

Überblick über die quartären Vergletscherungen der Vogesen

Alexander Kaltenbrunn, Frank Preusser

Kurzfassung

Die Vogesen weisen eine Vielzahl von Spuren quartärer Vergletscherungen auf, die auf mindestens drei eigenständige Vereisungen schließen lassen, die mit der Zeit ein stetig abnehmendes Ausmaß aufweisen. Dabei erreichten die Vergletscherungen, gemessen an den begrenzten Ausmaßen der Vogesen, eine ungewöhnliche Größe. Bezüglich der Geometrie des Eisaufbaus zeigen sich große Unterschiede zwischen der West- und Ostseite, bedingt durch die klimatischen Besonderheiten des Gebirges. Lange Zeit wurden die drei Glaziale, die in den Vogesen identifiziert worden sind, ganz selbstverständlich mit der Würm-, Riss- und Mindel-Eiszeit der alpinen Gliederung gleichgesetzt. Nach neueren Erkenntnissen gestaltet sich die zeitliche Zuordnung jedoch schwierig, eine direkte Korrelation mit der klassischen alpinen Nomenklatur wurde größtenteils aufgegeben. So scheint die maximale Ausdehnung der Eismassen in den Vogesen während der letzten Eiszeit wesentlich früher als in den Alpen erreicht worden zu sein. Nach Rekonstruktionen lag die Temperatur während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) ca. 12,5°C unter dem heutigen jährlichen Mittel.

Stichwörter

Vergletscherungen, Quartär, Vogesen, Paläoklima

Anschrift der Verfasser:

Alexander Kaltenbrunn
Prof. Dr. Frank Preusser
Albert-Ludwigs-Universität
Institut für Geo- und Umweltwissenschaften
Albertstraße 23b
79104 Freiburg

Overview of the Quaternary glaciations of the Vosges

Abstract

The Vosges Mountains feature several traces of Quaternary glaciations that indicate at least three independent ice advances of decreasing extent with time. Despite the limited size of the Vosges the glaciations reached a considerable size. The western and eastern side show remarkable differences in the geometry of ice build-up, explained by the climatic characteristics of the mountain range. As a matter of course, the three glaciations recognised in the Vosges have traditionally been correlated with the Würm, Riss and Mindel glaciations of the alpine classification. However, according to recent findings the chronological assignment is more problematic and correlation with the classical alpine nomenclature has been abandoned. For example, it appears that the maximal extent of ice in the Vosges during the last glaciation occurred significantly earlier as in the Alps. According to reconstructions, temperature during the Last Glacial Maximum (LGM) was about 12.5°C lower than the present annual mean.

Keywords:

Glaciations, Quaternary, Vosges, palaeoclimate

1. Einleitung

In neuerer Zeit sind die verhältnismäßig kleinen Vergletscherungen der europäischen Mittelgebirge in den Fokus der Klimarekonstruktion gerückt. Neben der großflächigen skandinavischen Inlandvereisung im Norden und den weiträumigen alpinen Vergletscherungen im Süden stellen sie aufgrund ihrer kurzen Reaktionszeit bei Veränderungen von Temperatur und Niederschlag (MERCIER & JESER 2004) gute Indikatoren für das regionale Klima der Vergangenheit dar (HEYMAN et al. 2013). Mit Hilfe solcher Informationen aus verschiedenen Regionen können dann die Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation über Europa während des Pleistozäns rekonstruiert werden (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000, KUHLEMANN et al. 2008).

Im Vergleich zu ähnlichen Mittelgebirgen in Europa erreichten die Vogesengletscher bemerkenswerte Dimensionen. Während des Letzten Glazialen Maximums (LGM) maß der Moselgletscher 40 km (FLAGEOLLET 2003), während im Schwarzwald nur 20-25 km erreicht wurden (FIEBIG et al. 2004, FREY 1965). Trotz einer langen Erforschungsgeschichte gibt es jedoch weiterhin offene Frage hinsichtlich der Ausdehnung und des Ablaufs der einzelnen Vereisungen. So stellen MERCIER & JESER (2004) die grundlegende Frage, wie derart große Moränenwälle in einem so kleinen Gebirge entstehen konnten. Weiterhin bereitet die Korrelation von Gletscherständen zwischen der Ost- und Westseite der Vogesen Probleme, ein Abgleich mit alpinen Typuslokalitäten gestaltet sich noch schwieriger (ANDREOLI et al. 2006).

Die Zahl der Publikationen zu den Eiszeiten der Vogesen liegt bei 300-400 (MERCIER & JESER 2004), wobei seit den 1980er Jahren ein deutlicher Rückgang zu verzeichnen ist (FLAGEOLLET 2003). In der vorliegenden Arbeit wird der aktuelle Stand der Forschung zusammengefasst. Hierzu wird zuerst ein Überblick über die naturräumlichen Gegebenheiten und die Forschungsgeschichte der Region geliefert, gefolgt von einer ausführlicheren Beschreibung der Belege für Vergletscherungen ausgewählter Gebiete. Da sich die quartären Vereisungen, abgesehen von kleineren Kargletschern, überwiegend in den Hochvogesen abgespielt haben, beschränkt sich diese Arbeit in weiten Bereichen auf diesen Teil. Die verschiedenen Kälteperioden werden dabei als erste, zweite und dritte Eiszeit bezeichnet, wobei mit der ersten die älteste und mit der dritten die jüngste Eiszeit gemeint ist. Zu den nicht behandelten Talsystemen liegen keine oder kaum Untersuchungen vor. Abschließend werden die Befunde aus den Vogesen in einem überregionalen Kontext diskutiert.

