

Regionale Studien / Area Studies / Etudes régionales

Gletschergeschichtliche Untersuchungen im spät- und postglazialen Bereich des Hinteren Lauterbrunnentals (Berner Oberland, Schweiz)

Andreas Wipf, Zürich

1 Einführung

Aufgrund der Ergebnisse von zahlreichen im Alpenraum durchgeführten gletschergeschichtlichen Untersuchungen konnten die aus den letzten rund 10'000 Jahren gewonnenen Daten zu einer Postglazialchronologie zusammengefügt werden (FURRER et al. 1982, 1987, HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1999). Dabei zeichnen sich mehrere Kaltphasen mit Vorstössen der Gletscher bis zu einer Grössenordnung von 1850 (Hochstand) ab. Aufschluss über Mindestausdehnungen der Gletscher können in situ-Holzfunde und fossile Böden innerhalb des Gletschervorfeldes liefern (Grosser Aletschgletscher, HOLZHAUSER 1984, 1995; Ghiacciaio del Ruitor, PORTER & OROMBELLI 1985; Gauligletscher, WÄSPI 1993; Gornergletscher, HOLZHAUSER 1995; Unteraargletscher, HORMES et al. 1998 u.a.).

Im Berner Oberland wurden schon in verschiedenen Regionen gletschergeschichtliche Untersuchungen durchgeführt, so z.B. am Oberaargletscher (AMMANN 1977), am Unteren und am Oberen Grindelwaldgletscher (ZUMBÜHL 1980, PFISTER et al. 1994, HOLZHAUSER & ZUMBÜHL 1996), am Rosenloui- und am Unteraargletscher (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988), am Kanderfirn (MANI & KIENHOLZ 1989), am Gauligletscher (WÄSPI 1993) und am Rezli- und am Gelten-gletscher (TRIBOLET 1998).

Die ausgesprochen zahlreichen Moränenablagerungen im Hinteren Lauterbrunnental liessen eine detaillierte Rekonstruktion der postglazialen Gletscherschwankungen dieser Region erhoffen. Die wichtigsten Resultate einer in diesem Gebiet durchgeführten Diplomarbeit (WIPF 1994) sowie der in den letzten Jahren fortgesetzten Forschungsarbeiten sollen in diesem Artikel vorgestellt werden.

Basierend auf diesen Untersuchungen wurden zusätzlich bodenkundliche Analysen durchgeführt, um Aussagen über die generelle Bodengenese im alpinen Raum zu erhalten (EGLI & MIRABELLA 2001, in diesem Heft).

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Übersicht

Das Hintere Lauterbrunnental befindet sich im Einzugsgebiet der Weissen Lutschine im östlichen Berner

Oberland (Schweiz, Abb. 1). Der Talschluss wird auf der Ost- und Südseite durch die Bergkette von der Jungfrau bis zum Tschingelhorn begrenzt (Abb. 2). Im Westen bildet die Kulmination am Tschingelpass zusammen mit dem Mutthorn den Abschluss des Tales, während im Norden ein von Westen (Gspaltenhorn) nach Osten (Spitzhorn) abfallender Gebirgszug das Untersuchungsgebiet umrahmt.

Trotz der mächtigen Gipfel weist das Hintere Lauterbrunnental als Folge seiner Topographie mit steilen Felsaufschwüngen keine ausgedehnten Eisflächen auf.

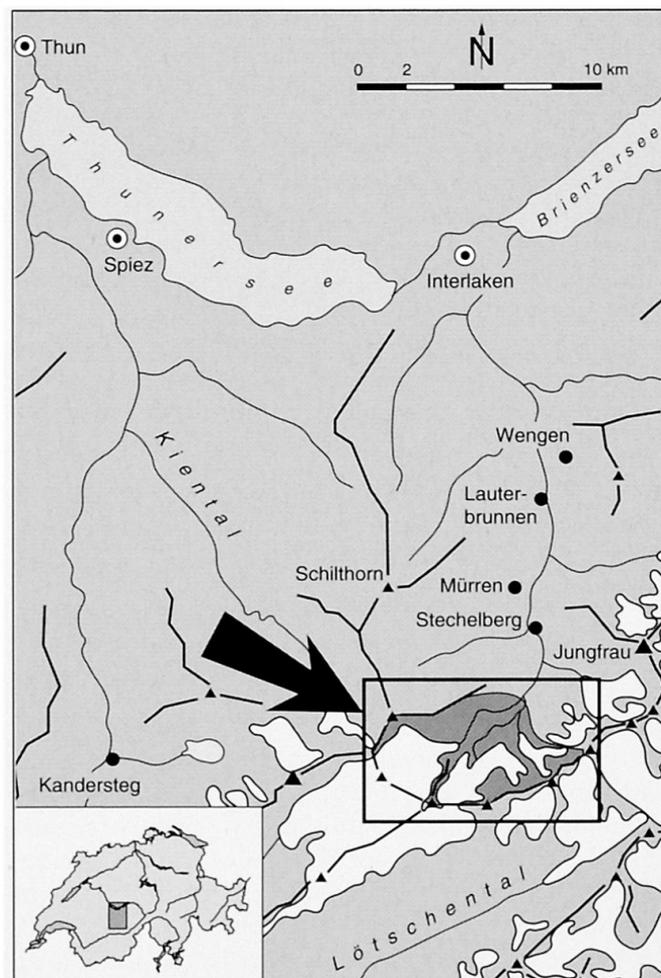


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes
Investigation area
Situation et limites du terrain d'étude

