

Seen- und Flussgeschichte im Westschweizer Seeland zwischen 5000 und 12000 Jahre vor heute

Autor(en): **Wohlfarth, Barbara / Schwalb, Antje / Schneider, Anne Marie**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **50 (1993)**

PDF erstellt am: **13.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-318572>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

BARBARA WOHLFARTH*, ANTJE SCHWALB** und ANNE MARIE SCHNEIDER***

Seen- und Flussgeschichte im Westschweizer Seeland zwischen 5000 und 12000 Jahre vor heute

Zusammenfassung

Geologische, pollenanalytische und geochemische Untersuchungen im Westschweizer Seeland ermöglichen es, Seespiegelschwankungen und Aktivitätsphasen der Aare zwischen etwa 12 000 und etwa 5000 J.v.h. zu erfassen und zu korrelieren. Obwohl der Vergleich der Seespiegelschwankungen mit den Aktivitätsphasen des Flusslaufes keine kontinuierliche Synchronität zeigt, können zwischen etwa 11 000 bis etwa 9000 J.v.h. und zwischen etwa 7000 bis etwa 5000 J.v.h. ähnliche Entwicklungen festgestellt werden: Tiefe Seespiegel und eine Abnahme der Flussdynamik/Verlandung infolge trockeneren Klimas um etwa 11 000 bis etwa 9000 J.v.h., Seespiegelanstieg und Reaktivierung des Flusslaufes infolge einer Niederschlagszunahme um etwa 9000 J.v.h., variierende Seespiegel und wechselnde Flussaktivität während Perioden erhöhter Trockenheit und erhöhten Niederschlägen zwischen etwa 7000 bis etwa 5000 J.v.h. Die Phasen geringerer Niederschläge könnten jeweils den Zeitraum maximaler Gletscherausdehnung in den Alpen entsprechen.

1. Einleitung

Das heutige Seeland mit Neuenburger-, Bieler- und Murtensee besteht aus langgezogenen, übertieften Felströgen und glazial überprägten Molasseanhöhen (*Abb. 1 und 2*). Die Felsbecken sind mit bis zu 300 m mächtigen, quartären Lockersedimenten verfüllt, die sich aus einer komplizierten Abfolge von glazialen Schottern, Moränen und interglazialen Seesedimenten zusammensetzen (KELLERHALS und TRÖHLER 1976). Die bis jetzt vollständigste eiszeitliche Abfolge im Seeland wurde in Kiesgruben am Rande der übertieften Felströge erfasst. Hier folgen von unten nach oben: a) interglaziale limnische Tone, Silte und Sande, b) Vorstoss-Schotter des Rhonegletschers, die wahrscheinlich der vorletzten Vergletscherung entsprechen, c) interglaziale limnische Tone und Silte, d)

Anschrift der Verfasserinnen:

* Zurzeit Dept. of Quaternary Geology, Tornavägen 13, S-22363 Lund, Schweden;

** c/o Prof. Kerry Kelts, University of Minnesota, Limnological Research Center, Pillsbury Hall, 310 Pillsbury Drive S.E. Minneapolis, MN 55455-0219, USA;

*** Musée de Botanique, 14^{bis}, avenue de Cour, CH-1007 Lausanne, Schweiz.

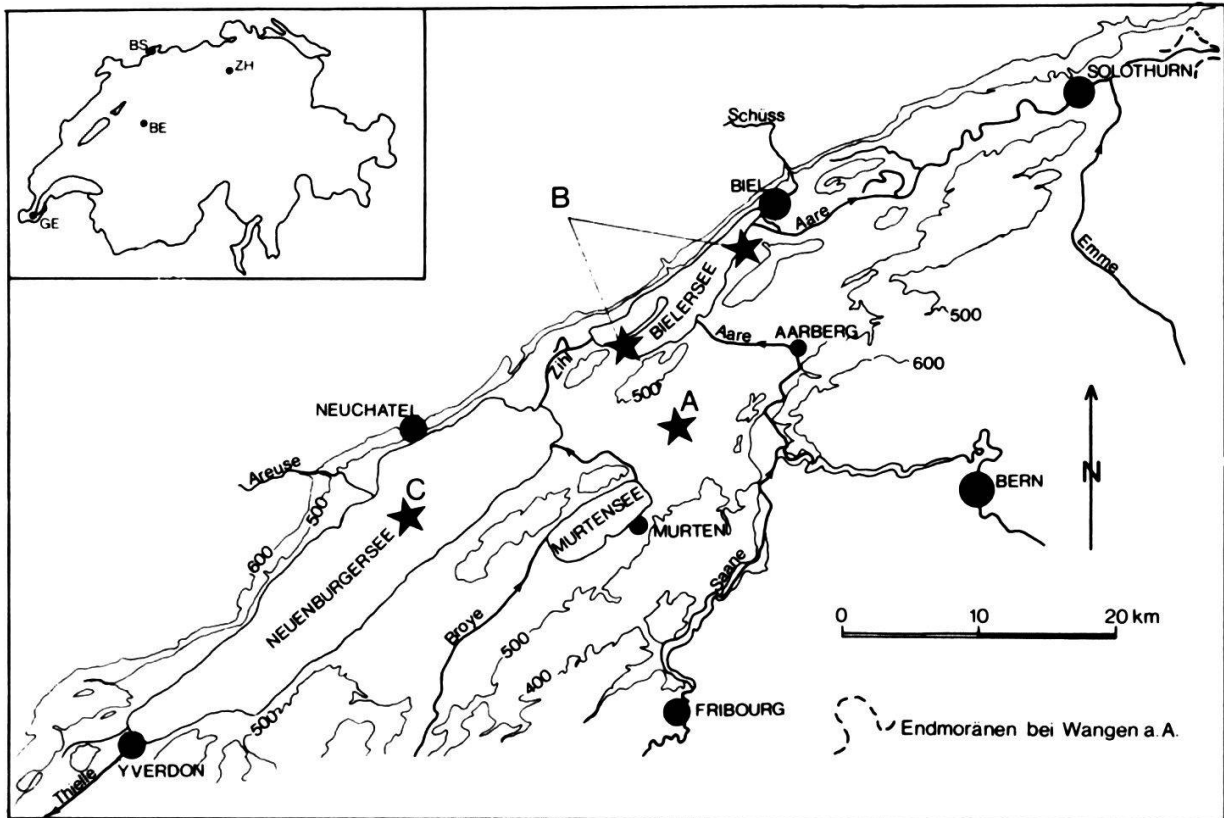


Abbildung 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes im Westschweizer Seeland. A: Grosses Moos, Aarelauf (MEYER-WOHLFARTH 1987; WOHLFARTH und AMMANN 1991), B: Bielersee (WOHLFARTH und SCHNEIDER 1991), C: Neuenburgersee (SCHWALB 1992). Der grosse «Solothurnersee» soll sich zwischen den Endmoränen bei Wangen an der Aare und Yverdon am Neuenburgersee erstreckt haben.

Vorstossschotter und Grundmoräne des Rhonegletschers, die während der letzten Vergletscherung, im Oberen Würm, abgelagert wurden (Abb. 3) (MEYER-WOHLFARTH 1986; WOHLFARTH-MEYER 1987, AMMANN et al. 1991). Paläoglazilogische Untersuchungen und Modelle des würmeiszeitlichen Rhonegletschers durch HÄBERLI (1983) und HÄBERLI und SCHLÜCHTER (1987) zeigen, dass die mittlere Jahrestemperatur der Luft während der kältesten Phase der Würmeiszeit (etwa 20 000 J.v. h.) um rund 15 °C tiefer lag als heute. Der Jahresniederschlag war gegenüber heute um etwa 80 Prozent reduziert (AMMANN et al. 1991). Das relativ dünne Eis des Rhonegletschers und die extreme Trockenheit begünstigten ein rasches Abschmelzen des Gletschers, so dass die Westschweiz bereits um etwa 14 000 J.v.h. eisfrei war (GAILLARD 1984; SCHLÜCHTER 1988; AMMAN et al. 1991; WOHLFARTH et al. im Druck). Die Theorie, dass sich nach dem Abschmelzen des Rhonegletschers ein grosser Solothurnersee (FAVRE 1883) zwischen Wangen an der Aare und Yverdon erstreckt haben soll (Abb. 1), konnte durch neuere Untersuchungen widerlegt werden (MEYER-WOHLFARTH 1987; WOHLFARTH-MEYER 1990). Vielmehr bildeten sich im Seeland während des Abschmelzens des Rhonegletschers nach und nach zahlreiche Seen, Tümpel und breite Flussebenen (WOHLFARTH-MEYER 1990), in denen die Sedimente der letzten 13 000 Jahre archiviert wurden. Paläoökologische Untersuchungen von GAILLARD (1984, 1985a) in der Westschweiz und