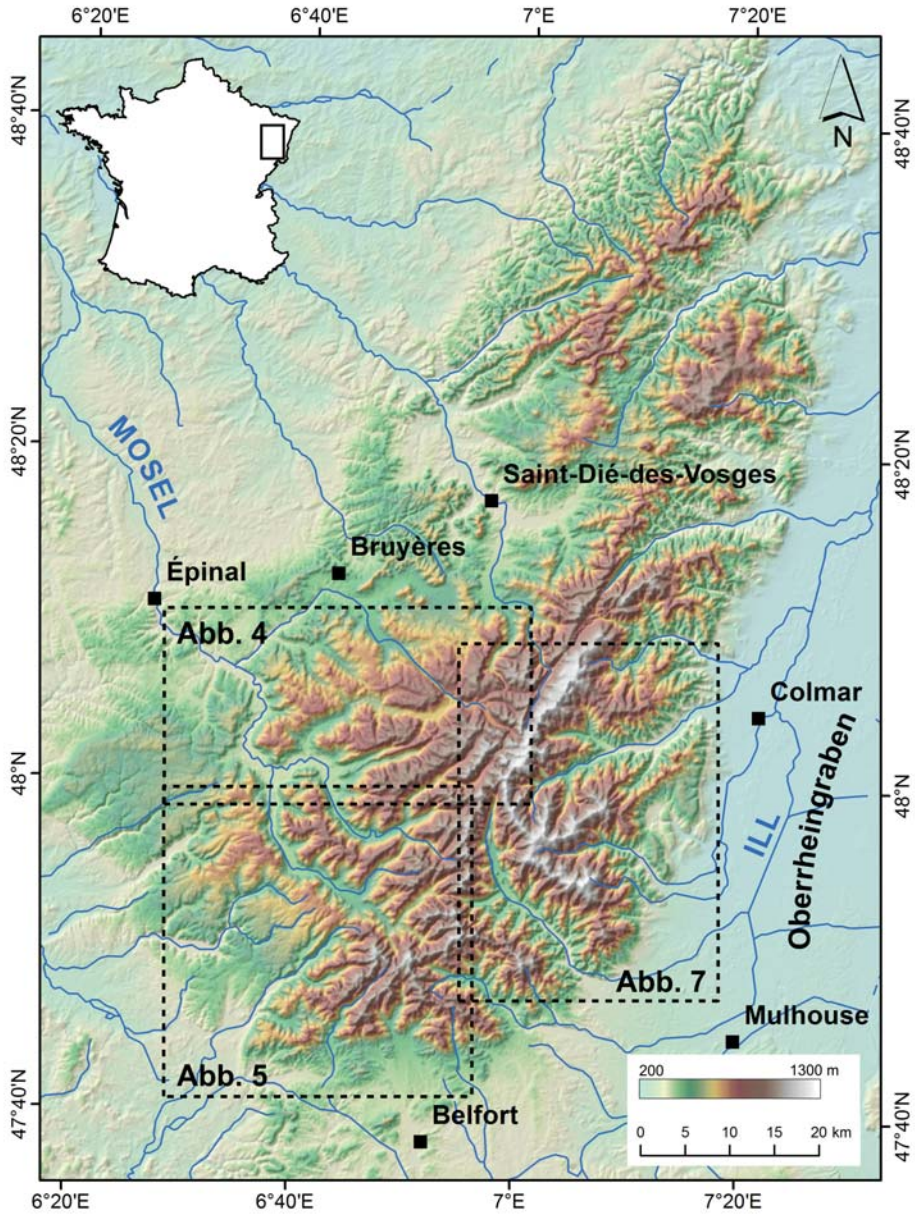


Abb. 1. Reliefkarte der Vogesen, in der die Lage der Detailkarten (Abb. 4,5,7) angedeutet ist. **Fig. 1.** Relief map of the Vosges indicating the position of detail maps (Fig. 4,5,7).

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Geographie und Topographie

Die Vogesen liegen im äußersten Nordosten Frankreichs und erstrecken sich in NNE-SSW Richtung auf einer Länge von etwa 130 km zwischen dem Pariser Becken im Westen und dem Oberrheingraben im Osten (Abb. 1). Das Tal der Breusch (franz. Bruche) trennt die niedrigeren Nordvogesen von den Südvogesen, deren höchste Bereiche auch als Hochvogesen bezeichnet werden. Im Norden des Höhenzuges an der Zaberner Steige schließt sich morphologisch nahtlos der Pfälzerwald an; das Übergangsgebiet wird auch als Wasgau bezeichnet. Die Burgundische Pforte, der flache Sattel zwischen den Südvogesen und dem Juraergebirge, bildet die südliche Begrenzung.

Entlang der Kammlinie der Hochvogesen, welche die elsässische Ostseite von der lothringischen Westseite trennt, reihen sich die höchsten Gipfel aneinander; Kulminationspunkt ist mit 1424 m der Grand Ballon (sämtliche Höhenangaben dieser Arbeit beziehen sich auf die Höhe über dem mittleren Meeresspiegel). Im südlichsten Teil des Gebirges verläuft die Wasserscheide zwischen Rhein und Rhône. Der größte Teil der Vogesen entwässert letztendlich in den Rhein, lediglich eine kleine Anzahl an Flüssen in den südlichen Ausläufern strebt über die Saône der Rhône zu. Die Flüsse westlich des Hauptkammes münden allesamt in die Mosel, die am Col de Bussang in den Südvogesen entspringt. Auf der Ostseite laufen die Flüsse aus dem Gebirge der Ill zu, welche rheinparallel durch das Elsass fließt, bevor sie 20 km nordwestlich von Strasbourg in den Rhein mündet. Im Profil zeigen die Hochvogesen eine deutliche Asymmetrie. Während die Ostseite mit kurzen und steilen Tälern zum Oberrheingraben hin abfällt, ist die Westseite flacher und geht sanft in das lothringische Schichtstufenland über (Abb. 1).

2.2 Geologie

Als Teil des variszischen Orogens entstanden die Vogesen im Karbon. Das Grundgebirge ist neben den verbreiteten Gneisen und Migmatiten durch granitoide Plutone geprägt (TABAUT 2012). Nach Einebnung im Perm lagerten sich mesozoischen Sedimente auf dem Grundgebirge ab, bevor der Einbruch des Oberrheingrabens ab dem Eozän eine erneute Hebung verursachte. So entstanden an der westlichen Grabenschulter die Vogesen und an der östlichen der Schwarzwald (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997). Seither wurden die Sedimente der Trias bis auf den Buntsandstein wieder abgetragen. Im Bereich der Nordvogesen ist der Buntsandstein flächig erhalten, in den Hochvogesen nur randlich in tieferen Regionen, dort steht ansonsten das Grundgebirge an der Oberfläche an. Die Asymmetrie im West-Ost Profil ist dem Effekt der Grabenbildung geschuldet, bei welcher die steile Seite immer zum Graben zeigt (MERCIER & JESER 2004). Das tektonische Gefüge der Vogesen ist durch eine

Abfolge von verschiedenen Horst- und Grabenstrukturen geprägt, die sich in West-Ostrichtung abwechseln und sich von beiden Seiten treppenstufenartig in immer größere Höhen bis zum Hauptkamm aufbauen (FLAGEOLLET 2008, CAROZZA 2014). Viele schon während des Karbons angelegte Störungen wurden bei der Grabenbildung reaktiviert und beeinflussen den Verlauf von Tälern (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1997).

2.3 Klima

Der Vogesenhauptkamm ist durch ein raues, niederschlagsreiches Klima geprägt. Es entspricht, auf die Alpen bezogen, einer Höhenlage von 1800 m - 2000 m (WAHL et al. 2007). Durch die Lage auf 48° nördlicher Breite herrscht allgemein eine Westwindlage. Da die Vogesen für die Luftmassen, die vom Atlantik kommen, das erste größere Hindernis sind, fallen an der Westseite durch Steigungsregen Niederschlagsmengen von bis zu 2200 mm im Jahr (MERCIER & JESER 2004). Demgegenüber ist die elsässische Ostseite durch einen leichten Föhnneffekt trockener und milder (WAHL et al. 2007). In den Nordvogesen herrscht allgemein ein trockeneres Klima. Nur die Höhen zu beiden Seiten des Breuschtals weisen erhöhte Niederschläge von 1400 - 1600 mm im Jahr auf (FREY 1965). Die Jahresdurchschnittstemperatur auf 1200 m beträgt 5°C (MERCIER & JESER 2004), seit 1976 ist nur in den Monaten Juli und August kein Schneefall verzeichnet worden (WAHL et al. 2007).

