

Alte Talanlagen und eiszeitliche Abflussrinnen zwischen Bern und Langenthal und zwischen Aare und Sense

Autor(en): **Hantke, René / Scheidegger, Adrian E.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (2006)**

PDF erstellt am: **16.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-323939>

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.

RENÉ HANTKE¹ und ADRIAN E. SCHEIDEGGER²

Alte Talanlagen und eiszeitliche Abflussrinnen zwischen Bern und Langenthal und zwischen Aare und Sense

Zusammenfassung

Eine Betrachtung der quartären Landschaftsgeschichte NE und SW von Bern ergibt, dass den randglaziären Tälern zwischen Burgdorf und Langenthal, zwischen Lutzeren–Krauchthal–Oberburg, dem Linden- und dem Bigetal sowie den Tälern zwischen Aare, Schwarzwasser und Sense eine weit ältere Geschichte zukommt, als bisher angenommen wurde (Anlage durch Würm(Wisconsin)-zeitliche Eintiefung). Die Anlage der Täler reicht bis in die Zerschering der mittelländischen Molasse an der Miozän/Pliozän-Wende nach der Platznahme der alpinen Decken zurück. In über mehrere Kaltzeiten vergleichbaren Eisständen wurden die Täler später von randglaziären Schmelzwässern von Aare- und Aare/Rhone-Gletscher erweitert und überprägt und mit Moräne und Sturzgut von den Talflanken verfüllt. Noch im Hochstand der letzten Kaltzeit drangen Zungen des Aare-Gletschers in die Täler ein. Mit dem Abschmelzen wurde Lockergut von Schmelzwässern teilweise ausgeräumt und im Spätglazial von Schwemmgut überschüttet.

Eine Betrachtung der Morphotektonik der Gebiete bestätigt die Ansicht, dass auf lokal-individuelle Vorzeichnung der Talungen geschlossen werden kann, da die unzweifelhaft tektonisch angelegten Kluftrichtungen den Bachläufen in jedem Teilgebiet mindestens teilweise entsprechen, was ebenfalls auf ihre tektonische Anlage schliessen lässt.

Beim Versuch einer Gesamtauswertung aller Daten erscheinen die Kluft- und Bachrichtungen wegen der verschiedenen Orientierungen in den individuellen Gebieten noch etwas chaotisch. Dennoch finden sich definitiv E–W-gerichtete Kluftstreich- und Bachtrend-Maxima, die den Scherlinien des europäischen und weltweit neotektonischen Spannungsfeldes entsprechen, das mindestens seit dem ausgehenden Miozän bestanden hat.

¹ René Hantke, Glärnischstrasse 3, CH-8712 Stäfa

² Adrian E. Scheidegger, Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik, Technische Universität Wien

Abstract

Ancient valleys designs and ice-age runoff gulleys between Berne and Langenthal and the Aare and Sense rivers NE and SW of Berne, Switzerland

A review of Quaternary history of the landscape of these areas indicates that the genesis of the valleys at the edges of the ice-age glaciers between Burgdorf and Langenthal, between Lutzeren–Krauchthal–Oberburg and between the Linden- and Bige-valley as well as of those between the Aare and Sense rivers occurred much earlier than the Würm (Wisconsinian) age previously assigned to it: These valleys seem to have been predesigned already at the Miocene/Pliocene-boundary by the shearing of the molasse after the emplacement of the Alpine nappes. Inasmuch as the ice-level was comparable in the various glacial stages, the primeval valleys were widened and deepened by the melt-waters running off the edges of the Aare- or Aare/Rhone-Glaciers. Arms of the Aare Glacier entered the valley still during the latest glacial stage. In the Ice Age, the valleys were repeatedly filled by ice, moraine materials and debris from the mountain sides; after the last glacial stages, they were moderately remodeled and filled up by alluvial material, which was partially removed after the final melting of the glaciers.

A review of the morphotectonics of the areas confirms at least a local neotectonic predesign of the valleys, inasmuch as the joint-strikes (unquestionably of tectonic origin) and river-trends correspond to each other at least partially in each subregion, which indicates a common (tectonic) origin of the two types of features.

If a comparison of the river- and joint-trends/strikes is attempted for the entire area, we find well-defined E-W maxima for the joints as well as for the rivers, which corresponds exactly to the one of the shear directions in the neotectonic stress field that has existed at least since the final Miocene.

1. Einleitung

Die Landschaft im NE von Bern fällt durch mosaikartig angeordnete Hügel und merkwürdig geknickte, enge Talläufe auf. Diese können kaum nur durch ausräumende, letzteiszeitliche Schmelzwasser-Flüsse entstanden sein. Ihre Ausräumung bleibt zwischen Burgdorf und Langenthal selbst nach anhaltenden Niederschlägen bescheiden; sie haben die Schmelzwasser-Talung in den letzten 20 000 Jahren ausser geringfügigen, spät- und postglazialen Aufschüttungen kaum umgeprägt. Weder der überlaufende Burgdorfer Emmen-See, noch die nur wenige Jahrhunderte wirksamen randglaziären Schmelzwässer der würmzeitlichen Aare/Rhone-Gletscher-Hochstände vermochten auszureichen, um aus Molassefels die heutige Talung auszuräumen; diese hat eine weit längere Geschichte.

Für die eiszeitliche Talgeschichte ist die Bildung der prätürzeitlichen Schotter zwischen Aare und Emme sowie zwischen Aare und Sense von Bedeutung (HANTKE & WAGNER 2004). Wie in der NE-Schweiz (HANTKE & WAGNER 2003) lässt auch im Bernbiet die bisherige Vorstellung einer sukzessiven Eintiefung der Täler um einige hundert Meter zu viele Probleme offen, so dass – neben den hochgelegenen Schottern – auch die Bildung der randglaziären Täler neu anzugehen ist.

Das Modell, wonach Gesteinsschutt von den Bergflanken auf die eiszeitlichen Gletscher niederbrach, auf der Oberfläche als Mittelmoränen transportiert, auf Molasse- und Tafeljura-Riedel auf Grund lief, dort durch supraglaziäre Schmelzwässer und Regengüsse verschwemmt wurde, kommt den beobachtbaren Fakten weit näher als die bisherige Vorstellung einer einst zusammenhängenden Schotterflur, die im Eiszeitalter sukzessive tiefer zerschnitten worden wäre. Auf die nicht zu belegende Vorstellung der interglazial erfolgten sukzessiven Eintiefung haben schon frühere Autoren hingewiesen (E. K. GERBER 1959, 1960).

2. Kluft- und Bachabschnitt-Messungen

Mit Richtungsmessungen von Kluft- und Bachabschnitten wurde versucht, der Talgeschichte näher zu kommen (Morphotektonische Methode, SCHEIDEGGER 2004). Neben beobachtbaren Scherstörungen, welche die Talung der Emme und randlicher Schmelzwässer des Rhone-Gletschers nachzeichnen und ihnen bei bestimmten Eisständen den Weg gewiesen haben, zeigen Klüfte im Felsgestein, dass um Linden, im Tal Krauchthal–Oberburg und von Burgdorf–Wynigen–Riedtwil–Thörigen–Langenthal bestimmte Richtungen vorherrschen.