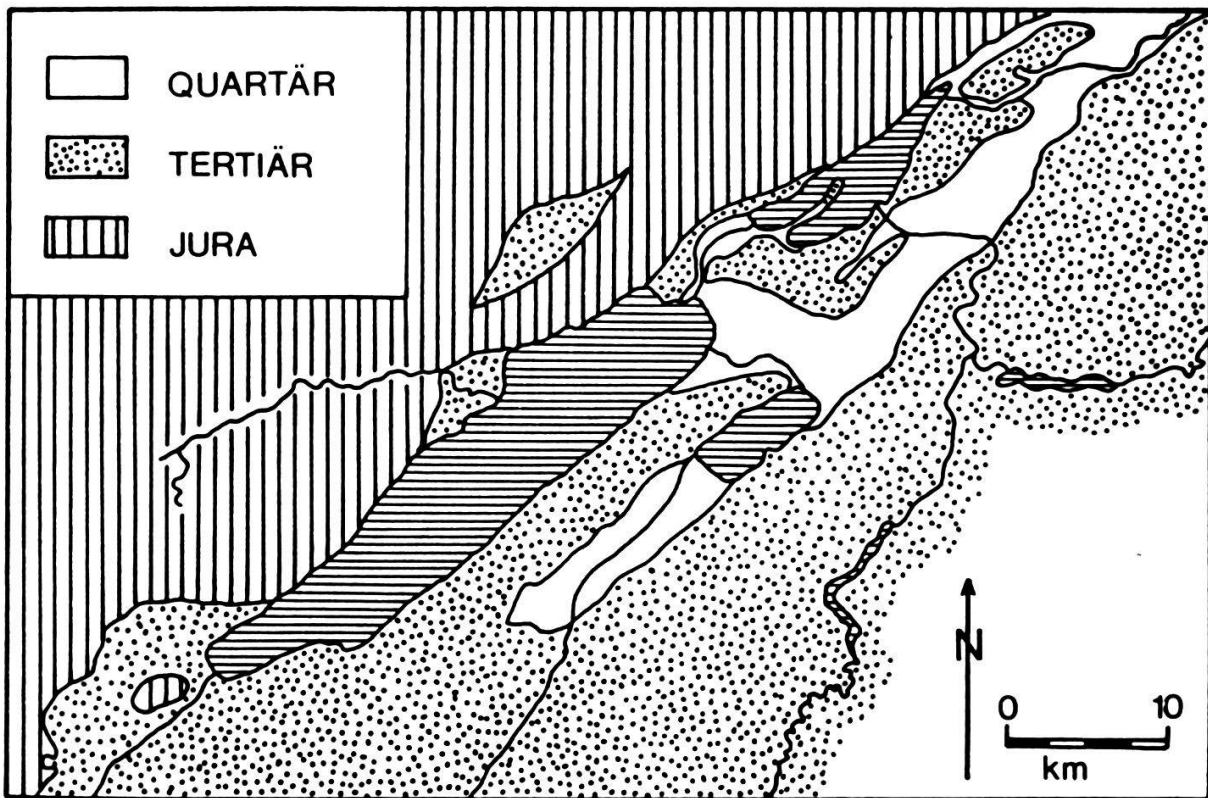


Abbildung 2: Vereinfachte geologische Karte des Westschweizer Seelandes. Die Juraseen, die Aareebene und das Grosse Moos liegen in übertieften SW-NE orientierten Felströgen (Jurasüdfussrinne: Neuenburger- und Bielersee, Seeländischer Trog: Mustensee, Grosses Moos, Aareebene).

AMMANN (1989) am Lobsigensee bei Aarberg zeigen, dass die Vegetation nach dem Rückzug des Rhonegletschers aus einer Steppentundra bestand, die um etwa 13 200–13 000 J.v. h. in eine Strauchtundra mit Zwergbirken überging (AMMANN et al. 1991). Die mittleren Julitemperaturen lagen, entsprechend der Insektenfunde, zwischen 10–12 °C (AMMANN 1989). Die Wiederbewaldung durch Wacholder und Baumbirken bei gleichzeitiger Zunahme der mittleren Julitemperatur um 2–4 °C erfolgte um etwa 12 600 J.v. h. (AMMANN 1989), und ab etwa 12 000 bis etwa 10 000 J.v. h. dominierten Föhrenwälder die Landschaft im Mittelland (AMMANN et al. 1991). Zwischen etwa 12 000 und 11 000 J.v.h. ist ein allmählicher Rückgang der mittleren Julitemperaturen zu beobachten. Der Kälterückschlag zwischen etwa 11 000 und 10 000 J.v. h. (Jüngere Dryas, Egesen Stadiäl) scheint im Mittelland schwächer ausgeprägt gewesen zu sein als im Voralpen- und Alpenraum und hatte im Mittelland nur eine leichte Auflockerung der Föhrenwälder zur Folge (KERSCHNER 1980; WELTEN 1982; EICHER 1987; AMMANN 1989; WOHLFARTH et al. im Druck). Ab 10 000 J.v. h. sind markante Änderungen in der Vegetation und eine deutliche Wiedererwärmung zu beobachten, die in die Nacheiszeit überleiten. Die zunehmenden Umweltveränderungen, wie Waldrodungen, Bodenerosion oder die Einführung von Kulturpflanzen durch den prähistorischen und historischen Menschen ab etwa 5000 J.v. h. lassen zum jetzigen Zeitpunkt jedoch nur qualitative Aussagen zu, die in Zukunft vermehrt quantitativ erfasst werden sollten (AMMANN 1989; AMMANN et al. 1991).

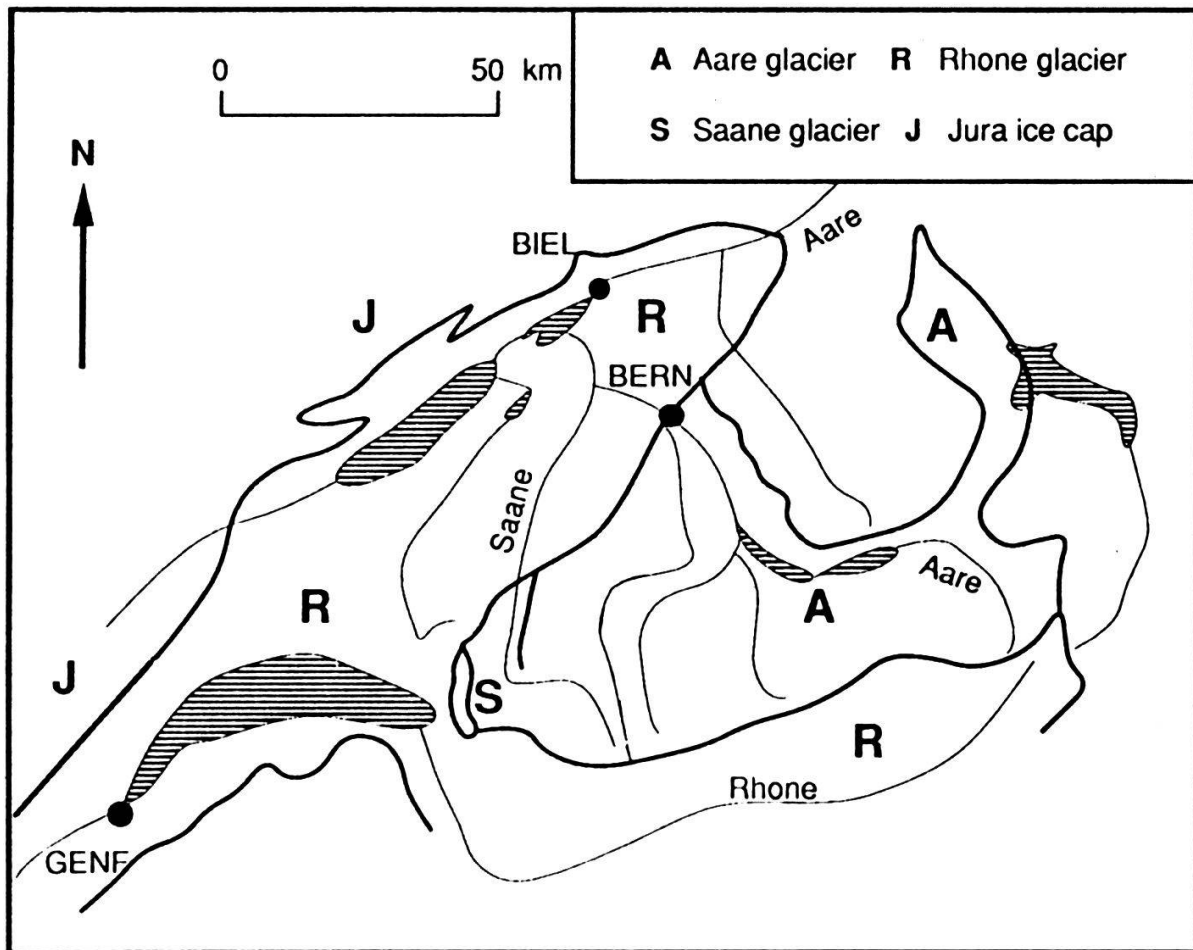


Abbildung 3: Ausdehnung der Eiszeitgletscher in der Westschweiz während des Würmaximums um 20 000 J.v.h.; umgezeichnet nach JÄCKLI (1962, 1970) und CAMPY und ARN (1991). A: Aaregletscher, R: Rhonegletscher, S: Saanegletscher, J: Juragletscher.

