

Zeitschrift: Jahrbuch / Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee
Herausgeber: Uferschutzverband Thuner- und Brienzersee
Band: - (2007)

Artikel: Zur Entstehungsgeschichte der Berner Oberländer Seen
Autor: Hantke, René / Scheidegger, Adrian E.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1096489>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.03.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Zur Entstehungsgeschichte der Berner Oberländer Seen

Bisherige Auffassungen

Bei systematischen Studien zur Entwicklungsgeschichte der Schweizer Seen – so auch bei den Berner Oberländer Seen – wurde versucht, mit Kluftstellungsmessungen Klarheit über tektonische Einwirkungen an ihrer Bildung zu erhalten. Noch ausgangs der letzten Eiszeit waren Brienzer- und Thunersee zu einem einzigen, zum Wendelsee, vereinigt (Tafel 1*); doch die Anlagen der beiden haben eine unterschiedliche Geschichte, der es nachzugehen gilt. Leider fehlen Hinweise von den ersten Bearbeitern der Brienzersee-Gegend (Seeber 1911, Günzler-Seiffert 1924, 1933K und Michel 1922K). Für Penck & Brückner (1909) wurden die Seen vom Aare-Gletscher ausgeräumt.

Beck (1954) glaubte noch an hoch über den heutigen Tälern gelegene Altflächen, an sein «Simmenfluh-Niveau», das er entstehungsgeschichtlich der jüngsten Tertiärzeit, dem Pliozän, (vor 5–2,5 Millionen Jahren, Tabelle 2, Seite 29) zuordnete, und am Ende dieser Talgeschichte wäre – in Zusammenhang mit Urstromtälern – sein «Burgfluh-Niveau» entstanden. Als ein solches Urstromtal – damals noch mit durchgehend gleichlaufendem Gefälle – kommt dem Tallauf Val d’Antrona-Domodossola–Val Antigorio–Val Formazza–Griespass–Grimselpass–Haslital–Brünig–Sarnersee–Alpnachersee–Vierwaldstättersee als Überrest eine gewisse Realität zu; doch ist dieser Lauf weit älter. Durch ihn wäre die alpennähere Entlebucher Molasse geschüttet worden. Später glitt durch sie der Obwaldner Flysch (Tafel 1*). Immerhin erwähnt Schlüchter (1979) tektonische Störungen im Aaretal zwischen Thun und Bern sowie im Becken von Belp, räumt aber dem Aare-Gletscher eine übertiefende Wirkung zu.

Im Eiszeitalter wären die Urstromtäler von den Gletschern ausgeräumt und übertieft worden. Weit realistischer sind bei der Talbildung jedoch gebirgs-

* Tafel 1 ist diesem Buch separat beigelegt.

bildende Ansätze im Spiel. Dazu hat Scheidegger schon 1976 mit H. Buser, Unterterzen, im Glütschtal und 1995 mit A. Wegmann, Sigriswil, Kluftstellungen um den Brienzer- und Thunersee gemessen. Andererseits hat Hantke (1991, 2003) nach einer Entstehungsgeschichte der beiden Seen und dem Einfluss des eiszeitlichen Aare-Gletschers gesucht.

Methode

Unsere Vermutung, dass die Entstehung vieler landschaftsgestaltender Formen nicht – wie oft angenommen worden ist – durch exogene, von aussen auf die Erdoberfläche einwirkende Vorgänge bedingt wäre, erwies sich als zutreffend; sie ist vor allem den jüngsten gebirgsbildenden Kräften zuzuschreiben. Dies kann anhand von Vergleichen zwischen den Streichrichtungen von Klüften in der Umgebung der betreffenden Objekte, so dem Uferbereich der Berner Oberländer Seen, mit ihren Ausrichtungen wahrscheinlich gemacht werden.

Klüfte sind als kleine Spalten im Fels allgegenwärtig. An Aufschlüssen treten sie meist in drei Scharen auf. Von diesen ist eine flach, «subhorizontal», nahezu waagrecht; die zwei anderen sind mehr oder weniger steil, «subvertikal», fast senkrecht, und stehen ungefähr im rechten Winkel, «konjugiert», zu einander. Dabei sind die subvertikalen Scharen durch ein tektonisches, durch den Gebirgsbau bedingtes Spannungsfeld erzeugt worden. Ihre Streichrichtungen fallen daher meist mit den von der Plattentektonik zu erwartenden Richtungen des regionalen tektonischen Spannungsfeldes zusammen. Wenn die Klüfte die Scherlinien des grossräumigen Spannungsfeldes anzeigen, dann werden ihre Hauptrichtungen – eine davon ist die grösste Druckrichtung – durch die Winkelhalbierenden der Streichrichtungen der zugehörigen, nahezu senkrechten Kluftscharen (nicht durch diese selbst) angezeigt. Für Mitteleuropa gilt, dass die Klüfte generell etwa N–S und E–W streichen (Scheidegger 2004) und die Richtungen der Winkelhalbierenden somit NW und NE verlaufen. Dies passt gut zu einer NW–SE gerichteten neotektonischen Hauptdruckrichtung, wie sie den gängigen Vorstellungen der Plattentektonik entspricht.

Die Regelmässigkeiten der Orientierung der Klüfte werden am besten statistisch erfasst; sie zeigen sich optisch in einer Häufung der Streichrichtungen an bestimmten Azimuten (Winkel in Grad von $N > E$, $E = \text{Ost}$) in einer Kluftstreich-Rose (Abbildung 1, Seite 25). Weitere Analysen werden durch die von Kohlbeck & Scheidegger (1977) entwickelte zahlenmässig-statistische Methode ermög-

licht (Tabelle 1, Seite 24). Vergleiche von Kluft-Häufungen mit Richtungen von gestaltmässig bedeutsamen Elementen – in unserem Falle die Uferbereiche der Oberländer Seen – erlauben dann diese zu verbinden. Stimmen diese überein, dann sind die Richtungen der Seen, wie jene der Klüfte, höchstwahrscheinlich tektonisch, durch den inneren Bau vorgezeichnet.



Der Brienzersee, von Oberschwanden aus
Foto: Fritz Thomann

Zur Entstehungsgeschichte des Brienzersees und der Aareschlucht

Hinweise zur Bildung des Brienzersees ergaben sich bereits 1991 und 2003. Danach wurde der Scheitel der Wildhorn-Decke zwischen den Jura-Faltenkernen der Kette Schynige Platte–Faulhorn–Schwarzhorn und der ursprünglich zugehörigen Kreidegesteins–Hülle der Kette Harder–Augstmatthorn–Tannhorn–Brienzer Rothorn – infolge Gesteinmangels aufgerissen und vorgeglitten. Zugleich wirkten zwischen den Jura-Kernen im Süden und der davon abgetrennten, in sich verfalteten und verschuppten Kreidegesteins-Hülle im Norden, von Gleitlagen durchsetzte Jura-Kreide-Grenzschichten, der Palfris-Formation (Tafel 1), als Abscherungshorizont. Dadurch ist die Kreide-Abfolge

* Tafel 1 und 2 sind diesem Buch separat beigelegt.

stockwerkartig mit dem überschobenen Habkern-Flysch und den ihm auf-sitzenden, gegen Westen ausspitzenden penninischen Obwaldner Klippen (Tafel 1 und 2*, Tabelle 1, Seite 24) nach Norden vorgeglitten. Im unteren Aaretal ist der Ballenberg, der sich in den Tschuggen östlich von Brienzwiler fortsetzt, vom Jura-Kern von der Basis des Oltschikopf abgerissen und mit dem Jura an der Basis der Kreide-Falten des Brienzer Rothorns nach Norden verfrachtet worden. Die damit entstandenen Talungen, das Aaretal Meiringen–Brienz und das Tälchen Brienzwiler–Hofstetten–Kienholz, wären so ebenfalls durch Ab- und Aufreissen und nicht durch Ausräumung entstanden. Die Aare-Talung ist durch den Gebirgsbau vorgezeichnet; der Gletscher nutzte diese Gegebenheit; dabei hat das Eis mit dem mitgeführten Gesteinsschutt Ecken und Kanten noch überschliffen. Gegen den Brünigpass und vom Hasliberg gegen Obwalden verringern sich die Abgleit-Distanzen der Abfolgen von Kreidegesteinen, so dass diese gegen ENE immer stärker mit der Jura-Unterlage eng verbunden, solidarisch, zu werden scheint, was sich auch im SW, im Bereich des Morgenberghorns, abzeichnet.