Klüfte sind als Spalten im Fels allgegenwärtig. Am Aufschluss erscheinen sie zunächst wirr angeordnet; bei genauerem Hinsehen zeigen sich meist drei (bis vier) Scharen, von denen eine flachliegt, die anderen (subvertikalen) mehr oder weniger steil und zwei («konjugierte») im rechten Winkel zueinander stehen. Dabei entspricht die flachliegende Schar naturgemäss der Schichtung; die zwei konjugierten subvertikalen Kluftstellungen zeigen das jüngste tektonische Spannungsfeld an (SCHEIDEGGER 1977, 2001). Da Regelmässigkeiten nicht absolut sind, können sie nur statistisch erfasst werden. Die sich einstellende Häufung der Streich-Richtungen subvertikaler Kluftscharen bei bestimmten Azimuten kann in Kluft-Rosen dargestellt werden, aus welchen sich bevorzugte Richtungen herauslesen lassen («nichtparametrische Statistik»). Numerisch-statistische Analysen (KOHLBECK & SCHEIDEGGER 1977, 1985) beruhen auf der Annahme, dass Klufttrichtungen bestimmte vorgefasste Verteilungen bilden (DIMROTH 1967, WATSON 1979), deren Parameter numerisch berechnet werden können («parametrische Methode»). Die beiden Winkelhalbierenden zweier konjugierter Kluftscharen zeigen die Hauptrichtungen des Spannungsfeldes an. Kluftmessungen erlauben so festzu-

| | Max. 1 | Max. 2 | Max. 3 |
|--|--|---|---|
| <i>Talung Burgdorf–Wynigen</i> | | | |
| Klüfte | $37\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $97\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $142\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| Bäche | $37\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $127\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $157\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| <i>Täler östlich von Bern zwischen Aare und Emme</i> | | | |
| Klüfte | $37\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $67\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $157\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| Bäche | $22\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $67\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $172\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| <i>Gebiet zwischen Aare und Sense</i> | | | |
| Klüfte | $67\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | 135 ± 15 | $172\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| Bäche | $37\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $127\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ | $187\frac{1}{2} \pm 7\frac{1}{2}$ |
| <i>Bern, gesamtes Gebiet</i> | | | |
| Klüfte | 62 ± 7 | 97 ± 14 | 145 ± 7 |
| Bäche | 35 ± 7 | 103 ± 7 | 130 ± 7 |

Table 1: Berner Molassetäler, nichtparametrische Auswertung: Maxima der Streich-/Trendrosen; Fehlergrenzen = $\frac{1}{2}$ Zählintervall, korrespondierende Werte fett.

| | Anzahl | Max. 1 | Max. 2 | Winkel | Bisektizes |
|--|--------|-------------|--------------|--------|------------|
| <i>Talung Burgdorf–Wynigen</i> | | | | | |
| Klüfte | 360 | 28 ± 00 | 117 ± 01 | 87 | 163 73 |
| Bäche | 226 | 26 ± 05 | 115 ± 04 | 89 | 160 70 |
| <i>Täler östlich von Bern zwischen Aare und Emme</i> | | | | | |
| Klüfte | 127 | 59 ± 06 | 150 ± 11 | 89 | 104 14 |
| Bäche | 77 | 69 ± 29 | 183 ± 08 | 66 | 126 36 |
| <i>Gebiet zwischen Aare und Sense</i> | | | | | |
| Klüfte | 210 | 56 ± 19 | 157 ± 10 | 78 | 106 16 |
| Bäche | 101 | 28 ± 04 | 120 ± 11 | 88 | 164 74 |
| <i>Umgebung Bern, gesamtes Gebiet</i> | | | | | |
| Klüfte | 697 | 64 ± 02 | 154 ± 04 | 90 | 109 19 |
| Bäche | 505 | 26 ± 02 | 113 ± 02 | 87 | 160 70 |

Table 2: Berner Molassetäler, parametrische Auswertung.

stellen, ob Scharen existieren, und ihre Richtungen zu bestimmen. Die Resultate sind für die einzelnen Regionen in Tabelle 1 und 2 aufgelistet. Bei nichtparametrischen Streichrosen lassen sich meist drei Maxima definieren.

Bach- und Flussrichtungen können wie Klüftstreich-Richtungen statistisch behandelt werden. Dazu werden die Bachläufe auf der Karte in konstante Abschnitte segmentiert, deren Richtungen dann nach KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 1985) behandelt werden können. Es lassen sich Trendrosen zeichnen und wie bei Klüften meist drei Maxima identifizieren (nichtparametrische Methode) oder parametrisch-numerische Methoden anwenden.

3. Die Anlage der Molassetäler im Berner Mittelland

Nach der Schüttung der einzelnen Schuttstränge des Napf-Fächers haben sich in der flachliegenden Molasse bei der nach Norden fortschreitenden Gebirgsbildung zwischen den einzelnen Schüttungsfingern Ansätze von Tälern gebildet. Diese konnten sich im noch lockeren Schutt relativ leicht eintiefen. Sie haben in der Folge das tektonische Geschehen mitbestimmt. Bei der Platznahme der helvetischen Decken vor 5 Mio. Jahren wurde nicht nur die subalpine Molasse in Schuppen gelegt, auch die flachliegende Molasse wurde betroffen, durch Stauchung in flachste Gewölbe und Mulden verbogen (SCHUPPLI 1950, 1952) und an Schwächezonen zerschert. Zwischen den einzelnen Fingern des Napf-Fächers wurden fluvial, in Kühl- und Kaltzeiten vor allem rufinal gebildete Talanlagen im anfangs noch relativ lockeren Schutt erweitert und vertieft. Zugleich haben sie das weitere tektonische Geschehen mitbestimmt, folgten doch Scherstörungen diesen Anlagen. Wo solche fehlten, wurde die flachliegende Molasse an Schwächezonen mosaikartig mit bescheidenem Versatz zerschert. Schon in den ersten Kühl- und besonders in den folgenden Kaltzeiten wurden im Mittelland bei entsprechenden Eisständen tektonisch angelegte Täler von Schmelzwässern als Abflussrinnen benutzt. Diese wurden – wie in der NE-Schweiz (HANTKE & WAGNER 2003, HANTKE et al. 2003) – kaum weiter vertieft, sondern vor allem durch den Frost parallel zu den durch das Spannungsfeld erzeugten Klüften erweitert und in Kaltzeiten des nachfolgenden Eiszeitalters glazifluvial überprägt. In den Warmzeiten war das Mittelland bis auf die Feuchtgebiete bewaldet und blieb so weitgehend vor einem bedeutenderen fluvialen Abtrag verschont. In den Kaltzeiten vermochten Schmelzwässer vorstossender Gletscher den niedergebrochenen Schutt zu bewegen und in frühen Abschmelzphasen gegen das Ende der Kaltzeit, unterstützt durch Starkniederschläge, sommersüber fortzuführen, was nur über einen bescheidenen Teil des Jahres und über wenige Jahrhunderte geschah. Schon bei der ersten Erwärmung begann die Vegetation die Hangfüsse zu besiedeln und zu festigen. Nach kurzer Zeit wuchsen Sträucher; dann stellten sich erste Bäume ein und boten der Erosion immer mehr Einhalt.

4. Abflussrinnen zwischen Burgdorf und Langenthal

Die als hochwürmzeitliche randliche Abflussrinne des Mittelland-Armes des Aare/Rhone-Gletschers betrachtete Talung und der Überlauf des bei Burgdorf gestauten Emmen-Sees sind in kreuzgeschichteten Sandsteinen der jüngeren Unteren Süsswasser- und der älteren Oberen Meeresmolasse (GERBER 1950) tektonisch angelegt (Abb. 1). Die Rinne beginnt NE von Burgdorf und verläuft über Wynigen–Riedtwil, durch Önz- und Allachetal über Hermiswil–Thörigen–Bleienbach gegen Langenthal zur Aare (GERBER & WANNER 1984K).

Entgegen der nie belegten Vorstellung einer sukzessiven interglazialen fluvialen Eintiefung des Schweizer Mittellandes im Laufe des Eiszeitalters (HANTKE & WAGNER 2003) muss im Mittelland bereits in früheren Kaltzeiten bei entsprechenden Eisständen grossräumig ein vergleichbares Relief existiert haben. Die Talungen zwischen Burgdorf und Langenthal sind kaum erst letztkaltzeitlich entstanden, weder als Überlauf des Emmen-Sees noch als randliche Schmelzwasser-Talung des Aare/Rhone-Gletschers.