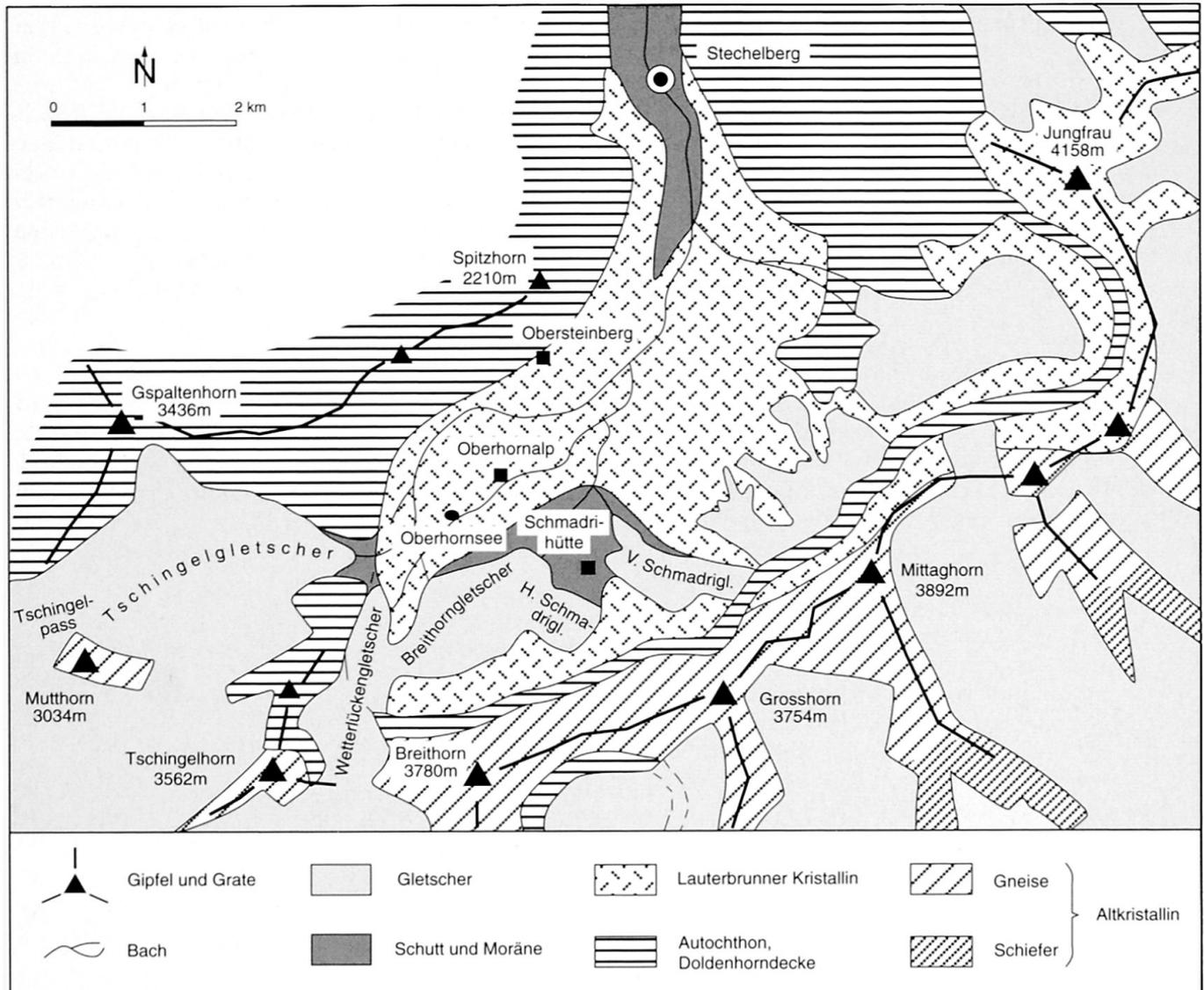


Abb. 2: Geologie des Hinteren Lauterbrunnentales (nach LABHART 1989, WIPF 1994; verändert)
Geology of the study area (according to LABHART 1989, modified by WIPF 1994)
Géologie du fond de la vallée de Lauterbrunnen (modifié d'après LABHART 1989, WIPF 1994)

Der Tschingelgletscher, als grösster Gletscher des Untersuchungsgebietes, wies im Jahre 1973 eine Fläche von etwa 6.2 km² auf (WIPF 1999). Gegen Osten anschliessend und durch eine Felsrippe getrennt, folgen die zusammenhängenden Wetterlücken-, Breithorn- und Hindre Schmadrigletscher sowie der Vordre Schmadrigletscher. Hinzu kommen noch einige, in den steilen Nordwänden gelegene, kleinere Eisflächen (wie z.B. der Obere Breithorngletscher und der Schmadrifirn).

2.2 Geologie

Das Hinteren Lauterbrunnental liegt am nördlichen Rand des Aarmassivs. Durch ein tektonisches Fenster wird das Lauterbrunner Kristallin sichtbar, das während der kaledonischen Gebirgsbildung (vor rund

400 Mio. Jahren) durch partielle Aufschmelzung älterer Gesteine entstanden ist (LABHART 1977, Abb. 2). Darüber schliessen die autochthonen Sedimente an. Diese umfassen Bildungen aus der Trias (Sandsteine mit Einlagerungen eines grünlichen Tonschiefers sowie ein gelb angewittertes Dolomitband, z.T. mit Rauhwacke), dem Jura (Eisenoolith, Malmkalk u.a.) und dem Tertiär (Mürrenbreccie u.a., KREBS 1925). Anschliessend folgt – stratigraphisch verkehrt – die während der Alpenfaltung nach Nordwesten überschobene Doldenhorndecke.

Im südlichsten Teil des Untersuchungsgebietes ist die älteste geologische Einheit, das Altkristallin, aufgeschlossen (Cadmische Gebirgsbildung vor rund 600 Mio. Jahren). Neben Hinweisen auf eine noch ältere

Gebirgsbildung vor rund 1 Mia. Jahren ergaben radio-metrische Altersbestimmungen an Zirkonen sogar Bildungsalter von bis zu 2 Mia. Jahren (LABHART 1992:147). Es handelt sich dabei um parautochthone Schuppen, die während der Alpenfaltung ausgepresst worden sind. Südlich gelegene Kristallinmassen wurden so über nördlichere mit ihrer Sedimentbedeckung geschoben.

2.3 Moränensituation

Die speziellen topographischen Verhältnisse im Talhintergrund wie Verflachungen, die ein seitliches Ausdehnen der Gletscher begünstigten, ermöglichten es den Gletschern, an einzelnen Stellen wie in der Ebene beim Oberhornsee und der Oberhornalp mächtige Moränenwälle abzulagern (Abb. 3). Dort ist eine einzigartige Moränenlandschaft mit einer Vielzahl von Moränenwällen entstanden (Abb. 4). Die formschönen Wälle sind wegen der geringen Erosionstätigkeit in

diesem flachen Abschnitt teilweise über mehrere hundert Meter erhalten geblieben. Daneben sind im Schafläger, auf beiden Seiten der Tschingel Lütschine, sowie bei der Schmadrihütte weitere ältere, bereits vegetationsüberwachsene Moränenwälle zur Ablagerung gekommen. Auch in den letzten rund 150 Jahren seit dem letzten Hochstand haben die Gletscher ihre Spuren hinterlassen: Alle Vorfelder, mit Ausnahme des Wetterlückengletschers, weisen zwei bis drei, mehr oder weniger vollständig erhaltene Wallsysteme auf.

3 Methoden

Gletscherschwankungen können mit diversen Methoden nachgewiesen werden (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988: 135-141). Bei der glaziologischen Methode werden mit Hilfe von topographischen Aufnahmen und Luftbildern einerseits Längen-, Flächen- und