Dass der Aare-Gletscher mit seinen Zuschüssen aus den Tälern des östlichen Oberlandes in den nachfolgenden Kaltzeiten die tektonisch vorgezeichneten Breschen genutzt, da und dort Fels wegsprengt und die entstandenen Talungen erweitert und überschliffen hat, ist offenkundig. Doch ist die Bildung des Aaretales, des Hofstetter Tälchens und die Brienzersee-Talung tektonischen Ursprungs und nicht durch Ausräumung und Übertiefung des ausräumenden Aare-Gletschers erfolgt. Hiezu liefern die von Scheidegger im Uferbereich des Brienzersees an 9 Stellen (• Tafel 1, Tabelle 1, Seite 24) vorgenommenen Kluftmessungen weitere Daten, so dass die aus geologischen Gründen ermittelten weiter gefestigt werden.

Der Riegel der Aareschlucht zwischen dem Becken von Innertkirchen und Meiringen ist bedingt durch widerstandsfähige Kalke des mit dem kristallinen Untergrund noch verbundenen, am heutigen Ort abgelagerten Sedimentmantels. Hingegen können an der Auskolkung des hinter dem Riegel gelegenen Beckens von Innertkirchen die mündenden Gletscher aus dem Engstlen/Gadmertal und aus dem Urbachtal durch die verstärkte Eismenge an der Ausräumung der weniger resistenten zerscherten Gesteinsabfolgen mitbeteiligt

* Tafel 1 und 2 sind diesem Buch separat beigelegt.

gewesen sein. Der Lauf der verschiedenen, teilweise bis auf das Niveau der heutigen Schlucht wieder eingeschütteten Aareläufe haben auch in diesem Bereich den Einfluss der Klüftung auf die Schlucht- und Talbildung bestätigt (Müller mit Arbenz 1938, Hantke & Scheidegger 1993).

Nach reflexions-seismischen Studien (mit zurückgeworfenen künstlich erzeugten Erdbebenwellen) reicht die Felssohle im Brienzersee bis 230 m unter den Meeresspiegel (Matter et al. 1973). Die Eintiefung der Brienzersee-Talung müsste zwischen Schwarzhorn–Tannhorn und Faulhorn–Augstmatthorn um 2 800 bzw. 2 650 m betragen.

Der Felsgund des Brienzersees gliedert sich in zwei Becken: «Oberried» und «Ebligen», die mindestens 600 bzw. 800 m unter dem heutigen Seespiegel liegen (Matter et al. 1973). Dazwischen liegt eine Schwelle, die bis 500–550 m unter den Seespiegel ansteigt.

Die Aufschüttungen im Aaretal zwischen Meiringen und Brienzersee

Das Aaretal von der Aareschlucht zum Anfang des Brienzersees ist erst im Spätglazial, in der ausgehenden Eiszeit, und im Holozän, in der Jetztzeit (Tabelle 3), durch die Aare und ihre Zuflüsse, Reichenbach und Alpbach, Falcheren-, Hüsen-, Fyrabe-, Wandel- und Oltschibach, vor allem durch ihren Rüfenschutt teilweise gefüllt worden. Solche Prozesse können schon in früheren Übergangszeiten vom Spätglazial zur nächsten Warmzeit stattgefunden und den Talboden zwischen Meiringen und Brienz sukzessive gefüllt haben. In der nächsten Kaltzeit hat der erneut vorgerückte Aare-Gletscher mit seinen Schmelzwässern das oberste, lockerste Schuttgut aufgegriffen und weiter verfrachtet.

Die Sedimentschüttungen im Brienzersee

Mit Bohrungen, besonders mit Auswertung ihres Pollen-Inhaltes, lässt sich die jüngere Geschichte ergründen (Bodmer et al. 1973, Bodmer 1976). Ferner haben Sturm & Matter (1978) die durchweg klastischen – aus Trümmern von Ablagerungsgesteinen, vor allem von Aare und Lutschine geschütteten Sedimente des Brienzersees – engmaschig mit bis 6 m langen Kernen untersucht und dabei vier Haupttypen unterschieden:

- in Deltanähe massige und feinstgeschichtete Sande und Silte (Feinstsande),
- an den Abhängen feinstgeschichteter Schlick und mit sich vom Hang lösenden Unterströmen,
- gleichartiger Schlick und Überströme (Oberflächenströme),
- am Beckenboden Sande und Silte mit eingelagertem Schlick, Trübestrome.

Über 1,5 m mächtige Turbidite (Trübestrome) hoher Dichte ereignen sich nur 1–2 mal im Jahrhundert als Folge von katastrophalen Überflutungen, Bergstürzen oder Erdbeben. Sie schnitten Rinnen ins Delta und hinterliessen im Beckenboden eine über viele Kilometer verfolgbare Grobsand-Schüttung, die allmählich in Feingut übergeht. Sturm & Matter konnten einen solchen Strom von 5,106 m³ über 11 km² nachweisen. Als zweiter Turbidit-Typ treten dünne, dunkle Lagen, Trübestrome geringer Dichte, jedes Jahr ein bis mehrere Male auf. Diese bekunden Frühjahrsschmelze oder Starkregen, während die hellen feinkörnige Lagen des Warvenpaares, paarweise jahreszeitlicher Schichtung, erst im Herbst ausfallen.

Darunter liegen bis zur Felsunterlage – reflexions-seismisch ermittelt – mindestens bis 240 m jüngere Sedimente, nach bisheriger und meist als Faktum betrachteter Vorstellung: Grundmoräne, einige Abfolgen von Seesedimenten und irgendwo vielleicht ein Hinweis zur angenommenen mittelpleistozänen Wende (um 300 000 Jahre vor heute) im Sedimentationsgeschehen. Doch können auch im Brienzersee wie im Alpenrheintal zuunterst tektonischer Schutt, Bergsturzgut und darüber mehrere Abfolgen von Seesedimenten mit dazwischen ausgeschmolzener und überfahrener Mittel- und Obermoräne liegen. Dabei wären jeweils die obersten, noch kaum verfestigten Seesedimente im nächsten Vorstoss des Aare-Gletschers überprägt und teilweise ausgeräumt worden, was die Mächtigkeit der Warm/Kaltzeiten-Zyklen reduziert.