Die im folgenden Beitrag vorgestellten geologischen und geochemischen Untersuchungen konzentrierten sich i) auf das alte Flussnetz der Aare im Grossen Moos (MEYER-WOHLFARTH 1987, WOHLFARTH UND AMMANN 1991), ii) auf das Südufer des Bielersees (WOHLFARTH UND SCHNEIDER 1991) und iii) auf Bohrungen aus dem Profundal des Neuenburgersees (SCHWALB 1992) (Abb. 1). Im Zeitraum zwischen etwa (?)13 000–5000 J.v. h. können wir Aktivitätsphasen der Aare im Seeland sowie mehrere Seespiegelschwankungen des Bielersees und des Neuenburgersees erfassen und miteinander vergleichen. Im Folgenden soll diskutiert werden, inwieweit diese Ergebnisse lediglich lokale Veränderungen darstellen, oder ob sie mit regionalen und überregionalen klimatischen Ereignissen verknüpft werden können.

Die Datierung der verschiedenen Schichten erfolgte durch die Pollenanalyse (WOHLFARTH UND AMMANN 1991; SCHNEIDER in Vorb.; HADORN 1992). Pollenanalytische Datierungen ermöglichen eine Zuweisung einzelner Schichtabfolgen zu vegetationsgeschichtlichen Zeitabschnitten, den Biozonen. WELTEN (1979, 1982); GAILLARD (1984, 1985a); AMMAN und LOTTER (1989) konnten die Übergänge zwischen den Vegetationsabschnitten im Schweizer Mittelland teilweise datieren. Da die Vegetations-

entwicklung im Mittelland synchron verlief, können wir die von WELTEN (1979, 1982); GAILLARD (1984, 1985a) und AMMAN und LOTTER (1989) vorgeschlagenen Zeitgrenzen auf unsere pollenanalytisch datierten Profile übertragen. Unsere Altersangaben beziehen sich auf pollenanalytisch datierte Biozonen, deren zeitliche Grenzen wir in Anlehnung an die oben zitierten Autoren übernehmen.

2. Der Aarelauf im Grossen Moos

Bis vor 120 Jahren bildete die Gegend zwischen Bieler-, Neuenburger- und Murtensee eine ausgedehnte Sumpflandschaft. Die Juragewässerkorrekturen Ende des letzten und Mitte dieses Jahrhunderts hatten zum Ziel, das Gebiet zu entwässern und für die Landwirtschaft nutzbar zu machen. Die differentiellen Bodensetzungen im Laufe der letzten 80 Jahre machten im Grossen Moos ein altes, in Richtung Südwesten verlaufendes, mäandrierendes Flusssystem sichtbar (LUEDI 1935). Detaillierte Kartierungen der Flussarme (*Abb. 4*) sowie geologische und pollenanalytische Untersuchungen an Bohrkernen (*Abb. 5*) aus dem Grossen Moos ermöglichten es, den Verlauf des Flusssystems und einzelne Aktivitätsphasen zu rekonstruieren (MEYER-WOHLFARTH 1987; WOHLFARTH und AMMANN 1991). Neue sedimentologische, mineralogische und geochemische Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Neuenburgersee (*Abb. 6*) verfeinern und bestätigen die im Grossen Moos gewonnenen Resultate (SCHWALB 1992) und ermöglichen es, die Mündung der Aare in den Neuenburgersee nachzuweisen. Die Aktivitätsphasen der nach Südwesten fliessenden Aare können nun mittels Pollenanalyse (HADORN 1992) und ^{14}C AMS Daten (SCHWALB 1992) genauer datiert werden.

Aktivitätsphasen des Flusslaufes spiegeln sich im Grossen Moos durch die Ablagerung minerogener Silte und Sande wider, Verlandungsbildungen sind durch eine Abnahme der Wasserführung und durch die Bildung von Torfen charakterisiert. Die Sedimente im Neuenburgersee entstehen heute fast ausschliesslich durch biogene Karbonatfällung und führen somit zur Bildung von Karbonatmudde. Als die Aare in den See mündete, wurde die Karbonatmudde durch die von der Aare mitgeführte Suspensionsfracht verdünnt. Es kam zu einer Wechsellagerung von heller Karbonatmudde und dunklerer Aaresuspension und somit zur Bildung von feingeschichteten Seemergeln. Die Fingerabdrücke der Aare lassen sich auch an Hand der Sauerstoffisotopenverhältnisse von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, ausgedrückt durch das $\delta\text{-}^{18}\text{O}$, erkennen (SCHWALB 1992). Das $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ wurde an Ostracodenschalen gemessen und gibt das Isotopenverhältnis des Seewassers zur Zeit der Schalenbildung wieder. Die $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Werte der Schalen aus den Seemergeln sind deutlich negativer als die $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Werte aus der Karbonatmudde. Dies lässt sich durch eine Vergrösserung des Einzugsgebietes während des Aarezufusses in den Neuenburgersee erklären. Die Aare entwässert die alpinen Gebiete, die aufgrund ihrer Höhenlage isotopisch leichtere Niederschläge mit negativeren $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ -Werten erhalten. Diese Niederschläge gelangten mit der Aare in den See und verschoben somit das $\delta\text{-}^{18}\text{O}$ im Seewasser zu negativeren Werten.

