

Zeitschrift: Regio Basiliensis : Basler Zeitschrift für Geographie
Herausgeber: Geographisch-Ethnologische Gesellschaft Basel ; Geographisches Institut der Universität Basel
Band: 9 (1968)
Heft: 1

Artikel: Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras
Autor: Barsch, Dietrich
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1089445>

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: 16.12.2025

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

Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras

DIETRICH BARSCH

1 Vorbemerkung

Bei meinen geomorphologischen Kartierungen im Berner Jura¹ fielen mir in der abflusslosen Wanne von Bellelay neben typischen periglazialen Schottern tonig-schluffige Sedimente an der Basis der Moore auf, die m. E. nur als Seeablagerungen zu erklären sind. Um diese Deutung zu erhärten, auf die ich in einer kurzen Notiz (D. Barsch 1967) bereits hingewiesen habe und auf die ich bislang in der Literatur nirgends gestossen bin, habe ich zwei Untersuchungsmethoden zur Anwendung gebracht:

1. Im Sinne von H. Annaheim (1944 a, 1944 b, 1953 und 1956), der ja zu denjenigen gehört, die die moderne Periode der geomorphologischen Kartierung eingeleitet haben, habe ich versucht, die geomorphologische Integralkartierung auf den jurassischen Formenschatz auszudehnen. Einige der abflusslosen Karstwannen im Schweizer Jura wurden nach der entwickelten Methode kartiert; die hier beigefügten geomorphologischen Skizzen (vgl. die Tafel in der Anlage) geben allerdings nur einen recht unvollkommenen Eindruck der geplanten geomorphologischen Karte des zentralen Berner Juras wieder, da sie aus Raumgründen in dem wenig leistungsfähigen Masstab 1:50 000 gehalten sind.

2. Die bei den Kartierungen gefundenen Sedimente habe ich vor allem hinsichtlich ihrer Korngrössenzusammensetzung im Geomorphologischen Labor des Geographischen Institutes der Universität Basel, das ich auf Veranlassung von Herrn Prof. Annaheim einrichten durfte, untersucht.

Da ich so in mehrfacher Weise Herrn Prof. Annaheim zu grossem Dank verpflichtet bin, möchte ich ihm diesen Aufsatz zu seinem 65. Geburtstag widmen.

2 Beobachtungen

In der Hauptsache wurden das Becken von Bellelay (94)² und die Vallée des Ponts (64) kartiert, begangen wurden ausserdem die Vallée des Breuleux (90) mit ihren Nebenbecken, das Val du Locle (76) und — im Rahmen der vom

¹ Diese Untersuchungen im Gebiet Delémont—Moutier—Bellelay werden durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützt, dem ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte. Gebiete ausserhalb dieses engeren Arbeitsgebietes wurden im Rahmen meiner Aufnahmen für die Geomorphologische Karte der Schweiz 1:500 000 kartiert, die durch eine Arbeitsgruppe unter Leitung von H. Annaheim erstellt wird.

² Die angeführten Zahlen beziehen sich auf die von Ch. Jacot Guillarmod (1922) durchgeführte Numerierung der abflusslosen Wannen im Schweizer Jura (vgl. seine Karte im Masstab 1:100 000).

Geographischen Institut Basel durchgeführten vierzehntägigen Feldstudien — die Vallée de la Brévine (62). In allen diesen heute nur unterirdisch entwässerten Wannen finden sich prinzipiell dieselben Erscheinungen, so dass unseren Schlussfolgerungen allgemeinere Bedeutung zukommt. Die Behandlung gewisser regionaler Unterschiede muss weiteren Studien zu diesem Thema vorbehalten bleiben.

21 Das Becken von Bellelay (vgl. Tafel)

Das Becken von Bellelay³ mit seinem dreieckig-zipfelförmigen Grundriss ist tektonisch gesehen die Synklinalzone zwischen der Les Bois-Pâture-Kette im N und der Les Places-Antiklinale bzw. der Moronkette (nach der Kettenablösung) im S. Nach E ist es begrenzt durch das der Moronkette angegliederte Chablot-Gewölbe, nach W durch den axialen Anstieg der Synklinalzone gegen Les Genevez sowie durch Teilgewölbe, die z. T. mit Überschiebungen der Les Places-Kette vorgelagert sind (W. Rothpletz 1933).

Das Becken besitzt heute keinen oberirdischen Abfluss. Es wird in 935 m durch den Pass von Le Fuet mit einer relativen Höhe von 10 m gegen den Beckenboden und von 160 m gegen das Trametal im S abgeschlossen. Eine etwas höhere Schwelle (ca. 944 bis 945 m) bildet beim Kloster Bellelay den Riegel gegen das Sornetal im NE des Beckens. Die Entwässerung erfolgt heute unterhalb des Passes von Le Fuet durch einige Ponore, die in eine total 125 m tiefe Schachthöhle⁴ (M. Audédat 1962) münden. Eine frühere rein oberirdische, fluviale Entwässerung des Beckens ist sehr wahrscheinlich, doch lassen sich keine eindeutigen Zeugen dafür finden. Die Entwässerung über den Pass von Le Fuet dürfte — verursacht durch die bedeutende Eintiefung des Trametales — schon früh abgerissen sein; dagegen könnte die dem Muldenast gegen das Petit Val folgende Entwässerungsrichtung länger aktiv gewesen sein⁵.

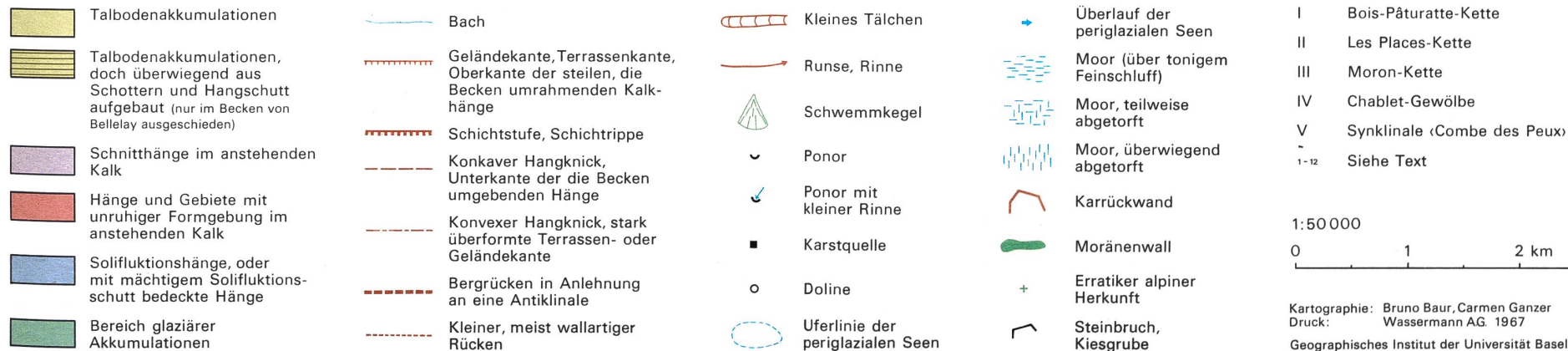
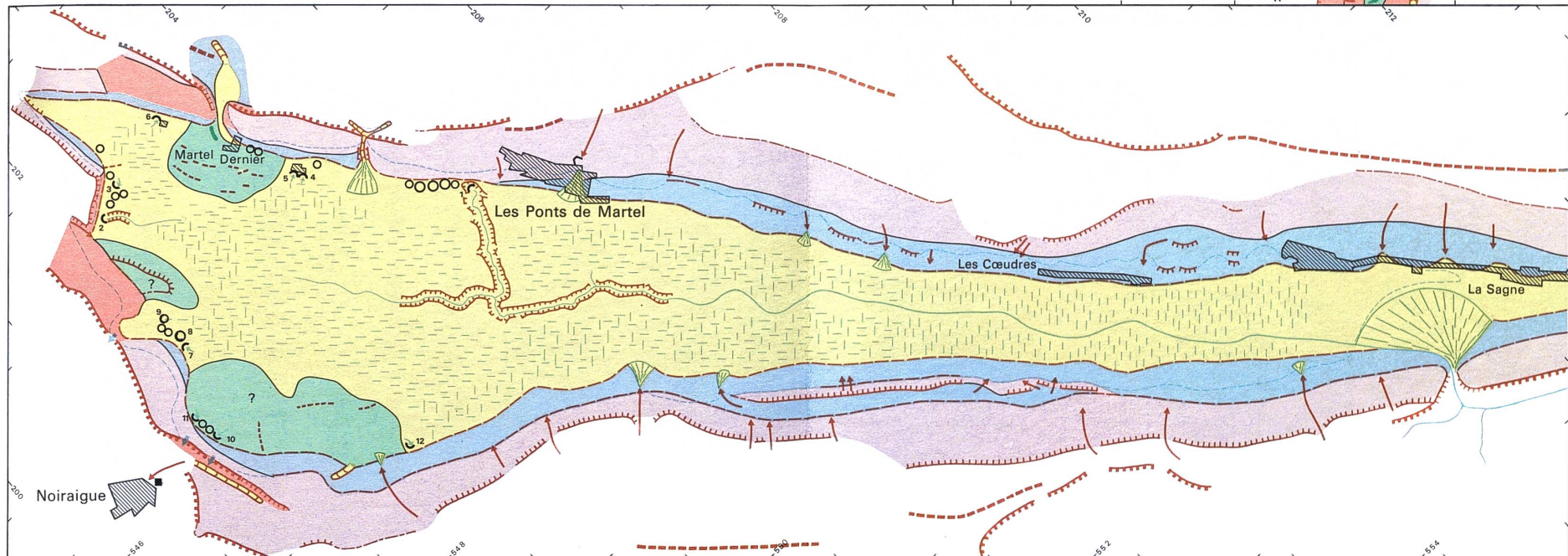
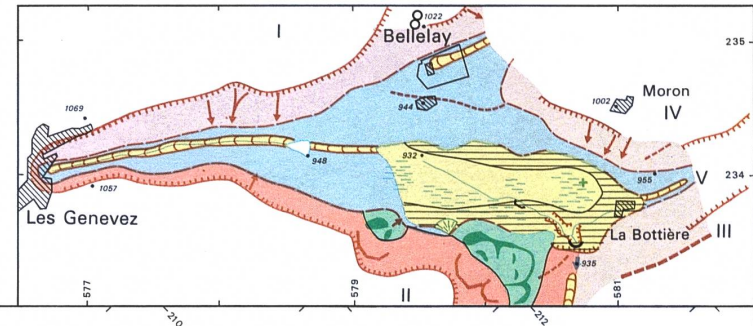
³ Von E. Schwabe (1939, S. 117) wird das Becken von Bellelay als Polje erwähnt. Seine Darstellung ist allerdings sehr kurz und für unsere Fragestellung bringt er keine Hinweise. In unserer Arbeit verwenden wir statt des Begriffes Polje den rein beschreibenden und genetisch weniger belasteten Terminus Karstwanne.