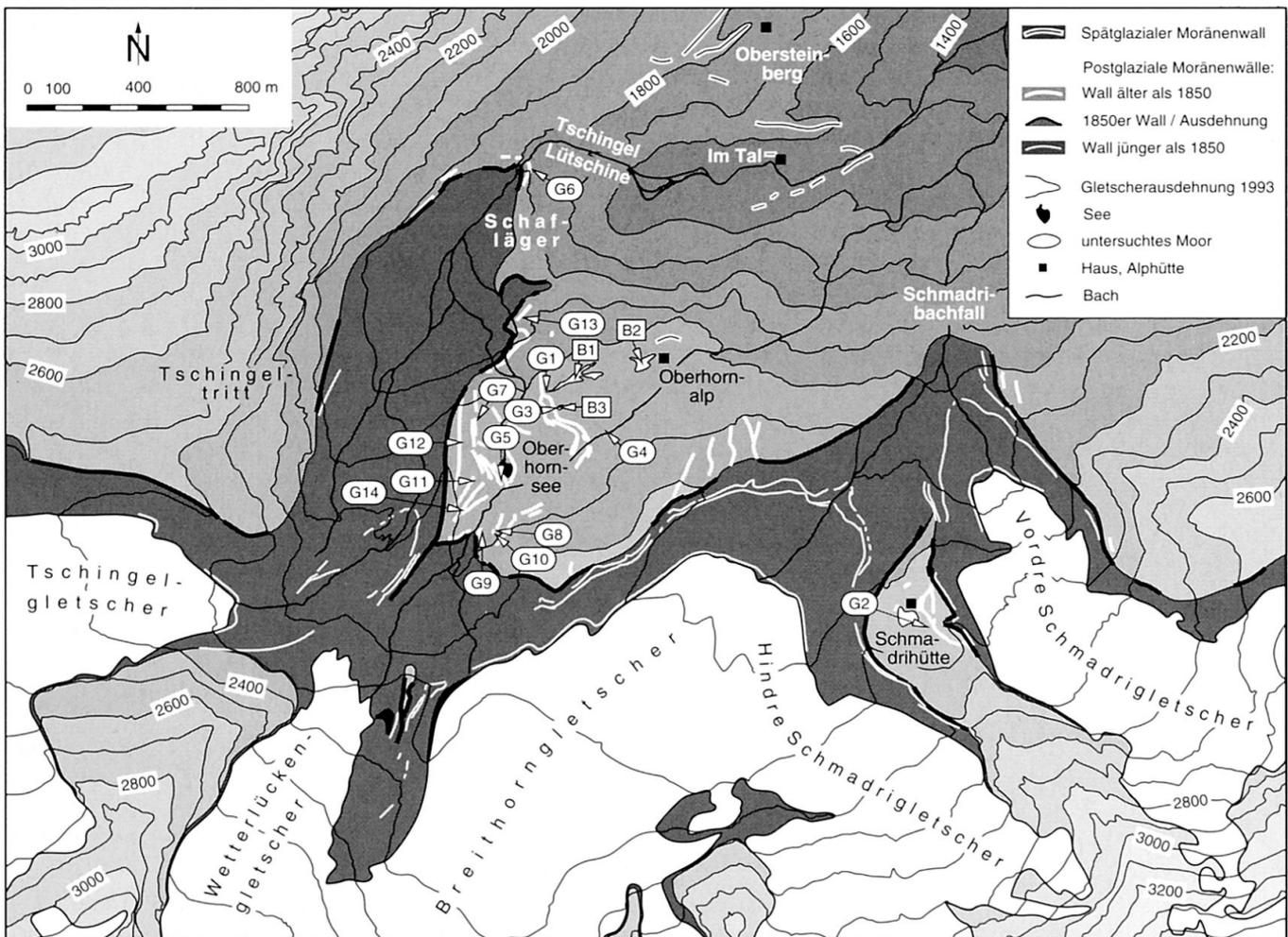


Abb. 3: Moränensituation im Hinteren Lauterbrunnental und Lage der geborgenen fossilen Proben
Sites of moraine ridges, paleosols and peat-bogs in the Upper Lauterbrunn Valley
Sites des moraines, des sols fossiles et des tourbières dans le fond de la vallée de Lauterbrunnen



Abb. 4: Postglaziale Moränenwälle in der Ebene Oberhornsee - Oberhornalp, 21.8.1991
Holocene moraine ridges in the Oberhornsee - Oberhornalp basin, 21.8.1991
Cordons morainiques postglaciaires dans la plaine d'Oberhornsee - Oberhornalp, 21.8.1991

Foto: A. WIPF

Volumenänderungen der Gletscher berechnet und andererseits an einigen Gletschern mit direkten Feldmessungen verschiedene Kenngrößen (Längenänderung, Schneeakkumulation, Ablation etc.) erhoben, um u.a. die Massenbilanz zu ermitteln. Die frühesten jährlich erhobenen Längenänderungsmessungen reichen knapp 150 Jahre zurück.

Durch das Auswerten von Schrift- und Bildquellen, kartografischen Zeugnissen und Reliefs können Schwankungen bis ins Mittelalter zurück verfolgt werden (historische Methode). Seit etwa Mitte des vorletzten Jahrhunderts stehen auch Fotografien zur Verfügung. Bei der glazialmorphologischen Methode können mit der ^{14}C -Datierung von ehemals vom Gletscher überschütteten Böden resp. umgedrückten Bäumen (fossile Böden, fossile Hölzer) Schwankungen, die weit über 10'000 Jahre zurückreichen, nachgewiesen werden. Mit der dendrochronologischen Analyse von fossilen Bäumen können z.T. sogar jahrgenaue Aussagen über das Gletscherverhalten gemacht werden. Neben diesen hier angewandten Methoden kann auch

die geländearchäologische Methode Hinweise auf die ehemalige Ausdehnung des Gletschers liefern (HOLZHAUSER 1984).

4 Ergebnisse

4.1 Spätglazial

Die ältesten Gletscherablagerungen im Talhintergrund befinden sich bei den Lokalitäten Im Tal und Obersteinberg (Abb. 3). Die Distanz der Wälle zu den rezenten Gletschern lässt auf eine Entstehung im Spätglazial schliessen.

Ein solcher Moränenwall NE der Oberhornalphütte begrenzt eine glazial geprägte Ebene im Gebiet der Oberhornalp. Die Basisdatierung eines intramorän gelegenen Moores WSW der Oberhornalphütte ergab ein ^{14}C -Alter von $10'390 \pm 150$ yBP (UZ-1536, B1, WIPF 1994: 102-103). Das Torfprofil weist keine sichtbaren Störungen durch Überschüttungen und Einschwemmungen auf. Das Moor konnte sich also in den

letzten rund 10'390 Jahren ungestört entwickeln und wurde folglich während dieser Zeit nicht mehr vom Gletscher überfahren. Mit der Bezeichnung «Gletscher» werden im Folgenden die bei einem Hochstand zusammenhängenden Breithorn-, Wetterlücken- und Tschingelgletscher zusammengefasst. Diese Zeitmarke stellt ein Mindestalter für den Moränenwall NE der Oberhornalphütte dar. Die Bildung dieses Walles fällt somit ins Spätglazial. Das hohe ^{14}C -Alter wird durch eine Pollenanalyse einer Basisprobe des Moores westlich der Oberhornalphütte bestätigt (B2, Abb. 3).

Zwischen diesem Wall und dem Oberhornsee haben die Gletscher eine ausgeprägte Rundhöcker- und Moränenlandschaft geschaffen. Diese ist einerseits durch heute noch spärlich bewachsene, abgeschliffene Felsen aus Lauterbrunner Kristallin und dazwischenliegenden Wannen mit Flachmooren gekennzeichnet, andererseits durch eine Vielzahl gut ausgebildeter Moränenwälle, die vorwiegend basische Gesteinsblöcke enthalten. Die Trennung zwischen Rundhöcker- und Moränenlandschaft kann nicht nur morphologisch eindeutig gezogen werden, sondern auch durch den abrupten Vegetationswechsel (Übergang von azidophilen zu vorwiegend azidophoben Pflanzen).

4.2 Postglazial

4.2.1 ^{14}C -Datierungen

Bei den ^{14}C -Datierungen wurde durchwegs das Alter der organischen Restsubstanz bestimmt. Die datierten fossilen Böden waren ausser bei Grabung 2 jeweils von karbonathaltigem Material (Moränenauflage oder Einschwemmung) überdeckt (Abb. 3). Ausserhalb der maximalen postglazialen Gletscherausdehnung konnten sich auf der Oberhornalp reife Podsole entwickeln (vgl. EGLI & MIRABELLA 2001, Standort 3). Innerhalb bildeten sich Böden auf kalkhaltiger Unterlage in verschiedenen Entwicklungsstadien, mit Ausnahme eines Bereiches nördlich des Oberhornsees, der von einem Bergsturz bestehend aus Lauterbrunner Kristallin überprägt worden ist (vgl. EGLI & MIRABELLA 2001, Standorte 1 und 2) und dort, wo dieses anstehend ist.

Die folgenden ^{14}C -Datierungen belegen durchwegs Hochstände der Gletscher oder Wachstumsbeginne von Mooren. Hinweise auf zeitlich dazwischenliegende Minimalausdehnungen konnten bis anhin nicht gefunden werden.

