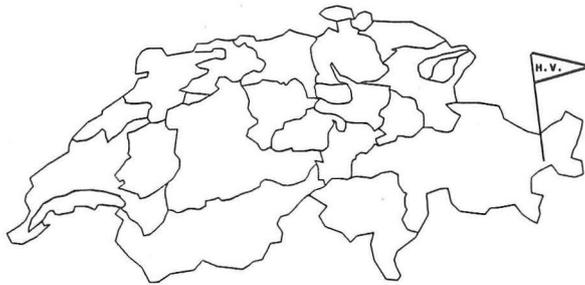


QUARTÄR-, AKTUO- UND HYDROGEOLOGIE
IM
VAL DAL SPÖL
(Schweizerischer Nationalpark)

Geologische Grundlagen für langfristige Beobachtungen



**Diplomarbeit am
Geologischen Institut
ETH Zürich**

**vorgelegt von
Heinz Vetter
ETH Zürich, Abt. XCa**

1992

Referent: PD Dr. Christian Schlüchter

INHALTSVERZEICHNIS

VORWORT

ZUSAMMENFASSUNG

1 EINLEITUNG

1.1 GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	7
1.1.1 GEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK UND TERRAINABGRENZUNG	7
1.1.2 GEOLOGISCHE ÜBERSICHT UND GLIEDERUNG	8
1.2 HISTORISCHER RÜCKBLICK	10
1.3 PROBLEMSTELLUNG	11
1.4 BEGRIFFSERLÄUTERUNGEN	12
1.4.1 QUARTÄRGEOLOGISCHE BEGRIFFE	12
1.4.2 TERMINOLOGIE DER LOCKERGESTEINE	12
1.5 BEMERKUNGEN ZUR KARTE 1:5000	14

2 FESTGESTEINE

2.1 STRATIGRAPHIE	15
2.2 LITHOLOGIEN	15
2.2.1 FUORN-FORMATION	15
2.2.2 DOLOMITE DER BUFFALORA-GRUPPE	17
2.2.3 RAIBLER-FORMATION	18
2.2.4 HAUPTDOLOMIT-GRUPPE	20
2.3 ABLAGERUNGSMILIEU DER SEDIMENTE	22
2.4 TEKTONIK	24

3 QUARTÄR

3.1	AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE	27
3.2	RELIKTE DER EISZEITEN	28
3.2.1	ERRATIKER	28
	GEOGRAPHISCHE LAGE DER ERRATIKER	29
	DÜNNSCHLIFFE VON ERRATISCHEN GESCHIEBEN	32
3.2.2	EISRANDTERRASSEN	34
3.2.3	MORÄNEN	35
	GRUNDMORÄNEN	35
	SEITENMORÄNEN	37
	ENDMORÄNEN	37
3.2.4	VERFESTIGTE SCHOTTER	38
3.2.5	SEETONE BEI PUNT PERIV	41
3.2.6	LOCKERGESTEINSPROFIL	42
3.3	GLETSCHERSTÄNDE DER LETZTEN EISZEIT	45
3.3.1	EINZUGSGEBIET	45
3.3.2	GLETSCHERSTÄNDE	47
3.4	SPÄTGLAZIAL	51
3.4.1	LOKALVERGLETSCHERUNG	51
3.4.2	RÜCKZUGSSTADIEN	52
3.5	POSTGLAZIAL	53
3.5.1	VERSCHWINDEN DER GLETSCHER	53

4 TALGENESE DES VAL DAL SPÖL

4.1 PRÄGLAZIALE ABFLUSSWEGE	54
4.2 VERÄNDERUNG DER ABFLUSSWEGE WÄHREND DEN EISZEITEN	54
4.3 POSTGLAZIALE FLUSSGESCHICHTE	57

5 HYDROGEOLOGIE

5.1 QUELLEN	58
5.1.1 QUELLENINVENTAR	58
5.1.2 DURCHFÜHRUNG DER MESSUNGEN	59
5.1.3 MESSRESULTATE	60
5.1.4 INTERPRETATION DER MESSWERTE	61
5.1.5 QUELLHORIZONT OBERHALB PUNT PERIV	64
5.2 ZUFLÜSSE ZUM SPÖL	67

6 AKTUOGEOLOGIE

6.1 ANTHROPOGENE EINFLÜSSE AUF DEN SPÖL	70
6.1.1 RESTWASSER-REGIME	70
6.1.2 VERSCHLÄMMUNG DES SPÖL	73
6.2 EROSION	80
6.3 AKKUMULATION	82

7 BIBLIOGRAPHIE

7.1 LITERATURVERZEICHNIS	83
7.2 KARTEN	86

8 ANHANG

VORWORT

Als ich mich im Frühling 1990 für eine Diplomarbeit entscheiden musste, war für mich klar, dass das Terrain in alpiner Umgebung liegen musste. Das Interesse lag schon damals bei der Quartär- und Hydrogeologie. Auf Anregung von Herrn PD DR. CH. SCHLÜCHTER entschied ich mich für die vorliegende Arbeit. Nach einem kurzen Feldaufenthalt im Sommer 1990, den ich zur Probenahme nutzte, wertete ich die Proben in den Wintermonaten am Geologischen Institut der ETH Zürich aus. Um einige Erfahrungen reicher nahm ich die Feldarbeit im Juli 1991 wieder auf. Bei schönem und auch bei schlechtem Wetter machte ich unvergessliche Beobachtungen - bezüglich der Geologie wie auch bezüglich der Fauna und Flora dieses wunderschönen Gebietes.

Mein herzlicher Dank gebührt

- der wissenschaftlichen Nationalpark-Kommission für die Erlaubnis zur freien Begehung des Nationalparkes, die finanzielle Unterstützung und die schöne Unterkunft im Labor Il Fuorn,
- meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglicht haben und mir bei persönlichen Problemen während der Arbeit beistanden,
- meinem Diplomvater Christian Schlüchter, der mir immer wieder mit Rat und Tat zur Seite stand und mit seiner Erfahrung viele Impulse für diese Arbeit geben konnte,
- meinem Terrainnachbarn Jakob Frei, mit dem ich im Labor manche interessante fachliche Diskussion und viele unterhaltsame Stunden hatte, und mit dem ich zahlreiche gute Nachtessen zubereitete,
- meinem Bruder für die Durchsicht und stilistische Verbesserung meiner Arbeit sowie für seine Unterstützung im Feld,
- meinen Praktikanten Judith Bürgisser und Christoph Bürgi, die mich zeitweise begleiteten und mir hilfreich zur Seite standen,
- allen Mitgliedern des "Happy Ice Age Team" für die anregenden Gespräche,
- Herrn Otto Rohner für die Laboruntersuchungen,
- meinen Kollegen im D 34.1 für die fachlichen Informationen,
- meinem Freund Laurenz Strahm für die Hard- und Software-Unterstützung.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchungen an den Lockergesteinen zeigen, dass die Talbildung des Spöl alt ist und deshalb die jüngeren Verfüllungen komplex aufgebaut sind. So konnten im Lockergesteinsprofil oberhalb Punt Periv mindestens drei Vereisungszyklen, dokumentiert durch verschiedene Grundmoränen, erkannt werden. Die obersten beiden Grundmoränen werden durch einen Verwitterungshorizont getrennt, der auf einen erodierten Paläoboden schliessen lässt. Angesichts der Höhenlage darf angenommen werden, dass dieses Gebiet im Interstadial der letzten Eiszeit nicht eisfrei wurde und der Paläoboden deshalb eine Interglazialzeit repräsentiert. Neben der Tatsache, dass während der letzten Eiszeit eine mächtige präwürmzeitliche Lockergesteinsmasse erhalten blieb, erstaunt das alte, ausserordentlich starke Relief. Die letzte Vereisung bewirkte in diesem Tal keine starken Eintiefungen mehr. Vielmehr wurden alte Talläufe versiegelt und die spät- und postglazialen Schmelzwasserbäche formten neue, schluchtartige Talabschnitte.

Zur Rekonstruktion der Fliesswege und -richtungen des Eises helfen hauptsächlich spätglaziale Morphologien (Moränenstände bei Livigno, Eisrandterrassen im God la Schera, etc.), aber auch topographische Karten, die die heutige Vergletscherung und die Gebiete oberhalb ca. 2600 m zeigen. Eine Bestimmung der Herkunft der unzähligen Erratiker ist sehr schwierig und kann keinen sicheren Beweis für eine Transfluenz über die Forcola di Livigno und La Stretta liefern. Die Informationen aus den Karten, verbunden mit glaziologischen und paläoklimatischen Überlegungen, lassen jedoch auf einen mächtigen Seitenarm des Inngletschers über die Forcola di Livigno und La Stretta durch das Valle di Livigno schliessen. Dieser Seitenarm ging von einer Eiskulmination im Gebiet von St. Moritz - Pontresina aus und vereinigte sich bei Zernez wieder mit dem Inngletscher, welcher seinerseits nur wenig ins Val dal Fuorn vorstossen konnte.

Die Kolmatierung im Bachbett des Spöl wurde eindrücklich demonstriert, denn nach der "Reinigung" im Sommer 1990 (Spülung mit bis zu 30 m³/s) war die Sedimentschicht im Sommer 1991 schon wieder beträchtlich. Quantitative Schwebstoffmessungen ergaben im oberen Teil (bis Punt Periv) eine Reduktion der Schwebstoff-Fracht auf rund die Hälfte sowie ein erneutes Ansteigen im unteren Teil, was auf das stärkere Gefälle zurückzuführen ist. Die beim Normalabfluss abgelagerten Sedimente belasten das Bachbett nur wenig; bedenklicher sind die Schwebstoffmengen, die während einer zufällig miterlebten "Spülung", bei der eine ca. 20-fache Schwebstoffbelastung gemessen wurde, sedimentieren. Die Schwebstoffkonzentration wäre unproblematischer, wenn nicht durch die geringe Wasserführung ein starkes Absetzen der feinen Anteile begünstigt würde.

Eine qualitative Analyse der Schwebstoffe ergab in bezug auf die Herkunft keine zwingenden Ergebnisse, da die anorganischen Partikel (Calcit, Dolomit, Quarz, Muskovit und Chlorit) keine Differenzierung zwischen Schwebstoffen aus dem Stausee und eingeschwemmten Anteilen aus der Umgebung ermöglichten. In Anbetracht der vielen organischen Komponenten (v. a. Textilfasern) muss aber angenommen werden, dass ein grosser Teil der Schwebstoffe aus dem Stausee ausgespült wird.

Wird eine Reduktion der Kolmatierung im Bachbett des Spöl angestrebt, so muss entweder der Schwebstoffeintrag aus dem Staubecken verringert werden, oder die Restwassermenge muss zumindest zeitweise erhöht werden, damit die Turbulenz im Wasser keine derart starke Sedimentation mehr zulässt.

Eine genaue Untersuchung der hydrogeologischen Verhältnisse ist im Rahmen einer Diplomarbeit kaum möglich, da dazu ganzjährige Quellmessungen notwendig wären. Die vorgenommenen Messungen erlauben nur gerade hypothetische Lösungsansätze und zeigen, dass im Untersuchungsgebiet auch einige tiefgründigere Quellen austreten. Quellen im Einzugsgebiet von Raibler-Schichten weisen extrem hohe Leitfähigkeiten auf, was auf in diesen Schichten eingelagerte Sulfate schliessen lässt. Im Quellhorizont oberhalb Punt Periv können auf kleinem Raum verschiedene Quellarten unterschieden werden.

1 EINLEITUNG

1.1 GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

1.1.1 Geographischer Überblick und Terrainabgrenzung

Da angenommen werden darf, dass der Schweizerische Nationalpark allgemein als einzigartiges Tier- und Pflanzenreservat bekannt ist, beschreibe ich seine Lage nur ganz kurz. Der 1914 gegründete "Parc Naziunal" liegt im östlichsten Teil Graubündens, dem Unterengadin. Er liegt an der italienisch-schweizerischen Grenze und wird von der Strasse des Pass dal Fuorn durchschnitten.

Mein Diplomgebiet liegt in der Mitte des Parkes; in einem Seitental des Val dal Fuorn zwischen Vallun Chafuol und der Staumauer des Lago di Livigno. Die Grenzen scheinen recht willkürlich gezogen, doch ich habe mich nach Möglichkeit an die bestehenden Wege gehalten.

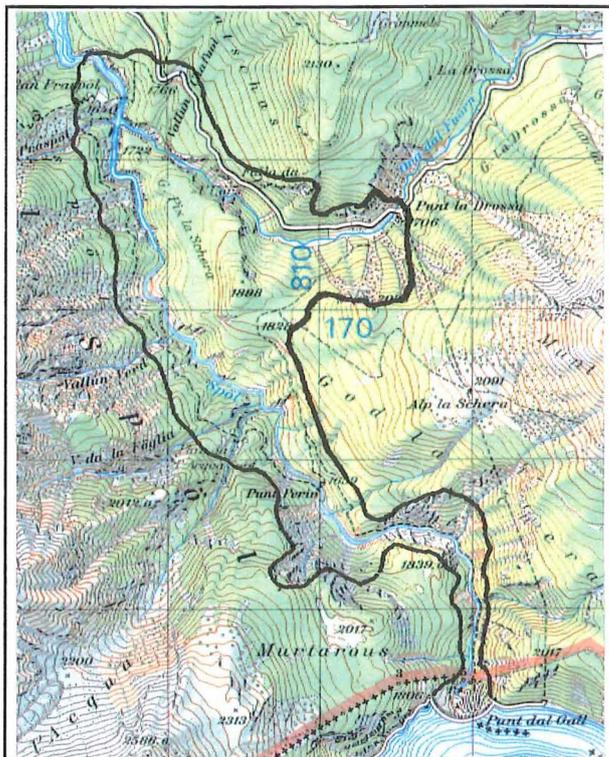


Abb. 1:
Umgrenzung des Arbeitsgebietes
(Landeskarte der Schweiz, 1:50'000)

1.1.2 Geologische Übersicht und Gliederung

Das ganze Kartiergebiet liegt in den Ostalpinen Decken, den tektonisch höchsten Elementen der Alpen. Sie sind Teile des Südkontinents und sind über 100 km weit auf das Penninikum und das Helvetikum überschoben worden. Die mächtigsten Sedimentschichten sind die der Trias. Der ganze Komplex der Ostalpinen Decken wird in den Unter- und Oberostalpinen Bereich unterteilt. Mein Arbeitsgebiet befindet sich in den Engadiner Dolomiten, die aufgrund der Ausbildung der Sedimente zu der Oberostalpinen Faziesregion gerechnet werden müssen (TRÜMPY 1980). Auch hier sind die Triassedimente ausserordentlich mächtig - bis 2000 m. Die Engadiner Dolomiten lassen sich tektonisch in verschiedene Einheiten gliedern, deren ursprüngliche paläogeographische Anordnung noch nicht vollumfänglich rekonstruiert werden konnte.

- Dislozierte Teile der S-charl-Einheit: Kristallin und Sedimentschuppen (Permotrias)
- S-charl Oberbau: Auf den S-charl Unterbau geschobene Sedimentserie (Raibler-Formation bis Kreide)
- Terza-Einheit: Auf Quattervals-Einheit liegende Sedimentabfolge (Raibler-Formation bis Kössen-Formation)
- S-charl Unterbau: Kristallin mit Sedimentserie (Kristallin bis Kössen-Formation)
Stellenweise stark verfaltet
- Quattervals-Einheit: Meist Gesteine der Hauptdolomit-Gruppe
In sich stark verschuppte Serie
- Ortler-Einheit: Kristallin mit Sedimentserie (Kristallin bis Chansels-Formation)

Die Karte auf Seite 9 zeigt eine geologisch-tektonische Übersicht der Gesteine.

Fast das ganze Arbeitsgebiet befindet sich im S-charl Unterbau. Nur im südwestlichen Teil wird die Gallo-Linie überschritten und somit das Quattervals-Element angeschnitten. Aufgeschlossen sind innerhalb des Untersuchungsgebietes nur die Fuorn-Formation, die Dolomite des Ladin (Vallatscha- und Turettas-Dolomit), die Raibler Rauhwacke und die meist kalkigen Dolomite des Nor (Müschauns-Dolomit, Pra-Grata-Formation und Quattervals-Formation). Besonders beachtenswert ist aber auch die Quartärbedeckung.

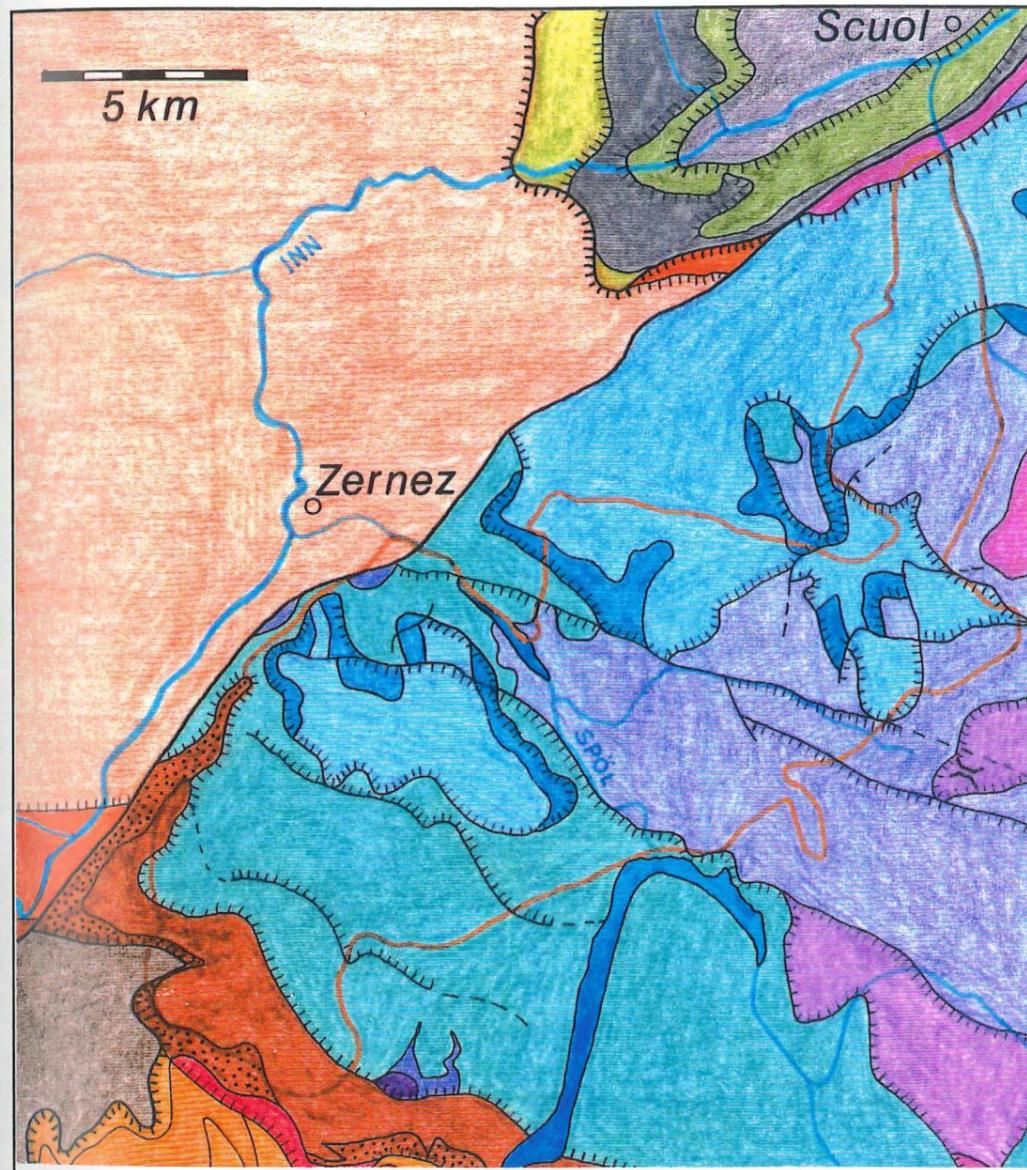
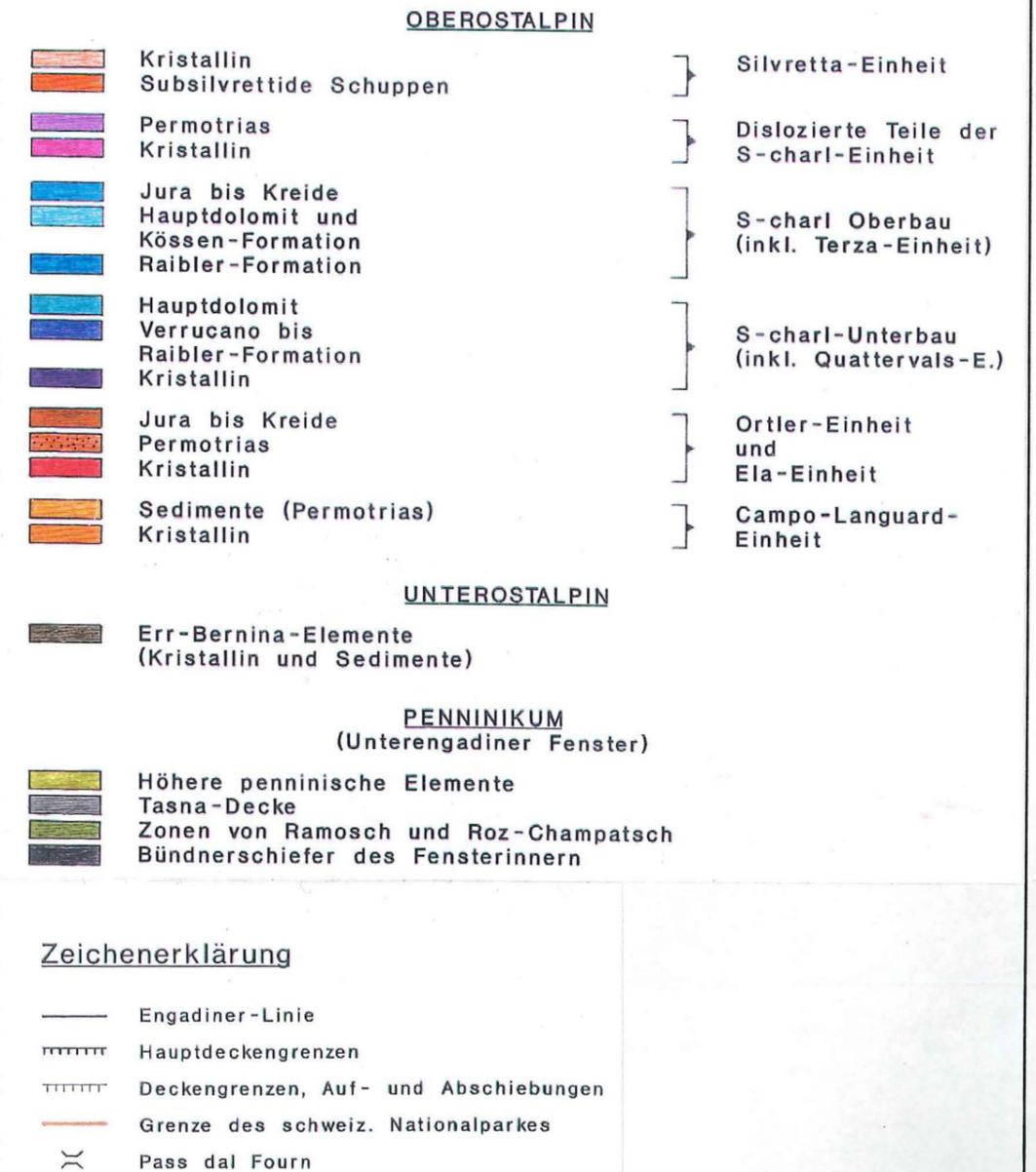


Abb. 2: Geologisch-Tektonische Übersichtskarte
(Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks (leicht verändert))

Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Nationalparks und seiner Umgebung



1.2 HISTORISCHER RÜCKBLICK

Als erster kam B. STUDER (1851) in dieses Gebiet und setzte sich mit den Problemen der Engadiner Dolomiten auseinander. Er schrieb seine Beobachtungen in seinem Werk "Geologie der Schweiz" nieder. Im letzten Jahrhundert folgten dann noch W. GÜMBEL (1887), E. BÖSE (1896) und G. THEOBALD (1857-1868). Einzig THEOBALD führte systematische Arbeiten und Kartierungen durch und versuchte eine stratigraphische Gliederung der Sedimente der Engadiner Dolomiten; die beiden anderen beschränkten sich auf Berichte und Beobachtungen.

P. TERMIER (1904) wandte zum ersten Mal die Deckenlehre in den Engadiner Dolomiten an und verhalf damit dieser Theorie in diesem Alpenteil zum Durchbruch.

Ebenfalls anfangs des 20. Jahrhunderts folgten dann weitere Detailarbeiten von W. SCHILLER (1903-1906) und K. ZÖPPRITZ (1906). Auch A. SPITZ und G. DYHRENFURTH (1914) machten umfassende Untersuchungen und schlossen diese mit einer Monographie über die Engadiner Dolomiten sowie einer Karte im Massstab 1:50'000 ab. Diese beiden Werke haben sehr lange grosse Bedeutung behalten, da sie die Arbeiten ausserordentlich vollständig und exakt durchführten.

Anfangs der 20-er-Jahre beschrieb E. CHAIX (1917) als erster die Morphologie des Gebietes sowie die Landschaftsgeschichte recht genau. Ein Jahrzehnt später waren es dann R. STAUB und sein Schüler H. BOESCH (1937), der in seiner Dissertation sieben morphologische Stadien unterschied. Er beschreibt, dass auch zur Hauptvereisung kein Eis des Inngletschers ins Val Müstair geflossen sei und dass, nach STAUB's Aussagen, ein Gletscherarm vom Berninagebiet über die Forcola di Livigno vorgestossen sein müsse.

Mitte dieses Jahrhunderts wurden dann noch einige Arbeiten von H. KATZ (1948), H. INHELDER (1952) und W. HESS (1953) in der Gegend um den Pass dal Fuorn gemacht. Sie behandelten jedoch hauptsächlich Festgesteinsgeologie. Auch H. EUGSTER (1959) und J. CADISCH (1961) behandelten die quartäre Landschaftsentwicklung nur untergeordnet.

SPITZ und DYHRENFURTH und auch BOESCH befassten sich intensiv mit dem Quartär dieser Gegend. Sie versuchten zu beweisen, dass kein Eis des Inngletschers über den Pass dal Fuorn ins Münstertal geflossen war. R. HANTKE und auch einige frühere Autoren liessen das Inntal-Eis hingegen über den Pass dal Fuorn gegen das Vintschgau fließen. K. KARAGOUNIS (1962) beschrieb dann in seiner Arbeit noch eine dritte Möglichkeit - er glaubt, dass das Inntal-Eis wohl über den Pass dal Fuorn floss, die späteren Lokalgletscher aber alle Erratiker wieder weggefegt haben.

Als dann F. BEELER (1977) die erste moderne geomorphologische Arbeit publizierte, wurde das Interesse an der alpinen Eiszeitenforschung geweckt. In zahlreichen Grabungen

in Erdströmen und alten Moränen machte er ^{14}C -Datierungen. Zusammen mit Pollenprofilen in Mooren konnte er das Post- und Spätglazial gliedern.

R. HANTKE (1983) beschreibt in seinem Werk "Eiszeitalter" auch verschiedene Gletscherstände im Gebiet Livigno - Nationalpark.

Eine neue, sehr ausführliche Arbeit veröffentlichte C. BURGA (1987). Auch er stützt sich teilweise noch auf Beobachtungen von BOESCH. Zusammen mit seinen eigenen Ergebnissen lässt auch er einen starken Gletscherarm über die Forcola di Livigno fließen. Über die Transfluenz am Pass dal Fuorn schreibt er leider nichts.

1.3 PROBLEMSTELLUNG

Seit Baubeginn der Talsperre bei Punt dal Gall hat sich der Spöl stark verändert. Obwohl der Wanderer bei Punt Periv kaum merkt, dass er über einen Restwasserbach geht, sind beim aktuellen Restwasser-Regime einige ökologische Probleme aufgetaucht.

Die Zwischenräume in den Bachschottern werden je länger je mehr von feinen, sich absetzenden Schwebstoffen gefüllt - der Bach kolmatiert. Die phosphatbelasteten Abwässer von Livigno begünstigen darauf dann das Algenwachstum. Auch finden die Fische fast keine geeigneten Laichplätze mehr im verschlammten Bach.

Leider wusste man nicht, woher die Schwebstoffe kommen. Darum war eine Kartierung und eine Untersuchung der hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der Strecke zwischen dem Lago di Livigno und dem Ausgleichsbecken Ova Spin angebracht. Man hofft, der starken Verschlammung etwas entgegenzusetzen zu können, wenn man die Quellen der Schwebstoffe kennt.

Die Talgenese des Val dal Spöl ist ebenfalls noch teilweise unbekannt. Profile und eine Detailkartierung, wie ich sie gemacht habe, sollen etwas Aufschluss darüber geben.

Ein weiterer Hauptpunkt der Arbeit bildet die Rekonstruktion der Abflussbedingungen der Eismassen während den Eiszeiten. Dafür wurden glaziologische, klimatologische und morphologische Hinweise verwendet.

1.4 BEGRIFFSERLÄUTERUNGEN

1.4.1 Quartärgeologische Begriffe

In der Quartärgeologie gibt es einige Begriffe, deren Anwendung recht heikel ist. Damit keine Missverständnisse entstehen, gebe ich eine kurze Definition:

- Geschiebe:** Gesteinsbrocken, der vom Gletschereis transportiert wird und infolge Entlanggleitens am Gesteinsbett des Gletschers verschiedenste mechanische Beanspruchung erleidet.
- Geröll:** Durch bewegtes Wasser transportiertes und abgelagertes Gesteinsbruchstück. Durch gegenseitiges Anschlagen und Aufschlagen auf den Untergrund erfolgt ein gewisser Abrieb, der die Gesteine rundet.
- Rundungsgrad:** Wird ein Gesteinsbrocken transportiert (in Eis oder in Wasser), so wird dieser durch den Abrieb mehr oder weniger stark gerundet. Der Rundungsgrad hängt von der Transportdistanz und der Petrographie ab.
- kantengerundet => kurzer Transportweg
- gut gerundet => weiter Transportweg
- Interglazial:** Durch wärmeres Klima und dadurch bedingtes starkes Abschmelzen des Eises charakterisierter Zeitraum zwischen zwei Vereisungsperioden.
- Interstadial:** Verhältnismässig kurze Wärmeschwankung zwischen zwei kälteren Zeiten innerhalb einer Eiszeit. Im Gegensatz zum Interglazial weist das Interstadial nur kälteliebende Pflanzen und Tiere auf.

1.4.2 Terminologie der Lockergesteine

Ich habe sehr viele Lockergesteinsaufschlüsse beschrieben und mich dabei auf die geotechnischen Bezeichnungen gestützt. Deshalb scheint es mir wichtig, diese kurz zu definieren:

Die sauberen Lockergesteine werden nur nach Korngrösse, unabhängig von Material und Kornform, unterteilt:

Steine		$\phi > 60 \text{ mm}$
Kies	$\left\{ \begin{array}{l} \text{grob} \\ \text{mittel} \\ \text{fein} \end{array} \right.$	$\phi 20 - 60 \text{ mm}$
		$\phi 6 - 20 \text{ mm}$
		$\phi 2 - 6 \text{ mm}$
Sand	$\left\{ \begin{array}{l} \text{grob} \\ \text{mittel} \\ \text{fein} \end{array} \right.$	$\phi 0,6 - 2 \text{ mm}$
		$\phi 0,2 - 0,6 \text{ mm}$
		$\phi 0,06 - 0,2 \text{ mm}$
Silt	$\left\{ \begin{array}{l} \text{grob} \\ \text{mittel} \\ \text{fein} \end{array} \right.$	$\phi 0,02 - 0,06 \text{ mm}$
		$\phi 0,006 - 0,02 \text{ mm}$
		$\phi 0,002 - 0,006 \text{ mm}$
Ton		$\phi < 0,002 \text{ mm}$

Da ein Lockergestein meistens nicht rein vorkommt, sind folgende Beschreibungen genormt worden:

Bestimmende Eigenschaften als Beiwort	Hauptbestandteil als Hauptwort	Nebengemengteile als beigeordnetes Hauptwort	Restliche Gemengteile zur Präzisierung
sauberer siltiger toniger siltig-toniger	Kies	mit $\left\{ \begin{array}{l} \text{wenig (3-15\%)} \\ \text{mässig (16-30\%)} \\ \text{viel (31-49\%)} \end{array} \right.$ Sand	und mit $\left\{ \begin{array}{l} \text{Blöcken} \\ \text{Steinen} \\ \text{organischen} \\ \text{Beimengungen} \\ \text{Torf} \end{array} \right.$
sauberer siltiger toniger siltig-toniger	Sand	mit $\left\{ \begin{array}{l} \text{wenig (3-15\%)} \\ \text{mässig (16-30\%)} \\ \text{viel (31-49\%)} \end{array} \right.$ Kies	und mit $\left\{ \begin{array}{l} \text{Blöcken} \\ \text{Steinen} \\ \text{organischen} \\ \text{Beimengungen} \\ \text{Torf} \end{array} \right.$
toniger siltiger	Silt Ton	mit $\left\{ \begin{array}{l} \text{wenig} \\ \text{reichlich} \\ \text{viel} \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Blöcken} \\ \text{Steinen} \\ \text{Kies} \\ \text{Sand} \\ \text{Torf} \end{array} \right.$

Abb. 3: Geotechnische Bezeichnung der Lockergesteine (nach SNV)

Die Beschreibung im Feld ist ziemlich heikel. Vor allem bei den Steinen ist es sehr schwierig, da man ein Gesteinsstück mit 4 cm Durchmesser gefühlsmässig als Stein bezeichnen würde. Daher sind die Beschreibungen manchmal vielleicht etwas subjektiv.

1.5 BEMERKUNGEN ZUR KARTE 1:5000

Da die Karte 1:10'000 des kantonalen Vermessungsamtes für die Kartierung zu wenig aktuell war (Grundlage von 1966), benutzte ich die topographische Karte 1:25'000, die auf 1:5000 vergrössert wurde. Diese war 1985 aufgenommen worden, sodass wenigstens die Staumauer und alle Wanderwege des Kartiergebietes eingezeichnet waren.

Ich kartierte nach ingenieurgeologischen Gesichtspunkten und widmete meine Aufmerksamkeit vermehrt dem Quartär. Die triadischen Gesteine sind schon genau untersucht und kartiert worden (Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparkes, 1:50'000 (1987)). Deshalb habe ich diese Gesteine nur makroskopisch bestimmt und einige Formationen zusammenfassend kartiert.

Das Gelände um den Spöl ist sehr steil, von urwaldähnlichem Baumbestand bewachsen und teilweise fast unmöglich zu begehen. An einigen Orten musste ich kleine Gebiete interpretativ oder aus Distanz kartieren, da der Zugang zu gefährlich war.

Bei der Steilheit des Geländes ist die Lockergesteinsbedeckung teilweise sehr instabil. Ein heftiges Gewitter oder längere Niederschläge können lokal starke morphologische Veränderungen nach sich ziehen. Die Kartierung ist im Sommer 1991 aufgenommen; das Gelände kann sich in den nächsten paar Jahren jedoch schon wieder stark verändert haben (Erdbeben, Murgänge, Schotterfluren etc.).

Meine quartärgeologischen Interpretationen unterscheiden sich zum Teil von denen der Geologischen Karte von DÖSSEGER (1987). Es ist möglich, dass einige wichtige Details, die für eine richtige Interpretation massgebend sind, bei der Zusammenfassung oder bei der Verkleinerung der Karte verlorengegangen sind. Eine Interpretation der Morphologie kann aber auch von der persönlichen Anschauung abhängen.

2 FESTGESTEINE

2.1 STRATIGRAPHIE

Schon SPITZ und DYHRENFURTH (1914) erstellten eine neuzeitliche stratigraphische Gliederung der Engadiner Dolomiten. Die späteren Autoren versuchten dann mit Neuaufnahmen von litho-stratigraphischen Profilen und mit faziellen Vergleichen die Tektonik genau abzuklären. In den 70-er und 80-er Jahren revidierten dann DÖSEGGER, MÜLLER und FURRER die Gliederung und brachten diese auf den neuesten Stand. Diese neue stratigraphische Gliederung wurde bei der Geologischen Karte (1987) angewendet und auch ich hielt mich an sie.

Ich konzentrierte mich bei der Kartierung auf das Quartär und beschrieb die Festgesteine nur sekundär. Diese Beschreibungen beschränken sich auf Einzelaufschlüsse, sodass ich beim stratigraphischen Überblick die Literatur (DÖSEGGER ET AL. 1976, 1982) beiziehen muss.

Wegen der fast ausschliesslich auf makroskopische Beobachtungen beruhenden Kartierung habe ich dann auch einige Formationen nicht unterschieden. Ich verzichte deshalb auch auf eine vollständige Beschreibung der stratigraphischen Gliederung und schildere im folgenden nur die in meinem Arbeitsgebiet aufgeschlossenen Lithologien.

2.2 LITHOLOGIEN

2.2.1 Fuorn-Formation

Oberhalb des Münstertaler Verrucanos, der in meinem Kartiergebiet nicht ansteht, schaltet sich, noch unter den Karbonaten der Mitteltrias, eine bunt anwitternde, detritisch-karbonatische Serie ein. BOESCH (1937) beschrieb diese als "Buntsandstein s. str." und "Campiler-Schichten". Schon KARAGOUNIS (1962) zweifelte an der Richtigkeit der Namensgebung und DÖSEGGER (1974) nannte diese Schichten dann "Fuorn-Formation". Sie ist aus Sandsteinen, Rauhacken und detritusführenden Dolomiten und Kalken aufgebaut und bildet einen guten tektonischen Gleithorizont. Die starken Wechsel im Sedimentationsgefüge deuten auf flachmarines oder tidales Sedimentationsmilieu hin.