⁴ Nach E. Schwabe (1939, S. 120) soll das Wasser der Rouge Eau zumindest teilweise in der Stromquelle der Foule (593, 530/235, 330) SW von Moutier wieder austreten. Allerdings ergaben die Färbversuche kein ganz eindeutiges Ergebnis, da das Fluoreszein nur mit Hilfe eines Fluoroskopes festgestellt werden konnte. Die Distanz beträgt rund 12,8 km (Luftlinie), die Höhendifferenz ca. 360 m, die Dauer des Durchflusses zwei bis drei Tage. Das Wasser benutzt also teilweise auch andere Wege im Malm des Südschenkels der Moronantiklinale. Der Abfluss nach E weist darauf hin, dass die Bildung dieses zu vermutenden unterirdischen Laufsystems mit Eintiefungsvorgängen der Birs in Zusammenhang steht.

⁵ Nach E. Schwabe (1939, S. 96) wurde das Becken von Bellelay nach der letzten Faltung nicht an den Sornelauf angeschlossen. Der heutige Talschluss der Sorne E der Schwelle beim Kloster Bellelay wird als spätpliozän angesehen. Wir wollen hier nicht auf die Genese der abflusslosen Karstwannen im Jura eingehen. Es sei nur darauf hingewiesen, dass wir die tektonische Erklärung von E. Schwabe für unbefriedigend halten.

Geomorphologische Skizze des Vallée des Ponts und des Beckens von Bellelay

von
Dietrich Barsch



Geomorphologische Skizze des Vallée des Ponts und des Beckens von Bellelay

von

Dietrich Barsch



Abb. 1: Blick über die Akkumulationsfläche im Becken von Bellelay etwas oberhalb des Ponors. Im Mittelgrund das bewaldete Moor.

Nach W. Rothpletz (1933, S. 117 ff.) ist das Becken von Bellelay gerade noch vom risszeitlichen Rhonegletscher erreicht worden. Zeugen dafür sind einige wenige erratische Blöcke, die W. Rothpletz beschreibt. Ich habe keinen davon wiederfinden können. Dagegen ist mir ein neuer Block an der Basis des Moores bei 580,730/233,950 bekannt geworden. Es handelt sich um einen verschieferten Granit der Dent Blanche-Decke⁶.

Die würmzeitlichen alpinen Gletscher sind bekanntlich nicht mehr so weit in den Jura eingedrungen. So haben sich an der SW-Seite des Beckens nur einige kleinere Lokalgletscher gebildet, deren Moränenwälle⁷ (vgl. Tafel) ins Becken vorgebaut sind. Von diesen Wällen stammen z.T. auch die Schotter, die im Beckenboden durch den Bach (Rouge Eau), der die Moore entwässert und der in den Ponoren beim Pass von Le Fuet versickert, natürlich aufgeschlossen sind.

⁶ Nach einer freundlicherweise durchgeführten Bestimmung von Herrn Prof. Dr. Bearth (Mineralogisches Institut Basel). Der Block ist 3,50 m lang, 1,85 m breit und ca. 0,4 m dick; sein Volumen dürfte 1,8 m³ betragen.

Nach Abschluss dieser Arbeit wurde mir freundlicherweise von Herrn Dr. Hauber (Basel) mitgeteilt, dass unter seiner Leitung stehende Bohrungen am 8. August 1967 nördlich von Moron (bei 580,35/234,73; Höhe rund 980 m) alpine Erratiker angetroffen haben. Der risszeitliche Rhône-gletscher dürfte deshalb etwas weiter gereicht haben, als W. Rothpletz (1933) angenommen hat.

⁷ W. Rothpletz (1933) hat diese Schuttmassen als Bergsturzmaterial kartiert; das erscheint uns falsch, wie in einer anderen Arbeit gezeigt werden soll.

Ich habe in einem natürlichen Aufschluss in der mittleren Terrasse (Tm) der Rouge Eau bei 580, 600/233, 640 (Höhe ca. 920 m) folgendes Profil (Total 220 cm) beobachten können (14. September 1965):

- | | | |
|----|--------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1) | 40 cm | Boden mit einzelnen Lagen aus Kalkgries |
| 2) | 45 cm | toniger Feinschluff mit senkrechter Absonderung
Farbe: light olive gray (5 Y 6/2). Probe 43.1 |
| 3) | 35 cm | stark schluffiger Sand (Tongehalt 18%) mit senkrechter Absonderung, zahllosen Rostflecken und eingelagerten Fe-Konkretionen. Farbe: light olive brown (2,5 Y 5/4). Probe 43.2 |
| 4) | 100 cm | Kalkschotter mit schlecht bis mässig gerundeten Fragmenten; im oberen Teil eine 20—30 cm mächtige Lage mit gröberen Geröllen, darunter einheitlicher, gleichmässiger Kies (58,3% zwischen 4 und 16 mm) mit ca. 1—2% Nicht-Kalken. Probe 43.3 |

Die Schotter bestehen also im wesentlichen aus wenig gerundeten, kiesgrossen Malmfragmenten (vgl. Proben Nr. 19.1, 19.2 und 43.3), denen einige gut gerundete Kalke und Nicht-Kalke (hauptsächlich Quarzite) beigemengt sind. Ihre Mächtigkeit dürfte maximal 10 m erreichen. Sie bilden unmittelbar nördlich der Schwelle von Le Fuet eine Akkumulationsfläche in zirka 925 m Höhe, die langsam gegen die Combe des Peux ansteigt und die bedeutend über den heute aktiven Ponoren liegt. Diese Fläche (Abb. 1) ist stellenweise mit Lehm bedeckt und auf diesem Niveau haben sich die schon von J. Früh und C. Schröter (1904) beschriebenen Hochmoore entwickelt, die sich z. T. mit kleinen Stufen über diese Basisfläche erheben. In die Akkumulationsfläche ist die Rouge Eau beim Ponor zirka 7—8 m eingetieft. Beim Einschneiden haben sich unter der obersten Fläche zwei Terrassen gebildet (Abb. 2): eine mittlere (Tm) etwa 5 m und eine untere (Tu) zirka 7 m unter der Akkumulationsfläche (gemessen bei 580, 660/233, 440). Der Bach fliesst heute etwa 0,5 m unter der unteren Terrasse. Der Abstand der Terrassen ist nicht konstant. Er vermindert sich bachaufwärts. Etwa 550 m oberhalb des Ponors, bei der Kiesgrube 580,280/233, 760 beträgt der gesamte Eintiefungsbetrag der Rouge Eau nur noch 2—3 m.

Beim Nachgraben unter dem schon erwähnten erratischen Block fiel mir auf, dass die Basis des Moores, das hier ungefähr 4 m mächtig ist, von einem tonreichen Sediment gebildet wird. Ich habe daraufhin einige Bohrungen durchgeführt, die diesen olivgrauen (5 Y 5/2), stark tonigen Schluff (Tongehalt im Mittel der Proben 44, 55 und 56: 21,7%) auch an anderen Stellen des Moores nachgewiesen haben. Durch eine kleine Schürfung am Südrand des Moores Les Tourbières (etwa 30 m südlich von Bohrung 2) konnte eine deutliche Verzahnung mit dem Schotter festgestellt werden. Dafür spricht unter anderem auch die Tatsache, dass bei den Bohrungen im Schluff gelegentlich stark angelöste, z. T. sogar schneidbare Kalkfragmente gefunden



Abb. 2: Die Eintiefungsfolge der Rouge Eau im Becken von Bellelay. Man erkennt links im Bild die obere Fläche (vgl. Abb. 1) sowie die beiden Terrassen als Zeugen der Eintiefungsvorgänge.

wurden. Wir können deshalb schliessen, dass die feinen Sedimente an der Basis der Moore und die Schotter syngenetische Bildungen sind.