Im Gegensatz zu den nur spärlich vorhandenen spätglazialen Spuren sind auf dem Plateau zwischen Oberhornsee und Oberhornalphütte zahlreiche Moränenwälle während postglazialer Hochstände zur Ablagerung gekommen (WIPF 1994: 34-36).

Das äusserste Moränensystem besteht z.T. aus bis zu drei Wällen. Bei einer Grabung am äussersten, kleinen Wallstück (G1) wurde ein fossiler Boden mit einem ^{14}C -Alter von $4'475 \pm 75$ yBP (UZ-1759) aufgeschlossen (Abb. 3).

Ein weiterer Hochstand konnte am Vordre Schmadrigletscher um $3'795 \pm 65$ yBP (UZ-1762, G2) nachgewiesen werden, wobei durch die starke Bodenverwitterung und die Lage der Probe eine Kontamination von oben her nicht ausgeschlossen werden kann.

An den äussersten Wall auf der Oberhornalp angelagert folgen westlich zwei parallel zueinander laufende und über mehrere Hunderte von Metern erhalten gebliebene Wälle (Abb. 4). Der äussere Wall konnte auf $3'340 \pm 80$ yBP (UZ-1503, G3) datiert werden. Der Gletscher hat die Wälle des oben erwähnten datierten Hochstandes grösstenteils überschüttet. Direkt ausserhalb an diesen Wall anschliessend folgt ein Flachmoor. Eine Basisdatierung dieses Moores ergab ein Mindestalter von $8'525 \pm 110$ yBP (UZ-1534, B3). Das Torfprofil weist keine Einschwemmungen auf, folglich dürfte der Gletscher diese Stelle danach vermutlich nicht mehr überschritten haben. Der innere, etwa gleichmächtige Moränenwall konnte nicht datiert werden, er dürfte jedoch bei einer kurzzeitigen Oszillation des Gletschers entstanden sein. Beim Chrummbach konnte mit der Datierung des obersten Teiles eines Torfprofils ($3'235 \pm 85$ yBP, UZ-1581, G4), dessen Wachstum durch Einschwemmungen beendet worden ist, eine Bestätigung für diesen Gletschervorstoss gefunden werden. Die Lage knapp ausserhalb des äussersten Wallsystems sowie die stratigrafischen Verhältnisse belegen, dass der Gletscher später nicht mehr über das Torfprofil vorgerückt ist (Abb. 4).

Nach diesem Hochstand um $3'340$ yBP ist der Gletscher zwischenzeitlich zurückgeschmolzen, unterbrochen von kurzen Stillstands- oder Vorstossperioden, in denen er mindestens drei Moränenwälle aufgeschüttet hat. Bei einer Grabung am zweiten Wall westlich des Oberhornsees (G5) konnte ein weiterer fossiler Boden freigelegt und datiert werden ($3'330 \pm 85$ yBP, UZ-1501, Abb. 4).

Diese mehrphasige Vorstossperiode konnte im Schafaläger durch die Datierung zweier übereinander liegender fossiler Bodenhorizonte bestätigt werden: Der untere Boden, der direkt einem unter den Wall ziehenden Rundhöcker aufliegt, ergab ein ^{14}C -Alter von $3'530 \pm 70$ yBP (UZ-1781, G6, Abb. 3). Der obere geringmächtige Boden wurde mit $3'185 \pm 70$ yBP (UZ-1758, G6) datiert.

Um $2'550$ yBP ist der Gletscher erneut bis zu einer Hochstandsausdehnung angewachsen, denn es konnten drei fossile Böden aus jener Zeit geborgen werden (^{14}C -Alter von $2'595 \pm 60$ yBP, UZ-1583, G7; $2'565 \pm 60$ yBP, UZ-1761, G8 und $2'515 \pm 55$ yBP, UZ-1760, G9). Die Lage der Fundstellen dieser Böden weist auf eine Zweiteilung dieser Hochstandsphase hin (Abb. 3). Der Gletscher hatte in seiner seitlichen Ausdehnung den Oberhornsee und damit die Ausdehnung von $3'330$ yBP hier knapp nicht mehr erreicht.

Eine nächste hochstandsähnliche Ausdehnung des

¹⁴ C-Alter [yBP]	Labornr.	Material	Fundort	Koordinaten	m ü. M.
10'390 ± 150	UZ-1536	Gyttja	B1	633 685 / 150 690	2038
8'525 ± 110	UZ-1534	Torf	B3	633 540 / 150 570	2058
4'475 ± 75	UZ-1759	fAh	G1	633 500 / 150 625	2038
3'795 ± 65	UZ-1762	fAh	G2	634 885 / 149 775	2260
3'530 ± 70	UZ-1781	fAh	G6	633 450 / 151 435	1795
3'340 ± 80	UZ-1503	fAh	G3	633 540 / 150 565	2058
3'330 ± 85	UZ-1501	fAh	G5	633 335 / 150 315	2072
3'235 ± 85	UZ-1581	Torf	G4	633 705 / 150 470	2049
3'185 ± 70	UZ-1758	fAh	G6	633 450 / 151 435	1795
2'595 ± 60	UZ-1583	fAh	G7	633 245 / 150 515	2045
2'565 ± 60	UZ-1761	fAh	G8	633 315 / 150 130	2085
2'515 ± 55	UZ-1760	fAh	G9	633 240 / 150 105	2085
2'295 ± 80	UZ-1579	fAh	G10	633 305 / 150 125	2085
1'750 ± 80	UZ-1504	fAh	G10	633 305 / 150 125	2085
1'710 ± 80	UZ-1577	fAh	G11	633 240 / 150 295	2085
1'280 ± 80	UZ-1578	fAh	G11	633 240 / 150 295	2085
1'060 ± 70	UZ-1500	fAh	G13	633 410 / 150 905	1881
1'040 ± 75	UZ-1502	fAh	G5	633 335 / 150 315	2072
950 ± 85	UZ-1576	fAh	G12	633 200 / 150 410	2075
755 ± 70	UZ-1539	fAh	G14	633 195 / 150 185	2097
515 ± 75	UZ-1535	Wurzeln	G13	633 410 / 150 905	1881

Tab. 1: Zusammenstellung der wichtigsten ¹⁴C-Datierungen*Table of the principal ¹⁴C data**Tableau des principales datations au ¹⁴C*Präparation, Aufbereitung und ¹⁴C-Datierung am Radiokarbonlabor des Geographischen Institutes der Universität Zürich

Gletschers zeichnet sich um 2'295 ± 80 yBP (UZ-1579, G10) ab: Einschwemmungen, die die Fundstelle nur bei einer relativ grossen Ausdehnung des Breithorngletschers erreicht haben dürften, überschütteten südlich des Oberhornsees einen Boden.

Rund 500 Radiokarbon-Jahre später (¹⁴C-Alter von 1'750 ± 80 yBP, UZ-1504, G10; 1'710 ± 80 yBP, UZ-1577, G11) war der Gletscher wieder zu einer hochstandsähnlichen Ausdehnung angewachsen: Einschwemmungen haben S resp. SW des Oberhornsees die Bodenbildungsphase auf einer extramorän gelegenen, kleinen Schwemmebene beendet. An der gleichen Stelle (Grabung 11) liegen lehmig-sandige Ablagerungen, die bei einer jüngeren Vorstossphase den im Profil nächstfolgenden, geringmächtigen Boden (1'280 ± 80 yBP, UZ-1578) überdeckt haben.

