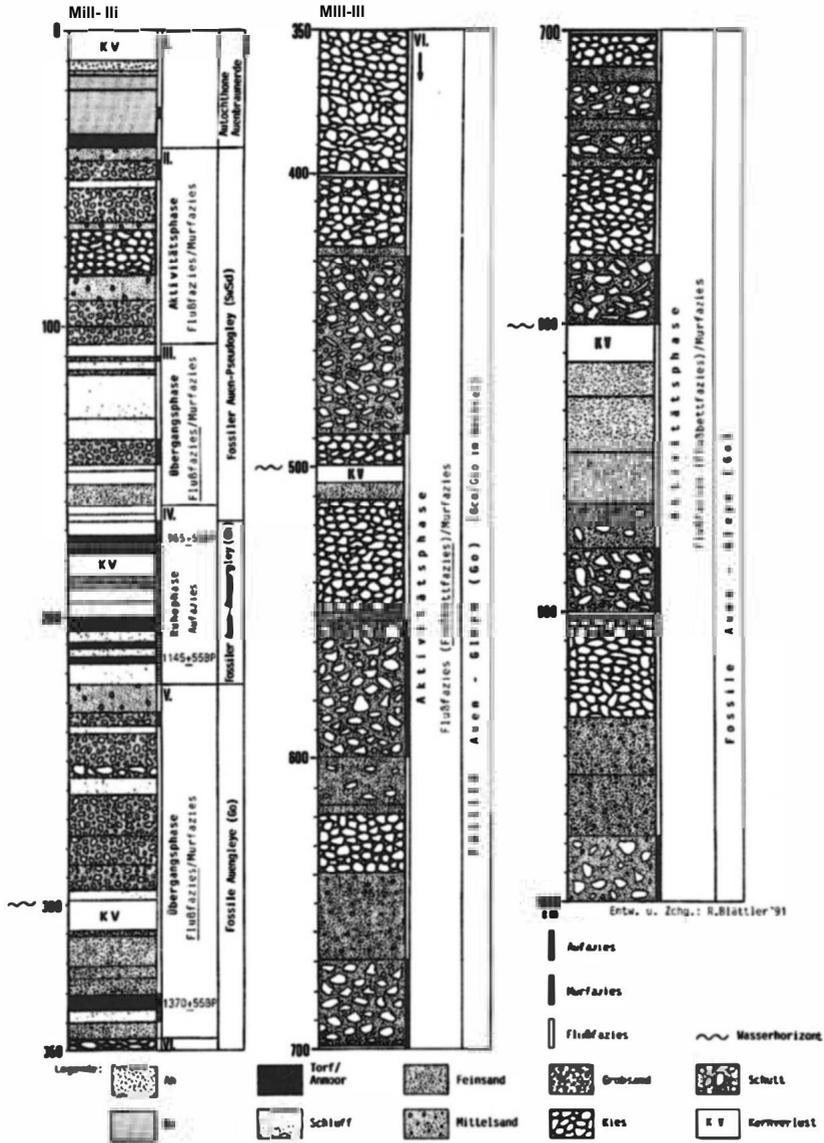


Abb. 107: Bohrprofile KB5 und KB6: Lokalität „Ladstatt“

Mit Hilfe von Referenz-Proben aus den Kegel bereichen in Frage kommender Seitenbäche (vgl. Tab. 11,11a und Abb. 106) konnten über den Grad der Sortierung und den Kalkgehalt der Proben drei Murgänge (vgl. Abb. 105, Blatt 5 und 6: Probe B6 C8.21, B6 C9.26 und B6 C10.30) der Jedlesgisse zugeordnet werden. Der häufige Wechsel mächtiger Murschutt- und Kiesablagerungen läßt auf eine Phase gesteigerter Schuttbereitstellung in Verbindung mit außergewöhnlichen Niederschlagsereignissen schließen.

Vorerst deuten die 14 C-Daten und pollenanalytischen Ergebnisse aus dem oberen Profilabschnitt (KB5) darauf hin, daß das von 1000 bis 345,5 cm unter GOF aufgeschlossene überwiegend grobklastische Material einer Kaltphase des älteren Subatlantikums mit gesteigerter Schutzzufuhr aus den Hängen zugeordnet werden kann (vgl. Abb. 108).

Diese ausgesprochene Aktivitätsphase endete mit der Ablagerung grober, gewaschener und gut zugerundeter Flußbettfazies von 425-345,5 cm unter GOF. Bei den folgenden Hochwasserereignissen kam es aufgrund veränderter Sedimentationsverhältnisse (vgl. oben) innerhalb der ehemaligen Abflußrinne durch die tiefere „Rinnenlage\*\*“ zur mehr oder weniger raschen Ablagerung vorwiegend schluffiger bis sandiger Hochflut-Auesedimente (Fluß- und Hochflutfazies).

Der 14C-datierte Torfhorizont (Probe B5 C4.53: 331-335,5 cm unter GOF) nahe der Basis dieser Schichtfolge markiert einerseits in etwa den Umschwung der Sedimentationsverhältnisse, andererseits deutet er darauf hin, daß zu dieser Zeit bereits eine deutlich verringerte Hochwassertätigkeit und eine längere hochwasserfreie Periode existiert haben müssen.

Das grobe Material (Mur- und teilweise Flußbettfazies) innerhalb dieser Schichtfolge und ein bei einzelnen Schichten relativ hoher Anteil an organischer Substanz lassen zusätzlich darauf schließen, daß es zu dieser Zeit durch einzelne exzessive Hochwasserereignisse zu Profilkappungen, vielleicht sogar zum Abtransport ganzer Bodenprofile kam.

Den Abschluß der Rinnensedimentation bildeten analog zu Profil KB1 schluffige Stillwassersedimente (Auefazies). Die Torfbänder und Torfeinlagerungen in einzelne Schluffschichten verdeutlichen, daß für geraume Zeit anmoorige bis moorige Bedingungen geherrscht haben müssen. Unterbrochen von kleineren Hochwasserereignissen, die in erster Linie nur feines meist in sich geschichtetes Material ablagerten, konnten sich Torfe entwickeln.

Die Zeit dieser ruhigen Auesedimentation und des Torfwachstums ließ sich über die 14 C-Datierung der entnommenen Torfproben auf den Zeitraum von 1145±55 BP (Probe B5 C3.39) bis 965±55 BP (Probe B5 C2.28) eingrenzen, und, durch die Ergebnisse der Pollenanalyse (vgl. oben) zusätzlich gestützt, einer Warmphase des älteren Subatlantikums zuordnen (vgl. Abb. 108).

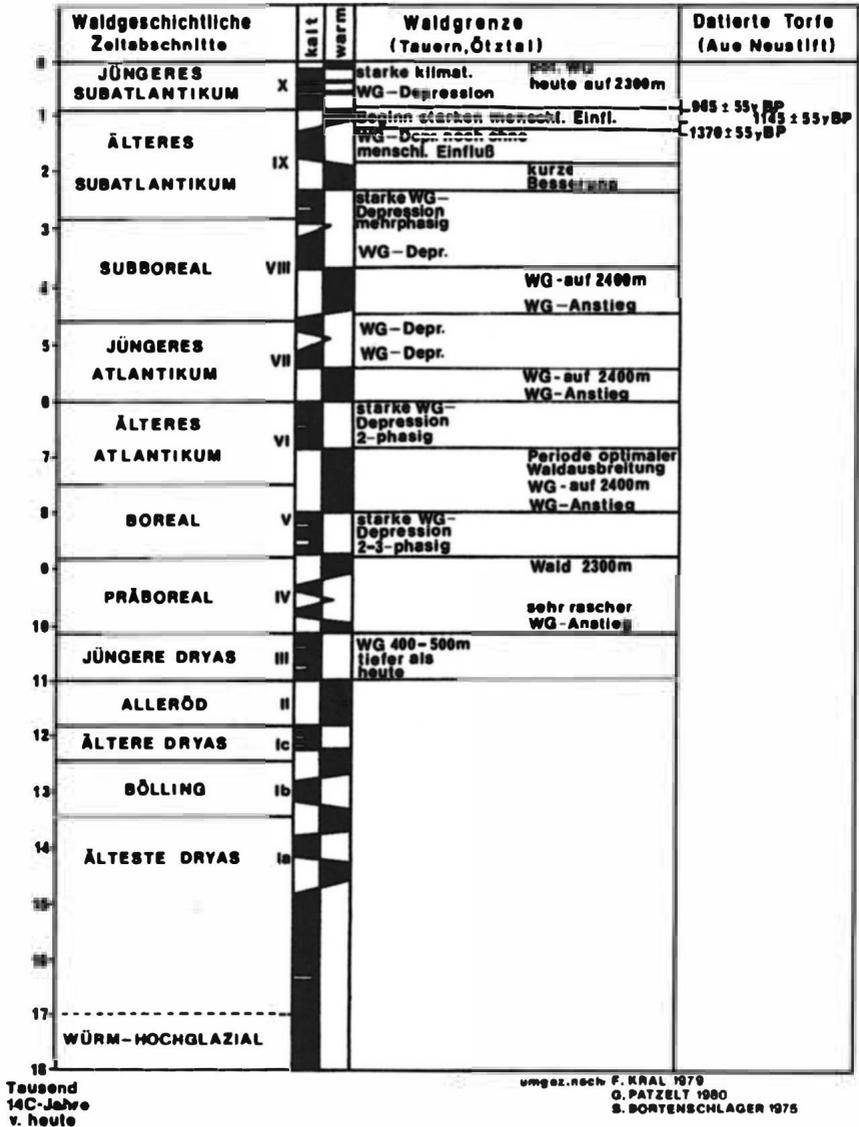


Abb. 108: Chronologie der Waldgrenz- und Klimaschwankungen während des alpinen Postglazials

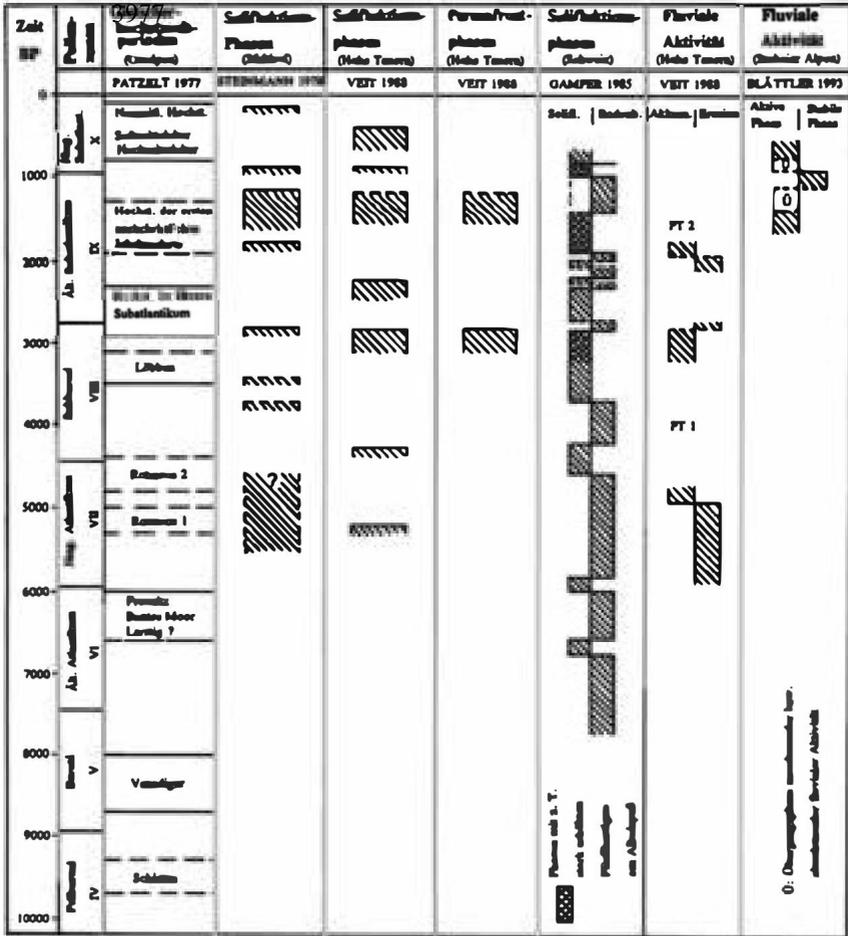


Abb. 109: Solifluktsions- und fluviale Aktivitätsphasen im alpinen Post glazial (verändert und ergänzt nach VEIT 1988)

Im Anschluß an diese insgesamt etwas wärmere und trockenere Phase fluvialdynamischer Stabilität und gesteigerter Phytomassenproduktion, muß die Hochflutfähigkeit der Ruetz wieder zugenommen haben. Zunächst kam es analog zur Profilbasis (KB5) zur Ablagerung schluffig-sandiger Hochflut-Aue-sedimente (Fluß- und Hochflutfazies).

Ausgefälltes Eisen (Konkretionen) und angereicherte Humusstoffe in einzelnen Horizonten (vgl. Abb. 104, Blatt 1 und 4) deuten darauf hin, daß auch in dieser Schichtabfolge die Reste fossiler Wiesenböden liegen, deren Profile durch größere Hochwasserereignisse gekappt wurden. Verantwortlich für eine derartige Profilkappung könnte eine kurzfristige Laufverlagerung der Ruetz durch den seitlich gegenüber einstossenden Pinnisbach gewesen sein (vgl. Abb. 100).

Im Hangendendieser Schichtfolge kennzeichnen grobe Sande und Kiese eine weitere kürzere Aktivitätsphase mit wechselnder Mur- und Flußbettfazies. Die überwiegend grobklastischen Sedimente deuten auf eine erneute Laufverlagerung der Ruetz durch den murartig abgegangenen Pinnisbach und eine insgesamt wieder stärkere Schutzzufuhr über Murgänge aus den Hängen hin.

Entweder lagerte die Ruetz das rein kristalline Material in zeitlich so kurzen Abständen ab, daß eine Ah-Neubildung, zumal auf frischen grobklastischen Hochwasserablagerungen, unmöglich war, oder es kam während exzessiverer Hochwasserereignisse wiederum zur Kappung einzelner Bodenprofile bzw. Profilausschnitte. Im Hangenden dieser vorerst letzten Aktivitätsphase schloß sich der rezente Wiesenboden mit den fein klastischen Hochflut-Auesedimenten der letzten Hochwasserereignisse an.

Seit Errichtung der neuen Bundesstraße nach Neustift, trennt der erhöhte Straßendamm den Auebereich unterhalb des Ladestatt-Hofes von der übrigen Ruetzaue ab. Nur ein kleiner Durchlaß erlaubt einen Abfluß des Hangwassers bzw. einen Rückstau bei Hochwasser von der Hauptaue her. Entsprechend niedrig fallen seither in dem nunmehr ausgesprochenen Stillwasserbereich Hochwasserakkumulationen aus. Die dünnen Feinsandakkumulationen werden rasch durchwurzelt, so daß sich der rezente autochthone Wiesenboden ungestört weiterentwickeln kann. Eine Ablagerung grobklastischer Sedimente durch die Ruetz, wie vor Errichtung des Straßendamms, ist unter den derzeit gegebenen Sedimentationsbedingungen in diesem Auebereich nicht mehr möglich.

Gestützt auf die <sup>14</sup>C-Daten und die Aussagen der Pollenanalyse fügen sich die Ergebnisse dieser Profilauswertung gut in das von GAMPER (1985) in den Westalpen, von STEINMANN (1978) in Südtirol und von VEIT (1988) in C<sup>^</sup>ttirol erarbeitete Gliederungsschema einzelner Solifluktsions- und Permafrostphasen ein. Zusätzlich ergänzen die Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik der Ruetz das ebenfalls in C<sup>^</sup>ttirol von VEIT erstellte Gliederungsschema fluvialer Aktivitäts- und Stabilitätsphasen des Postglazials (vgl. Abb. 109). Die relativ gute zeitliche Übereinstimmung von Solifluktsions-, Permafrost- und fluvialen Aktivitätsphasen deutet kausalgenetische Zusammenhänge und damit eine überregionale Bedeutung für den alpinen Raum an.

## 8,23 Kembrohrung KB7: Profil „Rain“

Die Bohrung „Rain“ wurde etwas weiter talein, nahe der linken Talflanke unterhalb Neustift/Rain niedergebracht (vgl. Abb. 100 und 103). Das bis auf sechs Meter abgeteufte Profil erschloß unterhalb einer autochthonen Auenbraunerde zwei fossile Ah/Ai-Horizonte und eine Wechselfolge fossiler Auenogleye (vgl. Abb. 110, Blatt 3 und 6). Ähnlich Profil KB1 „Horlachmoos“ und Profil KB5/6 „Ladestatt“ erwies sich das Profil als deutlich zweigeteilt:

Im Hangenden waren bis auf 127 cm Tiefe unter GOF (973,7 m ü. A.) wechsellagernd feinklastische Sande, Kies und zwei fossile Böden (fAh/i) aufgeschlossen. Das Liegende wies dagegen von 127 bis 600 cm unter GOF eine mächtige Wechselfolge überwiegend grobklastischer Sande und Kiese auf, während weitere fossile Böden fehlten.

Die Kemverluste hatten bohrtechnische Ursachen (0-16 cm und 100-107 cm unter GOF) bzw. waren auf Grundwassereinfluß (200-215 cm unter GOF) zurückzuführen.

### 8.13.1 Sedimentanalytische und statistische Profil-Auswertung

Die sedimentanalytische Auswertung des Probenmaterials bestätigte wiederum den ersten makroskopischen Eindruck des Profils nach Öffnen der Kemrohre. Die einzelnen Analysedaten sind Abb. 110, Blatt 1-6 zu entnehmen.

Auf eine weitere Darstellung der Körnungsspektren im Histogramm und als Summenkurve wurde verzichtet. Ähnlich Profil KB1 ließ die Matrix-Körnung der einzelnen Proben auch hier eine mehr oder weniger ausgeprägte Bimodalität (Kom-Matrix-Verhältnis) bzw. eine deutliche Unimodalität (Dominanz einer Korngröße) erkennen.

Die Ermittlung der Texturparameter ergab, daß die einzelnen Proben im oberen Profilabschnitt bis 127 cm unter GOF schlechter sortiert waren als im unteren Profilabschnitt von 127 - 600 cm unter GOF. Insgesamt dominierten jedoch wie bei Profil KB1 gut bis sehr gut sortierte Proben mit überwiegend positiver (feinkörniger) Schiefe (vgl. Abb. 110, Blatt 2 und 5).

Unter Berücksichtigung der Körnung und aus der Gegenüberstellung einzelner Texturparameter ergab sich für die Sedimentschichten der Kembrohrung KB 7 folgende Faziesdifferenzierung (vgl. Abschn. 6.2 und Fig. 6):

Mean im groben Bereich	Flußbettfazies
Sortierung gut bis sehr gut	(Kiese)
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal	

**Mean im mittleren Bereich**

Sortierung gut bis sehr gut  
Häufigkeitskurve unimodal

**Mean im groben bis mittleren Bereich**

Sortierung schlecht bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve polymodal

**Mean im groben bis mittleren Bereich**

Sortierung mittel bis schlecht  
Häufigkeitskurve bi- bis schwach polymodal

**Mean im mittleren bis feineren Bereich**

Sortierung mittel bis sehr schlecht  
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal

**Flußfazies**

(Sande)

Murfazies (Schluffe und Sande mit überwiegend scharfkantigen bis maximal kantengerundeten Kiesen)

fluvialil verlagerte Murfazies (überwiegend Sande und Kiese; vgl. Hochflutfazies)

**Hochflutfazies**

(relativ rasch abgelagert, daher schlechter sortiert)

Um die Herkunft einzelner Murdiamiktite näher zu lokalisieren wurde für sämtliche Sedimentproben der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt ermittelt. Im oberen Profilabschnitt (0-127 cm unter GOF) lagen die  $\text{CaCO}_3$ -Werte zwischen 0 und 4,8%, im unteren (127-600 cm unter GOF) zwischen 0 und 1% (vgl. Tab. 14). Eine genauere Beweisführung war damit nicht möglich, das Material konnte in diesem Fall keinem speziellen murfähigen Seitenbach zugeordnet werden.

Auf die  $^{14}\text{C}$ -Datierung des unteren fossilen Ah-Horizontes (B7 C2.9) und die pollenanalytische Auswertung beider fossiler Böden wurde wegen zu starker Verunreinigung der Proben verzichtet.