Stauterrassen des Emmen-Sees bildeten sich auf verschiedenen Niveaus: im Heimiswilgraben, NW und S von Oberburg, im Eichholz S von Hasle und im Raum Trachselwald–Grossacher–Lützelflüh. Dabei stellt sich die Frage, ob diese nur hochwürmzeitlich, bei verschiedenen Eisständen des bei Burgdorf stauenden Aare/Rhone-Gletschers, oder nicht teilweise früher angelegt worden sind. Schon GERBER (1950, p. 64) bemerkt hierzu:

«Sicher ist dann aber, dass der Gletscherstand längs der Linie Krauchthal–Burgdorf–Wynigen von längerer Dauer gewesen sein muss, denn nun kam es am Gletscherrand zu mächtigen Moränenanhäufungen. Schutt und Eismassen verbarrikierten den Durchfluss der Emme westlich des Schlosshügels von Burgdorf. Der Fluss musste der rechten Eisflanke entlang gegen NE zu sich ein neues Bett schaffen in der Richtung Sommerhaus–Grafenscheuren–Bickingen–Wynigen... Gegen Grafenscheuren und weiter talabwärts gegen Bickingen und Wynigen aber hat sich der Fluss eine tiefe Rinne geschaffen. Man sucht in diesem toten Tal umsonst nach fluvioglazialen Ablagerungen; wenn solche überhaupt vorhanden sind, so liegen sie unter mächtigen jüngeren Alluvionen begraben, die von den Talhängen und den von rechts einmündenden Seitengräben stammen.»

Diese «längere Dauer» kann kaum nur wenige Jahrhunderte gedauert haben, wie sich dies für eine würmzeitliche Eisrandlage der Maximalstände ergibt. Da die Ausräumung in Sandsteinen erfolgt ist, waren hiezu tektonische Voraussetzungen und eine *längere* Zeit mit *wiederholt* kurzfristig wirksamen, fluvial aktiven Zeitabschnitten notwendig.

GERBER (1950, Fig. 4) gibt die Situation um Burgdorf wieder. Doch die Abflussrinne Burgdorf–Wynigen ist nicht nur würmzeitlich. Bei entsprechenden Eisständen mussten sich schon früher ein Emmen-See und eine Abflussrinne eingestellt haben. Schon bei Vorstoss- und Abschmelzphasen der grösseren Kaltzeiten hat sich in der Talung Burgdorf–Wynigen–Riedtwil–Thörigen–Langenthal ein ver-

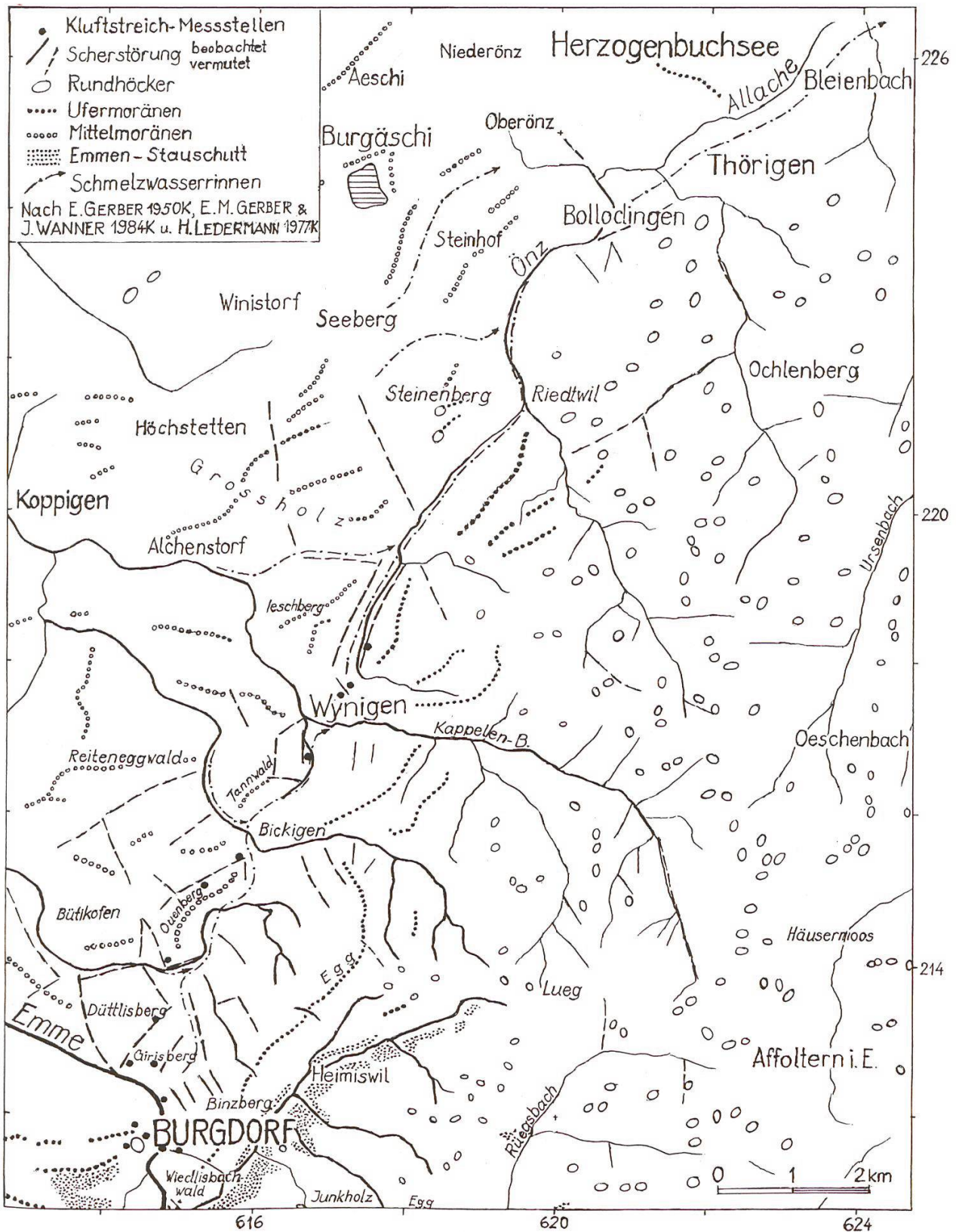


Abbildung 1: Die mosaikartig durchscherte Molasse und die Schmelzwasser-Talung Burgdorf–Langenthal mit Lage der Kluff-Messstellen zwischen Burgdorf und Wynigen. Die zum Richtungsvergleich verwendeten Bäche sind verstärkt nachgezogen.

gleichbares Relief wie in der Würm-Eiszeit eingestellt (*Abb. 1*). Selbst der Rhone-Gletscher der grössten Vereisung hat die seitlichen Schuttfächer nicht weggeräumt. Eis hat die Senken gefüllt; die höheren Massen sind darüber hinweggeglitten und beim Abschmelzen wurden die Senken eingeschüttet. Die Schuttfächer in der Talung NE von Burgdorf–Wynigen–Riedtwil waren in der letzten Kaltphase aktiv; später erfolgten nur noch bescheidene Überschüttungen.

Die Molasse um Burgdorf wurde bei der Platznahme der Decken und der Bildung der subalpinen Molasse-Schuppen mosaikartig zerschert. Dabei herrschen bestimmte Richtungen vor. Die einzelnen Talabschnitte folgen Scherstörungen und Klüften. Sie haben sich im Laufe des Eiszeitalters kaum verändert; jedenfalls haben die Gletscher keine neuen Täler ausgekolkt, sondern stets schon existente benutzt (ALB. HEIM 1919). Dabei hielten sich die tektonischen Verschiebungen in Grenzen; sie waren aber immerhin so bedeutend, dass die relativ kurzen, aber in jeder Kaltzeit bei entsprechenden Eisständen wirksamen Zeiten es den Schmelzwässern erlaubt haben, Kerben und kleine Tälchen in die Molasse einzuschneiden.