Am rechten Ufer des noch grösseren Brienzersees haben besonders die bei Unwettern weiter angewachsenen Schuttfächer von Lamm-, Schwanden- und Glyssibach den See zwischen dem von den Jurafalten abgerissenen und tektonisch vorbewegten Ballenberg und Tracht zugeschüttet. In Brienz hat der Trachtbach, in Oberried der Hirscherrenbach und weiter SW der Bach aus dem Lauigraben wenig zur Verkleinerung des Seevolumens beigetragen. Dass all diese Schuttmassen erst spät- und nacheiszeitlich geschüttet worden sind, ist unwahrscheinlich. Aufgrund ihrer Einzugsgebiete ist ein Teil ihres Schuttes über

längere Zeit auf dem Eis weiter verfrachtet worden, sind doch die Liefergebiete mit ihren Gräben deutlich grösser als ihr zugehöriges Anhäufungsvolumen.

Über die Sedimentationsraten geben Bohrkerne gewisse Hinweise:

Am Seeufer S der Aare-Mündung war in einem solchen in 47 m Tiefe der anstehende Malm-Kalk erreicht (Tafel 1*). Darüber folgten 3,8 m Moräne und über 41,7 m, unten stark gestörte Silte. Die von Bodmer (1976) untersuchte Pollen-Abfolge ergab hohe Sedimentationsraten:

Tannenzeit

Den Abschnitt 44,5–42,2 m ordnete Bodmer mit 20–40% Tanne und Abfall am Ende der Tannenzeit zu. Teile der älteren Abfolge sind allenfalls abgeglitten (Tabelle 3).

Fichtenzeit

Von 42,2–3,3 m herrschte – von der Erle abgesehen – die Fichte vor. Aufgrund der Häufigkeit des Nussbaums sucht Bodmer die Fichtenzeit zu gliedern in:

– Vor-Nussbaumzeit 42,2–24,3 m:

Die Fichte dringt in bestehende Wälder ein. In 39 m Tiefe taucht Getreide auf; die Erle breitet sich aus. Bei 37 m fällt die Fichte zurück; die Anteile an Gräsern, Riedgräsern und Kräutern steigen. Dann stösst der Wald erneut vor.

Bei 33,5 m verringert sich der Waldanteil. Buche und Hasel können sich halten; die Esche tritt gar vermehrt auf. Gräser und Kräuter steigen mächtig an. Der auf das 2,5-fache gestiegene Wert von Erle zeugt von ihrer Ausbreitung. Bis 29,7 m erholt sich der Wald, vor allem die Fichte, wieder. Brennnessel und Wegerich deuten auf menschlichen Einfluss. Nach 29,7 m setzt die nächste Rodungsphase ein; die Fichte geht zurück. Die Getreide-Kurve wird zusammenhängend. Ampfer breitet sich aus; der Kraut-Anteil verdoppelt sich.

– Frühe Nussbaumzeit 24,3–19,9 m:

Spuren von Nussbaum treten auf. Getreide, Wegerich und Brennnessel sind nur bescheiden zugegen. Die Baumpollen nehmen lang-

* Tafel 1 ist diesem Buch separat beigelegt.

sam ab. Die Buche erreicht bei 23,15 m mit über 10% den höchsten Wert. Die Esche dominiert im Eichenmischwald. Vor 19,9 m bricht die Kulturphase zusammen. Innerhalb 40 cm Sediment schnellen Fichte auf 60%, Tanne auf 17%; die Erle fällt auf 5,5%. Gräser werden bedeutungslos; Getreide fehlt.

– **Haupt-Nussbaumzeit 19,9–10,2 m:**

Das letzte volle Waldbild in 19,9 m war nur von kurzer Dauer. Fichte und Tanne fallen zurück. Die Erle herrscht vor; Wegerich ist verbreitet. Getreide setzt wieder ein; Hanf erscheint. Nach 17,3 m fällt die Buche auf 3,5%. Die Erlen-Werte liegen tiefer als in der frühen Nussbaumzeit. Von 17,3–10,2 m sind Getreide-Pollen gut vertreten: Getreideanbau im Raum Brienz–Meiringen? Hanf erreicht vor Anstieg des Nussbaums die grösste Ausbreitung. Von 12,4–10,2 m fallen die Baumpollen mit dem Nussbaum zurück; Erle erreicht mit 59% sehr hohe Werte. Kulturkräuter und Riedgräser nehmen zu.

– **Späte Nussbaumzeit 10,20–3,30 m:**

Nussbaum und Hanf treten noch bei 9,3 m auf, dann fehlen sie. Getreidepollen bewegen sich unter 1%. Die Erle erreicht gewaltige Anteile; mit den gut vertretenen Gräsern und Riedgräsern ist sie wohl Abbild der kaum kultivierten Aare-Ebene.

Zwischen 42 und 38 m Tiefe liegt der Übergang vom Subboreal zum Älteren Subatlantikum (um 2500 Jahre vor heute, Tabelle 3, Seite 30). Da ein ¹⁴C (Radiokarbon)-datiertes Vergleichsprofil aus der Umgebung fehlt, sind weitere Zuweisungen – trotz historisch belegter Ereignisse – problematisch, die Lücken zwischen den Proben sind z. T. so gross, dass der Pollen-Abfolge charakteristische Stellen fehlen können. Das erste Auftreten des Nussbaums könnte ums Jahr 0 gewesen sein. Der Brienzersee dürfte am E-Ende des Ballenbergs geendet haben. Der Bereich vor 19,9 m kann das Ende der römischen Kolonisation andeuten, die Abfolge danach die frühmittelalterlichen Rodungen. In den letzten 2600 Jahren ist am Anfang des Sees in 36,5–40,5 m Tiefe bei hoher Sedimentationsrate, 14–16 mm/Jahr, Sediment abgelagert worden. Dabei hat die jährliche Rate stark geschwankt, was die Pollenfrequenz andeutet. Diese kann nicht auf die gesamte Einschüttung extrapoliert werden. Zudem dürften – etwa bei Erdbeben – Sedimentpartien in den See abgeglitten sein.

Im Brienersee konnte Bodmer (1976) bei Iseltwald in einem Bohrkern aus 160 m Tiefe über Glazial-Tonen einen Wacholder-Gipfel mit Birke, Weide und Sanddorn feststellen. Dieser belegt das spätglaziale Bölling-Interstadial (Tabelle 2). Da dann das Profil abbricht, dürften die jüngeren Teile bei unter Wasser Sedimentgleitung – auf alleröd-zeitlicher Seekreide (Tabelle 2, Seite 29) – abgefahren sein. Studien über die Paläo (frühere)-Seismizität im Raum Zürichsee–Vierwaldstättersee (Strasser et al. 2006) deuten auf gegenwärtige seismische Aktivität im Bereich der Alpenrandseen hin.

Trotz mächtiger Zuschüttung durch Fluss- und Seesedimente sowie durch ausgeschmolzene Mittel- und Obermoräne von mindestens 5 km³, mit dem Aaretal Meiringen–Brienz sogar gegen 10 km³, beträgt das Wasservolumen des Brienersees noch immer 5,2 km³ (Sturm & Matter 1972).