In den schattigen nordöstlich ausgerichteten Karen kann Schnee sehr lange überdauern und Nivationsnischen bilden. Im langjährigen Mittel verschwinden die meisten dieser Schneereste Mitte Juni. Hervorzuheben ist hier das „nid d'hirondelle“ (Schwalbennest) unterhalb des Kastelbergs. Es erreicht im Winter eine Schneemächtigkeit von 15-20 m und Schneereste waren über die Jahre 1978 bis 2007 gemittelt bis Ende Juli anzutreffen. 1976 schmolz der letzte Rest Schnee erst am 14. September (WAHL et al. 2007). Im besonders kalten Jahr 1860 schmolz der Schnee an dieser Lokalität gar nicht ab. Aus den Jahren der sogenannten kleinen Eiszeit, die vom 15. bis in das 19. Jahrhundert andauerte, gibt es Berichte von ganzjährig bestehenden Firnfeldern (WAHL et al. 2009). Bei einer erneuten Eiszeit befände sich hier die Ansatzstelle für eine beginnende Vergletscherung.

3. Geschichte der Erforschung

Die Herkunft von erratischen Blöcken hat Naturforscher schon lange vor Rätsel gestellt (KRÜGER 2008). In den 1830er Jahren wurden verschiedene Theorien über die Herkunft der großen granitischen Blöcke (Abb. 2) auf den Höhen um Giromagny am Fuße des Ballon d'Alsace diskutiert, wobei zuerst große Wasserfluten als wahrscheinlichste Erklärung angesehen wurden (FLAGEOLLET 2003). Als Ausgangspunkt für

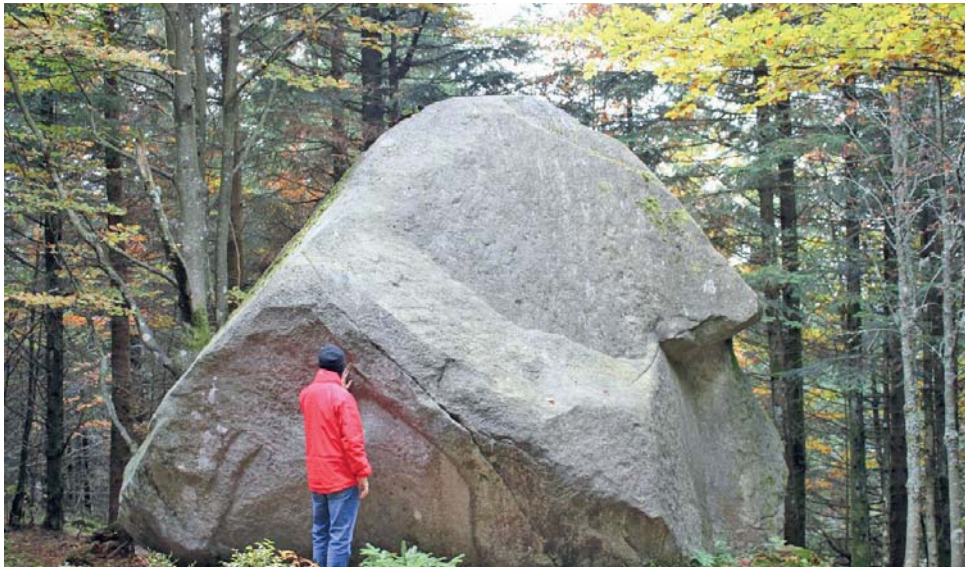


Abb. 2. Der Boule du Diable, östlich des Lac de Lispach, ist ein klassisches Beispiel für einen erratischen Block. Die Interpretation derartiger Blöcke als Relikte vergangener Vergletscherungen war maßgeblich für die Entwicklung der bis heute gültigen Eiszeitentheorie im 19. Jahrhundert. **Fig. 2.** The Boule du Diable, east of the Lac de Lispach, is a classical example for an erratic boulder. The interpretation of such boulders as relicts of past glaciations was essential for the development of the still valid Ice Age Theory in the 19th century.

den Gedanken, dass die Vogesen glazial überprägt sind, kann der Vortrag von Louis Agassiz im Jahre 1838 in Porrentruy (Schweizer Jura) anlässlich des Treffens der französischen geologischen Gesellschaft gelten (WEISSROCK 1999). Er vertrat als einer der Ersten die These, dass sich die Gletscher einst weit über den Alpenraum erstreckten. Als erstes Dokument über eine Vergletscherung der Vogesen erschien ein Beitrag von RENOIR (1839). Da die landwirtschaftliche Nutzung der Vogesentäler zu dieser Zeit ihren Höhepunkt erreichte, war der Grad der Bewaldung deutlich geringer als heute, was das Relief von kleinen Moränen und anderen Spuren deutlicher in Erscheinung treten ließ (KRÜGER 2008). Darüber hinaus sind im Laufe der Zeit durch die zunehmende Bebauung immer mehr der glazialen Spuren zerstört worden (FLAGEOLLET 2003). Aquarelle von Henri Hogard (1808 – 1880) aus der Anfangszeit der Erkundung zeigen den ursprünglichen Zustand, wobei die Formen künstlerisch übertrieben sein mögen. Hogard kannte die Gegend durch seine Funktion als Landvermesser hervorragend und war Mitglied der französischen geologischen Gesellschaft (WEISSROCK 1999). Nur zwei Jahre nach der Zusammenkunft veröffentlichte er 1840 einen bebilderten Aufsatz über Gletscherspuren in den Vogesen, welchen er 1842 stark erweiterte (WEISSROCK 1999). Die Vermutung, dass die Spuren auf mehrere Eiszeiten hindeuten, findet sich erstmals in COLLOMB (1847, 1848), der drei einzelne Vereisungen mit stetig abnehmenden Ausmaßen postulierte, eine Annahme, die bemerkenswerterweise bis heute Gültigkeit hat (FLAGEOLLET 2003).