Der nächste Hochstand ist durch drei ¹⁴C-Daten belegt. Den zuverlässigsten Hinweis für diese grosse Glet-

scherausdehnung gibt die Grabung 12: Der vorstossende Gletscher hat einen Boden, der sich auf einem älteren Wall entwickelt hatte, mit Moränenmaterial überschüttet (950 ± 85 yBP, UZ-1576). Die beiden anderen Daten entstammen von Bodenhorizonten, die durch Einschwemmungen zugedeckt wurden (S des Schafjägers: Grabung 13, ¹⁴C-Alter von 1'060 ± 70 yBP, UZ-1500; beim Oberhornsee: Grabung 5, 1'040 ± 75 yBP, UZ-1502).

Mit der Datierung eines mit Moränenmaterial überschütteten Bodens konnte um 755 ± 70 yBP (UZ-1539, G14) ein weiterer Hochstand nachgewiesen werden. Südlich des Schafjägers, unweit der Stelle, wo der Bach vom Oberhornsee kommend den 1850er Wall durchbricht, konnte mit 515 ± 75 yBP ein Mindestalter des ersten Walles ausserhalb des Hochstandes von 1850 aufgestellt werden (UZ-1535, G13). Sehr wahrscheinlich wurde dieser Wall bei einem Hochstand des Tschingelgletschers im 17. Jahrhundert aufgeschüttet,

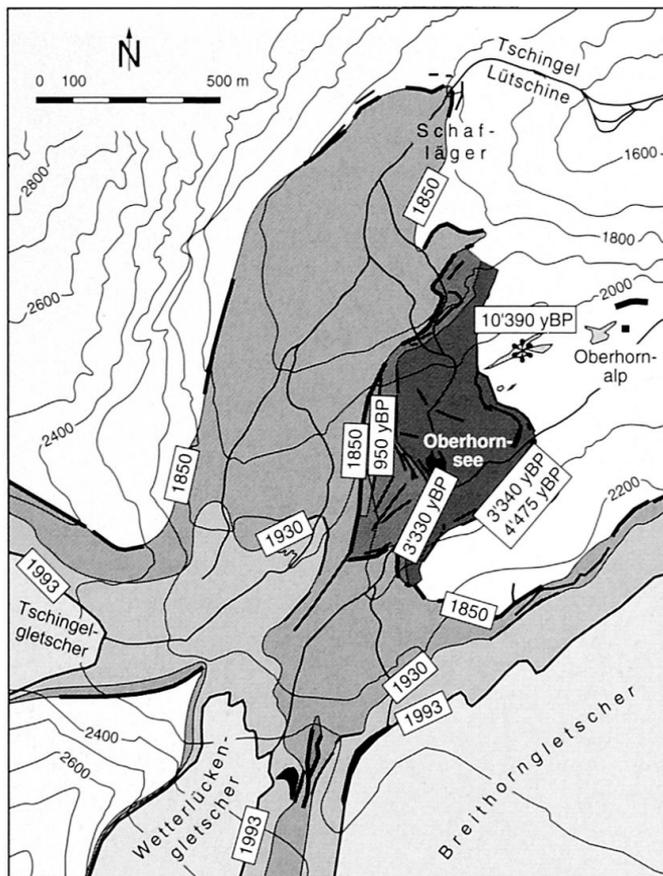


Abb. 5: Ausgewählte postglaziale Gletscherausdehnungen beim Oberhornsee
Selected holocene extensions in the area of the Oberhornsee
Extensions postglaciaires aux environs de l'Oberhornsee

denn mit Hilfe einer dendrochronologischen Analyse konnte an einem Baumstumpf, der etwa 100 m ausserhalb der Ausdehnung von 1850 gewachsen ist, anhand einer abrupten Jahrringverengung ein Vorstossen des Tschingelgletschers bis um 1640 festgelegt werden. Abbildung 5 fasst einige ausgewählte postglaziale Gletscherausdehnungen und Hochstände beim Oberhornsee zusammen. Tabelle 1 gibt eine Zusammenstellung der im Text diskutierten ^{14}C -Datierungen des Untersuchungsgebietes.

4.2.2 Historische Schrift- und Bildquellen sowie Gletschervermessung

Der älteste Hinweis auf die Gletscher des Hinteren Lauterbrunnentales befindet sich in SAMUEL BODMERS (1652-1724) Marchbuch aus dem Jahre 1705. GOTTLIEB SIGMUND GRUNER (1717-1778) gibt 1760 erste, gletschergeschichtlich allerdings nur schwer zu interpretierende Hinweise (GRUNER 1760).

Ab Ende des 18. Jahrhunderts haben diverse namhafte Alpenmaler und Naturforscher den Talhintergrund aufgesucht. Das Hauptmotiv ihrer Bilder war der Schmadribachfall und somit kamen vorwiegend der Vordre und Hindre Schmadri- sowie der Breithorn-gletscher zur Abbildung. Die ältesten dieser historischen Bilddokumente stammen aus der Hand von CASPAR WOLF (1735-1783), dem berühmtesten Schweizer Alpenmaler im 18. Jahrhundert. Seine Ölskizzen und -gemälde aus den Jahren 1774/76 zeigen die Gletscher in einer hochstandsähnlichen Ausdehnung: Der Vordre Schmadri- und der Breithorn-gletscher reichten bis an den Schmadribachfall heran. J. S. WYTTENBACH (1748-1830), der WOLF auf seiner zweiten Reise begleitet hatte, erwähnt in seinen Beschreibungen, dass die Gletscherzunge südwestlich des Oberhorn-sees seit zwei Jahren (d.h. seit 1774) im Vorstoss begriffen war. Die Gletscher hatten aber um 1776 keine so grosse Ausdehnung wie während den Hochständen im 19. Jahrhundert. Wann sie genau ihre Kulmination im 18. Jahrhundert erreichten, ist mit den historischen Quellen nicht zu beantworten.

Im Jahre 1779 machte auch JOHANN WOLFGANG GOETHE (1749-1832) einen Abstecher ins Hintere Lauterbrunnental und beschreibt, wie der Schmadribach unmittelbar vom Gletscher austretend direkt den Schmadribachfall herunterstürzt.

Gegen Ende des 18. Jahrhunderts setzte ein Abschmelzen der Gletscher ein, wie dies ein Aquarell von JOSEPH ANTON KOCH (1768-1839) aus dem Jahre 1794 dokumentiert. Auf den Bildern von GABRIEL LUDWIG LORY (1763-1840) und seinem Sohn MATTHIAS GABRIEL LORY (1784-1846), die in den frühen 1810er Jahren entstanden, sind die Gletscher ebenfalls weit von einem Hochstand entfernt.

Nach dieser Schwundphase zwischen den 1780er und frühen 1810er Jahren stiessen die Gletscher des Hinteren Lauterbrunnentales zu Beginn der 1820er Jahre erneut vor und stürzten wieder an der Felsstufe des Schmadribachfalles. Die grosse Ausdehnung des Vordre Schmadri- und des Breithorn-gletschers während dieser ausgeprägten Vorstossphase, die sich über wenige Jahre erstreckte, ist durch SAMUEL BIRMANN (1793-1847) auf etlichen Aquarellen (Abb. 6) und lavierten Bleistiftskizzen (1821, 1822 und 1827) in fast fotografischer Genauigkeit festgehalten worden. In der Vergleichsaufnahme aus dem Jahr 1998 sind diese beiden Gletscher nicht mehr zu erkennen (Abb. 7). Auch LUDWIG RICHTER (1803-1884) zeichnete die Gletscher im Jahre 1826 in unmittelbarer Nähe des Schmadribachfalles.