Für ein sukzessives, «interglaziales» Eintiefen des Mittellandes während des Eiszeitalters, noch am ehesten durch vorstossende Gletscher, fehlen Belege. Die Gletscher haben sich nicht eingetieft; die Täler des Mittellandes wurden in den Kaltzeiten des Eiszeitalters kaum nennenswert ausgeräumt, vielmehr sind diese sukzessive mit Schotter von ausgeschmolzener Obermoräne und Flachwasser-sedimenten eingeschüttet worden (HANTKE & WAGNER 2003). In den Warmzeiten, in denen die Eintiefung hätte erfolgen sollen, war das Mittelland weitgehend bewaldet, so dass kaum Ausräumungen stattfinden konnten, und dies schon gar nicht in Bereichen, wo ein hiezu notwendiges Gewässer fehlt. In den Kaltzeiten dagegen haben bei entsprechenden Eisständen wiederholt vergleichbare Eisrandlagen geherrscht, so dass das begonnene Werk fortgesetzt werden konnte.

Diese Sicht wird durch einen Vergleich der Resultate von Kluft- und Streichrichtungen der Täler erhärtet. Die Resultate sind für die nichtparametrische Methode in *Tabelle 1*, für die parametrischen Rechnungen in *Tabelle 2* aufgelistet. Bei der nichtparametrischen Auswertung ergibt sich eine Konkordanz für zwei der drei Maxima, bei der parametrischen eine vollständige. Da sich zwischen Burgdorf und Langenthal eine gute Konkordanz zwischen Kluft- und Bachrichtungen zeigt, ist anzunehmen, dass auch die Bachtrends (neo)tektonisch angelegt sind.

5. Die Talläufe zwischen Aare und Emme östlich von Bern

NE von Bern finden sich zwischen Aare und Emme Täler, deren gewunden-geknickter Verlauf auf tektonische Vorzeichnung hindeutet. Ihre Anlage kann nicht durch sukzessives Eintiefen von Schmelzwässern in der letzten Kaltzeit erklärt werden, so dass ihnen nicht erst jungpleistozänes Alter zukommen kann.

Ebenso scheinen das Lindental Boll–Krauchthal und das Bigetal Walkringen–Hasle–Rüegsau tektonisch angelegt. Weder das Lindenbachtal noch der Thorberg-

Äst des von der Wasserscheide von Lindental gegen N entwässernden, über 200 m tiefen Abschnitts in der Oberen Meeresmolasse, noch das über 250 m tiefe Bigetal in der Oberen Süßwassermolasse, konnten erst in der letzten Kaltzeit durch Schmelzwässer gebildet werden. Sie wurden von Schmelzwässern des durch den Mittelland-Arm des Rhone-Gletschers gestauten Aare-Gletschers benutzt, aber ebenfalls nicht erst würmzeitlich, sondern schon wiederholt bei entsprechenden früheren Eisständen. Die Anlage des Lindentals und des Krauchtals (Abb. 2) fällt, wie jene der beiden zwischen Linden- und Bigetal gelegenen Luterbach- und Biembachgraben, bereits in die Zeit der frühesten Vergletscherungen. Dies umso eher, nachdem die Höhen- und Rinnenschotter (GERBER 1950, KELLERHALS & HAEFELI, RUTSCH + 1999K) als verschwemmte, auf Grund gelaufene Mittelmoränen erkannt worden sind (HANTKE & WAGNER 2004). Ebenso wirkte die Talung Lutzeren–Krauchthal–Oberburg nicht erst würmzeitlich als Schmelzwasserrinne; auch sie wurde schon früher angelegt und bei entsprechenden Eisständen in älteren Kaltzeiten benutzt.

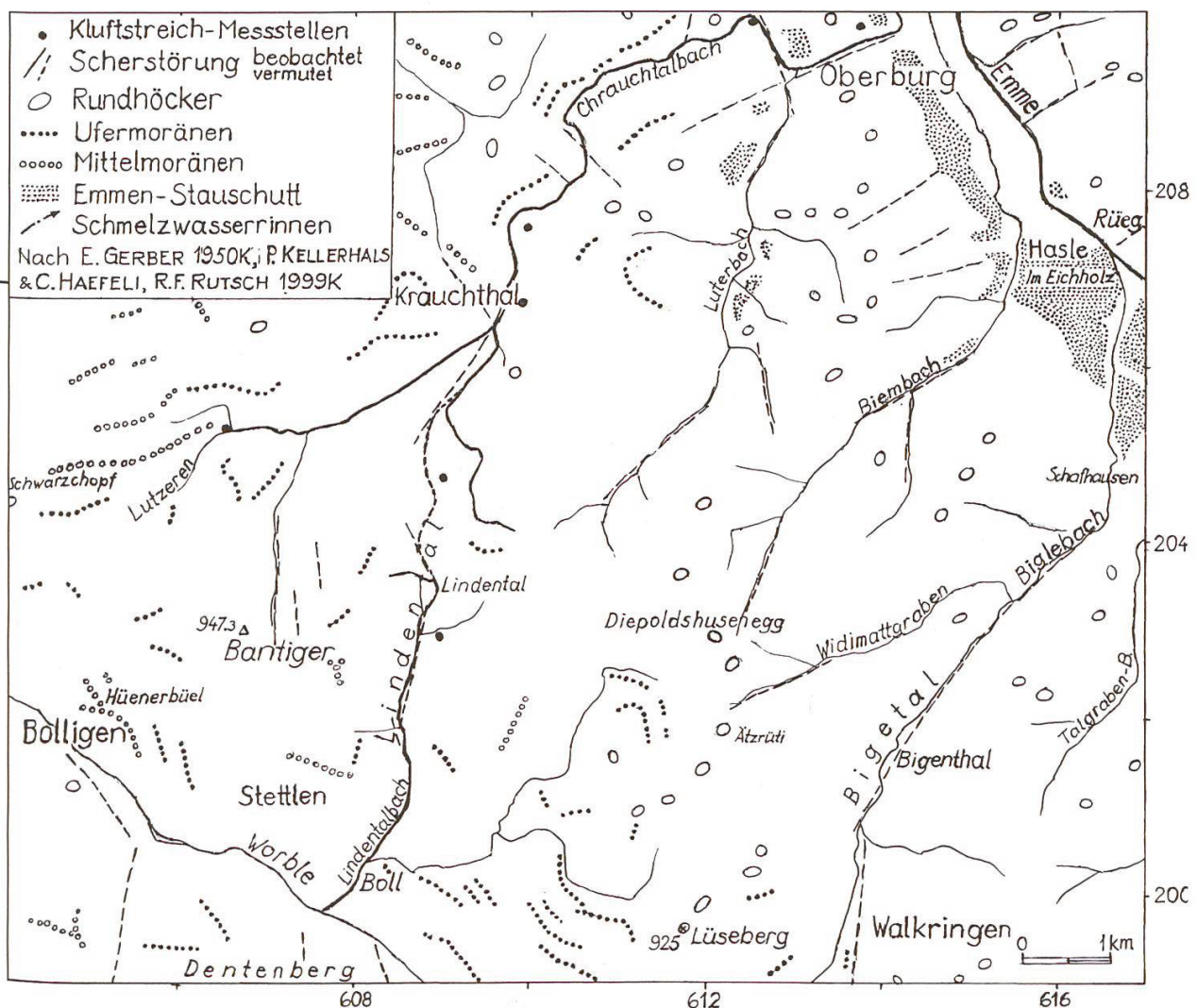


Abbildung 2: Linden- und Krauchthal mit ihren Seitenästen und vermuteten Scherstörungen, Kluffmessstellen und zum Richtungsvergleich verwendete Bäche (verstärkt nachgezogen).