Die Anhänger der Gletschertheorie hatten anfangs jedoch keinen leichten Stand. Anlässlich der Zusammenkunft der geologischen Gesellschaft am Westrand der Vogesen in Épinal kam es 1847 zu lebhaften Kontroversen. Es wurde eine mehrtägige Exkursion durchgeführt, die allerdings nicht den erwarteten Durchbruch der Befürworter erbrachte (KRÜGER 2008). Bis die letzten Zweifler überzeugt waren, sollte es noch bis in die Zeit zwischen den zwei Weltkriegen dauern (FLAGEOLLET 2003). Bis 1850 waren bereits 16 Artikel erschienen, wonach sich das Interesse etwas legte (FLAGEOLLET 2003). Einer breiten Öffentlichkeit wurde die Glazialtheorie ab den 1870er Jahren durch die Beiträge von Charles Grad bekannt, die in der Zeitschrift des französischen Alpenclubs abgedruckt wurden (vgl. FLAGEOLLET 2003). Ein Fehler HOGARDS (1845) war es, glazifluviale mit glazialen Sedimenten gleichzusetzen - der Unterschied war schlichtweg noch nicht bekannt. So bezog er die verschiedenen proglazialen Schotterterrassen im Moseltal unterhalb der Endmoränen auf direkte Gletscheraktivität und kam so auf sehr große Eisausdehnungen bis zum Gebiet der Maas. Dem Rheintal attestierte er einen Gletscher bis nördlich von Strasbourg, in den sich die Talgletscher der Vogesen und des Schwarzwalds erstreckt hätten (WEISSROCK 1999). Zwischen 1880 und 1914 entwickelte sich eine intensive Erforschung in Zusammenarbeit von französischen, niederländischen und luxemburgischen Wissenschaftlern; auch die Deutschen betätigten sich nach der Annexion des Elsass vermehrt auf diesem Gebiet. Zum Ende des 19. Jahrhunderts erlebte die Forschung auch durch neue Aufschlüsse, die vermehrt durch den aufkommenden Straßenbau und neu angelegte Steinbrüche entstanden, einen Aufschwung (FLAGEOLLET 2003). Nach dem ersten Weltkrieg förderte das Aufkommen der Palynologie die weiteren Untersuchungen in Hinblick auf die Chronologie. Ihren Höhepunkt erreichte die Erforschung zwischen 1950 und 1980, nachdem neue Untersuchungsmethoden zur Verfügung standen. Erstmals entstanden auch Karten im Maßstab 1:50.000, in denen die quartären Ablagerungen detailliert verzeichnet sind (FLAGEOLLET 2003). Nach einem starken Rückgang seit 1980 ist in der jüngsten Zeit die Möglichkeit der Bestimmung von Expositionsaltern mittels kosmogener Nuklide wie ^{10}Be ein neuer Antrieb (MERCIER & JESER 2004, ANDREOLI et al. 2006).

4. Glazialer Formenschatz

Die Oberflächenformen des Hauptkammes sind durch die lange Verwitterungsgeschichte abgerundet und sanft. In starkem Kontrast zu diesen weichen, gewellten Formen stehen die schroffen Kare mit ihren oft senkrechten Rückwänden. Sie sind die größten und am einfachsten erkennbaren Vereisungsspuren in den Vogesen. Kare finden sich beiderseits des Hauptkammes, beinahe jedes größere Tal in den Hochvogesen ist am oberen Ende durch ein solches begrenzt (FLAGEOLLET 2003). Angesichts der Westwinddrift sind die östlich des Kammes gelegenen Leelagen Punkte der Schneeansammlung. Heute entstehen dort im Winter mächtige Wechtenkanten



Abb. 3. Das Doppelkar östlich des Kastelbergs als Beispiel einer glazialmorphologischen Form in den Vogesen. **Fig. 3.** The double cirque glacier east of Kastelberg as an example of a glacial-morphological feature in the Vosges.

(WAHL et al. 2007). In diesen Gebieten der Akkumulation von Schnee entstanden während der Vereisungsphasen bevorzugt Kargletscher. Dies erklärt, warum die Kare der Ostseite wesentlich größer und deutlicher ausgebildet sind als jene westlich des Hauptkammes. Aufgestaut durch Endmoränen, tragen viele der Kare heute Seen, die teilweise zu Mooren verlandet sind. Bemerkenswerte Kare der Vogesen sind der Lac Blanc und der Lac Noir, das Frankenthal-Kar und das Doppelkar östlich des Kastelbergs (Abb. 3). In den Tälern unterhalb der Kare finden sich charakteristische Formen der glazialen Erosion (Trogtäler, Rundhöcker, Gletscherschliff) sowie Formen glazialer Ablagerung (Moränenwälle, Kamesterrassen, Drumlins, Findlinge).

4.1 Talsystem der Mosel und der Moselotte

Die Mosel, nach Aare und Maas der drittgrößte Nebenfluss des Rheins, ist der wichtigste Wasserlauf der westlichen Vogesen. Sie entspringt am Col de Bussang und fließt allgemein in nordwestlicher Richtung (Abb. 1). Entlang ihres Laufes sind die Endstände der drei Vereisungsperioden gut belegt. Die charakteristische glaziale U-Form des Tales ist durch holozäne alluviale Sedimente abgemindert (FLAGEOLLET

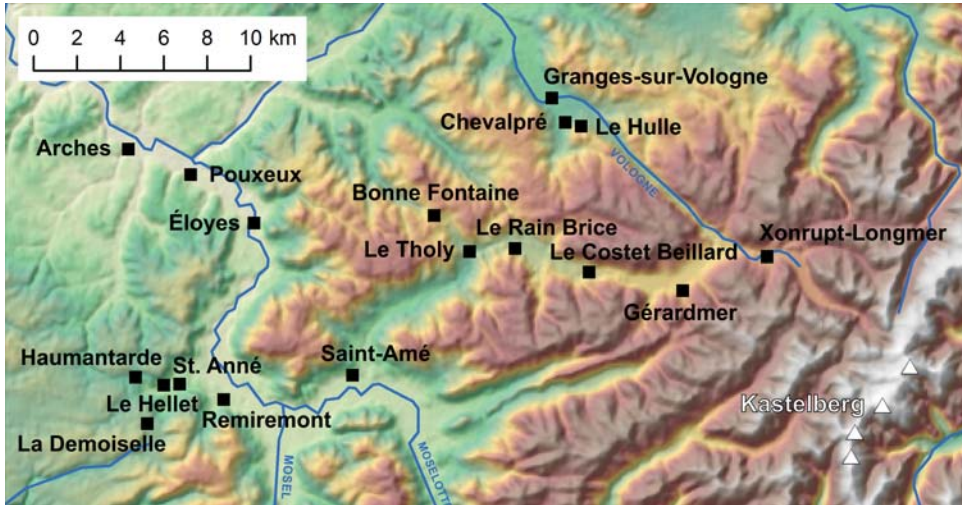


Abb. 4. Detailkarte der nordwestlichen Südvogesen mit der Lage von Orten, die im Text erwähnt werden.
Fig. 4. Detailed map of the NW part of the southern Vosges with the location of sites mentioned in the text.

2003). Der obere Lauf der Mosel ist, durch die lokale Geologie bedingt, von zahlreichen unscheinbaren, das Tal querenden Felsriegeln geprägt, deren Oberflächen häufig als Rundhöcker ausgebildet sind (FLAGEOLLET 2003). Im oberen Bereich der Talflanken liegen kleinere Kare, aus denen sich Seitenbäche ergießen. Im Mündungsbereich einiger solcher Nebentäler finden sich glazio-lakustrine Ablagerungen. Sie sind in der Abschmelzphase der Gletscher am Ende der dritten Eiszeit entstanden, während das Haupttal vom Moselgletscher noch blockiert war. Durch Aufstauen der Schmelzwässer aus den Seitentälern entwickelten sich so zeitweise Stauseen. Die niedrigen Höhenlagen dieser Sedimente zeigen die in Bezug auf frühere Vereisungen geringe Mächtigkeit des Hauptgletschers während der letzten Vergletscherung an (FLAGEOLLET 2003). Im Tal finden sich glaziale Ablagerungen, die als Moränenwälle und Kamesrücken interpretiert werden. FLAGEOLLET (1988) beschreibt sie aufgrund ihrer Strukturlosigkeit und Heterometrie als Endmoränen verschiedener Rückzugsstadien des abschmelzenden Gletschers und stellt sie aus Gründen ihres frischen Aussehens in die jüngste Eiszeit. Im Bereich des Beckens von Remiremont fließt der Mosel die Moselotte zu, die hier ungefähr eine gleichwertige Größe erreicht (Abb. 4). Während der Eiszeiten trafen hier zwei Eisströme aufeinander und als Folge dieser Konfluenz steigerte sich die erosive Kraft der Eismassen unterhalb Remiremont beträchtlich (HANTKE 1978). Der Moselgletscher muss nach Überlegungen von FREY (1965) zeitweise 500 m mächtig gewesen sein. Die glazialen Formen der Moselotte gleichen denjenigen der Mosel. Während seiner maximalen Ausdehnung hat sich der Moselgletscher unterhalb von Arches fächerartig auf mehrere Kilometer Breite ausgedehnt (FREY 1965).