Die Sedimente des Bödels bei Interlaken

Durch die Schüttung des Bödels wurden die ursprünglich zusammenhängenden Becken von Briener- und Thunersee getrennt. Der weitaus grösste Schuttanfall erfolgte durch Lutschine und Lombach. Dieser setzt sich unter Wasser noch etwas in den Thunersee fort. Während die Felstiefen von Thuner- und Brienersee reflexions-seismisch ermittelt wurden (Matter et al. 1971, 1973), geschah dies im Bodeli refraktions-seismisch (durch Brechung an Grenzflächen zweier verschiedener Medien) und ergab rund 300 m, wobei der Fels von SW gegen NE ansteigt. Die erbohrte Abfolge lässt sich in eine untere, um 250 m mächtige Wechselfolge von Kies, Sand und Silt 2 100–2 300 m/s (Geschwindigkeit der künstlich erzeugten Erdbebenwellen) und eine obere, 40–70 m mächtige Wechselfolge von Kies, Sand, Silt und Ton (Wellengeschwindigkeit 1 600–1 800 m/s) gliedern.

Zwei Rotationsbohrungen (Rb 1 und Rb 2) im Spitalareal Unterseen auf dem Lombach-Schuttfächer erreichten Tiefen von 72 und 60 m. Dabei wurden durchfahren:

- 0–14 m: Obere Schotter, eine Wechselfolge von Schottern (mit plattigen, bis 3 cm grossen Geröllen, vorwiegend Flysch-Sandsteinen) mit tonigen Sandlagen.
- 14–32 (35) m: Siltige Tone, unterhalb 18 m warvenartig feinstgeschichtet.

- >32 (35) m: Untere Schotter (mit gerundeten, bis 12 cm grossen Geröllen) mit geringmächtigen Sand- und siltigen Tonlagen.

Die tieferen 230–240 m Sedimente umfassen einen gesteinsmässig und in der zeitlichen Abfolge noch unbekannten Abschnitt.

Im Schwermineral-Spektrum zeichnet sich ein Wechsel in der Zufuhr ab. Die Sand-Fraktion der Unteren Schotter zeigt eine schwermineralogische Granat-Epidot-Hornblende-Zusammensetzung; die jüngeren Sedimente charakterisieren eine glaukonit-reiche Turmalin-Zirkon-Hornblende-Schüttung. Spektren-Vergleiche haben gezeigt, dass die Unteren Schotter den heutigen Lütschinen-Sanden entsprechen, während die jüngeren Sedimente der Bohrung ein helvetisches Spektrum mit hohen, für das Ultrahelvetikum typischen Glaukonit-Gehalt aufweisen. Damit wären die Unteren Schotter von der Lüttschine, die jüngere Abfolge vom Lombach geschüttet worden. Das Fehlen des im Ultrahelvetikum häufigen Baryt in der Bohrung deuten Sturm & Matter (1972, in Bodmer et al.) dahin, dass die Erosion die Baryt-führenden Flysch-anteile noch nicht erreicht hätte.

Nach einer ersten Zusammenfassung der Pollenabfolge (in Bodmer et al. 1973) gibt Bodmer (1976) von Rb 2 (Koord. 630 980/169 980) eine detailliertere Diagramm-Beschreibung, die zusammengefasst wiedergegeben sei:

- 72–51,8 m: Waldlose Zeit: In 60,3 m machen die Baumpollen (BP) 27% aus: Birke fehlt, Beifuss 10%, gefolgt von Ampfer, Sonnenröschen und Meerträubchen (Tabelle 3).
- 51,8–44,75 m: Wacholder-Zeit: Der Anstieg von Wacholder und Föhre bildet sich ab.
- 44,75–33,75 m: Föhren-Birkenzeit: In 43,75 und 41,95 m in verbackenem Gut kaltzeitliche Pollen: Beifuss, Sonnenröschen und Wiesenraute; Birke und Wacholder fehlen anfangs. Bei einem ersten Föhren-Gipfel treten die beiden vermehrt auf.
- 33,75–31,0 m: Föhrenzeit: Neben Föhre (83%) ist Birke (5%) vertreten.
- 31,0–27,0 m: Föhrenzeit mit Beifuss. Reichlich Gräser, Riedgräser und Korbblütler drücken Föhre, Birke und Wacholder hinunter. Gegen Ende treten vermehrt Gräser, Riedgräser und zungenblütige Körbchenblütler auf.
- 27,0–25,2 m: Föhren-Haselzeit: Das Waldbild ändert sich: Föhre fällt auf

- 35% zurück; der Eichenmischwald mit Ulme, dann mit Linde und Eiche; Hasel und Erle dringen ein.
- 25,2–20,2 m: Haselzeit: Ab 24,3 m dominiert Hasel; von 25,2–23,3 m liegt bei niedriger Pollenfrequenz die Föhre über den Eichenmischwald-, von 22,6–20,2 unter den Eichenmischwald-Werten. Ab 24,3 m tritt Ahorn auf.
 - 20,2–16,5 m Eichenmischwaldzeit: 20,2–18,5: Ton, 18,5–16,5 Silt: Hasel fällt zurück; Tanne steigt an.
 - 16,5–13,95 m: Tannenzeit: Tanne liefert mit 33–44% die meisten BP. Der Eichenmischwald geht zurück. Hasel erreicht 23%. Buche und Fichte tauchen auf; die Gräser nehmen zu. Das Lombach-Delta ist bis Rb 2 vorgedrungen.
 - 13,65–0 m: Fichtenzeit: Zwischen 13,95 und 10,8 m wandert die Föhre ein; Tanne und Eichenmischwald fallen zurück. Bis 8,65 m nehmen Buche, Hasel und Birke zu. Ab 7,2 m tritt Getreide auf, begleitet von Spitzwegerich und Brennessel: Der Mensch setzt sich im Bodeli fest.

Die Sand-Kieslagen von 51,9–45,2 m möchte Bodmer dem Bölling-Interstadial (weniger warme Zwischenphase) zuordnen (Tabelle 2, Seite 29). Der Beginn des Alleröd (14000 Jahre vor heute) liegt in 38, eventuell in 32 m, das Ende in 31 m Tiefe. Zwischen 28 und 27,5 m liegt das Ende der Jüngeren Dryaszeit (um 11300 Jahre vor heute), und bei 26,3 m beginnt die jüngste Zeit, das Holozän.

Zur Entstehungsgeschichte des Thunersees

Für den Thunersee liegen die Dinge um die Entstehungsgeschichte komplexer; bei dessen Anlage wirkten mehrere Faktoren mit. Zunächst lässt ein Grenzblatt bei Interlaken die Harder-Kette gegen W enden. Dann blieben Habkern-Mulde und die Ketten Gemmenalphorn–Niederhorn und der Sigriswilgrat längs Grenzblätter im SW zurück; sie wurden abgeschert. Das dazwischen gelegene Justistal verdankt seine Entstehung, ähnlich wie der Brienersee, dem Aufbrechen des Gewölbes zwischen den beiden Ketten sowie schief verlaufenden Scherstörungen, jener vom Hinterstberg zum Seefeld und von Oberberg über Chümeli zum Sigriswilerbergli im obersten Justistal. Dabei verstärkt sich das Aufbrechen gegen SW immer stärker, so dass das Tal durch den Grönbach gegen den Thunersee immer tiefer wurde. Doch ist weder dieser, noch der Grön-Gletscher, der im Spätglazial, als der Aare-Gletscher nochmals bis Interlaken reichte, bis Merligen vorgestossen ist, für die Ausräumung des Tales allein verantwortlich.