Im Typusprofil am Piz Chazforà (in der Turettas-Kette) kann die Fuorn-Formation dreigeteilt werden, doch ist eine Unterscheidung bei nicht kontinuierlichen Aufschlüssen fast unmöglich. In der Kartierung ist deshalb die Fuorn-Formation auch nicht unterteilt.

Makroskopische Beobachtungen:

- In meinem Arbeitsgebiet besteht die Fuorn-Formation aus grün oder braun anwitternden Sand- und Siltsteinen. An einzelnen Orten ist an der Obergrenze der Schichtfolge eine auffällige Rauhacken-Brekzie anzutreffen.
- Etwa 900 m unterhalb der Staumauer, unmittelbar neben dem Weg (811000/168310), ist eine Schichtfläche mit gut ausgebildeten Rippelmarken aufgeschlossen, die schon mehrfach beschrieben wurde (BOESCH, 1937; KARAGOUNIS, 1962). Die im dm-Bereich gebankte Serie mit einer Bankung von 252/52 besteht aus braunrotem Sandstein. Am Aufschluss ist nicht zu erkennen, ob die Schicht überkippt ist, da makroskopisch keine Gradierung sichtbar ist. KARAGOUNIS (1962) schliesst dies aber mit Sicherheit aus, da die stratigraphische Abfolge dies nicht zulässt.
- Wenig weiter südlich (811020/168090) sind grün verwitternde Sandsteine mit sigmoidalen Klüften aufgeschlossen. Die Klüfte sind mit Quarz gefüllt.

Mikroskopische Beschreibung:

- Grüner Sandstein mit Klüften (Dünnschliff HV 2)
- gut gerundete, mittelgrosse Quarzkörner und einige Glimmer in sehr feinkörniger Grundmasse (ebenfalls quarzitisch)
- vereinzelt auftretende Feldspäte sehr stark verwittert
- Quarzadern aus länglichen Quarzkristallen, die senkrecht zur Orientierung der Adern ausgebildet sind; stark undulös auslöschend und teilweise verzahnt zusammengewachsen

2.2.2 Dolomite der Buffalora-Gruppe

Über der Fuorn-Formation werden die Gesteine karbonatreicher. Meistens wird sie von "S-charl-Kalken" überlagert, nicht aber in meinem Arbeitsgebiet. Davon ist auf der Nordseite der Brücke bei Punt la Drossa (810480/170680) nur ein sehr schmaler Streifen aufgeschlossen, weshalb ich diese Lithologie nicht beschreibe.

Im Gebiet des Spöl ist auf den Buntsandsteinen der Fuorn-Formation direkt dolomitisches Gestein abgelagert worden. SPITZ und DYHRENFURTH (1914) nannten diese Schichtabfolge "Muschelkalk" und stellten sie ins Anisium. Auch KARAGOUNIS (1962) blieb noch bei dieser Auffassung. DÖSSEGER und MÜLLER (1976) setzten die Dolomite dann ins Ladinium (Interpolation aus biostratigraphischen Altern im Liegenden und im Hangenden) und nannten den unteren Teil "Turettas-Formation". Den dünn- bis mittelgebankten (5 - 30 cm), dunkelgrauen bis schwarzen Dolomit habe ich nicht von der darüberliegenden "Vallatscha-Formation" unterschieden. Diese besteht auch aus Dolomiten; allerdings sind sie mittel- bis dickgebant und hell- bis mittelgrau. Von diesen beiden Formationen habe ich keine Proben genommen und kann sie daher nur makroskopisch beschreiben.

Makroskopische Beobachtungen:

- An verschiedenen Aufschlüssen habe ich die Bankung der beiden Formationen gemessen:

● God la Schera	(809700/169800): 303/53
● Punt Periv	(810020/168810): 268/62
● Punt Periv	(810100/168630): 260/55
● Punt Periv	(810100/168630): 264/46
● Punt Periv	(810180/168530): 264/54
● Punt Periv	(810180/168530): 246/55
● God la Schera	(810400/168540): 260/52
● Vallun Praspöl	(808540/172250): 276/42

Die Bankung ist über grosse Distanzen (ca. 3,5 km) noch ziemlich konstant, was auf eine geringe tektonische Aktivität hinweisen würde. Dagegen sprechen aber die vielen Rutschharnische, die ich vor allem im dickgebantkten Dolomit zwischen Punt Periv und Punt dal Gall (810400/168540) ausmachen konnte. Sie sind auf Scherflächen ausgebildet und haben verschiedene Orientierungen.

- An einer Stelle (810400/168540) ist der dickgebantkte Dolomit leicht brekziös aus-

gebildet. Es ist eine tektonische Brekzie, da die einzelnen Komponenten noch zusammenpassen. Die Zwischenräume sind mit Calcit aufgefüllt worden.

- In den dunklen und dünngebankten Dolomiten in der tief eingeschnittenen Schlucht zwischen Punt Periv und Punt dal Gall (810700/168560) konnte ich an einigen Orten rotbraune Tonhäutchen erkennen, die Schichtoberflächen belegen. Mancherorts sind die Tonlagen viel dicker (bis 5 cm).
- Ich konnte auch dünne Bänke beobachten, in denen sich der Dolomit zu Rauh-
wacke umgebildet hat. Diese sind aber viel seltener.

2.2.3 Raibler-Formation

Obwohl sich die Raibler-Formation der Engadiner-Dolomiten von derjenigen der Südalpen und der Nördlichen Kalkalpen sowohl in chrono- wie auch biostratigraphischer Hinsicht recht stark unterscheidet und auch in lithostratigraphischer Hinsicht Unterschiede bestehen, wird der Begriff "Raibler-Formation" weiterhin benutzt (DÖSSEGER, MÜLLER, 1976). Ich habe diesen Begriff behalten und die Formation, wie dies auch DÖSSEGER (1987) macht, weiter unterteilt. Von den drei unterscheidbaren Membern sind bei mir nur gerade deren zwei anstehend aufgeschlossen. Ich differenzierte bei der Kartierung also zwischen dem "Parai-Alba-Dolomit" und der darüberliegenden "Raibler-Rauh-
wacke".

Parai-Alba-Dolomit

Der Parai-Alba-Dolomit, definiert von DÖSSEGER und MÜLLER (1976), ist, wie der Turettas-Dolomit, dünngebankt und die Schichtflächen sind auch von mm- bis cm-dicken Tonlagen belegt. Im Gegensatz dazu sind aber die Dolomitschichten sehr hell (weisser, hellgelber oder hellgrauer Bruch, gelb anwitternd). Da dieses Schichtglied in meinem Arbeitsgebiet nicht stark vertreten ist, beschränken sich meine Beobachtungen auf den makroskopischen Bereich.

Makroskopische Beobachtung:

- Wenig unterhalb der Staumauer (811040/167780) konnte ich im anstehenden Parai-Alba-Dolomit zwischen hellen Dolomitschichten mit teils flachen, teils unebenen

Schichtoberflächen die unterschiedlich mächtigen, meist rot angewitterten Tonlagen sehen.

Raibler-Rauhacke

Die Rauhacke ist neben dem Buntsandstein und dem Verrucano eines der markantesten Gesteine in diesem Gebiet. Im Val dal Spöl ist die Rauhacke nur untergeordnet anstehend. Die einzigen kleinen Aufschlüsse auf der Westseite des Spöls sind auf Rippen oder in eingeschnittenen Bachläufen (Vallun Praspöl, Vallun Verd, Val da la Fögliä). Die gelbliche Rauhacke, die durch chemische Verwitterung die typische zellenartige Struktur erhielt, ist ungebant und bildet vielfach einen guten Scherhorizont.

Polymikte Brekzie der Raibler-Formation

In den Bachschuttkegeln, deren Einzugsgebiet in der Raibler-Formation liegt, sind mir immer wieder sehr markante Brekzien aufgefallen. Diese kommen in der Raibler-Formation in Wechsellagerung mit Dolomiten vor. Obwohl ich die Brekzie nirgends anstehend gefunden habe, beschreibe ich das spektakuläre Gestein.

Makroskopische Beobachtungen:

- In dieser sedimentären Brekzie sind die Komponenten chaotisch matrixgestützt einzementiert.
- Die Komponenten der Brekzie sind meist eckig; einzelne Komponenten sind allerdings kantengerundet. Das zeigt auch, dass die Gesteinsbruchstücke nicht dieselbe Petrographie haben. Eine solche Brekzie wird deshalb polymikt genannt.
- Die Matrix der Brekzie ist schneeweiss und verwittert leicht gelblich. Sie wird von ausgefallenen Dolomitkristallen (keine Reaktion mit Salzsäure) gebildet.

Mikroskopische Beschreibung:

- Polymikte Brekzie (Dünnschliff HV 1)

- grobkörnige Zementation aus gut kristallisierten Dolomitkristallen mit polysynthetischen Zwillingen und typischer Rhomboeder-Spaltbarkeit
- meist eckige, teilweise zerbrochene Komponenten mit sehr ähnlicher Petrographie; nur bei ungekreuzten Nicols an den Helligkeitsunterschieden zu differenzieren
- die mikroskopischen Merkmale würden auf eine monomikte Brekzie schliessen lassen

2.2.4 Hauptdolomit-Gruppe

Die Hauptdolomit-Gruppe beinhaltet die Dolomit- und Kalkserien zwischen der Raibler-Formation im stratigraphisch Liegenden und der Kössen-Formation im Hangenden. Die Sedimente wurden im Norium abgelagert und können im Quaternals- und im Terza-Element gut unterteilt werden. Von den sieben unterscheidbaren Formationen der Hauptdolomit-Gruppe sind nur gerade drei in meinem Arbeitsgebiet anstehend. Von unten nach oben sind dies:

- **Hauptdolomit-Formation s. str.**
- **Pra-Grata-Formation**
- **Quaternals-Formation**

Obwohl die einzelnen Formationen recht gut zu unterscheiden waren, war die Grenz-ziehung bei der Kartierung für mich doch nicht immer ganz eindeutig. Bei solchen Problemen stützte ich mich auf die Geologische Karte.

Hauptdolomit-Formation s. str.

Im Terza-Element, das von Westen her bis an den Spöl reicht, wird die Hauptdolomit-Formation durch eine Verzahnung mit anderen Formationen der Hauptdolomit-Gruppe zweigeteilt. Der untere in meinem Gebiet anstehende Teil wird von DÖSSEGER (1987) "Müschauns Dolomit" genannt.

Makroskopische Beobachtungen:

- Meist mittel- bis grobgebankte Dolomite mit wenig geringmächtigen Kalkschichten. Die Hauptmasse der Gesteine wird aber von hell- bis mittelgrauen Dolomiten gebildet.
- Im Vallun Verd (808820/169720), dessen Einzugsgebiet in den Müschauns-Dolomit ragt, konnte ich im Bachschutt einige interessante sedimentologische Beobachtungen machen. Einige kleinere Bruchstücke waren sehr fein laminiert und an einigen Blöcken war auf der Schichtfläche ein Negativ von Bioturbation sichtbar, was auf ein ufernahes Ablagerungsmilieu hinweist. Die Wechsel zwischen den Kalken und Dolomiten können Hinweise für grössere Meeresspiegelschwankungen geben.
- Ebenfalls im Vallun Verd (808820/169720) entdeckte ich einige Blöcke einer tektonischen Brekzie. Die Komponenten waren nur wenig verschoben und die ehemalige Struktur war rekonstruierbar.

Pra-Grata-Formation

Eine Grenzziehung war vor allem bei dieser Formation schwierig, da die Dolomite, die mit den Kalken wechsellagern, denjenigen der Hauptdolomit-Formation gleichen und die Kalke mehr oder weniger denjenigen der Quattervals-Formation entsprechen.

Makroskopische Beobachtung:

- Regelmässige Wechsellagerung von auffallend hell anwitternden, grobgebankten Kalken und Dolomiten mit dünngebankten, dunklen Kalkschiefern.

Quattervals-Formation

Die Quattervals-Formation ist weitgehend kalkig ausgebildet.

Makroskopische Beobachtungen:

- In der auf der Westseite des Spöls geschütteten Gehängeschuttmasse, die zum Quellhorizont oberhalb Punt Periv hinabreicht (810210/168420), fielen mir ausserordentlich dunkle Kalke auf.
- Auch hier konnte ich einige Bruchstücke von "in-situ-Brekzien" finden.
- In einigen Stücken waren seltsame, weisse, sphärolithische Erscheinungen aufgetreten. Nach der Ritzhärte muss es sich um Quarz handeln; es könnten somit einzelne kleine Silex-Knauern sein.

Die weiteren Elemente der Hauptdolomit-Gruppe, sowie die jüngeren Ablagerungen (Rhätium - Kreide) sind in meinem Arbeitsgebiet nicht anstehend.

2.3 ABLAGERUNGSMILIEU DER SEDIMENTE

Teils aus eigenen Überlegungen, teils mit Hilfe der Literatur, versuchte ich, die Ablagerungsbedingungen zu rekonstruieren.

Der Verrucano wurde bei kontinentalem, ariden Klima sedimentiert, welches von heftigen Niederschlägen unterbrochen wurde. Bei solchen gewittrigen Niederschlägen entstanden grossflächige Schlammströme, die riesige Sedimentmengen umlagerten (KARAGOUNIS, 1962). Normalerweise wurden die Sedimente allerdings vom Wind verfrachtet, was an den teilweise ausgebideten Windkantern zu erkennen ist (BOESCH, 1937).

DÖSEGGER (1974) erklärte die grossen Mächtigkeitsunterschiede im Verrucano anhand einer tektonischen Depression im Münstertal (siehe Abb. 4, nächste Seite).

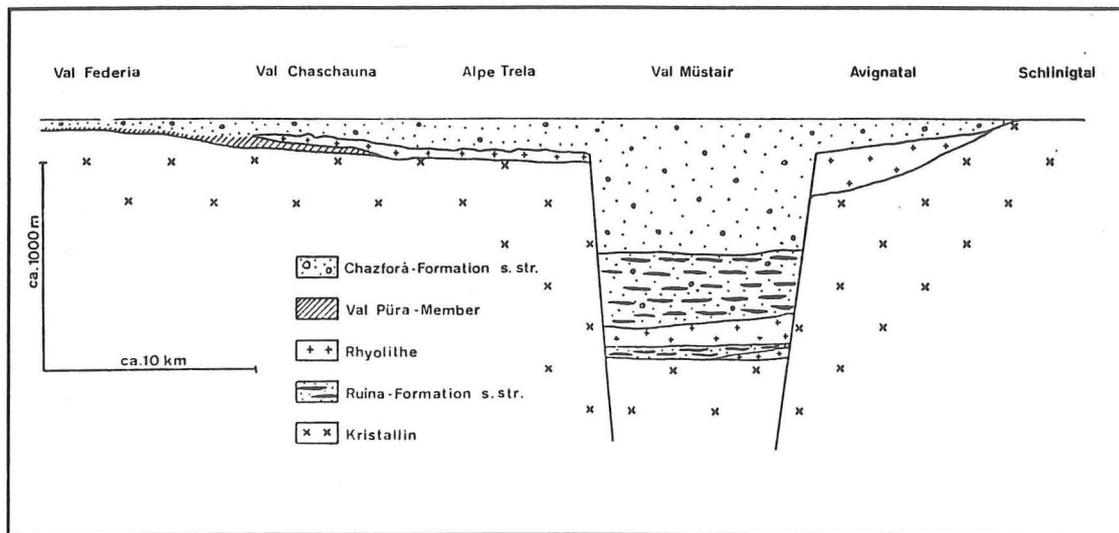


Abb. 4: Eine tektonische Depression führte zu grossen Mächtigkeitsunterschieden (aus DÖSSEGER, 1974)

Anschliessend wurde das Gebiet überschwemmt. Der Buntsandstein der Fuorn-Formation wurde in marinem Milieu abgelagert, hatte aber noch starken terrigenen Influx. Langandauernde Transgressionen wechselten mit regressiven Phasen ab, in denen bei starker Verdunstung sogar Sulfate abgelagert wurden. Die vielen biogenen und sedimentären Strukturen weisen aber eindeutig auf Verbindungen zum Meer hin (KARAGOUNIS, 1962).

Die Immersion hielt an und führte zu einem kalkausfällenden Milieu. Die in einem Schelfmeer abgelagerten Kalke wurden zeitweise von vulkanischen Aschen zugedeckt, die von den vor allem in der mittleren bis oberen Trias verstärkt aktiven Vulkanen ausgespien wurden (KARAGOUNIS, 1962). Diese vulkanischen Aschenlagen sind als rote Ton- oder Tuffhäutchen erhalten geblieben. Die primären Kalksedimente wurden später umkristallisiert und metasomatisch durch Dolomit ersetzt. Nur gerade der S-charl-Kalk und die obertriadischen Kalke wurden nicht umgewandelt.

2.4 TEKTONIK

Am Anfang dieses Jahrhunderts wandte TERMIER (1904) erstmals die Deckenlehre auf die Engadiner Dolomiten an und verhalf somit dieser revolutionären Theorie in diesem Alpenteil zum Durchbruch. Seine Theorie wurde von späteren Autoren revidiert und präzisiert. Neue Decken und Schuppen wurden postuliert, bis dann EUGSTER (1959) nach genauen Untersuchungen im östlicher gelegenen Lischanagebiet im Sinne von TERMIER (1904) die S-charl-, Quattervals- und Umbrail-Decke wieder zu einem Element zusammenfasste.

Heute werden die Engadiner Dolomiten wie folgt gegliedert, obwohl die paläogeographische Lage noch nicht lückenlos rekonstruiert werden konnte:

- Ortler-Element
- Quattervals-Element
- Terza-Element
- S-charl-Unterbau
- S-charl-Oberbau
- "Höhere Schuppen"

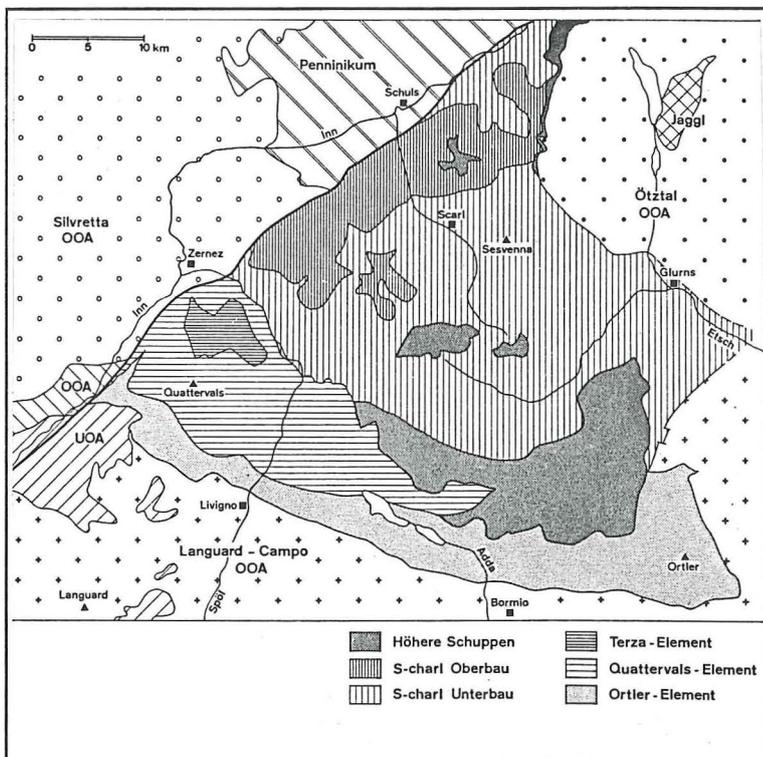


Abb. 5:
Tektonisches Schema der Engadiner Dolomiten (aus DÖSSEGER ET AL., 1982)

Wie schon im Kapitel 1.1 erwähnt, liegt der Hauptteil meines Untersuchungsgebietes im S-charl Unterbau. Nur der südwestliche Teil kommt noch teilweise in das Quaternals-Element zu liegen.

Das ganze Gebiet ist nach den Untersuchungen von KARAGOUNIS (1962) einem primären, einfachen NNW - SSE bis N - S streichenden West-vergenten Falten- und Muldenbau unterworfen. Diese primäre Struktur wurde von späteren Phasen gestört, aber nicht allzu stark überprägt. Eine solche sekundäre Phase (N - S gerichteter Druck) bewirkte auch den kuppelartigen Bau des Munt la Schera. An den West-Schenkel der Munt la Schera-Antiklinale stossen dann die Sedimente des Quaternals-Elementes und bilden, ungefähr dem Spöl folgend, das wichtigste tektonische Phänomen in meinem Arbeitsgebiet - die **Gallo-Linie**.

Die Gallo-Linie

Die Gallo-Linie wurde schon im letzten Jahrhundert von BÖSE (1896) beschrieben und von HESS (1953) als Gallo-Linie bezeichnet. Die Komplexität der tektonischen Fläche zeigt sich an den verschiedenen Interpretationen. So sah STAUB die Linie 1937 noch als Überschiebung der S-charl-Decke auf die Quaternals-Umbrail-Elemente, später (1964) deutete er sie als eine Überschiebung der Quaternals-Umbrail-Elemente auf die S-charl-Decke. Mit den von EUGSTER (1959) erhobenen Zweifeln über die Existenz der zahlreichen Decken und Schuppen wurde die Gallo-Linie zum einfachen, nachträglich verbogenen "Bruch" degradiert.

SCHNEIDER (1973) verfolgte die Linie bis ins Quaternals-Gebiet, wo sich die Linie aufspaltet und damit ihre "Doppelnatur" zeigt. Einerseits kann sie als Abscherungsfläche des Quaternals-Elementes über die S-charl-Decke weiter nach Norden verfolgt werden, wo sie sich aber allmählich verliert und andererseits zieht sie als Praspöl-Bruch durch das Terza-Element.

SCHMID (1973) untersuchte die östliche Fortsetzung der Linie und beschreibt sie als flexurartig verbogene präexistente Störungsfläche. Auch er kann die "Doppelnatur" der Linie zeigen (Chavalatsch-Kamm).

Mein Untersuchungsgebiet wird nur bei Punt dal Gall von dieser miraculösen Linie durchschnitten. Da ich aber mein Schwergewicht auf die quartärgeologische Kartierung setzte, kann ich über die Linie keine neuen Beobachtungen beschreiben.

Brüche

Zu der rätselhaften Linie, die fast parallel zum Spöl verläuft, kommen noch einige grössere Bruchflächen, die meist quer dazu verlaufen (NE - SW). Allerdings ist der "Periv-Bruch" (KARAGOUNIS, 1962) etwas unterhalb Punt Periv (809890/168920) nur schlecht und der "Drossa-Bruch" (KARAGOUNIS, 1962) zwischen Punt la Drossa und Falla da l'Uors (810070/170560) auch nicht viel besser sichtbar. Den Schersinn konnte man mit Hilfe der stratigraphischen Unterschiede rekonstruieren. Auch KARAGOUNIS (1962) sah den NW-Teil hinaufgehoben.

3 QUARTÄR

3.1 AUFSCHLUSSVERHÄLTNISSE

"Nirgendwo sonst im Nationalpark kann man einen derart eindrücklichen, urwaldähnlichen Baumbestand antreffen wie beidseits des Spöl, vor allem im Bereich des Übergangs nach Praspöl und Cluozza. Man wähnt sich in einem Märchenwald, wo die roten Fliegenpilze leuchten, Rehwillinge durch das Gras staksen, das schwarze Eichhörnchen keckert, der Schwarzspecht seinen geheimnisvollen Ruf ertönen lässt und wo man sich eine Weile hinsetzen muss, um das alles in sich aufzunehmen und zu verarbeiten."

So beschreibt R. SCHLOETH (1976), langjähriger Nationalparkdirektor und ausserordentlich guter Kenner des Nationalparkes, das Val dal Spöl. Aber obwohl der Grossteil des Gebietes bewaldet ist, lassen sich doch an vielen Aufschlüssen wichtige Beobachtungen machen. Es ist allerdings schwierig, im dichten Wald den Überblick zu behalten und die Orientierung nicht zu verlieren. Rehe und Hirsche hatten mir den Weg durch die wild wuchernde Vegetation abseits der Wanderwege erleichtert; ohne Wildwechsel wäre ein Vorwärts-kommen manchmal fast unmöglich gewesen.

Auf beiden Seiten des tief eingeschnittenen Spöls sind in aktiven Erosionsrinnen und Erdrutschen grosse Mengen Lockergestein aufgeschlossen. Entlang dieser Einschnitte in die Morphologie kann recht gut kartiert werden. Allerdings sind einige solche Aufschlüsse so steil, dass eine direkte Profilaufnahme zu riskant gewesen wäre.

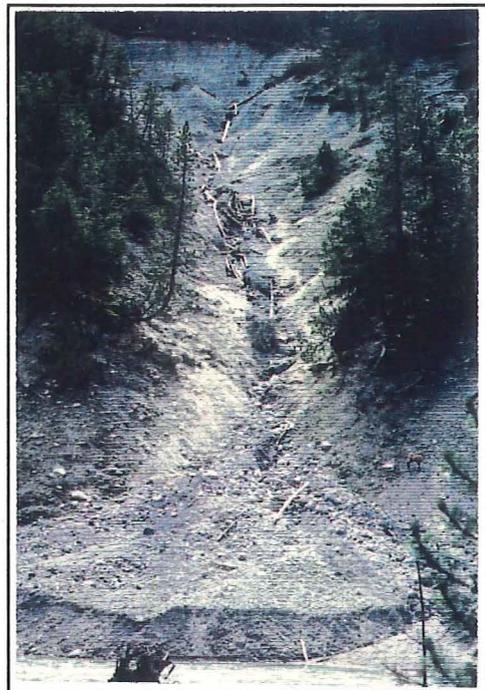


Abb. 6: Äusserst steiler und grosser Einschnitt unterhalb Punt dal Gall

Über grössere Strecken fehlen aber Anhaltspunkte über den geologischen Untergrund. Dann ist man auf "künstliche" Aufschlüsse bei Wohnbauten grabender Tiere oder Aufschlüsse unter umgestürzten Bäumen angewiesen.

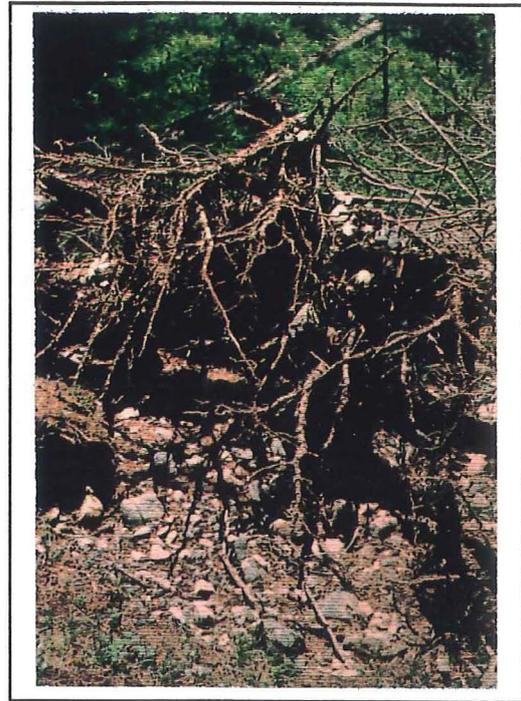


Abb. 7: Der umgestürzte Baum hat einen Moränenboden mit kristallinen Geschieben aufgedeckt.

Morphologische Phänomene, welche ohne Wald sehr einfach zu erkennen wären, müssen im Wald alle abgegangen werden, um sie als solche kartieren zu können. Eine kleine Terrasse kann so sehr leicht übersehen werden.

3.2 RELIKTE DER EISZEITEN

3.2.1 Erratiker

Findet man irgendwo einen gebietsfremden, gut gerundeten Gesteinsbrocken, so darf angenommen werden, dass dieser von einem Gletscher hierher transportiert worden ist. Wenn zudem bekannt ist, wo diese Gesteine anstehen, so kann daraus das Einzugsgebiet des Gletschers etwas eingegrenzt werden. Mit Hilfe der topographischen Karte lassen sich dann eventuelle Fließwege und -richtungen rekonstruieren.

Da mir schon bei der ersten Begehung die vielen erratischen Blöcke aufgefallen waren und ich die Fliesswege und -richtungen der Gletscher (Inn-Gletscher und Spöl-Gletscher im speziellen) rekonstruieren wollte, beschrieb ich die Blöcke genau. Ich musste dann allerdings zu meiner Enttäuschung feststellen, dass die Frage der Herkunft nur schwer zu beantworten ist, wenn man die Gesteine der weiteren Umgebung (Berninagebiet, Oberengadin) nicht bestens kennt. Ausserdem kann ein Erratiker, der im Gebiet vom Piz Morteratsch losgebrochen war, sowohl vom Spöl-Gletscher, als auch vom Inn-Gletscher ins Val dal Spöl transportiert worden sein. Es ist also gewagt, nur mit Hilfe der Erratiker die Fliesswege und -richtungen aufzeigen zu wollen.

Als Teil meiner Arbeit beschreibe ich im Folgenden die Erratiker, obwohl sie aus vorerwähnten Gründen nicht zu den erwünschten Ergebnissen geführt haben.

Geographische Lage der Erratiker:

- +Ch1 : Granit, massig, mittelkörnig; Charbunera (809950/170150), 1820 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 0,7$ m, (Abb. 8)
- +Ch2 : Dioritischer Erratiker, feinkörnig, stark verwittert; Charbunera (809950/170150), 1820 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 0,6$ m, (Abb. 8)



Abb. 8:
Erratiker bei Char-
bunera (+Ch1,
+Ch2)

-
- +Ch3 : Zweiglimmer-Gneiss, leicht gebändert; Charbunera (809890/170110), 1815 m; sehr gross (ca. 20 m³)
 - +Ch4 : Zweiglimmer-Gneiss, leicht geschiefert, mittelkörnig; Charbunera (809610/169910), 1820 m; steckt im Boden, $\phi \approx 1,5$ m
 - +Ch5 : heller Granit, mittelkörnig; Charbunera (809890/169840), 1855 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 0,2$ m
 - +Ch6 : Gneiss, feingebändert, grosse Quarzkörner augenartig auftretend, rötlich verwitternd; Charbunera (809450/170130), 1885 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 1$ m
 - +GS1 : Granit, massig, mittelkörnig; God la Schera (809820/169570), 1765 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 0,5$ m
 - +GS2 : Granit, mittel- bis grobkörnig, dunkle Xenolithe; God la Schera (809070/169850), 1635 m; abgerutscht in Bachbett des Spöl, $\phi \approx 1,5$ m
 - +GS3 : granitoider, rötlich verwitternder Erratiker, grobkörnig; God la Schera (809380/169520), 1640 m; abgerutscht in Bachbett des Spöl, $\phi \approx 1,5$ m
 - +GS4 : Granit, leicht gebändert, grobkörnig; God la Schera (809820/169450), 1765 m; teilweise im Boden, $\phi \approx 0,5$ m
 - +GS5 : Gneiss, stark geschiefert, schlecht gerundet; God la Schera (809850/169270), 1705 m; $\phi \approx 1$ m
 - +GS6 : dunkler Granit, mittelkörnig; God la Schera (809730/169210), 1655 m; abgerutscht, $\phi \approx 2$ m
 - +GS7 : dunkler Granit, herauswitternde Quarzadern; God la Schera (809780/169190), 1670 m; sehr gut gerundet, $\phi \approx 2$ m
 - +GS8 : Gneiss, fein gebändert, hell; God la Schera (809820/169040), 1680 m; abgerutscht, $\phi \approx 2$ m
 - +GS9 : Quarzit, sehr hell, feinkörnig; God la Schera (809970/169090), 1720 m; sehr gut gerundet, $\phi \approx 1$ m
 - +GS10: Gneiss, leicht geschiefert, grobkörnig; God la Schera (810070/168930), 1730 m; teilweise im Boden; gut gerundet, $\phi \approx 0,5$ m

- +GS11: heller Gneiss, gebändert, feinkörnig; God la Schera (809980/169050), 1725 m; $\phi \approx 1$ m
- +GS12: Augengneiss, sehr hell; God la Schera (809860/168980), 1680 m; gut gerundet, $\phi \approx 1,2$ m
- +GS13: dunkler Gneiss, Quarzknuern, stark gebändert; God la Schera (809920/168940), 1690 m; $\phi \approx 0,8$ m
- +GS14: Granit, stark verwittert; God la Schera (810180/168730), 1725 m; sehr gut gerundet, $\phi \approx 0,3$ m
- +GS15: Anhäufung verschiedener Kristallinerratiker bei kleinem Bächlein (Gneisse, Granite, etc.); God la Schera (809990/169090), 1725 m; sekundär abgelagert, ϕ bis 0,5 m
- +GS16: Anhäufung verschiedener Kristallinerratiker bei kleinem Bächlein (Gneisse, Granite, etc.); God la Schera (810210/168680), 1720 m; sekundär abgelagert, ϕ bis 0,5 m
- +PA1 : Buntsandstein, feinkörnig, rötlich anwitternd; Plan da l'Acqua Suot (809660/169230), 1690 m; $\phi \approx 0,8$ m
- +PA2 : Gneiss, fein gebändert, 5mm grosse Quarzkörner, sehr hell; Plan da l'Acqua Suot (809560/169200), 1745 m; $\phi \approx 1$ m
- +Ps1 : Gneiss, hell, leicht gebändert, Quarz herauswitternd; Praspöl (808710/170450), 1725 m; $\phi \approx 0,4$ m
- +Ps2 : Granit, massig, leicht rötlich, feinkörnig; Praspöl (808900/170380), 1660 m; gut gerundet, $\phi \approx 0,8$ m
- +PP1 : Verrucano, sehr hell, konglomeratisch; Plan Praspöl (808600/171070), 1680 m; sehr gut gerundet, $\phi \approx 1$ m
- +VC1 : heller Granit; Vallun Chafuol (808860/171680), 1750 m; $\phi \approx 0,5$ m
- +VC2 : heller Gneiss, gebändert; Vallun Chafuol (809020/171580), 1770 m; gut gerundet, eventuell anthropogen abgelagert, $\phi \approx 0,4$ m

- +VC3 : Anhäufung verschiedener kristalliner Erratiker (Gneisse, Granite), eventuell vom Mensch hier angehäuft; Vallun Chafuol (808930/171500), 1760 m; ϕ bis 0,5 m
- +VC4 : Gneiss, auffällig gefältelt, Quarzknuern, hell; Vallun Chafuol (808780/171470), 1685 m; $\phi \approx 0,4$ m
- +VC5 : heller Gneiss, stark gebändert, feinkörnig; Vallun Chafuol (809080/171390), 1740 m; $\phi \approx 0,5$ m
- +VC6 : sehr heller Gneiss, leicht gebändert; Vallun Chafuol (808880/171280), 1730 m; $\phi \approx 0,5$ m
- +VC7 : heller Granit, mittel- bis grobkörnig; Vallun Chafuol (808990/171250), 1690 m; $\phi \approx 0,3$ m

Dünnschliffe von erratischen Geschieben

Um einen Überblick über die erratischen Gesteine zu erhalten, ohne die schönen, grossen Erratiker anzuschlagen, habe ich in verschiedenen Lockergesteinsaufschlüssen einige kleinere Geschiebe gesammelt, um diese anhand von Dünnschliffen zu klassifizieren und eventuell ihre Herkunft erkennen zu können. Damit erhoffte ich einen weiteren Anhaltspunkt für die Rekonstruktion der Fliessrichtung der Gletscher zu erhalten.

Von den 18 gesammelten erratischen Geschieben konnten auch mit Hilfe von P. SPILLMANN und G. MANATSCHAL (mündl. Mitteilung) nur gerade zwei Gesteine herkunftsmässig bestimmt werden.

Der Rhyolith, der entweder von der Alpe di Trela oder aus dem Val Chaschauna kommen kann, lässt keine Festlegung der Fliessrichtungen zu. Sowohl der Spölgletscher, wie auch der Inngletscher können den Vulkanit ins Val dal Spöl transportiert haben (Abb. 9, S. 33).

Der gefundene feinkörnige Diorit kommt ebenfalls in den Einzugsgebieten beider Gletscher vor; in den Gipfelregionen des Berninagebietes und im Gebiet des Piz Lagrev.

Der von BOESCH (1937) beschriebene Alkali-Berninasyenit, der nach Angaben von STAUB nur in der linken Seitenmoräne des Morteratschgletschers vorkommt, wird von SPILLMANN auch auf der linken Talseite des Val Roseg beschrieben (mündl. Mitteilung). Bei einer Eiskulmination oberhalb von Pontresina könnte auch dieser Erratiker vom Inn-Eis ins Spöltal verfrachtet worden sein.