Über die Position der weitesten Ausdehnungen des Moselgletschers herrscht bei den verschiedenen Bearbeitern weitgehend Übereinkunft. Aus der Zeit der drittletzten Vereisung sind kaum Ablagerungen erhalten, lediglich erratische Blöcke aus Granit und Gneis auf den Buntsandsteinflächen geben hier Anhaltspunkte für die Eisausdehnung. Der Gletscher reichte in dieser Kältephase bis Épinal. FLAGEOLLET (1988) geht davon aus, dass der Gletscher den südlich der Stadt liegenden Horst von Épinal nicht mehr überflossen hat, während WENZENS (1989) ein Vorstoßen des Eises über den Horst für wahrscheinlich hält. Durch die Höhenlage von erratischen Blöcken über dem Talboden errechnet er eine Mächtigkeit des Moselgletschers von 100 m für den Bereich 5 km südlich von Épinal. Demzufolge habe der Gletscher den niedrigen Horst in breiter Front überschritten und in Form von Eiszungen bis in das heutige Stadtgebiet gereicht.

Die maximale Ausdehnung während der vorletzten Eiszeit ist durch die Endmoränenbögen bei Pouxoux gegeben (FLAGEOLLET 1988, 2003, WENZENS 1989). Aus dieser Zeit sind proglaziale Sedimente in der 1,5 km moselabwärts liegenden Kiesgrube Les Côtes aufgeschlossen. Aus dieser 20 m mächtigen glazifluvialen Abfolge aus der zweiten Eiszeit lässt sich die Fließdynamik der Schmelzwässer ableiten (WENZENS 1989). Für die letzte Vereisungsperiode markiert der Endkomplex von Noirgueux südlich Éloyes die Maximalausdehnung (FLAGEOLLET 1988, WENZENS 1989). Dieser Komplex aus vier Endmoränenbögen und einem weiten proglazialen Schwemmkegel ist die größte und am besten erhaltene glaziale Ablagerung der Vogesen (FLAGEOLLET 2003).

Schmelzwässer schütteten gegen Ende der letzten Eiszeit den flachen Schwemmkegel aus Sanden und Kiesen auf, während vor der Gletscherstirn die bogenförmigen Moränen akkumulierten. Während des Rückzugs des Gletschers baute sich der Schwemmkegel weiter auf und überdeckte nach und nach die Moränen. Während des fortschreitenden Eisrückgangs staute dieser Komplex aus Moränen und proglazialen Kegel einen See (Lac de Remiremont) auf, der auf eine Länge von etwa 10 km anwuchs (FLAGEOLLET 1984). Das Wasser dieses Sees schaffte sich an der rechten Talseite einen Abfluss; durch das Einschneiden in Moränen und Kegel entstand eine 5 m tiefe Erosionsterrasse. Der See wurde nach und nach verfüllt, verlandete und schließlich tiefte sich die Mosel in diese Sedimente. Die südwestlichen Talseiten der Mosel sind stellenweise niedrig und konnten im Verlauf aller drei Kälteperioden von den Eismassen überschritten werden. Die von diesem Eis überflossenen Gebiete im Südwesten sind das Pays de Mille Étangs und das Plateau de Niche.

4.2 Pays de Mille Étangs und Plateau de Niche

Die Gebiete südwestlich der Mosel sind tektonisch durch eine Abfolge von Horst- und Grabenstrukturen gekennzeichnet. Als südöstliche Abgrenzung dieses Gebietes kann der Ast des Vogesenhauptkammes gesehen werden, der dort mit Gipfeln wie

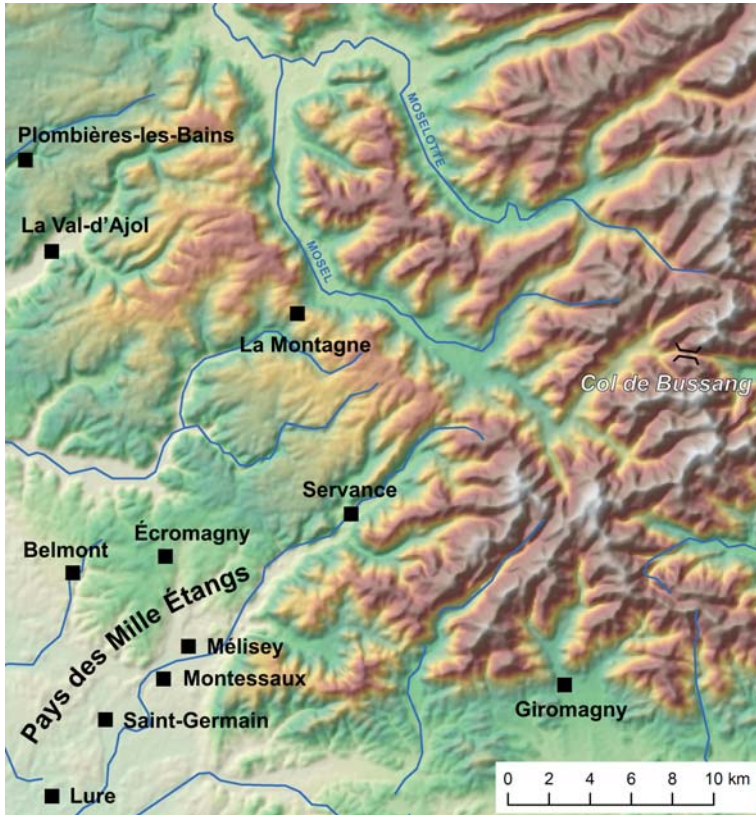


Abb. 5. Detailkarte der südwestlichen Südvogesen mit der Lage von Orten, die im Text erwähnt werden. **Fig. 5.** Detailed map of the SW part of the southern Vosges with the location of sites mentioned in the text.

dem Ballon d'Alsace, dem Ballon de Servance und der Planche des Belles Filles langsam ausläuft. Von diesem Kamm aus wechseln sich in nordwestlicher Richtung, jeweils durch Störungen getrennt, das Ognontal, das Pays de Mille Étangs, der Horst von La Montagne und das Val d'Ajol ab (Abb. 5).