Nach dem ersten Hochstand im 19. Jahrhundert schmolzen die Gletscher etwas zurück. Ein Ölbild von ALEXANDRE CALAME (1810-1864) aus den 1830er Jahren verdeutlicht, dass das Abschmelzen in dieser Zeit aber nur minim war. Wie die aquarellierten Bleistiftskizzen von GOTTLIEB STUDER (1804-1890) zeigen, stürzten die Gletscher bereits im Jahre 1840 wieder am Schmadribachfall.



Abb. 6: «Trachsellaunen. Aug. 1822», Ausschnitt aus einer Aquarell- und Federzeichnung von SAMUEL BIRMANN mit Vordre Schmadri- und Breithorngletscher (rechts)

«Trachsellaunen. Aug. 1822», Part of an ink-lined water-colour by SAMUEL BIRMANN depicting the Vordre Schmadri glacier (left) and the Breithorn glacier (right)

«Trachsellaunen. Aug. 1822», Détail d'une aquarelle et dessin à la plume de SAMUEL BIRMANN avec les glaciers du Vordre Schmadri et du Breithorn (à droite)

Abdruck mit freundlicher Genehmigung der ÖFFENTLICHEN KUNSTSAMMLUNG BASEL, KUPFERSTICKKABINETT

Das Original-Messtischblatt, das J. R. STENDEL in den Jahren 1850 und 1851 aufgenommen hat, hält die Gletscher gerade während ihrer letzten Hochstandsphase fest: Der Tschingelgletscher reichte damals bis zum Schafläger hinunter und stürzte nur unweit der Wälle, die zwischen ca. 3'100 und 3'500 yBP zur Ablagerung gekommen sind. Der Breithorngletscher vereinigte sich noch mit dem Vordre Schmadrigletscher und endete oberhalb des Schmadribachfalles.

Eine Lithographie von L. SABATIER (?-1887) aus den 1850er Jahren sowie ein Stahlstich (vor 1856) von JOHANN JAKOB ULRICH (1798-1877) halten den Vordre Schmadri- und den Breithorngletscher direkt am Schmadribachfall stürzend fest.

Im Anschluss schienen die Gletscher rasch zurückzuschmelzen, was auch eine Fotografie von JULES BECK (1825-1904) dokumentiert: Der Tschingelgletscher wich bis ins Jahr 1874 um rund 450 m hinter die Hoch-

standsausdehnung von 1850 zurück. Den anschliessenden Schwund bis in die heutige Zeit dokumentieren diverse Fotografien und insbesondere auch Kartenwerke (Siegfried- und Landeskarten). Dieser Schwund in den letzten 150 Jahren verlief nicht kontinuierlich, denn Feldbefunde (Moränenwälle innerhalb des Gletschervorfeldes) belegen für den Tschingel-, Breithorn- und Hindre Schmadrigletscher drei Vorstoss- bzw. Stillstandsphasen, während beim Vordre Schmadrigletscher nur zwei Moränenwälle abgelagert worden sind. Längenänderungsdaten von anderen Alpengletschern dokumentieren für die 1880/90er Jahre einen kurzfristigen Vorstoss. Analog dazu dürfte somit der äusserste dieser Wälle aus diesen Jahren datieren. Direkte Hinweise für einen solchen Vorstoss liegen im Untersuchungsgebiet jedoch (noch) keine vor.

Die Vermessung des Zungenendes des Tschingelgletschers seit 1893 erlaubt es, sein Rückschmelzverhalten



Abb. 7: Lauterbrunner Breithorn mit Schmadribachfall, 19.6.1998
Lauterbrunner Breithorn and the Schmadribach Waterfall, 19.6.1998
Le Breithorn de Lauterbrunnen et la cascade du Schmadribach, 19.6.1998

Foto: A. WIPF

in jährlicher Auflösung zu verfolgen (DIE ALPEN, VAW 1986). So ist in den 1920er Jahren bis 1933 ein kleiner Vorstoss von rund 50 m zu verzeichnen. Wie der Tschingelgletscher erreichte auch der Breithorn- und der Hindre Schmadrigletscher dabei fast die Grössenordnung von 1880/90 (rund 400 m hinter dem Hochstand von 1850). Beim Vordre Schmadrigletscher ist ausser eines nahe des heutigen Zungenendes gelegenen Moränenwalles nur noch ein Wall zu erkennen, da dieser Gletscher nämlich um 1930 eine etwas grössere Ausdehnung aufgewiesen hatte als um 1880/90.

Nach 1933 setzte eine lange Schwundperiode ein, in der der Tschingelgletscher bis 1974 um etwa 600 m zurückschmolz. Der Breithorngletscher hat in derselben Zeitspanne knapp 500 m an Länge eingebüsst, während der Verlust beim Vordre Schmadrigletscher rund 350 m betrug.

Der Tschingelgletscher stiess ab 1975 wie ein Grossteil der vermessenen Schweizer Alpengletscher wieder leicht vor: Bis 1987 rückte er um 76 m vor, wobei er wie bei den anderen Gletschern des Untersuchungsgebietes im Gelände einen kleinen Moränenwall hinterliess. Eine Ausnahme bildet der Wetterlücken-

gletscher. Seither sind alle Gletscher um etwa 30 m zurückgeschmolzen.

Der Flächenverlust der Gletscher des Untersuchungsgebietes im Zeitraum von 1850 bis 1973 beträgt rund 3.1 km², was einem relativen Schwund von etwa 20% entspricht (WIPF 1999).

5 ¹⁴C-Resultate im Vergleich mit dem übrigen Alpenraum

Im Hinteren Lauterbrunnental zeichnen sich eine ganze Reihe von Hochstandsphasen ab, die im übrigen Alpenraum auch nachgewiesen werden konnten. Der letzte Egesen-Vorstoss im Hinteren Lauterbrunnental ist älter als 10'390 yBP. Im Vergleich mit ähnlichen Fundumständen aus anderen Regionen der Alpen (Vadret da Palü, BEELER 1977: 211-215; Feegletscher, BIRCHER 1982: 113-121; Val Torta, RENNER 1982: 105-106) liegt die Probeentnahmestelle hier im Lauterbrunnental den postglazialen Wällen am nächsten und weist auch das höchste ¹⁴C-Mindestalter für den Beginn des Postglazials auf.

Die Gletscher erreichten bei der Oberhornalp um 4'475 yBP die grösste Ausdehnung innerhalb des Postglazials. Leider existiert bis jetzt keine weitere abgesicherte Hochstandsdatierung aus dem Schweizer Alpenraum. Bei der nächsten Hochstandsphase, die sich im Hinteren Lauterbrunnental zwischen ca. 3'500 und 3'100 yBP ereignete, wiesen die Gletscher ungefähr die gleiche Grössenordnung auf wie um 4'475 yBP. Diese Hochstandsphase wurde erstmals am Frosnitzkees (Österreich) an der Typuslokalität «Löbben» nachgewiesen (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973: 44-46) und wird deshalb als «Löbben-Kaltphase» bezeichnet. Mittlerweile konnte sie durch weitere ¹⁴C-Datierungen bestätigt werden (Steingletscher, KING 1974: 48-49; Stellibodengletscher, RENNER 1982: 48-49; Grosser Aletschgletscher, HOLZHAUSER 1995: 107-110). Wie im Untersuchungsgebiet ist an verschiedenen anderen Gletschern ebenfalls eine Mehrphasigkeit dieser Gletschervorstossphase postuliert worden (Allalingletscher, BIRCHER 1982: 81-84; Witenwasserengletscher, Guspisfirn, RENNER 1982: 43-47, 50-54; Glacier d'Argentière, BLESS 1984: 29-33).