Die zeitliche Einordnung bereitet nun keine grossen Schwierigkeiten mehr. Die Moorbildung wird wie am Étang de la Gruyère und im westlichen Jura (M. Joray 1942, S. Wegmüller 1966) ins Holozän zu setzen sein. Die Schotter müssen danach, sowie nach der Quantität ihrer Schüttung, ihrer Verknüpfung mit den Moränen der lokalen würmzeitlichen Gletscher (vgl. Tafel) und der Formung ihrer Gerölle würmzeitliches Alter haben. Sie können andererseits nicht älter sein, wie man vielleicht aus dem Auftreten des risszeitlichen Erratikers in den mit dem Schotter verzahnten Feinsedimenten schliessen könnte (wie L. Rollier 1893⁸), denn dann müsste man an-

⁸ L. Rollier (1893, S. 185) spricht dem Ton glaziäre Entstehung zu und schreibt: «Le sous-sol» (des Moores) «est encore de l'argile glaciaire recouvrant les terrains tertiaires. Sur le bord de la tourbière, on remarque plusieurs petits blocs erratiques valaisans (schistes chloriteux et micacites).» Diese alpinen Blöcke sind allenthalben auch im würmzeitlichen Gehängeschutt aufgearbeitet worden wie man z. B. am Hang gegen das Trametal beobachten kann (vgl. dazu auch W. Rothpletz 1933); sie bilden deshalb keinen Beweis für risszeitliche Genese der sie umgebenden Sedimente. Der beschriebene erratische Block an der Basis des Moores liegt sicher an sekundärer Lagerstätte. Er dürfte während früh-sommerlicher Soliflukationsvorgänge auf das Eis des von uns angenommenen Sees gelangt sein (vgl. S. 126). Treibende Eisschollen haben ihn dann bis über seine heutige Lagerstätte transportiert.

nehmen, dass die würmzeitlichen Sedimente, die sonst überall zu ausgedehnten Akkumulationen geführt haben, hier im Becken von Bellelay fehlen, da nicht einmal aus der Combe des Peux ein grösserer Schwemmkegel auf diese Fläche vorgebaut ist. Dazu kommt, dass unser oberstes Niveau überall sehr gut erhalten ist und keinerlei periglaziale Überformung zeigt. Auch daraus ist zu folgern, dass seine Zerschneidung frühestens im Spätglazial der letzten Eiszeit erfolgt sein kann. Einen weiteren zeitlichen Hinweis liefert die Beobachtung, dass die mittlere Terrasse von der Hauptfläche immer in relativ breiten Tälchen erreicht wird, die sich in vielen Fällen (wenn überhaupt!) nur in kleinen Kerben («gullies») bis auf die untere Terrasse (Tu) verlängert haben. Das lässt sich nur dadurch erklären, dass die Eintiefung bis zur mittleren Terrasse zu einer Zeit stattgefunden hat, in der noch verbreitet Bodenfrost herrschte, der ein Versickern des Wassers im durchlässigen Schotter verhinderte. Die erste Eintiefung in die oberste Fläche dürfte also spätglazial sein.

22 Die Vallée des Ponts (vgl. Tafel)

Die Synklinale von Les Ponts-de-Martel oder die Vallée des Ponts besitzt heute keine oberirdische Entwässerung. Es ist eine geschlossene Karstwanne, die einem blinden Tal ähnelt, das von NE kommend im W und SW an den Kalkhängen wie vor einer Mauer endet, deren niedrigste Stelle westlich des Hofes Haut de la Côte in zirka 1035 m Höhe liegt. Die grösste Länge der Wanne beträgt auf der Strecke Boinod im E (W der Querstörung von Les Convers) bis Les Emposieux rund 18 km (Abb. 3). Die anfangs geringe Breite nimmt bei La Corbatière sprunghaft auf 500 m zu und vergrössert sich dann allmählich bis auf etwa 3000 m im W. Das Gefälle nimmt von NE nach SW zunächst stark, dann langsamer ab; es beträgt auf den letzten neun Kilometern von Les Cœudres bis Les Emposieux nur noch 0,7 ‰.

Der grösste Teil der Talsohle wird von mächtigen Hochmooren⁹ eingenommen, die allerdings östlich der Strasse von Les Ponts-de-Martel nach Les Petits Ponts bis auf wenige inselartige Reste abgetorft sind. Doch auch hier lässt sich die ehemalige Verbreitung des Moores noch gut an den durch Torfreife schwarz gefärbten Böden der Wiesen und Felder erkennen. Das Moor dürfte früher bis etwa La Sagne auf Kote 1025 bis 1030 nach E gereicht haben. Im W erreicht seine Mächtigkeit in den Torfstichen, die nie bis zum mineralischen Untergrund herabreichen, überall 2,5 bis 3,5 m. Die von J. Früh und C. Schröter (1904) angegebene Mächtigkeit des Torfes von 5 m dürfte nur in Einzelfällen erreicht werden.

Das Moor scheint einer fast ebenen Fläche in rund 1000 m Höhe aufzuliegen. Diese Talbodenfläche — wie ich sie nennen möchte — besitzt nur in der Längsrichtung der Synklinale eine schwach ausgeprägte Tiefenrinne, der im übrigen auch die beiden Hauptbäche folgen. Die beiden Bäche, Le Grand

⁹ Daher auch der Name. Nach H. Gutersohn (1958, S. 75) bedeutet Martel soviel wie Marais, Sumpf.

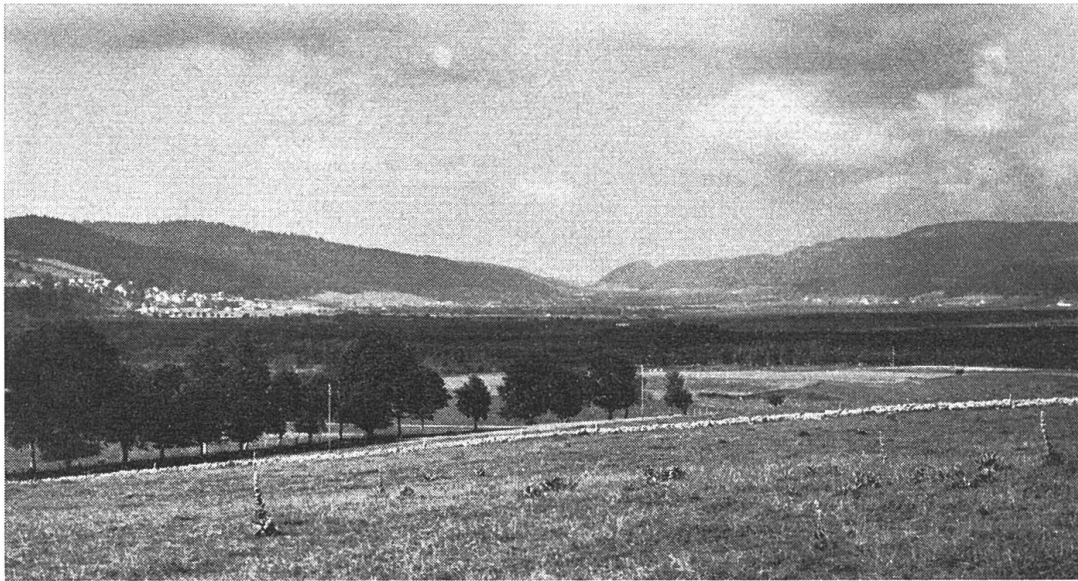


Abb. 3: Blick über die Vallée des Ponts von Les Emposieux talaufwärts. In der Bildmitte die Talbodenfläche mit den noch nicht abgetorften, bewaldeten Mooren. Die Siedlungszeile am rechten Bildrand folgt ungefähr der Grenze der Talbodenfläche gegen die im unteren Teil flachen Hänge. Die Siedlung auf der linken Bildseite ist Les Ponts-de-Martel.



Abb. 4: Blick vom Ponor Le Voisinage nach S über das breite Tal, das die beiden Bieds in die Talbodenfläche eingetieft haben. Das Wasser versickert in der rechten unteren Bildecke.

Bied und Le Bied, vereinigen sich südlich von Les Ponts-de-Martel. Sie fließen dann gemeinsam in einem breitsohligen Tal (Abb. 4) nach NW gegen die Kalkwände von Le Voisinage, wo sie in einem Ponor verschwinden. Ihr Wasser tritt gemeinhin nach sechs Tagen (H. Schardt, A. Burger) in der Stromquelle von Noiraigue wieder ans Tageslicht.