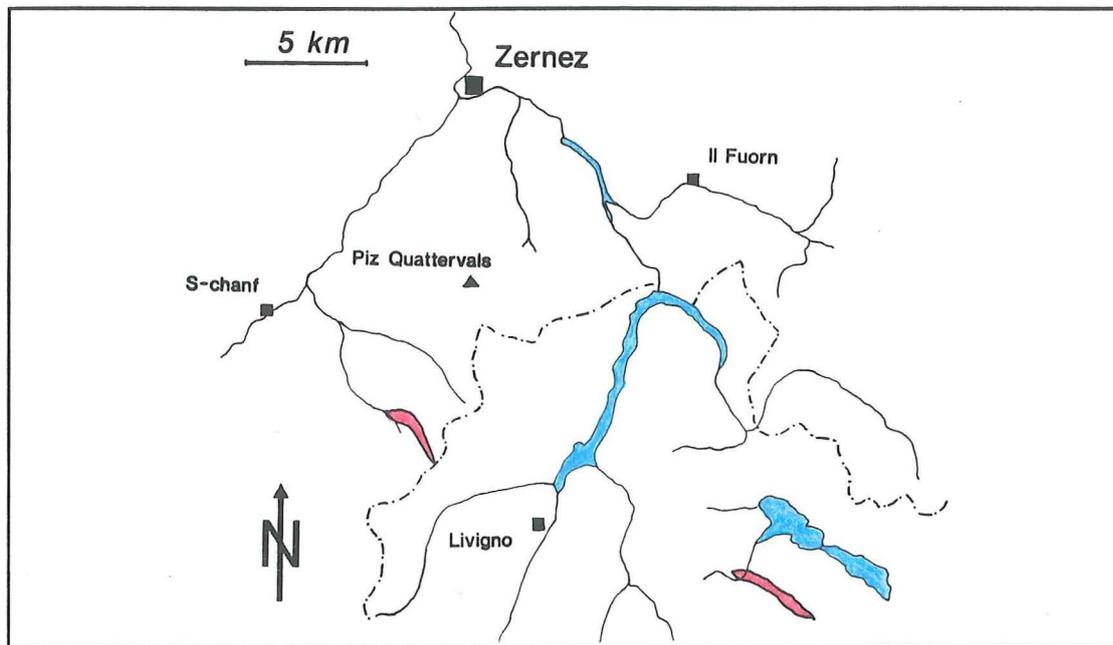


Abb. 9: Geographische Lage der Rhyolith-Aufschlüsse (nach DÖSSEGER, 1974)

Obwohl keine klaren Hinweise auf eine Eisbewegung in einer bestimmten Richtung gefunden werden konnten, betrachte ich aus folgenden Gründen die Transfluenz des Inn-Eises über den Ofenpass als unwahrscheinlich.

- Im ganzen Kartiergebiet wurde kein einziger grüner Juliergranit gefunden, die im unteren Val dal Spöl noch häufig anzutreffen sind. Der Inngletscher ist also mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht bis zum Pass dal Fuorn vorgestossen.
- Im Passgebiet konnte mit Hilfe von Gletscherschliffen eine Transfluenz von West nach Ost gezeigt werden, doch die seltenen Kristallinerratiker (ein Gneiss beim Chasa dal Stradin, J. FREI) schliessen eine Transfluenz von Inn-Eis nahezu aus.
- Der Höchststand des alpinen Eises (Riss ?) war deutlich über 2500 m, was die Verrucano-Erratiker auf dem Munt la Schera (2587 m) zeigen. Diese Erratiker können nur aus der Gegend des Piz Turettas stammen. Damit war schon während der Maximalvereisung eine Fliessrichtung gegen das Inntal hin dominierend.
- Da der Vorstoss des Inngletschers bis Zernez einige Zeit dauerte, war der Spölgletscher zum Zeitpunkt, als der Inngletscher einen Seitenarm gegen den Ofenpass schickte, auch schon sehr mächtig. Deshalb scheint es sehr unwahrscheinlich, dass der Seitenarm den Spölgletscher so weit zurückdrängte.

- Die von J. FREI beschriebenen Grundmoränen im Gebiet von Jufplaun und die beobachteten Gletscherschliffe an den Rundhöckern nördlich von Jufplaun wurden von mächtigen Eismassen gebildet, welche wegen der von den Gletscherschliffen angezeigten Fliessrichtung (von Süd nach Nord) nicht zum Inn-gletscher gehören können.

3.2.2 Eisrandterrassen

Wenn die Akkumulation vom Hang her genügend gross ist, so kann sich die Ufermoräne nicht als Wall ausbilden. Vor allem in Rückzugsphasen ist die Akkumulation recht gross, da die Sedimente höherer Stadien freigelegt werden und als Gehängeschutt den Raum zwischen Hang und Ufermoräne auffüllen. Deshalb können auf den so gebildeten Terrassen auch erratische Geschiebe gefunden werden. Bei geringer Akkumulation wird ein Wall gebildet.

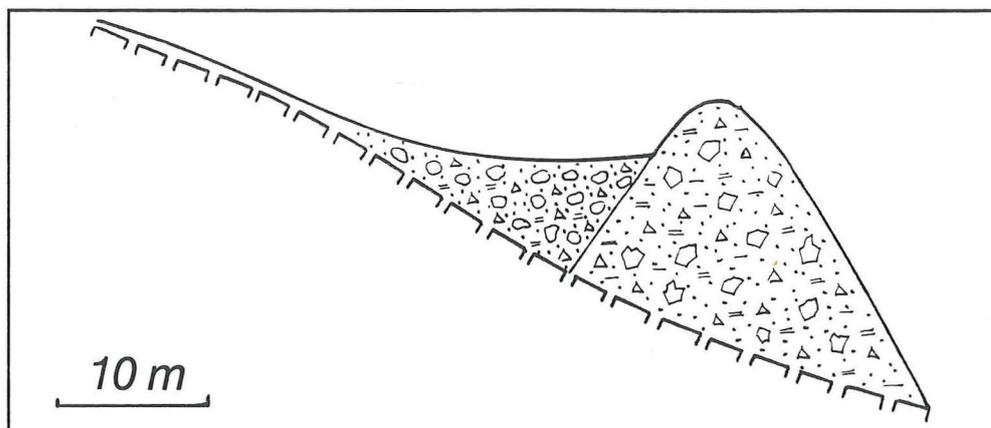


Abb. 10: Querschnitt durch eine Eisrandterrasse

Die Rinne zwischen dem Hang und der Ufermoräne kann auch durch eisrandliche Schmelzwasserbäche gefüllt werden. Ein Querschnitt, wie er in Abb. 10 gezeigt wird, könnte die Schichtung des Sedimentes aufdecken und damit könnten die Ablagerungsbedingungen rekonstruiert werden. Die Terrassen sind aber nur von alten Rinnen zerfurcht, die schon wieder bewachsen sind und jeglichen Einblick verunmöglichen.

3.2.3 Moränen

Da das ganze Untersuchungsgebiet unterhalb des Maximums der letzten Eiszeit liegt, können aus dieser Zeit nur Grundmoränen nachgewiesen werden. Die Moränenwälle sind Relikte der Lokalvergletscherung und wurden erst im Spätglazial gebildet. Diese auffälligen morphologischen Phänomene sind also sehr jung und lassen nur wenige Rückschlüsse auf die Glazialgeschichte zu. Viel interessanter sind die Grundmoränen, wie sie im Profil aufgeschlossen sind.

Grundmoränen

Eine Grundmoräne ist durch die ausserordentlich grosse Korngrößenvarianz mit gleichmässiger Verteilung charakterisiert. Die Geschiebe zeigen keine Einregelung und sind sehr kompakt eingelagert. Die grösseren Komponenten sind deshalb oft zerbrochen und teilweise gekritz. Der Rundungsgrad ist sehr unterschiedlich; der Hauptteil ist jedoch wenig gerundet.

Bei der Profilinie (810260/168510) ist eine typische Grundmoräne aufgeschlossen (siehe auch Kapitel 3.2.6, Seite 42).

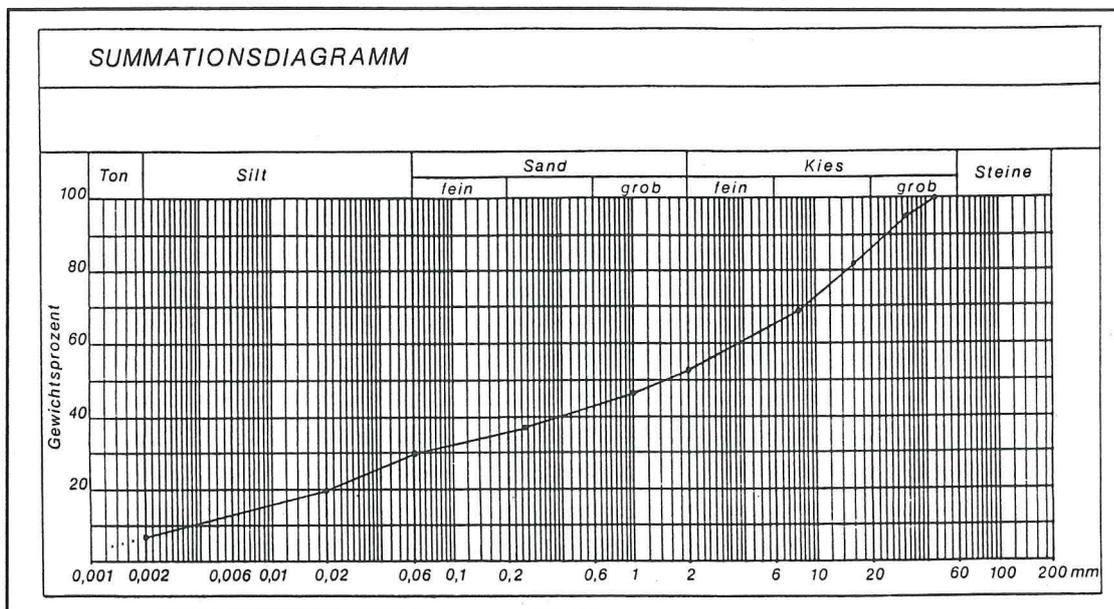


Abb. 11: Charakteristische Korngrößenverteilung der Grundmoräne im oberen Teil des Profils

Unter der Last der dicken Eisströme werden die Geschiebe gekritz und zerbrochen. Nur im obersten Teil der Grundmoräne vermag das Eis die Komponenten zu verschieben. Der Druck wirkt aber auch auf die unteren Schichten, in denen die Teile der zerbrochenen Geschiebe nebeneinander liegen bleiben. Geringe Wasserzirkulation kann dann ein teilweises Verheilen der Brüche bewirken.

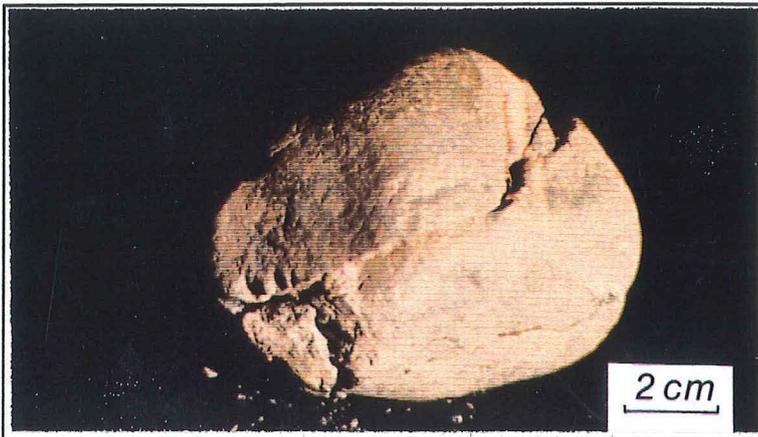


Abb. 12:
Teilweise verheilte Brüche in
einem kristallinen Geschiebe
aus einer Grundmoräne

Gekritzte Geschiebe treten vor allem dann auf, wenn sowohl kristalline, als auch karbonatische Komponenten transportiert werden. Die härteren Kristallingesteine hinterlassen auf den Kalken und Dolomiten deutliche Spuren.



Abb. 13:
Gekritztes Geschiebe mit
der typischen Bügeleisen-
form

Seitenmoränen

Wie einführend beschrieben, können in den Höhenstufen des Untersuchungsgebietes nur gerade einzelne schwach ausgeprägte Seitenmoränen aus dem Spätglazial gefunden werden. Viele von ihnen wurden mit Gehängeschutt maskiert und blieben als Eisrandterrassen zurück. Mit den wenigen Seitenmoränenwällen am Weg nach Punt dal Gall (810040/168930) und im God Piz la Schera (809120/170850) können keine neuen Erkenntnisse zur Vergletscherung gewonnen werden.

Endmoränen

Die Endmoränen der Lokalvergletscherung aus dem Val da l'Acqua und dem Val da la Fögliä sind noch deutlich zu erkennen, sodass das Spätglazial gut dokumentiert ist. Die Kartierung zeigt drei Rückzugsphasen.

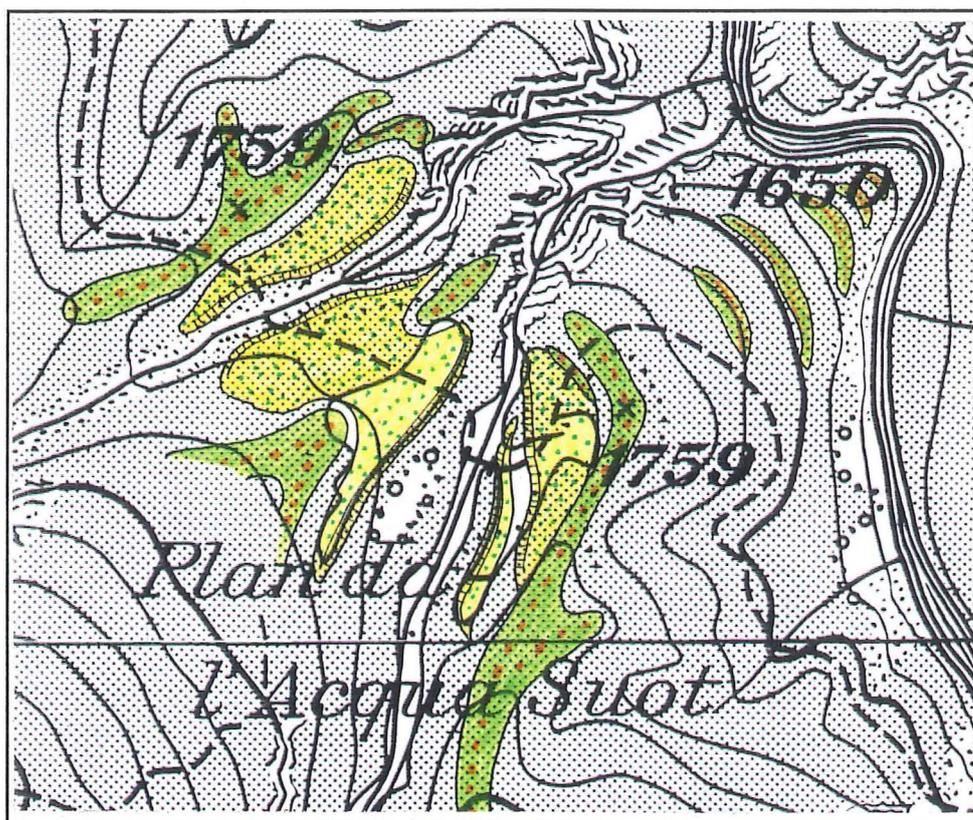


Abb. 14: Kartenskizze der Moränenwälle bei Plan da l'Acqua Suot

Die äussersten Moränenwälle deuten, gemeinsam mit den Eisrandterrassen in der näheren Umgebung, noch auf ein Zusammentreffen des Spölgletschers mit den Gletschern aus dem Val da l'Acqua und dem Val da la Föglia hin.

Im nächsten Stadium, das die ausgeprägtesten Moränenwälle zeigt, erreichten die Kar-gletscher das Spöltal schon nicht mehr.

Bei einem langsamen Rückzug bildete sich noch eine kleine innere Moräne, ehe der Zerfall des Gletschers erfolgte. Die entstandenen Schmelzwässer bauten im Vorfeld der Gletscher breite Sander auf.

Angesichts des noch aktiven Blockstromes, der Exposition und der beträchtlichen Höhe des Val da l'Acqua muss angenommen werden, dass sich ein kleiner Gletscher noch sehr lange halten konnte. Der Gletscher des Val da la Föglia zog sich wegen des kleinen Einzugsgebietes viel schneller zurück und verschwand schon sehr früh.

Einen weiteren Moränenwall, den ich als Endmoräne des Inn-gletschers betrachte, findet man auf dem Weg zwischen Punt Praspöl und Plan Praspöl. Der weiter hinauftragende Moränenwall dürfte eine Seitenmoräne eines Lokal-gletschers aus dem Vallun Praspöl sein. Der als Endmoräne interpretierte Teil wird im Kapitel 3.4.2 auf Seite 52 noch genauer beschrieben.

In der Waldlichtung bei Plan Praspöl ist die Moräne durchbrochen. Dort wurde ein eisrandlicher Schuttfächer geschüttet. Der Hauptteil des Schuttkegels ist karbonatisch und stammt deshalb aus dem Vallun Praspöl.

3.2.4 Zementierte Schotter

Im ganzen Untersuchungsgebiet fallen immer wieder stark verkittete Schotter auf. Meistens sind die Aufschlüsse aber nur sehr klein oder nicht anstehend, sodass eine Untersuchung schwierig ist. Ein grösserer aufgeschlossener Schotterkörper ist unterhalb von Plan da l'Acqua Suot (809670/169310) zu finden, doch der Zugang für eine Geröllanalyse oder ähnliche Untersuchungen ist durch den Spöl versperrt. Dort liegen die Schotter direkt auf dem anstehenden Fels.

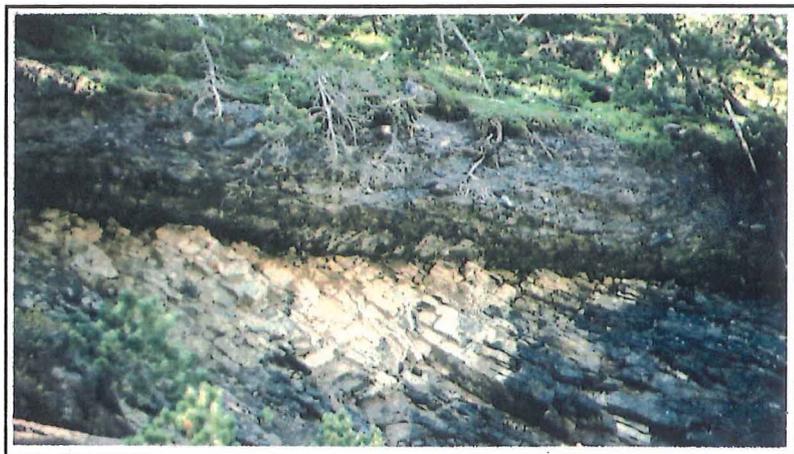


Abb. 15:
Der Schotterhorizont unterhalb Plan da l'Acqua Suot liegt direkt auf einer Erosionsfläche des Fuorn-Sandsteines

Weitere grössere Vorkommen zementierter Schotter sind bei Punt Periv sowie in den Erdrutschen bei (810950/168120), (810260/168510) und (810940/168390) aufgeschlossen. Beim letztgenannten Aufschluss konnten aus dem Schutt zwei verschieden zementierte Schotterproben genommen werden, die anhand von Dünnschliffen untersucht wurden. Es zeigte sich, dass die Zementation durch verschiedene Vorgänge erfolgte, was auf mehrere Schotterhorizonte hindeutet. In der Erosionsrinne am Osthang von Murtauous Suot (810950/168120) verifiziert sich diese Vermutung, denn dort sind mindestens zwei solche Horizonte zu sehen (Abb. 16).

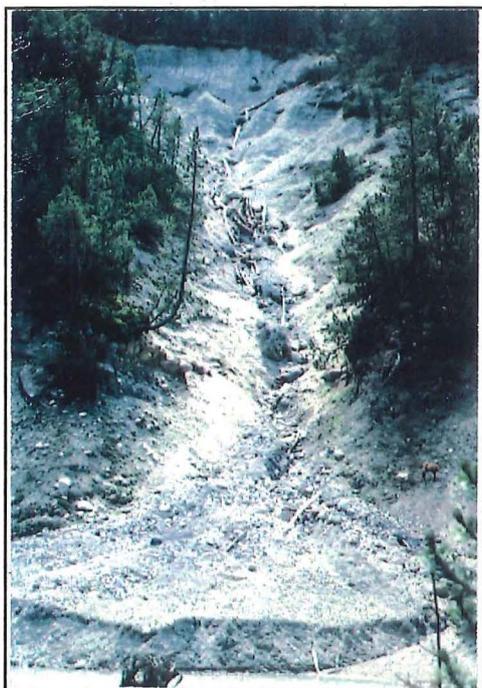


Abb. 16:
Schotterhorizonte in der Erosionsrinne unterhalb von Murtauous Suot

Eine Zementation kann durch unterschiedliche Vorgänge gebildet werden; die wichtigsten sind die Zementation durch Gletschermilch und die Ausfällung von Calcit durch pedogene Entkarbonatisierung oder durch Zirkulation von karbonatreichem Grundwasser.

Die Zementation des einen Schotters erfolgte durch Gletschermilch. Schon makroskopisch zeigen die Komponenten eine typische gelbliche Verkrustung. Unter dem Mikroskop sind nur wenige idiomorphe Calcit-Kristalle zu erkennen.

Im anderen Schotter war die feinkörnige Verkrustung weniger stark ausgeprägt. Die Sand-Silt-Fraktion war aber stärker vertreten, weshalb die Porenräume viel kleiner waren. Die Zementation des matrixgestützten Schotters bestand aus meist idiomorphen, mikroskopisch kleinen Calcit-Kristallen. Im Gegensatz zu den porenfüllenden grossen, weissen Calcit-Kristallen bei Ausfällung aus Grundwasser sind die Kristalle beige gefärbt.

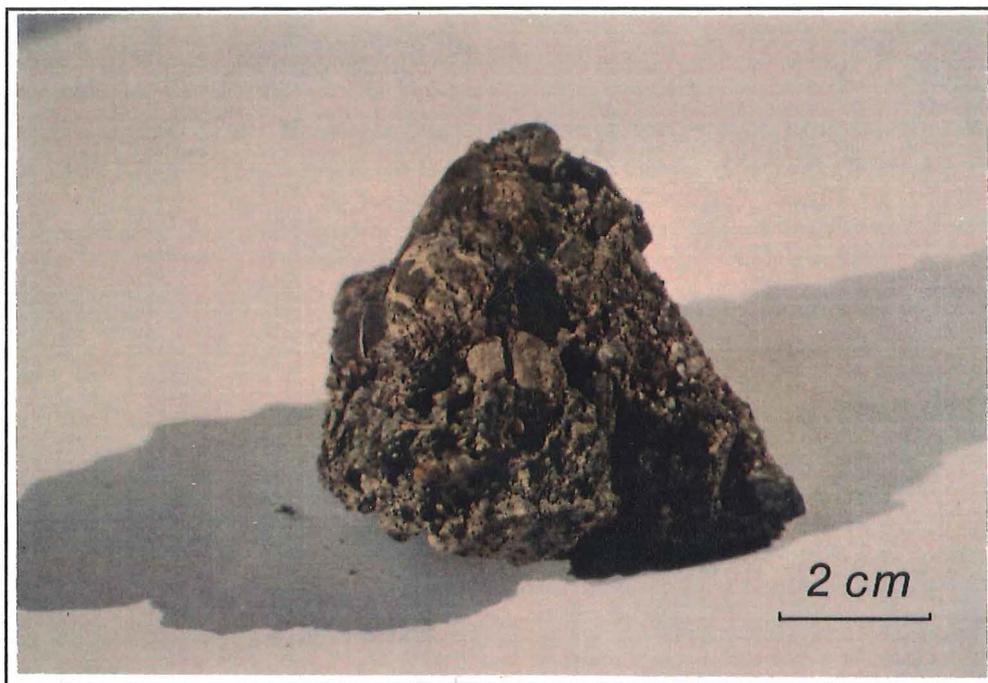


Abb. 16a: Handstück eines Schotters, der durch pedogene Entkarbonatisierung in höheren Profilteilen zementiert wurde.

3.2.5 Seetone bei Punt Periv

Auf der orographisch linken Seite des Spöl ist in einer Erosionsrinne wenig südlich von Punt Periv eine mächtige Schicht mit Seetonen aufgeschlossen (810020/168660). Die Schicht liegt in einer Höhe zwischen ca. 1690 und 1705 Meter. Eine seitliche Ausdehnung kann nicht beobachtet werden, da mächtige Gehängeschuttmassen den Hauptteil bedecken.

Die tonig-siltigen Sedimente sind im mm- bis cm-Bereich geschichtet. Es sind Wechselagerungen von tonig-siltigen und sandig-siltigen Lagen. Im unteren Teil, der schlecht aufgeschlossen ist, erinnert die Wechsellagerung sehr stark an Warven. Die eingebetteten, kantigen Steine ("drop stones", bis 5 cm ϕ) bestätigen eine gletschernahe Sedimentation. Die Sedimente sind so hart gelagert, dass es offensichtlich ist, dass sie vom Gletscher überfahren wurden. Tatsächlich ist über der feinkörnigen Lage eine harte Schicht mit Moränenmaterial (kristalline und gekritzte Geschiebe) abgelagert worden.

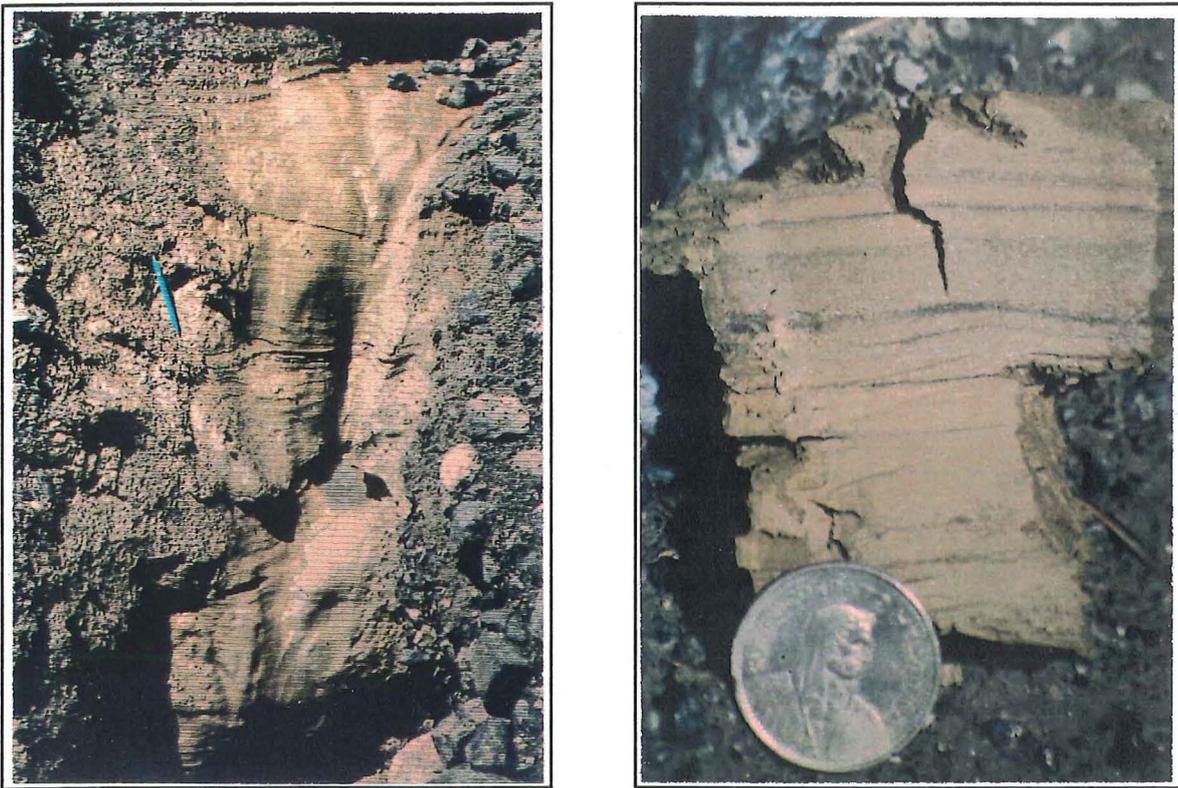


Abb. 17: Ansicht des ungestörten Aufschlusses (links) und ausgestochene Probe vom oberen Teil mit der deutlichen Wechsellagerung im cm-Bereich (rechts)

Es bleibt noch immer offen, ob der See in einem Interstadial oder in einem Interglazial gestaut wurde. BOESCH (1937) vermutet im Laschadura-Stadium einen vom Innngletscher bei Pra da Laschadura gestauten See. Mit den beobachteten Sedimenten kann aber seine Hypothese nicht beurteilt werden, da in "seinem" See die Ablagerungen nicht überfahren wurden. Meinen Beobachtungen entsprechend müssen die Sedimente ins letzte Interglazial oder noch weiter zurückgestellt werden.

3.2.6 Lockergesteinsprofil

Gegenüber des Quellhorizontes ist in einem Erdrutsch (810260/168510) eine mächtige, fast vollständig erscheinende Lockergesteinsserie aufgeschlossen, welche sich für eine Profilaufnahme aufdrängt. Dazu musste aber die oberste Schicht abgetragen werden, da diese wegen Verwitterung und oberflächlichen Umlagerungen Verfälschungen ergeben hätte. In einem ca. 30 cm tiefen Graben konnten dann etwa 40 Schichten unterschieden werden.

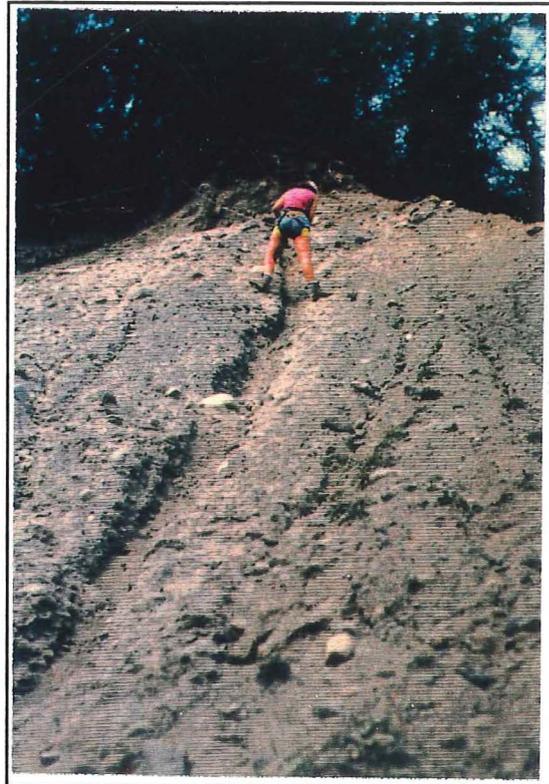
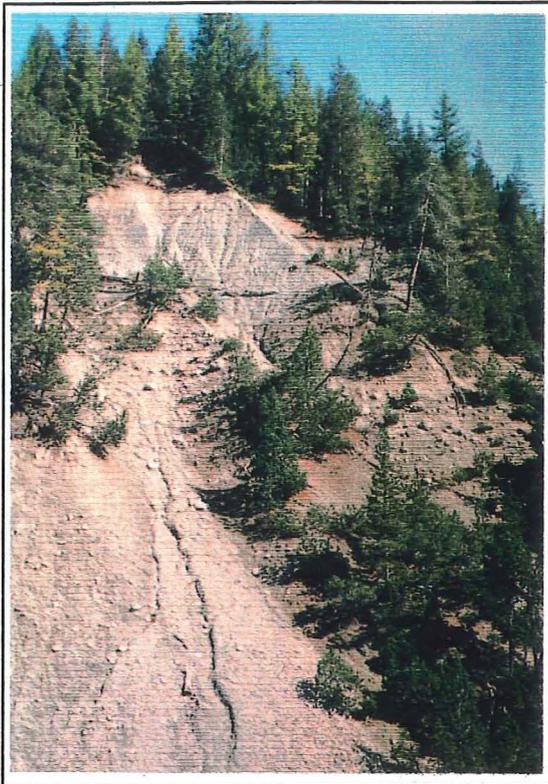
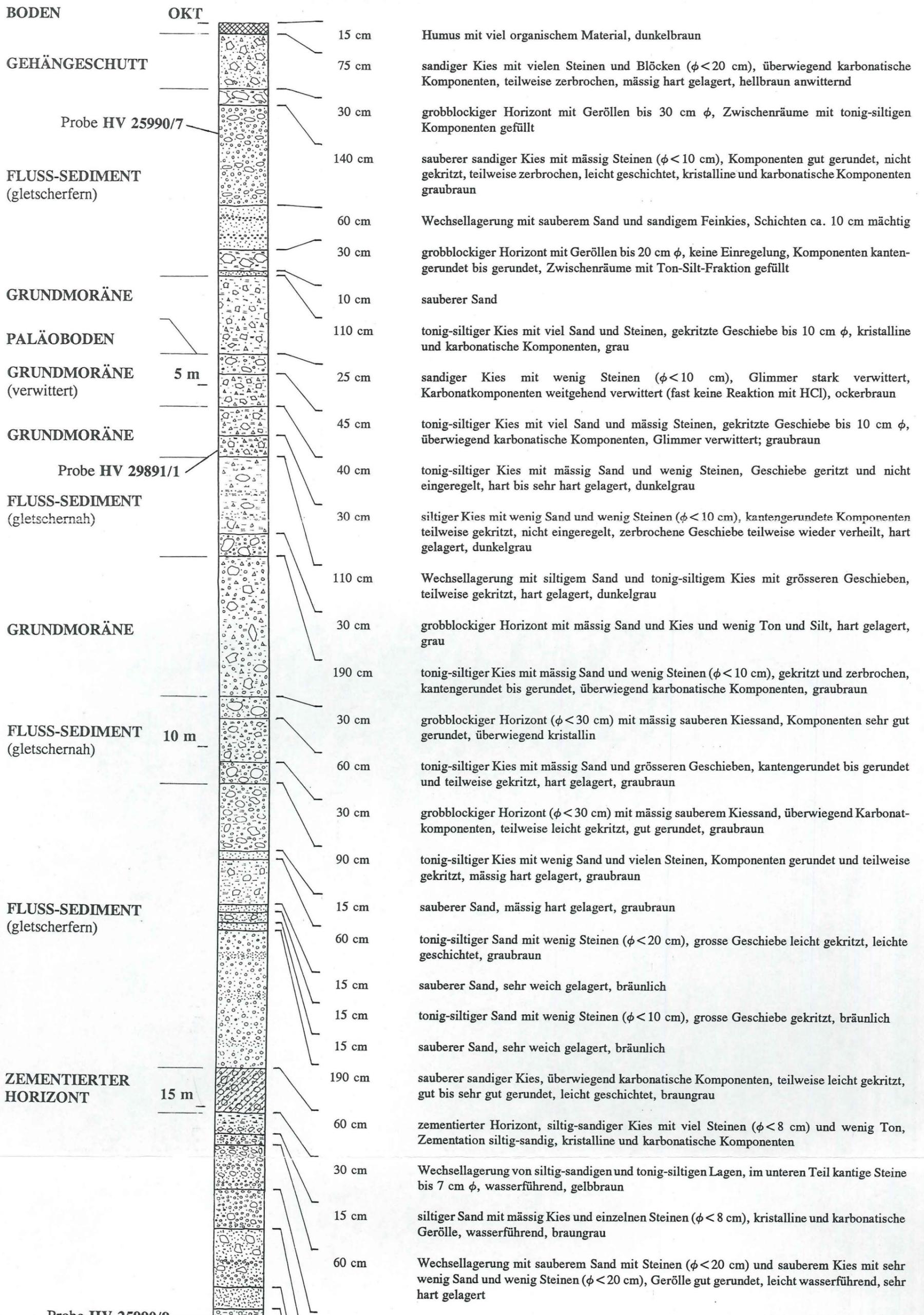
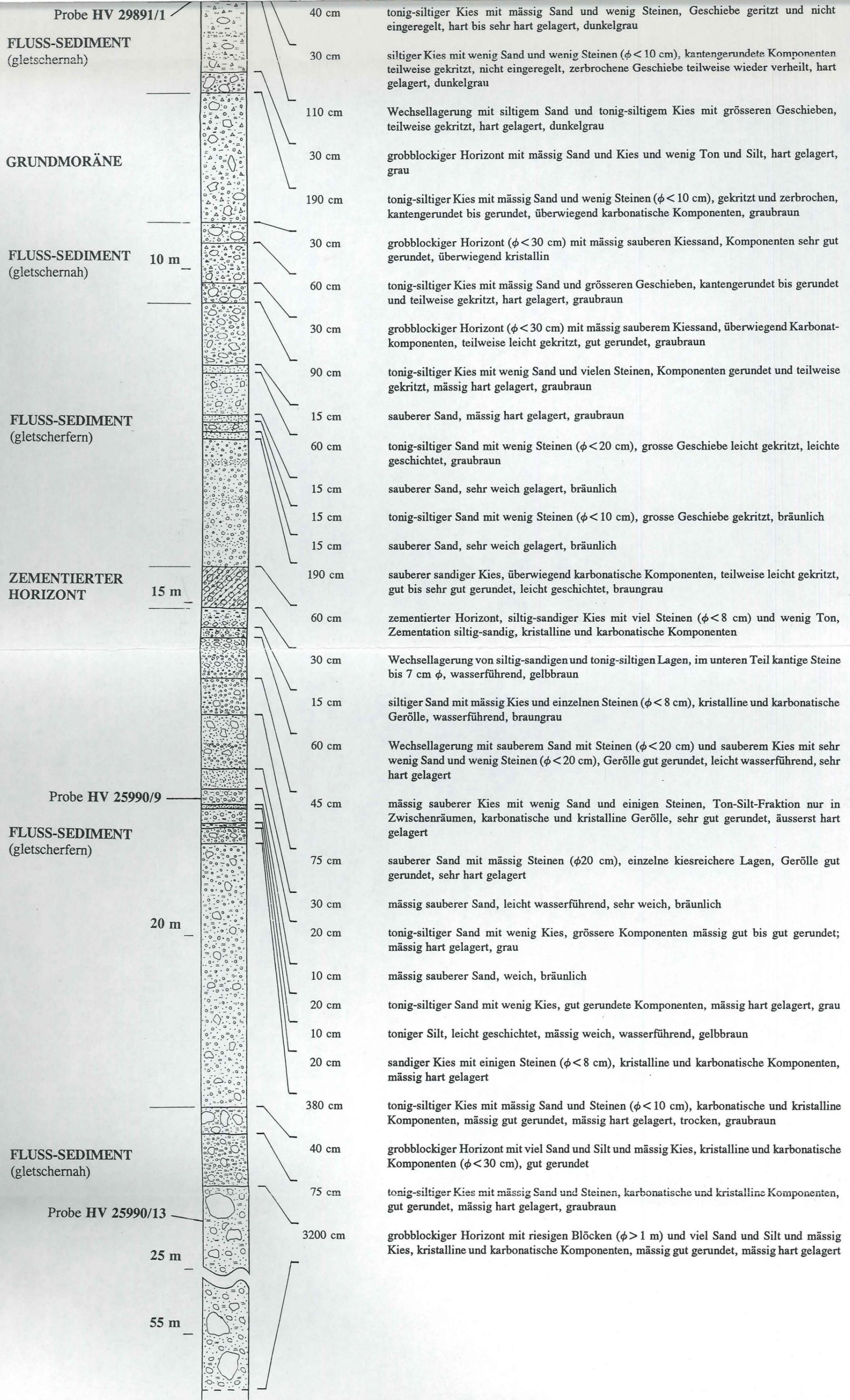


Abb. 18: Übersicht über die Sedimentserie (links, mit eingezeichneter Profillinie) und Profilaufnahme im gegrabenen Schlitz (rechts)

LOCKERGESTEINSPROFIL VAL DAL SPÖL (810260/168510)

Massstab 1:50





Aus einigen Schichten wurden grosse Proben entnommen, um mit Hilfe der Korngrössenverteilung der verschiedenen Lockergesteine eine genauere Klassifizierung zu ermöglichen oder eine solche zu verifizieren (siehe Anhang, Seite A15 ff.).