Das Pays de Mille Étangs (Land der tausend Teiche) im äußersten Südwesten der Vogesen ist wegen der tektonischen Gegebenheiten durch ein flaches Relief gekennzeichnet. Es bildet ein niedriges Plateau zwischen dem Val d'Ajol im Nordwesten und dem Ognontal im Südosten (Abb. 5). Aufgrund der für die Vogesen untypischen Morphologie trägt es ungewöhnlich viele und gut erhaltene glaziale Spuren (FLAGEOLLET 2003). HANTKE (1978) beschreibt eine für die Vogesen einzigartige Landschaft, die durch Rundhöcker geprägt ist. Durch die Gletscheraktivität ist der Buntsandstein hier bis auf den südwestlichsten Abschnitt erodiert. Die Gletscherschrammen sind auf diesen Sandsteinen besser erhalten als auf den Kristallingesteinen (FLAGEOLLET 2003). In das flache Land haben die Eismassen zahlreiche Wannen und Vertiefungen geschürft, die heute zum Teil mit Wasser gefüllt sind. Ihre Entstehung wird teilweise auch auf Toteislöcher zurückgeführt (FLAGEOLLET 2003). Das Eis, welches das Pays de

Mille Étangs bedeckte, entstammte größtenteils einer Diffluenz des Moselgletschers, die während der zwei früheren Vereisungen den Höhenrücken im Süden des Tals überfloss und sich südlich in die Ebene erstreckte. Die über mehrere Kilometer kontinuierlich verlaufenden Moränenzüge zwischen Écromagny und Belmont sind die längsten der Vogesen. Ihre Zuordnung zu einer bestimmten Vereisung ist nicht gesichert, als wahrscheinlich ist allerdings eine Zuordnung zur letzten Eiszeit (FLAGEOLLET 2003). Die Endmoränen der vorletzten Eiszeit finden sich zwischen Lure und St. Germain. Zu Zeiten der letzten Vergletscherung konnte der Moselgletscher den Höhenrücken nur noch an den zwei niedrigsten Stellen überborden, dem Col des Croix und dem Col du Mont de Fourche.

Über die weiteste Erstreckung des Gletschers im Ognontal während der letzten Eiszeit liegen verschiedene Interpretationen vor. Zu den Eismassen aus der Mosel-diffluenz kam hier der Gletscher, der sich vom Ballon de Servance herab erstreckte. SERET (1967) nimmt das Gletscherende bei Servance an. Der dortige Felsriegel bildet eine Engstelle des Tals. Die einmündenden Nebentäler wie Miellin und Vannoise seien durch den Hauptgletscher aufgestaut und sogar zeitweise talaufwärts geflossen. Dem widerspricht FLAGEOLLET (1988), der eine Ausdehnung bis über Mélisey hinaus nach Montesseux vertritt. Durch das häufige Wechseln von breiten kesselförmigen Talabschnitten und engen Felsriegeln habe sich der Gletscherrückzug ruckartig vollzogen.

Nordwestlich des Val d'AJol schließt sich nach dem Horst von Plombières das Plateau de Niche an, das sich westlich einer Linie von Remiremont bis Pouxieux erstreckt. Ganz ähnlich wie das Pays de Mille Étangs wurde es von einer Diffluenz des Moselgletschers mit Eis versorgt. Zu Zeiten der weitesten Ausdehnung der ersten Eiszeit erstreckte sich der Gletscher über Hadol hinaus bis an den Fuß der Höhen von Bois d'Arches. Die Schmelzwässer schnitten sich im Westen in die weichen Sedimentgesteine ein. Diese vorangelegten Taleinschnitte wurden während der zweiten Eiszeit weiter vertieft. Zu dieser Zeit erreichte das Eis noch La Demoiselle und Maileronfaing, was durch Endmoränen markiert ist. Die Eisdecke war nun nur noch geringmächtig ausgebildet, nur Bereiche kleiner Senken entwickelten eine etwas mächtigere Schicht. Die Moränen der letzten Eiszeit liegen bei Haumantarde, Demoiselle und Feignes Galland. Während des Rückzugs in Richtung Mosel wurden die Kamesablagerungen von Le Hellet und St. Anné gebildet. Als letzter Schritt staute sich der See von Remiremont auf.

4.3 Tal der Vologne

Die Vologne entspringt südlich des Col de la Schlucht (Abb. 3) und fließt bis Bruyères allgemein in nordwestlicher Richtung; nach einem scharfen Knick nach Südwesten mündet sie unterhalb von Épinal in die Mosel. An ihrem Oberlauf liegt eine Seenkette, die während der letzten Eiszeit entstanden ist.



Abb. 6. Gletscherschliff am Südufer des Lac de Gérardmer ist ein eindrücklicher Beleg für die erosive Tätigkeit von Gletschern in der Vergangenheit. **Fig. 6.** Glacial polish along the south bank of Lac de Gérardmer is a distinct documentation of the erosive activity of glaciers in the past.

Der Lac de Retournemer ist ein klassischer Karsee und das am tiefsten eingeschnittene Kar der lothrinischen Vogesen (FLAGEOLLET 2003). Flussabwärts liegt der Lac de Longemer, der eine vom Gletscher ausgehöhlte Vertiefung ausfüllt und von einer Moräne gestaut wird. Der größte der drei Seen, der Lac de Gérardmer, hat sich hinter der Endmoräne von Costet Beillard gebildet. Aufgrund dieser Abfolge von eiszeitlichen Seen wird das Tal der Vologne auch als Vallée des Lacs bezeichnet. Der viel kürzere Abfluss zur Mosel durch das Tal der Cleurie wurde während der letzten Eiszeit durch die Endmoräne bei Gérardmer versperrt (WENZENS 1987); seither fließt die Vologne weiter in nordwestliche Richtung. Die Ausbildung der Seen ist durch verschieden kompetente Gesteine begünstigt, die sich im Tal abwechseln und Talweitungen sowie Engstellen hervorrufen. Die durch Felsriegel gebildeten Engstellen sind teilweise durch Gletscherschliff überprägt (Abb. 6). Das Kar von Retournemer liegt in einem Bereich weicher Schiefer und Grauwacken. Unterhalb des Lac de Longemer bilden Syenite einen Härtling, den die Gletscher nur wenig erodieren konnten. Auf diesem wurde die Moräne von Béaba abgelagert, die den See aufstaut (FLAGEOLLET 2003). Der Felsriegel wird heute von der Vologne in kleinen Wasserfällen (Saut de Cuve) überwunden. Am nördlichen Talhang ist bei Xonrupt-Longemer eine Kamesterasse erhalten.