Das Ponor (1) von Le Voisinage (545, 690/204, 900) ist das bedeutendste im ganzen Tal und liegt zirka 10—12 m unter der Talbodenfläche. Weitere Ponore finden sich an den folgenden Stellen:

Sous La Roche-Berthoud	(2)	543, 600/202, 260
	(3)	543, 560/202, 590
Martel Dernier	(4)	544, 580/203, 900
	(5)	544, 510/203, 840
	(6)	543, 310/203, 260
Combe Varin	(7)	544, 930/202, 030
	(8)	544, 900/202, 060
	(9)	544, 760/202, 030
SW Le Joratel	(10)	545, 770/201, 680
	(11)	545, 540/201, 640
Brot Dessus	(12)	547, 040/202, 890

Von den zwölf Ponoren ist neben dem von Le Voisinage (1) nur noch das von Sous La Roche-Berthoud (2) von gewisser Bedeutung. Alle anderen entwässern nur kleine Einzugsgebiete, deren Abflussverhältnisse häufig durch künstliche Drainagegräben etwas verbessert worden sind. Die zu den Ponoren führenden Tälchen sind lang gestreckt und weisen eine ausgeprägte Sohle auf, die meist einige Meter unter der Talbodenfläche der Vallée des Ponts liegt. Die Verbindung zwischen beiden wird immer durch relativ steile, kerbtalartige Gräben besorgt. In die Talsohle sind vor den grösseren Ponoren die Bäche noch einmal geringfügig (ca. 0,3—0,5 m) eingetieft. Es ist auffällig, dass sich die Ponore alle am Rande der Talbodenoberfläche befinden. Sie liegen — wie die Beobachtungen zeigen — dort, wo sich ein Materialwechsel in den Sedimenten vollzieht, die die Talbodenfläche bilden und die im allgemeinen durch 20—40 cm Lehm verhüllt sind. Nur bei den Ponoren Le Voisinage (1) und Sous La Roche-Berthoud (2) sind die zerfressenen Kalke, in denen die Versickerungsbahnen liegen, aufgeschlossen.

Aus all diesen Beobachtungen geht hervor, dass die Auflagerungsfläche des Moores von wasserundurchlässigen Materialien gebildet wird. Diese Tatsache ist den Einwohnern durchaus geläufig, und sie bezeichnen dieses Sediment als «marne», Mergel. J. Früh und C. Schröter (1904) verwenden dafür Bezeichnungen wie «aschgrauer, kalkreicher Ton», «blauer Lehm» und-oder «Seekreide». K. v. Bülow (1929, S. 33) spricht von «Lehm-mudde», A. Ischer (1935) dagegen nur von Lehm, der nach diesem Autor geringe Mengen Pollen aus der Zeit kurz vor dem Beginn der Moorbildung

enthalten soll. Längs der beiden Bieds ist dieses Material häufig aufgeschlossen. Es handelt sich um einen grauen, rostfleckigen, in den oberen Partien häufig rotbräunlichen, tonigen Schluff (Tongehalt über 25 %; vgl. Proben 84 und 85.1). Seine Farbe ist nach der Munsell Soil Color Chart ein «grayish brown» (2,5 Y 5/2). Die braunen Flecken sind danach als «yellowish brown» (10 YR 5/8) zu bezeichnen. Sie sind offensichtlich eine Folge der Eisenumlagerung, da sie nach der Tiefe zu seltener werden und an Leitbahnen gebunden sind. Der Schluff scheint an einzelnen Stellen eine Mächtigkeit von mindestens 5—6 m zu erreichen. In ihm treten immer wieder, meist lagenweise angeordnet, Kalkfragmente auf, die starke chemische Anwitterung aufweisen. Häufig wird dieser Schluff auch durch feingeschichtete, stärker sandhaltige Partien ersetzt oder unterlagert. Wir konnten an dem Hang einer Terrasse zwischen der Talbodenfläche und der Talsohle des Grand Bied etwas östlich des Zusammenflusses mit dem Bied folgendes Profil beobachten (Koord.: 546, 770/204, 350):

- 1) 30 cm rezente Bodenbildung
- 2) 70 cm Feinschluff mit einzelnen Lagen von Kalkfragmenten (Probe 85.1)
- 3) 80 cm stark schluffiger Feinsand mit kleinen Geröllen aus Kalk und Quarzit (Probe 85.2)

Die Unterkante des Profils liegt zirka 1,4 m über dem heutigen Bach und etwa 2,5—3 m unter der Talbodenfläche.

Diese tonigen, schluffigen und feinsandigen Sedimente gehen gegen die randlichen Hänge und talaufwärts in gröbere, kiesige Ablagerungen über und verzahnen sich mit ihnen. Beide müssen deshalb als syngenetisch angesehen werden. Talaufwärts handelt es sich in erster Linie um Schotter, seitwärts mehr um Hangschuttbildungen, die an den Mündungsstellen der Bäche und Runsen von Schottern unterbrochen werden.

In der Vallée des Ponts werden diese Verhältnisse jedoch dadurch kompliziert, dass über die Talbodenfläche Formen aufragen, die aus Lockermaterialien bestehen und die z. T. mit den Sedimenten, aus denen die Talbodenfläche aufgebaut ist, verzahnt sind. Dazu gehören in erster Linie die Bildungen am Ausgang der Combe Dernier, NW Martel Dernier, in der Combe Pellaton, von Les Emposieux, von Le Joratel, von Le Rondel und von La Corbatière. Es handelt sich dabei überwiegend um würmzeitliche glaziäre Ablagerungen; unbestritten dürfte dies bei dem wallartigen Rest am Ausgang der Combe Dernier (Abb. 5), bei dem unregelmässig geformten, leicht wellig hügeligen Gelände S Martel Dernier¹⁰ und bei La Corba-

¹⁰ Die Genese dieser Ablagerungen ist problematisch. Es handelt sich — soweit bei den schlechten Aufschlussverhältnissen überhaupt erkennbar — überwiegend um schlecht gerundetes jurassisches Material. Am wahrscheinlichsten erscheint mir eine Deutung als subaquatische (vgl. S. 126) glaziäre Ablagerung, d. h. der Gletscher aus der Combe Dernier ist hier in den periglazialen See vorgestossen und hat dieses Material an seinem Zungenende im See abgelagert. Weitere Untersuchungen zu dieser Frage sind dringend erwünscht.

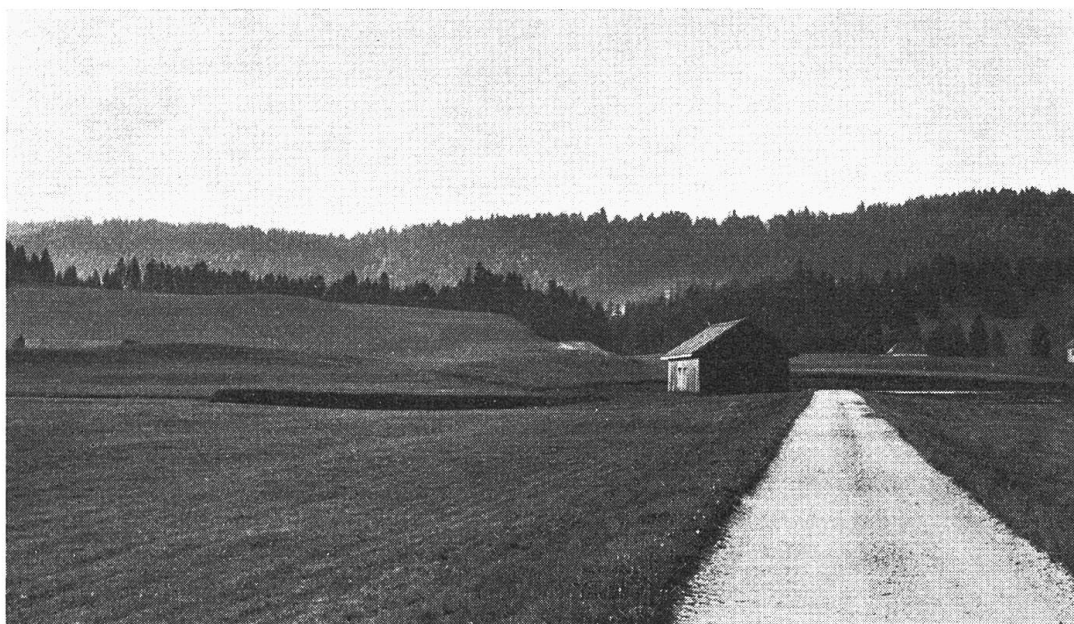


Abb. 5: Blick von der Talbodenfläche gegen den Ausgang der Combe Dernier. Die Grube links der Hütte ist ein Aufschluss in der Moräne. Die Hügel zwischen Hütte und Aufschluss dürften auch als Moränen zu deuten sein.

tière sein, denn der riesige risszeitliche, sogar auf der Landeskarte 1:25 000 eingetragene Erratiker «Le Grison» (Kubatur ca. 10—12 m³) befindet sich hier mit Sicherheit auf sekundärer Lagerstätte.