INTERPRETATION DES LOCKERGESTEINSPROFILES

Die vielen Schichten mit den drei verschiedenen Grundmoränen und den daraus folgenden drei Vereisungs-Zyklen (im Minimum) zeigen, dass die Eintiefung des Val dal Spöl, zumindest im Bereich der Profillinie, schon sehr früh geschah. Das tiefe Tal erhielt also nicht erst nach der letzten Eiszeit die schluchtartige Morphologie. Es ist aber auch ersichtlich, dass die Auffüllung während der letzten Eiszeit beträchtlich war.

Eine weitere wichtige Erkenntnis, die aus dem Profil gewonnen werden konnte, ist, dass die jüngsten Eiszeiten nicht alle älteren Lockergesteine ausgeräumt hatten. Auch in inneralpinen Gebieten, wo die Eismächtigkeit manchmal sogar 1000 Meter überschritt, konnten präwürmzeitliche Sedimente erhalten bleiben.

Neben den vielen erkennbaren Schichten sind bei einem Profil auch die Schichtlücken sehr wichtig. Im gezeigten Profil zeichnet sich aber nur oberhalb der verwitterten Grundmoräne ein deutlicher Hiatus ab, denn die obersten Schichten der Bodenbildung fehlen.

Obwohl Hiaten oft erkannt werden können, ist es trotzdem unmöglich festzustellen, was und wieviel erodiert wurde, bevor die neuen Sedimente abgelagert wurden. Die Mächtigkeit der oben angesprochenen Bodenbildung mit den ausgelösten Karbonaten, den verwitterten Glimmern und dem hohen anorganischen Anteil kann nicht abgeschätzt werden. Es ist deshalb auch nicht möglich, die Dauer der Verwitterungs-Periode zu rekonstruieren. Da das Gebiet während einem Interstadial ziemlich sicher nicht eisfrei war (KELLER und KRAYSS (1991) postulieren eine Eisgrenze bei Innsbruck), fand die Bodenbildung in einem Interglazial statt.

3.3 GLETSCHERSTÄNDE DER LETZTEN EISZEIT

3.3.1 Einzugsgebiet

Da das Gletschereis bei leicht abfallender Oberfläche an seiner Sohle aufwärts fließen kann, darf nicht, wie bei einem Einzugsgebiet eines Gewässers, nur die Topographie beachtet werden. Eine wertvolle Hilfe bei der Abgrenzung des Einzugsgebietes leisten die Schriffgrenzen. In den karbonatischen Engadiner Dolomiten sind diese leider durch die Karbonatlösung verwischt worden und meist nur noch zu errahnen.

Die Karte auf der nächsten Seite (Abb. 19) zeigt die ungefähre Gletscheroberfläche zur Zeit der maximalen Gletscherhöhe. Die Obergrenze befand sich im Unterengadin bei etwa 2500 m (Scuol 2500 m, Susch 2600 m) und im Oberengadin zwischen 2800 und 3050 m (Eiskulmination bei Samedan-St. Moritz 3050 m, Bever 2800 m). Die Karte ermöglicht eine Rekonstruktion der ungefähren Fliessrichtungen und damit kann auch das Einzugsgebiet etwas eingegrenzt werden.

Von einer Eiskulmination bei Samedan-St. Moritz im Hochglazial und beim Berninapass im Spätglazial ausgehend (HANTKE, 1983), kann erkannt werden, dass neben den unbestrittenen Transfluenzen über den Maloya- und den Berninapass auch eine solche über die Forcola di Livigno und La Stretta möglich war. Die Erratiker im Kartiergebiet können diese Hypothese leider nicht untermauern; allerdings kann sie auch nicht widerlegt werden. BURGA (1987) schaut es als bewiesen an, dass die von BOESCH (1937) beschriebenen Bernina-Diorite im Spöltal nur durch eine Eistransfluenz über die Forcola di Livigno verfrachtet werden konnten.

Das grosse Eisstromnetz, das zwischen dem Berninamassiv und dem Unterengadin alle Täler unterhalb von ca. 2500 m bedeckte, hatte weitgehend kontinentalen Charakter. Die Fliessbewegung des Eises war gering (wenige Meter pro Jahr) und die Gleichgewichtslinie lag weit unterhalb dieser Höhe.

Da das Val dal Spöl keinen eigentlichen Talabschluss besitzt, war der Eiszuschuss von Berninaeis der Transfluenzen über die Forcola di Livigno und La Stretta massgebend für die Mächtigkeit des Spölgletschers. Weitere Zuflüsse erhielt er aus dem Val delle Mine und dem Valle Vago. Unterhalb von Punt dal Gall waren die Zuflüsse gering, denn die Vergletscherung am Osthang des Piz Murter war wenig mächtig. Zur Maximalvereisung der letzten Eiszeit dürfte ein Teil des Spölgletschers über den Pass dal Fuorn abgeflossen sein, sodass er aus den Tälern östlich des Passes ebenfalls noch Zuflüsse erhielt.

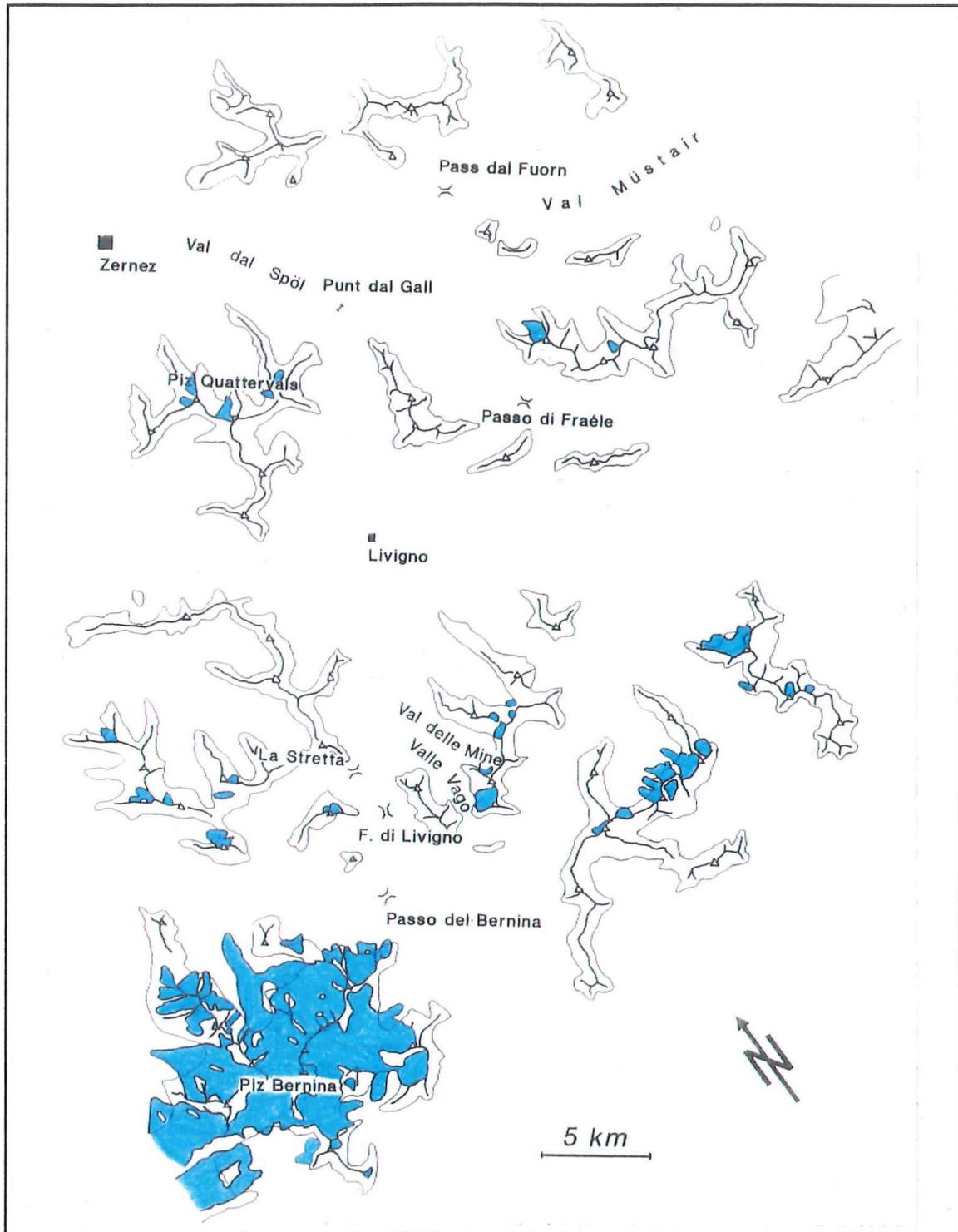


Abb. 19: Vergletscherungskarte mit den Gebieten über der Hauptvergletscherung und der heutigen Vergletscherung (blau)

3.3.2 Gletscherstände

Da der Eisaufbau in inneralpinen Gebieten schlecht dokumentiert ist, sind die bisherigen Untersuchungen auf ein Minimum beschränkt. Vielfach wird nur das Spät- und Postglazial beschrieben. Trotzdem versuche ich, den Eisaufbau, basierend auf klimatischen und glaziologischen Überlegungen, zu rekonstruieren.

Das letzte Interglazial ist klimatisch mit dem Holozän zu vergleichen, obwohl die Temperaturen damals noch etwas höher lagen (Sommertemperatur ca. 3 bis 4 °C höher, Wintertemperatur 1,4 bis 1,9 °C höher (FRENZEL, 1991)). Die Niederschlagsmengen waren im Alpenraum leicht erhöht, was die Schneegrenze herabsetzte. Die heutige Vereisung könnte also etwa der damaligen entsprochen haben, sodass die heutige Vergletscherung als Grundlage des Eisaufbau-Modells dienen kann.

Eine Schneegrenzdepression von nur gerade 400 m vergrößert das Akkumulationsgebiet schon beträchtlich, da viele Gipfel die Schneegrenze mit gut 3000 m heute nur knapp nicht erreichen. Mit Hilfe einer Karte mit den Gebieten über 2600 m (angenommene Schneegrenze) und der heutigen Vergletscherung kann das Akkumulationsgebiet und die Bildung von Eismassen abgeschätzt werden (Abb. 20). Bei der Rekonstruktion des Eisaufbaus müssen noch die Besonnung und die Windverhältnisse bei Niederschlägen beachtet werden. Bei ähnlichen Winden wie heute bilden sich die Eiszungen zuerst in den schattseitigen Nordhängen und in den triebsschneegefüllten Osthängen.

In der erwähnten Karte (Abb. 20) fällt zuerst das grosse Vereisungszentrum des Bernina-Gebietes auf, das schon von einer starken Lokalvergletscherung bedeckt ist. In den schon vergletscherten Gebieten zeigt eine Absenkung der Schneegrenze am schnellsten Reaktionen und die Gletscher stossen entsprechend dieser Geometrie "schnell" vor.

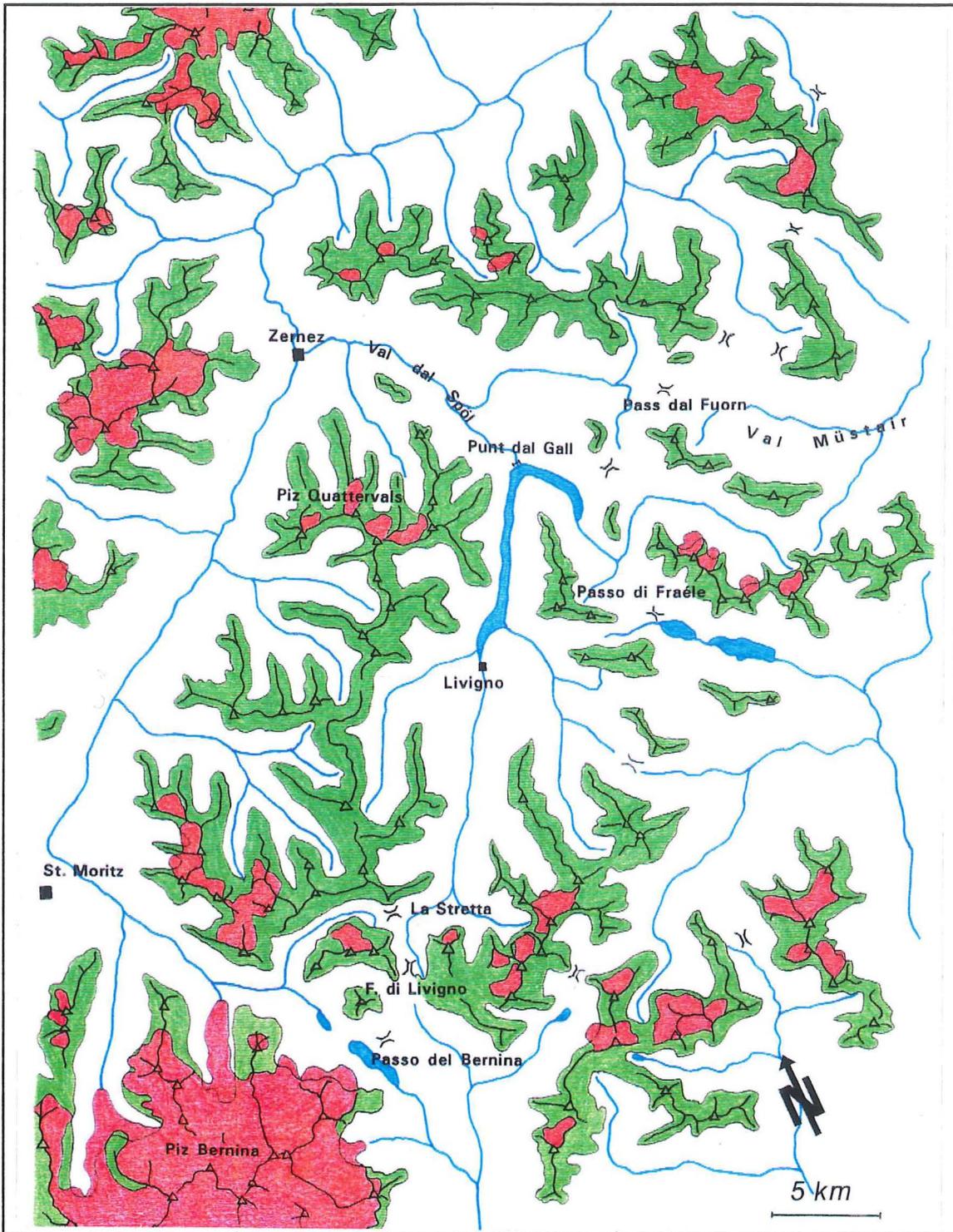


Abb. 20: Kartenskizze mit den Gebieten über 2600 m und der heutigen Vergletscherung (nach FREI, 1992)

Da zur Zeit der maximalen Vereisung der letzten Eiszeit vor etwa 18'000 Jahren extrem tiefe Temperaturen herrschten (mittlere Jahrestemperatur ca. 15 bis 20 °C tiefer wie heute) und somit die Gletscher des Alpenvorlandes vollständig von kontinuierlichem Permafrost umgeben waren, floss das Eis nur sehr langsam (randlich teilweise weniger als 1 m/Jahr). Bei derart niedrigen Fliessgeschwindigkeiten genügen die 10'000 Jahre seit dem Interstadial nicht, das Eisnetz aufzubauen. HAEBERLI (1991) stellt zwei Modelle auf, wie die Gletscher trotzdem so weit vorstossen konnten.

Das erste Modell beruht auf Firnappositionen am Gletscherrand durch starke katabatische Winde. Zwar gibt es Hinweise, dass lokal sehr niedrige Schneegrenzen auftraten (SCHLÜCHTER, 1987), doch die vielen Erratiker deuten eher auf einen fließmechanischen Vorstoss hin, der im zweiten Modell berücksichtigt wird.

Im zweiten Modell wird angenommen, dass zunächst noch feuchtes Klima herrschte und somit, bei viel grösserem Massenumsatz die Gletscher noch bedeutend schneller flossen. Damit lässt sich die Vorstosszeit auf realistische Werte reduzieren. Die zunehmende Vereisung des nördlichen Atlantiks bewirkte erst viel später ein trockeneres Klima in den Alpen. Nach dem Ansatz von HAEFELI (1970) war die Eisoberfläche beim Vorstoss auf annähernd gleicher Höhe wie beim Maximalstand; nur das Gefälle war noch bedeutend grösser. Die Graphik von HAEBERLI (1991) verdeutlicht diese Entwicklung auf eindrückliche Weise (Abb. 21).

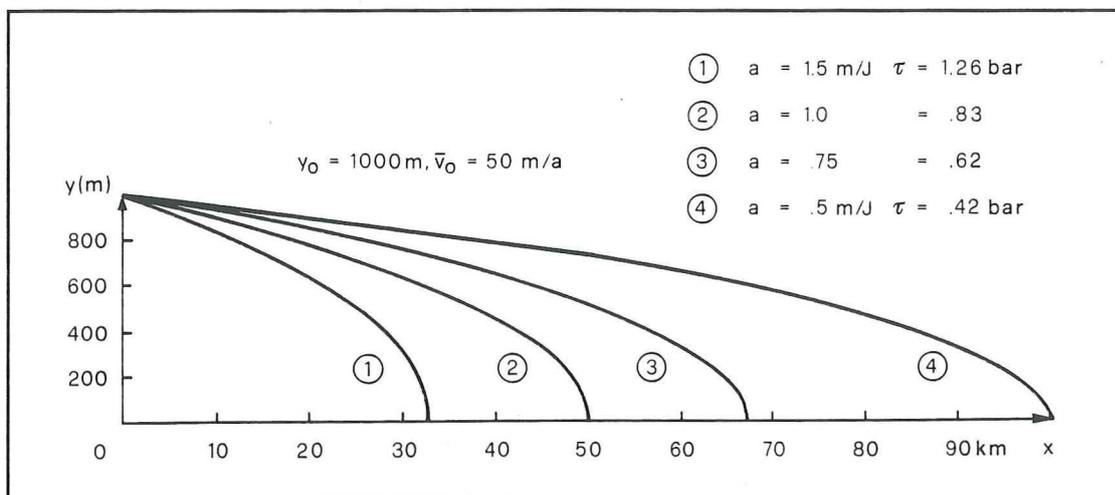


Abb. 21: Gleichgewichtsprofile für eiszeitliche Vorlandgletscher mit von 1 bis 4 sukzessive abnehmender mittlerer Ablation (entspricht in vereinfachter Weise einem sukzessive kälter und trockener werdenden Klima (aus HAEBERLI, 1991)

Wird dem zweiten Modell mehr Glauben geschenkt (KELLER und KRAYSS (1991) rekonstruierten mit diesen Annahmen den Aufbau des Rheingletschers), so zeigt sich, dass im Engadin schon beträchtlich vor der grössten Eisausdehnung die höchsten Eisstände erreicht wurden, als das Klima noch recht feucht und die Fliessgeschwindigkeiten noch relativ hoch waren. Bei zunehmend trockenerem Klima erhielten die Gletscher schliesslich kontinentalen Charakter.

Da die vereinigten Gletscher aus dem Bernina-Massiv (Val Morteratsch, Val Roseg, Val Fex und Val Fedoz) von den ebenfalls schnell vorstossenden Gletschern aus dem Albula- und Juliergebiet gestaut wurden, beschleunigte sich der Aufbau der Eiskulmination bei Samedan-Pontresina. Von dieser Eiskulmination floss schon recht früh ein tributärer Seitenarm über die Forcola di Livigno und La Stretta und verhalf dem Spölgletscher, sich zu einem mächtigen Eisstrom zu entwickeln. Dieser wurde oberhalb Zernez vom Inn-gletscher gestaut, verhinderte aber gleichzeitig ein weiteres Eindringen des Inngletschers gegen den Ofenpass. Durch den Aufstau an Inn-Eis entwickelte sich am Pass dal Fuorn allmählich eine Transfluenz. Da aber im Val Müstair keine Kristallinerratiker aus dem Berninagebiet gefunden werden konnten (DÖSSEGER, 1974), muss angenommen werden, dass nur ein Teil des Spöl-Eises über den Pass floss. Das ist durchaus realistisch, denn die kräftigen Zuflüsse aus dem Valle delle Mine und dem Valle Vago können das Eis mit den Bernina-Gesteinen an die linke Seite gedrängt haben, von der kein Eis über den Pass transfluerte. J. FREI (1992) fand den obersten Kristallinerratiker bei der Mündung des Val Nügliä, was darauf hindeutet, dass das Inn-Eis weder von Zernez, noch via die Forcola di Livigno das Passgebiet erreichte. Trotzdem zeigen die Gletscherschliffe wenig unterhalb Süssom Givè (eigene Beobachtung) ohne Zweifel eine W-E-orientierte Transfluenz an.

An den Rundhöckern bei Jufplaun (P. 2297) sind noch einige Gletscherschliffe erhalten, die auf eine Fliessrichtung von Süd nach Nord hindeuten. Der Gletscher aus dem Val Mora (Seitenarm des Murtarölgletschers) dürfte diese breite Talung überflossen und dabei seine Spuren auf dem Verrucano hinterlassen haben.

Bis jetzt wurde hauptsächlich die letzte Vereisung erwähnt. Die Vereisungen davor sind aber in meinem Untersuchungsgebiet nur noch durch die Grundmoränen im Locker-gesteinsprofil dokumentiert. J. FREI (1992) konnte mit den höchstgelegenen Moränen und Erratikern auch noch die grösste Eisausdehnung (Riss ?) erkennen.

Wie schon vorausgesehen ist die Rekonstruktion der Fliesswege und -richtungen und des Eisaufbaus sehr komplex. Ich glaube jedoch, mit der vorgeschlagenen Hypothese der Wahrheit einen Schritt näher gekommen zu sein. Detailliertere Untersuchungen auch im Gebiet Val Mora - Passo di Fraéle könnten für eine weitere Lösung der Probleme hilfreich sein.

3.4. SPÄTGLAZIAL

3.4.1 Lokalvergletscherung

Die Abgrenzung zwischen Lokalgletscher und Talgletscher ist sehr subjektiv. Die heutige Vergletscherung im Berninagebiet bezeichne ich noch als Lokalvergletscherung (als Grenzfall), der eiszeitliche Spölgletscher war für mich schon ein Talgletscher.

Obwohl die Lokalvergletscherung beim Aufbau einer grossen Eismasse massgebend beteiligt war, setze ich dieses Kapitel unter den Titel "Spätglazial", da nur noch die spätglaziale Lokalvergletscherung dokumentiert ist. Der Aufbau der Lokalvergletscherung wird aber trotzdem in diesem Kapitel kurz beschrieben.

Als zu Beginn der Eiszeit das Klima immer kälter wurde und die Schneegrenze weit unter die Gipfel sank, begannen zunächst aus den schattseitigen, tief eingeschnittenen Karen kleine Lokalgletscher zu fliessen. Nach weiterer Abkühlung konnten auch in südseitig orientierten Hochtälern kleine Gletscherzungen entstehen. Die nordseitig abfliessenden Gletscher stiessen weiter vor und vereinigten sich zu Hauptgletschern. Allmählich wurde ein riesiger Eisstrom - ein Talgletscher - aufgebaut. Zur Zeit der grossen Talgletscher war die Lokalvergletscherung bescheiden, denn die kleinen Gletscher wurden als Zuflüsse ins System des Talgletschers einbezogen.

Im Bereich des Untersuchungsgebietes wurde als erstes ein Lokalgletscher im Val da l'Acqua gebildet. Auch in den anderen nach Norden orientierten Tälern (Val dal Diavel, Val Sassa, Valletta, etc.) stiessen die Gletscher in tiefere Regionen vor. Im übrigen war die Vergletscherung noch gering. Erst als auch an besonnten Hängen der Schnee über den Sommer liegen blieb und eine weitere Schneegrenzdepression erfolgte, flossen die Gletscher zusammen und der Spölgletscher konnte aufgebaut werden.

Auch nach der grossen Vereisung konnte sich der Gletscher im Val da l'Acqua am längsten halten. Der Spölgletscher hatte sich schon weit zurückgezogen, als der Lokalgletscher immer noch nach Plan da l'Acqua hinunterreichte.

3.4.2 Rückzugsstadien

Im kleinen Untersuchungsgebiet sind nur zwei Rückzugs-Stadien dokumentiert. Mit Hilfe der Literatur konnten das Spätglazial des Spölgletschers gegliedert und die beiden beobachteten Stadien in einen grösseren Rahmen gestellt werden.

Erst im fortgeschrittenen Spätglazial, als sich der Inngletscher langsam aus dem unteren Spöltal zurückzog und zwischen Zernez und Cinuos-chel stirnte, stiess der Spölgletscher noch bis fast nach Zernez vor. Vorher war er am Inngletscher gestaut worden und konnte nur dank den aufgebauten Reserven beim Wegschmelzen des Stauers noch so weit vorstossen. Zu jener Zeit (Zernez-Stadium, HANTKE (1983); Champlönch-Stadium, BOESCH (1937)) erhielt der Spölgletscher von den Transfluenzen an der Forcola di Livigno und La Stretta noch Zuflüsse aus dem Berninagebiet. Die zu diesem Stadium gehörende Gleichgewichtslinie (ca. 2150 m) ergibt gegenüber dem Stand von 1850 eine Schneegrenzdepression von 700 Metern, was mit dem Gschnitz I-Stadium korreliert werden kann (BURGA, 1987).

Bei weiterer Erwärmung zog sich der Spölgletscher dann wieder zurück. Während diesem Rückzug baute er auf beiden Talseiten Eisrandterrassen auf, welche im Bereich God Piz la Schera - Praspöl ausgeprägt sind und wegen ihrer Höhenlage (1740 bis 1780 m) auf eine Stirn bei Vallun Chafuol hindeuten. Die in unterschiedlichen Höhen angeordneten Terrassen zeigen verschiedene Rückzugsphasen dieses Stadiums an. In den obersten Phasen hing noch ein kleiner Eislappen gegen das Val dal Fuorn (etwa bis zur Falla da l'Uors), was ein Moränenwall im God Piz la Schera (809110/170830) belegt. Die leicht gegen das Inntal abfallenden Terrassen sind auf der orographisch linken Talseite durch postglaziale Erosion zerfurcht worden, sodass sie, wie dies in der Geologischen Karte gezeichnet wurde, mit Moränenwällen in der Fallinie des Hanges verwechselt werden können. Dieses Stadium (Champsech-Stadium, BOESCH, 1937) wird zwischen Gschnitz I und Gschnitz II gesetzt und stellt mit grosser Wahrscheinlichkeit einen Abschmelz-Halt dar.

Das nächste Stadium ist bei Plan da l'Acqua Suot mit den Endmoränen der Lokalvergletscherung aus dem Val da l'Acqua und dem Val da la Föglia dokumentiert. Nach der Darstellung von HANTKE (1983) bilden diese Gletscherstände das Äquivalent zum Livigno-Stadium, welches mit den Lateralmoränen im Valle Vago und Val delle Mine rekonstruiert werden konnte (BURGA, 1987). Die Eistransfluenz über La Stretta konnte aufgrund der Höhen der Seitenmoränen nicht mehr bestanden haben, während über die Forcola di Livigno noch geringmächtige Eismassen flossen. Die Schneegrenze lag bei diesem Stadium bei etwa 2300 m, was eine Schneegrenzdepression gegenüber dem regionalen Bezugsniveau aus dem Jahre 1850 von ca. 550 Metern ergäbe. Deshalb kann die Lokalvergletscherung im Val da l'Acqua und das Livigno-Stadium mit dem Gschnitz II-Stadium korreliert werden (BURGA, 1987).

Von den jüngeren Stadien können im Untersuchungsgebiet nur noch fluviatile Sedimente beobachtet werden, denn auch die Lokalvergletscherung im Val da l'Acqua und im Val da la Föglia verschwand allmählich (siehe auch Kapitel 3.5.1, Seite 53).

3.5 POSTGLAZIAL

3.5.1 Verschwinden der Gletscher

Obwohl das Kar des Val da l'Acqua bis auf über 3100 m hinaufreicht und die Winter im Gebiet sehr kalt sind (Monatsmittel im Januar und Februar 1991 um -10 °C auf 1970 m), ist doch keine Gletscherzunge anzutreffen. Die geringen Niederschlagsmengen (800 bis 900 mm/Jahr) und das kleine Akkumulationsgebiet genügen nicht, eine solche aufzubauen. Die Schneegrenze, die in diesem Alpenteil sehr hoch liegt, müsste stark sinken, damit sich eine Gletscherzunge bilden könnte.

Im beginnenden Postglazial stieg die Schneegrenze nochmals bedeutend an und die in die Kare zurückgezogenen Lokalgletscher schmolzen noch weiter zurück. Der Rückzug musste recht schnell und ohne längere Stillstände vonstatten gegangen sein, denn im ganzen Tal sind keine Moränen zu sehen. Unter dem geschmolzenen Eis und an den schneefrei gewordenen Talflanken traten enorme Mengen Gehängeschutt an die Oberfläche. Diese Schuttmassen bilden jetzt den aktiven Blockgletscher.

In den Erdströmen im Gebiet Munt Buffalora - Munt Chavagl konnte BEELER (1977) vier bis fünf postglaziale Kältephasen feststellen. Aber auch diese Klimaverschlechterungen reichten nicht aus, eine Gletscherzunge im Val da l'Acqua zum Vorstossen zu bringen. Einzig die Fliessbewegung des Blockgletschers dürfte beschleunigt worden sein.

4 TALGENESE DES VAL DAL SPÖL

4.1 PRÄGLAZIALE ABFLUSSWEGE

Kleinräumig kann über so weit zurückliegende Vorgänge wenig oder nichts gesagt werden. Deshalb betrachte ich die präglaziale morphologische Entwicklung grossräumiger.

Oberostalpine Komponenten in Molassekonglomeraten der nordostschweizerischen Nagelfluhschüttungen deuten auf sehr frühe (spätes Oligozän) fluviatile Erosion hin. Zu jener Zeit bestanden allerdings noch kaum Ähnlichkeiten mit dem heutigen Abfluss-System. Früheste Anzeichen dazu erschienen erst im Miozän. In Anbetracht der annähernd konstanten Gipfelhöhen im östlichen Nationalpark, vermutet man davor noch die Bildung einer grossen Hochebene, die später durch Karsterosion zerfurcht wurde und die Anfänge der heutigen Abflusswege bildete. CADISCH (1961) schliesst im nahegelegenen Silvretta-massiv eine miozäne Vereisung nicht aus; es wäre also möglich, dass die Hochebene von einem tertiären Gletscher geformt wurde.

Da das Engadin nicht wie die meisten anderen Bündner-Täler zum Rhein oder zum Po entwässert, liegt die Erosionsbasis beim Inn viel weiter weg. Deshalb war auch die pleistozäne Erosion vergleichsweise gering. BOESCH (1937) beschreibt in seiner Dissertation einen miozänen Ur-Inn, der über den Ofenpass entwässert haben soll. Spätere Autoren weichen dieser Phase der morphologischen Entwicklung aus. Am Ende des Pliozäns beherrschte eine Hügellandschaft das Bild, denn die tiefen Schluchten entstanden erst im Pleistozän. Auch das tiefe Tal des Spöl wurde in den Erosionsphasen des Pleistozäns ausgeräumt. Zu dieser Zeit sind dann auch die Kaltzeiten nicht mehr umstritten.

4.2 VERÄNDERUNGEN DER ABFLUSSWEGE WÄHREND DEN EISZEITEN

Während den quartären Eiszeiten werden die pliozänen Abflusswege weiter eingetieft und verbreitert. Vor allem in den spätglazialen Perioden mit grossen Abflussmengen war die Eintiefung enorm. Heute sind fast nur noch würmzeitliche Relikte der Talgenese zu erkennen, da die überfahrenden Eismassen die älteren Spuren wieder verwischt haben. Deshalb lässt sich die Talgenese während den Eiszeiten nur schlecht gliedern.

Wenn auf dem Weg von Praspöl nach Punt Periv der Blick gegen Murtarous frei wird, kann sehr deutlich ein alter Tallauf erkannt werden.

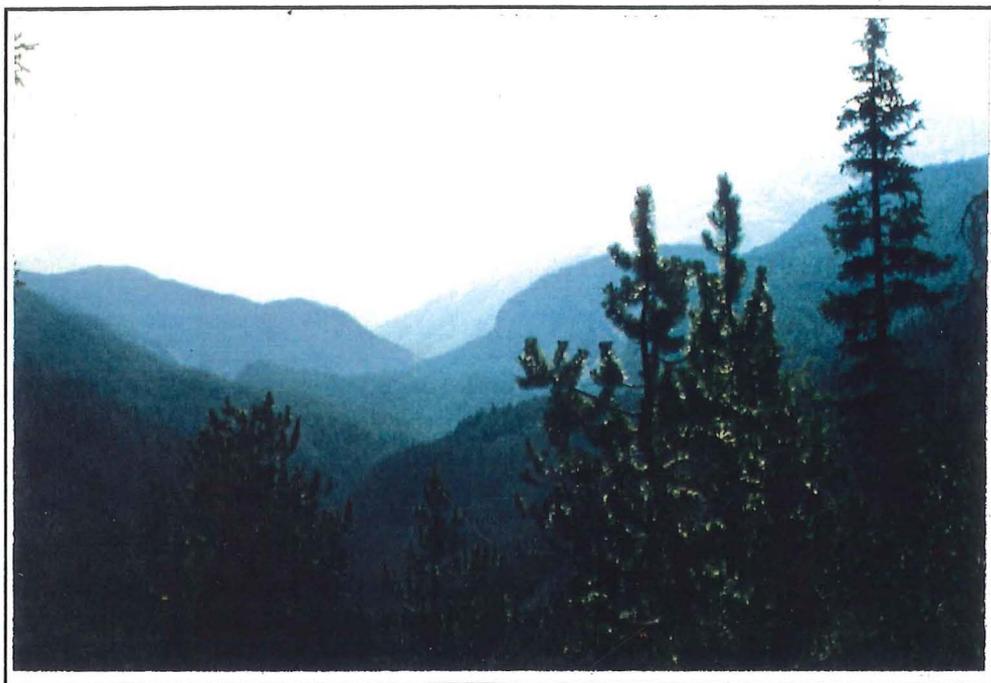


Abb. 22: Alter Tallauf bei Murtarous

Aus vorerwähnten Gründen ist es nicht möglich, den Zeitpunkt der Entstehung und der Desaktivierung dieser alten Abflussrinne zu eruieren. In Anbetracht der tiefen Schlucht, die vom neuen Bachlauf gebildet wurde, könnte vermutet werden, dass die Abflussverhältnisse schon vor der letzten Eiszeit geändert hat und der alte Tallauf letzteiszeitlich nur noch glazial überprägt wurde. Diese Hypothese wird von den zementierten Schottern und Sanden beim Erdrutsch unterhalb des Tunnels (810950/168370) untermauert. Damit kann nämlich gezeigt werden, dass der neue Tallauf schon stark eingetieft war, als die Schotter abgelagert wurden (wahrscheinlich in einer spätglazialen Rückzugsphase).

Einen ähnlichen, alten Tallauf überquert man bei Charbunera (809750/170000). Auch dieser Abflussweg dürfte während der letzten Eiszeit noch stark von Eis überflossen worden sein; wenn auch nur noch sekundär. Das Wasser floss aber schon vor der letzten Eiszeit durch den heutigen Tallauf ab.