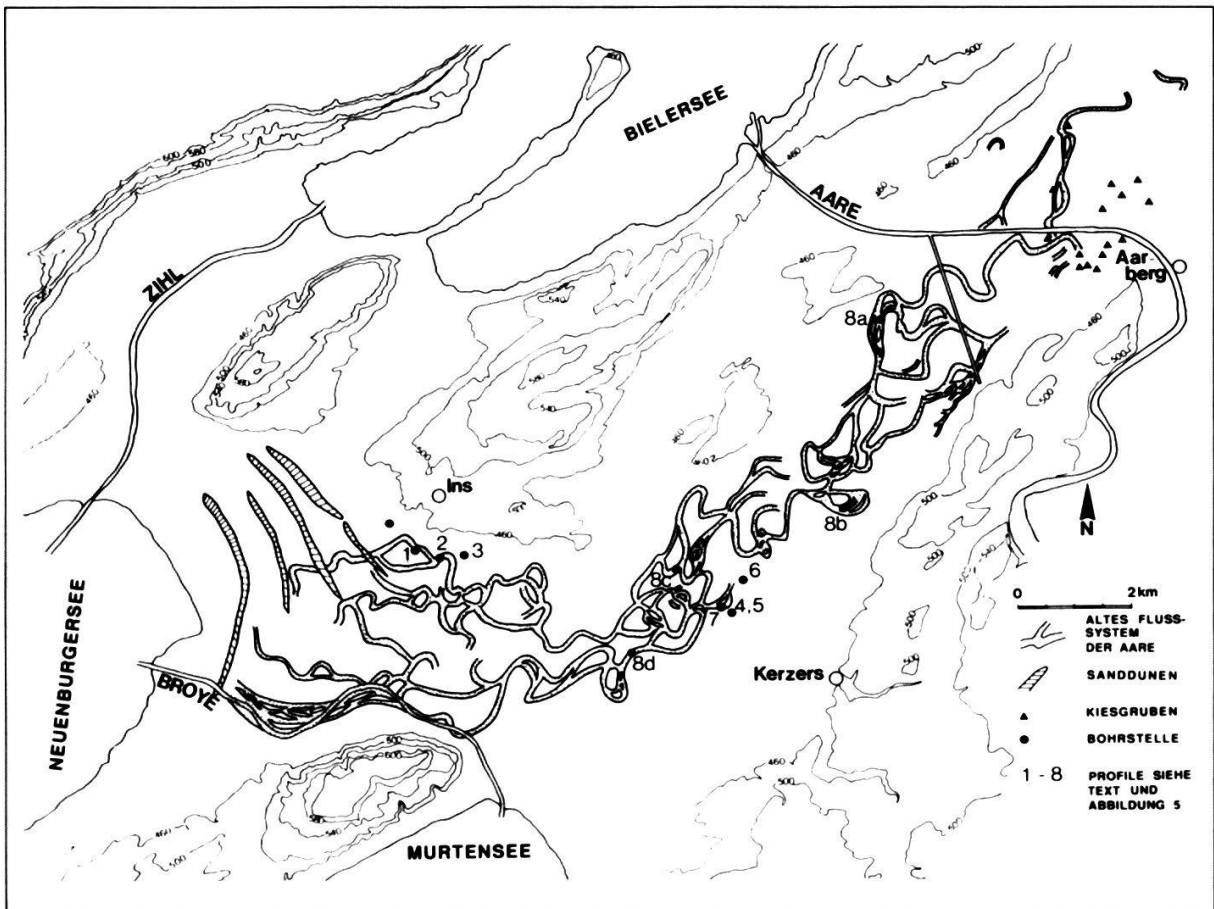


Abbildung 4: Das Mäandersystem der Aare im Grossen Moos nach WOHLFARTH und AMMANN (1991, Fig. 13.4). Die Numerierung der Profile und Aufschlüsse in der Flussebene verweisen auf die Profile in Abbildung 5.

Im Zeitraum vor 11 000 Jahren floss die Aare über Ins in den Neuenburgersee (Abb. 4, Tab. 2). Ein allmähliches Absenken des Seespiegels um etwa 11 000–10 000 J.v.h. (GAILLARD und MOULIN 1989) ermöglichte die Bildung von Sanddünen am Nordostufer des Sees (MEYER-WOHLFARTH 1987). Sie waren wahrscheinlich dafür verantwortlich, dass sich die Aare ab etwa 10 600 J.v.h. einen weiter südlich liegenden Weg suchen musste, um dem Neuenburgersee zuzufliessen oder dass der Flusslauf bei Ins zwischen etwa 10 600 und etwa 10 000 J.v.h. allmählich verlandete. Vermutlich existierten in der näheren Umgebung oder in den alten Flussarmen bei Ins weiterhin kleine Tümpel, jedoch konnten diese Ablagerungen nicht datiert werden, so dass eine zeitliche Einordnung nicht möglich ist. Die Flussaktivität zwischen etwa 10 600 und etwa 10 000 J.v.h. im Grossen Moos ist einerseits belegt durch die Profile westlich von Kerzers (Abb. 4 und 5, Tab. 2) und andererseits durch die Untersuchungen im Neuenburgersee, in dem sich feingeschichteter Seemergel abgelagerte (Abb. 6). Zwischen etwa 10 000 und etwa 9000 J.v.h. kann auch in Kerzers eine allmähliche Abnahme der Flussdynamik und eine Verlandung einzelner Flussläufe beobachtet werden. Die grobkörnigen Sedimente wie Sande und Silte gehen nach oben in Tongyttja und ab etwa 9000 J.v.h. in Torf über (Tab. 2). MEYER-WOHLFARTH (1987) und WOHLFARTH und AMMANN

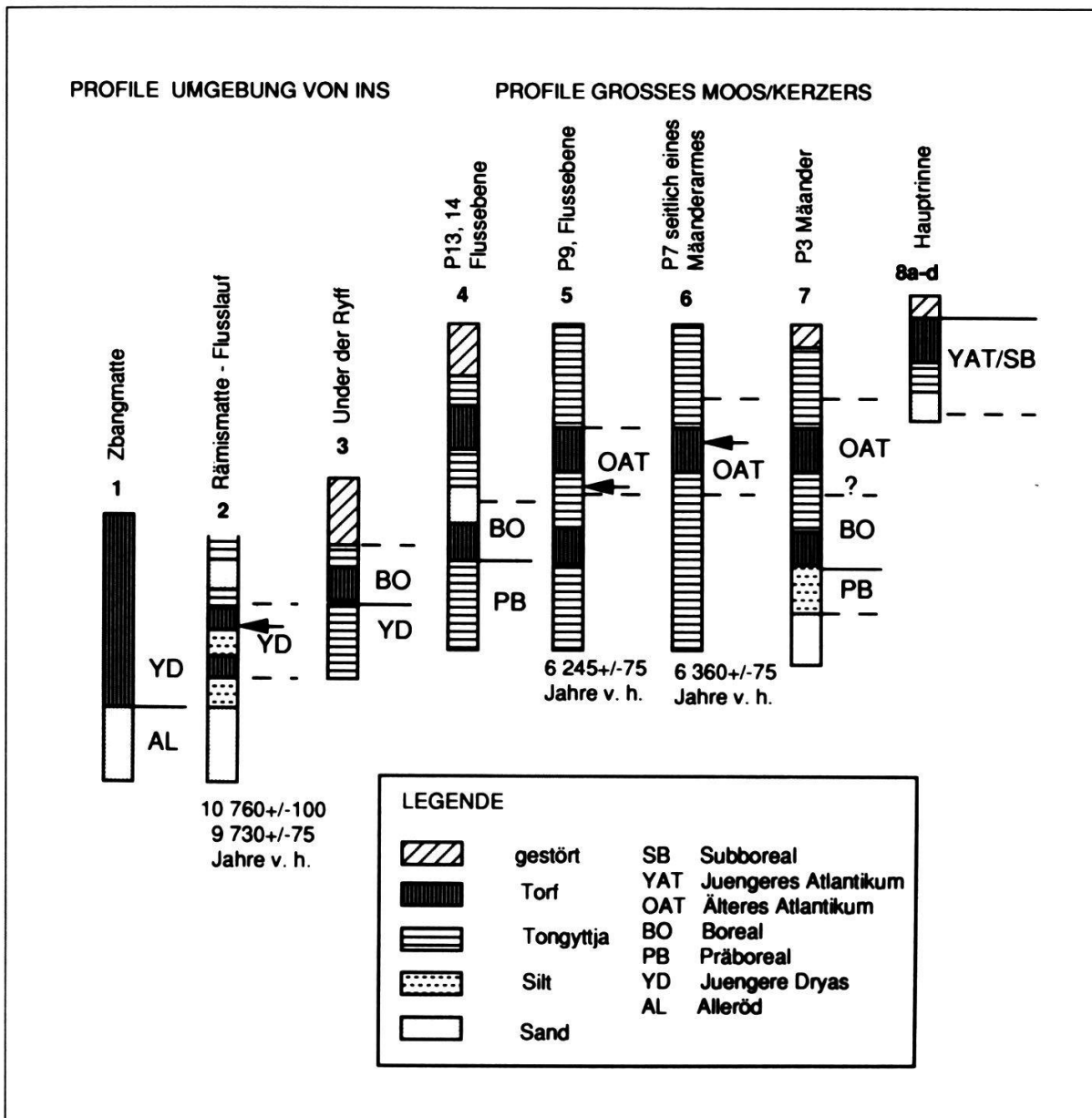


Abbildung 5: Profile aus der Umgebung von Ins und Kerzers. Die Profile 2, 7, 8a–d liegen innerhalb der Flussmäander, die Profile 1, 3, 4–6 liegen in der Flussebene. Die Pfeile seitlich der Profile geben an, wo die ¹⁴C-Proben entnommen wurden.

(1991) interpretierten diese Abfolge nicht als eine vollständige Verlandung des Aarelau-
fes, sondern lediglich als eine Aufgabe einzelner Flussläufe und gleichzeitiger Aktivie-
rung anderer Mäander. Die Untersuchungen von SCHWALB (1992) zeigen jedoch, dass
sich zwischen etwa 10 000 und etwa 9000 J.v.h. im Neuenburgersee Karbonatmudde
bildete. Gleichzeitig wurden die δ -¹⁸O-Werte deutlich positiver. Dies weist daraufhin,
dass die Aare zwischen etwa 10 000 und etwa 9000 J.v.h. nicht in den See floss. Wir
müssen daher die im Grossen Moos beobachteten Verlandungsbildungen dahingehend
interpretieren, dass die Aare den nach Südwesten fliessenden Lauf aufgab, und während
dieser Zeit nur in Richtung Nordosten floss. In den aufgegebenen Flussläufen müssen

BIOZONEN	Welten (1972, 1982) Jahre v.h.	Gaillard (1985a) Jahre v.h.	Ammann und Lotter (1989) Jahre v.h.
Subboreal	?–4 500	?–5 300	
Jüngeres Atlantikum	4 500–6 000	5 300–?	
Älteres Atlantikum	6 000–7 800		
Boreal	7 800–9 000	?–9 000	
Präboreal	9 000–10 000	10 000–9 000	?–10 000
Jüngere Dryas	10 800–10 000	10 000–10 800	10 000–10 600
Allerød	10 800–11 800	10 800–12 100	10 600–12 000
Bølling	11 800–13 300	12 100–13 300	12 000–12 600
Älteste Dryas	13 300–?	13 300–?	12 600–?