Analog zu den Profilen KB1 „Horlachmoos“ und KB5/6 „Ladestatt\*\*“ ermöglichte die analytische und statistische Auswertung des Probenmaterials unter besonderer Berücksichtigung des jeweiligen Sortierungsgrades eine Faziesdifferenzierung und darüber eine Einteilung des Profils in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik (vgl. Abb. 112):

Phase I (0-58 cm unter GOF):

Phase II (58-127 cm unter GOF):

Phase III (127-600 cm unter GOF):

Rezenter Wiesenboden

Übergangsphase mit Fluß-, Hochflut- und Flußbettfazies (Sande, vereinzelt Kiese)

Aktivitätsphase mit Fluß-, Flußbett-, Mur- und fluvialil verlagelter Murfazies (Sande und überwiegend Kiese)

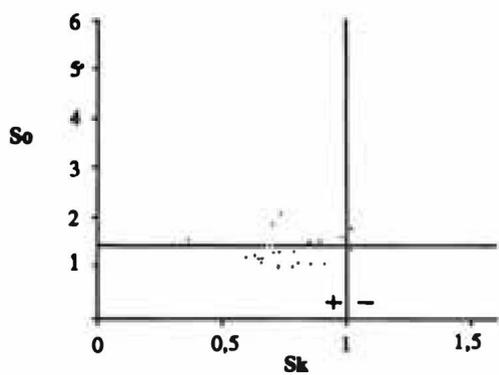
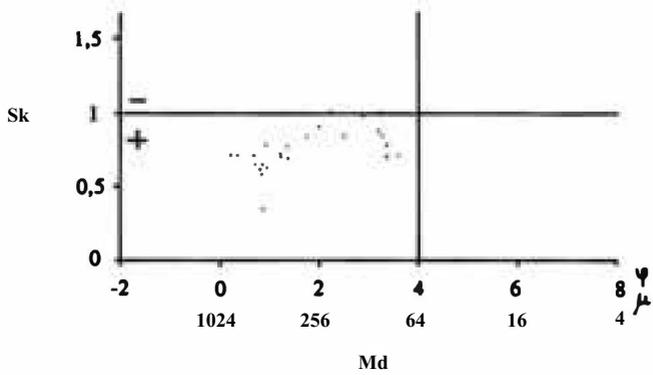
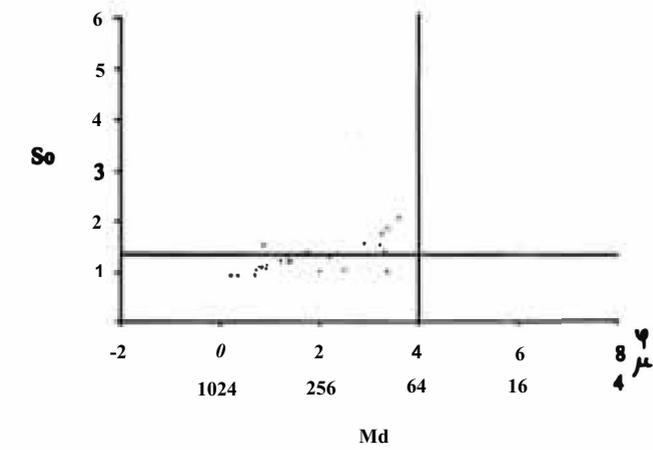


Fig. 6: Texturparameter KB 7 (nach TRASK)

**Tab. 14: Kenibohrung B 7 im Auebereich Neder/Neu stift, Stubaital (7.10.1991)**

Karbonatgehalt (n. Scheibler)

Probe	CaCO <sub>3</sub> %
B7C1.1	1.12
B7C1.2	0.00
B7C1.3	0.16
B7C1.4	0.64
B7C1.5	3.89
B7C2.6	1.20
B7C2.7	1.87
B7C2.8	2.39
B7C2.9	4.80
B7 C2.10	0.52
B7 C2.11	0.55
B7C2.12	0.83
B7 C2.13	0.75
B7C3.14	0.85
B7C3.15	0.61
B7C4.16	0.73
B7C4.17	0.88
B7C4.18	0.82
B7 C5.19	0.78
B7C5.20	0.99
B7C5.21	0.95
B7C5.22	0.38
B7C6.23	0.94
B7C6.24	0.52
B7C6.25	0.55

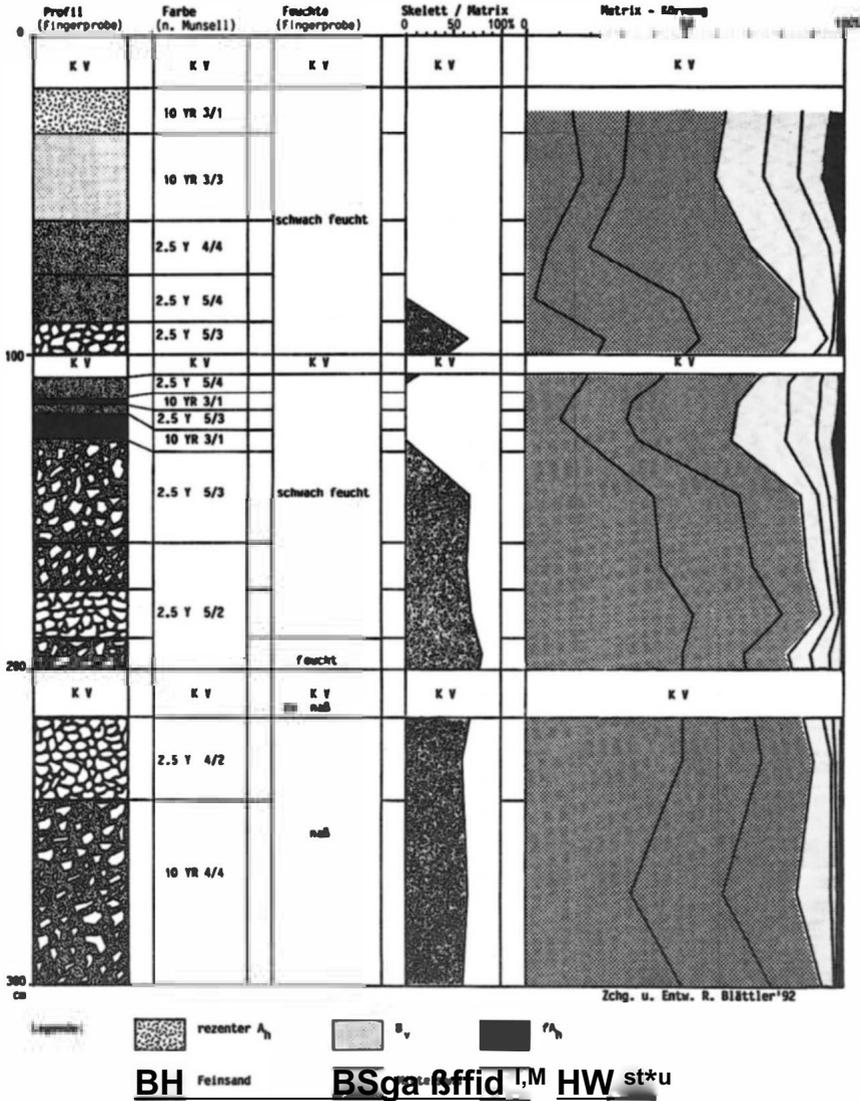
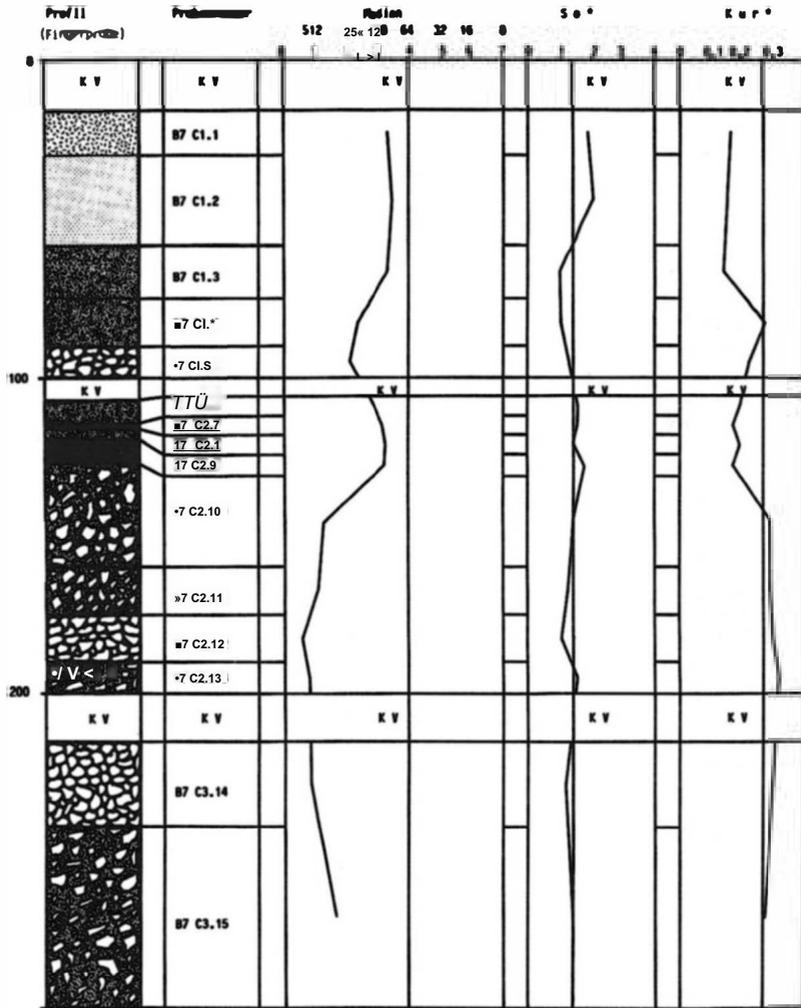


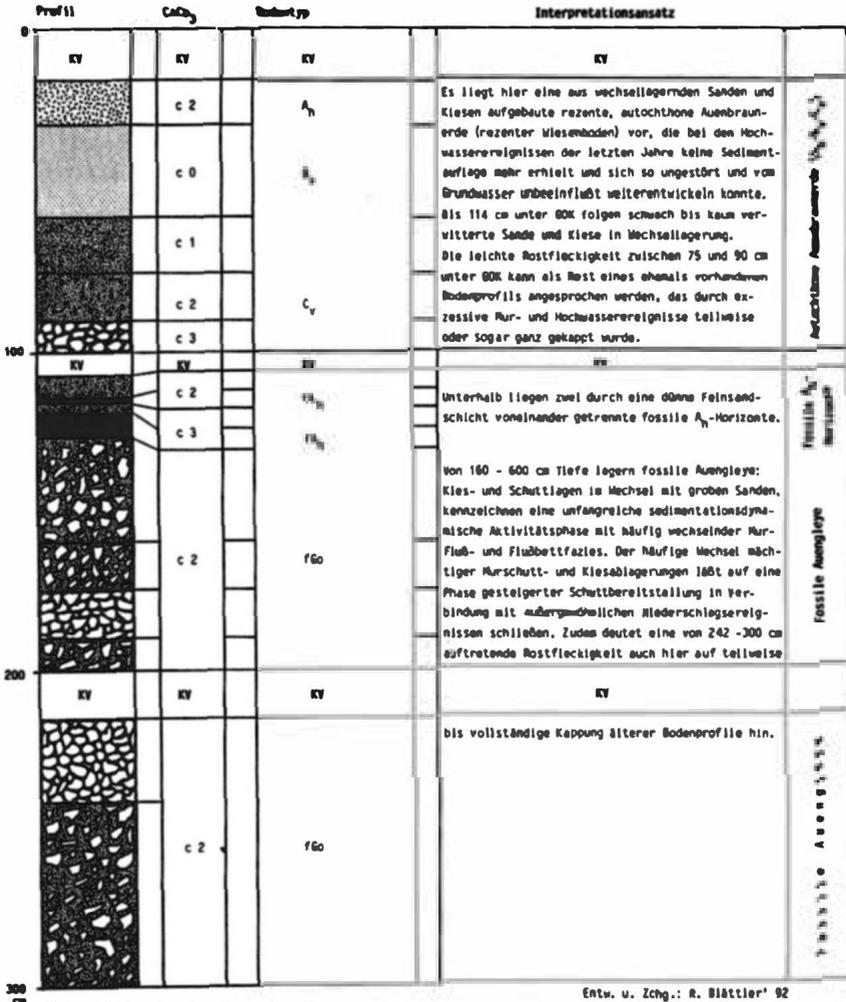
Abb. 110: Kenibohrung B7 Ncustifi/Rain, Stubaial (7.10.1991)



Zchg.: R. Blattler'92

Legende: Siehe Legende Kernbohrung B7 Blatt 1

Abb. 110: Kernbohrung B 7 Neustift/Rain, Stubaital (7.10.1991)

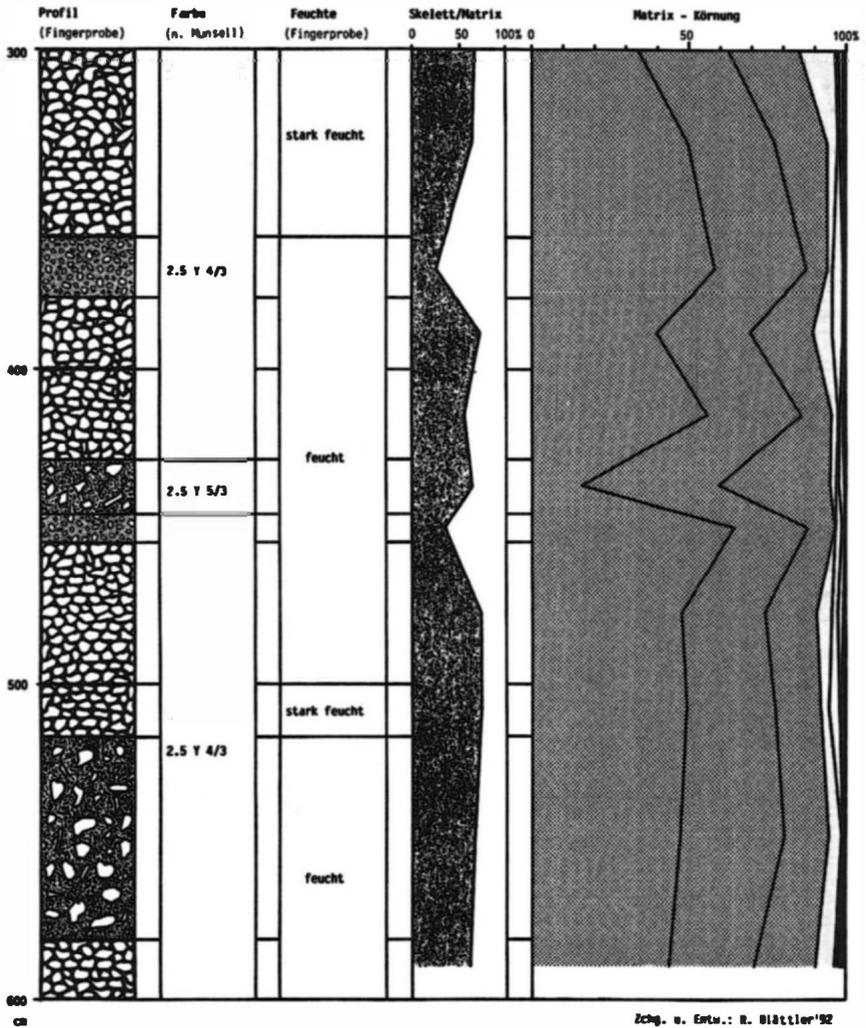


Horizontabfolge: A<sub>h</sub> - B<sub>h</sub> - C<sub>v</sub> - FA<sub>h</sub> - r<sup>1</sup>  
 Bodenart: "R1kJ"

Entw. u. Zchg.: R. Blattner '92

Legende; Sieh »Lesend« Kembofing M Blatt 3 und KenAonring 17 Blatt 1

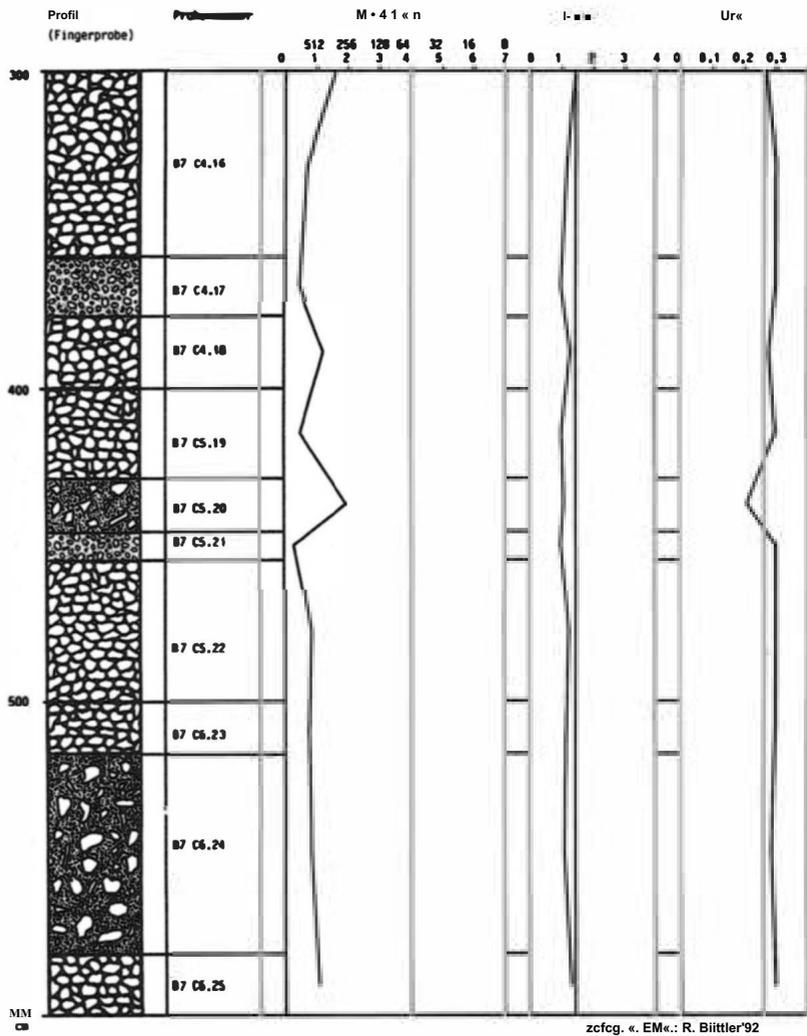
Abb. 110: Krmbohrung B 7 Neustift/Rain, Stubaital (7.10.1991)



Legende: Siehe Legende Kernbohrung 07 Blatt 1

Abb. 110: Kernbohrung B 7 Neustift/Rain, Stubaital (7.10.1991)

# Blatt 5



Heiter: State Uyiata tertetfow« 17 Blatt 1

Abb. 110: Kenibohning B 7 Neustift/Rain, Stubaital (7.10.1991)

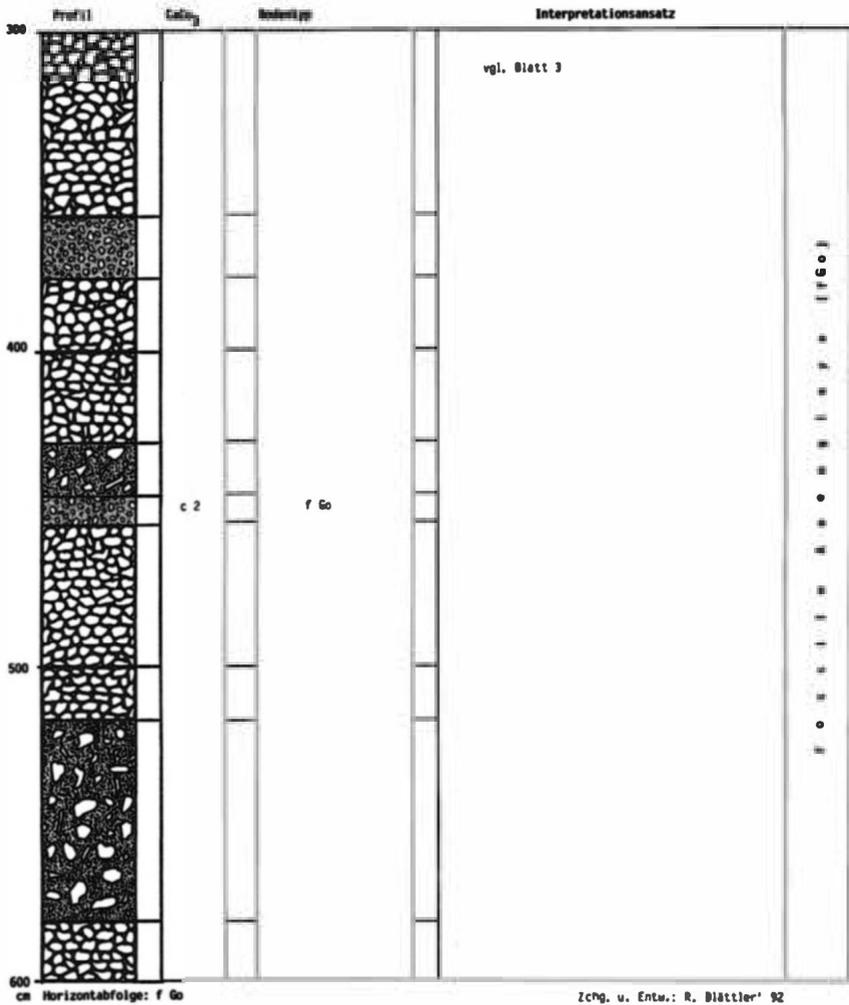


Abb. 110: Kenibohrung B 7 Neustift/Rain, Stubaital (7.10.1991)

### **8.13.2 Interpretationsansatz**

Die Einteilung des Profils in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik erlaubte eine erste Interpretation des Profils „Rain“:

Der Wechsel von überwiegend grobklastischer Flußbett-, Mur- und fluviatil verlagelter Murfazies (Kiese und Grobsande) zu überwiegend fein- bis mittelklastischer Huß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Kies) 127 cm unter GOF (973,7 m ü. A.), deutet wie bei den Profilen KB1 und KB5/6 auf einen generellen Umschwung der Sedimentationsdynamik und/oder auf eine Verlagerung der Ruetz von der rechten zu linken Talflanke hin (vgl. Abb. 103).

Von 600 bis 127 cm unter GOF kennzeichnen wechsel lagernde Grobsand-, Kies- und Schuttlagen auch in diesem Profil eine umfangreiche Aktivitätsphase mit häufigem Fazieswechsel. Analog zu Profil KB5/6 läßt der häufige Wechsel mächtiger Murschutt- und Kiesablagerungen auf eine Phase gesteigerter Schuttbereitstellung aus den Hängen in Verbindung mit außergewöhnlichen Niederschlagsereignissen schließen.

Im Hangenden dieser mächtigen Schichtfolge markieren zwei nur durch eine dünne Feinsandschicht (Hochflutfazies) getrennte Böden (fAh/i) analog zu Profil KB5/6 den Umschwung der Sedimentationsverhältnisse.

Im Anschluß an diese hochwasserfreie bzw. hochwasserärmere Periode lassen die überwiegend mittel- bis feinklastischen Ablagerungen (Fluß- und Hochflutfazies) auf eine erneute Zunahme der Hochfluttätigkeit der Ruetz schließen. Die Kieslage von 100 bis 90 cm unter GOF und die anschließende Mittelsandschicht bis 75 cm unter GOF deuten auf eine nochmalige kurze Laufverlagerung bzw. auf einen Dammbbruch der Ruetz hin.

Im Hangenden schließt sich der rezente Wiesenboden an. Analog zu Profil KB5/6 trennt der erhöhte Straßendamm der neuen Bundesstraße nach Neustift diesen Auebereich von der übrigen Ruetzaue ab. Hochwasserakkumulationen wurden seitdem in diesem Auebereich nicht mehr beobachtet.

### **8.1.4 Kernbohrung KB8: Profil „Neder“**

Die letzte Kernbohrung wurde bei der Ortschaft Neder, nahe der rechten Talflanke, in einem relativ marginalen jedoch bei allen größeren Hochwasserereignissen der letzten Jahre betroffenen Auebereich niedergebracht (vgl. Abb. 100 und 103).

Das bis auf acht Meter abgeteufte Profil KB8 erschloß unterhalb eines rezenten initialen Auen-Silikat-Rohbodens eine Wechselfolge fossiler Auen- und Auenanmoorgleye (vgl. Abb. 111, Blatt 3,6 und 9) und erwies sich ebenfalls als auffallend zweigeteilt:

Im Hangenden waren bis auf 353 cm unter GOF (968,2 m ü. A.) wechsellagernd fossile Böden (fAh/i), Schluffe und Feinsande aufgeschlossen. Das Liegende wies keinerlei fossile Böden oder Torfe auf und setzte sich überwiegend aus mächtigen Sand-, Kies- und Schuttschichten zusammen (vgl. Abb. 111, Blatt 1,4 und 7). Die Kemverluste hatten bohrtechnische Ursachen oder waren auf Grundwassereinfluß (300-320 cm, 400431 cm und 700726 cm unter GOF) zurückzuführen.

#### 8.1.4.1 Sedinientanalytische und statistische Profil-Auswertung

Die laboranalytische Auswertung der einzelnen Proben bestätigte auch hier die erste Ansprache der Sedimentschichten nach Öffnen der Kemrohre. Die einzelnen Analysedaten sind Abb. 111, Blatt 1-9 zu entnehmen.

Wie schon bei Profil KB7 „Rain“ wurde auch bei diesem Profil auf eine Darstellung der Körnungsspektren im Histogramm und als Summenkurve verzichtet. Analog zu den Profilen KB1 und KB7 wies die Matrix-Körnung der einzelnen Proben von Profil KB8 neben mehr oder weniger ausgeprägter Bimodalität (Korn-Matrix-Verhältnis) eine überwiegende Unimodalität (Dominanz nur einer Korngröße) auf.