Im Laufe der früheren Vereisungen konnten die Eismassen über die Talhänge steigen und sich in Form von langen Eiszungen in die nordwestlich gelegenen Täler ergießen. Eine genaue räumliche Eingrenzung dieser älteren Kältephasen ist schwierig. WENZENS (1989) sieht in der Talweitung nordwestlich von Granges-sur-Vologne einen Nachweis für bis dorthin reichendes Eis zu Zeiten der zweiten Vereisung. Auch FLAGEOLLET (2003) sieht die Moränen auf einer Linie Chevalpré, Golottes, Le Hulle und Barbey-Seroux als Endstand der zweiten Eiszeit an. Stark auseinander gehen die Meinungen für die älteste, größte Vergletscherung. Zwischen den angenommenen weitesten Eisausdehnungen von HANTKE (1978) und SERET (1967) liegen 12 km (WENZENS 1989). Aus diesem Zeitraum liegen fast nur erratische Blöcke als Anhaltspunkte vor. WENZENS (1989) listet die höchstgelegenen Findlinge auf und errechnet aus diesen eine Mindest-Gletschermächtigkeit über dem Talboden. Es ist anzumerken, dass die Täler der Vogesen während der ersten Vereisung wahrscheinlich weit weniger tief waren als heute und erst durch die Gletscheraktivität ausgeräumt und eingetieft wurden (FLAGEOLLET 2003). Nach WENZENS (1989) zeigen Granitblöcke auf dem aus Buntsandstein aufgebauten 809 m hohen Inselberg Spiémont eine Eismächtigkeit von 300 m an. Weiter im Nordwesten weisen Berechnungen auf ein langsames Absinken der Gletscheroberfläche bis unter 500 m hin. Die tiefstliegenden gefundenen erratische Blöcke sieht WENZENS (1989) auf 480 m nördlich von Bruyères. Da in dem nordwestlich angrenzenden Höhenzug selbige fehlen, sieht er hier die maximale Ausdehnung der Vogesenvereisung. Die 600 m hohen Rücken im Bereich des Zusammenflusses von Mosel- und Vologne-Gletscher hätten dabei als Nunatakker aus dem Eis herausgeschaut (WENZENS 1989).

4.4 Tal der Cleurie

Die Cleurie ist durch die Moräne und das Delta von Costet Beillard, die heute den Lac de Gérardmer aufstauen, von der Vologne getrennt und fließt nach Südwesten in Richtung St. Amé, wo sie in die Moselotte mündet (Abb. 3). Über keine anderen Ablagerungen in den Vogesen als denjenigen bei Le Tholy gehen die Interpretationen weiter auseinander. Bis zum Ende der letzten Eiszeit floss die Vologne noch durch das Cleurietal zur Moselotte, der Volognegletscher reichte also in Richtung Le Tholy hinunter. Nach Abschmelzen des Gletschers nach der letzten Eiszeit bildete sich durch Schmelzwässer im Becken von Bas Beillard ein See zwischen dem heutigen Lac de Gérardmer und den Moränen von Le Tholy. Durch sein stetiges Anwachsen schuf sich der See einen Abfluss über den niedrigen Col de Rechaucourt, wodurch eine 100 m tiefe Klamm (Trou de L'enfer), heute von der Barba durchflossen, ausgeräumt wurde. Durch die in den See mündenden Schmelzwässer bauten sich mehrere lakustrine Deltas auf. Bei Housseramont ist heute eines davon durch einen Steinbruch gut aufgeschlossen.

Kernpunkt der Problematik ist die Tatsache, dass die lakustrinen Sedimente des Lac de Beillard eine Höhenlage von 665 m erreichen, während die größte Moräne von Le

Tholy nur bei 645 m liegt. Der See kann demnach nicht allein durch die Moränen bei Le Tholy aufgestaut worden sein (FLAGEOLLET 2003). Die Vermutung von CAPOT-REY (1938, zit. in FLAGEOLLET 2003), die Moränen von Le Tholy seien durch den Ausbruch des Sees um die fehlenden 20 m erodiert worden, erscheint unwahrscheinlich. Auch eine Erosion durch die Cleurie nach dem Ende der Eiszeit kann ausgeschlossen werden, da diese nur eine schwache Erosionskraft besitzt. SERET (1967) entwickelte die These, dass von einer Diffluenz des Moselottegletschers Eis von St. Amé aus etwa 10 km talaufwärts bis Le Tholy floss. Demnach hat die Stirn dieser Eiszunge aus dem Moselotte-Tal den See gestaut. Dafür spricht, dass die bogenförmigen Wälle zwischen Le Tholy und Rain Brice nach Osten und zwischen dem Becken von Bas Beillard und Gérardmer nach Westen gewölbt sind (FLAGEOLLET 1988). WENZENS (1987) führt einige Argumente an, die talaufwärts fließendem Eis widersprechen. Für ein ausreichendes Oberflächengefälle, das ein Talaufwärtsfließen ermöglichen könnte, hätten der Mosel- und der Moselotte-Gletscher im Becken von Remiremont eine Mindestmächtigkeit von 350 m erreichen müssen. Eine Moräne der Mosel 4 km weiter westlich liegt jedoch maximal 170 m über dem Talboden. Auch die Tatsache, dass die Endmoräne der jüngsten Eiszeit an der Mosel bei Noirgueux nur 6 km entfernt liegt, widerspricht einer derart hohen Mächtigkeit im Bereich von Remiremont. Aus petrographischer Sicht spricht nach WENZENS (1987) auch das Fehlen von Rhyolithgeröllen in den Ablagerungen des Cleurietales gegen eine Moselotte-Diffluenzzunge. Das Einzugsgebiet der Moselotte besteht aus viel Rhyolith, wohingegen dieser im Bereich der Vologne fehlt.

Nach SALOMÉ (1968) ist der Volognegletscher selbst für den Stau effekt und den daraus resultierenden See von Bas Beillard ausschlaggebend. Durch die wechselnde Talform mit engen und weiten Abschnitten habe sich das Abschmelzen des Gletschers am Ende der Eiszeit asynchron vollzogen. An Stellen, an denen der Gletscher schmal und wenig mächtig war, schmolz das Eis rasch, wodurch der restliche Gletscher in große Toteisblöcke aufgeteilt wurde. Zwischen diesen stauten sich Schmelzwässer, es kam zur glazifluvialen und lakustrinen Sedimentation. Nach dieser These handelt es sich bei den Wällen von Le Tholy nicht um Moränen, sondern um Kames-Ablagerungen. FLAGEOLLET (2003) geht davon aus, dass im Becken von Bas Beillard eine Konfluenz von drei Gletschern vorlag. Die Diffluenzzunge des Moselotte-Gletschers stieg demzufolge das Cleurietal herauf, von oberhalb stirnte der Volognegletscher, wozu noch der Gletscher aus dem Seitental des Cellet kam. Während zum Ende der Kälteperiode die Zunge des Moselotte-Gletschers weiterhin den Abfluss blockierte, schmolzen die beiden anderen Gletscher in ihre Täler zurück. Durch das fortschreitende Abschmelzen vergrößerte sich der See zusehends bis auf eine Länge von 9 km, in den durch weitere Schmelzwässer klassische Deltasedimente bei Le Costet und im Bereich der Mündung des Cellet geschüttet wurden.