Zwei weitere, sehr alte Talläufe sind die bei Champlönch und Champsech, die auch in der Literatur schon mehrfach beschrieben und interpretiert wurden (HANTKE, 1983; BOESCH, 1937).

BOESCH (1937) rekonstruierte durch die beiden Trockentäler die rechtsseitigen Abflussläufe der Lokalgletscher aus dem Val Ftur und dem Val d'Ova Spin. Die fluviatil vorgebildeten Tälchen wurden anschliessend glazial überprägt. HANTKE (1983) und BURGA (1987) übernahmen diese Interpretation. Ich kann mir dazu keine Meinung machen, da die beiden Tälchen ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen und ich somit die Morphologie nur vom Kartenbild her kenne. Es deutet vieles darauf hin, dass die beiden Talläufe bei Murtarous und bei Charbunera ebenfalls fluviatil vorgezeichnet waren und dann vom Gletscher überprägt und teilweise aufgefüllt wurden.

Ein jüngerer ehemaliger Tallauf scheint bei Punt Praspöl aufgefüllt zu sein. Seine Ausbildung ist nur noch zu erahnen und dementsprechend etwas unsicher. Die Morphologie und die quartären Sedimente deuten darauf hin dass die alte Abflussrinne glazigen gefüllt wurde. Der Lokalgletscher aus dem Vallun Praspöl schützte die Sedimente vor der Erosion und forcierte die Eintiefung des heutigen Tallaufes. Diese Eintiefung war beträchtlich, wenn man bedenkt, dass die Rinne in den letzten ca. 15'000 Jahren erodiert wurde. Das ergibt eine Erosionsrate von durchschnittlich etwa 2 mm/Jahr (vergleichsweise beträgt die Erosion in der Innschlucht im Unterengadin heute ca. 0,4 mm/Jahr (HANTKE,1983)). Diese Talgenese scheint mir, angesichts der ausgebildeten Moränenwälle am Talausgang, am plausibelsten. Die Fluss-Sedimente an der Südflanke der linken Moräne wurden bei der Eintiefung angelagert und dürften nur kleinräumig auftreten.

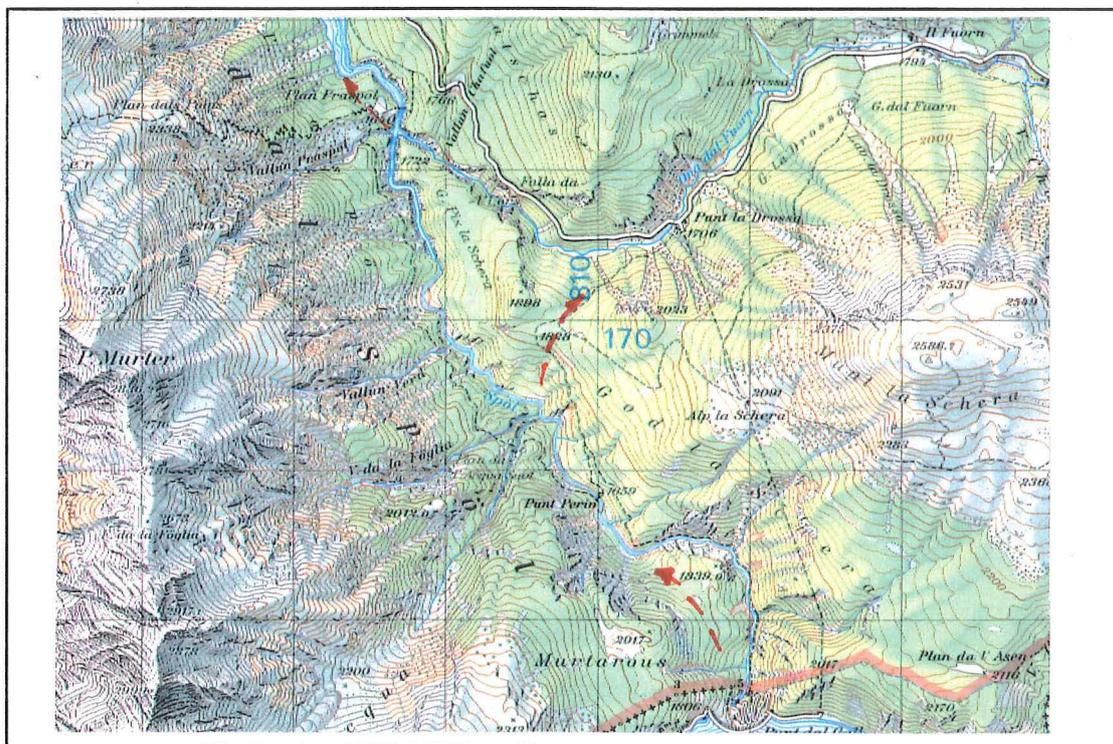


Abb. 23: Kartenskizze mit den alten Talläufen des Spöl und seiner Zuflüsse

4.3 POSTGLAZIALE FLUSSGESCHICHTE

Nachdem während den Eiszeiten die Morphologie sehr stark geändert hatte, stellte sich mit dem Beginn des postglazialen Klimas eine Stagnation ein. Die Änderungen erfolgten sehr kleinräumig und basierten hauptsächlich auf mechanischer Erosion durch das Wasser des Spöl.

Vielerorts wurden die spätglazialen Sedimente abgetragen und in Schotterterrassen wieder abgelagert. Die Erosionsbasis des Spöl lag bei Zernez auf knapp 1500 m fest, denn die riesigen Schotterfluren um Zernez, aufgebaut im Spätglazial von den Schmelzwässern des Inngletschers, konnten kaum erodiert werden. Also begann eine allmähliche Annäherung an ein regelmässiges Gefälle; die tiefen Mulden wurden aufgefüllt, überstehende Hindernisse wurden erodiert. Die Allmählichkeit wird an den unterschiedlich hohen Schotterniveaux dokumentiert, die beim Quellhorizont oberhalb Punt Periv und bei P. 1632 besonders ausgeprägt erhalten geblieben sind.

Bis vor bald 30 Jahren konnten bei den jährlichen Hochwassern grosse Geröllverschiebungen festgestellt werden, die mit dem Bau des Kraftwerkes aufhörten. Zudem wurde mit dem Rückstau bei Ova Spin die Erosionsbasis für den oberen Spöllauf heraufgesetzt, was an den Geröllen in der Schlucht unterhalb der Brücke Punt Praspöl erkannt werden kann. Wegen der äusserst kleinen Restwassermenge beschränkt sich die Erosion auf einige wenige Stellen mit grösserer Fliessgeschwindigkeit; vielfach hat sogar Akkumulation überhandgenommen.

5 HYDROGEOLOGIE

5.1 QUELLEN

5.1.1 Quelleninventar

Im ganzen Untersuchungsgebiet konnten über 90 Quellen kartiert werden. Sie treten meistens als Überlaufquellen aus den Lockergesteinen aus, weil das Wasser an einer undurchlässigen Schicht gestaut wird. Eine einzige Quelle (GS 3) tritt als Schichtquelle aus dem Festgestein aus.

Alle Quellen, die nach der fast dreiwöchigen Trockenperiode im August 1991 (5,9 mm Niederschlag in 20 Tagen; siehe auch Abb. 24) mehr als $\frac{1}{2}$ l/min schütteten, wurden beprobt (Ausnahme GS 3 und Ps 3 wegen heiklem Zugang). Dabei wurde die **Schüttung**, die **Temperatur**, die **Leitfähigkeit** und der **pH-Wert** gemessen.

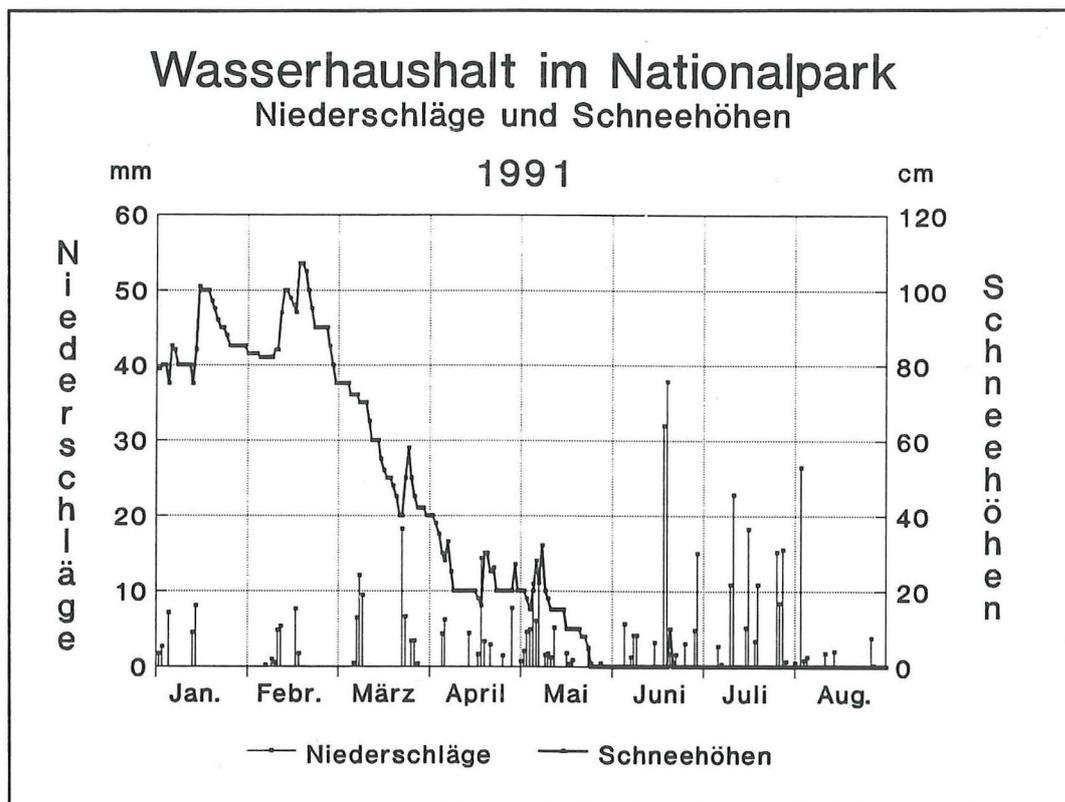


Abb. 24: Wasserhaushalt im Nationalpark (Messwerte der Station Buffalora)

Die Abbildung der letzten Seite zeigt auch, dass die Winter im Gebiet sehr trocken sind und dementsprechend in der Schneedecke nicht sehr viel Wasser gespeichert wird, das dann im Frühling zusätzlich zu den Niederschlägen in die Grundwasserträger gerät oder in einem der vielen Bäche abfließt. Die grössten Niederschlagsmengen fallen im Sommer. Die heftigen Niederschläge fliessen hauptsächlich oberflächlich schnell wieder ab und können die Schüttung der Quellen kaum beeinflussen.

5.1.2 Durchführung der Messungen

● **Schüttung:**

Die Schüttungsmessung passte ich jeweils dem Gerinne unterhalb des Quellaustrittes an. Meistens genügte es, den Messbecher solange in den Wasserabfluss zu halten, bis dieser voll war und dabei die Zeit zu stoppen. Dabei war darauf zu achten, dass die gesamte Wassermenge in den Messbecher floss. Eine einfache Rechnung ergab die Schüttung pro Minute.

Bei grösseren Schüttungsmengen oder bei breiten und flachen Ausflüssen versuchte ich, innerhalb einer vorher festgelegten Zeit (Abschätzung der Wassermenge), mit einem grossen Plastiksack die gesamte Wassermenge einzufangen. Dazu hielt ich die Öffnung möglichst dem Boden anschmiegend in die Strömung.

Bei der Quelle Ps 8 konnte ich keine der beiden Möglichkeiten anwenden, da die Wassermenge zu gross und der Abfluss zu breit war. Hier musste ich die Schüttungsmenge schätzen.

● **Temperatur:**

In unmittelbarer Nähe der Quelle wurde mit einem Messbecher Wasser entnommen und dessen Temperatur mit dem an das pH-Meter anschliessbaren Fühler gemessen. Damit die äusseren Einflüsse gering gehalten werden konnten, wurden die Messungen immer im Schatten ausgeführt.

- **pH-Wert:**

Auch die Protonenkonzentration wurde im Messbecher ermittelt. Dazu benutzten wir einen pH-Meter des Typs 250 A der Firma ORION Research AG und eine kombinierte Glaselektrode ("Ross", Sure Flow). Auch hier wurde versucht, die äusseren Einflüsse möglichst gering zu halten. Vor der Probennahme mit dem Messbecher wurde dieser immer zuerst mit dem jeweiligen Quellwasser gut ausgespült. Die Elektrode wurde vor und nach jeder Messung mit viel destilliertem Wasser abgespült. Es wurde auch darauf geachtet, dass alle zwei Stunden wieder eine Eichung durchgeführt wurde. Meistens wurden zwei Messungen vorgenommen; bei Abweichungen zwischen den beiden Messungen noch weitere.

- **Leitfähigkeit:**

Das für die Temperaturmessung entnommene Wasser konnte auch für diese Messung benutzt werden. Die Messung wurde mit einem Leitfähigkeits-Messgerät des Typs WTW LF 91 ausgeführt. Der Messwert wurde erst bei längerer Konstanz notiert. Normalerweise wurde nur eine Messung pro Quelle durchgeführt, da die Messgenauigkeit dieses Gerätes hoch ist. Bei Extremwerten (z.B. Ps 4) wurden mehrere Messungen vorgenommen, um Bedienungsfehler auszuschliessen.

5.1.3 Messresultate

Die Messungen sind im Anhang (Seite A20 ff.) in tabellarischer Form dargestellt, um die genauen Werte zu zeigen. Kontrollmessungen im gleichen Wasser ergaben folgende Messgenauigkeiten:

- **Temperatur:** $\pm 0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}$
- **Leitfähigkeit:** $\pm 2 \text{ } \mu\text{S/cm}$
- **pH-Wert:** $\pm 0,05$

5.1.4 Interpretation der Messwerte

Die Quellschüttung hängt im wesentlichen von der Niederschlagsmenge, von der Verdunstung und vom Einzugsgebiet ab. Im kleinen Untersuchungsgebiet sind die Niederschläge ziemlich gleichmässig verteilt, während es bei der Verdunstung grössere Schwankungen gibt. Die Verdunstung wird nämlich von der Meereshöhe, vom Relief und von der Exposition beeinflusst. Deshalb kann aus der Schüttungsmenge nicht direkt auf das Einzugsgebiet geschlossen werden. Generell lässt sich aber sagen, dass eine Quelle mit um zwei Grössenordnungen grösserer Schüttung ein grösseres Einzugsgebiet hat. Aufgrund der Grösse des Einzugsgebietes kann die Grösse des Aquifers noch nicht abgeschätzt werden, da die Tiefe noch unbekannt ist. Leider konnte nur eine Quellmessung durchgeführt werden, sodass sich die jährliche Temperaturschwankung, mit der auf die Tiefe geschlossen werden könnte, nicht dokumentieren lässt. Eine tiefe Temperatur des Quellwassers (weniger als 7°C) Ende August deutet auf eine längere Verweilzeit in einem tieferen Aquifer hin. Ein Vergleich zwischen der Temperatur und der Schüttung zeigt einen leichten Trend zu tieferen Temperaturen bei grösseren Schüttungen.

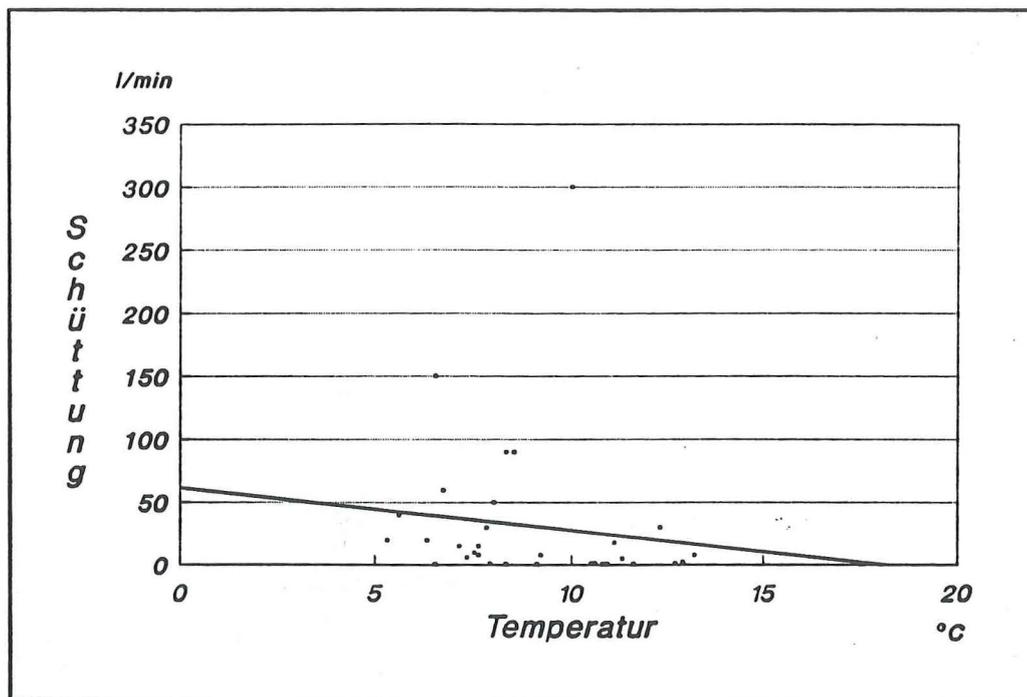


Abb. 25: Vergleich zwischen Temperatur und Schüttungsmenge

Neben den physikalischen Kennwerten wurden auch noch zwei chemische Faktoren in Betracht gezogen; der pH-Wert und die elektrolytische Leitfähigkeit.

Da bei den Quellen die anthropogene Verunreinigung vernachlässigt werden kann, ist die chemische Beschaffenheit des Wassers nur noch von der Chemie der Niederschläge sowie dem Kontakt des Wassers mit Böden, Vegetation und Gesteinen abhängig. Die Leitfähigkeit sowie der pH-Wert wird von den karbonatischen Gesteinen beeinflusst - durch Karbonatlösung wird die Leitfähigkeit vergrößert, der pH-Wert wird auf die alkalische Seite gebracht.

Die niedrigsten elektrolytischen Leitfähigkeiten liegen zwischen 230 und 270 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bei Punt dal Gall und Plan da l'Acqua). Bei Punt dal Gall kann ein Zusammenhang mit dem aufgestauten Spöhwasser (Leitfähigkeit $\approx 250 \mu\text{S}/\text{cm}$) vermutet werden. Die pH-Werte lassen die Vermutung ebenfalls zu.

Normalerweise liegen die Leitfähigkeitswerte zwischen 300 und 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, was für Einzugsgebiete mit Karbonatgestein typisch ist.

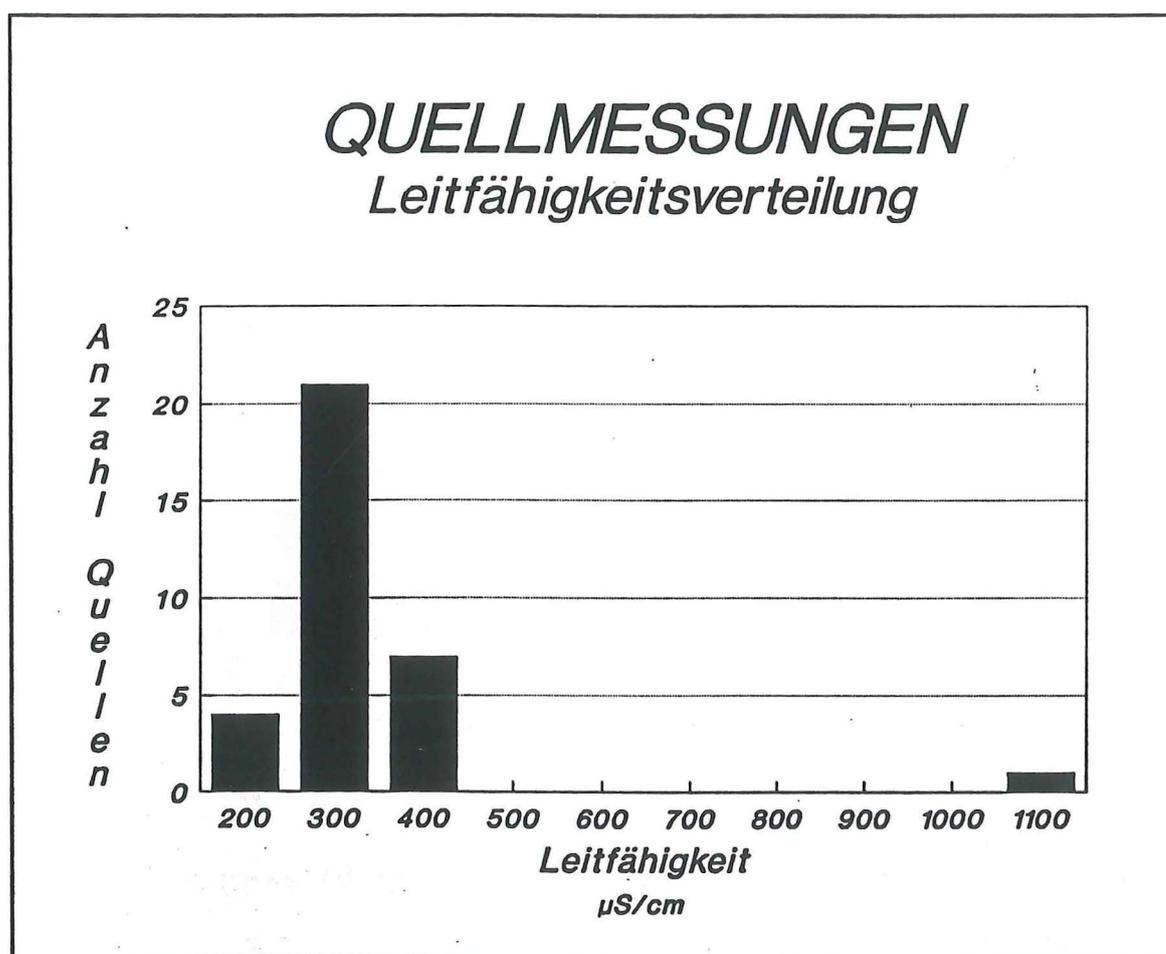


Abb. 26: Leitfähigkeits-Verteilung der Quellmessungen

Die Quelle Ps 4 weist eine aussergewöhnlich hohe Leitfähigkeit auf (1168 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Ihr Einzugsgebiet liegt in der Raibler-Formation, in der auch einige Lagen mit Gips und Anhydrit auftreten. Wenn die Ionen von der Karbonatlösung kämen, so wäre der pH-Wert grösser. Der normale pH-Wert (7,3) deutet auch auf gelöste Sulfate hin.

Die Nachbarquellen, ausgenommen die Quelle Ps 8 (497 $\mu\text{S}/\text{cm}$), haben eine normale Leitfähigkeit. Diese Quellen haben aber einen erhöhten Kalkgehalt, was am pH-Wert und an den Kalkausfällungen beim Quellaustritt ersichtlich ist.

Die pH-Werte sagen nicht so viel aus, da sie von 7 bis 8 fast gleichmässig verteilt sind.

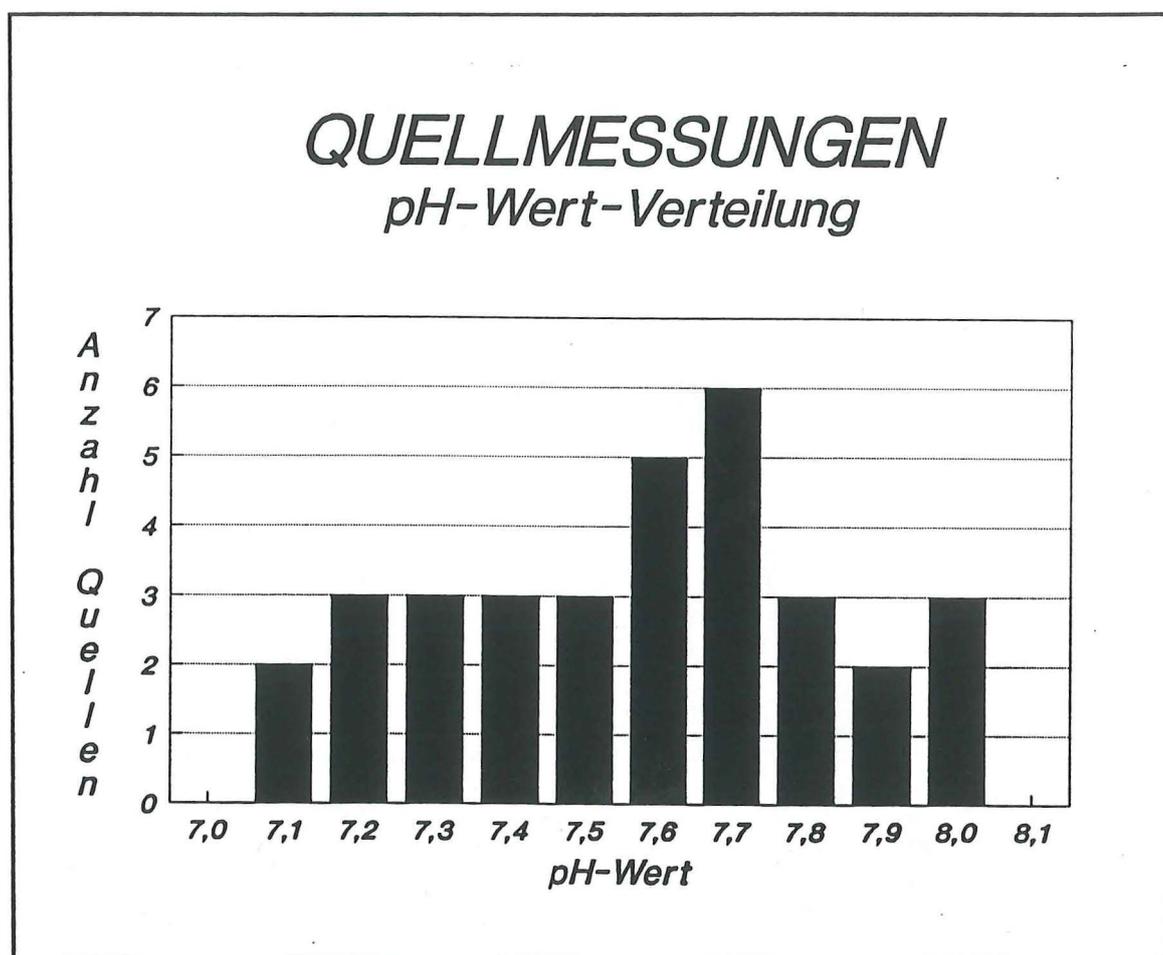


Abb. 27: pH-Wert-Verteilung der Quellmessungen

Für eine genauere Interpretation der Messwerte müsste eine 1- bis 3-jährige Messreihe mit monatlichen Messungen an ausgewählten Quellen gemacht werden. Zudem müssten noch andere Messwerte bestimmt werden (genaue Wasserchemie, Härtegrade, etc.). Erst dann könnten die Einzugsgebiete und die Tiefen der Grundwasserträger abgeschätzt werden.

5.1.5 Quellhorizont oberhalb Punt Periv

Unterhalb der grossen Gehängeschuttkegel, die von Plan Murtarous bis fast an den Spöl hinunterreichen, sind auf einer Fläche von ca. 0,9 ha mindestens 34 Quellaustritte zu beobachten. Die untenstehende Karte zeigt den Quellhorizont, von dem etwa 3000 l/min in den Spöl fliessen. Die eingezeichneten und numerierten Quellen wurden alle beprobt und die Temperatur, die Leitfähigkeit und der pH-Wert bestimmt. Die Liste mit allen Messwerten ist im Anhang (Seite A23 ff.) zu finden.

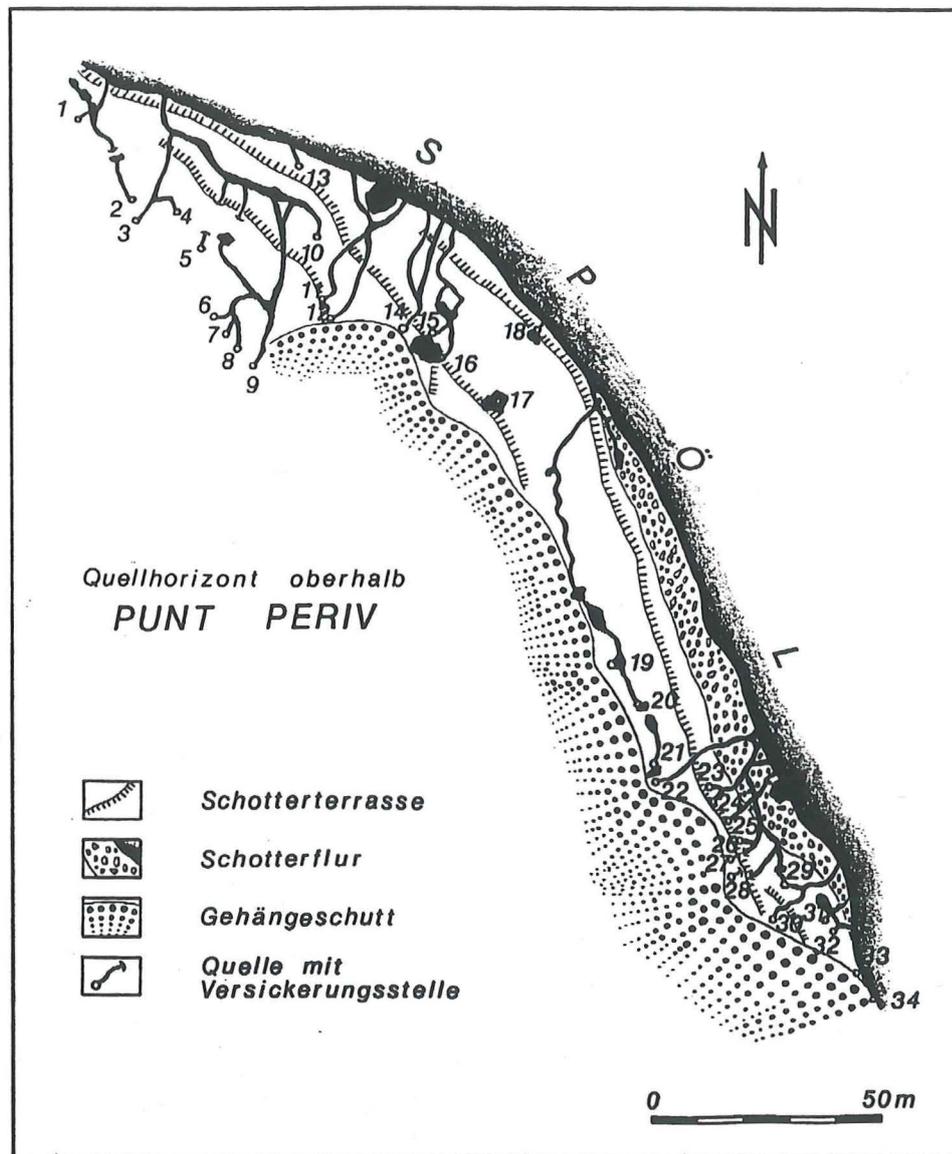


Abb. 28: Übersichtskarte des Quellhorizontes oberhalb von Punt Periv

Schon bei den Messungen fiel die allmähliche Änderung der Messwerte auf. Die Iso-Linien-Karten auf den folgenden Seiten sollen diese Änderungen verdeutlichen. Leider konnte auch hier nur eine Messung durchgeführt werden (20. August 1991). Es wäre ausserordentlich interessant und auch hilfreich für eine Interpretation, wenn eine Messreihe mit monatlichen Messungen über längere Zeit gemacht werden könnte. Die Verschiebungen der Iso-Linien liessen dann genauere hydrogeologische Überlegungen zu.

Ein Vergleich der verschiedenen Karten dieser Momentaufnahme zeigt noch keine eindeutigen Ergebnisse; es können nur Vermutungen gemacht werden. Die Messwerte der Quellen QH 25 bis QH 30 lassen die Vermutung aufkommen, dass das Wasser hier längere Zeit im Untergrund verweilt (tiefe Temperatur, hohe Leitfähigkeit). Die Messwerte der Quelle QH 14 bestätigen dies indessen gar nicht.

Obwohl nur wenig endgültige Resultate hervorgetreten sind, konnte doch festgestellt werden, dass die Abflussverhältnisse im Untergrund komplizierter sind, als man es von der Oberflächenmorphologie annehmen konnte.

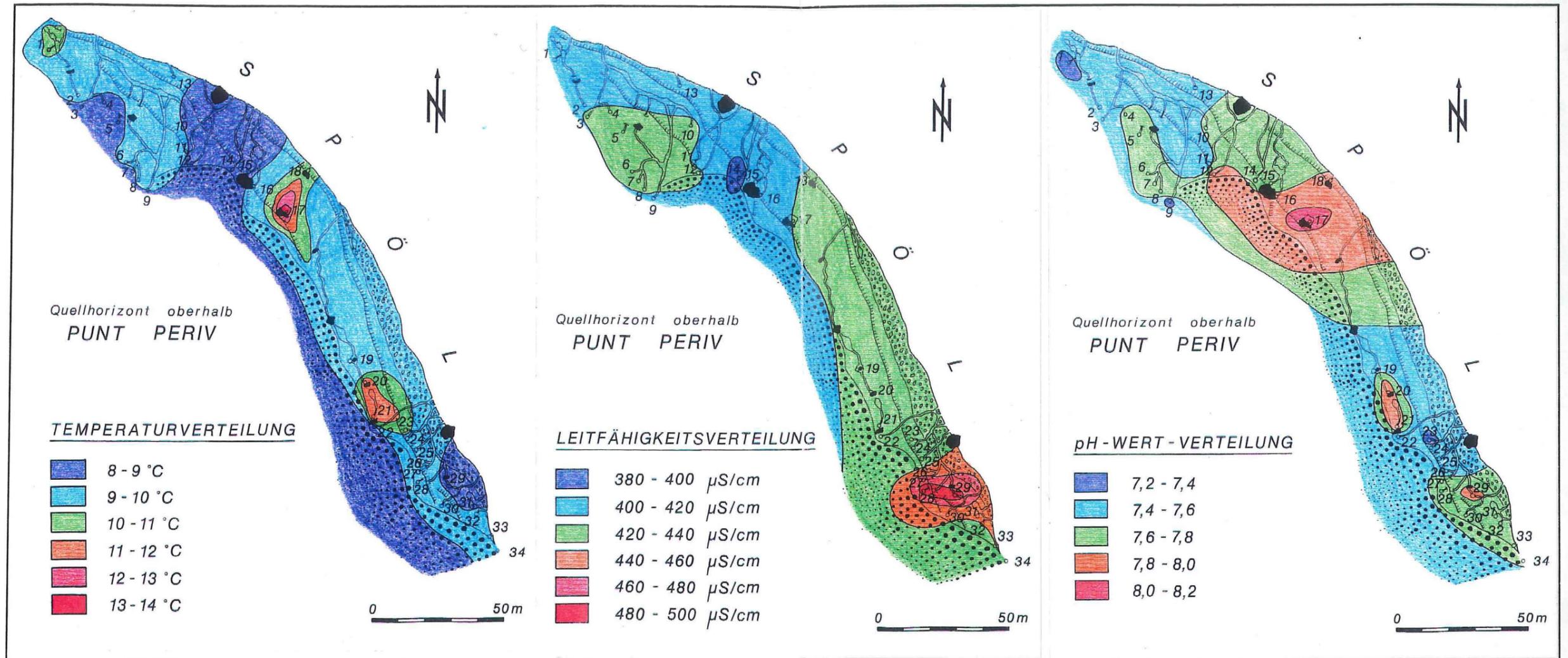


Abb. 29: Iso-Linien-Karten des Quellhorizontes oberhalb von Punt Periv

5.2 ZUFLÜSSE ZUM SPÖL

Neben den vielen kleinen Zuflüssen, die von den gemessenen Quellen ausgehen, fließen noch einige grössere Bäche im Untersuchungsgebiet in den Spöl. Die wichtigsten sind:

- **Zufluss aus dem Val da l'Acqua**

Im Einzugsgebiet dieses Baches liegt ein noch aktiver Blockstrom. Er stösst mit einer Geschwindigkeit von ca. 1 m/y vor und stirnt auf etwa 2200 m. Oberhalb des Blockstromes befindet sich noch ein kleiner Gletscher. Das Wasser des Baches aus dem Val da l'Acqua ist deshalb grösstenteils Schmelzwasser. Das bestätigen auch die gemessenen Wasserwerte (niedrige Temperatur, 7,5 °C; niedrige Leitfähigkeit, 201 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Die Schüttung ist immer recht gross (ca. 500 bis 1000 l/min) und konnte nur geschätzt werden.

- **Zufluss aus dem Val da la Fögliä**

Das Einzugsgebiet dieses Baches ist um vieles kleiner als das des benachbarten Baches aus dem Val da l'Acqua. Bis Ende August (Zeitpunkt der Messung) waren in diesem Tal fast alle Schneefelder geschmolzen und der Bach wurde somit vorwiegend mit Quellwasser gespeisen. Die Messwerte (hohe Temperatur, 11,1 °C; mittlere Leitfähigkeit, 284 $\mu\text{S}/\text{cm}$) deuten auch darauf hin. Die Schüttung wurde auch hier nur geschätzt (ca. 500 bis 1000 l/min).