Um auch für dieses Profil eine Faziesdifferenzierung zu erhalten, wurden für jede Probe die Texturparameter ermittelt und gegeneinander aufgetragen (vgl. Fig. 7): Wiederum dominierten gut bis sehr gut sortierte Proben mit überwiegend positiver (feinkörniger) Schiefe. Die einzelnen Proben von Profil KB8 plotteten dabei bzgl. Sortierung, Schiefe und Median nahezu gleich gut wie die Proben der Profile KB1 und KB7, aber wesentlich besser als die Proben von Profil KB5/6 (vgl. Fig. 3,6, und 7, Abb. 106). Insgesamt verdeutlichte die Streuung der Proben, daß die Ablagerung der entsprechenden Sedimentschichten unter ähnlich wechselnden Sedimentationsbedingungen abliefe wie bei Profil KB1 „Horlachmoos“ oder Profil KB7 „Rain“.

Aus der Gegenüberstellung einzelner Texturparameter und unter Berücksichtigung der Körnung ergab sich für die Sedimentschichten der Kembrohrgung KB8 „Neder“ folgende Faziesdifferenzierung (vgl. Abschn. 6.2 und Fig. 7):

Mean im groben Bereich	Flußbettfazies
Sortierung gut bis sehr gut	(Kiese)
Häufigkeitskurve uni- bis bimodal	
Mean im mittleren Bereich	Flußfazies
Sortierung gut bis sehr gut	(überwiegend Fein- -
Häufigkeitskurve unimodal	sande)

**Mean im feineren Bereich**  
**Sortierung gut bis sehr gut**  
**Häufigkeitskurve unimodal**

**Auefazies**  
**(Überwiegend Schluffe)**

**Mean im groben bis mittleren Bereich**  
**Sortierung schlecht bis sehr schlecht**  
**Häufigkeitskurve polymodal**

**Murfazies (Schluffe und Sande mit überwiegend scharfkantigen bis maximal kantengerundeten Kiesen)**

**Mean im groben bis mittleren Bereich**  
**Sortierung mittel bis schlecht**  
**Häufigkeitskurve bi- bis schwach polymodal**

**fluviatil verlagerte Murfazies (überwiegend Sande und Kiese; vgl. Hochflutfazies)**

**Mean im mittleren bis feineren Bereich**  
**Sortierung mittel bis sehr schlecht**  
**Häufigkeitskurve uni- bis bimodal**

**Hochflutfazies**  
**(relativ rasch abgelagerte, daher schlechter sortierte Sande; evtl. Reste fluviatil umgelagerter Muren)**

Parallel zur Feststellung von Faziestypen wurde für die einzelnen Proben der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt ermittelt. Im oberen Profilabschnitt bis 345 cm unter GOF lagen die  $\text{CaCO}_3$ -Werte mit nur einer eher unbedeutenden Ausnahme (4,1%) zwischen 0,5 und 1,9%. Der untere Profilabschnitt wies dagegen im Liegenden erhöhte  $\text{CaCO}_3$ -Werte zwischen 6,2 und 30,5% auf, und erlaubte wiederum eine genauere Zuordnung einzelner Murschuttsschichten (vgl. Tab. 15).

Auf die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der aufgeschlossenen fossilen Böden und die pollenanalytische Auswertung in Frage kommender Proben mußte vorläufig verzichtet werden.

Analog zu den Profilen KB1 „Horlachmoos“, KB5/6 „Ladestatt“ und KB7 „Rain“ erlaubte die analytische und statistische Auswertung des Probenmaterials unter besonderer Berücksichtigung des jeweiligen Sortierungsgrades auch für dieses Profil eine Faziesdifferenzierung und darüber eine Einteilung in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik (vgl. Abb. 112):

**Phase I (0-40 cm unter GOF);**

**Rezenter Wiesenboden mit eingelagerten feinklastischen Sedimenten (Huß- und Hochflutfazies) der letzten Hochwasserereignisse**

Phase II (40-156 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Schluffe)
Phase III (156-224 cm unter GOF):	Ruhephase mit überwiegend Auefazies (Schluffe, vereinzelt Feinsand)
Phase IV (224-345 cm unter GOF):	Übergangsphase mit überwiegend Fluß- und Hochflutfazies (Sande, vereinzelt Schluffe)
Phase V (345-800 cm unter GOF):	Aktivitätsphase mit Fluß-, Flußbett-, Mur- und fluvial verlagerter Murfazies (Sande und überwiegend Kiese)

Tab. 15: Krmbohrung B 8 im Auebereich NederfNeustift, Stubaital/ (7.10.1991)

Karbonatgehalt (n. Scheibler)

Probe	CaCO <sub>3</sub> %
B8C1.2	0.48
B8C1.3	0.94
B8C1.4	0.73
B8C1.5	1.58
B8C1.6	0.93
B8C1.7	1.86
B8C1.8	0.79
B8C1.9	0.50
B8C1.10	0.94
B8C1.11	1.12
B8C1.12	1.33
B8 C1.13	0.89
B8 C2.14	4.09
B8 C2.15+16	0.94
B8C2.17	0.92
B8 C2.18	0.82
B8C2.19	0.49
B8 C2.20	0.60
B8C2.21	1.08
B8C2.22	0.97

Tab.15:

<b>Probe</b>	<b>CaCO<sub>j</sub> %</b>
B8C3.23	1.06
B8C3.24	0.97
B8C3.25	1.29
B8C3.26	0.96
B8C3.27	1.03
B8C3.28	1.05
B8C3.29	0.83
B8C3.30	0.79
B8C3.31	1.00
B8C3.32	0.84
B8C3.33	1.01
B8C3.34	1.03
B8C3.35	0.73
B8C3.36	0.87
B8C3.37	0.70
B8C3.38	0.67
B8C3.39	0.65
B8C3.40	0.94
B8 C4.41	0.65
B8 C4.42	0.55
B8C4.43	1.13
B8C5.44	1.20
B8C5.45	0.62
B8C5.46	0.88
B8C5.47	0.47
B8C5.48	0.65
88 C6.49	6.19
B8C6.50	0.69
B8 C6.51	1.06
B8 C6.52	0.71
B8C6.53	22.92
B8C7.54	2.62
B8C7.55	8.50
B8C7.56	30.47
B8 C8.57	6.73
B8C8.58	4.86
B8 C8.59	5.96

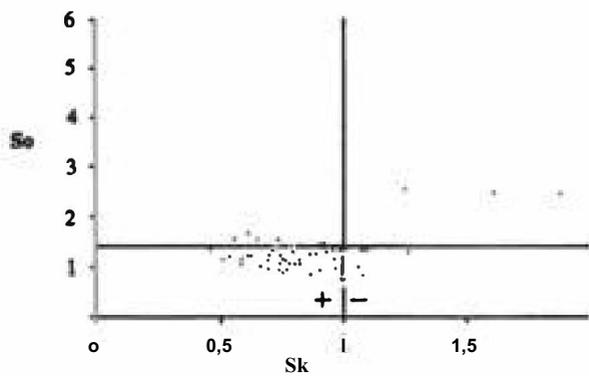
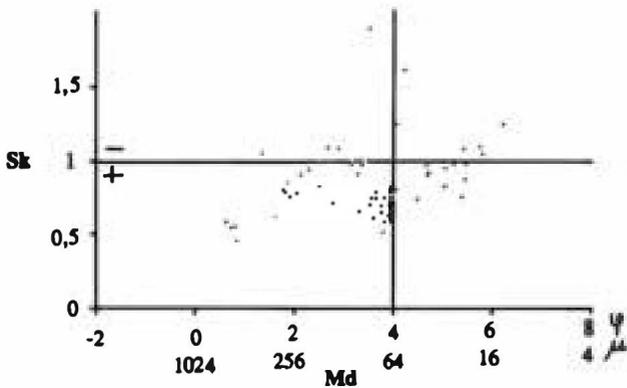
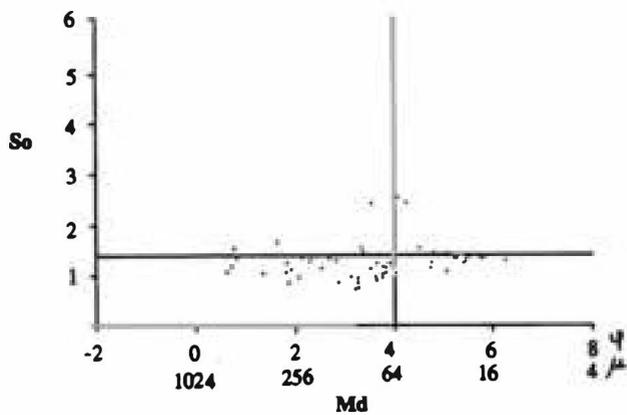
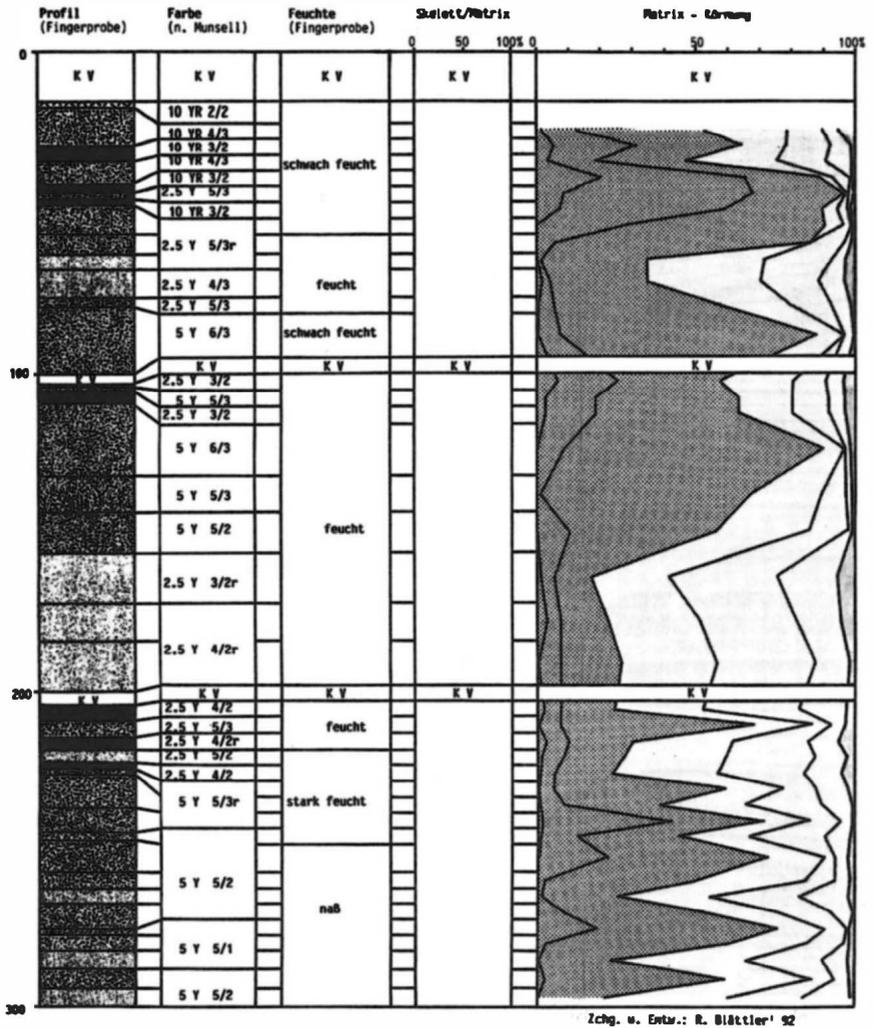


Fig. 7: Texturparameter KB 8 (n. TRASK)

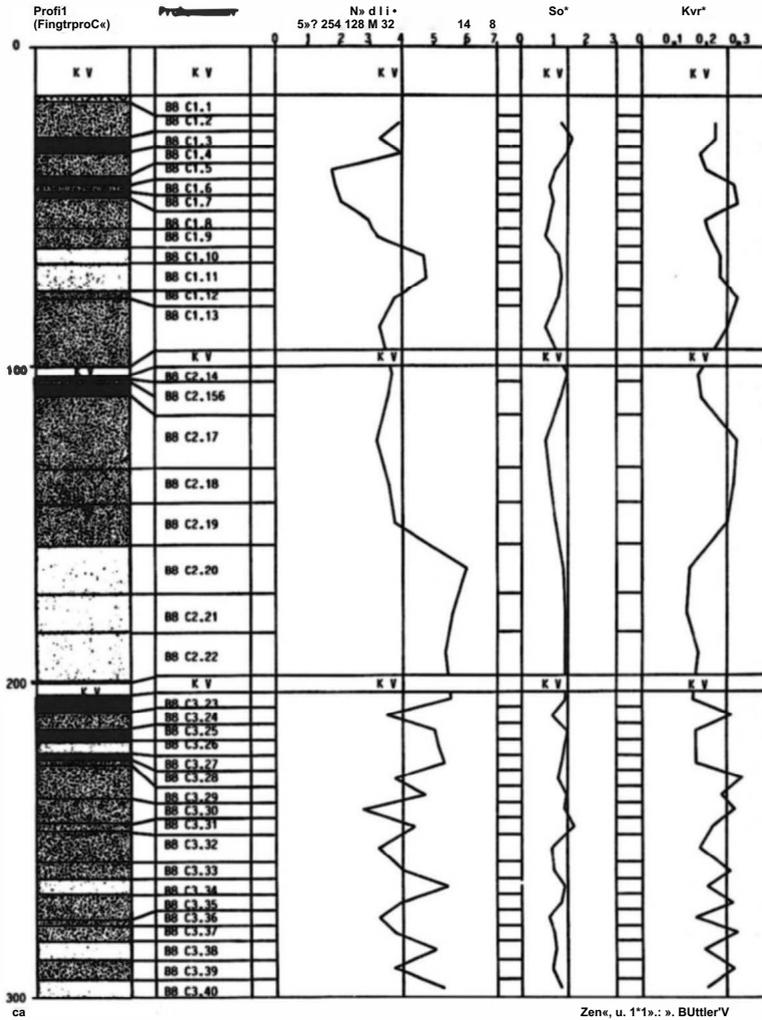
Blatt 1



Zchg. u. Entw.: R. Blättler '92

Legende: Stelle ~~Kerndruck~~ K Blatt 1  
V Blatt 1

Abb. 121: Kembohrung B 8 Neustift/Neder, Stubaital (7.10.1991)

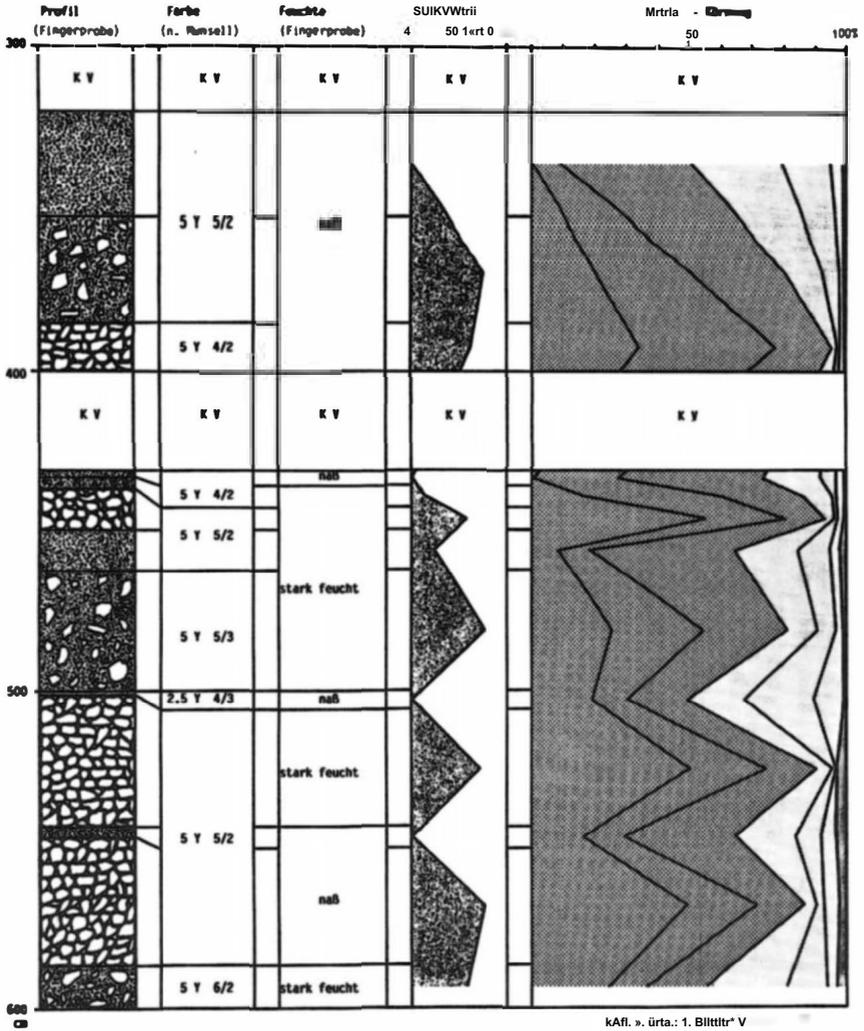


Le9mde: SIH\* LtyMt Corret\*rwg 85 Blatt 1  
87 814tt 1

Zen«, u. 1\*1»: ». BÜttlerV

Abb. 111: Kemböhrung B 8 Neustift/Neder, Stubaital (7.10.1991)

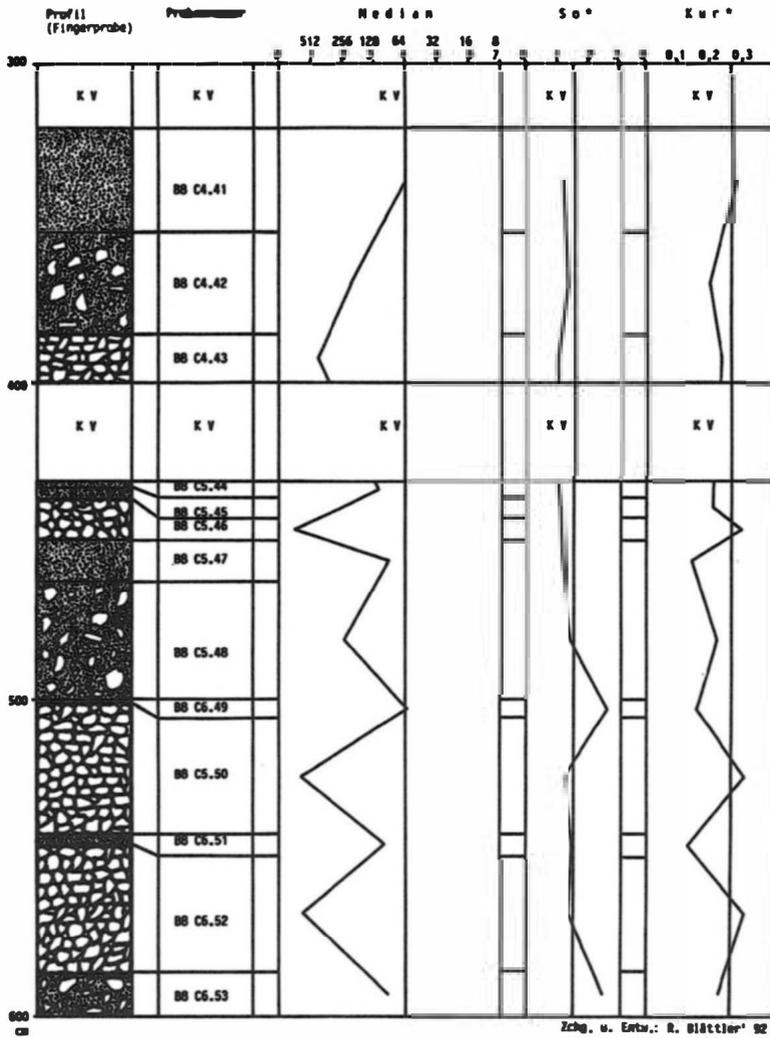




Legende: Siehe Legende Korrekturen 17 Blatt

Abb. 111: Kinibohrung B8 Neustift/Neder, Stubaital (7.10.1991)

Blatt 5



Legende: Siehe Legende Gerüstbohrung n7 Blatt 1

Abb. 111: Kenibohruig B 8 Neustift/Neder, Stubaital (7.10.1991)

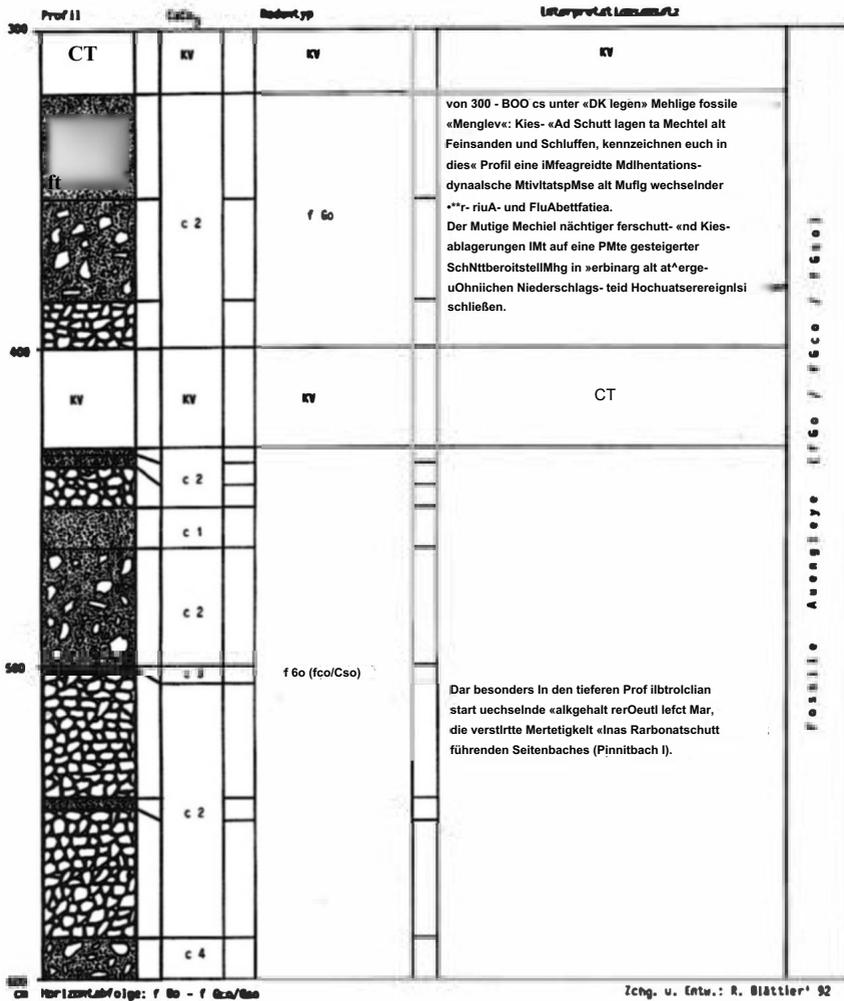
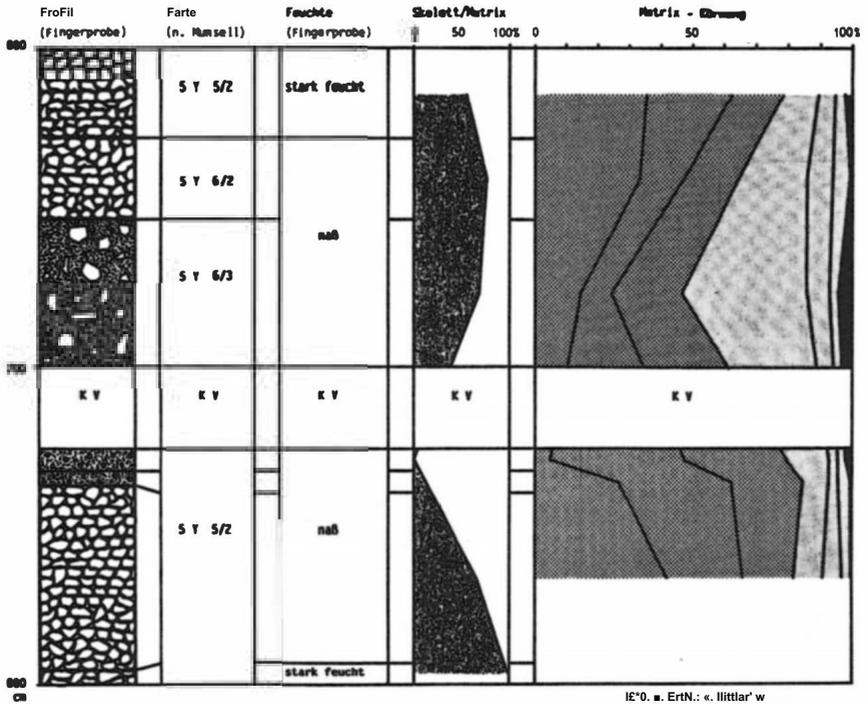