Tabelle 1: Vergleichende Darstellung der zeitlichen Begrenzung der spätglazialen und holozänen Biozonen im Schweizer Mittelland, basierend auf WELTEN (1972, 1979, 1982), GAILLARD (1985a) sowie AMMANN und LOTTER (1989). Unsere lokalen Pollenzonen wurden mit diesen regionalen Pollen- bzw. Biozonen verglichen. Die zeitliche Einstufung unserer Profile entspricht folgendessen diesen Pollen- bzw. Biozonen.

JAHRE v. h.	CHRONOZONEN Mangerud et al. (1974), Welten (1982), Ammann & Lotter (1989)	BIOZONEN Welten (1972, 1982), Ammann & Lotter (1989)	NEUENBURGER- SEE Gaillard & Moulin (1989) Schwalb (in Vorber.)	GROSSES MOOS		BIELERSEE Wohlfarth & Schneider (1991, im Druck)	PERIODEN ALPINER GLETSCHER- AUSDEHNUNG Bortenschlager (1982, Tab. 1)
				UMGEBUNG VON INS	UMGEBUNG VON KERZERS		
5 000	SUBBOREAL	VIII	Aare fliesst Richtung NO		Aufgabe des Fluss- Systems im Grossen Moos		Rotmoos/Piora Kaltphasen
6 000	ATLANTIKUM	VII	Aare fliesst in den Neuenburgersee		allmähliche Veränderung aktiver Flusslauf im Grossen Moos	Seespiegelanstieg	
7 000		VI	Zwemalige Aufgabe des Flusslaufs im Grossen Moos		Verlandung: 6 245 +/- 75BP 6 360 +/- 75BP ?	starke Erosion im Uferbereich tiefer Seespiegel, Torfbildung im Uferbereich	Frosnitz/Msoxer Kaltphasen
8 000	BOREAL	V	Aare fliesst in den Neuenburgersee	Bildung von Tuempeln und Seen in den verlandeten Flussläufen	aktiver Flusslauf über Sugez in den Neuenburgersee	Seespiegelanstieg	
9 000		?			Verlandung und Torfbildung	tiefer Seespiegel, Torfbildung im Uferbereich	Venediger / Steingletscher Maximum
10 000	PRAEBOREAL	bio-PRAEBOREAL	Seespiegelanstieg Aufgabe des Flusslaufs im Grossen Moos		allmähliche Abnahme der Flussdynamik	Seespiegelanstieg, Erosion im Littoralbereich	
11 000	JUENGERE DRYAS	bio-JUENGERE DRYAS	Dünenbildung am NO- Ufer, tiefer Seespiegel	Verlandung und Torf- bildung: 10 760 +/- 100 BP 9 730 +/- 75 BP ?	aktiver Flusslauf über Ins in den Neuenburgersee	tiefer Seespiegel Torf und Seekreide	Egesen Stadium
12 000	ALLERØD	bio-ALLERØD	Aare fliesst in den Neuenburgersee Seespiegel variiert zw 426-427m u M		aktiver Flusslauf über Ins in den Neuenburgersee	Seespiegelanstieg Erosion	
13 000	BØLLING	bio-BØLLING	Anstieg des Seespiegels			11 720 +/- 50BP (Torf) tiefer Seespiegel	
14 000	ALTESTE DRYAS	bio-ALTESTE DRYAS	tiefer See- speigel auf ca 425-426m u M			hoher Seespiegel	

Tabelle 2: Vergleich der Resultate aus dem Grossen Moos, dem Neuenburger- und Bielersee (MEYER-WOHLFARTH 1987; WOHLFARTH und AMMANN 1991; WOHLFARTH und SCHNEIDER 1991; SCHWALB 1992). Die Einteilung der Chronozonen im Zeitraum 13 000–10 000 J.v.h. basiert auf WELTEN (1982) sowie AMMANN und LOTTER (1989); für den Zeitraum 10 000–5 000 J.v.h. beziehen wir uns auf MANGERUD et al. (1974). Die Einteilung der Biozonen im Zeitraum 13 000–10 000 J.v.h. basiert auf WELTEN (1972, 1982) und AMMANN und LOTTER (1989) und im Zeitraum 10 000–5 000 J.v.h. auf WELTEN (1972, 1982).

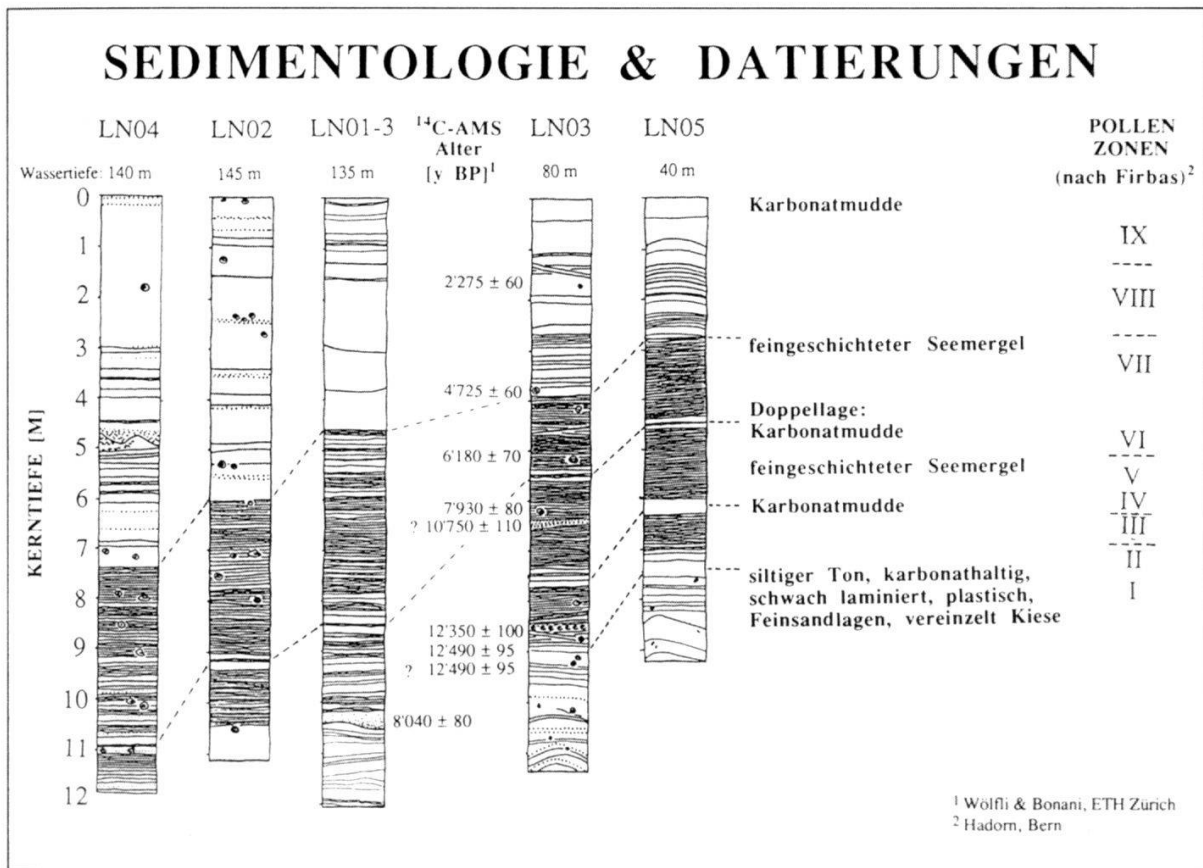


Abbildung 6: Sedimentologie, AMS-Datierungen und Pollenanalyse der Sedimentkerne aus dem Neuenburgersee (SCHWALB 1992).