- **Zufluss aus dem Vallun Verd**

Das Wasser des Baches aus dem Vallun Verd (etwa 150 l/min) durchfliesst auf seinem Weg zur Messstelle beim Wanderweg die Raibler-Formation. Die in diesen Schichten eingelagerten Gips- und Anhydrit-Lagen dürften auch der Grund für die hohe Leitfähigkeit (492 $\mu\text{S}/\text{cm}$) sein. Die Temperatur und die Protonenkonzentration liegen im Bereich der übrigen Messwerte.

- **Zufluss aus dem Vallun Praspöl**

Der Bach führt nur bis in den frühen Sommer Wasser und versiegt bei längeren Trockenperioden. So war er auch zum Zeitpunkt der Messungen ausgetrocknet. Im Frühling trägt er beachtliche Schwebstoffmengen in den Spöl (Abb. 30, Seite 68).

- Ova dal Fuorn

Der Ova dal Fuorn ist der grösste Zufluss. Er ergiesst sein Wasser direkt in den rückgestauten Spöl. Die Abflussmenge des Ova dal Fuorn wird bei Punt la Drossa gemessen und zeigt riesige Abflussschwankungen. Während der Schneeschmelze, die etwa bis Mitte Juli andauert, kann der Abfluss bis zu $5 \text{ m}^3/\text{s}$ betragen; in niederschlagsarmen Perioden im Spätsommer sinkt der Pegel auf unter $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ab. Zur Zeit der Schneeschmelze im alpinen Frühsommer (Anfang Juli) bringt er riesige Mengen Feinsedimente ins Ausgleichbecken, welche als Schwebstofffahnen gut zu beobachten sind. Die Schwebstofffracht stammt grösstenteils aus dem Val Ftur.

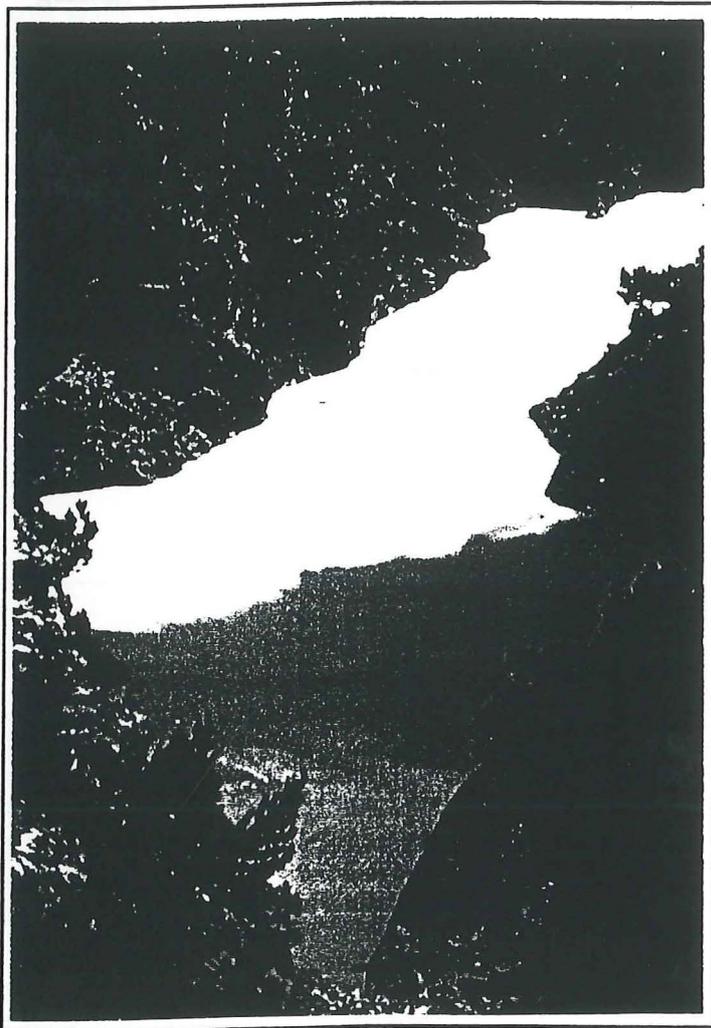


Abb. 30:

Schwebstofffahnen des Ova dal Fuorn (weiss) vermischen sich mit dem Wasser des Spöl. Die braunen Schwebstoffe werden vom Bach aus dem Vallun Praspöl eingetragen.

Bei der Messung am 28. August 1991 fiel der aussergewöhnlich hohe pH-Wert (8,18) auf. Nach Angaben von J. FREI (1992) sind die Werte schon bei den Quellaustritten sehr hoch.

- **Quellhorizont oberhalb Punt Periv**

Dieser Zufluss schüttet eine beachtliche Wassermenge in den Spöl. Da neben den vielen gemessenen Zuflüssen noch unzählige kleine Gerinne in den Spöl fließen, konnte die Schüttung nur grob abgeschätzt werden. Nach der Trockenperiode flossen aber am 20. August 1991 immer noch ca. 3000 l/min ($\approx 0,05 \text{ m}^3/\text{s}$) in den Spöl. Tagsüber führt der Spöl $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$ und die zugeführte Wassermenge ist nur unwesentlich; beim Minimalabfluss von $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ sind es immerhin 10 %.

Die hohen Leitfähigkeiten des Quellwassers (380 bis $500 \mu\text{S}/\text{cm}$) scheinen das Wasser des Spöl zu beeinflussen. Die Leitfähigkeit des Spölwassers steigt nämlich, wenn auch nur gering, zwischen Punt dal Gall ($235 \mu\text{S}/\text{cm}$) und Punt Periv ($258 \mu\text{S}/\text{cm}$) an.

Die vielen Messdaten des Quellhorizontes sind im Kapitel 5.1.5 (Seite 64) genauer beschrieben.

6 AKTUOGEOLOGIE

6.1 ANTHROPOGENE EINFLÜSSE AUF DEN SPÖL

6.1.1 Restwasser-Regime

Nach der Verleihungsurkunde für die Ausnützung der Wasserkräfte des Spöl, unterzeichnet am 21. August 1962, muss eine durchschnittliche Dotationswassermenge von $1 \text{ m}^3/\text{s}$ abgegeben werden, wobei das Minimum zu keiner Zeit unter $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ sinken darf. Mit Rücksicht auf die Parkbesucher wird im Sommerhalbjahr (16. Mai bis 30. September) tagsüber ca. $2,6 \text{ m}^3/\text{s}$ und nachts $1 \text{ m}^3/\text{s}$ abgelassen. Im Winterhalbjahr beträgt der Abfluss konstant $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$.

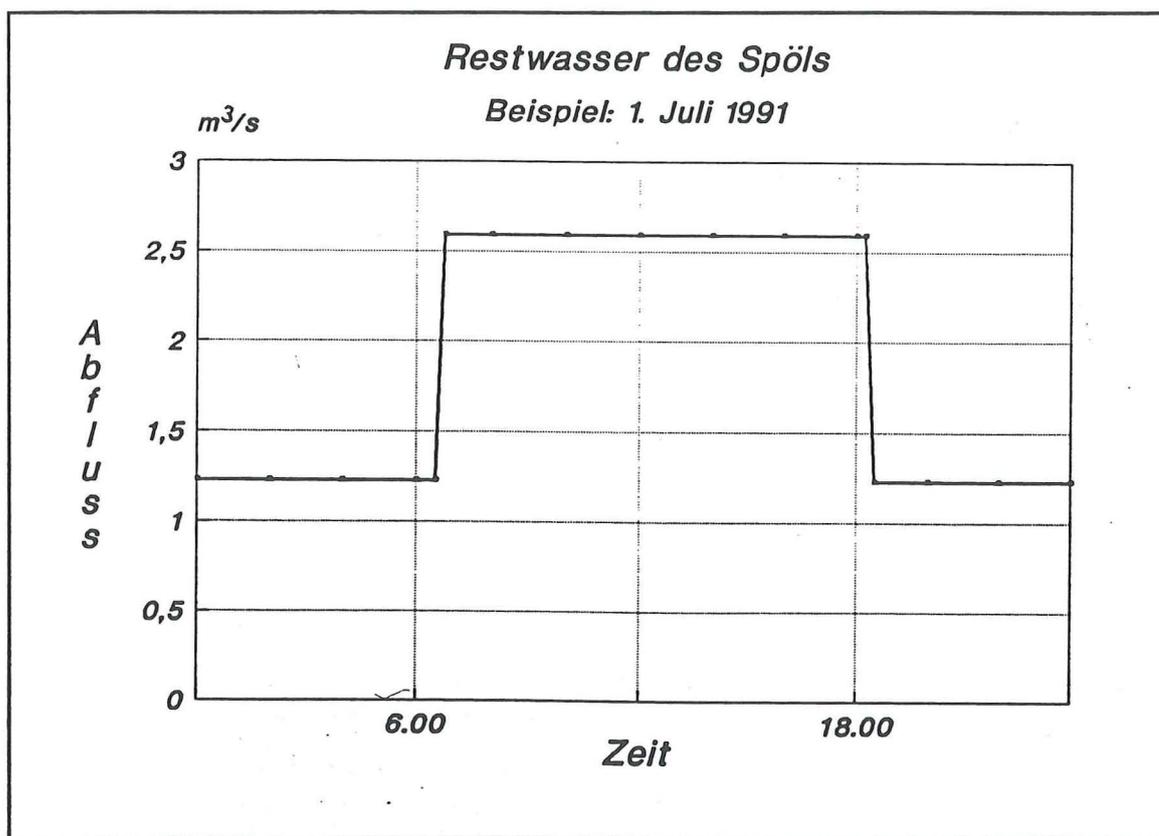


Abb. 31: Normaler Restwasserabfluss während des Sommerhalbjahres (nach Angaben der Landeshydrologie und -geologie, Bern)

Ein Vergleich mit dem natürlichen Abfluss des Ova dal Fuorn bei Punt la Drossa zeigt, dass der Eingriff doch beträchtlich ist. Am ähnlichsten ist der Abfluss noch während der Schneeschmelze, bei der der natürliche Abfluss vergleichbare Schwankungen aufweist wie der vom Menschen diktierte im Val dal Spöl.

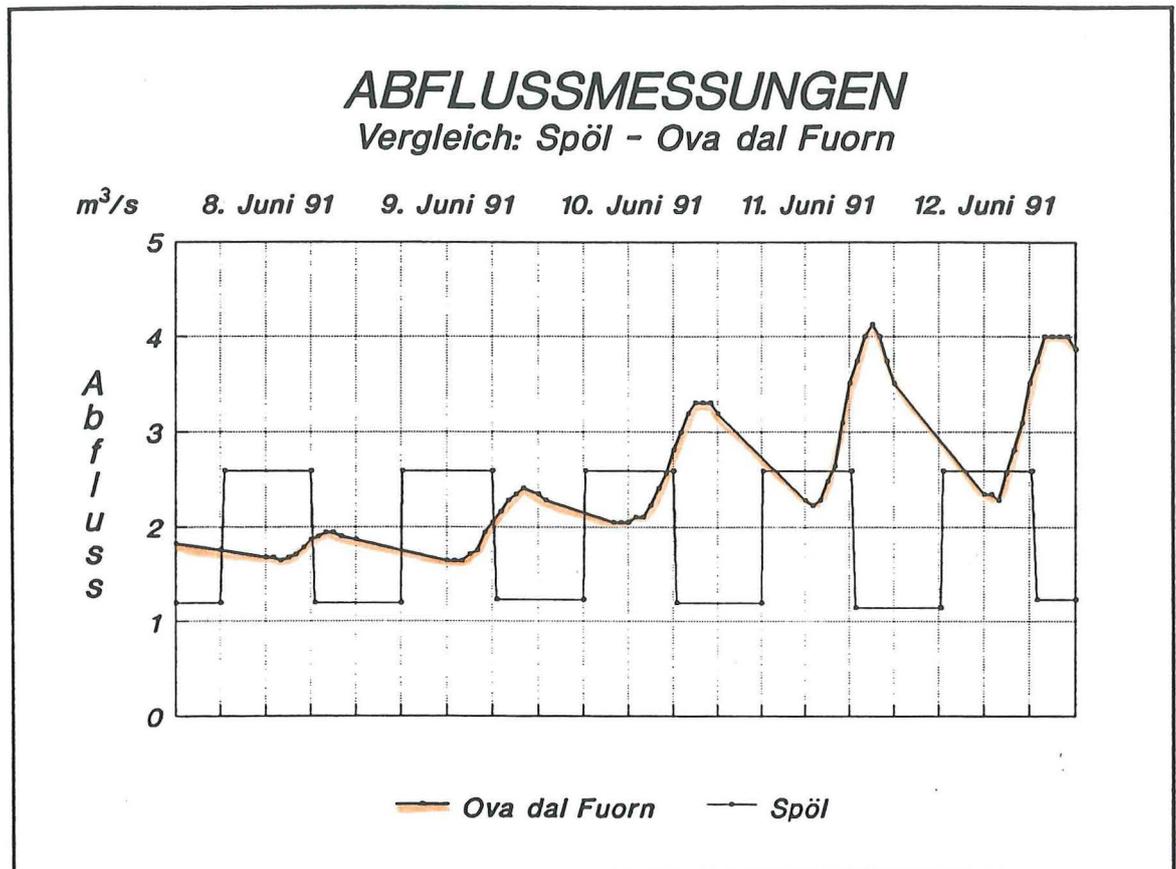


Abb. 32: Vergleich zwischen natürlichem Abfluss und Restwasser-Regime (nach Angaben der Landeshydrologie und -geologie, Bern)

Obwohl die Wassermengen im Spöl bei Trockenperioden wegen dem grösseren Einzugsgebiet nicht so stark zurückgehen würden, wie das im Ova dal Fuorn der Fall ist, so gibt es im Sommer trotzdem keine ausserordentlichen Niedrigwasser-Perioden. Aber genau so wenig wirken sich Gewitter durch plötzliches Ansteigen des Pegels aus. Zur Verdeutlichung dieser Tatsache seien auf der nächsten Seite zwei Beispiele vom Sommer 1991 gezeigt.

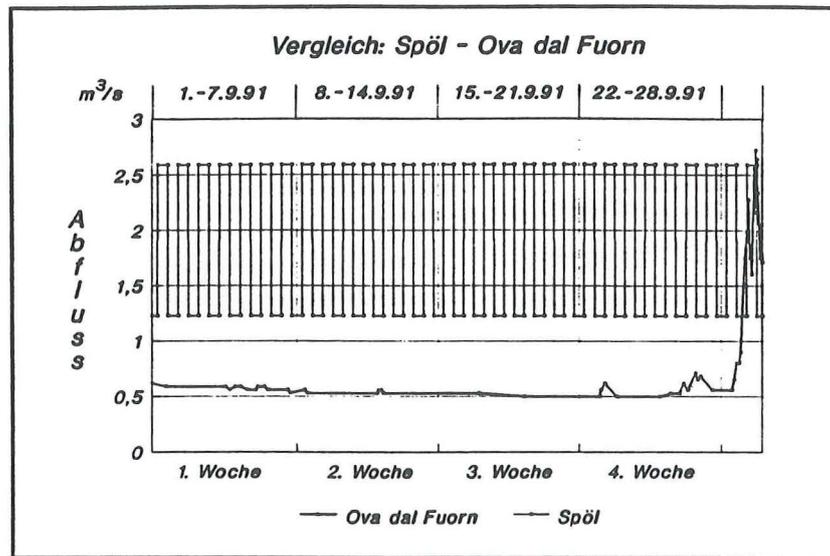


Abb. 33: Eine lange Trockenperiode geht mit gewittrigen Niederschlägen zu Ende. Im Restwasser des Spöl ist weder die Trockenperiode, noch der Niederschlag am Ende des Monats ersichtlich.

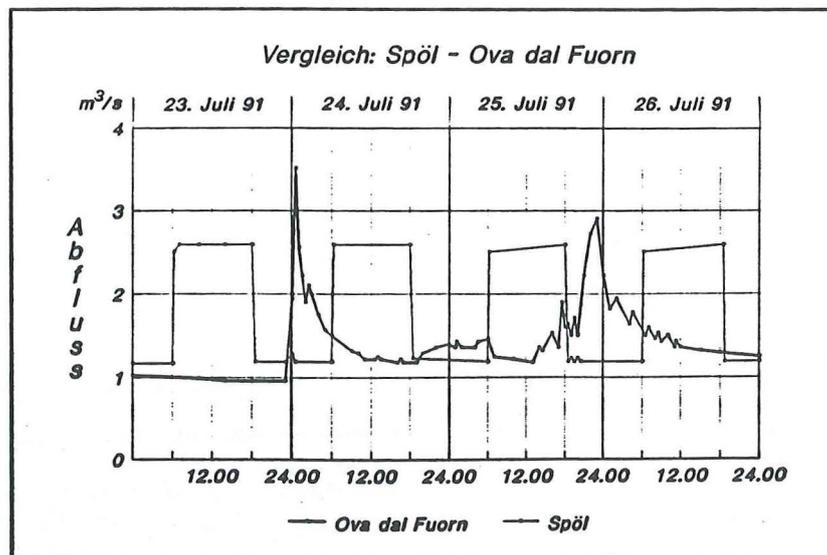


Abb. 34: Die starken Niederschläge in den beiden Juli-Nächten (15,2 mm und 15,5 mm Niederschlag), die das Wasser im Ova dal Fuorn anschwellen liessen, sind im Restwasserabfluss des Spöl kaum dokumentiert.

6.1.2 Verschlammung des Spöl

Bis zum Baubeginn der Staumauer im Jahre 1963 betrug der durchschnittliche Jahresabfluss 6 bis 12 m³/s. Nachdem während der Bauzeit 4 bis 7 m³/s abgelassen wurden, begann 1970 eine Periode mit Niedrigwasser, die bisher nur wenige Unterbrüche hatte (Spülungen in den Jahren 1971, 1984 und 1990; Überlaufereignisse 1970 und 1979). Diese über 20-jährige Periode hat den Spöl stark verändert. Neben einem einzigen positiven Aspekt (im Uferbereich mehr Biotope mit grösserer Artenvielfalt) wurden vor allem negative Auswirkungen festgestellt.

Die seitlichen Bachschuttkegel wachsen immer weiter ins Bachbett des Spöl und stauen das fließende Wasser zurück. Die ohnehin sehr kleinen Wassermengen verlieren noch mehr Energie und die Schwebstoffe können abgesetzt werden. Vor der Spülung am 7. Juni 1990 war das Bachbett, ausser an den Stellen mit hoher Fließgeschwindigkeit, mit einer mehrere Millimeter dicken Schlammschicht bedeckt (SCHEURER, 1991). Bei der See-Entleerung im April 1984, bei der maximal 8,7 m³/s abflossen, war die Erosionswirkung zu klein, um das Bachbett von dieser Verschlammung zu befreien. Die Spülung am 7. Juni 1990, bei der während mehr als 2 Stunden 30 m³/s abgelassen wurden, brachte dann für das Bachbett eine weitgehende Befreiung von der Schlammschicht, die teilweise sogar anoxisch war. Doch bereits im Juli 1991 war die Verschlammung wieder beträchtlich.

Zu den ausgefällten Schwebstoffen kommt noch eine grosse Phosphorbelastung des Wassers, sodass ein Zusammenhang mit der mangelnden Klärung der Abwässer von Livigno offensichtlich ist. Vor allem bei windstillem Wetter ist in unmittelbarer Nähe des Baches auch ein Fäulnisgeruch festzustellen.

Die Schlammschicht und das nährstoffreiche Wasser bilden einen ausgezeichneten Nährboden für ein verstärktes Algenwachstum. Da das Wasser zudem noch sauerstoffarm ist, wird der Abbau von organischem Material erschwert.

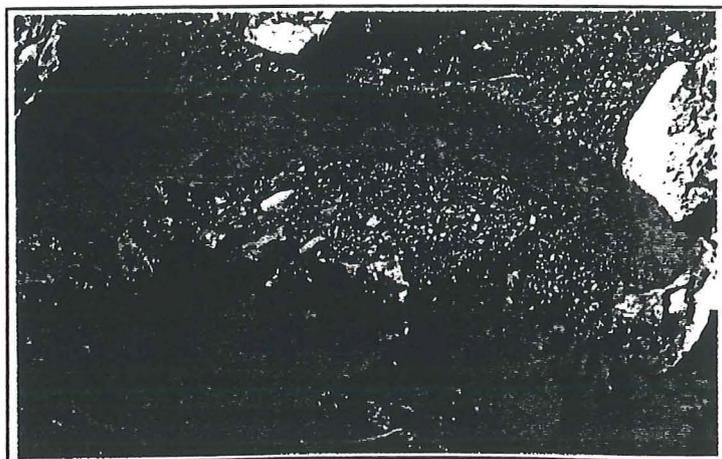


Abb. 35:
Entlang der Uferlinie, die fast immer gleichenorts verläuft, treten einige Algentepiche auf.

Da die Herkunft der Feinanteile im Spöl mit meiner Arbeit geklärt werden sollte, habe ich die Wassermengen und die Farbe (Trübung) des Spöl genau beobachtet. So wurde ich am 12. Juli 1991 zufällig Zeuge eines recht spektakulären Ereignisses:

Bei der Kartierung bei Punt Periv fiel mir plötzlich das braune, sehr trübe Wasser auf (ca. 11.10 Uhr). Ich hatte den Eindruck, dass das Wasser gegenüber dem Normalabfluss stark gestiegen war. Ich konnte zwei Proben des schwebstoffbelasteten Wassers entnehmen, die ich am Geologischen Institut tonmineralogisch untersuchte (Resultate siehe Seite 78). Bei der Probennahme stieg mir der starke Fäulnisgeruch in die Nase. Nachdem ich das Ereignis auch noch photographisch festgehalten hatte, normalisierte sich die Trübung nach ca. 12.30 Uhr wieder.

Auf dem Limnigraphenstreifen der Messstation unterhalb von Punt dal Gall ist das Ereignis als ein schnelles Absinken der Wassermenge und einem ebenso schnellen Anstieg aufgezeichnet. Die Wassermenge nahm also nicht deutlich zu; die Farbe hat den Anstieg nur vorgetäuscht.

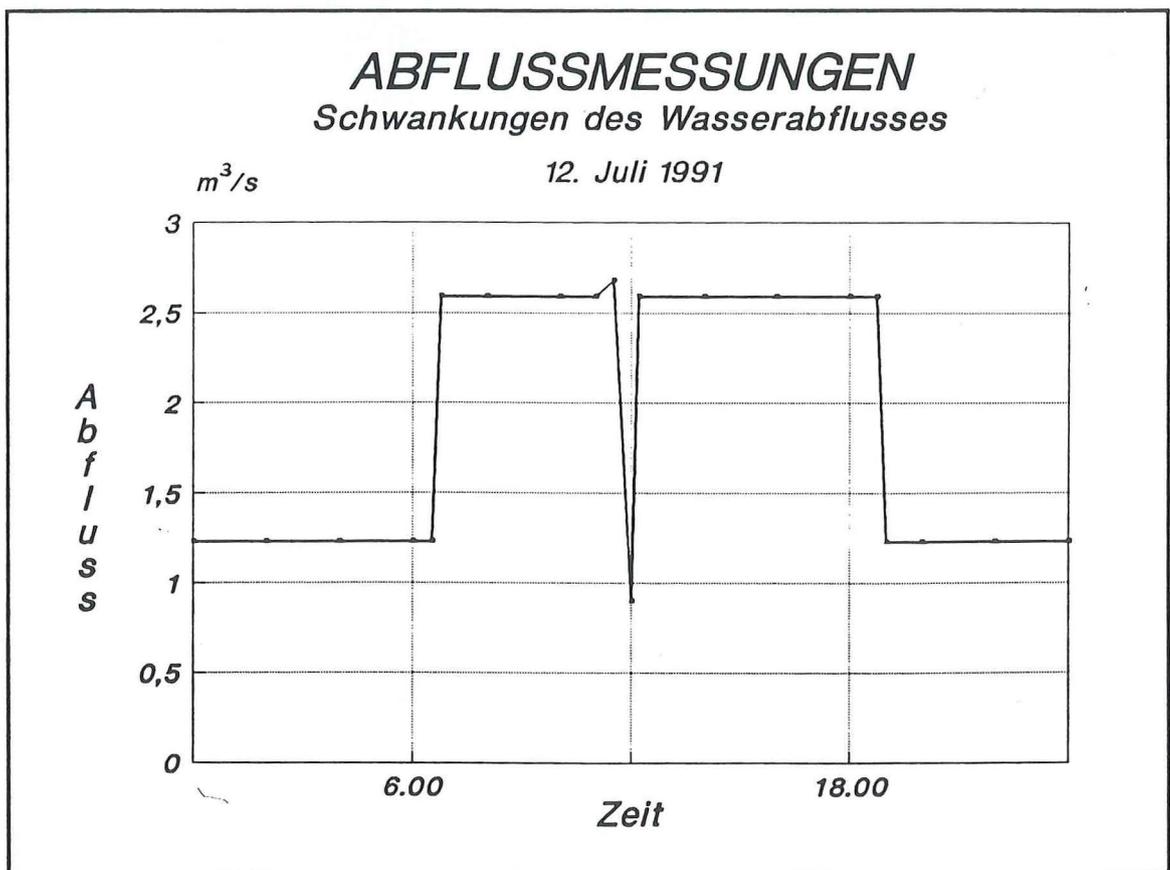


Abb. 36: Restwasser-Abfluss am 12. Juli 1991

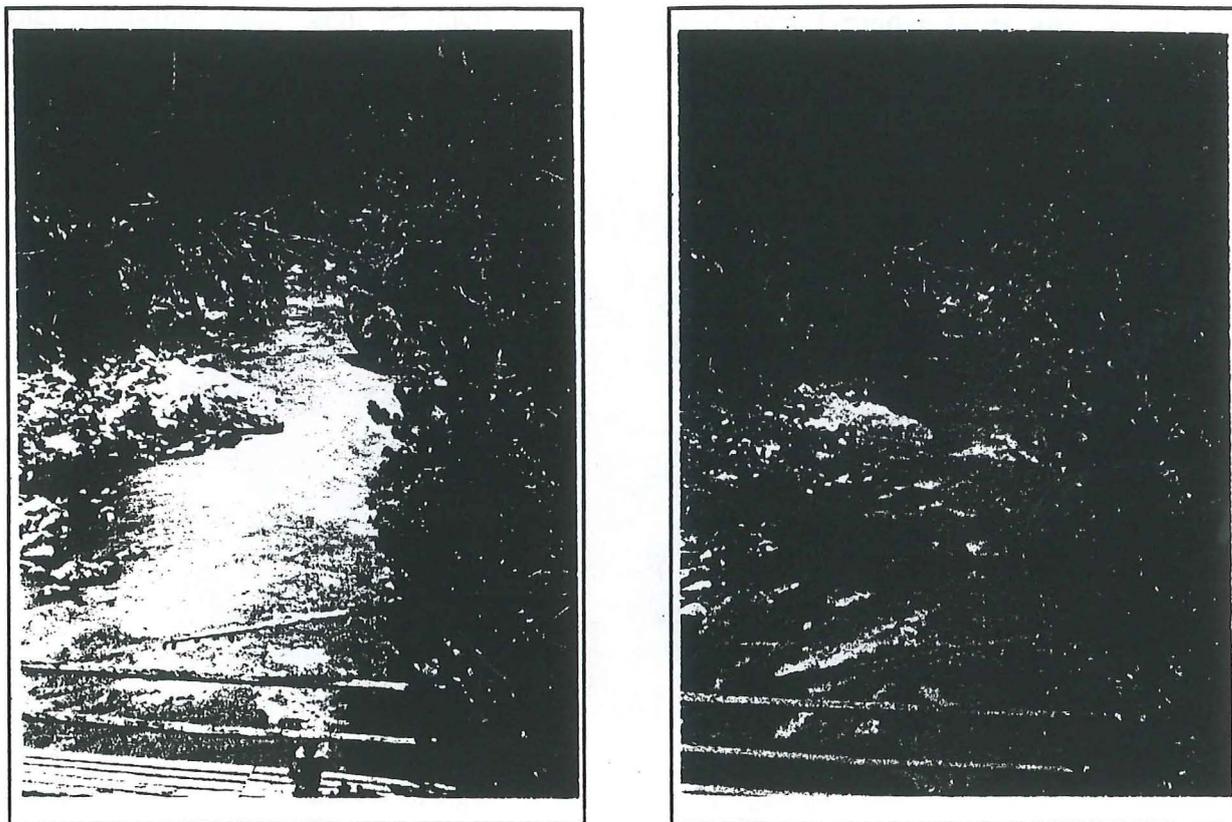


Abb. 37: Schwebstoffbelasteter Abfluss (links) und normaler Abfluss des Spöl bei Punt Periv. An der Uferlinie ist gut zu erkennen, dass der Pegelstand fast identisch war.

Natürlich versuchte ich zu rekonstruieren, wie plötzlich derartige Mengen Schwebstoffe ins Wasser gelangen.

Zunächst dachte ich an ein Gewitter, da es auch bei Punt Periv schwülwarm war und sich auch schon Gewitterwolken auftürmten. In Anbetracht des kleinen Einzugsgebietes musste ich jedoch diese Möglichkeit ausschliessen, da ich ein Gewitter gehört haben müsste. Meine Wetterbeobachtungen werden zudem noch von den Protokollen der Messstation bei Buffalora untermauert.

Einen Erdbeben ins Wasser des Spöl zog ich als zweite Möglichkeit in Betracht. Bei der Kartierung in den nächsten Tagen sah ich aber auch diese Annahme nicht bestätigt.

Schlussendlich vermutete ich, dass das Ereignis mit dem Restwasserablass der Kraftwerke in Zusammenhang stehen könnte. Diese Vermutung erhärtete sich beim Betrachten des Limnigraphenstreifen (siehe Seite 74).

Meiner Meinung nach sieht es nach einer "Spülung" des Grundablasses aus. Solche Spülungen mit gleichbleibender Wassermenge wirken sich äusserst negativ aus, da die Verschlammung damit stark beschleunigt wird.

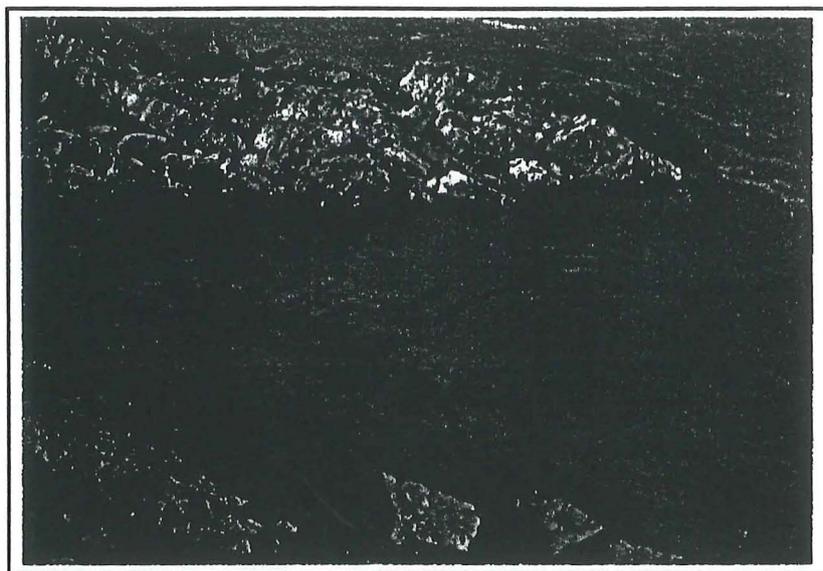


Abb. 38: Schwebstofffahnen dringen in randliche Tümpel ein.

Neben diesem Ereignis fielen mir auf den Linnigraphenstreifen die im August vermehrt auftretenden starken Schwankungen auf, bei denen zweimal sogar die gesetzlich vorgeschriebene Mindestmenge von $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ unterschritten wurde; allerdings nur für kurze Zeit. Leider konnte ich keine weiteren Schwankungen an Ort und Stelle mitverfolgen. Es ist aber zu hoffen, dass nicht jedes Mal derart grosse Schwebstoffmengen abgelassen werden.

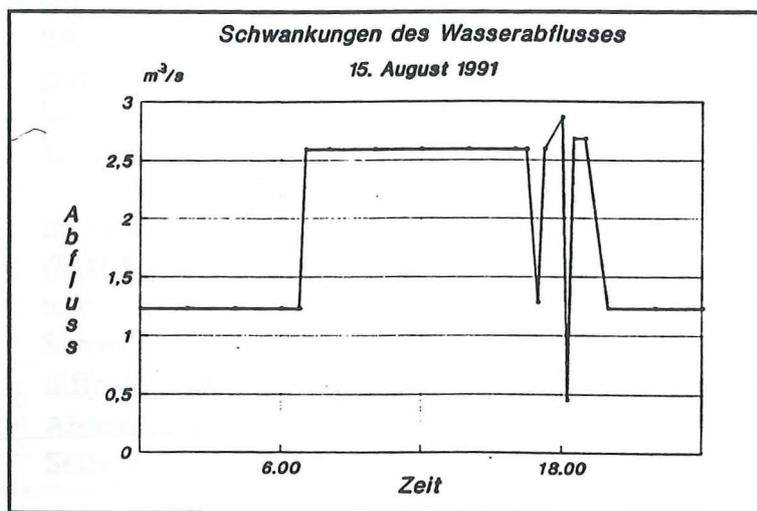


Abb. 39:
Restwasserschwan-
kungen im
Spöl

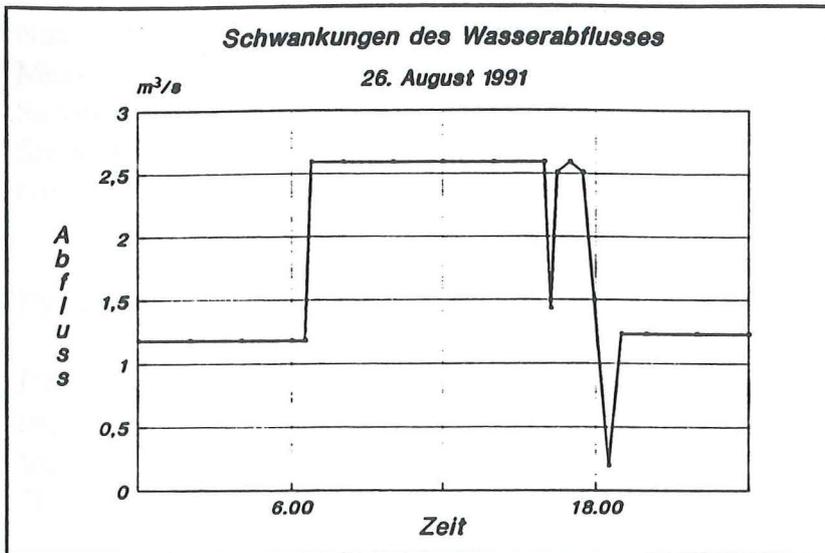


Abb. 40:
Restwasserschwan-
kungen
im Spöl

Diese zwei Abbildungen zeigen zwar die stärksten Schwankungen, doch geringe Schwankungen waren noch an 7 zusätzlichen Tagen aufgetreten. Die Gründe für diese Schwankungen sind unbekannt.

Um die Frage nach der Herkunft der Schwebstoffe zu lösen, mussten zuerst an verschiedenen Orten Schwebstoffproben genommen werden. Dies geschah folgendermassen.

Schwebstoffmessungen

Die Wasserproben für die Schwebstoffmessungen im Spöl wurden mit einem automatischen Entnahmegesetz für Flüssigkeitsproben des Typs QS 3000 der ASEOL AG genommen (Beschreibung im Anhang, Seite A18). Die zwei Proben des schwebstoffbelasteten Wassers wurden mit einem Plastiksack von der Wasseroberfläche abgeschöpft, da keine anderen Mittel zur Verfügung standen.

Im Geologischen Institut wurden die Wasserproben gewogen und anschliessend gefiltert (MILLIPORE-Filter, $0,22 \mu\text{m}$ Porendurchmesser). Die Filterung wurde mit einem Teilvakuum beschleunigt. Mit Hilfe des Trockengewichtes der Schwebstoffe konnte die Schwebstoffkonzentration bestimmt werden. Anschliessend wurden die Schwebstoffe diffraktometrisch untersucht und die Resultate mit denen von Sedimentproben des Abschnittes zwischen Punt dal Gall und Punt Praspöl verglichen (Resultate im Anhang, Seite A25 ff.).

Nach Angaben der Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie ergibt sich erst aus langen Messreihen (Korngrößenverteilung, organischer Anteil, etc.) ein relevantes Bild der in Suspension transportierten Feststoffanteile, mit dem auf die Herkunftsbereiche der Schwebstoffe geschlossen werden könnte. Es ist also kaum möglich, mit den vorgenommenen Untersuchungen die Schwebstoffquellen genau zu lokalisieren.

INTERPRETATION DER TONMINERALOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN

Da die Sedimentfracht im Restwasser bei normalen Abflussverhältnissen nicht sehr gross ist, konnte mit der abgefilterten Probenmenge nur ein 'smear-slide'-Präparat hergestellt werden. Um einen besseren Vergleich zu ermöglichen, wurde von den Sedimenten der "Spülung" am 12. Juli ebenfalls ein 'smear-slide'-Präparat geröntgt.

Beim direkten Vergleich der beiden Diffraktometer-Aufnahmen fallen, neben dem zusätzlichen Auftreten von Chlorit und Quarz im sedimentreicheren Wasser, die viel stärkeren Calcit-Peaks im Normalabfluss auf (siehe Resultate auf Seite A25 ff.). Im schwebstoffbelasteten Wasser sind die Calcit-Peaks nur untergeordnet auftretend, während die Dolomit-Peaks dominierend sind. Der Normalabfluss zeigt beinahe gleich hohe Peaks für Calcit und Dolomit. Der Dolomit-Überschuss tritt auch beim trockenen Normalpräparat deutlich hervor.