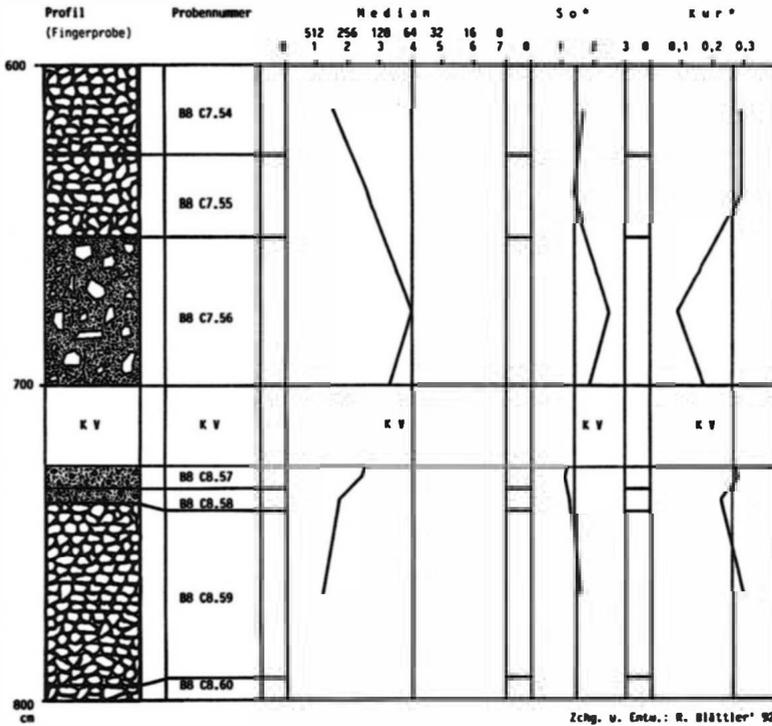
Abb. 111: Kenibohrung B 8 Neustift/Neder, Stubaital (7.10.1991)

# Blatt 7



Legende: Siehe Legende Kernbohrung B7 Blatt 1

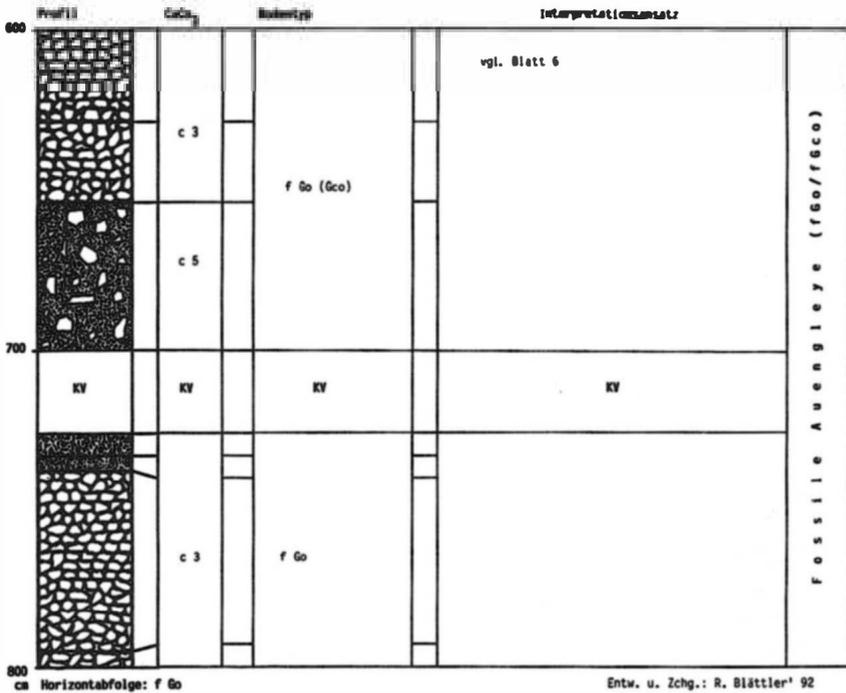
Äbb. 111; Ktrnbohrung B 8 Neustift/Neder, Stubaital (7.101991)



Leymie: Sief\* Leya\*o      ~~Ker...~~ \*7 Bleit 1

Abb.III: Kenibohrung B8 Neustift/Ned&r,Stubaital (7.10.1991)

## Blatt 9



Legende: Siehe Legende Kernbohrung 07 Blatt 1 und 06 Blatt 3

### 8.1.4.2 Interpretationsansatz

Über die Einteilung in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik wurde auch für Profil KB8 „Neder“ eine erste Interpretation möglich:

Wie bei den drei anderen Profilen aus der Ruetzaue, deutet der abrupte Wechsel von überwiegend grobklastischer Flußbett-, Mur- und fluviatil verlagerter Murfazies zu überwiegend feinklastischer Fluß- und Hochflutfazies 345 cm unter GOF (968,2 m ü. A.) auf einen generellen Umschwung der Sedimentationsdynamik und/oder auf eine Verlagerung der Ruetz mehr zur Talmitte hin (vgl. Abb. 103).

Die von 800 bis 345 cm unter GOF aufgeschlossenen wechsellagernden Kies- und Schuttflagen kennzeichnen wiederum eine ausgedehnte Aktivitätsphase mit häufigem Fazieswechsel.

Der besonders zur Profilbasis hin stark erhöhte und schwankende  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt (vgl. Tab. 15) einzelner Schuttschichten (Mur- und fluviatil verlagerte Murfazies) verdeutlicht die verstärkte Murtätigkeit der Ruetz und ihrer Seitenbäche während dieser Phase.

Da das rezent von der Ruetz aus dem hinteren Stubaital herantransportierte Material rein kristallin ist, und die zwischen Neder und Neustift als Zulieferer in Frage kommenden Seitenbäche bei gezielten Referenz-Proben ebenfalls niedrigere  $\text{CaCO}_3$ -Werte aufwiesen (vgl. Tab. 11 und 11a), kommt für die Sedimentschichten mit den extrem hohen  $\text{CaCO}_3$ -Werten nur der bei Neder mündende Pinnisbach in Frage (vgl. Abb. 100 und 103).

Die mächtigen Murdiamiktite deuten also nicht nur auf eine gesteigerte Schutzzufuhr aus dem Pinnistal, sondern gleichzeitig auch auf eine bei Murgängen relativ häufig zu beobachtende Lauf Verlagerung des Pinnisbaches in seinem Kegel-/Mündungsbereich hin (vgl. Abb. 100).

Analog zu den Profilen KB5/6 und KB7 läßt der häufige Fazieswechsel dieser insgesamt mächtigen Schichtfolge auf eine Phase gesteigerter Materialzufuhr aus den angrenzenden Hängen und Seitentälern, in Verbindung mit außergewöhnlichen Niederschlags- und Hochwasserereignissen schließen.

Aufgrund stark/generell veränderter Sedimentationsverhältnisse bzw. -dynamik kam es im Anschluß an diese umfangreiche Aktivitätsphase bei Hochwasserereignissen nur mehr zur raschen Akkumulation überwiegend sandiger, vereinzelt schluffiger Hochflut-Auesedimente (Fluß- und Hochflutfazies). Im Hangenden dieser Schichtfolge markieren analog zu den Profilen KB1 und KB5/6 schluffige, zumeist in sich geschichtete Stillwassersedimente (Auefazies) und eingelagerte Böden eine für längere Zeit stark verringerte Hochfluttätigkeit der Ruetz.

Im Anschluß an diese Phase fluvialdynamischer Stabilität muß die Hochfluttätigkeit der Ruetz wieder zugenommen haben. Zunächst kam es erneut in rascher Folge zur Ablagerung feinklastischer Hochflut-Auesedimente (Fluß- und Hochflutfazies). Dietwa vonder Mitte(109 cm unter GOF) bis zum Top (40 cm unter GOF) dieser Schichtfolge zunehmend eingelagerten fossilen Böden und in sich geschichteten Schlufflagen lassen wiederum auf mehrere hochwasserfreie Perioden schließen. Inwieweit es sich dabei tatsächlich um einen weiteren klimatisch bedingten Rückgang der Hochfluttätigkeit der Ruetz handelt ist ohne Datierung der fossilen Böden nicht abzuklären. Für die Verringerung der Hochfluttätigkeit mindestens genauso gut in Betracht zu ziehen ist in diesem Profildbereich die bereits bei Profil KB1 angesprochene anthropogene Laufkorrektur der Ruetz von 1817. Im Hangenden dieser Schichtfolge schließt sich der rezente Wiesenboden mit den feinklastischen Hochflut-Auesedimenten der letzten Hochwasserereignisse an.

## 8.2 Schlußfolgerungen

Zusammenfassend und schlußfolgernd bleibt festzuhalten (vgl. Abb. 112 und 109):

- Um Aussagen darüber machen zu können, inwieweit das Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz innerhalb der letzten Jahrhunderte klimatisch beeinflußt wurde, und ob die touristische Erschließung des hinteren Stubaitales das Hochwasserabflußgeschehen der Ruetz in Bezug auf Häufigkeit und Intensität inden letzten Jahren erkennbar beeinflußte, wurden im Auebereich der Ruetz zwischen Neder und Neustift mehrere Kembrohungen abgeteuft.
- Die zwischen drei und zehn Meter unter GOF abgeteuften Profile zeigten bereits rein optisch eine auffällige Zweiteilung.
- Unter spezieller Berücksichtigung der Körnung v. a. aber der Sortierung wurde für alle Profile eine Faziesdifferenzierung und darüber eine nahezu analoge Einteilung in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik ermittelt.
- Mit einer Ausnahme (vgl. Profil KB7 in Abb. 112) ließen alle Profile bei etwa drei Meter unter GOF einen deutlichen Wechsel in der Sedimentationsdynamik erkennen:  
Im Liegenden bzw. an der Basis der Profile dominierten mächtige Grobsande, Kies- und Schuttlagen und deuteten auf eine umfangreiche Aktivitätsphase mit gesteigerter Schuttbereitstellung aus den Hängen in Verbindung mit außergewöhnlichen Niederschlags- und Hochwasserereignissen hin.  
Das überwiegend fein- bis mittelklastische Hangende ließ dagegen neben kürzeren, weniger intensiven Aktivitätsphasen auch jeweils eine Phase ausgeprägter fluvialdynamischer Stabilität mit gesteigerter Phytomassenproduktion und extrem eingeschränkter Hochfluttätigkeit erkennen.
- Gestützt auf 14 C-Daten und pollenanalytische Ergebnisse konnte bei einem Profil (vgl. Profil KB5/6 in Abb. 112) die Periode fluvialdynamischer Stabilität einer Warmphase des älteren Subatlantikums (mittelalterliches Optimum), die Periode gesteigerter Schuttbereitstellung und Hochfluttätigkeit einer Kaltphase des älteren Subatlantikums zugeordnet werden (vgl. Abb. 108).
- VEIT (1988) kam bei seinen Untersuchungen im Umkreis der Glorer Hütte und im Kaiser- und Iseltal (Hohe Tauern) bzgl. Aktivitäts- und Stabilitätsphasen der post-/periglazialen Morphodynamik zu analogen Ergebnissen.
- Da der deutliche Umbruch in der Sedimentationsdynamik bei allen Profilen festzustellen war, und die Profile zudem eine mehr oder weniger deutlich analoge Einteilung in Phasen unterschiedlicher Sedimentationsdynamik zeigten, kann davon ausgegangen werden, daß dieser Wechsel klimatisch bedingt

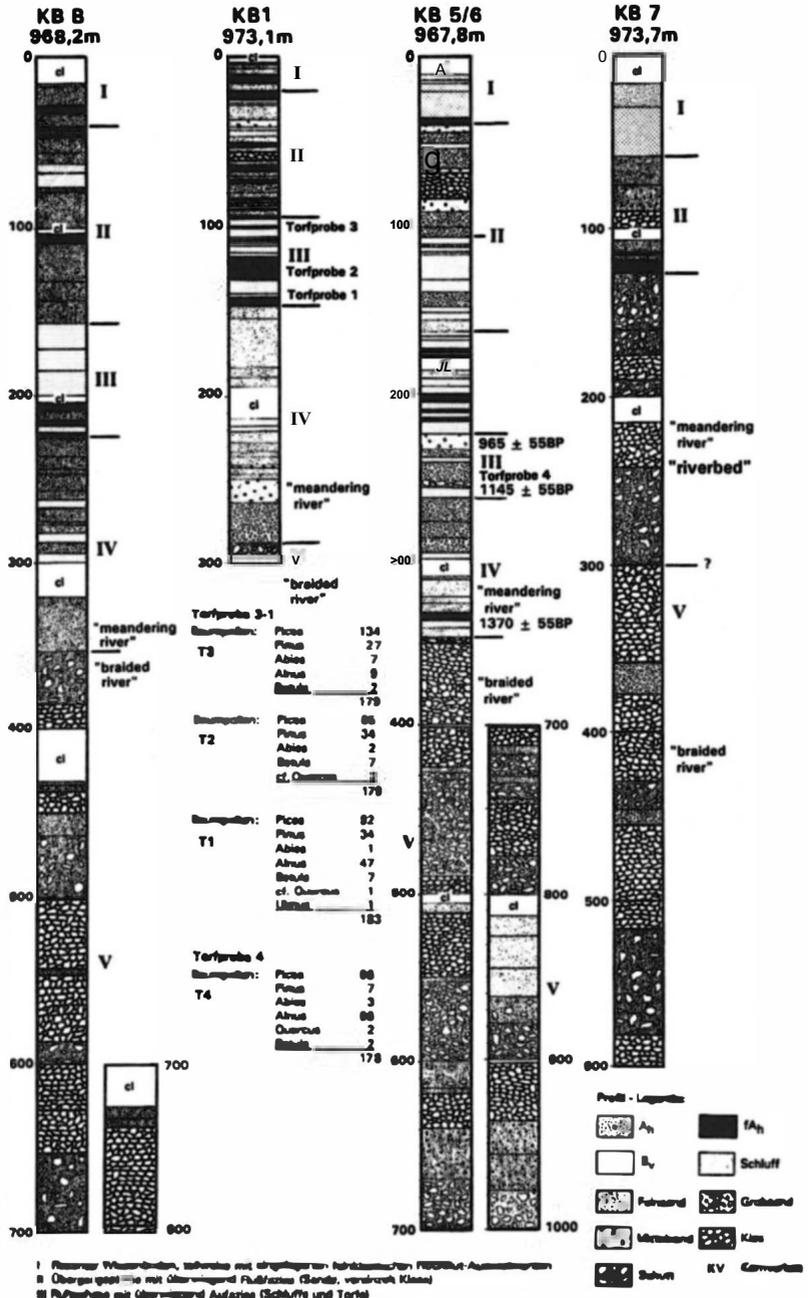


Abb. 112: Kernbohrungsprofile Ruetzaue/Neder-Neustift im Vergleich

war und den letzten Umbruch der Ruetz vom „braided river“ zum „meandering river“ dokumentiert.

- Seit dem generellen Umschwung der Sedimentationsverhältnisse etwa 1400 BP mäandrierte die Ruetz in der im Mittel 500 m breiten Aue, wobei sie zunächst für längere Zeit entlang der linken Talflanke verlief (vgl. Profil KB 7, Abb. 112).
- Mehrere fluvialdynamisch aktive und passive Phasen wechselten bis heute, aber selbst bei exzessiven Hochwasserereignissen schaffte es die Ruetz nicht mehr für längere Zeit als „braided river“ auf voller Talbreite abzugehen. Murgänge aus Seitenbächen und exzessive Hochwasserereignisse führten höchstens zu Damnbrüchen und Verlagerungen der Ruetz innerhalb der Aue, bis der Mensch den Lauf der Ruetz 1817 korrigierte und letztendlich zur rechten Talflanke hin verlagerte.
- Wurde ursprünglich davon ausgegangen mit den einzelnen Bohrprofilen, in Zusammenschau mit der Stubaier Hochwasserchronik (vgl. Tab. 5 und 6), maximal die Hochwassersedimentation der letzten zwei bis drei Jahrhunderte zu erschließen, machten die 14 C-Daten des Profils KB5/6 „Ladestatt“ deutlich, daß mit ganz anderen Zeit- und Ablagerungsdimensionen gerechnet werden mußte.
- Die anfangs angestrebte Parallelisierung der einzelnen Bohrprofile mit der Stubaier Hochwasserchronik, eine genaue Zuweisung einzelner Sedimentschichten, war dadurch mit Ausnahmeder obersten Schichten nicht möglich.
- Inwieweit die Häufung extrem starker Hochwasserereignisse innerhalb der letzten Jahre und der Trend zur Ablagerung insgesamt etwas mächtigerer Feinsandschichten bereits zunehmend anthropogene Eingriffe andeuten, wird die Zukunft zeigen.

*„C'est une triste chose, que la nature parle  
et que le genre humain n'écoute pas“.*  
Victor Hugo

## 9. Anthropogene Einflußnahme auf die rezente fluviale Morphodynamik

Läßt sich der zunehmend anthropogene Einfluß auf das rezente Hochwasserge-schehen auch noch nicht anhand der untersuchten Bohrprofile nachweisen, so wurde die punktuelle Akzentuierung der Hochwasser durch einzelne anthropo-gene Eingriffe im Zuge der touristischen Erschließung des Tales während der letzten Hochwasserereignisse doch überdeutlich.

### 9.1 Ausbau des Stubaitales im Zuge der touristischen Erschließung

Wie zahlreiche andere Alpentäler verdankt auch das Stubaital seinen Fremden-verkehrsaufschwung dem alpinen Tourismus. Bald nach Gründung des Alpen-vereins 1869 wurden zahlreiche Schutzhütten errichtet, und auch im Tal stellte man sich auf die wachsende „Gästeflut“ ein. Neue Häuser, v. a. Gasthöfe entstanden, ältere wurden ausgebaut und den gesteigerten Ansprüchen der Touristen entsprechend renoviert.

Kamen die Gäste erst nur während der Sommermonate, setzte etwa ab Mitte der zwanziger Jahre auch ein bescheidener Wintertourismus ein, und bereits in den späten zwanziger Jahren erreichte der Tourismus im Stubaital einen ersten Höhepunkt.

Krieg und Wirtschaftskrisen brachten starke Einbußen, aber schon Ende der vierziger Jahre begannen dieNächtigungszahlen wieder zu steigen (vgl. STERN 1991).

Einen entscheidenden Aufschwung erhielt der Fremdenverkehr, v.a. der Wintertourismus, durch den Bau mehrerer Liftanlagen und Aufstiegshilfen. Den Durchbruch zum weithin bekannten Wintersportgebiet erlangte das Tal aber erst mit der Stubai-er Gletscherbahn.

Mit dem Ausbau des alten Almwegs von Ranalt nach Mutterberg zur geteer-ten Talstraße (1971) und mit der Errichtung von Gondelbahnen und Schlepplif-ten durch die Wintersport Tirol AG wurde ein ca. 15 km<sup>2</sup> großes Gletschergebiet als Ganzjahresschigebiet erschlossen und 1973 in Betrieb genommen. Bereits im folgenden Jahrzehnt stiegen die Nächtigungszahlen um ca. das Fünffache und der Fremdenverkehr avancierte zur Haupteinnahmequelle des Tales.

Der Tourismus-Boom brachte wirtschaftliches Wachstum und ermöglichte den weiteren Ausbau der Infrastruktur und den Neubau zahlreicher Hotels und Freizeiteinrichtungen (vgl. TÖCHTERLE 1988). Die Zahl der Gebäude stieg überproportional zur Zahl der eigentlichen Bevölkerung an und führte dazu, daß heute nahezu der gesamte Talboden zwischen Fulpmes und Neustift/Schaller bebaut ist.

Neben zunehmender Zuziedelung und Flächenversiegelung wirkte sich aber auch das gesteigerte Verkehrsaufkommen auf das Tal aus: Das erste öffentliche Verkehrsmittel in das Stubaital war seit den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts die Postkutsche. Über die alte geschotterte Brennerstraße benötigten die einfachen Poststellwagen allein für die Strecke Innsbruck - Fulpmes vier Stunden. Ab 1904 brachte die Inbetriebnahme der Stubaitalbahn (Innsbruck - Fulpmes) dann eine erste deutliche Verbesserung der Verkehrs Verhältnisse.

Einen regelmäßigen Busverkehr gab es erst seit 1925 und von 1927 an verkehrte im Sommer ein offener Stellwagen von Fulpmes bis Ranalt. Für private Kraftfahrzeuge war die Straße hinter Neustift bis 1930 gesperrt und noch bis 1950 transportierten Busse mit offenem Verdeck die Wanderer und Touristen von Fulpmes aus taleinwärts.

Das starke Anwachsen des Autoverkehrs machte Straßenverbreiterungen und in den fünfziger Jahren erste Asphaltierungen notwendig. Einige Orte erhielten eine Umgehungsstraße, da die innerörtlich engen Straßen den anfallenden Verkehr kaum mehr bewältigten und Lärm und Abgase den Erholungswert beeinträchtigten (vgl. STERN 1991).

Im Zuge des von Jahr zu Jahr zunehmenden Verkehrsaufkommens wurden die alten Straßen bald zu schmal, mußten erneut verbreitert, begradigt oder ganz verlegt werden und beanspruchten in dem ohnehin durch Naturgefahren stark eingeschränkten Talraum immer mehr Platz.

Mit dem verstärkt einsetzenden Wintertourismus wurde zudem ein Schulz der Zubringerstraßen gegenüber Lawinen notwendig. Vor allem die von Ranalt bis zur Mutterberg Alm führende, 1971 in eine „wahre Urlandschaft“ (vgl. AULITZKY 1988) trassierte Stubai Gletscherstraße mußte durch technische Schutzmaßnahmen gesichert werden und führt heute durch mehrere Lawinenschutzgalerien.