sich kleine Tümpel und Seen gebildet haben, die jedoch erst um etwa 9000 J.v.h. teilweise verlandeten. Nach etwa 9000 J.v.h. wurden die Flussläufe im Grossen Moos wieder reaktiviert, die Aare floss bis etwa 5000 J.v.h. in den Neuenburgersee, und es kam dort wieder zur Bildung von feingeschichteten Seemergeln. Im Grossen Moos lagerte sich Tongyttja ab (Abb. 5 und 6, Tab. 2). Die Untersuchungen von Schwalb (1992) deuten auf zwei weitere, kurz aufeinanderfolgende Verlandungsphasen zwischen etwa 7000 und etwa 6000 J.v.h. hin (Abb. 6, Tab. 2). Eine dieser Phasen dürfte den um etwa 6200–6400 J.v.h. abgelagerten Torfschichten im Grossen Moos entsprechen (Abb. 5, Tab. 2). Ab etwa 5000–4500 J.v.h. verlandete der Aarelauf im Grossen Moos allmählich. Pollenanalytische Untersuchungen zeigen, dass sich während dieser Zeit Seerosengewächse bildeten, die für die länger dauernde Existenz eines Teiches und gegen kurzfristige Überschwemmungen sprechen (WOHLFARTH und AMMAN 1991). ¹⁴C-Daten an Baumstämmen aus Kiesgruben nördlich von Aarberg und die Bildung mächtiger Torfschichten in den alten Flussmäandern zeigen, dass der Aarelauf im Grossen Moos zwischen 5000 J.v.h. und der ersten Juragewässerkorrektion im letzten Jahrhundert nicht mehr aktiviert wurde (MEYER-WOHLFARTH 1987). Diese Resultate werden durch die Untersuchungen im Neuenburgersee bestätigt (SCHWALB 1992). Hier lagerte sich ab etwa 5000–4500 J.v.h. wieder Kalkmudde ab, deren Sedimentation nicht mehr durch die Ablagerung von

feingeschichteten Seemergeln unterbrochen wurde, und das δ -¹⁸O nahm wieder deutlich positivere Werte an.

Die natürliche Fliessrichtung der Aare wäre, wie die anderer Flüsse im Mittelland, Richtung Norden, es sei denn, der geologische Untergrund verhindert streckenweise ein nach Norden gerichtetes Fließen. Bei Aarberg fliesst die Aare jedoch in quartären Lockersedimenten, so dass sie nicht von Felsriegeln von ihrem nach Norden gerichteten Lauf abgedrängt werden kann. Ein nach Südwesten gerichteter Flusslauf müsste also entweder durch bestimmte Ereignisse, wie extreme Aufschotterung und Blockierung des Abflusses infolge hoher Wasserführung oder durch neotektonische Bewegungen verursacht worden sein. Andererseits ist auch denkbar, dass der nach Südwesten gerichtete Flusslauf ein zusätzliches Abflusssystem darstellt, das nur zu Zeiten extrem hoher Wasserführung aktiviert wurde. Dabei könnte die Aare die alten, während des Gletscherrückzugs aktiven Flussrinnen reaktiviert haben.

Die Untersuchungen im Grossen Moos lassen vorläufig zwei Hypothesen zu:

- a) Der Flusslauf im Grossen Moos stellt ein zusätzliches Abflusssystem zum nordöstlichen Lauf dar, das nur zu Zeiten hoher Wasserführung aktiviert wurde.
- b) Während Perioden hoher Wasserführung blockierte die Aare ihren nordöstlichen Lauf bei Aarberg beispielsweise durch Aufschotterung und floss ausschliesslich Richtung Südwesten. Als dieser Abfluss blockiert wurde, musste die Aare wieder Richtung Nordosten fließen.

Beide Hypothesen können nur durch weitere Untersuchungen in der Aareebene nördlich von Aarberg überprüft werden.

3. Seespiegelschwankungen am Bielersee

Ebenfalls als Folge der Juragewässerkorrekturen sank der Seespiegel des Bielersees stark ab, und ehemals vom See bedeckte Bereiche bilden heute die Uferzone, in der eine verstärkte Erosion beobachtet werden kann. Die über Jahrtausende mit Sedimenten bedeckten Pfahlbauten werden so kontinuierlich durch die Wellen freigelegt und erodiert. In den Jahren 1984–1987 führte der Archäologische Dienst des Kantons Bern eine Bohrkampagne durch, um die noch erhaltenen Pfahlbaustationen zu lokalisieren (WOHLFARTH und SCHNEIDER 1991; SCHNEIDER in Vorb.) (Abb. 7, Tab. 2.). Zusätzlich zu den Bohrungen aus dem See wurden auch Profile in Baugruben bearbeitet. Die Korrelation gleichalter Schichten in den Seebohrungen und in den Landprofilen ermöglicht es, verschiedene Seespiegelschwankungen des Bielersees zu erfassen.

Bis um etwa 12 300 (?) J.v. h. lag der Seespiegel des Bielersees höher als 427 m ü.M. Vor etwa 12 000 bis etwa 11 500 J.v. h. wurden im Uferbereich des Bielersees Torfschichten abgelagert, die eine Absenkung des Seespiegels auf tiefer als 427 m ü.M. anzeigen. Ab etwa 11 500 J.v. h. kann in der heutigen Uferzone und im Littoralbereich

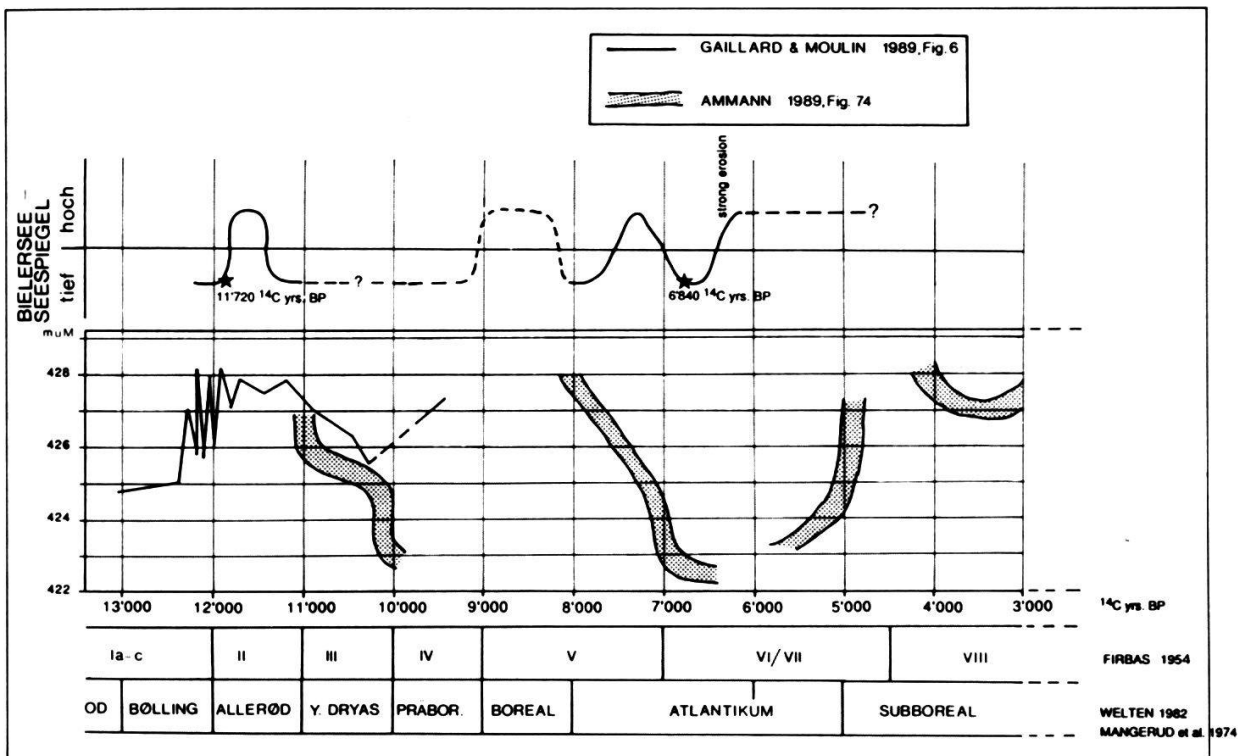


Abbildung 7: Vergleichende Darstellung der Seespiegelkurven vom Bielersee (AMMANN 1989, Fig. 74; WOHLFARTH und SCHNEIDER 1991, Fig. 5) und vom Neuenburgersee (GAILLARD und MOULIN 1989, Fig. 6). Verstärkte Erosion kann am Bielersee nach 6840 J.v.h. beobachtet werden.