23 Beobachtungen aus anderen abflusslosen Wannen

Die kleine abflusslose Wanne von Le Locle, das Val du Locle, besass bis zum Bau des Tunnels (1805) nur einen schlechten unterirdischen Abfluss unter dem Col des Roches, so dass zur Zeit der Schneeschmelze häufig der untere Teil der Wanne unter Wasser stand. Auch hier ist die Wanne mit feinkörnigen Lockersedimenten gefüllt, die einen sehr schlechten Baugrund abgeben. Sondierungen (vgl. H. Schardt 1905, J. Favre 1911), die 1903 durchgeführt wurden, ergaben, dass dicht vor dem Col des Roches diese Sedimente bei 28,5 m Bohrtiefe noch nicht durchteuft waren. Im einzelnen gibt J. Favre (1911, S. 428) folgende Stratigraphie (von oben nach unten):

Nr.	Tiefe (m)	Mächtigkeit (m)	
1)	0—3/4	3—4	«Limon terrigène d'inondation», z. T. mit zwischen geschalteter: «vase lacustre calcaire organogène»

Nr.	Tiefe (m)	Mächtigkeit (m)	
2)	3/4—7/9	4—5	«Tourbe avec lits de limon terrigène»
3)	7/9 — max. 28,5	max. 18 m	«Limon terrigène d'inondation et alluvions fines», z. T. ersetzt durch: «vase lacustre organogène à Chara» ¹¹

J. Favre deutet diese Beobachtungen so: Nach dem Rückzug der letzten jurassischen Lokalgletscher (= ? Würm) lagerten die Schmelzwässer nur feine Sedimente in der Wanne ab, da das Gefälle zu gering war, um gröberes Material zu transportieren. Der untere Teil des Feinmaterials fällt nach J. Favre noch ins Spätglazial, der obere ins Holozän.

Sehr unübersichtlich sind die Verhältnisse in der Vallée de la Brévine, wo besonders gegen den Lac des Taillères die Talsohle von zahlreichen Rücken durchzogen wird, die überwiegend als Moränen zu deuten sind. Sie gehören zu würmzeitlichen Lokalgletschern, die vor allem auf den südlich anschliessenden Höhen weiter verbreitet gewesen sind als die bisherigen Untersuchungen und Karten zeigen.

Bohrungen, die wir in der Talsohle während der schon erwähnten Feldstudien durchführten, liessen erkennen, dass auch hier — trotz der weiten Verbreitung der würmzeitlichen Lokalgletscher — wiederum feinkörnige Sedimente auftreten, in denen sich Kalkfragmente wie auch Fragmente aus der Molasse finden. Die häufig grünliche Farbe dieser tonigen Schluffe dürfte eine Folge des z. T. in ihnen aufgearbeiteten tertiären Materials sein.

3 Deutung

Wir können also folgendes festhalten: Die von uns geschilderten Karstwannen sind, soweit nicht Lokalgletscher Moränen im Becken zur Ablagerung gebracht haben, erfüllt von würmzeitlichen periglazialen Sedimenten, die teilweise, vor allem im Bereich stärkerer Schuttlieferung, als periglaziale oder glazifluviale Schotter bzw. als Solifluktionsschutt ausgebildet sind. Zum überwiegenden Teil sind diese Sedimente jedoch sehr feinkörnig und wasserundurchlässig, so dass sich auf ihnen die heutigen Moore im Postglazial entwickeln konnten. Diese tonigen Feinschluffe (vgl. Analyse Tabelle nach S. 128) und damit auch die Moore reichen meist nicht weiter talauf als

¹¹ Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Frau Prof. Dr. E. Schmid (Basel) enthalten die von J. Favre aus diesen Sedimenten mitgeteilten Gastropoden keine wärme-liebende Art. Da sie heute noch im Jura vorkommen, können sie leider auch nicht als Beweis für die kaltzeitliche Natur dieser Sedimente angesehen werden.

die Isohypse des Überlaufes der betreffenden Wanne. Andererseits füllen sie die Becken so hoch auf, dass die Ponore, die die heutige Entwässerung besorgen, überdeckt gewesen sind und zur Zeit der Akkumulation der Schluffe nicht oder nur sehr beschränkt in Funktion gewesen sein können. Erst später, vermutlich im Spätwürm oder zu Beginn des Holozäns, sind sie wieder reaktiviert und freigelegt worden, wie das etwa im Becken von Bellelay zu erkennen ist. Die unterirdische Ausräumung hat dann bewirkt, dass je nach der Leistungskraft der unterirdischen Abflusswege von den Ponoren aus grössere oder kleinere, meist langgestreckte Tälchen in die ursprünglich einheitliche Akkumulationsfläche eingetieft wurden.

Es fragt sich, wie es zur Verstopfung der Ponore zur Würmzeit kommen konnte. Drei Deutungsmöglichkeiten bieten sich an:

1. Blockierung der Ponore durch Gletscher,
2. Verstopfung der Ponore durch Feinmaterial und Schutt,
3. Verstopfung der Ponore und der unterirdischen Entwässerungswege durch Eis infolge von Permafrost.

Die erste Möglichkeit scheidet für eine allgemeine Erklärung aus, da sie für das Becken von Bellelay und die Vallée des Ponts sicher nicht zutrifft. Die zweite Möglichkeit ist unwahrscheinlich, da sie im allgemeinen nur kurzfristige Verstopfungen bewirkt; denn Karstgebiete sind — wie die Erfahrung lehrt — durch mechanische Zuschwemmung nur temporär abzudichten. Den Akkumulationsvorgang der feinen Sedimente hätten wir uns in diesem Fall als Folge von frühsummerlichen Hochwassern zu denken, deren Fluten von den Ponoren nicht bewältigt werden konnten, so dass es zum vorübergehenden Aufstau von Wasser kam¹². Schwierig ist es jedoch, allein durch diesen episodischen eventuell periodischen Vorgang den Aufbau einer Akkumulationsfläche zu erklären, die über die heutigen Ponore und die zu ihnen führenden Tälchen hinweggeht und in deren Höhe bisher keine grösseren Schlucklöcher bekannt geworden sind.

Viel wahrscheinlicher ist deshalb die dritte Möglichkeit, zumal wir im Jura zur Würmkaltzeit dicht unterhalb der eiszeitlichen Schneegrenze unbedingt mit Permafrost zu rechnen haben. Eine solche Blockierung des Karstes durch Bodenfrost muss allerdings von längerer Dauer gewesen sein. Als unmittelbare Folge der ganzen oder teilweisen Plombierung der unterirdischen Wasserwege ist es in diesen Wannen zum Aufstau von Wasser, d. h. zur Seenbildung gekommen. Diese Seen im kaltzeitlich durch Permafrost blockierten Karst wollen wir als «periglaziale Seen» bezeichnen; sie müssen eine oberirdische Entwässerung durch einen Überlauf besessen und längere Zeit eventuell mit gleichzeitig vorhandenen Lokalgletschern existiert haben.

Es stellt sich zunächst die Frage, ob Permafrost unter Seen existieren

¹² Überflutungen dieser Art kommen auch heute noch z. B. in der Vallée de la Brévine vor, wenn die Schneeschmelze mit grösseren Niederschlägen zusammenfällt.

kann, da häufig eine gegenteilige Ansicht vertreten wird. Ich habe dazu die neuere amerikanische Literatur¹³ über den Permafrost in Alaska durchgesehen. Dabei hat sich ergeben, dass zwar direkt unter grossen Flüssen und Seen zunächst ungefrorene Zonen auftreten, dass aber nicht bekannt ist, wie es damit in grösseren Tiefen steht. Die einzelnen Autoren (z. B. T. L. Péwé und A. P. Russel 1963 oder R. F. Black 1955 in D. M. Hopkins, Th. N. V. Karlstrom a. o.) drücken sich in dieser Hinsicht sehr vorsichtig aus. Es scheint mir deshalb durchaus möglich, dass der Permafrost im Norden Alaskas bei einer Mächtigkeit von häufig mehr als 300 m auch unter Seen zusammentritt, d. h. eine geschlossene Schicht bildet. Allerdings kommen auch in der sogenannten «continuous permafrost zone» der amerikanischen Geologen gelegentlich ungefrorene Zonen vor, in denen eine Verbindung des Grundwassers unter dem Permafrost mit dem oberirdischen Wasser möglich ist (vgl. z. B. D. M. Hopkins 1963). Trotzdem ist die unterirdische Zirkulation des Wassers sowohl in der erwähnten «continuous» wie auch in der südlich anschliessenden «discontinuous permafrost zone» stark behindert, wenn nicht ganz unterbunden. Die Plombierung unterirdischer Hohlräume durch Eis in heutigen polaren Karstgebieten Europas hat u. a. auch J. Corbel (in H. Lehmann 1954, S. 119) nachdrücklich bestätigt.

Für unsere Verhältnisse im Jura ist dies entscheidend, da die Abdichtung der Wannen nach unten meist¹⁴ schon durch die in ihnen enthaltenen Reste von Tertiär gewährleistet ist. Wichtig ist nur, dass die Abdichtung in den randlichen Partien erfolgt, wo die Versickerungsbahnen liegen.

Die Abdichtung der Karstwannen im Jura ist also prinzipiell möglich, d. h. es haben dort periglaziale Seen existieren können. In der Tat lassen sich die bisher geschilderten Beobachtungen am besten durch die Annahme von würmzeitlichen Seen erklären. Zwar ist es natürlich denkbar, dass die Schluffe entweder durch fluvialen Transport, wie z. B. J. Favre (1911) meint (vgl. S. 125) oder durch Vorgänge wie im heutigen Alaska zur Ablagerung gekommen sind. Dort bedeckt sich im Winter die gesamte Flussaue mit Eis, über das sich die ersten frühsummerlichen Hochwasser ergiessen und dabei grosse Mengen an Silt ablagern (vgl. z. B. C. Wahrhaftig 1965).