Durch gesteigerte Flächeninanspruchnahme und teilweise unüberlegte tourismusorientierte Landschaftseingriffe wurde die Verzahnung von Siedlungs- und Gefahrengewässern immer enger und ließ die Einschränkung der bei Hochwasser wichtigen Ruetz-Retentionsräume immer größer werden. Die Hochwasserereignisse der letzten Jahre führten dies mit schweren Landschafts- und Sachschäden drastisch vor Augen und machten für die Zukunft umfangreiche Wildbachverbauungen zum Schutz der Straßen und Ortschaften notwendig.

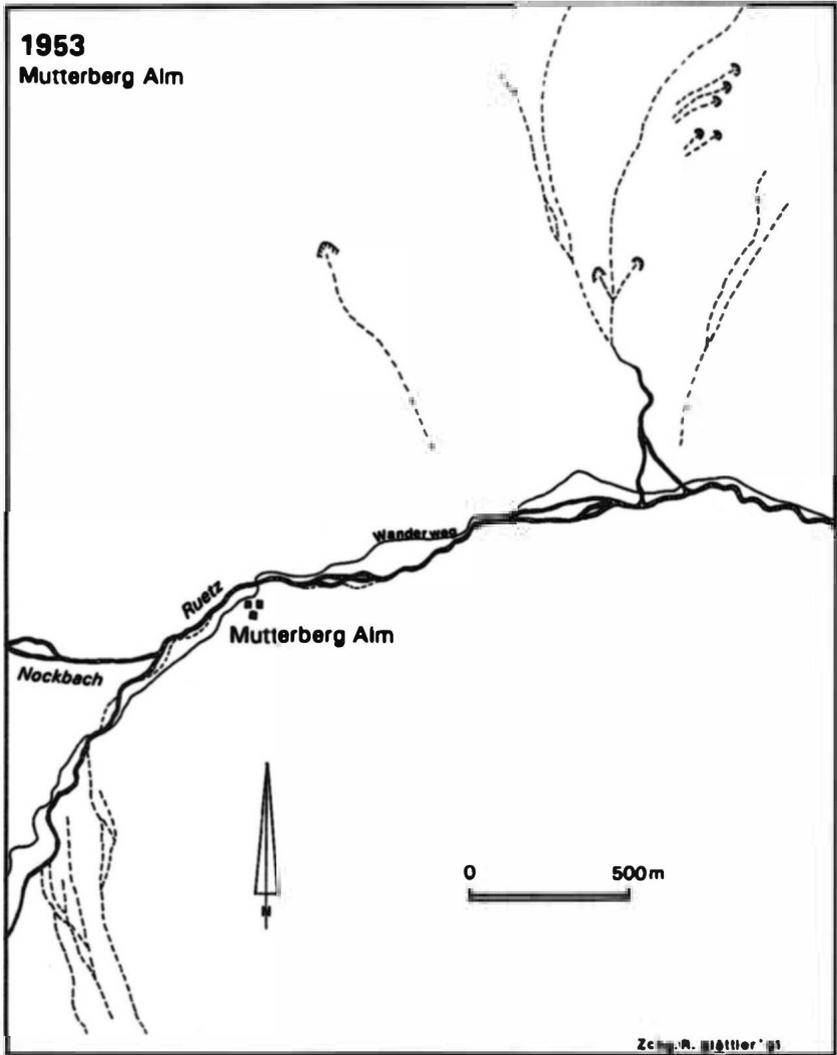
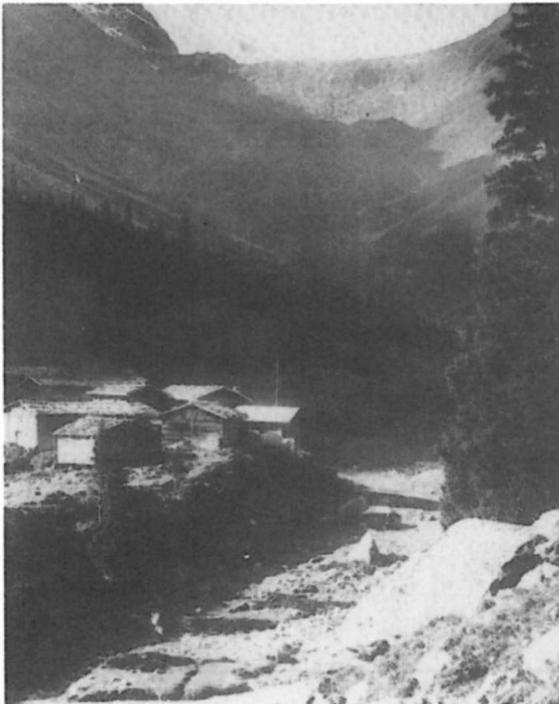


Abb. 113: Bereich Mutterberg Alm 1953

## 9.2 Anthropogene Eingriffe, ihre Auswirkungen und notwendige Folge- maßnahmen, an ausgewählten Beispielen.

Zahlreiche im Zuge der Fremdenverkehrserschließung durchgeführte bauliche Maßnahmen wirkten sich entschieden negativ auf den Hochwasserabfluß aus und erhöhten das Schadensrisiko für Unterlieger. In vielen Fällen führten sie „seit Menschengedenken“ überhaupt erst zu Schäden wie „Überschotterung, Überflutung und Uferanbrüchen.



*Abb. 114:  
Mutterberg Alm (1750 m)  
um 1920. Deutlich ist im  
Hintergrund der alten Alm-  
hütten der Lawinenbann-  
wald zu erkennen. Die nur  
im Sommer bewirtschaftete  
Alm lag, so gut es ging hoch-  
wassergeschützt, unterhalb  
eines natürlichen Reten-  
tionsraumes  
Photo: aus: STERN 1991*

### *9,2,1 Mutterberg Alm; Bau von Hotels und Großparkplätzen*

1953 führte nur ein schmaler Wanderweg zu den einfachen Holzhütten der Mutterberg Alm oberhalb der Ruetz (vgl. Abb. 113 und 114). Der Mensch mied soweit möglich instinktiv die bachnahen Bereiche und bewirtschaftete die Alm

nur während der Sommermonate. Hochwasser konnten nahezu ungehindert abfließen und hatten ausreichend freie Retentionsräume ihre Geschiebefracht abzulagern. Ein tage- bzw. wochenlanges Abgeschiedensein von der Außenwelt durch weggerissene einfache Holzbrücken oder Wege hatte wenig Bedeutung für die weitgehend autark lebenden Almbewohner.



*Abb. 125:  
Mutterberg Alm (1750 m)  
(Blick la laus) um 1967, we-  
nige Jahre vor dem Bau der  
Stubai Gletscherbahn.  
Deutlich ist der verwilderte  
Bachlauf und der natürliche  
Retentionsbereich zu erken-  
nen.  
Photo: Schafferer 2967*

1971 wurde der Talschluß mit dem Bau der Stubai Gletscherbahn und Gletscherstraße ganzjährig für den Massentourismus erschlossen. Wie extrem dadurch der stark hochwasser- und lawinengefährdete Talschluß im Bereich der ehemaligen Mutterberg Alm verändert wurde, zeigen alte Vergleichsaufnahmen. Anstelle der touristisch wenig rentablen alten Almgebäude (vgl. Abb. 114) errichtete man einen modernen Hotelkomplex und etwas weiter die Talsta-



*Abb. 116:  
Mutterberg Alm (1750 m)  
(Blick talaus, etwa gleicher  
Standort wie Bild 119) 1991  
mit der Talstation der Stubaier  
Gletscherbahn. Der in  
einem Lauf gefaßte Bach be-  
sitzt keinen Retentionsbe-  
reich mehr.  
Photo: Blättler 1991*

tion der Stubaier Gletscherbahn (vgl. Abb. 115 und 116). Den einzelnen Betonbauten wurde ein Teil des alten Lawinenbannwaldes geopfert, den Objektschutz der Anlagen sicherte man über Lawinenablenkdämme (vgl. BLÄTTLER 1986).

Unterhalb der Gletscherbahn und des Hotels wurde der verwilderte Lauf der Ruetz in einem Abflußarm gesammelt und zur linken Talseite verlegt. Der Rest des alten Retentionsbereiches wurde für die Anlage von Parkplätzen geplant (vgl. Abb. 117).

Die Eingriffe in das Bachbett hatten zur Folge, daß die Ruetz bei den letzten Hochwasserereignissen schwere Schäden verursachte (vgl. Abb. 118). Die eingengen, direkter und damit wesentlich rascher abfließenden Wassermassen führten dazu, daß sich der Bach stark eintiefte und umfangreiche Geschiebemenen aus den Ufereinhängen und der Sohle aufnehmen konnte.



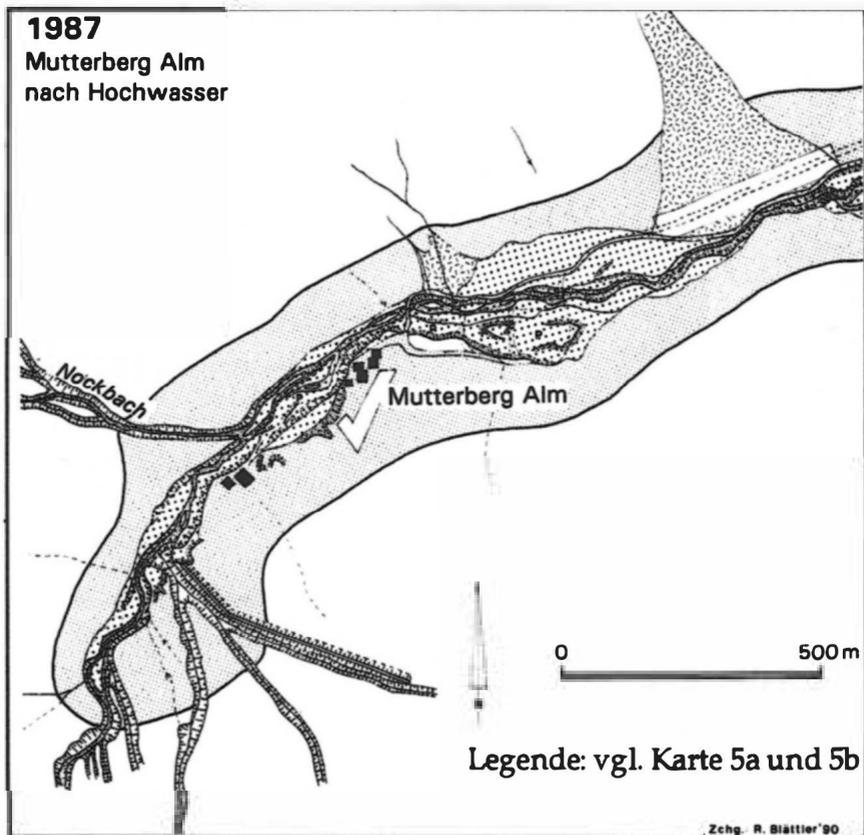
*Abb. 117: Mutterberg Alm: Der im natürlichen Retentions- und Hochflutbereich der Ruetz (eigentlich hier noch des Mutterberger Baches) angelegte Parkplatz wurde während des August-Hochwassers 1987 total zerstört. Photo: Blättler 1987*

Seitlich mündende Hangrutschen, auf den Luftbildern von 1953 noch kleinere Rinnsale, stellten sich rasch auf die neue Erosionsbasis ein, was zusätzliche, umfangreiche Geschiebeeinstöße in die Ruetz zur Folge hatte (vgl. Abb. 68 und Abschn. 5.1).

Ein Murgang im linksuf rigen Nockbach staute im August 1987 kurzfristig die hochwasserführende Ruetz. Durch den Ausbruch der Wassermassen wurde der im Retentionsbereich angelegte Parkplatz ganz, drei weiter talauswärts gelegene Parkplätze zu je 1/3 weggerissen (vgl. Abb. 117 und Abschn. 3.3.2).

Während der Hochwasserereignisse stellte die Ruetz im Bereich der Mutterbergalm ihre alten, durch anthropogene Eingriffe empfindlich gestörten, hydraulisch-morphologisch tradierten Abflußverhältnisse nahezu wieder her wie Luftbilder von 1953 beweisen (vgl. Abb. 113 und 118).

Nach Räumung des Geschiebes und Rückführung der Ruetz in ihr Bachbett, wurde der Retentionsbereich erneut planiert und wieder als Parkplatz genutzt, im Hinblick auf die Hochwassergefährdung allerdings nur noch während der Wintermonate.



**Abb. 118: Bereich Mutterberg Alm 1987**

### 9.2.2 Falbeson/Ranalt: Straßenbau und Bachverlegung

Im Bereich Falbeson/Ranalt verursachten die Hochwasser der letzten Jahre mit die schwersten Landschafts- und Sachschäden (vgl. Abschn. 3 und Abb. 24,25, 32 und 49).

Noch 1953 nahm der verwilderte Lauf der Ruetz nahezu den gesamten Talboden der „Falbesoner Au“ ein. Der schmale unbefestigte Forstweg querte auf einfachen Holzbrücken zweimal den Lauf der Ruetz bevor er im Bereich „zwischen den Wänden“ auf der linken Talseite weiter talein führte. Kurz vor Ranalt, bei der Mündung des Ochstalbaches, querte der Weg erneut die von dichtem Auwaldgebüsch flankierte Ruetz und führte als schmaler Steig weiter talein (vgl. Abb. 119 und 120).

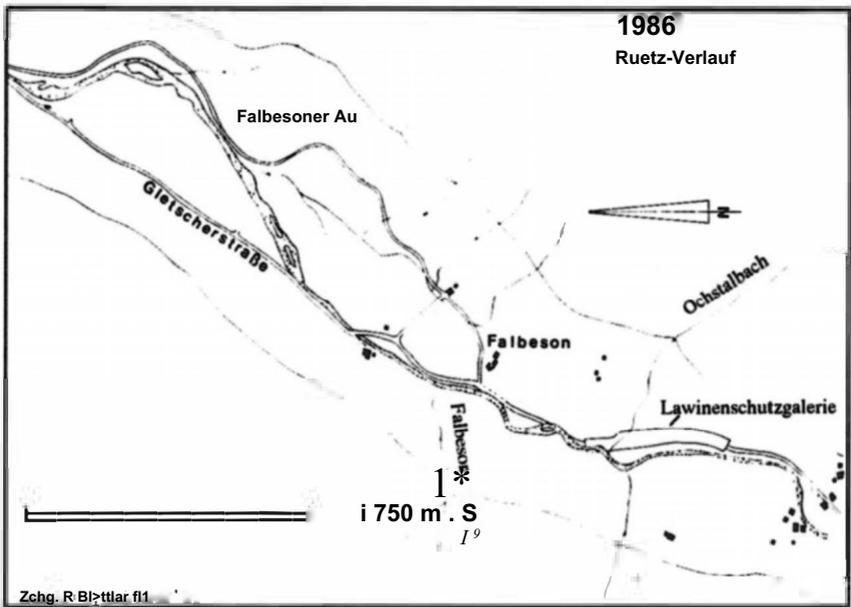
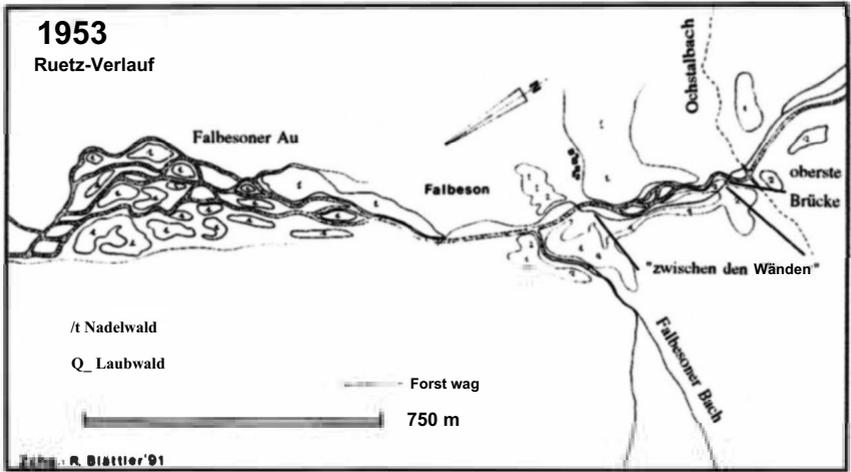


Abb. 119: Bereich Falbeson: 1953 und 1986

Die touristische Erschließung des Talschlusses führte auch im Bereich Falbeson/Ranalt zu umfangreichen Landschaftseingriffen. Die neue Gletscherstraße folgte zunächst dem alten Forstweg. 1978 beschädigte die murartig abgehende Ruetz die oberen zwei Brücken und einen Großteil der Straße im Bereich „zwischen den Wänden“ (vgl. Abb. 26, 121 und 122).

Bereits 1975 wurden der Retentionsbereich und die Straße unterhalb Ranalt durch einen Gmndlawinenabgang im Ochstalgraben stark in Mitleidenschaft gezogen. Da dieser Lawinenzug eine permanente Gefährdung der Gletscherstraße darstellte, wurde der Lauf der Ruetz im Bereich „zwischen den Wänden“ verlegt und die nunmehr rechtsufrig talein führende Straße zusätzlich durch eine Lawingalerie geschützt (vgl. BLÄTTLER 1984, 1986 und Abb. 41 und 123).



*Abb. 120:  
Ranalt um 1938. Deutlich ist zu sehen, daß die Ruetz zu dieser Zeit noch von einem intakten Auwaldgebirgisch flankiert wurde, und nur ein schmaler Steig weiter talein führte.*

*Photo: aus: STERN 1991*



*Abb. 121: Durch das 78er Hochwasser zerstörte Brücke bei Falbeson im Bereich "zwischen den Wänden".  
Photo: Blättler 1978*



*Abb. 122: Falbeson/Bereich "zwischen den Wänden" nach dem 78er Hochwasserereignis  
Photo: Blättler 1978*



*Abb. 123: Falbeson/Bereich "zwischen den Wänden" 1991. Das nahezu vom gleichen Standpunkt wie Abb. 122 aufgenommene Bild verdeutlicht die umfangreiche anthropogene Einflußnahme durch den Bau der Stubaier Gletscherstraße. Der einst nur schmale Durchlaß "zwischen den Wänden" wurde für den Straßenbau verbreitert und die Ruetz verlegt und stark begradigt.  
Photo: Blättler 1991*

Den Torso der obersten Brücke und den Rest der alten Straße am linken Ufer beließ man, ein großer Fehler wie die Hochwasserereignisse von 1987 verdeutlichen (vgl. Abb. 124): Am Ausgang der Schluchtstrecke unterhalb Ranalt hatte die Ruetz 1987 jeweils den Charakter einer Mure, die im „Ranalter Boden“ infolge der raschen Gefällsverminderung einen Großteil ihrer Schuttmassen ablagerte (vgl. Abb. 32). Die dadurch freigewordene Transportkapazität der Ruetz führte zu kräftiger Sohleintiefung. Das aus der Sohle aufgenommene Geschiebe verklauerte zusammen mit größeren Mengen an Treibholz den im Bachbett belassenen Brückentorso der alten Gletscherstraße (vgl. Abb. 125). In der Folge kam es zum Ausbruch der Ruetz, umfangreichen Uferanbrüchen im Bereich „zwischen den Wänden“ und zur weiträumigen Überflutung und Überschotterung des Falbesoner Talbodens. Die jahrhundertealte Falbeson Alm wurde durch den unerwarteten Ausbruch der Ruetz fast vollkommen zerstört (vgl. Abb. 0 im Vorspann). Ein weiter talaus gelegenes Almgebäude wurde meterhoch eingeschottert, das Vieh ertrank in den Ställen (vgl. Abb. 126).

Nach Durchgang der Hochwasserwellen verlief die Ruetz in diesem Bereich wieder fast wie 1953, vor den ganzen Landschaftseingriffen.

Umfangreiche Räumarbeiten waren jeweils nötig, die Ruetz in ihr Bett zurückzuführen (vgl. Abschn. 3).

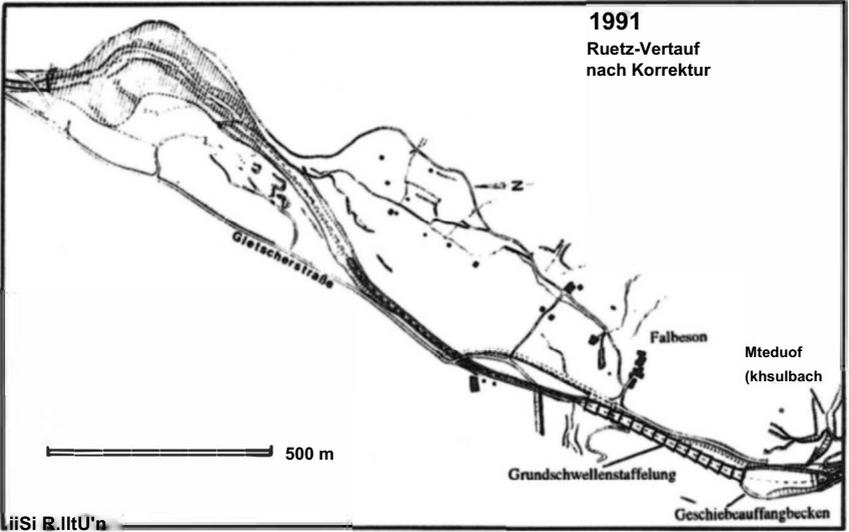
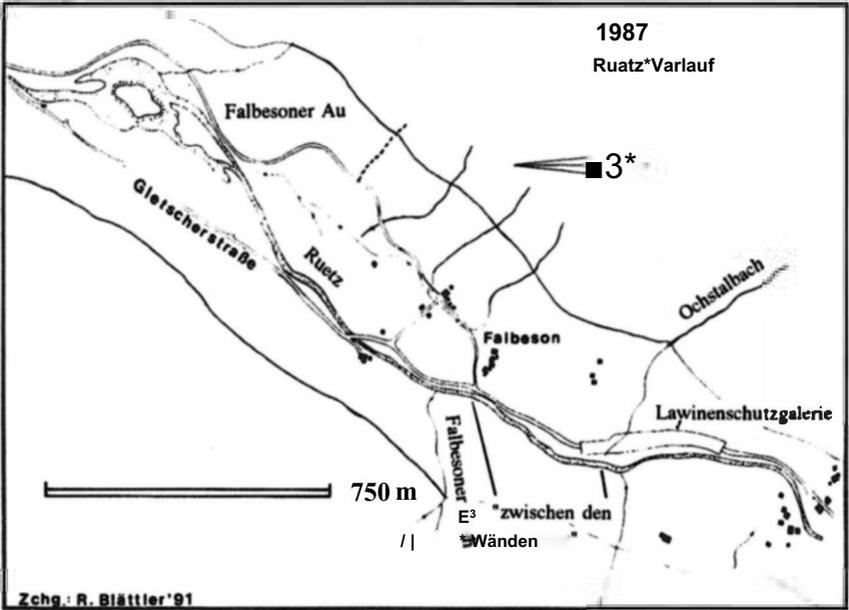


Abb. 124: Bereich Falbeson: 1987 und 1991



*Abb. 125: Bereich Falbeson: Brückentorso der alten Gletscherstraße nach Durchgang des Julihochwassers von 1987. Photo: Blättler 1987*



*Abb. 126: Falbesoner Aue nach den Hochwasserereignissen 1987. Die murartig abgehende Ruetz verkleuste die Brücke im Bereich "zwischen den Wänden", brach daraufhin nach rechts aus und überschotterte den gesamten Talboden. Die jahrhundertealte Falbesoner Alm (A) und die Doadler Alm (B) wurden dabei schwer in Mitleidenschaft gezogen. Photo: Wildbach- und Lawineniterbauung Innsbruck 1987*

Um eine weitere Sohleintiefung der Ruetz zu verhindern und die „Falbesoner Au“ vor Überschotterung zu sichern, wurde oberhalb Falbeson im Bereich der Mündung des Ochstalbaches ein Geschiebeauffangbecken errichtet (vgl. Abb. 43). Eine im Anschluß daran in das Bachbett eingebaute Grundswellenstaffelung soll die Sohle der Ruetz stabilisieren und im Ereignisfall die Geschiebeaufnahme aus der Sohle verhindern. Die Straße wurde höher gelegt und der Hochflutbereich des Baches durch grobe Bruchsteinschichtung zusätzlich befestigt (vgl. Abschn. 3).