Der zweigipflige Hochstand im Hinteren Lauterbrunnental um 2'550 yBP, der mit der Göschener Kaltphase I parallelisiert werden kann, zeichnet sich beim Findelengletscher sogar als dreiteilig ab (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976: 71). Weitere korrelierende Daten existieren vom Glacier de Ferpècle und du Mont Miné (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976: 78-79), Vadret Traunter Ovas (SUTER 1981: 52-54), Guspisfirn (RENNER 1982: 50-51), Glacier d'Argentière (BLESS 1984: 26-33) und vom Grossen Aletschgletscher (HOLZHAUSER 1995: 103-112). Gegen Ende der Göschener Kaltphase I zeichnen sich beim Rossbodengletscher (MÜLLER 1975: 27), beim Findelengletscher (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976: 63), beim Glacier d'Argentière (BLESS 1984: 26-33) und beim Gauligletscher (WÄSPI 1993: 80-82) Hochstandsausdehnungen ab.

Der darauffolgende nächste Hochstand im Hinteren Lauterbrunnental (um 1'750 yBP) lässt sich in die Göschener Kaltphase II einordnen, die u.a. bei folgenden Gletschern nachgewiesen werden konnte: Am Vadret dal Cambrena (BEELER 1977: 179-181), am Oberaletschgletscher (HOLZHAUSER 1984: 296-301) und am Rhonegletscher (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988: 229).

Für den Hochstand um etwa 1'000 yBP existieren einige Vergleichsdaten. So sind z.B. der Glacier de Ferpècle und du Mont Miné, der Glacier de Fenêtre (SCHNEEBELI & RÖTHLISBERGER 1976: 73-82, 142), der Schwarzberggletscher (BIRCHER 1982: 73-76) und der Glacier d'Arolla (BOHNENBLUST 1988: 61-65) bis zu einer Grössenordnung von 1850 angewachsen.

Die sich im Untersuchungsgebiet um 750 yBP abzeichnende Hochstandsphase ist im Alpenraum ebenfalls gut belegt, z.B. am Glacier de Corbassière, am Glacier du Mont Durand, am Glacier de Brenay (SCHNEEBELI

& RÖTHLISBERGER 1976: 42-51) und am Ghiacciaio del Miage (AESCHLIMANN 1983: 50/51). Sehr wahrscheinlich handelt es sich um den spätmittelalterlichen Hochstand im 14. Jahrhundert, der am Rhonegletscher von ZUMBÜHL & HOLZHAUSER (1988: 229-231) und am Gornergletscher von HOLZHAUSER (1995: 116-119) nachgewiesen wurde.

Dank

Dr. Hanspeter Holzhauser sei an dieser Stelle ganz herzlich für die fachliche Begleitung und die Durchsicht des Manuskriptes gedankt. Weiteren Dank gebührt der Abteilung «Physische Geographie» des Geographischen Institutes der Universität Zürich für die entgegengebrachte Unterstützung.

Literatur

- AESCHLIMANN, H. (1983): Zur Geschichte des italienischen Mont Blanc Gebietes: Val Veni – Val Ferret – Rutor. – Diss. Geogr. Institut der Universität Zürich.
- AMMANN, K. (1977): Der Oberaargletscher im 18., 19. und 20. Jahrhundert. – In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie XII, H. 2, Innsbruck: 253-291.
- BEELER, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). – = Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark XV/77, Liestal.
- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. – = Physische Geographie 9, Zürich: 1-233.
- BLESS, R. (1984): Beiträge zur spät- und postglazialen Geschichte der Gletscher im nordöstlichen Mont Blanc Gebiet. – = Physische Geographie 15, Zürich: 1-116.
- BOHNENBLUST, S. (1988): Gletschergeschichtliche Untersuchungen und dendrochronologische Analysen an Lärchen (*Larix decidua* Mill.) im Val d'Hérens und im Raume Zermatt (VS), (Glacier d'Arolla, Glacier de Ferpècle und Zmuttgletscher). – Unveröff. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich.
- DIE ALPEN (1980-2000): Zeitschrift des Schweizer Alpen-Clubs. – Bern.
- EGLI, M. & A. MIRABELLA (2001): Bodenkundliche Untersuchungen im spät- und postglazialen Bereich des Hinteren Lauterbrunnentals (Berner Oberland, Schweiz): Bodenchemischer und -mineralogischer Vergleich zweier Podsole auf unterschiedlich alten Moränen. – In: Geographica Helvetica, diese Nummer.
- FURRER, G., HOLZHAUSER, H., MAISCH, M. & J. SUTER (1982): Zur Geschichte unserer Gletscher im Spät- und Postglazial. – In: Universität Zürich: Berichte aus der Forschung, Zürich: 103-114.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H.