eine Erosion der älteren Ablagerungen und ein Anstieg des Seespiegels beobachtet werden. Vor etwa 11 000 und bis etwa 9000 J.v.h. bildeten sich in der heutigen Uferzone wieder Torfe und im Littoralbereich Seekreiden, die für einen tieferen Seespiegel sprechen. Die Seekreide deutet auf eine Ablagerung in ruhigen und geschützten Buchten ohne starke Wellentätigkeit hin. Einschwemmungen von minerogenem Material – zwischen etwa 10 600 und etwa 10 000 J.v.h. – könnten in Verbindung gebracht werden mit einer verstärkten Erosion im Hinterland als Folge der Klimaverschlechterung. Um etwa 9000 J.v.h. stieg der Seespiegel wieder an, und der Uferbereich befand sich während etwa 1000 Jahren in einer Zone verstärkter Wellenaktivität mit Ablagerung von vorwiegend minerogenen Sedimenten und der Erosion älterer Schichten (Abb. 7, Tab. 2). Um etwa 8000 J.v.h. und um etwa 7000 J.v.h. sind tiefe Seespiegel am Bielersee zu beobachten, die zu Torfbildungen im Uferbereich und zu einer Abnahme der Erosions-tätigkeit im Littoralbereich führten. Der Seespiegelanstieg zwischen etwa 6500 und 6000 J.v.h. war wiederum verbunden mit einer erhöhten Wellenaktivität und mit einer sehr starken Erosion im Uferbereich, die ältere, bis zu 11 000 Jahre alte Schichten erodierte (Abb. 7, Tab. 2). Ab etwa 5000 J.v.h. lagerten sich Seekreiden ab, die wieder auf ruhige Ablagerungsbedingungen im Littoralbereich hindeuten. Da uns jedoch für diesen Zeitpunkt keine Landprofile zur Verfügung stehen, können wir keine Angaben zum Seespiegelniveau machen.

4. Verknüpfung von Fluss- und Seengeschichte

In Arbeiten, die versuchten eine Verbindung zwischen regionaler Seen- und Flussgeschichte im Seeland herzustellen (AMMANN 1982, WOHLFARTH und AMMANN 1991), wurde immer wieder darauf hingewiesen, dass in diesem Gebiet mit seinen grossen, flussdurchströmten Seen neben klimatischen Faktoren auch zahlreiche geomorphologische Ereignisse eine Rolle spielen können. Bis jetzt konnten jedoch geomorphologische Ereignisse, wie Bergstürze, die die Blockierung von Flussläufen zur Folge hatten, oder ein Rückstau von Flüssen in die Seen (AMMANN 1982) nicht nachgewiesen werden.

Bis vor etwa 12 700 J.v. h. lag der Seespiegel des Neuenburgersees auf 425–426 m ü.M.; nach GAILLARD und MOULIN (1989) könnte dieser tiefe Seespiegel mit dem damals noch vorherrschenden kalten und trockenen Klima zusammenhängen. Ab 12 700 J.v. h. steigt der Seespiegel am Neuenburgersee an. Etwa gleichzeitig setzen die Profile am Bielersee ein, die ebenfalls auf einen höheren Seespiegel hindeuten (*Tab. 2*). GAILLARD und MOULIN (1989) erklären den Seespiegelanstieg des Neuenburgersees durch zunehmenden Schmelzwassereinfluss aus dem Alpenraum; dort wurden ehemals vergletscherte Gebiete allmählich eisfrei (siehe zum Beispiel WELTEN 1982). Der Anstieg der mittleren Julitemperaturen im Mittelland um 2–4 °C auf 14–16 °C fällt etwa in den gleichen Zeitraum (AMMANN 1989). Zwischen etwa 12 500 bis etwa 11 000 J.v. h. variiert der Seespiegel am Neuenburgersee und zeigt kurze Phasen höherer und tieferer Seespiegel (GAILLARD und MOULIN 1989). Etwa zum gleichen Zeitpunkt sank der Seespiegel des Bielersees und stieg erst um etwa 11 500 J.v. h. wieder an (*Tab. 2*). Obwohl hier keine so variierenden Seespiegel wie am Neuenburgersee beobachtet werden können, vermuten wir, dass sich die Phasen mit Torfbildung und nachfolgendem Seespiegelanstieg im weitesten Sinn mit den Schwankungen am Neuenburgersee parallelisieren lassen. Die Phasen tiefer Seespiegel könnten durch eine Temperaturzunahme (AMMANN 1989), verbunden mit einer Niederschlagsabnahme, ausgelöst worden sein. Diese Annahme wird durch pollenanalytische Befunde vom Neuenburgersee unterstützt, wo tiefe Seespiegel auf Phasen mit einem trockeneren Klima hindeuten (GAILLARD und MOULIN 1989). Während dieser Zeit floss die Aare durch das Grosse Moos in Richtung Neuenburgersee. Möglicherweise lieferten die sukzessiv abschmelzenden Gletscher noch so viel Schmelzwasser, dass a) das südwestliche Flusssystem zusätzlich aktiviert war, oder dass b) die Aare infolge hoher Wasserführung und (?) Aufschotterung nur Richtung Südwesten floss.

Noch vor etwa 11 000 J.v. h. sinken die Seespiegel beider Seen und bleiben über einen Zeitraum von etwa 1500–2000 Jahren auf einem Tiefstand (*Tab. 2*). Diese Entwicklung ist mehr oder weniger synchron mit der Entwicklung in anderen Seen der Schweiz und Mitteleuropas (RÖSCH 1983; GAILLARD 1984, 1985a, 1985b; DIGERFELDT 1988; AMMANN 1989) und könnte auf eine Feuchtigkeits-/Niederschlagsabnahme in Zusammenhang mit der erneuten Ausdehnung der alpinen Gletscher während der Jüngeren Dryas zurückgeführt werden (KERSCHNER 1980; BORTENSLAGER 1982; GAILLARD 1985b; GAILLARD und MOULIN 1989) (*Tab. 2*). Obwohl sich die Klimaverschlechterung der Jüngeren Dryas in den Pollenprofilen im Mittelland nur schwach abzeichnet (AMMANN 1989), kann in

höher gelegenen Profilen aus dem Alpenraum eine deutliche Vegetationsänderung beobachtet werden (z.B. WELTEN 1982). Das allmählich trockener werdende Klima und die erneute Ausdehnung der alpinen Gletscher (KERSCHNER 1980) muss auch eine Änderung im Abflussregime der alpinen Flüsse verursacht haben; die reduzierten Schmelzwassermengen könnten eine geringere Wasserführung zur Folge gehabt haben, die ein aktives Fließen der Aare Richtung Südwesten verhinderten und somit zur langsamen Verlandung des Flusslaufes führten.

Noch vor etwa 9000 J.v.h. steigt der Seespiegel des Neuenburgersees wieder an (GAILLARD und MOULIN 1989). Im Bielersee beginnt der Seespiegelanstieg, verbunden mit einer Erosion im Littoralbereich, etwas später (WOHLFARTH und SCHNEIDER 1991). Diese Entwicklung kann auch an zahlreichen anderen Seen beobachtet werden (RÖSCH 1983; GAILLARD 1984, 1984a, 1985b; DIGERFELDT 1988; AMMANN 1989) und wird mit einer Zunahme der Niederschläge erklärt (DIGERFELDT 1988). Die Niederschlagszunahme könnte ab 9000 J.v.h. wieder zu einer Zunahme der Flussaktivität geführt haben. Die Aare reaktivierte entweder zusätzlich ihren Flusslauf im Grossen Moos oder änderte vollständig die Richtung und floss ausschliesslich nach Südwesten. Die mit zeitlicher Verzögerung erst um etwa 9000 J.v.h. einsetzende Verlandung der Mäanderläufe im Grossen Moos könnte damit zusammenhängen, dass über längere Zeit noch kleine Tümpel und Seen existierten, und nach 9000 J.v.h., als der Flusslauf wieder aktiv war, nicht alle Mäanderarme reaktiviert wurden.