Die im Normalabfluss nicht identifizierten Peaks kommen sehr nahe an die Werte von Chlorit und Quarz. Wegen den geringen Konzentrationen treten wahrscheinlich keine weiteren Peaks auf.

Betrachtet man nebenbei noch die beiden Diffraktometer-Aufnahmen des Moränenmaterials und der Seetone, so ist auch hier der Dolomit gegenüber dem Calcit überwiegend. Obwohl die im Normalabfluss fehlenden Komponenten (Chlorit, Quarz) in beiden Proben vertreten sind und daher ein Zusammenhang nahegelegt wird, kann ein solcher wegen dem Calcit-Dolomit-Verhältnis nicht bewiesen werden.

Eine detailliertere Diffraktometer-Analyse mit begrenzten Neigungswinkeln 2θ könnte weiterbringende Anhaltspunkte für die Lösung der Frage nach den Quellen der Schwebstoffe liefern, würde aber den Rahmen meiner Diplomarbeit sprengen.

Seit der Spülung am 7. Juni 1990 ist wieder vermehrt der Gedanke aufgekommen, die Abflussverhältnisse im Spöl zu verändern. An der Klausur-Tagung war man sich einig, dass das heutige Abfluss-Regime nicht naturnah ist. Es wurde überlegt, ob man den Spöl zu Forschungszwecken "opfern" soll und dabei die Erosivkraft möglichst gering halten, oder ob natürliche Abflussverhältnisse mit jährlichen Schwankungen und Hochwassern angestrebt werden sollen.

Bei den heutigen Restwasser-Verhältnissen scheint mir die Verschlammung vor allem im oberen Teil (bis Punt Periv) problematisch, da in dieser Strecke gemäss meinen Schwebstoffmessungen rund die Hälfte der Schwebstoffe abgesetzt werden. Der untere Teil zwischen Punt Periv und dem Rückstau von Ova Spin führt etwas mehr Wasser (Zuflüsse aus dem Val da l'Acqua, dem Val da la Föglia und dem Quellhorizont kurz vor Punt Periv) und ist auch ein wenig steiler (siehe auch Abb. 41). Deshalb wird hier das Wasser wieder mit Schwebstoffen angereichert. Leider konnte der Schwebstoffeintrag der Zuflüsse nicht gemessen werden, doch die Bäche aus dem Val da l'Acqua und dem Val da la Föglia zeigten fast keine Trübung. Die Schüttung wurde nur abgeschätzt und dürfte bei beiden Bächen zwischen 500 bis 1000 l/min liegen.

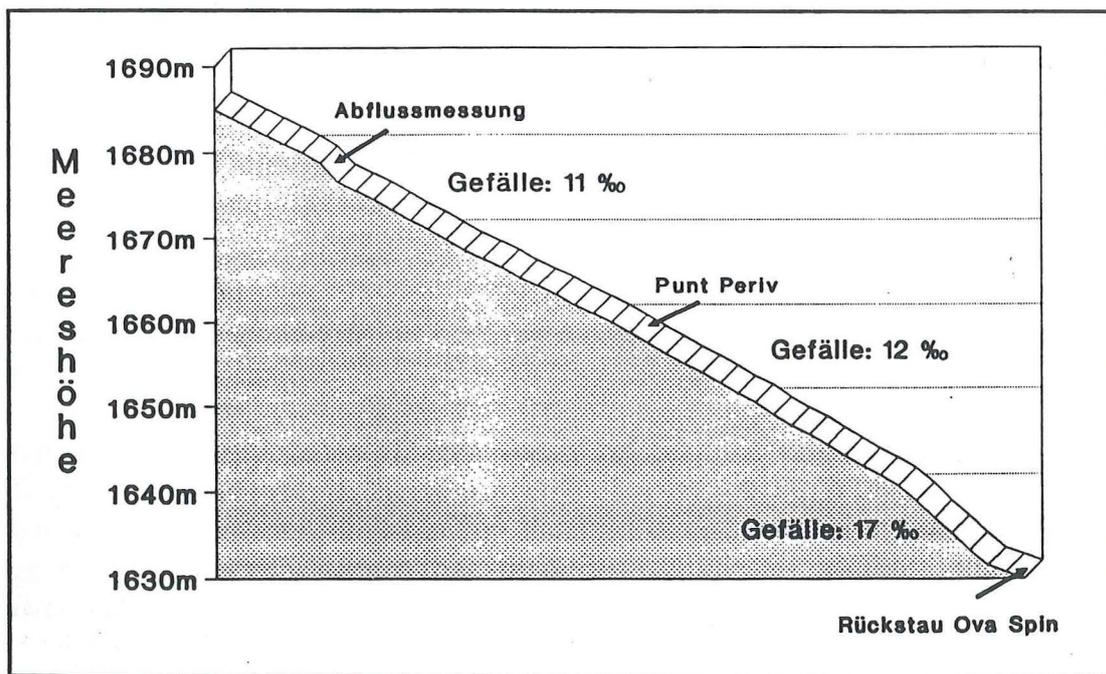


Abb. 41: Relief des Spöl zwischen Punt dal Gall und Punt Praspöl (stark überhöht)

In Österreich wurde der Margaritzen-Speicher im Grossglockner-Gebiet in den Jahren 1960 und 1961 mit einem Saugbagger von abgelagertem Gesteinsmehl befreit. Der abgesaugte Schlamm wurde unterhalb der Talsperre in den Fluss geleitet. Während den Saugungen, die in beiden Jahren etwa drei Monate dauerten, betrug die durchschnittliche Schwebstoffführung 1,25 g/l. Maximal wurden bis zu 184 g/l gemessen. Da die Wasserführung meistens recht gross war, hielt sich die Sedimentation auch im oberen Abschnitt in Grenzen. Eine Trockenperiode mit Niedrigwasser hinterliess dann doch beträchtliche Ablagerungen (bis zu 30 cm) und verursachte auch biologische Beeinträchtigungen. Zusammenfassend konnte aber festgestellt werden, dass bei normalen Abflussverhältnissen (annähernd natürlich) auch extreme Schwebstoffbelastungen den Fluss nur wenig verschlammten (LIEPOLT, 1961).

Diese Untersuchung zeigt auch, dass eine Spülung nicht nur wenige Minuten dauern soll. Nicht nur aus fischereibiologischen Gründen, sondern auch bezüglich der Bekämpfung der fortschreitenden Verschlammung ist es sinnvoll, eine sanfte Abklingphase einzuhalten.

6.2 EROSION

Im ganzen Untersuchungsgebiet überwiegt der erosive Abtrag durch Wasser, obwohl im Spöl, wegen andauerndem Niedrigwasser, dieser auf ein Minimum zurückgegangen ist. Das starke Relief und die grossen Lockergesteinsmassen begünstigen eine starke, niederschlagsbedingte Erosion.

An vegetationsarmen, steilen Hängen fliesst bei Starkniederschlägen das Wasser oberflächlich ab und bildet vorerst kleine Rinnen im Lockergestein. Wenn der Abhang konkave laterale Ausdehnung hat, vereinigen sie sich und es entstehen Murgänge. Solche können gewaltige Lockergesteinsmengen transportieren, die sie am nächsten unüberwindbaren Hindernis wieder akkumulieren.

Die in den Spöl ragenden Schuttfächer wurden während der Spülung angeschnitten. Die grösseren Komponenten wurden aber wenig unterhalb als Kiesbänke wieder abgelagert (SCHEURER, 1991).



Abb. 42: "Miniatur"-Murgänge (links) können riesige Murgänge (rechts) auslösen. Zu beachten ist auch der angeschnittene Bachschuttkegel als Folge der Spülung.

Wenn solche Mengen Lockergestein abtransportiert werden, können die Hänge instabil werden und bei starken Regenfällen oder bei der Schneeschmelze als Erdrutsch abgleiten. Die rückschreitende Erosion kann von der Vegetation kaum gebremst werden (Abb. 6, Seite 27).

Da die karbonatischen Gesteine sehr verwitterungsanfällig sind, werden auch die Festgesteine erodiert. Durch Frostsprengung (sehr kalte Winter, schneearme Winter) wird das Gestein gelockert und gravitativ erodiert. Auch die chemische Verwitterung (Lösung von CaCO_3) nagt an den Felsen und bildet Dolinen und Karrenfelder.

Im stark bewachsenen Kartiergebiet kann die Deflation nahezu vernachlässigt werden, da der Wind nicht mit voller Kraft den Boden erreicht. Nur gerade unmittelbar im Uferbereich des Spöl konnte eine solche beobachtet werden. Die verfrachteten Feinanteile waren aber mengenmässig gering, da die häufig auftretenden Ablagerungen von Murgängen sehr kompakt und hart waren.

6.3 AKKUMULATION

Zu einem Murgang gehört, neben der typischen erosiv gebildeten Rinne, auch die Akkumulation. Da das Material stark durchnässt ist und eine grosse Korngrössenvarianz aufweist, wird es nach der Austrocknung sehr kompakt und ausserordentlich hart. Am Hangfuss bilden sich grosse Schuttkegel, in denen die nachstürzenden Gerölle steckenbleiben.

Die Gehänge- oder Bachschuttkegel, die in den Ova dal Fuorn schütten, können sich nur bei Niedrigwasser halten. Bei starken Niederschlägen werden diese Schuttmassen nochmals umgelagert. Im Hinterwasser von resistenten Hindernissen bilden sich Kiesbänke, die bei normalem Abfluss teilweise sogar trockengelegt werden. Diese aktiven Schotterfluren (in der Karte mit kräftigem Gelb angefärbt) sind kurzlebige Phänomene und verschwinden manchmal beim nächsten Hochwasser wieder.

Im Ausgleichbecken Ova Spin, dessen Rückstau bis über Punt Praspöl hinaufreicht, werden grosse Schwebstoffmengen abgesetzt, die vom Spöl, vom Ova dal Fuorn und vom Inn (über den Freispiegelstollen von S-chanf) transportiert werden. Der permanent überflutete Bereich wird mit einer mächtigen Schlammschicht bedeckt. Da das Wasser im See fast immer eine starke Trübung zeigt ist nur der oberste Teil durchlichtet und es können Faulschlämme gebildet werden.

Durch den Wellenschlag werden die Ufer etwas erodiert, doch diese Umlagerung ist gering und sehr kleinräumig.

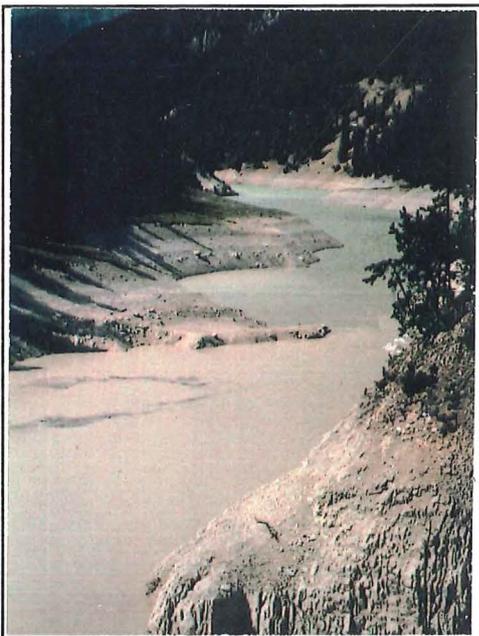


Abb. 43:

Das Ausgleichsbecken Ova Spin wird immer stärker von den Schwebstoff-Einträgen aus dem Spöl, dem Ova dal Fuorn und dem Inn verschlammt.

7 BIBLIOGRAPHIE

7.1 LITERATURVERZEICHNIS

- BEELER, F. (1977): *Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet* - Erg. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark 77 (N.F. 15), S. 131 - 276
- BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten zwischen Ofenpass und Val Laschadura* - Diss. Univ. Zürich
- BRUNNACKER, K. (1987): *Gliederung und Dauer des Eiszeitalters im weltweiten Vergleich* - In: Eiszeitforschung, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S. 55 - 68
- BURGA, C. (1987): *Gletscher- und Vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit* - Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Band 101, Birkhäuser-Verlag, Basel
- DÖSSEGGER, R. (1974): *Verrucano und "Buntsandstein" in den Unterengadiner Dolomiten* - Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich 235, S. 1 - 171
- DÖSSEGGER, R. und MÜLLER, W.H. (1976): *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung* - Eclogae Geol. Helv. 69/1, S. 229 - 238
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. und MÜLLER, W.H. (1982): *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2)* - Eclogae Geol. Helv. 75/2, S. 303 - 330
- EUGSTER, H. (1959): *Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten* - Eclogae Geol. Helv. 52/2, S. 555 - 562
- FRENZEL, B. (1991): *Das Klima des letzten Interglazials in Europa* - In: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Fischer-Verlag, Stuttgart, S. 51 - 78
- FURRER, G. (1954): *Solifluktfornen im Schweizerischen Nationalpark* - Diss. Univ. Zürich

- HAEBERLI, W. (1991): *Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung* - In: *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre*, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Fischer-Verlag, Stuttgart, S. 409 - 419
- HAEFELI, R. (1970): *Changes in the behaviour of the Unteraargletscher in the last 125 years* - *Journal of Glaciology* 9 (56), S. 195 - 212
- HANTKE, R. (1983): *Eiszeitalter (Band 3)* - Ott Verlag, Thun
- HANTKE, R. (1991): *Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete* - Ott Verlag, Thun
- HEITZ, A., PUNCHAKUNNEL, P. und ZOLLER, H. (1982): *Vegetations-, Klima- und Gletschergeschichte des Oberengadins* - Geogr. Inst. Zürich, Vol. 1
- HESS, W. (1953): *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen oberem Münstertal und der Valle di Fraële (Graubünden)* - Diss. Univ. Zürich
- INHELDER, H.W. (1952): *Zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen S-charl, Ofenpasshöhe, St. Maria und Müstair* - Diss. Univ. Zürich
- KARAGOUNIS, K. (1962): *Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark (Graubünden)* - *Erg. wiss. Unters. schweiz. Nationalpark* 48 (N.F. 7), S. 375 - 452
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1982): *Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher* - Geogr. Inst. Zürich, Vol. 1
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1991): *Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm* - In: *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre*, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Fischer-Verlag, Stuttgart, S. 421 - 433
- LIEBMANN, H. (1961): *Untersuchung über die Einwirkung von Stauhaltungen auf die natürliche Selbstreinigung* - In: *Zur Limnologie der Speicherseen und Flusstäue*, Verlag Winkler & Co., Wien., S. 35 - 51
- LIEPOLT, R. (1961): *Biologische Auswirkung der Entschlammung eines Hochgebirgstaueses in einem alpinen Fließgewässer* - In: *Zur Limnologie der Speicherseen und Flusstäue*, Verlag Winkler & Co., Wien, S. 110 - 133
- MANATSCHAL, G. (1991): *Zur Geologie zwischen Monte Torracchia und Valle di Fraele* - Diplomarbeit ETH Zürich

- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bände)* - Tauchnitz, Leipzig
- PESCHECK, E. (1963): *Schwebstoffe, Schlämme und Fischerei* - In: Schwebstoffe und Schlämme in Gewässern und Kläranlagen, Verlag Winkler & Co., Wien, S. 86 - 91
- SCHEURER, T. (1991): *Gewässerfragen im Schweizerischen Nationalpark* - Publikation WNPk
- SCHLOETH, R. (1976): *Der Schweizerische Nationalpark* - Ringier & Co. AG, Zürich/München
- SCHLÜCHTER, C. (1987): *Lokale Vergletscherungsspuren im westlichen Ausläufer des Napfberglandes (Schweiz)* - Eiszeitalter und Gegenwart 37, S. 41 - 45
- SCHLÜCHTER, C. (1987): *Talgenese im Quartär - eine Standortbestimmung* - Geographica Helvetica 1987/2, S. 109 - 115
- SCHLÜCHTER, C. (1991): *Fazies und Chronologie des letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz* - In: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Fischer-Verlag, Stuttgart, S. 401 - 407
- SCHMID, ST. (1973): *Geologie des Umbrailgebietes* - Eclogae Geol. Helv. 66/1, S. 101 - 210
- SCHNEIDER, B. (1973): *Zur Geologie der östlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark* - Diss. Univ. Zürich
- SOMM, A. (1965): *Zur Geologie der westlichen Quaternals-Gruppe im schweizerischen Nationalpark (Graubünden)* - Diss. Univ. Zürich
- SONNTAG, R. (1978): *Schwebstoff-Führung und -Zusammensetzung in bayerischen Flüssen* - Diss. Techn. Univ. München
- SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G. (1914): *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilsfer Joch* - Beitr. geol. Karte der Schweiz (N.F.) 44
- STAUB, R. (1938): *Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav* - Eclogae Geol. Helv. 31/1, S. 125 - 136

- STAUB, R. (1971): *Neue Wege zum Verständnis des Ostalpen-Baues* - Veröffentlichungen der Univ. Innsbruck 48 (Band 9)
- TERMIER, P. (1904): *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes* - Bull. Soc. géol. France 4/3, Paris, S. 711 - 785
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland* - Wepf & Co., Basel/New York
- Div. Autoren (1966): *Through the Swiss National Park - A scientific Guide* - Committee for scientific research in the National Park

7.2 KARTEN

Dössegger et al. (1987): *Geologische Karte des Schweizerischen Nationalparks*

Landeskarte der Schweiz 1:5000	(vergrösserte Karte 1:25'000)	
Landeskarte der Schweiz 1:25'000	Blatt 1218	Zernez
	Blatt 1238	Piz Quattervals
Landeskarte der Schweiz 1:50'000	Blatt 259	Pass dal Fuorn
Landeskarte der Schweiz 1:100'000	Blatt 39	Flüelapass
	Blatt 44	Malojapass
Landeskarte der Schweiz 1:200'000	Blatt 4	

ANHANG

ZU

QUARTÄR-, AKTUELLE- UND HYDROGEOLOGIE

IM

VAL DAL SPÖL

(Schweizerischer Nationalpark)

Diplomarbeit am
Geologischen Institut
ETH Zürich

Heinz Vetter
ETH Zürich, Abt. XCa

1992

INHALTSVERZEICHNIS

DÜNNSCHLIFFE VON ERRATISCHEN GESCHIEBEN	A2
KORNGRÖSSENVERTEILUNG EINIGER LOCKERGESTEINSPROBEN .	A15
AUTOM. ENTNAHMEGERÄT FÜR FLÜSSIGKEITSPROBEN QS 3000 ..	A18
MESSWERTE QUELLWASSER	A20
MESSWERTE QUELLHORIZONT	A23
DIFFRAKTOMETER-AUFNAHMEN	A25

DÜNNSCHLIFFE VON ERRATISCHEN GESCHIEBEN

Proben-Nr. : HV 25990/14
Dünnschliff-Nr. : HV 5
Aufschluss : Erdrutsch unter Tunnelstollen (810910/168470)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, richtungslos, porphyrisch
- fettglänzender Quarz und weisse Feldspäte
- schwarze Einsprenglinge (Pyroxen ?)

Mikroskopische Beschreibung:

- einige porphyrische Quarzkristalle
- grosse, gut ausgebildete Pyroxen-Kristalle
- wenige Hell- und Dunkelglimmer in Grundmasse
- Grundmasse sehr feinkörnig und nicht bestimmbar

= > Die feinkörnige Grundmasse mit Porphyren deutet auf schnelle Abkühlung hin, was bei Ganggesteinen oder in Randzonen von Plutoniten vorkommt.

= > **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 25990/15
Dünnschliff-Nr. : HV 6
Aufschluss : Erdrutsch unter Tunnelstollen (810910/168470)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, porphyrisch, leichte Einregelung der Einsprenglinge
- grün anwitternd
- Mineralien makroskopisch nicht bestimmbar, da sehr feinkörnig

Mikroskopische Beschreibung:

- intersertales Gefüge
- sperriges Gefüge von leistenförmigen Feldspatkristallen
- Zwickel mit Quarz, Glimmern, Pyroxenen und Glas gefüllt

- => Intersertale Gefüge treten bei Erstarrungsgesteinen auf. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich um ein Ganggestein.
=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 25990/16
Dünnschliff-Nr. : HV 7
Aufschluss : Erdrutsch unter Tunnelstollen (810910/168470)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, richtungslos, porphyrisch
- grün anwitternd
- glasig glänzende Quarzkristalle
- grünliche Feldspäte

Mikroskopische Beschreibung:

- Quarz mit grossen Resorptionsbuchten
- Serizitisierte Plagioklase
- Chloritisierte Biotite
- wenig Deformation

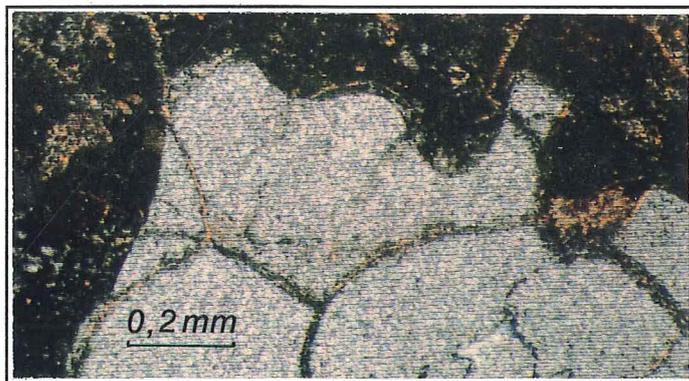


Abb. A1: Vulkanischer Quarz mit Resorptionsbuchten

- => Das erratische Geschiebe ist ein **Rhyolith** und kommt aus der Ruina-Formation
=> G. MANATSCHAL, der die Vulkanite der Alpe di Trela untersuchte, schliesst nicht aus, dass das Gestein aus dieser Gegend kommt.
=> **Herkunft: Alpe di Trela oder Val Caschauna**

Proben-Nr. : HV 25990/18
Dünnschliff-Nr. : HV 9
Aufschluss : Erdrutsch unter Tunnelstollen (810910/168470)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, richtungslos, feinkörnig, gleichkörnig
- grün-graue Farbe
- einige kleine Pyrite als Einsprenglinge

Mikroskopische Beschreibung:

- intersertales Gefüge
- Gerüst aufgebaut aus Feldspäten, Zwickel aufgefüllt mit Quarz, Glimmern, Pyroxenen und Glas

=> Die Feinkörnigkeit und das intersertale Gefüge deuten auf eine schnelle Abkühlung hin. Es handelt sich also auch bei diesem Erratiker um ein Ganggestein.

=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/3
Dünnschliff-Nr. : HV 10
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, sehr feinkörnig, sedimentär
- braunrote Farbe
- einige Hellglimmer glänzen

Mikroskopische Beschreibung:

- Hauptanteil ist Quarz
- einige wenige Hell- und Dunkelglimmer

=> Bei diesem Gestein handelt es sich mit grosser Wahrscheinlichkeit um einen **Radiolarit**.

=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/4
Dünnschliff-Nr. : HV 11
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, porphyrisch, sehr hell
- sehr feinkörnige Grundmasse

Mikroskopische Beschreibung:

- Einsprenglinge aus Quarz, wenig Plagioklas-Einsprenglinge
- feinkörnige Grundmasse aus Quarz, Feldspäten (meist serizitisiert) und Glimmern
- Quarz-Einsprenglinge zum Teil mit Resorptionsbuchten und teilweise rundgeschmolzen und zusammengewachsen
- einige Erzeinschlüsse

=> **Aplitisches Ganggestein**
=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/5
Dünnschliff-Nr. : HV 12
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- geschiefert, linear texturiert, grobkörnig
- viel Quarz und Glimmer

Mikroskopische Beschreibung:

- gleichkörnig auskristallisiert
- Quarz und Plagioklas überwiegen, wenig Alkalifeldspat
- Glimmer linear angeordnet
- Plagioklase und Quarze tektonisch beansprucht

=> **Hellglimmer-Gneiss**
=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/6
Dünnschliff-Nr. : HV 13
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- grobkörnig, leicht geschiefert
- viel Quarz und Feldspäte
- chloritisierte Glimmer

Mikroskopische Beschreibung:

- Quarz meist frisch, wenig tektonisch beansprucht
- Feldspäte (vor allem Plagioklas) seizitisiert
- Biotite stark chloritisiert (kaum mehr als Biotite erkennbar)
- einige feine Erzschnüre

=> leicht metamorphes granitoides Gestein

=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/7
Dünnschliff-Nr. : HV 14
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- grünlich anwitternd
- massig, richtungslos, gleichkörnig, mittelkörnig
- viel Quarz und Glimmer

Mikroskopische Beschreibung:

- Quarze und Plagioklase teilweise frisch, meist aber verwittert
- wenige, gut kristallisierte Glimmer (Chlorit, Biotit)
- fast keine Deformation der Mineralien

=> Granitoide Zusammensetzung, langsam abgekühlt

=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/8
Dünnschliff-Nr. : HV 15
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- feinkörnig, parallel texturiert, leichte Bänderung (Farbunterschied)
- Quarz und Glimmer erkennbar
- einige Pyritkörner (zum Teil verwittert)
- etwas Karbonat vorhanden (reagiert mit Salzsäure entlang feiner Adern)

Mikroskopische Beschreibung:

- Grundmasse quarzreich, relativ stark tektonisch beansprucht
- einige kleine Granat-Kristalle
- gut kristallisierte Biotite
- Erze treten gehäuft auf (Bänder mit viel Erzen im Gegensatz zu Bändern mit weniger)
- wenig Karbonat (Calcit) entlang von Adern

=> Metamorphes Gestein (grünschieferfazieller Metapelit ?)

=> Herkunft: unbekannt

Proben-Nr. : HV 26990/9
Dünnschliff-Nr. : HV 16
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, holokristallin, grobkörnig, holokristallin
- viel Quarz und Feldspäte
- wenige, zum Teil verwitterte Glimmer

Mikroskopische Beschreibung:

- holokristallines, grobkörniges Gestein
- grosse Feldspäte (Plagioklas und Alkalifeldspat) und Quarze
- wenig tektonisch beansprucht (verbogene polysynthetische Zwillinge, undulöse Auslöschung)
- Hellglimmer und auch Biotite

- = > granitoides Gestein mit wenig tektonischer Beanspruchung
- = > **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/10
Dünnschliff-Nr. : HV 17
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, gleichkörnig, grobkörnig
- Quarze und Glimmer gut erkennbar
- wenig Erz-Einschlüsse

Mikroskopische Beschreibung:

- riesige Quarzkörner, wenig Feldspäte
- Quarze stark tektonisch beansprucht
- Feldspäte meist serizitisiert
- grosse Glimmer (Biotit, Chlorit)
- einige Erz-Einschlüsse

- = > **Quarzreicher Granitoid** mit tektonischer Beanspruchung
- = > **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/11
Dünnschliff-Nr. : HV 18
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, porphyrisch
- grünlich mit weissen Feldspat-Einsprenglingen und grauen Quarzen
- feinkörnige Grundmasse
- wenig Erze

Mikroskopische Beschreibung:

- sehr stark verwitterte Minerale (Feldspäte, Biotite)
- Quarz relativ frisch
- leicht tektonisch beansprucht

=> Ganggestein oder aus einer Randzone eines Plutoniten (Porphyre)
=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/12
Dünnschliff-Nr. : HV 19
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- sehr hell (leicht grünlich-rötlich)
- massig, parallel texturiert, grobkörnig
- grosser Quarzanteil

Mikroskopische Beschreibung:

- leicht tektonisch beansprucht (Quarze undulös auslöschend und Plagioklase mit verbogenen polysynthetischen Zwillingen)
- Alkalifeldspäte perthitisch entmischt
- Glimmer (vor allem Hellglimmer und Chlorit) fluidal um Quarz- und Feldspatkörner angeordnet

=> Leicht metamorphes, granitoides Gestein (Zwei-Glimmer-Gneiss)
=> **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/13
Dünnschliff-Nr. : HV 20
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- stark geschiefert, leicht gefältelt

- sehr viele Glimmer
- wenig Erz-Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse

Mikroskopische Beschreibung:

- ausserordentlich stark tektonisch beansprucht (verfältelt, undulös auslöschende Quarze)
- sehr feinkörnig
- viele Glimmer (Hellglimmer, Chlorit)
- feine, verbogene Quarz-Äderchen

= > **Prehnit-Pumpellyit-Fazieller Metapelit**
= > **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/14
Dünnschliff-Nr. : HV 21
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, porphyrisch
- sehr hell, rötlich anwitternd
- feinkörnige, quarzreiche Grundmasse mit wenig Erz

Mikroskopische Beschreibung:

- feinkörnige Grundmasse mit hohem Quarzanteil
- Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge (Alkalifeldspat und Plagioklas)
- viele, zum Teil grosse Glimmer

= > **Aplitisches Ganggestein**
= > **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 26990/15
Dünnschliff-Nr. : HV 22
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- massig, grünlich anwitternd
- sedimentäres Gestein (Münstertaler-Verrucano ?)
- Silt- bis Sandstein mit einigen grösseren Komponenten (meist quarzreiche Gesteinsbruchstücke)

Mikroskopische Beschreibung:

- feinkörnige, quarzreiche Grundmasse mit viel Glimmer (Chlorit und Hellglimmer)
- Komponenten meist gerundet, teilweise aber auch kantig
- Komponenten sehr quarzreich (wenig Feldspäte und Glimmer) und tektonisch beansprucht

- => vom Mineralbestand ähnlich wie der Fuorn-Sandstein, aber mit grösseren Komponenten
- => Komponenten sind keine vulkanischen Gesteinsbruchstücke
- => **Horizont aus Fuorn-Formation oder Chazforà-Formation (?)**
- => **Herkunft: unbekannt (evtl. aus näherer Umgebung)**

Proben-Nr. : HV 26990/16
Dünnschliff-Nr. : HV 23
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- sehr feinkörnig, massig, richtungslos
- grünlich-grau anwitternd mit einigen Pyrit-Körnern

Mikroskopische Beschreibung:

- feinkörnig
- intersertales Gefüge
- stark verwittert
- kaum tektonisch beansprucht

- => **Ganggestein (sehr schnell abgekühlt)**
- => **Herkunft: unbekannt**

Proben-Nr. : HV 8791/1
Dünnschliff-Nr. : HV 25
Aufschluss : Bachbett Vallun Praspöl (808400/171200)

Makroskopische Beschreibung:

- brekziöses Gestein mit Karbonat-Komponenten; Komponenten teilweise monomineralisch
- Grundmasse sehr feinkörnig

Mikroskopische Beschreibung:

- sehr feinkörnige, karbonatische Grundmasse
- Komponenten sehr unterschiedlich (feinkörnig, grobkörnig; karbonatisch, quarzitisch; einige grosse Calcit-Kristalle)
- einige Komponenten mit grösseren Poren

= > Polymikte Brekzie
= > Herkunft: unbekannt

Proben-Nr. : HV 10791/1
Dünnschliff-Nr. : HV 26
Aufschluss : Erdrutsch bei Profil-Linie (810260/168510)

Makroskopische Beschreibung:

- gelb-braunes, sehr feinkörniges Gestein; leicht linear texturiert
- sehr viel Quarz (Ritzhärte); wenig Glimmer
- dünne, verheilte Risse

Mikroskopische Beschreibung:

- feinkörnig, quarzitisch
- Quarz undulös auslöschend, in einer Richtung leicht gestreckt
- wenig Glimmer und Erz
- Glimmer entlang parallelen Linien angeordnet

= > Quarzit
= > Herkunft: unbekannt

Proben-Nr. : HV 10791/2
Dünnschliff-Nr. : HV 27
Aufschluss : Plan Periv (810140/168810)

Makroskopische Beschreibung:

- stark verwitterter, gneissartiger Erratiker (parallel texturiert)
- grobkörnig
- viel Quarz, Hell- und Dunkelglimmer

Mikroskopische Beschreibung

- stark pleochroitische Biotite ohne Einregelung, teilweise leicht verbogen
- viel Hellglimmer
- Quarzkörner undulös auslöschend und Feldspäte stark verwittert

=> grobkörniger Zweiglimmer-Gneiss
=> Herkunft: unbekannt

Proben-Nr. : HV 12791/3
Dünnschliff-Nr. : HV 28
Aufschluss : Bachschuttkegel bei Punt Periv (810010/168820)

Makroskopische Beschreibung:

- rost-braun anwitternder Gneiss, parallel texturiert
- viel Quarz und Glimmer

Mikroskopische Beschreibung:

- viel undulös auslöschender Quarz, teilweise mit Parkett-Struktur
- viel Hellglimmer und einige, teilweise chloritisierte, Biotite
- Glimmer fluidal um Quarzkristalle angeordnet, ebenso die Erzschnüre
- ausserordentlich wenig Feldspäte

=> hellglimmerreicher Quarzit-Gneiss
=> Herkunft: unbekannt

Proben-Nr. : HV 14891/1
Dünnschliff-Nr. : HV 29
Aufschluss : Moräne bei Plan da l'Acqua Suot (809550/169130)

Makroskopische Beschreibung:

- weinrotes, dichtes Gestein
- sehr viel Quarz (Ritzhärte)

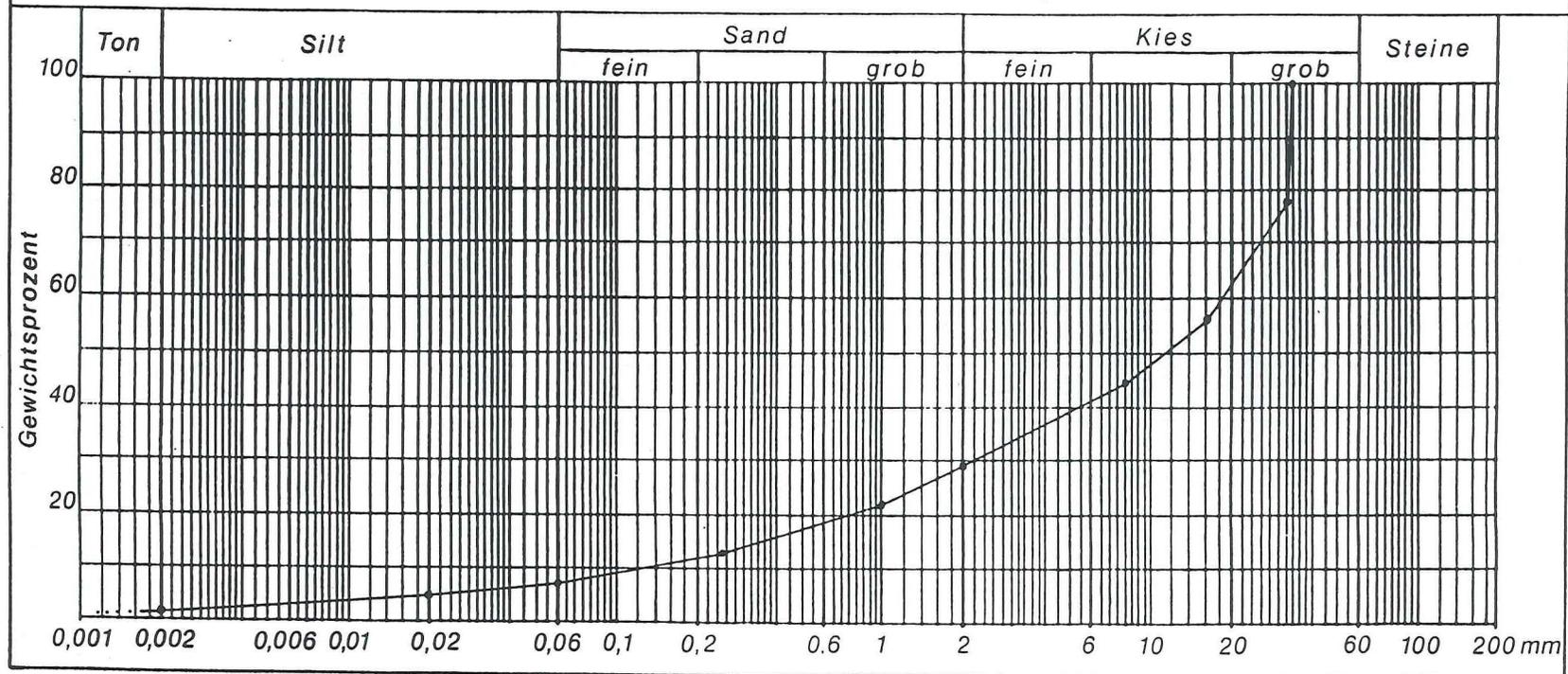
Mikroskopische Beschreibung:

- Quarzkristalle teilweise undulös auslöschend und gefiedert ausgebildet
- sehr quarzreich; wenig, äusserst feinkörnige andere Mineralien