Auch für Lindental und Krauchtal konnten die Darlegungen durch den Vergleich von *Kluftstellungen* erhärtet werden. Eine statistische Auswertung findet sich in *Tabelle 1* (nichtparametrisch) und in *Tabelle 2* (parametrisch). Die Kluftorientierungen wurden mit denen der Bäche verglichen. Da im Lindental kein Bach fliesst, wurde die Mittellinie der Talung für die Rechnungen verwendet, wiederum die nichtparametrischen in *Tabelle 1*, die parametrischen in *Tabelle 2*. Sie zeigen, dass Klüfte und Bäche zwischen Aare und Emme östlich von Bern in Bezug auf das erste Richtungsmaximum übereinstimmen, die nichtparametrischen Kluft/Bachtrendrosen noch besser als bei den numerischen Resultaten. Das zweite Trendmaximum der Bäche ist aber mit dem ersten nicht eigentlich konjugiert und sollte daher nicht in tektonische Diskussionen eingebunden werden. Dagegen korrelieren alle drei nichtparametrischen Maxima der Kluft- und Bachrosen innerhalb der Fehlergrenzen. All dies deutet auf eine tektonische Vorzeichnung der Talungen hin.

6. Zur Talgeschichte zwischen Sense und Aare

Wie im Berner Mittelland sind auch die Täler im Gibelegg–Gurnigel-Gebiet deutlich älter als wärm- und risszeitlich (SCHMID 1970). Die Talungen Plasselb–Plaffeien, Buechwald (S von Riffenmatt)–Laubbach und Buechwald–Gambach–Hirschhorn–Heubach zwischen subalpiner und flachliegender Molasse sind tektonisch angelegt. Schon in den grossen Kaltzeiten wurden sie vom rechtsufrigen Saane-Rhone-Gletscher benutzt, umgestaltet, überprägt und ausgeweitet (*Abb. 3*). Im letzten Interglazial wurden sie bei dichter Bewaldung kaum vertieft; in Kaltzeiten haben sie nur in frühen Abschmelzphasen, bei Ausbrüchen von Eisrandseen, reichlich Wasser geführt.

Das Biberze-Tal von Chaufdorfegg–Schwarzenberg W von Wattenwil und die Molassetäler von Grundmoos, Plötsch und Riggisberg bis Rüti-Neuhus zum Schwarzwasser funktionierten schon in früheren Kaltzeiten bei entsprechenden Eisständen und wurden in der letzten erneut benutzt und ausgeweitet.

Unterstützt von Eis von Ober Gurnigel (1548 m) stiess der vereinigte Simmen-Kander-Aare-Gletscher im wärmzeitlichen Maximalstand über Seftigschwand–Schönenbodenwald gegen W ins Becken von Rüti bei Riggisberg vor (RUTSCH 1947). Mit Schwarzwasser-Eis von der Süftenenegg (1590 m) zwischen Schüpfenflue (1720 m) und Gägger (1635 m) folgten Eiszungen und Schmelzwässer tektonischen Störungen, schon präwärmzeitlich angelegten Rinnen, Seligraben und Schwarzwasser-Quellästen.

Vom Selibüel (1750 m) floss noch in der letzten Kaltzeit eine Eiszunge ins Biberzetal. Am Ostende des Rückens von Rüscheegg verlaufen mehrere, S–N-orientierte Störungen; weiter W, in der Kette Büelholz–Guggershorn, zeichnen sich S–N- bis SSE–NNW-laufende ab. So ist auch der Schwarzwasser-Durchbruch N von Heubach tektonisch vorgezeichnet, was Kluftmessungen bestätigen.

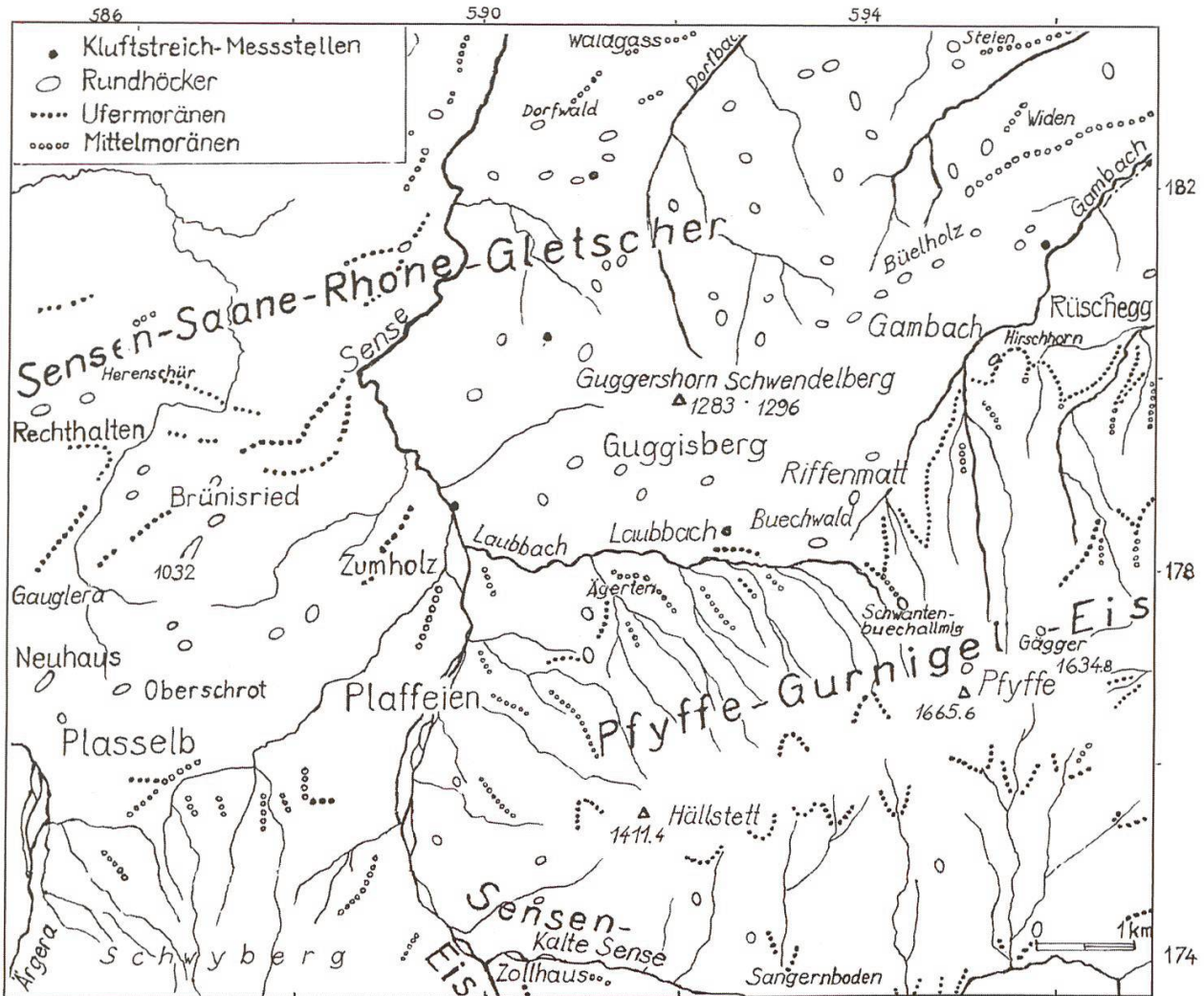


Abbildung 3: Die Talungen Plassel–Plaffeien, Riffenmatt–Laubbach und Gambach–Hirschhorn–Heubach sind mindestens präriesszeitlich. Auch ihre Anlage reicht bis in die letzte Phase der alpinen Orogenese zurück.

Die lokal verkitteten Schotter S von Gambach (Koord. 594.87/179.80), ein Wechsel von Geröll- und Sandlagen, liegen auf Moräne, auf Riss-Moräne (SCHMID, p. 101). Jene von Unter Las S von Rüti (599.25/180.73–600.50/189.50), basal geschichtete, unter dem Eis abgelagerte Silte und Lehme, liegen in einer Molasse-Rinne.

Im Maximalstand der letzten Kaltzeit floss der Gürbe/Aare-Gletscher bei einer Eishöhe um knapp 1100 m über Thun ins Biberzetal. Dies gibt sich rechtsseitig auf Heiligenschwendi-Multenegg, linksseitig S der Chaufdorffegg durch höchste Wallreste des Gürbe-Eises vom Gantrisch (2175 m) und vom Selibüel zu erkennen (BECK & GERBER 1925K, WAGNER 2002).