Zwischen etwa 8000 und 5000 J.v.h. wechseln am Bielersee hohe und tiefe Seespiegelniveaus einander ab. Unsere tiefen Seespiegel entsprechen relativ gut den Phasen maximaler Gletscherausdehnung in den Ost- und Westalpen (BORTENSCHLAGER 1982, Tab. 1) (Tab. 2). Das während der maximalen Gletscherausdehnung möglicherweise trockenere Klima führte an den Seen zu einer Absenkung der Seespiegel, die nachfolgenden feuchteren Perioden hätten eine verstärkte Wellentätigkeit, eine verstärkte Erosion im Uferbereich und ein Ansteigen der Seespiegel zur Folge. Dies wäre auch eine Übereinstimmung mit den Untersuchungen von DIGERFELDT (1988) in Südschweden, wonach die Seespiegelschwankungen zwischen etwa 8000 und 5000 J.v.h. einen Wechsel zwischen trockeneren und feuchteren Perioden reflektieren. Die Perioden feuchteren und trockeneren Klimas scheinen nur zwischen etwa 7000 und etwa 6000 J.v.h. einen grösseren Einfluss auf das Abflussregime der Aare gehabt zu haben, so dass der Aarelauf im Grossen Moos vielleicht nur während extrem trockener Perioden inaktiv war. Inwieweit die Piora-/Rotmoos-Kaltphasen um etwa 5000 J.v.h. einen Einfluss auf die endgültige Aufgabe des Aarelaufes im Grossen Moos hatten, oder ob die endgültige Aufgabe des südwestlichen Flusslaufes synchron mit der Entwicklung anderer mitteleuropäischen Flussläufe verlief (STARKEL 1991), bleibt vorläufig noch unklar und müsste durch weitere Untersuchungen bestätigt werden.

5. Literatur

- AMMANN, B. (1982): Säkulare Seespiegelschwankungen: wo, wie, wann, warum? Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern, NF, 39, 97–106.
- AMMANN, B. (1989): Late-Quaternary Palynology at Lobsigensee. Regional Vegetation History and Local Lake Development. *Dissertationes Botanicae*, 137.
- AMMANN, B.; ANDRÉE, M.; CHAIX, L.; EICHER, U.; ELIAS, S.A.; HOFFMANN, W.; OESCHGER, H.; SIEGENTHALER, U.; TOBOLSKI, K.; WILKINSON, B. and ZUELLIG, H. (1985): An attempt at a palaeoecological synthesis. In: Lang, G. (ed.), *Swiss lake and mire environments during the last 15 000 years*. *Dissertationes Botanicae* 87, 165–170.
- AMMANN, B. UND LOTTER, A. F. (1989): Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, 18, 109–126.
- AMMANN, B.; HAEBERLI, W.; WOHLFARTH, B.; MERKI, R.; PRESLER, J.; SCHAECHLI, U. und KUEHNE, A. (1991): Landschaftsentwicklung im Seeland seit der letzten Eiszeit – Modelle und Realität. In: *Modelle der Geomorphologie – Beispiele aus der Schweiz* (Eds. M. Monbaron und W. Häberli), *Berichte und Forschungen, Geographisches Institut Freiburg CH*, Vol. 3, 73–100.
- BORTENSCHLAGER, S. (1982): Chronostratigraphic subdivisions of the Holocene in the Alps. *Striae* 16, 75–79.
- CAMPY, M. and ARN, R. (1991): The Jura glaciers: palaeogeography in the Würmien circum-Alpine zone. *Boreas* 20, 17–27.
- DIGERFELDT, G. (1988): Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas*, 17, 165–182.
- EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereich der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. *Geographica Helvetica* 2, 99–104.
- FIRBAS, F. (1954): Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. *Danmarks Geol. Undersøgelse. II Raekke* 80, 12–21.
- FAVRE, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure. *Arch. sci. phys. nat.* 3, pér., vol. 10, p. 601–607.
- GAILLARD, M.-J. (1984): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse). *Dissertationes Botanicae* 77.
- GAILLARD, M. J. (1985a): Late-glacial and holocene environments of some ancient lakes in the western Swiss Plateau. In: Lang, G. (ed.), *Swiss lake and mire environments during the last 15 000 years*. *Dissertationes Botanicae* 87, 273–336.
- GAILLARD, M.-J. (1985b): Postglacial paleoclimatic changes in Scandinavia and Central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations. *Eclogia Mediterranea* XI/1, 159–175.
- GAILLARD, M. J. and MOULIN, B. (1989): New results on the Late-glacial history and environment of the lake of Neuchâtel (Switzerland). Sedimentological and palynological investigations at the Paleolithic site of Hauterive-Champpréveyres. *Eclogae geol. Helv.* 82/1, p. 203–218.
- HADORN, P. (1992): Vegetationsgeschichtliche Studie am Nordufer des Lac de Neuchâtel. Pollenanalytische Untersuchungen im Loclat, in der Bucht von Hauterive/Saint-Blaise und in den neolithischen Ufersiedlungen von Saint-Blaise/Bains des Dames. Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, 112 p.
- HAEBERLI, W. (1983): Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past. *Proceedings IV. International Conference on Permafrost*, 415–420.
- HAEBERLI, W. and SCHLÜCHTER, CHR. (1987): Geological evidence to constrain modelling of the Late Pleistocene Rhonegletscher. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*. IAHS Publ. no. 170, 333–346.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- JÄCKLI, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit. *Atlas der Schweiz Blatt 6*. Eidgenöss. Landestopographie, Wabern-Bern.
- KELLERHALS, P. UND TROEHLER, B. (1976): Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern. *Hydrogeologie Seeland*. WEA Bern.

- KERSCHNER, H. (1980): Outlines of the climate during the Egesen advance (Younger Dryas, 11 000–10 000 B.P.) in the Central Alps of the Western Tyrol, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie* 16, 123–150.
- LUEDI, W. (1935): Das Grosse Moos im westschweizerischen Seeland und die Geschichte seiner Entstehung. Veröff. Geobot. Inst. Rübel 11.
- MANGERUD, J.; ANDERSEN, S.; BERGLUND, B. E. and DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109–128.
- MEYER-WOHLFARTH, B. (1986): Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland. Erster Teil. *Revue de Paléobiologie* 5/2, 337–374.
- MEYER-WOHLFARTH, B. (1987): Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland. Zweiter Teil. *Revue de Paléobiologie* 6/1, 55–80.
- RÖSCH, M. (1983): Geschichte der Nussbaumerseen (Kt. Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen. *Mitt. Thurg. Natf. Ges.* 45.
- SCHLÜCHTER, CHR. (1988): The deglaciation of the Swiss Alps: a paleoclimatic event with chronological problems. *Bull. AFEQ* 2/3, 141–145.
- SCHWALB, A. (1992): Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz): Rekonstruktion spät- und postglazialer Klima- und Umweltveränderungen. *Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel*, 138 p.
- STARKEL, L. (1991): Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. In: GREGORY, L.K.; THORNES, J.B. and STARKEL, L. (Eds.): *Fluvial Processes in the Temperate Zone in the last 15 000 years*. J. Wiley, 473–495.
- WELTEN, M. (1972): Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. *Verlauf, Floristisches, Chronologisches. Ber. Deutsch. Bot. Ges.* 85, 69–74.
- WELTEN, M. (1979): Late Glacial and Late Weichselian (Spätglazial und Spätwürm): a comment. *Boreas* 8, 396.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern–Wallis. *Denkschriften Naturforschende Gesellschaft* 95.
- WOHLFARTH-MEYER, B. (1990a): Der Solothurnersee – ein geologischer Mythos. – In: SCHIBLER, J.; SEDLMAIER, J. und SPYCHER, H. (Eds.) *Festschrift für Hans R. Stampfli, Helbling und Lichtenhain*, 319–325.
- WOHLFARTH, B. und AMMANN, B. (1991): The History of the Aare River and the Forealpine Lakes in Western Switzerland. In: GREGORY, L.K.; THORNES, J.B. and STARKEL, L. (Eds.): *Fluvial Processes in the temperate Zone in the last 15 000 years*. J. Wiley 301–318.
- WOHLFARTH, B. and SCHNEIDER, A.M. (1991): Late Glacial and Holocene lake level fluctuations in Lake Biel, Western Switzerland. *Journal of Quaternary Science*.
- WOHLFARTH, B., GAILLARD, M.-J.; HAEBERLI, W., KELTS, K. (1993): Environment and climate in South-Western Switzerland during the last termination, 15–10 Ka. *BP Quaternary Science Reviews*, im Druck.
- WOHLFAHRT, B. and SCHNEIDER, A.M. (im Druck): Late Glacial and Holocene litho- and biostratigraphy in Lake Biel, Western Switzerland. *Bull. Soc. vaud. Sci. Nat.*

Danksagung

Unser Dank geht an Prof. Dr. B. Ammann für die pollenanalytischen Untersuchungen der Profile aus dem Grossen Moos, an Prof. Dr. D. Meischner und Mitarbeiter für die Kernnahme per Kolbenlot (Neuenburgersee), an Prof. Dr. W. Wölfli und Dr. G. Bonani für ¹⁴C-AMS Datierungen, an Dr. G. Lister für die Hilfe bei der Isotopenanalyse und an Ph. Hadorn für die pollenanalytische Bearbeitung der Sedimentkerne aus dem Neuenburgersee.