Diese Deutungen erklären unseres Erachtens jedoch nicht die Beobachtung, dass sich die feinen Ablagerungen ziemlich genau an die Gebiete halten, die nach der Höhenlage des Überlaufes zu den einstigen Seen gehört haben müssen, oder dass sich eine einheitliche Akkumulationsfläche hoch über den heutigen Ponoren bilden konnte. Zudem lässt sich die ehemalige Existenz von Seen auch durch weitere Indizien erhärten: So finden sich als Strandterrassen deutbare Relikte im Becken von Bellelay N La Bottière in rund

¹³ Insbesondere: S. Taber (1943); R. F. Black (1954); D. M. Hopkins, Th. N. V. Karlstrom a. o. (1955); US Geological Survey (1961 bis 1964); T. L. Péwé und A. P. Russel (1963); D. M. Hopkins (1963); C. Wahrhaftig (1965).

¹⁴ Eine Ausnahme bilden die Verhältnisse in der Vallée de la Brévine und in der Vallée des Breuleux, wo verschiedentlich mesozoische Kalke in der Wanne selbst direkt unter der Oberfläche anstehen.

935 m Höhe, in der Vallée des Ponts bei Les Cœudres und NE von Les Ponts-de-Martel. Dazu fällt vor allem an der S-Seite der Vallée des Ponts die ehemalige Seeuferlinie auf weite Strecken mit einem deutlich ausgeprägten konkaven Hangknick zusammen, dessen Entstehung der Abrasion des periglazialen Sees zuzuschreiben sein dürfte. Dieser Hangknick begrenzt hier die steiler geböschten Hänge gegen das wesentlich flachere Gelände, das den Übergang gegen die Talbodenfläche vermittelt. Grössere Deltabildungen sind mir dagegen bei meinen Kartierungen nicht aufgefallen; in zahlreichen Fällen setzen jedoch die Schwemmkegel der kleinen Bäche ungefähr in der Höhe des ehemaligen Überlaufs an¹⁵. Zusammen mit Unstetigkeiten im Längsprofil von zahlreichen kleineren Tälern weisen sie auf eine einst höher gelegene Erosionsbasis hin.

Der Überlauf ist dagegen gut zu erkennen. Allerdings sind die sich anschliessenden Rinnen meist nicht sehr stark ausgeformt worden. Dies dürfte eine Folge der fehlenden Schuttbelastung der hier abfliessenden Wässer sowie späterer Überformung sein.

Neben diesen Formen kommt vor allem den Sedimenten in unserer Beweisführung besondere Bedeutung zu. Die feinkörnigen Ablagerungen sind als toniger Feinschluff¹⁶ zu bezeichnen, d. h. das Maximum der Korngrösse liegt zwischen 35 und 2 μ . Die Medianwerte liegen zwischen 6 und 14 μ (Proben 43.1, 44a, 55, 56, 84, 85.1, 94). Da bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 8 cm/sec (= 4,8 m/min = 0,3 km/h) nur noch Material von 0,1 mm (= 100 μ) transportiert wird (vgl. E. Köster 1960, S. 147), muss für diese weit feineren Sedimente mit einem Absatz in stehendem Wasser gerechnet werden. Aus dem Diagramm von F. Hjulström (in H. Louis, 1961, S. 60) ist ferner zu entnehmen, dass Teilchen von etwa 15 μ bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 0,1 cm/sec (= 3,6 m/h) sedimentiert werden.

Die Sortierung S_o , berechnet nach der Formel von Trask als geometrische Quartilsabweichung ($S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$), lässt ausserdem noch folgendes erkennen: Die Sedimente gelten als schlecht sortiert, da ihre S_o -Werte zwischen 2,7 und mehr als 3,5 liegen¹⁷. Trotzdem zeigt sich eine klare Gliederung:

Die S_o -Werte der Schluffe sind deutlich kleiner als die der Feinmaterialkurven der Schotter (unter 2 mm) und vor allem der Moränen. Das wird eindrücklich bestätigt durch die arithmetische Quartilsabweichung $\left(\frac{Q_3 - Q_1}{2}\right)$

¹⁵ Leider sind die Aufschlussverhältnisse sehr schlecht, so dass vorläufig in den Schwemmkegeln die Deltastruktur nicht nachzuweisen ist.

¹⁶ toniger Feinschluff: 15–30 % unter 2 μ (Ton); über 50 % zwischen 35 und 2 μ (Feinschluff).

¹⁷ K. H. Sindowski (1961, S. 257) spricht ab S_o 2,5 von schlecht sortierten Sedimenten. Der Wert gilt für Sande; er ist deshalb für Schluffe höchst unbefriedigend, da die absolute Differenz zwischen Q_3 und Q_1 zu wenig Gewicht besitzt. In der schwedischen Bodenkunde wird dieser Grenzwert mit 3,5 angesetzt (E. Köster 1964, S. 287).

Ergebnisse der Korngrößenanalyse
(maschinelle Siebung 16—0,063 mm, Pipettanalyse 63—2 μ)

Probe		Gesamtkurve (Angaben in ‰, ϕ in mm)						Feinmaterialkurve (unter 2 mm) (Angaben in ‰, ϕ in μ)				Korngrößenkennzahlen (bezogen auf die Feinmaterialkurve)							Gesamt- karbonatgehalt (Frakt. unt. 63μ) ‰
Nr.	Bezeichnung	Koordinaten	Höhe	Steine u. Grobkies	Feinkies	Sand	Ton u. Schluff	Sand	Grob- schluff	Fein- schluff	Ton	Q ₃	Md	Q ₁	S ₀	S _k	Q ₃ -Q ₁ 2		
			(m)	>16	16-2	2-0,063	<0,063	2000-63	63-35	35-2	<2								
44a	Moor S Bellelay	580, 730/233, 950	≈925	0	0,6	10,1	87,8	10,1	5,8	62,7	19,9	25	11	2,4	3,2	0,50	11,3	0	
55	Moor S Bellelay, Bohrg. 1	580, 490/233, 800	≈925	0	0,5	4,2	94,4	4,2	2,3	67,8	24,8	15,5	7	2	2,8	0,63	6,8	17,3	
56	Moor S Bellelay, Bohrg. 2	580, 590/233, 720	≈925	0	0	2,7	96,2	2,7	4,4	69,5	22,3	16	7	2,2	2,7	0,72	6,9	2,1	
94	vom ob. Niveau S Bellelay	580, 610/233, 600	≈922	0	0	6,8	93,2	6,8	10,7	55,0	27,5	28,5	14	<2	>3,8	<0,29	>13,3	—	
19.1	Aufschluss S Bellelay	580, 280/233, 760	925	7,7	61,1	15,1	15,8	48,4	3,8	34,2	13,3	330	50	7,6	6,6	1,00	161,2	—	
19.2	Aufschluss S Bellelay	580, 280/233, 760	925	8,9	63,4	22,2	5,4	80,7	1,5	10,1	7,6	415	245	128	1,8	0,89	143,5	31,6	
43.1	Profil an der unteren Terrasse des Rouge Eau S Bellelay	580, 600/233, 640	≈920	0	0	4,0	95,0	4,0	11,9	63,3	23,8	23,5	11,5	2	3,4	0,36	10,8	16,4	
43.2		580, 600/233, 640	≈920	0	1,8	48,3	49,0	48,2	13,7	20,4	19,9	250	44	3,5	8,5	0,45	123,3	0,1	
43.3		580, 600/233, 640	≈920	3,7	69,8	18,3	7,1	69,1	2,0	17,7	10,1	450	22,5	20	4,7	17,78	215	28,9	
84	Vallée des Ponts	547, 050/204, 775	≈992	0	0,9	5,9	92,0	5,9	8,8	57,8	26,3	24,5	14	<2	>3,5	<0,25	>11,3	0,4	
85.1	Vallée des Ponts	546, 770/204, 350	≈992	0	0,3	2,6	96,3	2,6	8,8	61,8	28,0	20,5	8,5	<2	>3,2	<0,57	>9,3	22,9	
85.2	Vallée des Ponts	546, 770/204, 350	≈992	0*	7,5	44,2	47,9	47,7	7,5	32,0	12,4	215	55	7,0	5,5	0,50	104	25,0	
87	Argovien Combe Dernier	543, 260/203, 770	≈1048	0	0	0,9	98,2	0,9	4,7	46,3	47,3	11	2,6	<2	>2,3	<3,25	>4,5	0,3	
65	Moräne Combe Fornet	579, 850/232, 420	≈930	59,7	20,6	8,2	11,1	41,7	4,5	37,5	15,9	440	28	5	9,4	2,81	215,3	38,2	
86	Moräne Martel Dernier	543, 750/203, 550	≈1020	42,6	11,1	22,4	23,5	48,3	10,6	27,8	12,9	380	58	7,5	7,1	0,85	186,3	43,8	
93	Stillwasser Bois de Robe	585, 600/244, 375	≈512	0	0,8	45,8	52,2	46,2	12,1	22,3	18,2	115	52	5	4,8	0,21	55	—	

* Die Probe enthielt ein Kalkfragment von 41 mm Länge, dessen Gewicht 2,6 % der Einwaage betrug. Dieser Stein wurde in der vorliegenden Aufstellung nicht berücksichtigt.

$$Q_3: 75 \% \text{ des Materials sind kleiner als } x\mu \quad S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

Md: 50 % des Materials sind kleiner als $y\mu$

$$Q_1: 25 \% \text{ des Materials sind kleiner als } z\mu \quad S_k = \frac{Q_3 \cdot Q_1}{Md^2}$$

Hier liegen die Werte der Schluffe eine Zehnerpotenz unter denen der übrigen Feinmaterialkurven, da die absoluten Differenzen zwischen Q_3 und Q_1 besonderen Einfluss auf die Grösse des Sortierungswertes besitzen.