Der Thunersee, unterhalb der Schynigen Platte aufgenommen
Foto: Ernest Wälti

Zur Bildung des Thunersees haben weitere Scherstörungen beigetragen, so jene bei Därligen, die das Seebecken um fast einen km nach NW versetzt hat und die sich auch in der Morgenberghorn-Kette abzeichnet (Günzler-Seiffert et al. 1933K). Die Sundlauenen-Störung (Beck 1910K) sowie uferkonform verlaufende Störungen, die die schräge Kreideplatte der Niederhorn-Kette gegen den See sukzessive tiefer setzen, markieren eine Treppung der Abfolge. Von Gunten gegen NE tauchen die Molasseschichten unter die Abfolge des Sigriswilgrates, und gegen NW werden sie an steilen, uferkonformen Störungen tiefer gesetzt. Diese haben im See eine Blattverschiebung bewirkt, bei der der westliche Teil weiter gegen Nordwesten bewegt worden ist.

An der linken Flanke der Thunersee-Talung enden die penninischen Klippen- und Niesen-Decke gegen NE (Beck & Gerber 1925K). Dieser seitliche Deckenrand ist nur zu einem kleinen Teil durch den Abtrag bedingt. Hauptursache ist der primäre Deckenrand der beiden durch die weite Quersenke des Rawilpasses vorgefahrenen tektonischen Elemente.

Die SE-Begrenzung des Thunersee-Beckens folgt den gegen NE abfallenden Strukturen der Morgenberghorn–Abendberg-Kette.

Wie die Strukturen des Brienzersees wurden auch jene des Thunersees vom wiederholt vorgestossenen Aare-Gletscher und seinen Zuschüssen an den Talflanken erweitert und überschliffen. Doch scheinen sich beide in Grenzen gehalten zu haben. Die oft postulierte glaziale Übertiefung ist nicht zu belegen. Die durch die Tektonik vorgezeichneten Talungen haben dem Eis den Weg gewiesen.

Kluftstellungsmessungen und Schlussfolgerungen

Im ehemaligen untersten Kandertal, im heutigen Glütschtal, hat Scheidegger schon 1976 Kluftmessungen durchgeführt (• Tafel 1*). Ihre Auswertung zeigt – wie jene um den Thunersee (Tabelle 1, Seite 24 und Abbildung 1, Seite 25) –, dass die Maxima der Kluftstellungen und die Winkelhalbierenden, die Hauptspannungsrichtungen, gut mit den Messungen um den Thunersee sowie mit einer der vorherrschenden See«richtungen» von N90E übereinstimmen.

Es zeigt sich, dass lokal bei beiden Seen und beim ehemaligen untersten Kandertal die vorherrschenden Kluftstellungen mit den Seerichtungen zusammenfallen und den normalen schweizerisch-mitteleuropäischen Verhältnissen entsprechen (Scheidegger 2004).

Dagegen ist die Situation um den Brienzersee gegenüber dem normal-mitteleuropäischen verdreht. Nichtsdestoweniger entsprechen sich auch hier lokal Kluft- und Seerichtungen, was auf eine tektonische Ursache beider Gegebenheiten hindeutet. So dürften auch im Berner Oberland die Täler tektonisch angelegt und nicht irgendwie, weder von Flüssen noch vom Eis, tiefer ausgeräumt, wohl aber vom Eis – vor allem in den frostaktiven Phasen – ausgeweitet worden zu sein. Sie sind durch Bergsturzgut, durch Seesedimente, ausgeschmolzene Mittel- und Obermoräne sowie von Sedimentgleitungen eingeschüttet worden.

* Tafel 1 ist diesem Buch separat beigelegt.

		Streich/Trendrichtungen				
	Zahl der Messungen	Max. 1	Max. 2	Winkel	Winkel-halbierende	
Brienzersee, 1995						
Klüfte	194	133 ± 04	46 ± 07	87	180	90
Seerichtung	1		52			

Thunersee, 1995						
Klüfte	150	6 ± 00	102 ± 09	84	144	54
Seerichtung	2	128	90			

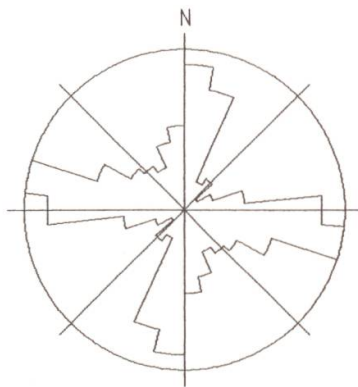
Altes Kandertal, heutiges Glütschtal 1976						
Klüfte	140	178 ± 00	92 ± 03	87	135	45

Tabelle 1: Berner Oberländer Seen und Glütschtal

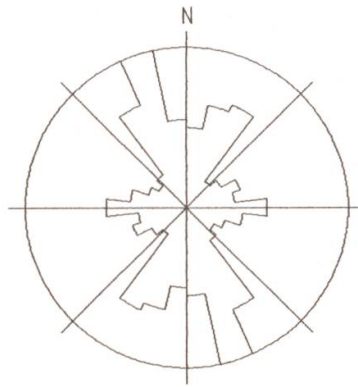
Das eiszeitliche Geschehen um die Oberländer Seen, dem damaligen Wendelsee

Beim Zurückschmelzen des spätglazialen Aare-Gletschers bildete sich zwischen der Endmoräne des Thun-Stadiums und dem zurückschmelzenden Aare-Eis ein See. In einem nächsten Klimarückschlag stiess das Eis aus dem Becken des Brienzersees und aus den Lüschantäler erneut bis über Interlaken und kalbten im Thunersee. Dass dabei der Aare-Gletscher im Interlaken-Stadium noch über Gsteigwiler ins Lüschantal eingedrungen ist und den Lüschant-Gletscher zurückstaut hat, wird durch talaufwärts absteigende Moränenwälle belegt (Günzler-Seiffert 1933K, Hantke 1980, Hantke & Wagner 2005). Dann, im Bölling-Interstadial (Tabelle 3, Seite 30), folgte vor dem Wiedervorstoss bis Meiringen (Hantke 1972) ein Zurückschmelzen hinter den überschliffenen Riegel von Geissholz–Chirchen (Hantke & Wagner).

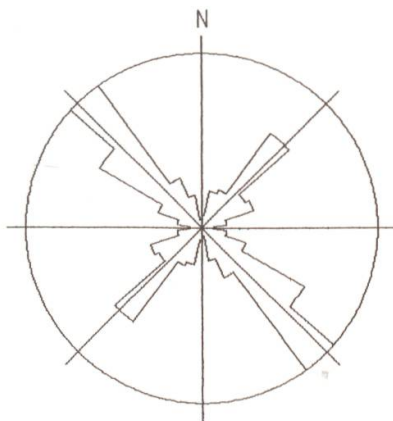
Abbildung 1: Kluftstellungen (Messstellen siehe beigelegte Karte)



Thunersee
Intervall 12°, Maximum 15°



Glütschtal (ehemaliges Kandertal)
Intervall 12°, Maximum 15°



Brienzersee
Intervall 12°, Maximum 22°

Ein vergleichbares Geschehen wie bei Gsteigwiler dürfte sich in der Gegend um Interlaken schon beim Vorstoss und entsprechend auch bereits in früheren Kaltzeiten ereignet haben. Dass sich dabei die Stelle des gegenseitigen Staus etwas verschoben hat, ist wohl darauf zurückzuführen, dass der Aare-Gletscher für den Aufbau der Eismassen im Brienzersee deutlich mehr Zeit benötigte als der Lüschnen-Gletscher mit seinen näher gelegenen Liefergebieten. Zudem dürfte der Aare-Gletscher bis gegen Oberried zusätzlich von auf die Eisoberfläche gefallenem Schnee unterstützt worden sein, während dies beim Lüschnen-Gletscher schon um Zweilüschnen in weit geringerem Mass der Fall war. Dies würde auch die intensive Eis-Überprägung um Interlaken erklären. Die tieferen Ablagerungen des Bodeli sind – neben älterem Schuttgut von Lüschnen und Lombach – durch auf dem Eis transportiertes, in

Früh- und Spätglazialzeiten ausgeschmolzenes Mittel- und Obermoränengut und in Warmzeiten durch Wendelsee-Sedimente verfüllt worden. Von diesem sind beim nächsten kaltzeitlichen Gletschervorstoss jeweils nur die obersten, kaum verfestigten Bereiche ausgeräumt und weiter verfrachtet worden (Abbildung 2).