Inwieweit diese Verbauung den dadurch stark eingeengten und begradigten Laufabschnitt der Ruetz vor weiteren Hochwasserkatastrophen schützt, wird die Zukunft zeigen.

### **923 Volderau: Straßenbau und Campingplatzanlage**

1953 stockten im Bereich Volderau noch umfangreiche Bannwaldbestände in unmittelbarer Bachnähe. Die wenigen, ganzjährig bewohnten Bauernhöfe standen, bis auf ein Sägewerk, etwas erhöht am rechten Ufer und in sicherer Entfernung zur Ruetz (vgl. Abb. 127).

Die neue Gletscherstraße wurde entlang des alten Fuhr- und Forstweges angelegt und engte den Lauf der Ruetz v. a. im Steilbereich oberhalb Volderau (Lokalität "Reisenwald") stark ein (vgl. Abb. 127). Schon nach kurzer Zeit reagierte die Ruetz auf die baulichen Eingriffe in diesem Bereich mit Eintiefung, und bereits das 78er Hochwasser verursachte in diesem Laufabschnitt schwere Landschaftsschäden:

Durch kräftige Sohleintiefung und ausgeprägte Lateralerosion im rechtsufrigen Prallhangbereich der Ruetz kam es zu Uferabbrüchen und zum Abtransport umfangreicher Schuttmassen (vgl. Abb. 50 und 51). Der alte Bannwald in der "Volderau" wurde zu einem Großteil von den aktivierten und umgelagerten Geschiebemassen weggerissen, der Rest wurde eingeschottert. Nach Durchgang der Hochwasserwelle wurde mittels Räumung und Rückführung der Ruetz der Zustand vor dem Hochwasserereignis nahezu wiederhergestellt und bei dieser Gelegenheit die Straße zusätzlich etwas verbreitert.

Schon 1987 kam es an fast den gleichen Stellen erneut zu schweren Landschaftsschäden (vgl. Abschn. 3):

Die murartig abgehende Ruetz tiefte sich im Bereich "Reisenwald" weitere zwei bis drei Meter ein und überschotterte mit dem aufgenommenen Geschiebe erneut die Volderau (vgl. Abb. 31 und 52). Am schlimmsten traf es den Campingplatz "Hochstubai" bei Volderau (vgl. Abb. 128). Der trotz der Auswirkungen des 78er Hochwassers im weiteren Retentionsbereich der Ruetz angelegte Platz war zur Zeit des Juli-Hochwassers voll belegt. Die rechtzeitig gewarnten Urlau-

ber vertrauten jedoch auf die "seit Menschengedenken sichere Lage weit abseits des Baches", bis die Ruetz ausbrach und auf voller Talbreite abging. Die ausbrechenden Wasser- und Geröllmassen rissen einen Großteil der Pkws und Wohnwägen mit (vgl. Abb 129). Wie durch ein Wunder blieb es bei Sach- und Landschaftsschäden.

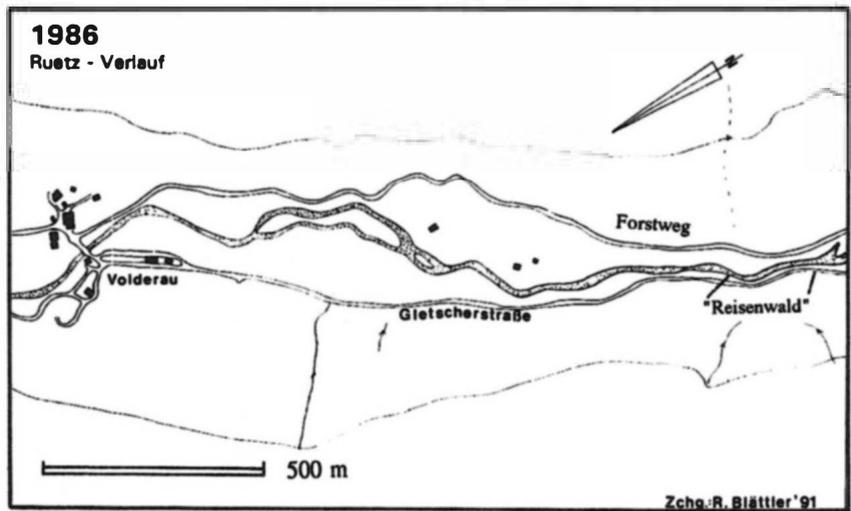
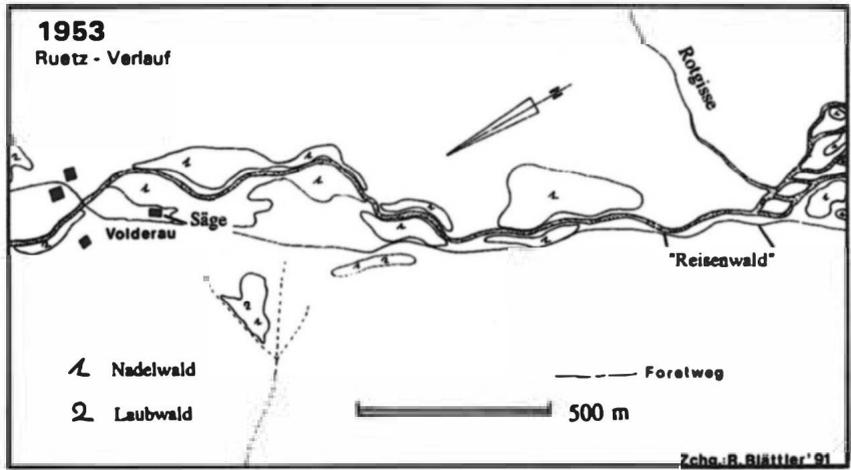


Abb. 127: Bereich Volderau: 1953 und 1986



**Abb. 128:** Campingplatz "Hochstubaï" bei Volderau nach dem Julihochwasser 1987. Der im Hochflutbereich der Ruetz angelegte Campingplatz wurde nahezu vollständig Überschottert, und zahlreiche Autos und Wohnwagen wurden mitgerissen. Photo: Wildbach- und Lawinerverbauung Innsbruck 1987



**Abb. 129:** Unterhalb Volderau. Einige Autos und Wohnwagen wurden von der Ruetz mehrere hundert Meter mitgerissen bevor sie eingeschottert bzw. abgelagert wurden. Photo: Wildbach- und Lawinerverbauung Innsbruck 1987

Nach Rückführung der Ruetz in ihr altes Bett wurde als Sofortschutz für den Campingplatz und das ebenfalls stark in Mitleidenschaft gezogene Sägewerk Volderau ein Damm in Lockermaterialschüttung errichtet (vgl. Abb. 130). In den folgenden Jahren verlegte man im Rahmen des Ruetz-Verbauungsprojektes (vgl. Abschn. 3.3.4) die Straße von Volderau nach Falbeson bis kurz oberhalb der Lokalität "Reisenwald" auf die rechte Talseite und erhöhte sie um 1,5 m gegenüber der alten Straße. Die linksufrige durch den Kerrachgraben und die Kerrachlawine zusätzlich stark gefährdete alte Straße beließ man als Forstweg (vg. Abb. 127 und 131).

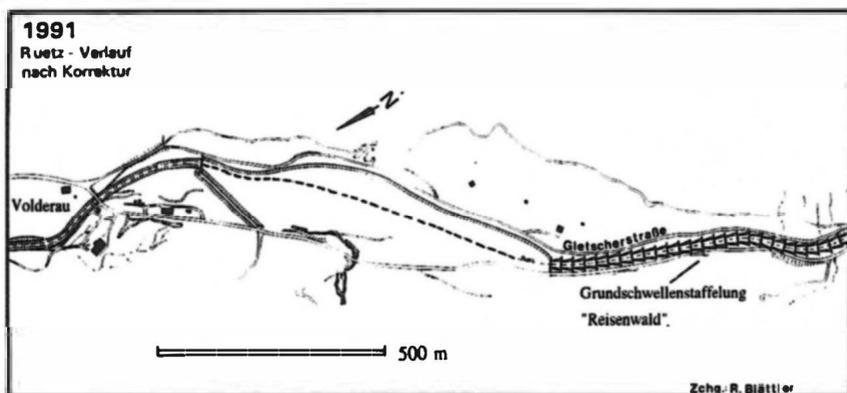
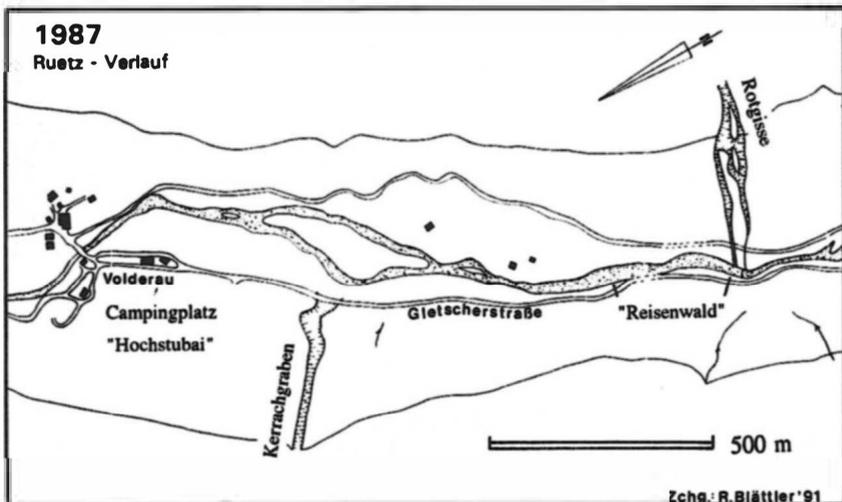
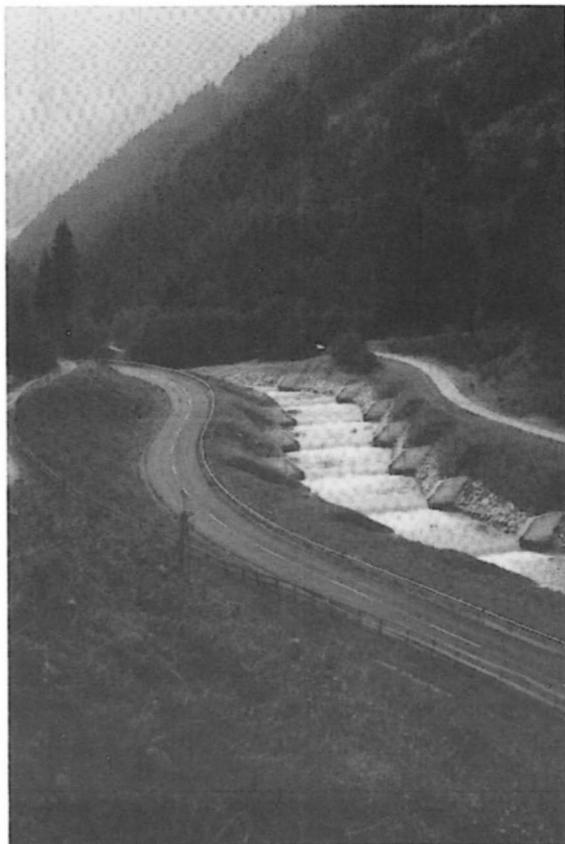


Abb. 130: Bereich Volderau: 1987 und 1991

Um eine weitere Sohleintiefung der Ruetz im Bereich "Reisenwald zu verhindern und um v. a. Volderau und den Campingplatz künftig vor Überschotterung zu sichern, wurde der Bach in diesem Laufabschnitt mit Hilfe von beidufrigen Leitwerken und einer Grundswellenstaffelung reguliert und innerhalb der Volderau ein Geschiebeauffangbecken errichtet (vgl. Abschn. 3 und Abb. 45,46 und 130).

Inwieweit die Verbauung der nunmehr beidseitig von Straßen eingegengten und extrem begradigten Ruetz greift, und ob die jetzt im Bereich "Reisenwald" durch einen ausgesprochenen Prallhang führende neue Straße, der Campingplatz und Volderau selbst ausreichend vor weiteren Vermurungen geschützt sind, wird das Verhalten der Ruetz bei zukünftigen Hochwasserereignissen zeigen.



**Abb. 131:**  
**Grundswellenstaffelung**  
**im Bereich "Reisenwald"**  
**oberhalb Volderau. Die neue**  
**Straße führt rechtsufrig am**  
**abgeböschten Prallhang der**  
**Ruetz talein, die alte Tal-**  
**straße verläuft als Forstweg**  
**weiter linksufrig**  
**Photo: Blättler 1992**

### 9.2.4 Krößbach/Schaller: Brückenbau und Straßenverlegung

1953 verlief der schmale Fuhrweg von Neustift nach Krößbach noch am rechten Ufer der Ruetz, vorbei an den soweit wie möglich von der Ruetz zurückgebauten Höfen von Schaller (vgl. Abb. 132a und 133). Die wenigen Häuser von Krößbach lagen relativ geschützt auf der rechten Flanke des Grobentalbach-Schwemmkegels. Der feuchte, hochwassergefährdete Auebereich zwischen dem Grobentalbach- und dem Steinbichelebach-Schwemmkegel wurde nicht bebaut (vgl. Abb. 132a und 134).

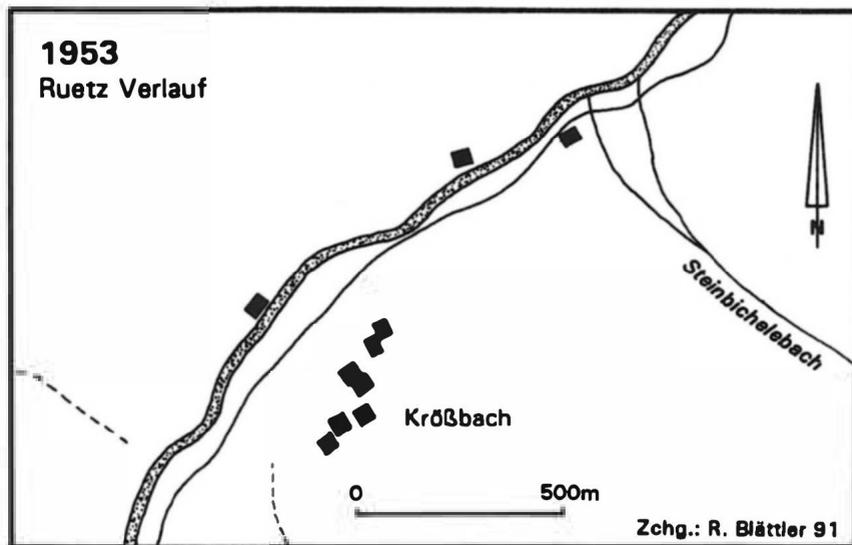


Abb. 132 a: Bereich Krößbach 1953

Auch für diesen Talbereich brachte der allgemeine touristische Ausbau Veränderungen. Die anfangs weiterhin rechtsufrig taleinführende Straße wurde für den expandierenden Tourismus schon bald zu schmal. Um das Verkehrsaufkommen zu bewältigen, wurde die Straße verlegt. Die neue, nahezu doppelt so breite Straße verläuft jetzt ab Schaller linksufrig und engt den ehemals bis zur Talflanke reichenden Hochflutbereich stark ein. Die gegenüber der Ruetz erhöhte Straße wechselt erst im Bereich der Mündung des Steinbichelebaches wieder an das rechte Ufer (vgl. Abb. 132b und 135).

Im Zuge der touristischen Erschließung weitete sich auch die Ortschaft Krößbach aus. Zahlreiche Neubauten wurden in die hochwassergefährdete Aue, den Hochflutbereich der Ruetz gebaut.

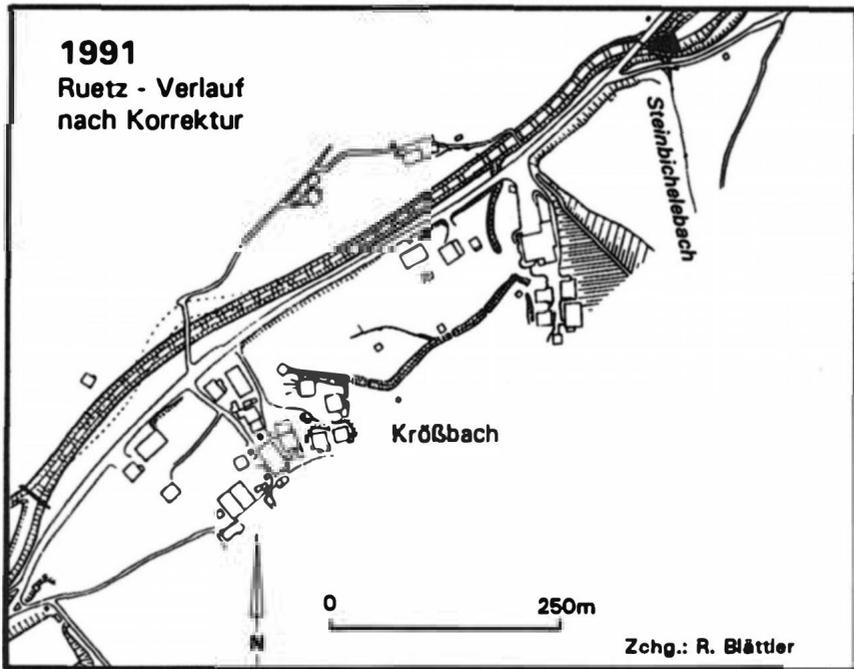
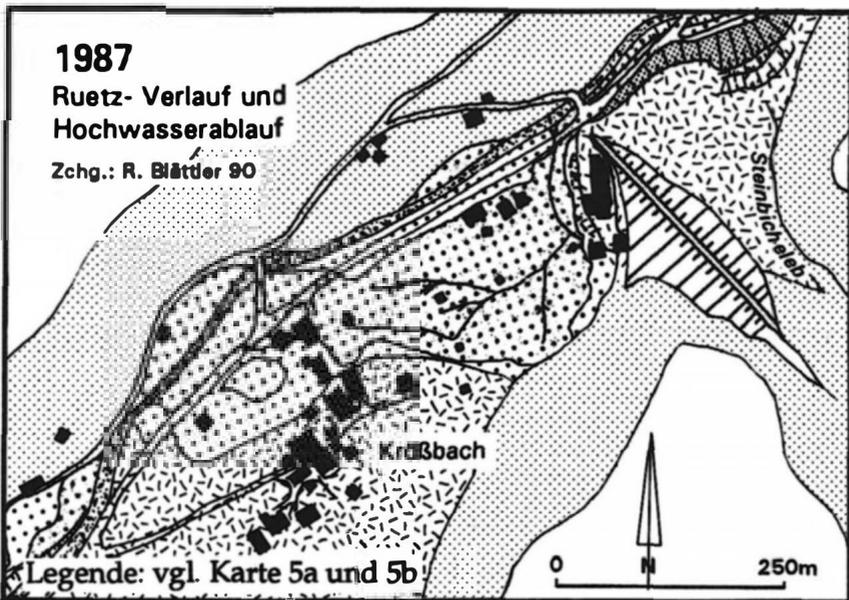
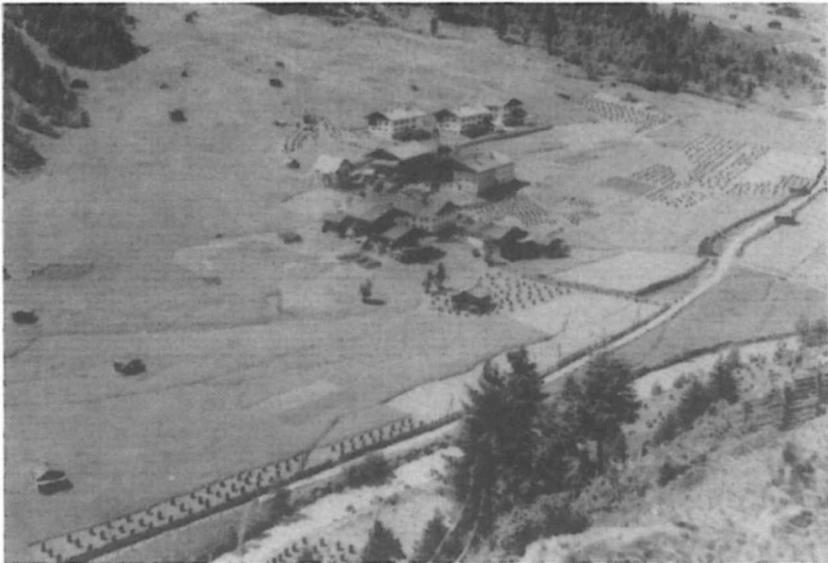


Abb. 132 b: Bereich Krößbach 1987 und 1991



**Abb. 133:** Schalter 1930. Der alte Fuhrweg nach Krößbach verlief am rechten Ufer. Die wenigen Höfe standen bis auf das von der Wasserkraft der Ruetz abhängige Sägewerk (i) soweit wie möglich von der Ruetz entfernt. Die Hänge oberhalb der Häuser sind heute wesentlich stärker bewaldet.  
 Photo: aus STERN 1991



**Abb. 134:** Krößbach 1940. Die wenigen Häuser lagen relativ geschützt an der rechten Flanke des Grobentalbach-Schwemmkegels. Die stets hochwassergefährdete Aue blieb unbesiedelt.  
 Photo: aus STERN 1991



*Abb. 135:  
Schalter 2987 nach den  
Hochwasserereignissen. Die  
neue Gletscherstraße führt  
heute linksufrig talein und  
die Bebauung reicht bis an  
die Ruetz heran.*

*Photo: Wildbach- und La-  
winenverbauung Innsbruck  
2987*

Die Ruetz quittierte dieses Siedlungsverhalten bereits 1978 mit umfangreichen Schäden und Überflutungen im Neubaubereich. Nach Abklingen der Hochwasserwelle wurde durch Rückführung der Ruetz und umfangreiche Räumarbeiten relativ rasch der Ausgangszustand wiederhergestellt, aber bereits 1987 verursachte die Ruetz in Krößbach erneut schwere Landschafts- und Sachschäden (vgl. Abschn. 3, Abb. 132b und 136): Im Bereich Alt-Krößbach kam es durch die murartig abgehende Ruetz zur Verklausung einer alten Brücke und in Folge zu rascher Aufschotterung des Bachbettes. Die daraufhin seitlich ausbrechenden Wasser- und Geschiebmassen der Ruetz gingen auf voller Talbreite ab und verwüsteten den gesamten Talboden. Sämtliche Häuser der Talaue wurden überflutet und die Kellerräume zugeschottert. Derart geschiebeentla-

stet konnte die Ruetz bereits im Flachbereich der Aue wieder neues Material aufnehmen (vgl. Abb. 136) und führte im eingeeengten Steilbereich bei Schaller zu kräftiger Sohleintiefung (vgl. Abb. 135).