- & M. MAISCH (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. – In: *Geographica Helvetica* 2/87: 61-91.
- GRUNER, G. S. (1760): Die Eisgebirge des Schweizerlandes. – 3 Bde., Bern.
- HOLZHAUSER, H. (1984): Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fieschergletschers. – = *Physische Geographie* 13, Zürich: 1-448.
- HOLZHAUSER, H. (1995): Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. Neue Ergebnisse. – In: *Gletscher im ständigen Wandel. Jubiläums-Symposium der Schweizerischen Gletscherkommission 1993 Verbier (VS): «100 Jahre Gletscherkommission – 100'000 Jahre Gletschergeschichte»* – Zürich: vdf Verlag ETH Zürich: 101-122.
- HOLZHAUSER, H. & H. J. ZUMBÜHL (1996): To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years – palaeosols, fossil wood and historical pictorial records – new results. – In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 104, Berlin, Stuttgart: 95-127.
- HOLZHAUSER, H. & H. J. ZUMBÜHL (1999): Nacheiszeitliche Gletscherschwankungen. – Blatt 3.8 des Hydrologischen Atlases der Schweiz.
- HORMES, A., SCHLÜCHTER, C. & T. STOCKER (1998): Minimal extension phases of Unteraargletscher (Swiss Alps) during the Holocene based on ¹⁴C analysis of wood. – In: *Radiocarbon* 40, Nr. 2: 809-817.
- KING, L. (1974): Gletscherschwankungen und Moränen. Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. – = *Basler Beiträge zur Geographie* 18, Basel: 1-123.
- KREBS, J. (1925): Geologische Beschreibung der Blümlialp-Gruppe. – = *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Geologische Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Bern.*
- LABHART, T. P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. – = *Sammlung Geologischer Führer* 63, Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- LABHART, T. P. (1989): Geologie. – In: *Hochgebirgsführer durch die Berner Alpen IV, Tschingelhorn-Finsteraarjoch-Obers Studerjoch.* – Zug: SAC-Verlag: 17-22.
- LABHART, T. P. (1992): *Geologie der Schweiz.* – Thun: Ott Verlag: 1-211.
- MANI, P. & H. KIENHOLZ (1989): Contribution à l'étude récente du Glacier de la Kander. – In: *Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie* 32-33/1988-89: 103-116.
- MÜLLER, H.-N. (1975): Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände im Rossbodengebiet (Simplon, Wallis). – Unveröff. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich.
- PATZELT, G. & S. BORTENSCHLAGER (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). – In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 16, Berlin, Stuttgart: 25-72.
- PFISTER, C., HOLZHAUSER, H. & H. J. ZUMBÜHL (1994): Neue Ergebnisse zur Vorstossdynamik der Grindelwaldgletscher vom 14. bis zum 16. Jahrhundert. – In: *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern, N.F.* 51, Bd. 1994: 55-79.
- PORTER, S.C. & G. OROMBELLI (1985): Glacier contraction during the middle Holocene in the western Italian Alps: Evidence and implications. – In: *Geology* 13: 296-298.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – = *Physische Geographie* 8, Zürich: 1-180.
- SCHNEEBELI, W. & F. RÖTHLISBERGER (1976): 8'000 Jahre Walliser Gletschergeschichte. Ein Beitrag zur Erforschung des Klimaverlaufs in der Nacheiszeit. – Bern: Verlag Schweizer Alpen-Club.
- SUTER, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. – = *Physische Geographie* 2, Zürich: 1-147.
- TRIBOLET, G. (1998): Die Schwankungen des Rezli- und Geltengletschers. – Unveröff. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Bern, Text (110 S.) und Katalog (48 S.).
- VERSUCHSANSTALT FÜR WASSERBAU, HYDROLOGIE UND GLAZIOLOGIE (VAW) ETH ZÜRICH (Hrsg.) (1986): Die Gletscher der Schweizer Alpen 1977/78 und 1978/79. – Jubiläumsband 99. und 100. Bericht, Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft (SNG).
- WÄSPI, H. (1993): Zur Glazialmorphologie und Gletschergeschichte des Gauli (Grimselgebiet, Kt. Bern). – Unveröff. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich: 1-131.
- WIPE, A. (1994): Gletschergeschichtliche Untersuchungen im Hinteren Lauterbrunnental (BE). – Unveröff. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Zürich: 1-150.
- WIPE, A. (1999): Die Gletscher der Berner, Waadtländer und nördlichen Walliser Alpen. Eine regionale Studie über die Vergletscherung im Zeitraum «Vergangenheit» (Hochstand von 1850), «Gegenwart» (Ausdehnung im Jahr 1973) und «Zukunft» (Gletscherschwund-Szenarien, 21. Jhdt.). – = *Physische Geographie* 40, Zürich: 1-295.
- ZUMBÜHL, H. J. (1980): Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12.-19. Jahrhunderts. – *Denkschrift Schweiz. Naturforschende Gesellschaft* 92, Basel, Boston, Stuttgart: Birkhäuser Verlag: 1-279.
- ZUMBÜHL, H. J. & H. HOLZHAUSER (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. – In: *Die Alpen. Zeitschrift des Schweizer Alpen-Clubs*, 3. Quartalsheft, Bern.

Zusammenfassung: Gletschergeschichtliche Untersuchungen im spät- und postglazialen Bereich des Hinteren Lauterbrunnentals (Bernser Oberland, Schweiz)

Mit der Datierung der Basis eines Moores, das nur etwa 200 m ausserhalb der grössten postglazialen Gletscherausdehnung, aber innerhalb eines spätglazialen Moränenwalles liegt, konnte der Übergang vom Spät- zum Postglazial mit dem bis anhin ältesten Hinweis in den Alpen auf $10'390 \pm 150$ yBP mindestdatiert werden.

Die für den Schweizer Alpenraum einzigartige Abfolge von Moränenwällen im Hinteren Lauterbrunnental ermöglichte es, mittels ^{14}C -Datierungen exemplarisch eine Chronologie von postglazialen Hochstandsphasen aufzustellen. Insbesondere gelang es, die mehrteilige Lössen-Kaltphase (mehrfach) nachzuweisen.

Um $4'475 \pm 75$ yBP sowie um $3'340 \pm 80$ yBP erreichten die Gletscher ihre grösste postglaziale Ausdehnung im Bereich der Oberhornalp. Weitere Hochstandsphasen zeichnen sich um 3'800 yBP (?), um 3'500 yBP, um 3'200 yBP, um 2'550 yBP, um 2'300 yBP, um 1'750 yBP, um 1'300 yBP, um 1'000 yBP, um 750 yBP, um 300 yBP sowie um 1774/76, um 1822 und um 1850 ab.

Der allgemeine Gletscherschwund seit 1850 wurde von drei kurzen Vorstoss- bzw. Stillstandsphasen (1880/90, 1920/30 und 1970/80er Jahre) unterbrochen.

Summary: Glacial Research in the Area of the Upper Lauterbrunnen Valley (Bernese Oberland, Switzerland) affected by Late Glacial and Holocene Glacier Extensions

The radiocarbon analysis of the base of a peat-bog, situated only 200 metres away from the outermost holocene extension but behind a late glacial moraine ridge, gave an age of at least $10'390 \pm 150$ yBP and marks the transition from late glacial to holocene glacialisation in the Alps.

The special sequence of moraine ridges in the Upper Lauterbrunnen Valley is unique to the Swiss Alps and has enabled the establishment of a chronology of holocene maximum extensions based on radiocarbon data. The different Lössen advances, in particular, can be shown several times.

The glaciers reached their greatest extensions near the Oberhornalp around $4'475 \pm 75$ yBP and again around $3'340 \pm 80$ yBP. Further phases of maximum extensions were registered around 3'800 yBP (?), 3'500 yBP, 3'200 yBP, 2'550 yBP, 2'300 yBP, 1'750 yBP, 1'300 yBP, 1'000 yBP, 750 yBP and 300 yBP as well as around 1774/76, 1822 and 1850.

A general glacial retreat since 1850 has been interrupted by three short periods of extension or stagnation in 1880/90, 1920/30 and 1970/80.

Résumé: Etudes glaciologiques dans le domaine tardif et postglaciaire au fond de la vallée de Lauterbrunnen (Oberland bernois, Suisse)

La datation de la base d'une tourbière, située à environ 200 m de la plus grande extension postglaciaire, mais à l'intérieur d'un vallum morainique tardiglaciaire, a permis de dater la transition du tardiglaciaire/postglaciaire. Cette transition a eu lieu vers $10'390 \pm 150$ yBP. Ainsi c'est l'indice le plus ancien observé dans les Alpes jusqu'au présent.

La succession des cordons morainiques (unique dans les Alpes suisses) que l'on peut observer dans le fond de la vallée de Lauterbrunnen a permis d'établir au moyen de datations au ^{14}C une chronologie des périodes de niveau maximal pendant la période postglaciaire. Plusieurs périodes froides de Lössen ont notamment pu être mises en évidence plusieurs fois.

Dans les environs de l'Oberhornalp, les glaciers ont atteint leurs plus grandes avancées postglaciaire vers $4'475 \pm 75$ yBP ainsi que vers $3'340 \pm 80$ yBP. D'autres périodes de niveau maximal ont été constatées vers 3'800 yBP (?), 3'500 yBP, 3'200 yBP, 2'550 yBP, 2'300 yBP, 1'750 yBP, 1'300 yBP, 1'000 yBP, 750 yBP, 300 yBP ainsi que vers 1774/76, 1822 et 1850.

Trois courtes périodes d'avancées et de stagnation respectivement (années 1880/90, 1920/30 et 1970/80) ont interrompu le retrait général des glaciers à partir de 1850.

Dr. **Andreas Wipf**, Institut für Kartographie, ETH Hönggerberg, CH-8093 Zürich.
e-mail: wipf@karto.baug.ethz.ch

Manuskripteingang/received/rentree du manuscrit:
28.2.2001

Annahme zum Druck/accepted for publication/
acceptation à l'impression: 21.6.2001