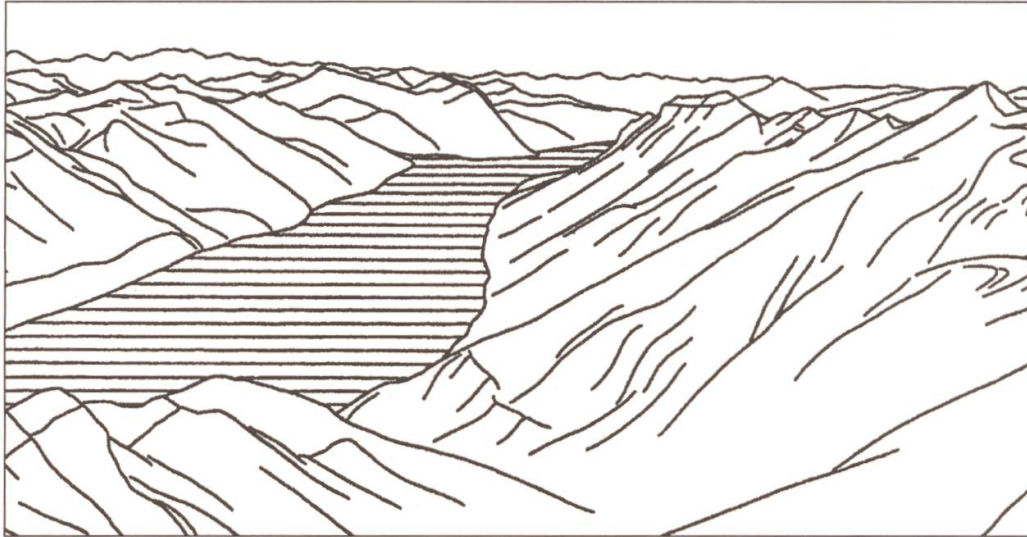


Abbildung 2: Der Wendelsee nach dem letzten Zurückschmelzen der Gletscher, vom Briener Rothorn aus. Ein erster Wendelsee bildete sich nach den letzten Phasen der Platznahme der Wildhorn-Decke, vor 2,5 Millionen Jahren. Die Wanne wurde durch den im Eiszeitalter mehrfach vorgestossenen Aare-Gletscher kaum vertieft, wohl aber erweitert.

Beim Zurückschmelzen vom Thun-Stadium hat sich im Thunersee-Gebiet ein ähnliches Geschehen wie später im Interlaken-Stadium um Gsteigwiler ereignet. Der vom Aare-Gletscher am direkten Einmünden verhinderte Kander-Gletscher wurde ins unterste Simmental abgedrängt und staute dort den Simmen-Gletscher bis in die Gegend von Oey-Erlenbach zurück (Hantke & Wagner 2006). Dies dürfte schon beim letzteiszeitlichen Vorstoss und sogar in früheren Kaltzeiten zu einem analogen Zusammenstoss von Kander/Aare- und Simmen-Gletscher geführt haben.

Die Aufschüttungen im Thunersee

Im Thunersee bewegen sich die Lockergesteine um über 300 m. Auch hievor ist ein Teil erst nach dem Zurückschmelzen des Eises, als ausgeschmolzene Obermoräne und späteiszeitliche Seesedimente abgelagert worden, in der Bucht von Faulensee wird eine Sedimentationsrate von 1,7 mm/Jahr angegeben (Sturm & Matter 1972).

Die in den See geschütteten Schuttfächer halten sich mit Ausnahme des Lombaches ebenfalls in Grenzen. Die grössten stammten zunächst aus dem Sundlauenen-Graben und dem Büel-Graben–Guntenbach, wo der tektonisch vorbereitete Schutt nur ausgeräumt werden musste. Die Schuttfächer von Grön- (Merligen), Gunten-, Rider- (Oberhofen) und Cholerenbach (Thun-See-garten) sind bescheiden. Dagegen hat die Kander seit ihrer neu geschaffenen Mündung in den Thunersee aus den durchbrochenen Lockergesteinsmassen, vor allem in den ersten Jahren nach 1713 (Grosjean 1962), ein mächtiges Delta geschüttet. Auswirkungen konnten Sturm & Matter (1972) im Sediment seeaufwärts bis gegen Leissigen nachweisen.

Trotz aller dieser Zuschüsse von Flusseintrag und Seesedimenten und von ausgeschmolzener Mittel- und Obermoräne um 5 km³ bewegt sich das Wasservolumen des Thunersees noch um 6,6 km³ (Sturm & Matter 1972).

Zusammenfassung

Die Entstehung des bis in die ausgehende letzte Eiszeit zum Wendensee zusammenhängenden Brienzer- und Thunersee ist auf die Tektonik der Decken und die diese durchscherenden Störungen zurückzuführen. Jene des Brienzersees ist bedingt durch das Aufbrechen von Strukturen zwischen den im SE zurückgebliebenen Jura-Kernen der Faulhorn-Schwarzhorn-Kette und den auf den mergelig-schieferigen Grenzschiefern gegen NW vorgeglittenen und verfalteten Kreide-Schuppen der Augstmatthorn-Tannhorn-Brienzer Rothorn-Kette. Gegen ENE, vom Brünigpass und vom Hasliberg gegen Obwalden, ebenso gegen SW, im Gebiet des Morgenberghorns scheint die Kreide-Hülle wieder zunehmend mit der Jura-Unterlage solidarisch, eng verbunden, zu werden. Die mächtige Sedimentfüllung des Aaretals Meiringen–Brienz und des Brienzersees besteht – neben Seesedimenten – aus ausgeschmolzener Mittel- und Obermoräne, allenfalls bei Erdbeben abgeglittenen Abfolgen. Dabei sind die höchsten warmzeitlichen Abfolgen von den mehrfach vorgestossenen Gletschern immer wieder weggeräumt worden. Von Seitenbächen eingeschüttete Schuttfächer sind eher bescheiden.

Beim Thunersee ist die Entstehungsgeschichte etwas komplizierter. Verschiedene tektonische Elemente enden im See und sind in ihren Endbereichen zusätzlich durchschert worden. Kluftstellungsmessungen bestätigen die sich aus der Tektonik ergebenden Fakten.