=> **Radiolarit**

=> **Herkunft: unbekannt**

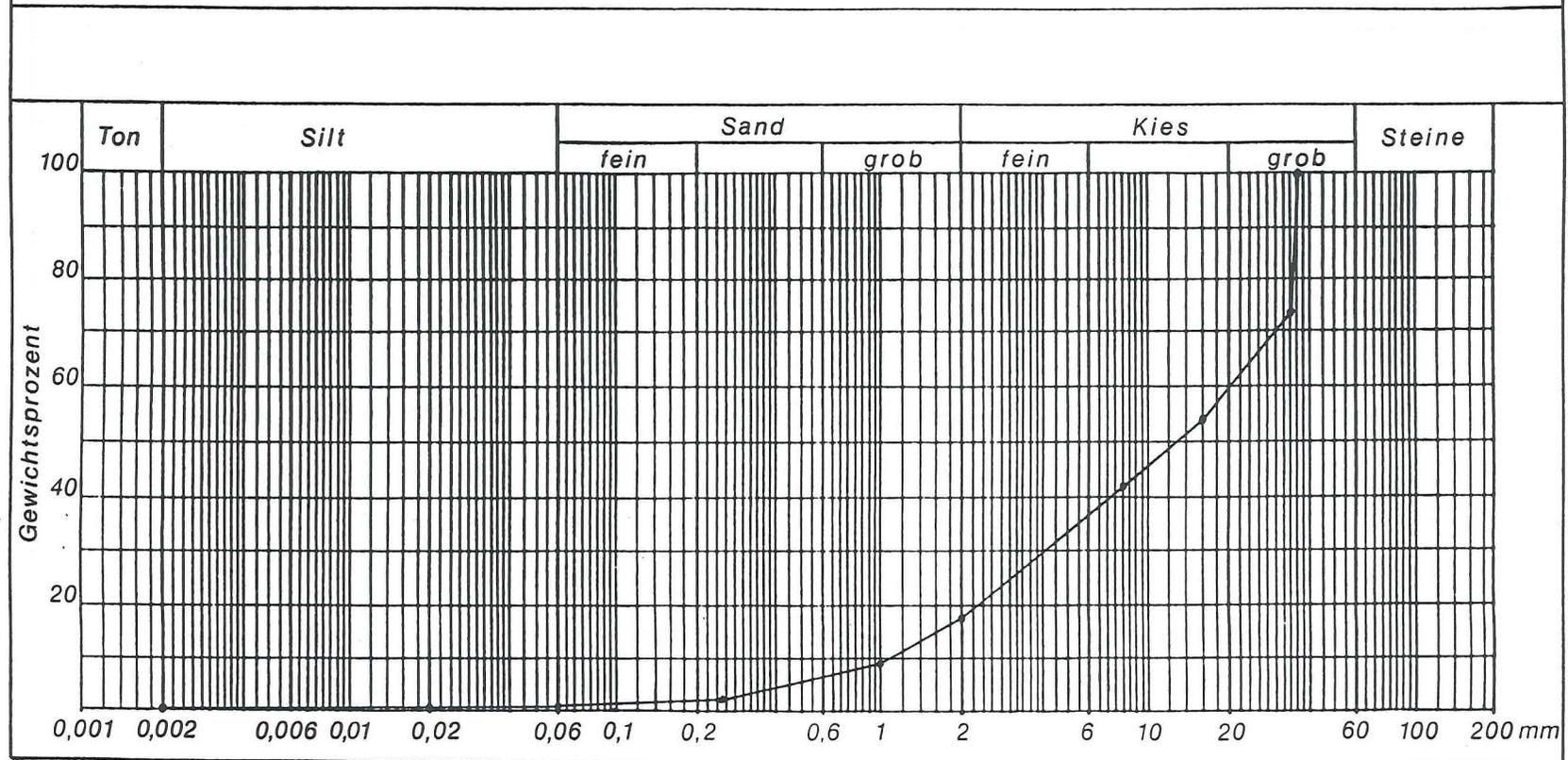
SUMMATIONS DIAGRAMM



Korngrößenverteilung Probe HV 25990-7

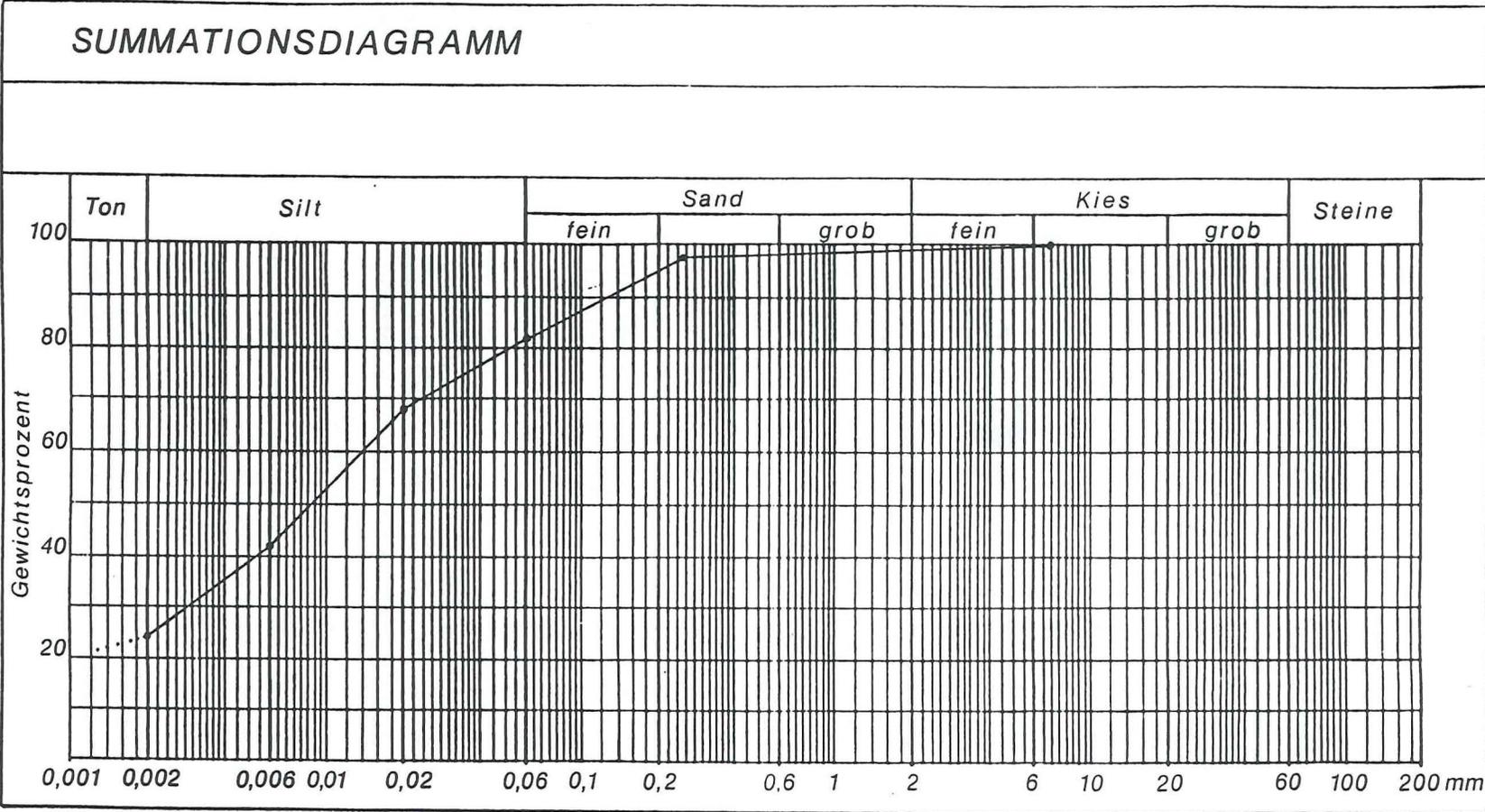
Analyse durchgeführt von O. Rohner

SUMMATIONS DIAGRAMM



Korngrößenverteilung Probe HV 25990-13

Analyse durchgeführt von O. Rohner

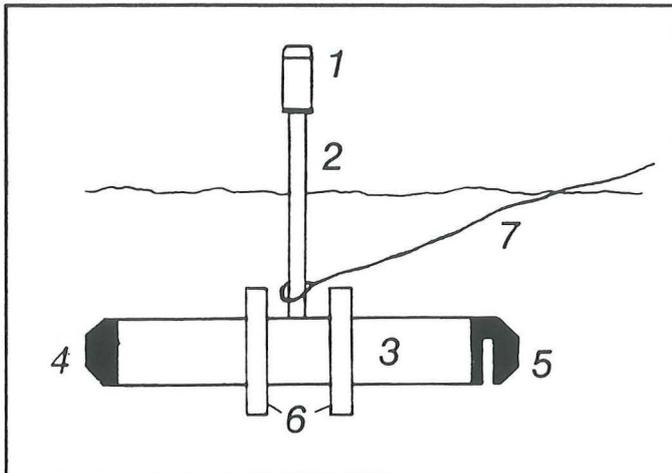


Korngrößenverteilung Probe HV 25990-9

Analyse durchgeführt von O. Rohner

Automatisches Entnahmegerät für Flüssigkeitsproben QS 3000

Gerät



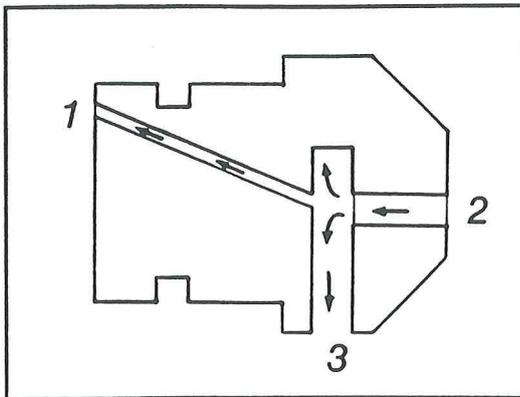
1. Luftregulator zur Einstellung der Entnahmegeschwindigkeit
2. Schnorchel zur Verwendung in tiefem Wasser
3. Probentnahmekammer
4. Nicht gelochte Verschlusskappe
5. Zweiteilige Einlasskappe
6. Gewichte zum Versenken der Entnahmekammer
7. Schnur zum Sichern des Gerätes bei eventuellen Hochwassern

Allgemeines

Die QS-Geräte arbeiten ohne Energiezufuhr und sind deshalb überall einsetzbar. Die Probentnahmekammer wird in die zu untersuchende Flüssigkeit eingetaucht; der hydrostatische Druck bewirkt, dass die Probe durch eine kleine Öffnung in die Kammer fließt. Die Geschwindigkeit, mit der die Luft aus der Kammer entweicht und der eindringenden Flüssigkeit Platz macht, kann eingestellt werden.

Theoretisch können aus einer Flüssigkeit, in der Feststoffe suspendiert sind, nur dann korrekte Proben entnommen werden, wenn die Entnahmegeschwindigkeit mit der Fließgeschwindigkeit übereinstimmt (d.h. isokinetisch ist). Beschleunigung der Strömung durch eine Pumpe oder Verzögerung durch eine Stauung kann zu einer beträchtlichen Verzerrung des Verhältnisses der Feststoffe führen. Die Eintrittsöffnung des QS-Entnahmegerätes ist so ausgeführt, dass fast ideale Bedingungen erreicht werden.

Die Probe wird kontinuierlich in zwei Phasen entnommen. Eine verhältnismässig grosse Menge fließt durch die Öffnung (2) ein und durch den Schlitz (3) wieder hinaus. Die normale Fließgeschwindigkeit wird nur schwach gebremst, sodass Flüssigkeit und Feststoffe praktisch isokinetisch einlaufen und im Schlitz (3) vermischt werden. Auf diese Weise entsteht eine hochgradig repräsentative Probe. Ein Teil dieser Mischung fließt durch die 6-mm-Bohrung (1) in die Probekammer.



1. 6-mm-Bohrung zur Probenkammer
2. Öffnung in Einlasskappe
3. Schlitz für Restwasser

Montage und Entnahme

Da im Spöl keine eigentliche Befestigungsvorrichtung vorhanden oder in vernünftigem Mass herzustellen war, wurde das Gerät mit Hilfe von Eisengewichten von ca. 20 kg Gesamtgewicht im fließenden Wasser versenkt. Der Wasserstand verändert sich im Spöl nur sehr wenig, sodass der Luftregulator über der Wasseroberfläche gelassen werden konnte. Auf dem Luftregulator wurde das Mittel der Eintauchtiefe der Einlasskappe eingestellt. Da neben den Schwebstoffen auch noch absetzbare Feststoffe vom Wasser transportiert werden, war die Eintrittsöffnung stromaufwärts zu richten. Es war auch darauf zu achten, dass das Gerät in der Strömung stand und sich kein Widerwasser bildete. Damit bei einem plötzlichen Anstieg des Wassers nicht das ganze Gerät weggeschwemmt wurde, hatte ich es mit einer Reepschnur am Ufer festgebunden.

Einstellen des Luftregulators

Die Einstellung ist eigentlich ganz einfach. Auf dem Gehäuse ist eine Skala angebracht, mit welcher man, je nach Grösse der benötigten Probe, der gewählten Entnahmezeit und der Flüssigkeitstiefe die Grösse des Ventils zum Luftauslass verstellen kann.

MESSWERTE DES QUELLWASSERS IM VAL DAL SPÖL

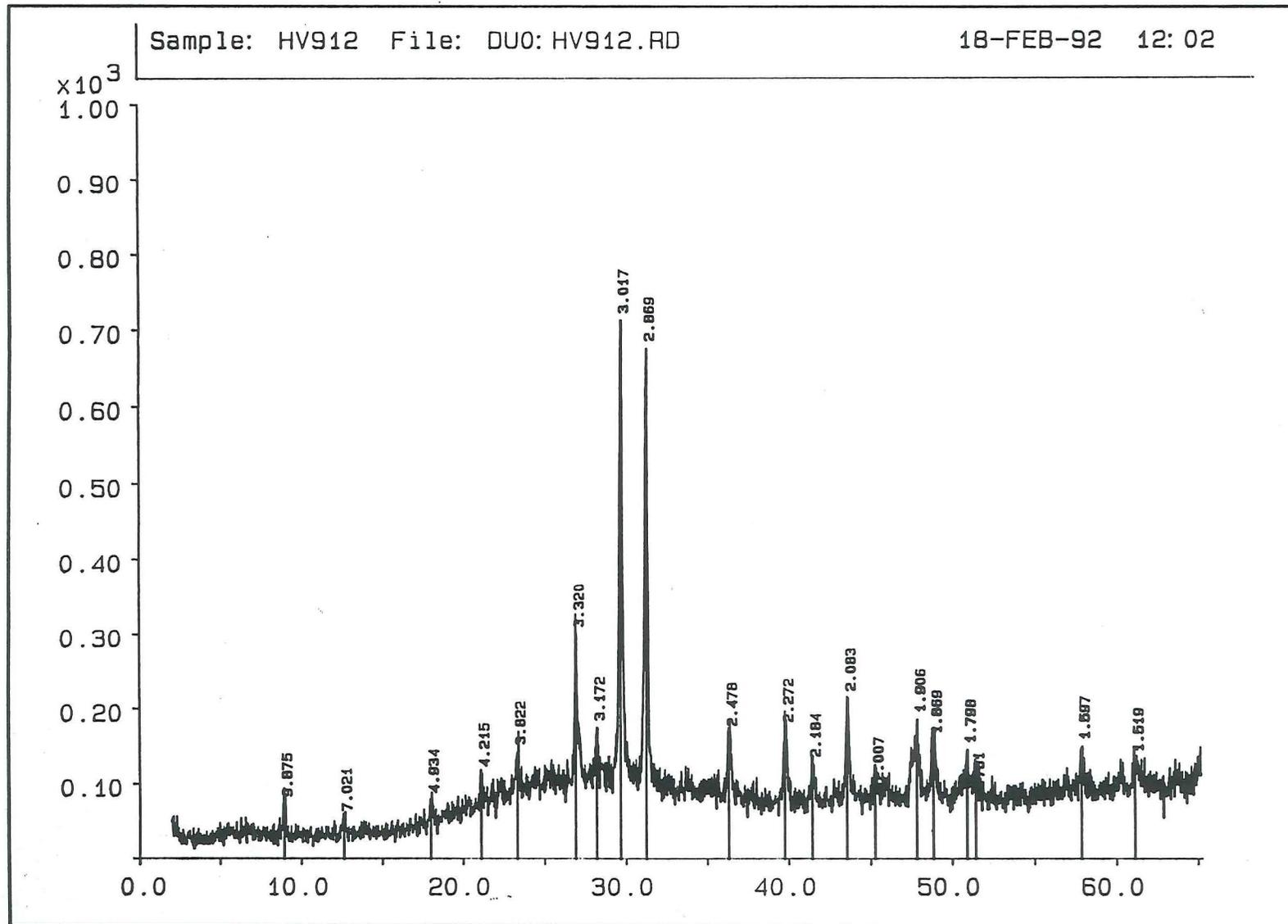
Nummer	Lokalität	Koordinaten	Meereshöhe	Messdatum	Schüttung	Temperatur	Leitfähigkeit	pH-Wert	Bemerkungen
GS 1	God P. la Schera	808920/170910	1710 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 2	God P. la Schera	809220/170530	1755 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 3	God P. la Schera	808930/170430	1630 m	-	-	-	-	-	Zugang heikel
GS 4	God la Schera	809450/169510	1655 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 5	God la Schera	809660/169530	1690 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 6	God la Schera	809710/169600	1730 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 7	God la Schera	809850/169540	1770 m	18.8.1991	1 l/min	10,6 °C	338 µS/cm	8,01	
GS 8	God la Schera	809890/169370	1740 m	18.8.1991	5 l/min	11,3 °C	376 µS/cm	8,04	
GS 9	God la Schera	809970/169240	1750 m	18.8.1991	8 l/min	13,2 °C	348 µS/cm	7,94	mit GS 10
GS 10	God la Schera	809920/169230	1730 m	18.8.1991	8 l/min	13,2 °C	348 µS/cm	7,94	mit GS 9
GS 11	God la Schera	809850/169280	1700 m	21.8.1991	1 l/min	12,7 °C	359 µS/cm	7,77	
GS 12	God la Schera	809760/169270	1650 m	21.8.1991	2 l/min	12,9 °C	382 µS/cm	7,90	
GS 13	God la Schera	809760/169220	1655 m	21.8.1991	15 l/min	7,1 °C	386 µS/cm	7,44	
GS 14	God la Schera	809950/169070	1715 m	18.8.1991	½ l/min	17,5 °C	404 µS/cm	7,77	
GS 15	God la Schera	809950/169050	1715 m	18.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 16	God la Schera	809990/169090	1730 m	18.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
GS 17	God la Schera	810020/169100	1740 m	18.8.1991	18 l/min	11,1 °C	419 µS/cm	7,46	
GS 18	God la Schera	809450/169570	1675 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
PA 1	Plan da l'Acqua	809520/169070	1760 m	19.8.1991	30 l/min	7,8 °C	242 µS/cm	7,75	
PA 2	Plan da l'Acqua	809620/169050	1710 m	19.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
PA 3	Plan da l'Acqua	809610/169060	1710 m	19.8.1991	1 l/min	7,9 °C	245 µS/cm	7,84	
PA 4	Plan da l'Acqua	809700/169080	1670 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
PA 5	Plan da l'Acqua	809620/168960	1725 m	18.8.1991	6 l/min	7,3 °C	331 µS/cm	7,14	
PA 6	Plan da l'Acqua	809710/168950	1710 m	18.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser
PA 7	Plan da l'Acqua	809740/169000	1655 m	21.8.1991	< ½ l/min	-	-	-	zu wenig Wasser

MESSWERTE DES QUELLWASSERS IM QUELLHORIZONT

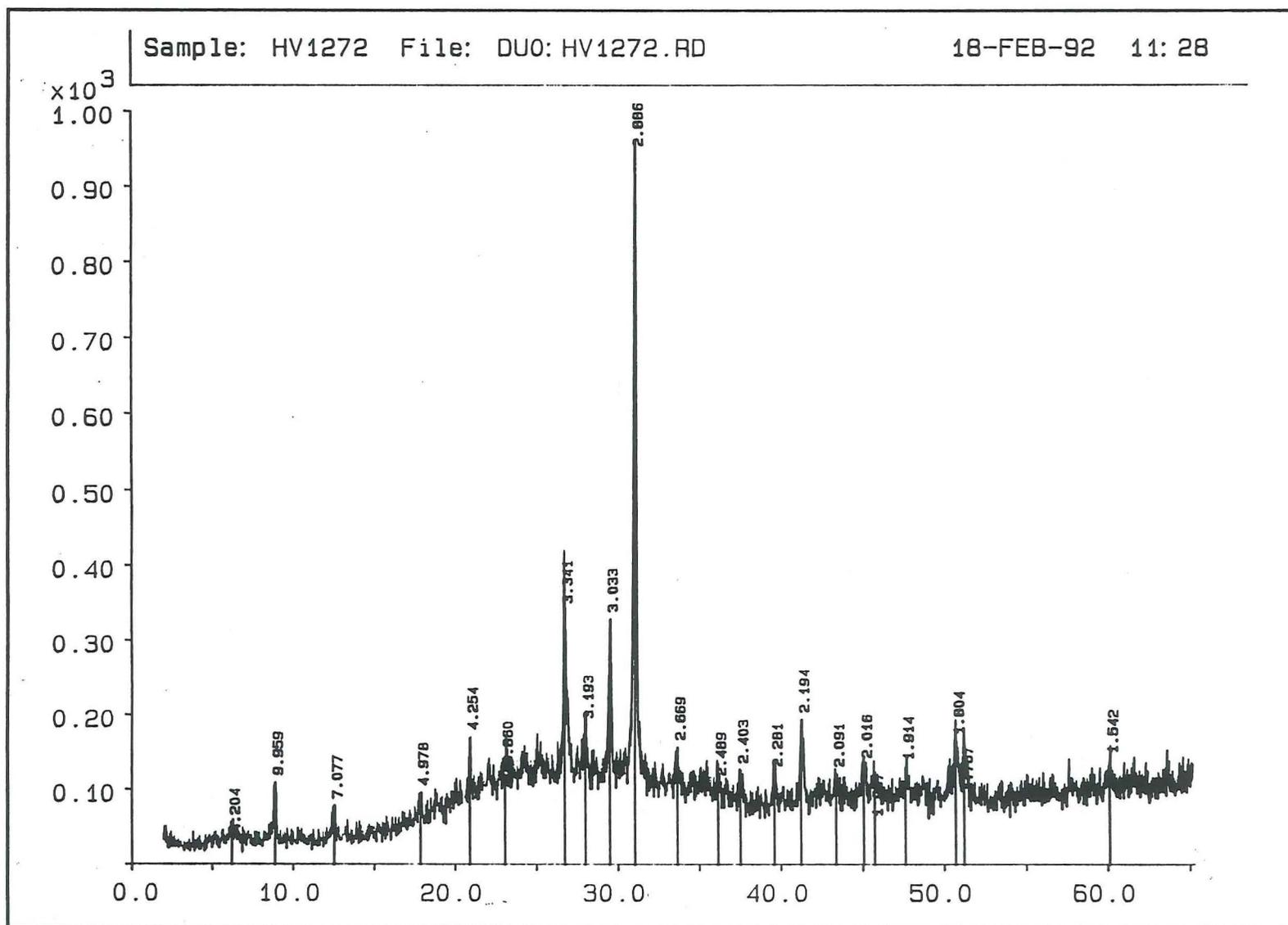
Nummer	Temperatur	pH-Wert	Leitfähigkeit	Bemerkungen
QH 1	10,8 °C	7,38	412 µS/cm	-
QH 2	9,2 °C	7,57	419 µS/cm	-
QH 3	8,7 °C	7,47	422 µS/cm	-
QH 4	8,9 °C	7,66	424 µS/cm	-
QH 5	8,8 °C	7,64	424 µS/cm	-
QH 6	9,5 °C	7,62	424 µS/cm	-
QH 7	8,9 °C	7,75	428 µS/cm	-
QH 8	9,2 °C	7,70	427 µS/cm	-
QH 9	9,0 °C	7,40	419 µS/cm	-
QH 10	8,7 °C	7,66	425 µS/cm	-
QH 11	9,0 °C	7,49	417 µS/cm	-
QH 12	8,9 °C	7,84	424 µS/cm	-
QH 13	9,4 °C	7,41	416 µS/cm	-
QH 14	8,9 °C	7,77	399 µS/cm	-
QH 15	8,6 °C	7,74	403 µS/cm	-
QH 16	9,7 °C	7,92	415 µS/cm	-
QH 17	13,1 °C	8,04	420 µS/cm	Sumpfsquelle
QH 18	10,2 °C	7,96	424 µS/cm	-
QH 19	9,4 °C	7,56	428 µS/cm	-
QH 20	11,5 °C	7,82	432 µS/cm	-
QH 21	11,4 °C	7,82	431 µS/cm	-
QH 22	9,0 °C	7,58	436 µS/cm	-
QH 23	10,1 °C	7,32	432 µS/cm	-
QH 24	9,4 °C	7,54	434 µS/cm	-
QH 25	9,4 °C	7,49	438 µS/cm	-
QH 26	9,3 °C	7,48	445 µS/cm	-

MESSWERTE DES QUELLWASSERS IM QUELLHORIZONT (Teil 2)

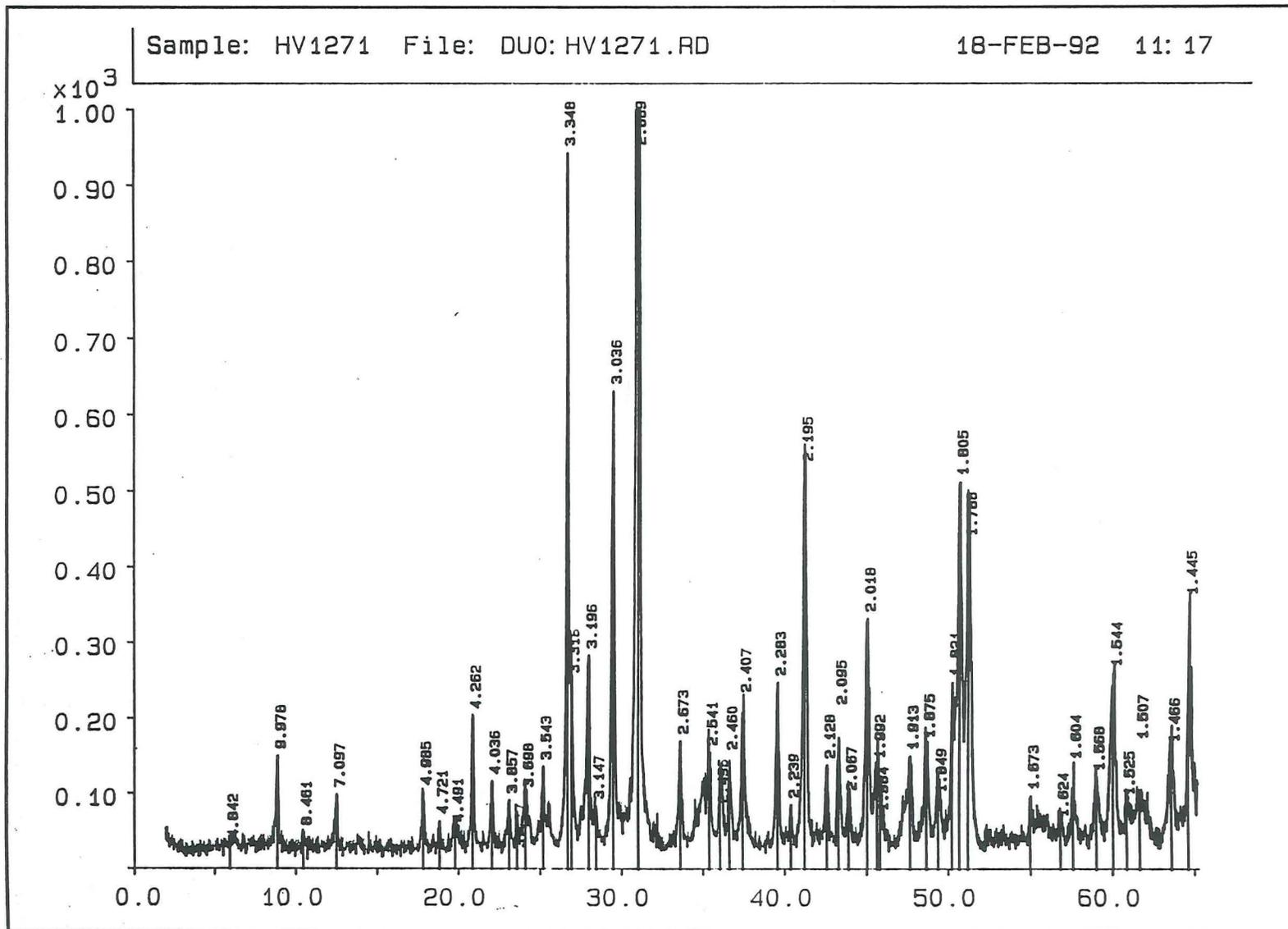
Nummer	Temperatur	pH-Wert	Leitfähigkeit	Bemerkungen
QH 27	9,4 °C	7,67	463 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 28	9,5 °C	7,61	488 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 29	8,8 °C	7,81	485 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 30	9,5 °C	7,74	444 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 31	8,9 °C	7,77	441 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 32	9,3 °C	7,66	440 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 33	9,1 °C	7,64	440 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-
QH 34	9,1 °C	7,64	439 $\mu\text{S}/\text{cm}$	-



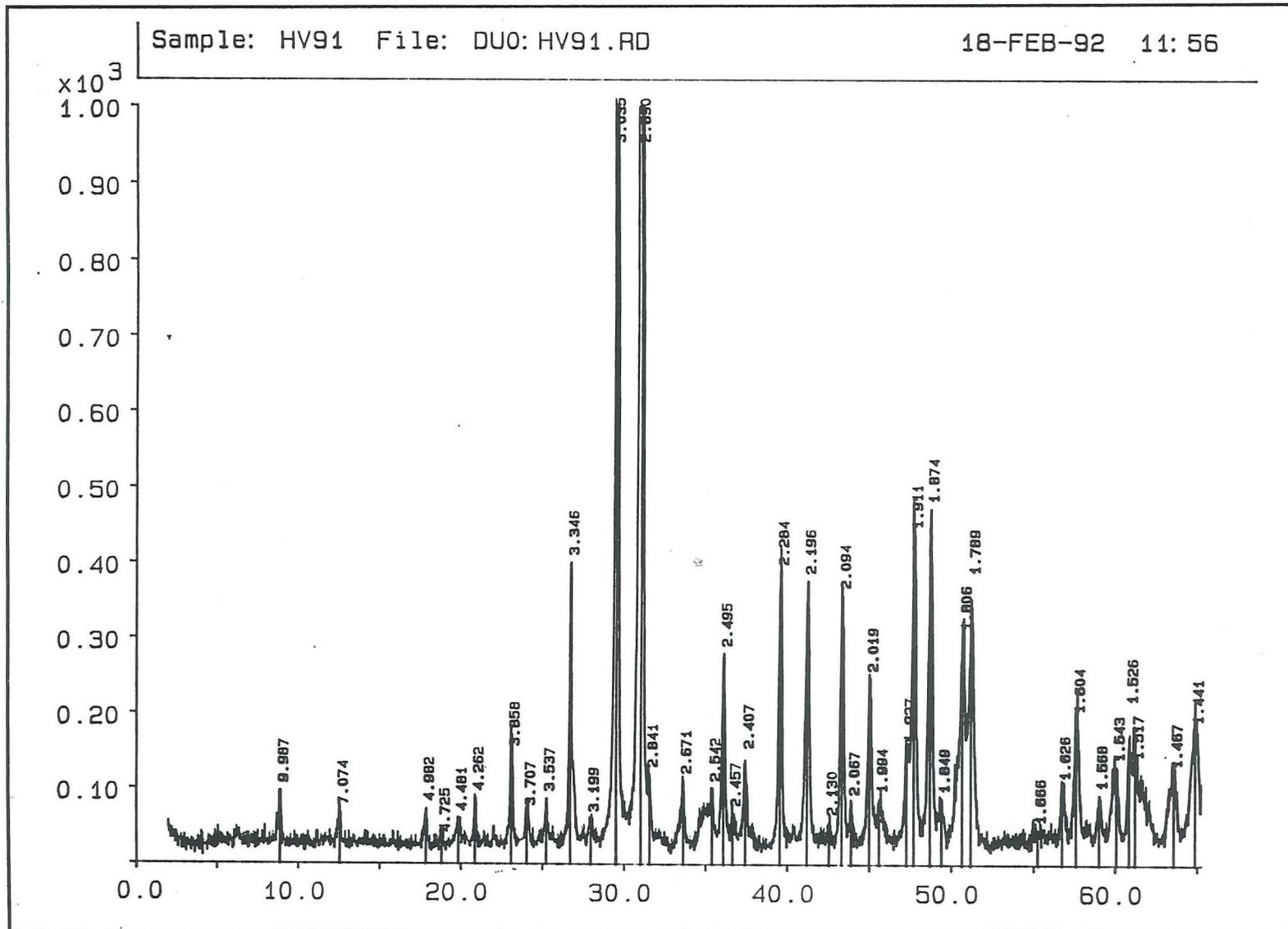
Diffraktometer-Aufnahme der Sedimentfracht bei normalem Restwasserabfluss (smear-slide)



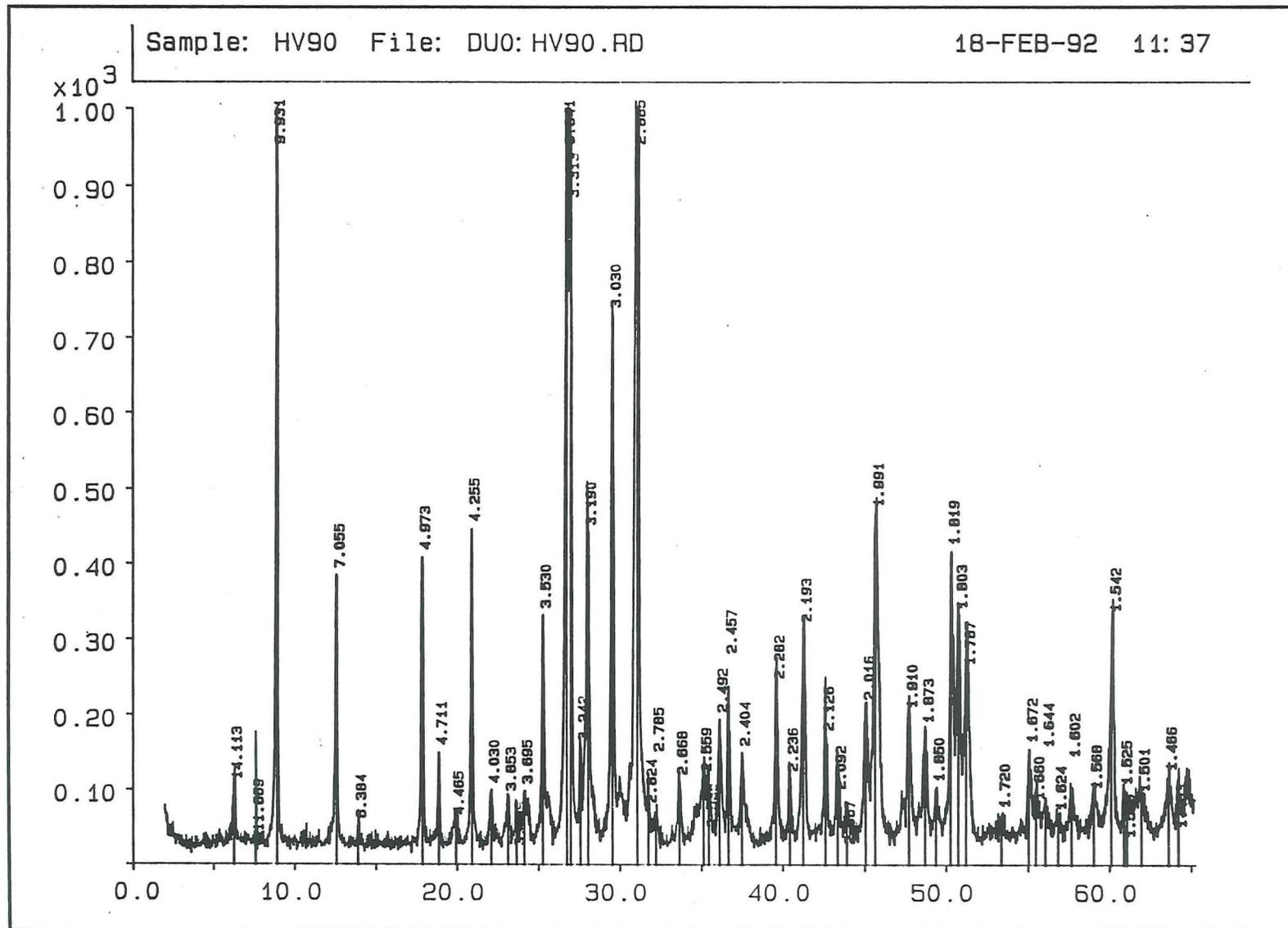
Diffraktometer-Aufnahme der Sedimentfracht am 12. Juli 1991 (smear-slide)



Diffraktometer-Aufnahme der Sedimentfracht am 12. Juli 1991 (Normalpräparat)



Diffraktometer-Aufnahme von Moränenmaterial



Diffraktometer-Aufnahme von Seetonen

Resultate der Diffraktometer-Aufnahmen

Normalabfluss (HV 912):

- smear-slide
- Minerale: Calcit
Dolomit
Muskovit
- übrige Peaks: 7,021
4,215

Restwasserabfluss am 12.7.1991 (HV1272):

- smear-slide
- Minerale: Calcit
Dolomit
Muskovit
Chlorit
Quarz
- übrige Peaks: 1,987

Restwasserabfluss am 12.7.1991 (HV1271)

- Normalpräparat
- Minerale: Calcit
Dolomit
Muskovit
Chlorit
Quarz
- übrige Peaks: 14,842
8,461
3,147

Moränenmaterial (HV91):

- Normalpräparat
- Minerale: Calcit
Dolomit
Muskovit
Chlorit
Quarz
- übrige Peaks: -

Seetone (HV90):

- Normalpräparat
- Minerale: Calcit
Dolomit
Muskovit
Chlorit
Quarz
- übrige Peaks: 11,889
6,384
3,242
1,720