Aus dem Vergleich der S_0 -Werte ergibt sich, dass die vorliegenden Sedimente in Seen zur Ablagerung gekommen sein müssen; denn sie sind deutlich kleiner als die Werte von Stillwasserbildungen in grossen Flüssen (vgl. Probe 93), da hier meist grössere Mengen Feinsand bei gelegentlichen Hochwassern eingeschwemmt werden¹⁸; sie sind andererseits aber auch deutlich grösser als die Werte von Ablagerungen in grossen Becken mit ruhiger Sedimentation (vgl. Probe 87)¹⁹.

Durch die Zusammenfassung aller dieser Argumente dürfte die Existenz von periglazialen Seen²⁰ in den Karstwannen des Schweizer Juras als sicher anzunehmen sein, obwohl noch zahlreiche Fragen offen sind. Keine Aussage können wir z. B. bisher darüber machen, wie lange diese Seen existiert haben oder ob sie episodisch evtl. periodisch auch während der Würmkaltzeit ausgelaufen sind. Das müssen weitere Studien zu diesem Thema ergeben.

4 Folgerungen

Nach den vorangegangenen Abschnitten rechnen wir im Jura im Gebiet der heutigen abflusslosen Wannen mit einem kaltzeitlich blockierten Karst. Der unterirdische Abfluss war dadurch sehr stark behindert, wenn nicht ganz unterbunden, so dass sich wenigstens zeitweilig periglaziale Seen gebildet haben. Daraus folgt:

1. In den Gebieten dicht unterhalb der eiszeitlichen Schneegrenze hat ein fast lückenloser Permafrost geherrscht, der dem der heutigen «continuous permafrost zone» der amerikanischen Geologen in Alaska entsprochen haben muss. Allgemein wird in dieser Zone die Temperatur des Bodens in 10—16 m Tiefe (30—50 ft) mit etwa -5° angenommen. Dies muss also auch zur Würmkaltzeit für den Jura gegolten haben. Zahlreiche Karstquellen im Jura ermöglichen es, relativ genaue Angaben über die heutige Temperatur in den oberflächennahen Bereichen im Jura zu machen²¹:

¹⁸ An dieser Stelle ist auch zu erwähnen, dass der Silt der amerikanischen Geologen meist gröber ist als unser Schluff, da zu ihm bereits Teile der Feinsandfraktion um 0,1 oder gar 0,2 mm gerechnet werden (vgl. z. B. E. Köster 1960).

¹⁹ Nimmt man an, dass die Schluffe in der Vallée des Ponts zum grossen Teil aus den Argovien-Comben stammen, dann fällt sofort der gegenüber dem Argovien geringe Tongehalt auf. Er dürfte zumindest teilweise dadurch zu erklären sein, dass die Tonfraktion z. T. schwebend durch den Überlauf abtransportiert wurde.

²⁰ Nach Abschluss dieses Manuskriptes erschien die Arbeit von B. Metz (1967), in der insbesondere die Vallée de la Brévine, daneben die Vallée des Ponts und das Val du Locle behandelt werden. Der Verfasser hat diese feinkörnigen Ablagerungen ebenfalls gesehen. Er deutet sie auch als Seeablagerungen und nimmt an, dass der See durch «Verstopfung der Schluckstellen» entstanden sei. Weitere Angaben über diesen Vorgang fehlen.

²¹ Abgesehen von Ausnahmen wie der Fontaine Froide im Creux du Van, die auf besondere Verhältnisse zurückgehen (vgl. A. Burger, J.-L. Richard).

	Jahres- mittel in °C	Ampli- tude °C	Höhe der Quelle in m	Einzugs- gebiet	Höhe des Einzugs- gebietes in m	Angabe der Temp. nach
Quelle Noiraigue 1955/56	6,9	+ 1,9 — 1,4	740	Vallée des Ponts	1000— 1200	A. Burger 1959, S. 251
Quelle La Doux St. Sulpice 1955/56	7,6	± 0,5	790	Vallée de la Brévine	1050— 1200	A. Burger 1959, S. 251
Quelle Blanches Fontaines/Pichoux 1965/66	8,6	+ 0,4 — 0,6	590	Raimeux- kette W Pichoux	1000— 1050	D. Barsch unver- öffent- licht

Diese Werte entsprechen etwa den mittleren Lufttemperaturen im Jura, die meist geringfügig niedriger sind:

Station	Höhe	Jahresmittel in °C
1 Chaumont IV	1141	5,3
2 La Brévine II und III	1077/1060	4,2
3 Les Ponts-de-Martel	1023	5,5
4 La Chaux-de-Fonds	990	6,4
5 Neuchâtel	489	9,1

(Werte nach M. Schüepp 1960)

Um für das Einzugsgebiet dieser Quellen eine Temperatur von -5°C zu erhalten, muss hier die Temperaturerniedrigung des Jahresmittels gut $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ betragen haben. Die mittlere Lufttemperatur des Jahres dürfte dann zur Würmzeit auf dem Chaumont -5 bis -7° , in Les Ponts-de-Martel -4 bis -6°C betragen haben. Im Gebiet des «continuous» und des «discontinuous permafrost» im nördlichen Alaska werden heute folgende Jahresmittel gemessen:

		nach	Permafrost
1. Shishmaref bei Wales (Westküste auf ca. 66°N Breite)	$-6,7^{\circ}\text{C}$	H. Walter und H. Lieth (1960)	«continuous»
2. Fort Yukon (ca. $66^{\circ}30'\text{N}$ Breite)	$-6,6^{\circ}\text{C}$	H. Walter und H. Lieth (1960)	«discontinuous»
3. Fairbanks (ca. 65°N Breite)	$-3,3^{\circ}\text{C}$	Péwé und Russel (1963)	«discontinuous»

Ohne hier auf die komplizierten Zusammenhänge, die mit der Genese und der Verbreitung des Permafrostes verknüpft sind, eingehen zu wollen, sei doch auf die gute Übereinstimmung zwischen der heutigen mittleren Jah-

restemperatur im nördlichen Alaska und der von uns geforderten mittleren wärmzeitlichen Jahrestemperatur im Jura, dicht unterhalb der damaligen Schneegrenze hingewiesen. Erst weitere Untersuchungen werden zeigen können, inwieweit diese Ergebnisse verallgemeinert werden dürfen.

2. Wenn wir für die besprochenen Teile des Jura mit wärmzeitlichem lückenlosem evtl. lückenhaftem Permafrost rechnen, fragt es sich, wo die anderen Zonen des Permafrostes in Mitteleuropa gelegen haben. Bisher, z. B. in dem sehr interessanten Aufsatz von H. Poser 1948, hat man unseres Wissens nie nach der wärmzeitlichen Gliederung dieses Phänomens gefragt. Dies ist verständlich, da unser Wissen über den Permafrost erst in den letzten Jahren durch die amerikanischen und russischen Untersuchungen in rezenten Permafrostgebieten beträchtlich vermehrt worden ist. Grundlage unseres Gliederungsversuches bilden die Arbeiten von J. Büdel (1953) und R. F. Black (1954). Ihre Ergebnisse sind in der folgenden Tabelle zusammengefasst, deren vierte Spalte eine Extrapolation auf die Verteilung des wärmzeitlichen Permafrostes in Europa darstellt:

Permafrost Holozän (R. F. Black)	Klimazone Holozän (J. Büdel)	Klimazone Würm (J. Büdel)	Folgerung: Permafrost Würm
bis 75 ° N lückenlos	77—74 ° N Frost- schuttzone	55—51 ° N Frost- schuttzone	bis 51 ° N lückenlos
? ²² 75—73 ° N lückenhaft	74—69 ° N Tundrazone	51—45 ° N Tundrazone	? 51—48 ° N lückenhaft
73—68 ° N sporadisch			48—45 ° N sporadisch

Es entsprechen sich unter heutigen Verhältnissen cum grano salis die lückenlose Permafrostzone und die Frostschuttzone, sowie die beiden anderen Teile des Permafrostbereiches und die Tundrazone. Die Verknüpfung ist als Ausdruck der herrschenden klimatischen Verhältnisse aufzufassen. So dürfte auch ihre Verschiebung in den Kaltzeiten ungefähr parallel gegangen sein, auch wenn wir für das wärmzeitliche Mitteleuropa ein etwas anders geartetes Klima als das der heutigen Polarländer annehmen müssen.

Es ergibt sich, dass der Jura nach seiner Breitenlage in der Zone des sporadischen Permafrostes zur Würmzeit gelegen hat. Die nicht unbeträchtliche Meereshöhe von über 1000 m hat jedoch in den Höhenregionen ein azonales Auftreten des lückenlosen Permafrostes, evtl. an der Grenze zum lückenhaften, bewirkt.