Wenn Brienzer- und Thunersee auch eine recht unterschiedliche Geschichte haben, zeigen sich doch bei beiden Seen und beim dem Thunersee benachbarten ehemaligen untersten Kandertal, dem heutigen Glütschtal, bevorzugte Kluftstellungen. Diese beiden entsprechen den normalen schweizerisch-mittel-europäischen Verhältnissen. Die Entstehung der beiden Seen ist daher mit der jüngsten Phase der Gebirgsbildung vorgezeichnet. Ihre «Ausräumung» im Eiszeitalter durch den Aare-Gletscher ist durch den von Süden zugestossenen Lutschinen-Gletscher gebremst worden; diese hat vor allem in die Breite gewirkt.

Die Sedimentfüllung im Thunersee ist ebenfalls bedeutend. Neben Seesedimenten besteht auch sie aus ausgeschmolzener Mittel- und Obermoräne, abgeglittenen Sedimenten und bescheidenen Schuttfächer mündender Seitenbäche.

Das Bördeli zwischen Brienzer- und Thunersee entstand aus den Schuttfächern von Lutschine und Lombach, Seesedimenten und zwischen Aare-, Lutschinen- und Lombach-Gletscher geschüttetem Mittel- und Obermoränengut. Die Trennung des einstigen Wendelsees in Brienzer und Thunersee erfolgte erst im Spätglazial (Tafel 1* und Abbildung 2).

* Tafel 1 ist diesem Buch separat beigelegt.