Noch im Bern-Stadium flossen Schmelzwasser W von Wattenwil bei einer Mindest-Eishöhe von 850 m ü.M. (= 950 m bei Thun) ins Biberzetal (Abb. 4). Dass

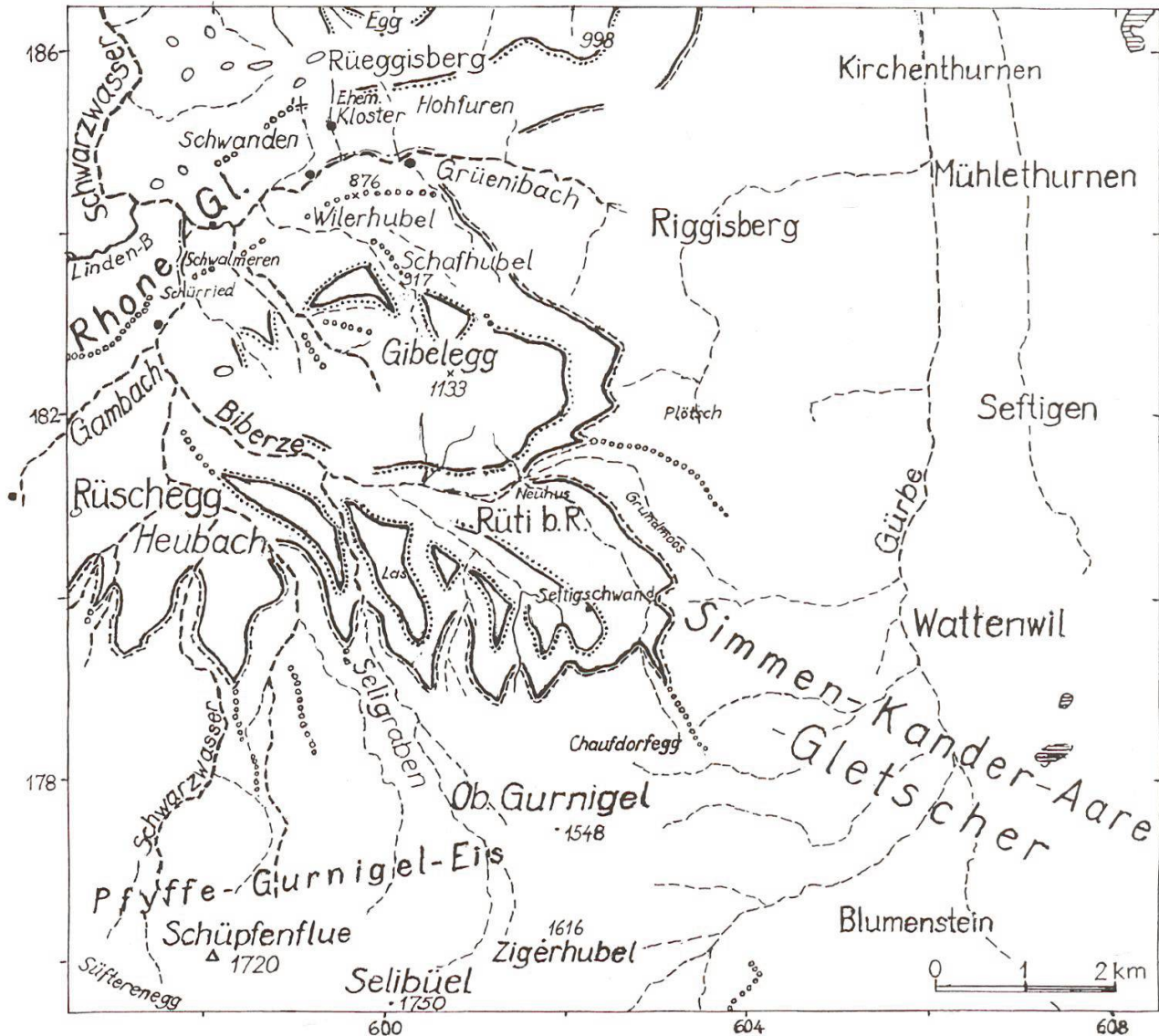


Abbildung 4: Ins Biberzetal transfliessende Eiszungen des Simmen-Kander-Aare-Gletschers und Schmelzwasserrinnen an dessen W-Rand.

Kluftstreich-Messstellen, Rundhöcker und Mittelmoränen wie in Abbildung 1–3

Schmelzwasserrinnen wie in Abbildung 1 und 2

Äusserer Jugendmoränenstand (Maximalstand), ausgezogen und Punkte am Innenrand

Innerer Jugendmoränenstand (Bern-Stadium), ausgezogen und Strichel am Innenrand

sich die bescheidenen Gewässer in interglazialen Warmzeiten bei vollständiger Bewaldung nennenswert eingetieft hätten, ist höchst unwahrscheinlich; die Eintiefung bewegte sich wie seit dem Abschmelzen des wärmzeitlichen Eises nur um wenige Meter.

Aus der Mittelmoräne zwischen gegen W überfliessenden Armen des Aare-Gletschers und der von NE der Gibelegg (1133 m) zugeflossenen Eiszunge ergibt sich für den wärmzeitlichen Maximalstand eine Gleichgewichtslage um 1050 m und bei der relativ flachen NE-Exposition eine klimatische Schneegrenze um 1100 m. Im Grünenbachtal stiess die Zunge des gegen W vorgedrungenen Aare-

Gletschers SW von Schafhubel (P. 917) auf gegen E strebendes Rhone-Eis. Auf der N-Seite lag der entsprechende Eisrand bei Rüeggisberg-Hohfuren um 920 m und beim ehemaligen Kloster auf knapp 900 m. Damit dürfte die klimatische Schneegrenze auch N und E von Guggershorn–Schwendelberg (1296 m) kaum höher gelegen wie an der Gibelegg und die Hochfläche N des Chrüz (1138 m) über Hindersberg–Walenhüs–Neuenmatt–Gubel (1136 m) verfirnt gewesen sein. Aufgrund von Mittelmoränen-Ansätzen mit Verrucano-Findlingen NE des Schwyberg um 1200 bzw. 1040 m (TERCIER in TERCIER & BIERI 1961K³), stiess der Sensen-Saane-Rhone-Gletscher über die Molassehöhen S von Schwarzenburg gegen E vor und nahm dabei durch Quelläste des Schwarzenburger Dorfbaches abgestiegene Guggershorn–Schwendelberg-Zungen auf.

Bedeutsam ist im Raum Schwarzenburg–Riggisberg der eindrückliche Moränenhügel des Wilerhubel W von Riggisberg zwischen Rhone- und Aare-Eis. RUTSCH (in RUTSCH & FRASSON 1953K) fand im Bereich Schafhubel und auf der E-, S- und SW-Seite des Wilerhubel zahlreiche Gastern- und Aare-Granit-Erratiker. WAGNER erkannte dort auch Smaragdit-Gabbro und Vallorcine-Konglomerat, Leitgeschichte des Rhone-Gletschers. Am Wilerhubel traf offenbar Eis eines über Riggisberg vorgestossenen Aare-Gletscher-Lappens auf gegen E strebendes Saane-Rhone-Eis. Dabei sind am über 70 m hohen Wilerhubel wohl auch ältere Vorstösse mitbeteiligt, so dass der Talung Riggisberg–Schwarzwasser mindestens präriesszeitliches Alter zukommt.

N des Grünenbachtals stellt sich W von Rüeggisberg, von P. 934 über P. 917 gegen Ober Schwanden, eine Mittelmoräne zwischen Aare- und Saane-Rhone-Gletscher ein. Hiefür sprechen auch die von RUTSCH im Gebiet Hinterfultigen–Oberbalm bis auf 840 m Höhe gefundenen Erratiker von Smaragdit-Gabbro, Vallorcine-Konglomerat, Verrucano des Rhonedurchbruchs und Montblanc-Granit, so dass Saane-Rhone-Eis noch im letzten Maximalstand gegen E vorgestossen sein muss, obwohl die Moräne E des Schwarzwassers zurücktritt.