Nach Rückführung der Ruetz und Beseitigung der schwersten Schäden wurde die Ruetz im Bereich Krößbach tiefergelegt und mit Sohlgurten und beidufiger Grobsteinschichtung stabilisiert (vgl. Abschn. 3.3.4 und 132b). Im Rahmen des Ruetz-Verbauungsprojektes errichtete Geschiebeauffangbecken oberhalb und unterhalb von Krößbach sollen zusätzlich einen weiteren Ausbruch der Ruetz verhindern helfen und den besiedelten eigentlichen Retentionsbereich vor Überschotterung schützen (vgl. Abb. 47 und 48 und Abschn. 3.3.4).



*Abb. 136: Krößbach nach dem Julihochwasser 1987. Die im Bereich Alt-Krößbach ausbrechende Ruetz (a) ging auf voller Talbreite ab, verwüstete den gesamten Tatboden und überflutete sämtliche Neubauten innerhalb der Aue. Dank freier Transportkapazität konnte die Ruetz, noch innerhalb des flachen Auebereiches erneut erodieren und Material aufnehmen (b).*

*Photo: Wildbach- und Lawinerverbauung Innsbruck 1987*

## 93 Schlußfolgerungen

Zusammenfassend und schlußfolgernd bleibt festzuhalten:

- Die aufgeföhrten Beispiele verdeutlichen zum einen, wie stark der Mensch im Lauf der letzten 40 Jahre in das Regime der Ruetz eingegriffen hat, zum

anderen die Tendenz der Ruetz ihr tradiertes Abfluß verhalten trotz intensiver anthropogener Einflußnahme beizubehalten.

- Laufverlegungen im Zuge von Brücken- und Straßenbau führten im Ereignisfall immer wieder zu Bachverwerfungen, da die Ruetz ihre tradierte, hydraulisch-morphologisch vorgegebene Abflußlinie wieder aufnahm.
- Zu stark durch Straßen und Parkplätze eingeeengte Abflußquerprofile in ohnehin schon engen und steilen Talbereichen, quittierte die Ruetz mit verstärkter Lateral- und Sohlerosion.
- Auf diesen anthropogen gesteigerten Geschiebezugriff reagierte die dadurch verstärkt murfähige Ruetz während der letzten Hochwasserereignisse mit Ausuferungen und Verwilderungen in den flacheren Talbereichen.
- Infolge zunehmender Bebauung und Flächenversiegelung dieser angestammten Hochflut- und Retentionsbereiche, verursachte die während der einzelnen Hochwasserereignisse kurzfristig "verwildert" auf voller Talbreite abgehende Ruetz durch extreme Aufschotterung v.a. in den flacheren Auebereichen des mittleren und vorderen Stubaitals umfangreiche Sach- und Landschaftsschäden.
- Das während der letzten Jahre durch anthropogene Einflußnahme von Ereignis zu Ereignis steigende Schadensausmaß, machte gezielte Schutzmaßnahmen und Wildbachverbauungen unumgänglich.
- Inwieweit die im Anschluß an die Hochwasserereignisse von 1987 im Rahmen des Wildbachverbauungsprojektes "Stubai" erstellten Dossier-, Retentions- und Konsolidierungssperren zusammen mit den Grundswellenstaffelungen und Leitwerken das tradierte Abflußverhalten der Ruetz beeinflussen, werden zukünftige Hochwasserereignisse verdeutlichen. Ob diese Maßnahmen die im Zuge des expandierenden Tourismus' besiedelten natürlichen Hochflutbereiche auch auf längere Sicht hin ausreichend vor Überschotterungen schützen, bleibt zu hoffen, wird aber entscheidend von der weiteren Erschließung des Tales mit abhängen.

## 10. Schlußdiskussion und Ausblick

Während der letzten Jahrzehnte ist in den touristisch erschlossenen Alpentälern die Zahl der Gebäude überproportional zur Zahl der eigentlichen Wohnbevölkerung angestiegen.

Da "sicherer" Siedlungsraum im Gebirge von jeher knapp und längst belegt war, führte der zur Haupteinnahmequelle avancierte Tourismus mit seinem ständig wachsenden infrastrukturellen Platzbedarf dazu, daß es in immer stärkerem Maße auch zur Besiedlung natürlich gefährdeter Bereiche kam, die vom Menschen früherer Jahrhunderte wohlüberlegt gemieden werden konnten. Aus dieser Entwicklung resultierte eine immer stärkere Verzahnung von Wohn-, Freizeit- und Gefahrengebieten. Ohne, daß sich die natürliche Ausgangssituation oder die Bedrohung selbst änderte, hatte diese Verzahnung bei Lawinabgängen und Hochwasserereignissen der letzten Jahre immer umfangreichere Sach- und Landschaftsschäden zur Folge.

Der Mensch vergrößerte durch sein oft unüberlegtes Siedeln in Gefahrengebieten sein eigenes Schadensrisiko um ein Vielfaches. Viele "Hochwasserkatastrophen" der letzten Jahrzehnte sind daher als ganz "normale" Naturereignisse einzustufen, die erst der Mensch durch zunehmende Flächeninanspruchnahme bei gleichzeitiger Mißachtung überlieferter Hochwassergefährdung zur Katastrophe machte.

Die Forschungsarbeiten im Stubai- und Stubai Langental zeigten, daß die Muranfälligkeit gerade der inneren Alpentäler hydro-glazialmorphologisch vorgegeben ist, und ihre Murtätigkeit Teil eines event-gesteuerten Zusammenspiels aktueller geomorphologischer Formungsprozesse ist.

Kommt es bei anhaltend feuchtwarmer südwestlicher Höhenströmung zu umfangreichen Aufgleitniederschlägen am Alpenhauptkamm, führt dies bei geeignetem Zustand (hohe Nullgradgrenze der Temperatur bei gleichzeitig gesättigtem Speichervermögen) des süd-/südwestlichen Einzugsgebietes der Ruetz zu einer überproportionalen Erhöhung des Abflusses. Die Murtätigkeit der Quellbäche, v. a. aber der rechten, südlichen Zubringerbäche der Ruetz, kann dann direkt in den rezenten Gletschervorfeldern einsetzen, wodurch die Hauptgeschiebeherde in Höhenlagen liegen in denen kein Wald mehr existiert, und eine Erschließung durch Skipisten nahezu fehlt.

Die weitere Geschiebemobilisierung erfolgt entweder direkt über verstärkte Lateral- und Tiefenerosion der Ruetz und ihrer Seitenbäche oder indirekt über Feilanbrüche, Grundbrüche und nachfolgende Murgänge aus umfangreichen Hangschuttbereichen. Die Beobachtungen und Messungen im Gelände ver-

deutlichen, daß die Geschiebemobilisierung in den einzelnen Schuttherden von kurzen meist extremen Einzelereignissen abhängt und die Geschiebezufuhr der Bäche demzufolge phasenhaft abläuft:

Kurze intensive Aktivitätsphasen im Spätwinter (schuttreiche Grundlawinenabgänge), zur Zeit der Schneeschmelze (auf Vernässung zurückzuführender gesteigerter Oberflächenabfluß) und bei sommerlichen Starkniederschlägen (extreme Murgänge), leiten jeweils einemehr oder weniger ausgeprägte Reaktionsphase morphologischer Stabilisierung ein, die entweder von einer erneuten Phase gesteigerter Aktivität unterbrochen wird oder in eine stabile Phase mehr oder weniger morphologischer Formungsruhe übergeht.

Schieden Waldsterben und skitouristische Übererschließung der Mattenregion, in anderen Bereichen der Alpen durchaus ein nicht zu unterschätzender anthropogener Faktor bei der Entstehung von Hochwasserabflüssen, bei den letzten Stubaier Hochwasserereignissen als wesentliche Ursachen auch aus, so zeigte sich die anthropogene Einflußnahme auf das Hochwasserabflußgeschehen anhand des jeweiligen Schadensausmaßes doch überdeutlich:

Zahlreiche bauliche Eingriffe im Zuge der touristischen Erschließung des hinteren Stubaitales führten im Laufe der letzten 22 Jahre zu einer starken Einengung der natürlichen Retentionsräume, zu Laufbegradigungen und teilweise sogar zu Laufverlegungen. Die Ruetz quittierte derartige Eingriffe und Beschneidungen ihrer wichtigen Retentions- und Umlagerungsbereiche im Ereignisfall mit Bachverwerfungen, kräftiger Sohleintiefung in Steilbereichen und umfangreichen Aufschotterungen in Flachbereichen. Der Vergleich mit alten Luftbildern ergab, daß diese Reaktionen bezogen auf die jeweilige Lokalität keine Einzelereignisse darstellten, sondern bei den Hochwasserereignissen der letzten Jahre mit steigender Intensität wiederholt auftraten. Immer wieder versuchte die Ruetz zu extreme anthropogene Eingriffe auszugleichen, indem sie im Ereignisfall ihre alten Abfluß Verhältnisse wiederherstellte und so ihr tradiertes Abflußverhalten wieder aufnahm.

Um das Ausmaß der anthropogenen Einflußnahme auf das Hochwasserabflußgeschehen und -sedimentationsverhalten der Ruetz in Bezug auf Häufigkeit und Intensität zu ermitteln, wurden in der Ruetzau zwischen Neder und Neustift mehrere Kembrohungen niedergebracht deren Profil-Auswertung überraschende Ergebnisse lieferte.

Wurde ursprünglich davon ausgegangen mit den einzelnen Bohrprofilen, in Zusammenschau mit der Stubaier Hochwasserchronik, Ausmaß und Intensität der Hochwassersedimentation der letzten zwei bis drei Jahrhunderte zu erschließen, mußte nach der analytischen und statistischen Auswertung der einzelnen Proben generell von ganz anderen Zeit- und Ablagerungsdimensionen ausgegangen und von einer Parallelisierung der einzelnen Sedimentschichten

mit der Stubaier Hochwasser-Chronik Abstand genommen werden. Anstelle der angestrebten Parallelisierung war auf voller Talbreite bei nur 3-3,5 m unter der Geländeoberfläche (GOF) ein deutlicher Umbruch in der Sedimentationsdynamik festzustellen:

Dominierten im Liegenden die mächtigen überwiegend grobklastischen Ablagerungen (überwiegend Flußbett- und Murfazies) einer umfangreichen Aktivitätsphase, wechselten im Hangenden fossile Böden und Torfe mit fein- bis mittelklastischen Ablagerungen unterschiedlicher Fazies (Aue-, Fluß- und Hochflutfazies) und Sedimentationsphasen.

Gestützt auf 14C-Daten und pollenanalytische Ergebnisse, wurde dieser über die gesamte Auebreite der Ruetz zu verfolgende generelle Umbruch in der Sedimentationsdynamik als vorläufig letzter Umbruch der Ruetz vom "braided river" zum "meandering river" erkannt und auf ca. 1400 BP festgelegt. Zusammen mit der nahezu allen Kem-Profilen zugrundeliegenden analogen Einteilung in einzelne Aktivitäts- und Stabilitätsphasen, wurde eine übergreifende Interpretation der Profile möglich. Diese Gesamtinterpretation zeigt große Übereinstimmungen mit Untersuchungsergebnissen bzgl. fluvialer Aktivitätsphasen aus Osttirol, Südtirol und den Westalpen, was wiederum die überregionale Gültigkeit der im Stubaital bzgl. fluvialer Sedimentationsdynamik erhobenen Daten kennzeichnet. Es wäre daher wünschenswert derartige Untersuchungen für die weitere Beweisführung auch in anderen zentralalpiner Tälern durchzuführen.

Ließ sich der zunehmende anthropogene Einfluß auf das rezente Hochwassersedimentationsverhalten der Ruetz nach den drei großen Hochwasserereignissen von 1978 und 1987 auch noch nicht, wie zuerst angenommen, anhand der Sedimentabfolge der einzelnen Bohrprofile nachweisen, so stand doch die punktuelle Akzentuierung dieser Hochwasserereignisse bzgl. Schadensintensivierung oder Schadensverursachung durch anthropogene Eingriffe außer Frage:

Durch Straßen- und Brückenbau, uneingeschränktes Vertrauen zur "modernen" Technik und teils unüberlegte überwiegend gewinnorientierte Bautätigkeit auf "günstigen" Bauplätzen innerhalb jahrzehntelang nicht mehr beanspruchter, im Ereignisfall dafür aber umso wichtigerer fluvialer Retentionsräume, wurden derartige "Katastrophen" anthropogen vorprogrammiert.

Um die im Zuge der touristischen Erschließung durchgeführten Baumaßnahmen zu schützen und der Ruetz die noch verbliebenen "natürlichen" Retentionsräume zu sichern, wurden umfangreiche Verbauungsmaßnahmen nötig. Inwieweit die derzeit bestehenden baulichen Schutzmaßnahmen das tradierte Abflußverhalten der Ruetz beeinflussen, werden erst zukünftige Hochwasserereignisse verdeutlichen.

Eine möglichst genaue Kalkulation des immer bestehenden Restrisikos, eine Schadensminimierung und ein für derzeitige Verhältnisse optimaler Schutz durch die bislang bestehenden Wildbachverbauungen, wird dabei entscheidend von der weiteren Erschließung des Tales abhängen und weiterhin nur möglich sein, wenn man der Ruetz im Sinne des Verbauungsprojektes "Stubai" genügend ausreichend große Retentionsräume zur gefahrlosen Ablagerung ihrer Geschiebefracht beläßt bzw. wiederherstellt. Zusätzlich sollte mit dem Geschieberückhalt, sofern Geländeconfiguration und bau- und wartungstechnische Gegebenheiten dies zulassen, bereits in den Geschiebeherden begonnen werden, um übermäßige Geschiebeeinstöße aus den Seitentälern zu vermeiden. Erst dann können bautechnische Schutzmaßnahmen (Sperrungen und Auffangbecken) und einsetzende natürliche Selbststabilisierung auch auf weitere Sicht hin in ausreichendem Maße greifen und den Talraum vor weiteren "Überschotterungen" schützen.

## 11. Verwendete Karten

- Geologische Übersichtskarte von Tirol - Tirol Atlas, Maßstab 1:300 000 Bearb.: Institut für Landeskunde Universität Innsbruck Kommissionsverlag. Universitätsverlag Wagner Innsbruck 1980.
- Bodentypen - Tirol Atlas, Maßstab 1:300 000. Bearb.: Institut für Landeskunde Universität Innsbruck Kommissionsverlag. Universitätsverlag Wagner Innsbruck 1972.
- Klima - Tirol Atlas, Maßstab 1 : 600 000. Bearb.: Institut für Landeskunde Universität Innsbruck Kommissionsverlag. Universitätsverlag Wagner Innsbruck 1982.
- Österreichische Karte 1:25 000 V (ÖK 25 V), Blatt 147 Axams und 148 Brenner, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- Alpen Vereinskarte Stubai Alpen - Hochstubai 31/1, Maßstab 1 : 25 000, Kartographische Anstalt Freytag-Bemdt und Artaria Wien.
- Alpenvereinskarte Innsbruck-Umgebung 31/5, Maßstab 1 : 50 000, Kartographische Anstalt Freytag-Bemdt und Artaria Wien.
- Unveröffentlichte Arbeitskarten der Wildbach- und Lawinenverbauung Innsbruck, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal.
- Unveröffentlichte Arbeitskarten der Landesforstinspektion Innsbruck

Stubai - Luftbilder: Befliegung 1953, 1978 und 173/1987, Serien einsehbar im Photogrammetrischen Institut der Tiroler Landesregierung, Innsbruck.

## 12. Literaturverzeichnis

- AG BODENKUNDE (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung - 3. Aufl., 331 S..
- AULITZKY, H. (1968): Über die Ursachen von Unwetterkatastrophen und den Grad ihrer Beeinflußbarkeit. - Cbl. f. d. ges. Forstw. 85: 2-32.
- AULITZKY, H. (1988): Sommerhochwässer 1987 in Tirol - Naturkatastrophen oder fehlende Vorbeugung? - Österreichische Wasserwirtschaft 40,5/6:122-128.
- BIRD, S. C. & R. P. D. WALSH (1986): Catchment Instrumentation for the Llyn Brianne Acid Waters Study, Wales. - UCS Acid Waters Series No. 1, University College, Swansea, Department of Geography.
- BLÄTTLER, R. (1984): Lawinenauswirkungen und -Schutzmaßnahmen, dargestellt am Stubaital/Tirol. - Diplomarbeit Univ. Würzburg.
- BLÄTTLER, R. (1986): Wald und Lawinen im Stubaital. - Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt 51:65-85.
- BLÄTTLER, R. (1992): Rezente fluviale Morphodynamik und aktuelle Hangprozesse im Stubaital/Tirol, dargestellt anhand der 1987er Hochwasserereignisse und bis Ende 1991 laufender Forschungsarbeiten. - Tagungsbericht Interpraevent 1992, Band 1: 267-277.
- BLÄTTLER, R., HAGEDORN, H. & R. BAUMHAUER (1989): Rezente fluviale Geomorphodynamik in alpinen Hochgebirgstälern. - Göttinger Geographische Abhandlungen 86: 53-59.
- BLÄTTLER, R., HAGEDORN, H. & R. BAUMHAUER (1990): Naturkatastrophen: Unwetterereignisse 1987 und 1988 im Stubaital. - Berichte der ANL14: 47-56.
- BLÄTTLER, R., HAGEDORN, H. & R. BAUMHAUER (1993): Stofftransport in Hochgebirgstälern (Stubaital/Langental). - Messungen in fluvialen Systemen. Feld- und Labormethoden zur Erfassung des Wasser- und Stoffhaushaltes, 207-216.
- BLÄTTLER, R., HAGEDORN, H., BUSCHE, D., & R. BAUMHAUER (1994): Sedimentary behavior of the alpine Ruetz River (Stubai Valley, Tyrol, Austria) in historical times. - Zeitschrift für Geomorphologie: Sonderband (im Druck).
- BJORLYKKE, K. (1985): Sedimentology and petroleum geology. - Springer Verlag, 363 S..
- BOBEK, H. (1935): Die jüngere Geschichte der Inntalterrassen und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal. - Jb. Geol. B. Anst. Wien: 135-189.
- BORTENSCHLAGER, S. (1977): Ursachen und Ausmaß postglazialer Wald-

- grenzschwankungen in den Ostalpen. - Erd wissenschaftliche Forschung Band 13: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa: 260-266.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. - Ber. nat.-med. Verein Innsbruck 71:19-56.
- BUNZA, G. (1992): Instabile Hangflanken und ihre Bedeutung für die Wildbachkunde. - Forschungsberichte des DAV Band 5.
- BUNZA, G. & J. KARL (1975): Erläuterungen zur hydrographisch-morphologischen Karte der Bayerischen Alpen 1: 25 000. - Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, Sonderheft.
- BUSSKAMP, R. & D. GINTZ (1993): Geschiebefrachterfassung mit Hilfe von Tracern in einem Wildbach (Lainbach, Obb.).- Messungen in fluvialen Systemen. Feld- und Labormethoden zur Erfassung des Wasser- und Stoffhaushaltes: 179-193.
- CERNUSCA, A. (1987): Erhöhte Wildbachgefährdung durch Wintersporterschließung. - ARGE ALP Bedrohung des alpinen Ökosystems. Muren und Unwetterkatastrophen; unveröffentl. Tagungsbericht: 4-15.
- DIN 19683, Blatt: Physikalische Laboruntersuchungen. April 1973.
- EISSELE, K. (1957): Kritische Betrachtungen einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörnern. - Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.: 410-419.
- ERGENZINGER, P., SCHMIDT, K.-H. & R. R. BUSSKAMP (1989): The pebble transmitter System (PETS): First results of a technique for studying coarse, material erosion, transport and deposition. - Z. f. Geomorph. N.F. 33:503-508.
- FACHGUTACHTEN ÜBER DIE ZU ERWARTENDEN AUSWIRKUNGEN EINER VERWIRKLICHUNG DES ÖBB-KRAFTWERKPROJEKTES IM STUBAITAL UND IM GSCHNITZTAL.- Österreichisches Institut für Raumforschung 1983.
- FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raum Tirol. - Innsbruck.
- FOLK, R.L. (1980): Petrology of sedimentary rocks. - Hemphill Publishing Co., Austin: 159 S..
- FOLK, R.L. & W. WARD (1957): Brazos riverbar: A study of the significance of grain size parameters. - J. Sed. Petrol. 27:3-26.
- FURRER, G. (1991): 25 000 Jahre Gletschergeschichte. - Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Zürich 1991.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHÄUSER, H. & M. MAISCH (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. - Geographica Helvetica 2: 61-91.
- FURRER, G., FRENZEL, B. & W. LAUER (1989): Zur Paläoklimatologie der letzten 2500 Jahre in Mitteleuropa. - Sonderdruck der Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz.

- GAMPER, M. (1981): Heutige Solifluktionsbeiträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden. - Erg. d. wiss. Unters. im Schweiz. Nationalpark XV (79): 355-443, Leislat.
- GAMPER, M. (1985): Morphologische Untersuchungen an Solifluktionszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. Eine Gliederung mit Hilfe der <sup>14</sup>C-Altersbestimmung fossiler Böden. - Phys. Geogr. 17:115 S..
- GAMPER, M. (1987): Postglaziale Schwankungen der geomorphologischen Aktivität in den Alpen. - Geographica Helvetica 42 (2): 77-80, Zürich.
- GAMS, H. (1950): Die Allerödschwankung im Spätglazial. - Z. f. Gletscherkde. und Glazialgeol. 1:162-171.
- GANAHL, P. (1988): Rückhalt eines hundertjährigen Ereignisses durch die Speicher im Zillertal. - Tagungsbericht Interpraevent 1988, Band 4:43-54.
- GAYL, A. (1982): Lawinen. - Bergverlag Rudolf Rother GmbH. München, 116 S..
- GATTERMAYR, W. (1987): Bericht über die Hochwasserereignisse im Sommer 1987 nach vorläufigen Ermittlungen des Hydrographischen Dienstes. - Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich 57:36-42.
- GATTERMAYR, W. (1992): Freundliche mündliche Mitteilung.
- GESELLSCHAFT VON FREUNDEN DES STUBEITHALES (Hrsg.) (1891): Stubei - Thal und Gebirg, Land und Leut.
- GÖTZ, A., PETRASCHECK, A. & J. ZELLER (1988): Vorläufige Analyse der Elementarkatastrophen des Jahres 1987 in der Schweiz. - Österr. Wasserwirtschaft 40 (5/6): 141-149.
- GREBNER, D. (1980): Starkregensituation vom 7./8. August 1978 im Schweizer Alpenraum. - Tagungsbericht Interpraevent 1980, Band 1: 215-224.
- GRUBINGER, H. (1988): Gestörter Naturhaushalt, Unwetter und der Mensch. - Österr. Wasserwirtschaft 40 (5/6): 101-103.
- GUGGENMOOS, T. (1934): Über Korngrößen- und Komformenverteilung von Sanden verschiedener geologischer Entstehung. - Neues Jb. f. Min., Geol., Paläont., Abh.: 429-487.
- HAHN, H.-U. (1992): Die morphogenetische Wirksamkeit historischer Niederschläge. - Würzburger Geographische Arbeiten 82, 196 S..
- HAEBERLI, W. & F. NAEF (1988): Murgänge im Hochgebirge. Ereignisse 1987 im Puschlav und Obergoms. - Die Alpen (Z. d. S.A.C.) 64: 331-343.
- HEISSEL, W. (1932): Quartärgeologie des Silltales. - Jb. d. Geol. B. Anst. Wien: 429-468.
- HEUBERGER, H. (1954): Gletschervorstöße zwischen Daun- und Femaustadium in den nördlichen Stubai Alpen. - Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie 3:91-98.
- HEUBERGER, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial - Eine chronologische Übersicht. - Eiszeitalter und Gegenwart 19:270 - 275.