Millionen
Jahre

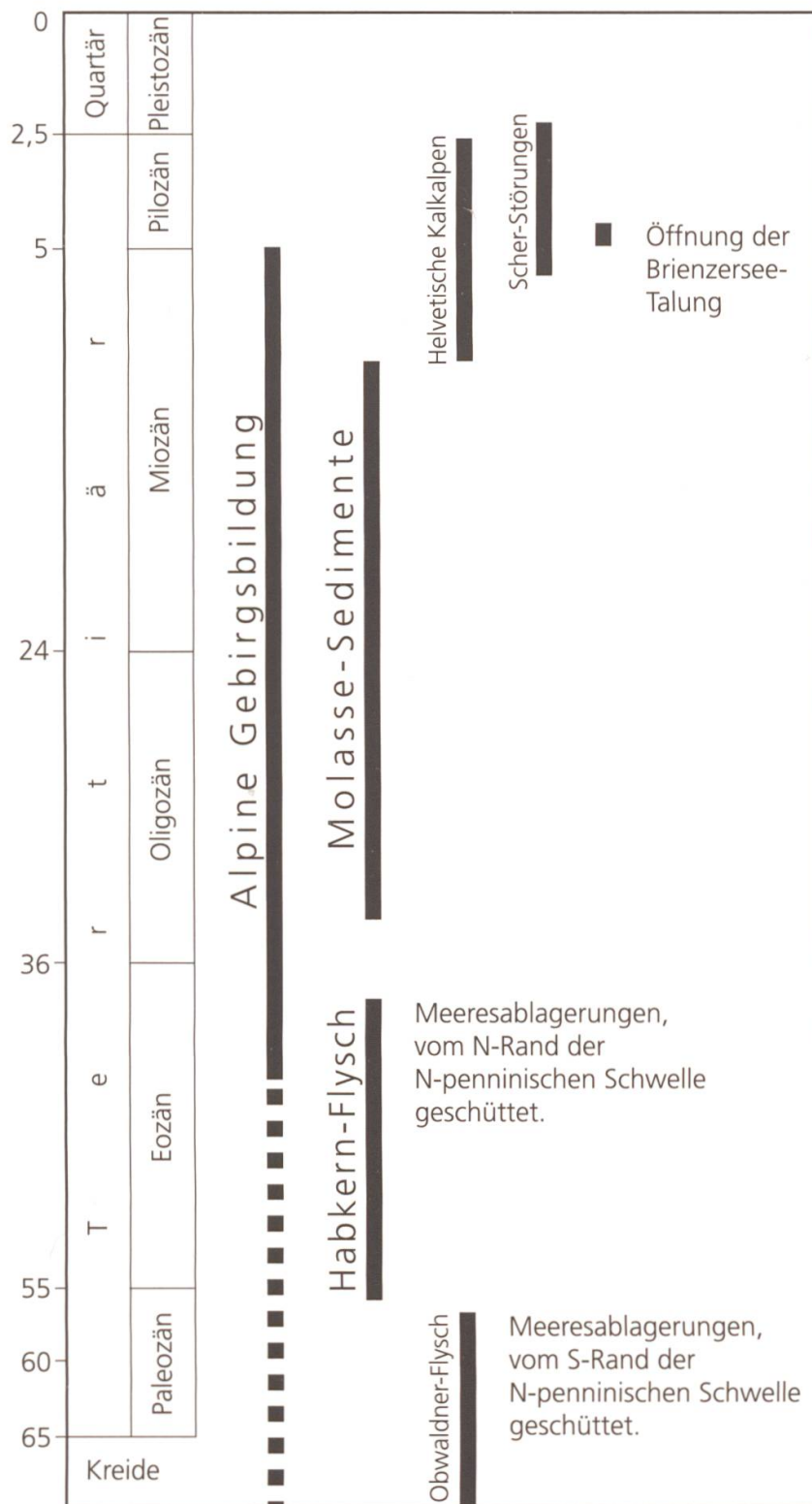


Tabelle 2: Das alpine Geschehen in der Erdneuzeit, im Tertiär und im Quartär

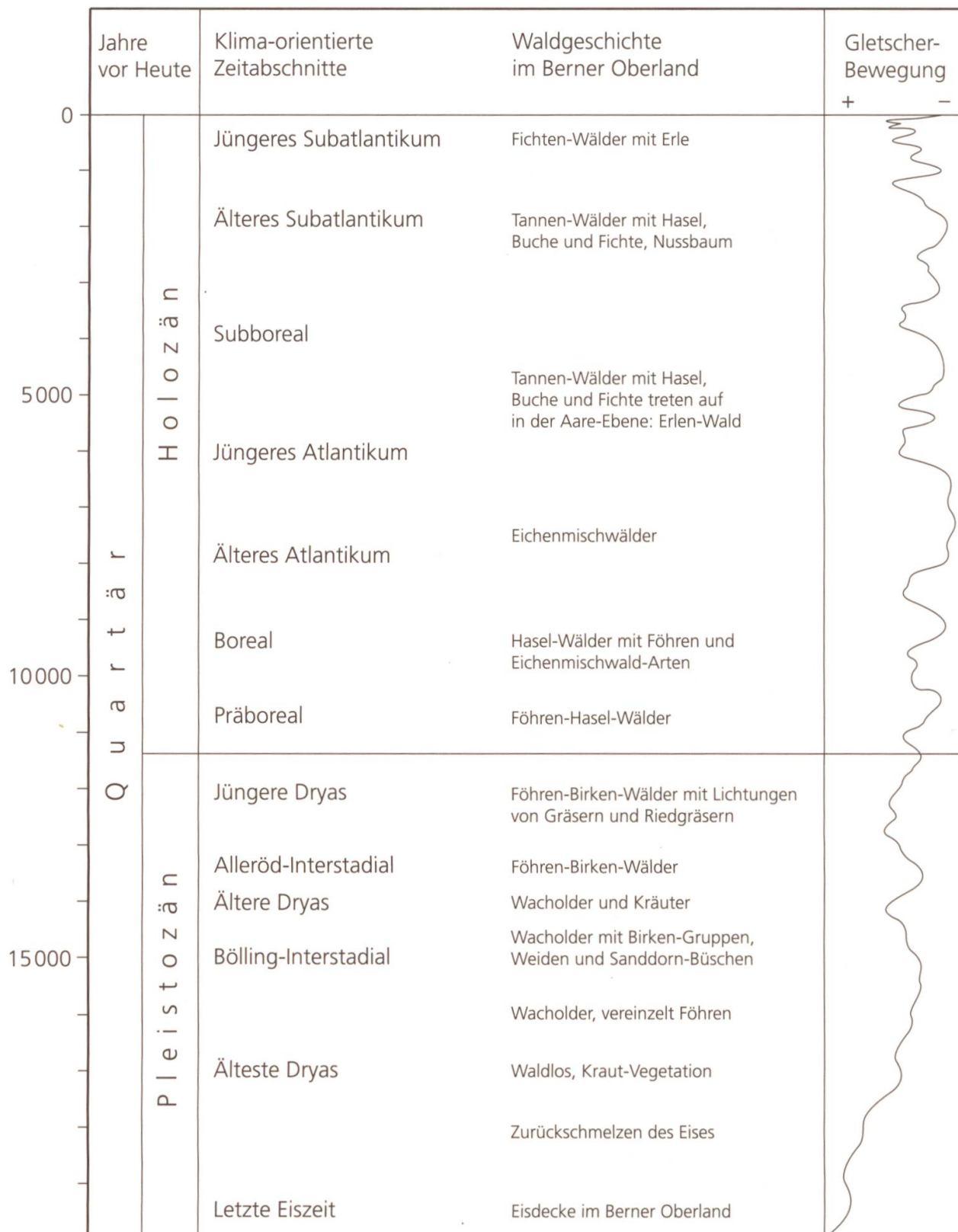


Tabelle 3: Die jüngsten erd- und waldgeschichtlichen Zeitabschnitte

Literatur und Karten (K)

Arbenz, P. 1911K: Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50 000. – Geol. Spez.-Karte 55. Schweiz. geol. Komm.

Beck, P. 1910: Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 29. Schweiz. geol. Komm.

Beck, P. 1910K: Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1:50 000. – Geol. Spez.-Karte 56. Schweiz. geol. Komm.

Beck, P. 1954: Aus der Entstehungsgeschichte der Talfolge Thun–Interlaken–Luzern. – Jb. Thuner- und Brienzersee 1954: 39–51.

Beck, P. & Gerber, Ed. 1925K: Geologische Karte Thun–Stockhorn 1:25 000. – Geol. Spez.-Karte 96. Schweiz. geol. Komm.

Bodmer, R. 1976: Pollenanalytische Untersuchungen im Brienzersee und im Bördeli bei Interlaken. – Mitt. naturf. Ges. Bern N. F. 33: 3–20.

Bodmer, R., Matter, A., Scheller, E. & Sturm, M. 1973: Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Bördeli bei Interlaken. – Mitt. naturf. Ges. Bern N. F. 30: 51–62.

Grosjean, G. 1962: Die Ableitung der Kander in den Thunersee vor 250 Jahren. – Jb. Thuner- und Brienzersee 1962: 18–40.

Günzler-Seiffert, H. 1924: Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. – Eclogae geol. Helv. 19/1.

Günzler-Seiffert, H. 1952: Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorn-decke zwischen Rhone und Rhein. Geol. Rundschau 40/2: 211–239.

Günzler-Seiffert, H. et al. 1933K: Blatt 395 Lauterbrunnen und nördliche Randgebiete von Blatt 488 Blümlisalp. – Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000. Erläuterungen von H. Günzler-Seiffert mit einem Beitrag über das Quartär von P. Beck. – Schweiz. geol. Komm.

Günzler-Seiffert, H. et al. 1938K: Blatt Grindelwald mit Teilen der Blätter 392 Brienz, 393 Meiringen und 397 Guttannen, Geol. Atlas der Schweiz 1:25 000. Erläuterungen von H. Günzler-Seiffert und R. Wyss. – Schweiz. geol. Komm.

Hantke, R. 1972: Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den romanischen Voralpen (Westschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2: 279–291.

Hantke, R. 1980: Eiszeitalter 2: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.

Hantke, R. 1991: Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun; ecomed, Landsberg/Lech, 309 pp.

Hantke, R. 2003: Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. – *Ber. schwyz. naturf. Ges.* 14, 110–118.

Hantke, R. & Scheidegger, A. E. 1993: Zur Genese der Aareschlucht (Berner Oberland, Schweiz). – *Geogr. Helv.* 48/3: 120–124.

Hantke, R. & Wagner, G. 2005: Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Erster Teil: Östliches Berner Oberland bis zur Kander. – *Mitt. naturf. Ges. Bern N. F.* 62: 107–134.

Hantke, R. & Wagner, G. 2006: Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Zweiter Teil: Täler westlich der Kander. – *Mitt. naturf. Ges. Bern N. F.* 63: 133–153.

Kohlbeck, F. K. & Scheidegger, A. E. 1977: On the theory of the evaluation of joint orientation measurements. *Rock Mechanics* 12: 1–14.

Matter, A., Süssstrunk, A. E., Hinz, K. & Sturm, M. 1971: Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen im Thunersee. *Eclogae geol. Helv.* 64/3: 505–520.

Matter, A., Dessolin, D., Sturm, M. & Süssstrunk, A. E. 1973: Reflexionsseismische Untersuchung des Brienersees. *Eclogae geol. Helv.* 66/1: 71–82.

Michel, F. L. 1922K: Geologische Karte und Profile des Brienzergrates, 1:50 000. – Geol. Spez.-Karte 95. Schweiz. geol. Komm.

Müller, F. mit Beiträgen von P. Arbenz 1938: Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland). – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 74.

Penck, A. & Brückner, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter 1, 2, Tauchnitz, Leipzig.

Scheidegger, A. E. 2004: Morphotectonics. Springer, Berlin, Heidelberg, etc., 197 pp.

Schlüchter, Ch. 1979: Übertiefte Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz). *Eiszeitalter u. Gegenwart* 29: 101–13.

Seeber, H. 1911: Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe (westlicher Teil) und der Männlichengruppe. Diss. Univ. Bern. Lanz, Bern.

Strasser, M., Anselmetti, F. S., Fäh, D., Giardini, D., Schnellmann, M. 2006: Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. – *Geol. Soc. America, Geology*, Dec. 2006, 34: 1005–08.

Sturm, M. 1978: Postglacial sediments in Lake Brienz. – In: Schlüchter, Ch. et al.

Sturm, M. & Matter, A. 1972a: Geologisch-sedimentologische Untersuchungen im Thuner- und Brienzersee. – *Jb. Thuner- und Brienzersee* 1972: 52–72.

Sturm, M. & Matter, A. 1972b: Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee. – *Eclogae geol. Helv.* 65/3: 563–590.

Sturm, M. & Matter, A. 1978: Sedimentation in Lake Brienz: deposition of clastic detritus by density currents. In: Matter, A. & Tucker, M. eds: *Modern and Ancient Lake Sediments – Spec. Publ. 2 Internat. Ass. Sedimentol.*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, London, Edinburgh, Melbourne: 147–168.

Wagner, G. 2002: Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal–Thunersee.
– Jb. Thuner- u. Brienersee 2002: 11–41.

Welten, M. 1944: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische
Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. – Veröff. geobot. Inst.
Rübel, Zürich 26.

Welten, M. 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des
nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 156.