Der um 800 m ü.M. gelegene flache Wall Henzischwand–Granegg–Winterchrut–Rain–P. 784 ist kaum als maximal-würmzeitliche Seitenmoräne, sondern als niedergeschmolzene Mittelmoräne zu deuten. N von Rüscheegg-Graben, bei Schürried, hat sich das Saane-Rhone-Eis mit dem über Gambach–Rüscheegg-Graben abgeflossenen Pfyffe-Eis vereinigt. Dabei stiessen die beiden S und N von P. 784 gegen Wiler vor und schütteten die Kollisions-Mittelmoräne⁴ des Wilerhubel an die gegen E drängende Zunge des Rhone-Gletschers.

Die durch Wallmoränen belegten Eisränder von Schwarzenburg gegen Bern (RUTSCH & FRASSON 1953K) bekunden bereits jüngere Stände, das Bern-Stadium des Saane-Rhone-Gletschers, Mittelmoränen und jüngere Eisstände, die Schotter um Schwarzenburg und um den Kurzwellensender zugehöriges Schwemmgut.

³ In den grössten Kaltzeiten reichte das Sensen-Saane-Rhone-Eis am Schwyberg aufgrund eines höchsten Verrucano-Erratikers bis auf 1380 m (TERCIER in TERCIER & BIERI 1961K).

⁴ Als Kollisionsmoränen bezeichnen wir solche von gegeneinander vorgestossenen Eisarmen.

Der um 1260 m einsetzende Schuttgrat der Schwandenbuechallmid am Pfyffe-Nordhang ist als Mittelmoräne zwischen gegen W über Laubbach zur Sense und gegen NE über Gambach zum Schwarzwasser abgeflossenem Eis zu deuten. Bei einer Gleichgewichtslage um 1070 m, einer klimatischen Schneegrenze um 1150 m, muss Eis der Pfyffe über die N-Abdachung bei Rüscheegg-Graben – mit von der Schüpfenflue und vom Selibüel zugeflossenem Eis – noch den Biberze-Lappen des Aare-Gletschers erreicht haben. Dieses hat sich bei Schwalmeren mit gegen E drängendem Sensen-Saane-Rhone-Eis vereinigt.

Da mit Ausnahme des E von Matten um 915 m einsetzenden Walles alle Moränen E von Schwarzenburg recht tief liegen und Aufschlüsse spärlich sind, hat RUTSCH (in RUTSCH & FRASSON 1953K) zwischen Schwarzenburg und Rüscheegg-Graben auf der Karte viele ? gesetzt. Quartärgeologie und Landschaftsgeschichte dieses Gebietes werden erst verständlich, wenn die tiefliegenden Wälle als auf Grund gelaufene Mittelmoränen gedeutet werden.

Aufgrund der tiefen Rinnen lagen die Talsohlen schon in der grössten Eiszeit mindestens so tief wie heute. Weder Sense noch Schwarzwasser schnitten sich erst in jüngster Zeit in die Molasse ein. Wohl wurde das mit letztkaltzeitlichem Saane-Rhone-Eis in die Täler gelangte Schuttgut, Moräne und niedergebrochene Molasse teilweise wieder ausgeräumt, die schluchtartigen Täler jedoch nicht vertieft, nur etwas erweitert. Dies bekunden auch die Rinnenfüllungen W des Schwarzwassers (RUTSCH in RUTSCH & FRASSON 1953). Das vermeintliche sukzessive terrassenförmige Eintiefen im Raume Schwarzenburg (RUTSCH 1947) beruht auf dem Abschmelzen des die Senken füllenden Eises (HANTKE & WAGNER 2004). Damit kommt ebenfalls den Tälern S von Schwarzenburg ein höheres Alter zu. Auch sie sind tektonisch vorgezeichnet und vom schon in früheren Kaltzeiten vom Guggershorn und Schwendelberg dem Saane-Rhone-Gletscher zugeflossenen Eis überprägt worden. Dieses reichte, was Erratiker belegen, in den grössten Kaltzeiten bis auf den Gipfelgrat der beiden.

Noch im letztkaltzeitlichen Bern-Stadium stiegen Eiszungen von der Hochfläche N der Guggershorn–Schwendelberg-Kette durch die Quelläste des Schwarzenburger Dorfbaches ab und schütteten mit dem Saane-Rhone-Gletscher die Schotterflur S von Schwarzenburg. Der Felsgrund liegt in den Dorfbach-Zuflüssen aufgrund von Bohrungen (RUTSCH & FRASSON 1953K) in über 18 m, im Buech SE von Schwarzenburg sogar in über 48 m Tiefe. Sowohl eine fluviale Ausräumung durch den Dorfbach bei einem Einzugsgebiet von 12 km² und einem Gefälle von 6‰ wie eine glaziale Auskolkung sind unrealistisch.

Weiter NE, W von Niedermuhlern, fand RUTSCH neben Gastern-Granit auch Smaragdit-Gabbro, so dass dort das Rhone-Eis ebenfalls weiter gegen E vorgerückt sein muss und der Eisrand in diesem Abschnitt zu korrigieren ist. Das bisher als E-Grenze des Maximalstandes der Würm-Eiszeit betrachtete Rhone-Eis scheint um Schwarzenburg dem Bern-Stadium des Aare-Gletschers zu entsprechen. In den würmzeitlichen Maximalständen stiess der Saane-Rhone-Gletscher S von Bern weiter gegen Osten vor.

Zwischen Sense und Aare (*Abb. 4*) wurden an 10 Stellen total 210 Klufftstellungen eingemessen. Daten und Auswertungen sind nach der KOHLBECK-SCHIEDEGGER-Methode in *Tabelle 2* aufgelistet. Es ergeben sich zwei gut bestimmte Maxima, eines bei $157 \pm 10^\circ$ und ein anderes bei $56 \pm 10^\circ$, also etwa N–S und SW–NE. Dies tritt bei der nichtparametrischen Auswertung der Klüfte noch besser in Erscheinung (*Tab. 1*). Die Klufftstellungen können wiederum mit den Richtungen der Bäche verglichen werden. Diese wurden in Segmente von 500 m digitalisiert und nach KOHLBECK-SCHIEDEGGER analysiert. Bei der parametrischen Auswertung (*Tab. 2*) ergaben sich numerische Trendmaxima bei $120 \pm 11^\circ$ und $28 \pm 4^\circ$, was nicht mit einer der Klüfte in Einklang zu bringen ist. Wenn aber bei den Flüssen nichtparametrisch mit drei Richtungsmaxima (*Tab. 1*) gerechnet wird, ergibt sich ein gutes Entsprechen von Flussrichtungs-Maxima und Maxima der Klufftstreich-Richtungen. Dies zeigt sich auch, wenn die nichtparametrischen Auswertungen miteinander verglichen werden: Die drei nichtparametrischen Richtungsmaxima bei den Klüften und Bächen entsprechen einander, so dass eine Korrespondenz zwischen Klufft- und Bachrichtungen besteht.

7. Schlussfolgerungen

Mit Bezug auf die Landschaftsgeschichte ist festzustellen, dass die randglaziären Täler zwischen Aare und Emme, Linden- und Bigetal, die Täler zwischen Lutzeren–Krauchthal–Oberburg sowie zwischen Burgdorf und Langenthal schon bei der Zerschering der Molasse bei der Platznahme der Decken an der Miozän/Pliozän-Wende angelegt worden sind. In über mehrere Kaltzeiten vergleichbaren Eisständen sind sie von randglaziären Schmelzwässern des Aare- bzw. Aare/Rhone-Gletschers erweitert, bei den letzten Ständen überprägt und seit dem Spätglazial von Schwemmgut eingeschüttet wurden.