Es wird in Zukunft zu prüfen sein, ob sich diese Verteilung und Gliederung des wärmzeitlichen Permafrostes halten lässt und ob resp. wie sie sich im periglazialen Formenschatz und der Grösse der periglazialen Ab-

²² Die Zone des lückenhaften (discontinuous) Permafrostes liegt heute nach R. F. Black (1954) zwischen Spitzbergen und Skandinavien über dem Meer. Sie ist deshalb hier nur mit Vorbehalt anzugeben.

tragung der einzelnen Räume ausgewirkt hat. Eine mögliche Untersuchungsmethode zur Erfassung der Unterschiede im Auftreten des würmzeitlichen Permafrostes stellt die hier geschilderte Untersuchung der oberirdisch abflusslosen Karstwannen dar, die zunächst in weiteren, sorgsam ausgewählten Testgebieten durchzuführen wäre. Es sei in diesem Zusammenhang nur auf die Untersuchung von H. Liedtke (1962) aus Jugoslawien hingewiesen, der für die dortigen Poljen keine würmzeitlich geschlossenen Ponore nachweisen kann.

3. Was in den Wannen prinzipiell in der Würmkaltzeit und im Holozän möglich war, nämlich die Bildung von periglazialen Seen mit nachfolgender Hochmoorbildung, dürfte ebenso in früheren Kalt- und Warmzeiten möglich gewesen sein. In diesen Wannen sollten deshalb auch mittel- evtl. altpleistozäne Sedimentationsreste anorganischer und organischer Provenienz vorhanden gewesen und evtl., falls sie nicht unterirdisch ausgeräumt wurden, erhalten geblieben sein. Ihre Erhaltung ist anzunehmen, da die risszeitliche Vereisung in den Randbereichen (z. B. Becken von Bellelay) keine starke Exaration ausgeübt hat und da auch die interglaziale Erosion sich in der Grössenordnung der holozänen gehalten haben dürfte. Es besteht also in den Wannen die grosse Wahrscheinlichkeit, bis weit ins Pleistozän vordringen zu können. Dieser Frage soll zusammen mit anderen Fachgelehrten durch Bohrungen weiter nachgegangen werden.

4. Die besprochenen jungquartären Vorgänge haben darüber hinaus in diesen Wannen das heutige Landschaftsbild ganz entscheidend geformt und beeinflusst. Die Verteilung von Moor und Wald ist eine ihrer Folgen, und die Entwicklung der heutigen Kulturlandschaft, etwa in der Vallée des Ponts, ist ganz wesentlich durch die holozän entstandene Urlandschaft mit ihrer charakteristischen Verteilung der Böden und der Vegetation beeinflusst worden.

LITERATUR

- Annaheim, H.* (1944a): Begleitwort zur Legende zur morphologischen Grundkarte der Schweizer Alpen. Manuskript
- Annaheim, H.* (1944b): Zur Frage der morphologischen Grundkarte der Schweizer Alpen. Manuskript; ferner Verh. Natf. Ges. Schweiz 1945
- Annaheim, H.* (1953): Über Wege und Methoden der geomorphologischen Erforschung des Tessins. Boll. Soc. Tic. Scienze Naturali
- Annaheim, H.* (1956): Zur Frage der geomorphologischen Kartierung. Peterm. Geograph. Mitt. 100, S. 315—319
- Audédat, M.* (1962): Essai de classification des Cavernes de Suisse. Stalactite 5, S. 251—300
- Barsch, D.* (1967): Periglaziale Seen im Schweizer Jura? Regio Basiliensis 8, S. 88—89
- Bentz, A.* (1961): Lehrbuch der angewandten Geologie. Bd. 1. Stuttgart
- Black, R. F.* (1954): Permafrost — a review. Geol. Soc. America, Bull. 65, S. 839—856
- Büdel, J.* (1953): Die «periglazial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde 7, S. 249—266
- Bülow, K. v.* (1929): Allgemeine Moorgeologie. Handbuch der Moorkunde. Bd. I. Berlin
- Burger, A.* (1959): Hydrogéologie du Bassin de l'Areuse. Bull. Soc. neuchât. de Géogr. t. 52,1, S. 5—304

- Favre, J.* (1911): Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Ecl. Geol. Helv. XI
- Früh, J. und Schröter, C.* (1904): Die Moore der Schweiz. Beitr. geol. Karte Schweiz. Geotechn. Serie 3
- Gutersohn, H.* (1958): Geographie der Schweiz. Bd. 1. Der Jura. Bern
- Hopkins, D. M.; Karlstrom, Th. N. V. and others* (1955): Permafrost and Ground Water in Alaska. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 264-F, S. 113—146
- Hopkins, D. M.* (1963): Geology of the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska. U. S. Geol. Survey, Bull. 1141-C
- Ischer, A.* (1935): Les tourbières de la Vallée des Ponts-de-Martel. Recherches paléobotaniques et contribution à l'étude des associations végétales. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 60
- Jacot Guillarmod, Ch.* (1922): in E. de Margerie (1922)
- Jeannet, A.* (1925): Géologie de la Vallée de la Brévine et du lac des Tailières. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 49
- Joray, M.* (1942): L'Etang de la Gruyère (Jura bernois). Etude pollen-analytique et stratigraphique de la tourbière. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme der Schweiz 25
- Köster, E.* (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. München
- Köster, E.* (1964): Granulometrische und morphometrische Messmethoden. Stuttgart
- Lehmann, H.* (1954): Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. 1. Bericht von der Arbeitstagung der internationalen Karstkommission. Erdkunde 8, S. 112—122
- Liedtke, H.* (1962): Eisrand und Karstpoljen am Westrand der Lukavica-Hochfläche (Westmontenegro). Erdkunde 16, S. 289—298
- Louis, H.* (1961): Lehrbuch der Allgemeinen Geomorphologie. 2. Aufl. Berlin
- Margerie, E. de* (1922): Le Jura. Mém. p. servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France. Paris
- Metz, B.* (1967): Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung dreier Becken im Neuenburger Jura. Frankfurter Geogr. Hefte 43
- Mühlethaler, Ch.* (1931): Etude géologique de la région des Verrières. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat.
- Munsell Soil Color Charts 1954 — Baltimore
- Péwé, T. L. and Russel, A. P.* (1963): Frost Heaving of Piles With an Example From Fairbanks, Alaska, U. S. Geol. Survey, Bull. 1111-I, S. 333—407
- Poser, H.* (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, S. 53—68
- Richard, J.-L.* (1961): Les forêts acidophiles du Jura. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme der Schweiz 38
- Rickenbach, E.* (1925): Description géologique du territoire compris dans les feuilles 278 et 280 de l'Atlas topographique de Siegfried, savoir du Val de Travers entre Fleurier et Travers, du Cirque de Saint-Sulpice et de la Vallée de la Brévine. Diss. ETH
- Rollier, L.* (1893): Structure et histoire géologique de la partie du Jura central comprise entre le Doubs (Chaux-de-Fonds), le val de Delémont, le lac de Neuchâtel et le Weissenstein. Mat. p. la Carte géol. de la Suisse 8 (anc. sér.). 1er suppl. Berne
- Rothpletz, W.* (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Tavannes im Berner Jura. Verh. Natf. Ges. Basel 43, S. 12—150
- Schardt, H.* (1905): Note sur la constitution du remplissage d'alluvions du vallon du Locle. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 33, S. 178
- Schmid, E.* (1967): Briefliche Erläuterung der ökologischen Ansprüche der von J. Favre (1911) aus der Beckenfüllung des Val du Locle mitgeteilten Gastropoden
- Schüepp, M.* (1960): Klimatologie der Schweiz C: Lufttemperatur 1. Teil. Beihefte zu den Ann. Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt (Jahrgang 1959). Zürich
- Schwabe, E.* (1939): Morphologie der Freiberge. Mitt. Geogr.-Ethnolog. Ges. Basel, Bd. 5
- Sindowski, K. H.* (1961): in A. Bentz
- Taber, S.* (1943): Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. Geol. Soc. of America, Bull. 54, S. 1433—1584

- U. S. Geological Survey: Geological Survey Research. U. S. Geolog. Surv. Prof. Paper (1961): 424-A; (1962): 450-A; (1963): 475-A; (1964): 501-A
- Wahrhaftig, C. (1965): Physiographic Divisions of Alaska. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper 482
- Walter, H. und Lieth, H. (1960 f.): Klimadiagramm-Weltatlas. Jena
- Wegmüller, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura. Beitr. z. geobot. Landesaufnahme der Schweiz 18

LACS PÉRIGLACIAIRES DANS LES BASSINS FERMÉS DU JURA SUISSE

(Résumé)

On trouve dans les bassins fermés du Jura Suisse des sédiments très fins d'âge wurmien ainsi que des formes lacustres fossiles. La formation de ces lacs paraît due à l'existence, en période froide, d'un Karst bloqué par le Permafrost, où l'infiltration des eaux en profondeur s'est trouvée très largement réduite ou même complètement arrêtée. Les lacs ainsi formés sont désignés sous le terme de lacs périglaciaires.

Cette interprétation suppose, à l'époque du wurm, l'existence dans le Jura d'une zone continue de pergélisol à la limite inférieure des neiges, dans le genre de ce qu'on rencontre aujourd'hui, par exemple, dans l'Alaska septentrional, avec une température du sol de -5° environ à 10 ou 15 m de profondeur. Une telle température suppose que dans la zone des lacs en question, la moyenne annuelle de température de la période wurmienne devait être de 10 à 12° inférieure à la moyenne actuelle.

(Trad. P. Meyer)