- HEUBERGER, H. & R. BESCHEL (1958): Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubaier (Tirol). - Schlemmschriften 190: 73 -100.
- HIRAKAWA, K. (1992): Freundliche mündliche Mitteilung im Gelände.
- HOLZHÄUSER, H. (1985): Neue Ergebnisse zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätmittelalters und der Neuzeit. - Geographica Helvetica 40 (4): 168-195.
- HOLZHÄUSER, H. (1987): Betrachtungen zur Gletschergeschichte des Postglazials. - Geographica Helvetica 42 (2): 80-88.
- HOPF, J. (1990): Freundliche mündliche Mitteilung.
- HUBATSCHKEK, E. (1950): Zur Umgestaltung der Landschaft durch Almwirtschaft und Bergmahd. - Schlem-Schriften 65.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST INNSBRUCK (Hreg.): Unveröffentlichte Unterlagen aus den Jahren 1950-1988.
- HYDROGRAPHISCHES ZENTRALBÜRO IM BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg.): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 1951-1983, Band 59 - 91, Wien.
- KARL, J. (1992): Die Auswirkungen des modernen Klimaoptimums in den Alpen. - Tagungsbericht Interpraevent Bem 1992, Band 1:15-26.
- KARL, J. & J. MANGELSDORF (1975): Die Wildbachtypen der Ostalpen. - Tagungsbericht Interpraevent Innsbruck 1975, Band 1: 397-406.
- KATZ, W. (1992): Freundliche mündliche Mitteilung im Gelände.
- KELLER, H. & G. RÖTHLISBERGER (1992): Historische Hochwasser in der Schweiz - deren Ursachen und die jahreszeitliche Verteilung. - Tagungsbericht Interpraevent Bem 1992, Band 1: 105-116.
- KERSCHNER, H. (1977): Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. - Phil. Diss. Innsbruck, 305 S..
- KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden. - Geogr. Jahresbericht aus Österreich 36:26 - 49.
- KIENHOLZ/ H. (1977): Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10000 von Grindelwald. - Geographica Bernensia 64.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. - Z. f. Gletscherkunde 17: 66-121.
- KLAER, W. (1979): Kommt das Eis zurück? - Bild d. Wiss. 16. Jg. 8:40-51.
- KLIER, H. (1976): Alpenvereinsführer - Stubaier Alpen. - Bergverlag Rudolf Rother, München 8. Aufl..
- KÖFLER, W. & E. PITTL(1987): Fulpmes. - Kontaktverlag Fulpmes, 439 S..
- KÖLLA, E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern an Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. - Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der TH Zürich, 87.

- KRAL, F. (1979): Spät- und postglaziale Waldgeschichte der Alpen auf Grund der bisherigen Pollenanalysen. - Veröff. Inst. f. Waldbau Univ. f. Bodenkultur in Wien, 175 S..
- KRAVOGEL, A. (1988): Vorläufige Analyse der Hochwasserereignisse des Jahres 1987. - Österr. Wasserwirtschaft 40 (5/6): 152-156.
- KREPS, H. (1975): Praktische Arbeit in der Hydrographie.- Hydrographisches Zentralbüro Wien.
- KRUMBEIN, W. C. (1934): Size frequency distribution of Sediments. - Jour. Sed. Petrology 4: 65-77.
- KUHLE, M. (1991): Glazialgeomorphologie. - Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt, 213 S..
- LANG, H. (1970): Über den Abfluß vergletschelter Einzugsgebiete und seine Beziehung zu meteorologischen Faktoren. - Mitt. d. Versuchsanstalt f. Wasserbau und Erdbau ETH Zürich 31:1-9.
- LEYS, E. & O. REIN WARTH (1975): Auswirkungen der Gletscher und der Gletscherabflüsse auf die Wildbach- und Lawinengefahr und ihre Berücksichtigung in den Gefahrenzonenplänen. - Tagungsbericht Interpraevent 1975, Band 1: 345-357.
- LNLEWOOD, J.G. (1986): Analyses of streamflow spot gaugings by dilution and current meter methods for two small mountain catchments draining into Llyn Brienne, Wales. - UCS Acid Waters Series No. 4, University College, Swansea, Department of Geography.
- MANGELSDORF, J. & K. SCHEURMANN (1980): Flußmorphologie - Ein Leitfaden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. - Oldenbourg Verlag München, Wien; 262 S..
- MAYER, H. & H. KAMMERLANDER (1981): Waldinventur Neustift. - Allgemeine Forstzeitung 92 (6): 206-212.
- MAYER, H., RAMSKOGLER, K. & H.P. SCHROLL (1988): Umweltverträglichkeitsprüfung (Ökocheckliste) von Schisportanlagen zur Minimierung der Hochwassergefährdung in kleinen Einzugsgebieten bei fortschreitendem Waldsterben. - Tagungsbericht Interpraevent Graz 1988, Band 1:143-150.
- MAYR, F. (1964): Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit Beginn der postglazialen Wärmezeit. - Z. f. Geomorph. N.F. 8 (3): 257 - 285.
- MAYR, F. (1968): Postglacial glacier fluctuations and correlative phenomena in the Stubai Mountains, Eastem Alps, Tyrol. - INQUA1965, Univ. of Colorado Stud., Ser. in Earth Sci., 7:167 -177.
- MAYR, F. & H. HEUBERGER (1968): Type areas of late glacial and post-glacial deposits in Tyrol, Eastem Alps. - Proc. VII. INQUA Congr., 14, Univ. Colorado Stud., Ser. in Earth Sci., 7:143 -165.

- MENARA, H. (1981): Stubaier Alpen. - Verlagsanstalt Athesia, Bozen.
- METZ, B & H. NOLZEN (1973): neue Ergebnisse aus dem Vorfeld des Grünaufermers (Stubaier Alpen/Tirol). Ein Beitrag zur Datierung postglazialer Gletscherhochstände. - Z. f. Geomorph. Suppl. Bd. 16:73-89.
- NAEF, E, HAEBERLI, W., JÄGGI, M. & D. RICKENMANN (1988): Morphologische Veränderungen in den Schweizer Alpen als Folge der Unwetter vom Sommer 1987. - Österr. Wasserwirtschaft 40 (5/6): 134-138.
- NESTROY, O. (1988): Auswirkungen des almwirtschaftlichen Strukturwandels auf den Boden Wasserhaushalt. - Tagungsbericht Interpraevent Graz 1988, Band 1:151-160.
- NEUNER, W. (1988): Ruetzbach, Verbauungsprojekt 1988, technischer Bericht. - Wildbach- und Lawinerverbauung Innsbruck, unveröffentlicht.
- NEUNER, W. (1990): Freundliche mündliche Mitteilung.
- OERTER, H. & O. REINWARTH (1988); Beobachtungen zum Hochwasserabfluß von einem Alpengletscher (Vemagtferner, Ötztaler Alpen). - Festschrift für H. Röthlisberger, ETH Zürich.
- ÖSTERREICHISCHES INSTITUT FÜR RAUMPLANUNG (ÖIR) (Hrsg.) (1983): Fachgutachten über die zu erwartenden Auswirkungen einer Verwirklichung des ÖBB-Kraftwerksprojektes im Stubaital und Gschnitztal. - Schlußbericht und Anhang; Wien.
- PASCHINGER, H. (1957): Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntals. - Z. f. Geomorph. N.F. 1: 237 - 270.
- PASCHINGER, H. (1957): Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen. - Machatschek-Festschrift, Erg. H. zu Pet. Geogr. Mitt. Gotha, 262: 137-144.
- PASCHINGER, H. (1957): Mittleres Inntal und Silltal zur Schlemzeit. - Die Erde (Maull-Festschrift) Abh. d. Geogr. Inst. d. FU Berlin 5: 51-57.
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.- Erdwissenschaftliche Forschung Bd. 13: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Hrsg. B. Frenzei, Wiesbaden: 248 - 259.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. - Jahresbericht 1976/77 der Österr. Geogr. Gesellschaft, Zweig Innsbruck: 11 -18.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. - Veröff. des Museums Ferdinandeum, 67:93 - 123.
- PETTIJOHN; E.J., POTTER, P.E. & R. SIEVER (1987): Sand and Sandstone. - Springer Verlag New York, Berlin, Heidelberg, London , Paris Tokyo 2. Ed..

- PFITZNER, I., RITTER, C., KERSCHNER, H. & G. KASER (1989): Untersuchungen zu einem möglichen Zusammenhang von Hochwasser- und Vermurungsgefahr und großflächigen Schipistenerschließungen. - Inst. f. Geogr. Univ. Innsbruck.
- PURTSCHELLER, F. (1971): Ötztaler und Stubai Alpen. - Sammlung Geologischer Führer Bd. 53.
- REISHAUER, H. (1904): Höhengrenzen der Vegetation in den Stubai Alpen und in der Adamello-Gruppe. - Wiss. Veröff. f. Erdkunde Band 6, Leipzig.
- RIEDER, H. (1981): Die Agrargemeinschaft Neustift. - Allgemeine Forstzeitung 92 (6): 193-194.
- RIEHM, H. & M. ULRICH (1954): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden.- Landw. Forsch. 6:173 S..
- RITTER, C. (1989): Hochwasserursachen und Hochwassereinflussfaktoren in einem mittelgroßen, vergletscherten Einzugsgebiet, am Beispiel des Stubaitales. - Diplomarbeit an der Univ. Innsbruck, 121 S..
- RUBATSCHER, J. (1969): Das Stubaital. - Beiträge zur alpenländischen Wirtschafts- und Sozialforschung Bd. 54.
- RÜSSEL, R.D. & R.E. TAYLOR (1937): Roundness and shape of Mississipi River Sands. - Journ. Geol., 45:225 - 267.
- SCHMEIß, L.R. (1972): Die Lawinen des Hinteren Stubaitales. - Dissertation an der Univ. Innsbruck.
- SCHMIDEGG, O. (1956): Neues zur Geologie des Brennermesozoikums. - R. v. Klebelsberg-Festschrift, Geol. Ges. Wien.
- SCHMIDT, K.-H., BLEY, D., BUSSKAMP, R. & D. GINTZ (1989): Die Verwendung von Trübungsmessung, Eisentracem und Radiogeschoben bei der Erfassung des Feststofftransportes im Lainbach, Obb.. - Göttinger Geographische Abhandlungen 86:123 -135.
- SCHMIDT K.-H. & P. ERGENZINGER (1990): Radiotracer und Magnettracer. Die Leistungen neuer Meßsysteme für die fluviale Dynamik. - Die Geowissenschaften 8:96 -102.
- SCHÖBERL, F. (1981): Abpflasterungs- und Selbststabilisierungsvermögen erodierender Gerinne. - Österr. Wasserwirtschaft 7/8:180-186.
- SCHOKLITSCH, A. (1980): Handbuch des Wasserbaues Band 1. - Springer Verlag.
- SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. - Schriften des Vorarlberger Landesmuseums Reihe A: Landschaftsgeschichte und Archäologie Bd. 1, 257 S..
- SINDOWSKI, K.-H. (1961): Mineralogische, petrographische und geochemische Untersuchungsmethoden. - Lehrbuch der Angewandten Geologie Bd. 1:161-278, Stuttgart.

- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschüttung und Erosion. - Berlin, 74 S..
- SPENCER, D.W. (1963): The Interpretation of grain-size distribution curves of clastic Sediments. - J. Sed. Petrology 33:180-190.
- STEINACKER, R. (1988): Die alpinen Hochwasserereignisse des Sommers 1987 und ihre meteorologischen Rahmenbedingungen. - Österr. Wasserwirtschaft 40 (5/6): 129-134.
- STEINACKER, R. (1988a): Zu den Hochwasserkatastrophen des Sommers 1987 in den Alpen. - ÖGM-Bulletin 88/1: 1-4.
- STEINMANN, S. (1978): Postglaziale Reliefgeschichte und gegenwärtige Vegetationsdifferenzierung in der alpinen Stufe der Südtiroler Dolomiten (Puez- und Sellagruppe). - Landschaftsgenese und Landschaftsökologie 2,93 S..
- STERN, A. & E KNOFLACH (1991): Neustift im Stubaital - ein Heimatbuch. - Gemeinde Neustift im Stubaital (Hrsg.) 224 S..
- THORBURRY, W.D. (1958): Principles of geomorphology. - New York John Wiley & Sons, London Chapman & Hall.
- TÖCHTERLE, K. (1988): Stubai. Ein Talbuch. - Tyrolia Verlag Innsbruck-Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. 1: Die Zentralalpen. - 766 S. Wien.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Bd. 3: Gesamtübersicht. - 718 S. Wien.
- TOLLMANN, E. (1963): Ostalpensynthese. - Wien (Deuticke).
- TRASK, P.D. (1930): in: Selly, C.R. (1976): An introduction to sedimentology. - Academic Press, London, New York, San Francisco.
- TRASK, P.D. (1932): Origin and environment of source Sediments of petroleum. - 323 S., Houston/Texas.
- TROSCHL, H. (1971): Die Hochwasser-Wetterlagen 1965 und 1966. - Hochwasser und Raumplanung. Schriftenreihe für Raumforschung und Raumordnung, 19-23.
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie (Übersetzt von M. Schüttle). - Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- ÜBLAGGER, G. (1988): Das systemare Verständnis der Gebirgsgewässer. - Tagungsbericht Interpraevent Graz 1988, Band 1: 345-383.
- UDDEN, J.A. (1914): Mechanical composition of clastic Sediments. - Geol. Soc. America Bull. 25: 655-744.
- VEIT, H. (1987): Untersuchungen zur spätglazialen Talentwicklung in Osttirol. - Z. f. Geomorph. N.F. 66:83-93, Berlin, Stuttgart.
- VEIT, H. (1988): Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpinen Flußeinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol). - Bayreuther Geowissenschaftl. Arbeiten Bd. 13.

- WALTHER, H. & H. LIETH (1960): Klimadiagramm-Weltatlas. - Jena, Gustav Fischer Verlag.
- WEBHOFER, G. & W. G. ATTERMAYR (1987): Ursachen und Auswirkungen der Niederschläge vom 5. und 6. August 1985 in Tirol. - Mitt. des Hydrographischen Dienstes in Österreich, 56:1 - 20.
- WEIRICH, J. & S. BORTENSCHLAGER (1980): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols: Stubai Alpen - Zillertaler Alpen. - Ber. nat.-med. Vor. Innsbruck, Bd. 67.
- WENTWORTH, C.K. (1922): A scale of grade and cross textures for clastic Sediments. - Jour. Geology 30: 377-392.
- WENTWORTH, C.K. (1933): Fundamental limits to the sizes of clastic grains. - Science 77: 633-634.
- WERNER, P. (1981): Almen - Bäuerliches Wirtschaftsleben in der Gebirgsregion. - Callway Verlag München, 220 S..
- WILDBACH- UND LAWINENVERBAUUNG (Hrsg.): Gebietsbauleitung Mittleres Inntal (Unveröffentlichte Unterlagen der Jahre 1980 -1988), Innsbruck.
- WILHELM, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. - S. 1 - 434. Berlin - New York.
- ZOLLINGER, F. (1983): Die Vorgänge in einem Geschiebeablagerungsplatz. - Dissertation an der TH Zürich, 264 S..

#### Erweitertes Literaturverzeichnis

- AULITZKY, H. (1975): Beurteilung und Ausscheidung der Gefahrenzonen in den Alpen einschließlich der Tallagen. - Tagungsbericht Interpraevent Innsbruck 1975, Band 2:159-187.
- AULITZKY, H. (1977): Flächenkonsum in den Alpen und die Möglichkeit einer schutzwasserbaulichen Absicherung. - Natur und Mensch im Alpenraum, 17S..
- BÄTZING, W. (1991): Die Alpen. Entstehung und Gefährdung einer europäischen Kulturlandschaft. - C.H. Beck Verlag München, 286 S..
- BECHT, M. & KOPP, M. (1988): Aktuelle Geomorphodynamik in einem randalpinen Wildbacheinzugsgebiet und deren Beeinflussung durch die wirtschaftsweise des Menschen. - Tagungsbericht und wiss. Abhandlungen des 46. Deutschen Geographen tags München: 526-534.
- BEVEN, K. & P. CARLING (Hrsg.) (1989): Floods: Hydrological, sedimentological and geomorphological implications. - Wiley & Sons, Chichester, New York, 290.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. - 231S., Thun.

- COLLINSON, J.D. & D.B. THOMPSON (1989): Sedimentary structures. - 2nd ed., 207 pp., London.
- DEL-NEGRO, W. (1977): Abriß der Geologie von Österreich. -138 S., Wien.
- EGGERS, H. (1961): Moränenterrassen im Wallis. - Freiburger Geogr. Arbeiten 1: 127 S..
- FAHNESTOCK, R. (1963): Morphology and hydrology of a glacial stream - White River, Mount Rainier Washington. - Geological survey professional paper 422-A, Washington.
- FIEBIGER, G. (1984): Funktionelle Bautypen der Wildbachverbauung als Grundlage der Geschiebemanagement. - Tagungsbericht Interpraevent 1984 Villach, Band 1:123-133.
- FLIRI, F. (1975): Mensch und Naturkatastrophen in den Alpen. - Tagungsbericht Interpraevent 1975 Innsbruck, Band 2:37-49.
- FRANZ, H. (1979): Ökologie der Hochgebirge. - 495 S., Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1987): Forschungen zur Geographie und Geschichte des Eiszeitalters (Pleistozän) und der Nacheiszeit (Holozän). - Jb. d. Akad. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz: 169-176.
- FURRER, G. & BACHMANN, F. (1972): Solifluktsdecken im schweizerischen Hochgebirge als Spiegel der postglazialen Landschaftsentwicklung. - Z. f. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 13:163-172; Berlin, Stuttgart.
- GALL, H. (1947/1985): Bodenerosion und Bodenerhaltung im Gebirgsland am besonderen Beispiel Nordtirols. - Dissertation an der Universität Innsbruck 1947; im Anhang: Nachlese 1985, Vergleiche und aktuelle Beispiele; im Eigenverlag.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. - Bd. 1,468 S., Thun.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. - Bd. 2,704 S., Thun.
- HARTMANN-BRENNER, D.-C. (1973): Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung an Beispielen des Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens. - Dissertation an der Universität Zürich, 134 S..
- HEUBERGER, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Seilrain und Ötztal. - Wiss. Alpenvereinshefte 20: 126 S., Innsbruck.
- HÖLLERMANN, P. (1971): Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge (Beispiele aus den Alpen und Pyrenäen). - Z. f. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 12: 205-237.
- HUSEN, D. van (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. - Aus der geolog. Geschichte Österreichs, Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt Wien.
- KARL, J. & W. DANZ (1969): Der Einfluß des Menschen auf die Erosion im Bergland. - Schriftenreihe Bay. Ldesst. f. Gewässerkunde, München 1:98 S..

- KARL, J. & J. MANGELSDORF (1971): Typen des fluviatilen Abtrags in den nördlichen Ostalpen. - Tagungsber. Interpraevent 1971 Villach, Band 1:23-33.
- KASPAR, E. (1989): Quartäre Ablagerungen im unteren Silltal südlich Innsbruck (Tirol) - Versuch einer zeitlichen Einordnung anhand der Sedimentologie. - Diplomarbeit an der Universität Innsbruck, 285 S..
- KERSCHNER, H. & E. BERKTOLD (1982): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Scnderstal, Nördliche Stubai Alpen, Tirol. - ZGG 17/2: 125-134.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. - ZG 17/1-3: 66-121.
- KRONFELLNER-KRAUS, G. (1973): Terminologie der Wildbäche und der Wildbachverbauung. - FAO-Bericht EFC/MW/73, Rom.
- KRUMBEIN, W.C. (1941): The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. - J. Geol. 49: 482-520.
- LADURNER, J. (1932): Die Quartärablagerungen des Seilrain (Stubai Alpen). - Jb. Geol. Bundesanstalt 82:397-427.
- LEEDER, M.R. (1982): Sedimentology: Process and Product. - Harper Collins Academic, London, 344 S..
- LEOPOLD, L.B., WOLMANN, M.G. & J.P. MILLER (1964): Fluvial Processes in Geomorphology. - San Francisco and London, 344 S..
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. - Geographica Helvetica 37/2:93-104.
- MORTENSEN, H. & J. HÖVERMANN (1957): Filmaufnahmen der Schotterbewegungen im Wildbach. - Pet. Mitt. Erg. 262:43-52, Gotha.
- MÜLLER, H-N. (1984): Spätglaziale Gletscherschwankungen in den westlichen Schweizer Alpen und im nord isländischen Tröllaskagi-Gebirge. - Buchdruckerei Küng AG, Näfels, 205 S..
- PATZELT, G. (1972): Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. - Ber. Dt. Bot. Ges. 85/1-4: 47-57.
- PATZELT, G. & S. BORTEN SCHLAGER (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). - Führer Exkursionstagung IGCP „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere 1976“: 185-197.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde., Leipzig, 1199 S..
- PHILLIPSON, F.J. & P.E. POTTER (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures.- Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York, 370 S..
- PLOCHMANN, R. & E. GUNDERMANN (1982): Verfahren und Ergebnis der wirtschaftlichen Beurteilung des Gebirgswald-Sanierungsprojektes Neustift im Stubaital. • Allgemeine Forstzeitung 93/5:112-114.

- POTTER, P.E. & F.J. PETTIJOHN (1963): Paleocurrents and basin analysis. - Berlin, Göttingen, Heidelberg, 296 S..SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. - E. Schweizerbarfsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- SCHWARZL, S. (1971): Charakteristische Hochwasserlagen im Alpenraum. - Tagungsbericht Interpraevent Villach 1971.
- SCHWARZL, S. (1992a): Klimabewegungen und ihre Auswirkungen auf den Hochwasserabfluß in den Alpen. - Tagungsbericht Interpraevent Bern 1992, Band 1:27-34.
- SCHWARZL, S. (1992b): Meteorologische Ursachen extremer Niederschläge und Abflüsse im Alpenbereich. - Tagungsbericht Interpraevent Bem 1992, Band 1: 83-102.
- SÖLCH, J. (1935): Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthardt. - Peterm. Mitt. Erg.-H. 219.
- SÖLCH, J. (1949): Über die Schwemmkegel der Alpen. - Geogr. Annaler 31:369-383.
- STÄBLEIN, G. (1970): Grobsedimentanalyse als Arbeitsmethode der genetischen Geomorphologie. - Würzburger Geographische Arbeiten 27,203 S..
- STINGL, H. (1969): Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. - Göttinger Geogr. Abh. 49:115 S..
- TROLL, C. (1957): Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvio- und periglazialen Bereich. - Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H.262:213-226.