Ebenso kommt den Tälern zwischen Aare und Sense eine weit ältere Geschichte zu, als bisher angenommen worden ist. Dies gilt sowohl für die Talungen Plasselb–Plaffeien, Riffenmatt–Laubbach, Gambach–Heubach sowie für die linksseitigen Transfluenztäler des Simmen-Kander-Aare-Gletschers zur Biberze. Noch in der letzten Kaltzeit drangen Zungen des Gletschers in die Täler ein. Doch fanden schon in früheren Kaltzeiten bei vergleichbaren Eisständen analoge Transfluenzen statt. Zugleich empfingen diese Arme Eiszuschüsse von der Kette Ober Gurnigel–Selibüel–Schüpfenflue–Pfyffe. Auch die Eintiefung von Schwarzwasser und Sense erfolgte nicht erst würmzeitlich oder gar erst danach. Beide Täler bestanden ebenfalls schon zuvor. Im Eiszeitalter wurden sie wiederholt mit Eis, Moräne und Sturzgut von den Flanken verfüllt und mit dem Abschmelzen des Eises die oberen, noch wenig verfestigten Lockergesteine von den Schmelzwässern jeweils teilweise wieder ausgeräumt.

Bezüglich der Neotektonik ist zu bemerken, dass sich überall wenigstens ein teilweises Entsprechen von Bachtrends und Klufftstreichrichtungen zeigt. Zwar ist

dieses nicht immer aus den numerischen (parametrischen) statistischen Auswertungen zu ersehen, aber eine Überprüfung der nichtparametrischen Streichrosen und deren Maxima zeigt wenigstens eine teilweise Übereinstimmung zwischen je einem der Kluffstreich- und Flusstrendmaxima. Auch bei den parametrischen Auswertungen für zwei Verteilungen zeigt sich in allen Gebieten ausser um Girisberg–Ouenberg NE von Burgdorf, dass eine der Bisektrizes (d.h. Hauptspannung) im NW-SE-Quadranten liegt, was der allgemein-europäischen und weltweit vorherrschenden Richtung entspricht (SCHEIDEGGER 2004). Das Gebiet Girisberg–Ouenberg stellt bei der parametrischen Auswertung für zwei Distributionen einen «Ausreisser» dar, doch findet sich bei der nichtparametrischen Auswertung für drei Distributionen eine Kluffstreichrichtung in der N–S-Richtung, die der europäischen Norm entspricht. In jedem Fall kann aber auf eine individuelle tektonische Vorzeichnung der Talungen geschlossen werden.

Wird eine Gesamtauswertung versucht, finden sich wiederum definitiv E–W-gerichtete Kluffstreich- und Bachtrendmaxima, die genau den Scherlinien des europäischen und weltweiten neotektonischen Spannungsfeldes (SCHEIDEGGER 2004) entsprechen, das mindestens seit dem späten Miozän bestanden hat.

8. Literatur und Karten (K)

- AEBERHARDT, B. (1910): Un ancien cours probable de la Grande Emme. *Eclogae geol. Helv.* 11/3, 296–300.
- BECK, P. & GERBER, E. (1925K): Geologische Karte Thun–Stockhorn 1: 25 000. *Geol. Spez.-K.* 96. Schweiz. geol. Komm.
- BECK, P. & RUTSCH, R. F. (1949K): Blatt 336–339 Münsingen–Heimberg. *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Bl. 21, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm.
- DIMROTH, E. (1965): Fortschritte der Gefügestatistik. *N. Jb. Mineral. Monatsh.* 163, 186–192, Stuttgart.
- ERNI, A. & KELTERBORN, P. (1948): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, Teil 2: Ölgeologische Untersuchungen südlich Wangen an der Aare–Aarburg. *Beitr. Geologie Schweiz, geotechn. Ser.* 26/2. Schweiz. geotechn. Komm.
- FREY, O. (1907): Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. *Denkschr. Schweiz. naturf. Ges.* 41/2, 341–525.
- GERBER, E. (1950K): Blätter 142 Fraubrunnen–145 Burgdorf. *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Bl. 22, mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm.
- GERBER, E. K. (1959): Form und Bildung alpiner Talböden. *Geogr. Helv.* 14/3, 117–237.
- GERBER, E. K. (1960): Zur Rekonstruktion alter Talböden. *Eclogae geol. Helv.* 52/2 (1959), 511–518.
- GERBER, M. E. & WANNER, J. (1984K): Blatt 1128 Langenthal. *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Bl. 79 mit Erläuterungen. Schweiz. geol. Komm.
- GRUNER, U. mit Beiträgen von R. BURKHALTER (1999K, 2001): Erläuterungen zu Blatt 1167 Worb, *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Bl. 104. Bundesamt Wasser u. Geologie.
- HANTKE, R. (1980): *Eiszeitalter 2*. Ott, Thun; 1991: *ecomed, Landsberg/Lech*.
- HANTKE, R. (1991): *Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. Ott, Thun; *ecomed, Landsberg/Lech*.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. *Mitt. thurg. naturf. Ges.* 59, 53–84.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2004): Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 60, 101–125.

- KELLERHALS, P. & HAEFELI, C. und RUTSCH, R. F. + (1999K): Blatt 1167 Worb. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Bl. 104., mit Erläuterungen. Bundesamt Wasser u. Geologie.
- KOHLBECK, F. K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1977): On the theory of the evaluation of joint orientation data. *Rock Mechanics* 9, 9–25.
- KOHLBECK, F. K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1985): The power of parametric orientation statistics in the Earth sciences. *Mitt. österr. geol. Ges.* 78, 251–265.
- KRAYSS, E. (1989): Modelle zu hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhone/Aaregletschers. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 46, 109–118.
- LEDERMANN, H. (1977K, 1978): Blatt 1127 Solothurn. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Bl. 72, mit Erläuterungen. *Schweiz. geol. Komm.*
- NUSSBAUM, F. (1910): Talbildung im Napfgebiet. *Eclogae geol. Helv.* 11/3, 269–271.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig.
- RUTSCH, R. F. (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern). *Beitr. geol. Karte Schweiz N. F.* 87/1. *Schweiz. geol. Komm.*
- RUTSCH, R. F. & FRASSON, B. A. (1953K): Blätter Neuenegg–Schwarzenburg–Oberbalm–Rüeggisberg. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Bl. 26, mit Erläuterungen. *Schweiz. geol. Komm.*
- SCHEIDEGGER, A. E. (1977): Kluftmessungen im Gelände und ihre Bedeutung für die Bestimmung des tektonischen Spannungsfeldes in der Schweiz. *Geogr. Helv.* 32/3, 121–131.
- SCHEIDEGGER, A. E. (2001): Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. *Geomorphology* 38, 213–219.
- SCHEIDEGGER, A. E. (2004): *Morphotectonics*. Springer, Berlin, 197 pp.
- SCHMID, G. (1970): Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse. *Beitr. geol. Karte Schweiz N. F.* 139, 113 pp.
- SCHUPPLI, H. M. (1950, 1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, Teil 3: Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon; Teil 4: Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. Ölgeologische Probleme des Mittellandes östlich der Linie Solothurn–Thun. *Beitr. Geologie Schweiz, geotechn. Ser.* 26/3; 26/4. *Schweiz. geotechn. Komm.*
- TERCIER, J. + & BIERI, P. (1961): Blatt Gurnigel, Blätter 348 Guggisberg–351 Gantrisch. Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Bl. 36. *Schweiz. geol. Komm.*
- WAGNER, G. (1986): Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentales bei Bern. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 43, 63–110.
- WAGNER, G. (1997): Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 54, 91–137.
- WAGNER, G. (2002): Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal Thunersee. Eine morphologische Studie. *Jb. Thuner- und Brienersee* (2002), 11–41.
- WATSON, G.S. (1970): Orientation statistics in the Earth sciences. *Bull. Geol. Inst. Uppsala N. S.* 2/9, 73–89.