Neben den problematischen Ablagerungen am Talboden finden sich im Gebiet der Cleurie weiterhin Anzeichen von zwei älteren Vereisungen. Zu Zeiten der früheren

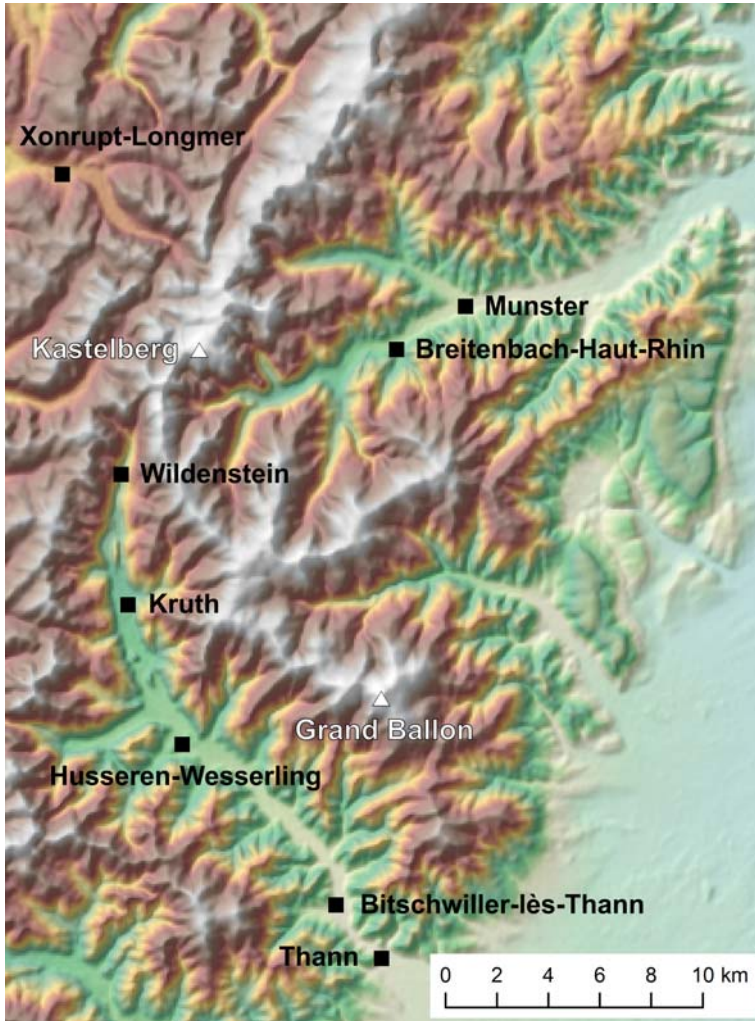


Abb. 7. Detailkarte der östlichen Südvogesen mit der Lage von Orten, die im Text erwähnt werden.
Fig. 7. Detailed map of the eastern part of the southern Vosges with the location of sites mentioned in the text.

Kältephasen ist das Eis nach Norden über die Sättel von Croix d'Élon, von Rechau-court, von Bonne Fontaine und Singe geflossen, und hat in den jeweils dahinterliegenden Tälern Moränen hinterlassen (FLAGEOLLET 1988). Erratische Blöcke auf den über 800 m gelegenen Höhen östlich von Remiremont werden der ersten Eiszeit zugerechnet (WENZENS 1987).

4.5 Talsystem der Fecht

Zwischen dem Tête des Immerlins im Norden und dem Rainkopf im Süden verläuft der Vogesenhauptkamm geradlinig in Nord-Süd-Richtung. Hier liegen an der Ostsei-

te die größten Kare der Vogesen. Aus dem Frankenthal-Kar im Norden des Hohnocks fließt die kleine Fecht ab (Abb. 7), die sich bei Munster mit der großen Fecht vereint, welche aus dem Doppelkar östlich des Kastelbergs herabfließt (Abb. 2). Dieser steile Ostabfall der Vogesen ist kurz und zeigt auf kleinem Raum die verschiedenen glazialen Überprägungen. Die Nährgebiete sind hier die größten Kare der Vogesen, in denen sich heute durch Endmoränen kleine Seen aufgestaut haben (Lac de Schiessrothried, Lac de Fischboedle). Weiter talwärts zeigen Rundhöcker und Moränenreihen die Gletscheraktivität an. Die steilen Hänge des Wormsatsals sind großflächig mit Blockschutt bedeckt. Sie sind nach dem Abschmelzen der Gletscher durch Dekompression der Hänge entstanden (ANDREOLI et al. 2006).

Im Tal der Fecht finden sich keine Ablagerungen, die der ersten Vereisung zugeordnet werden können. Anhand der Talformen wird aber spekuliert, die älteste Vereisung könnte über Munster hinaus bis etwa Zimmerbach gereicht haben (FLAGEOLLET 2003). Abbildung 8 zeigt eine Endmoräne im Wormsatal, deren Oberfläche mit herauswitternden Blöcken bedeckt ist. Undeutliche, stark verwitterte Moränen werden von TRICART (1963) der zweiten Eiszeit zugeschrieben, sie zeigen eine Ausdehnung des Gletschers bis zur Einmündung des Seitentales bei Breitenbach an. Am deutlichsten sind die Sedimente der letzten Kaltzeit erhalten, während welcher der 7 km lange Gletscher bis Metzeral reichte (FLAGEOLLET 2003, ANDREOLI et al. 2006). Anhand der glazialen Sedimente im Tal der Wormsa, einem Seitenbach der großen Fecht, ist der Ablauf des Eisrückzugs am Ende der letzten Vergletscherung dokumentiert. Das Wormsatal, "ein Lehrbuchbeispiel für U-Täler" (MERCIER et al. 1999), ist so zur Typokalität für die Chronologie des Eisrückzugs in den Vogesen geworden (MERCIER & JESER 2004). ANDREOLI et al. (2006) beschreiben vier Stadien. Die Maximalausdehnung ist demnach das Stade de Metzeral (1). Anschließend zog sich die Gletscherfront zurück, wobei sich das Eis während des Stade d'Erbersch (2) in einzelne Zungen der Seitentäler Wormsa und Kolbenfecht aufteilte. Ein 2,40 m hoher Anschnitt an einer Moräne aus dem Stade de Seestaedtle (3) zeigt vom Liegenden zum Hangenden eine Abfolge aus einer glazifluvialen Decke, Till und abschließend einen Mix aus glazifluvialem und lakustrinem Material. Nach ANDREOLI et al. (2006) muss sich der Gletscher nach Stade 2 rasch zurückgezogen haben. Die dadurch entstandenen unteren glazifluvialen Ablagerungen zeigen kaum gröberes Material, was dafür spricht, dass der Gletscher bereits weit oben im Tal war. Der darüber gelagerte Till zeigt einen Gletschervorstoß an. Das nun folgende Material belegt den endgültigen Rückzug. Zuletzt befanden sich nur noch in den hochgelegenen Karen Eisreste, sie bildeten das Stade de Irques (4). Im Tal der Kleinen Fecht deuten die Glazialsedimente auf einen ganz ähnlichen Ablauf hin (ANDREOLI et al. 2006). Es ist anzumerken, dass dieser letztmalige Gletschervorstoß zwischen Stade 2 und Stade 3 letztlich nur für das Wormsatal nachgewiesen werden kann, auch wenn eine gleichartige Entwicklung, zumindest für die übrigen Täler der Ostseite, sehr wahrscheinlich ist.



Abb. 8. Endmoräne im Wormsatal, deren Oberfläche mit herauswitternden Blöcken bedeckt ist. **Fig. 8.** Terminal moraine ridge in the Wormsatal, with its surface covered by excavated boulders.

4.6 Tal der Thur

Am Rainkopf spaltet sich der Vogesenhauptkamm in zwei einzelne Äste auf. Zwischen diesen beiden verläuft das Tal der Thur in südöstlicher Richtung (Abb. 6), welches durch seine Dimensionen aus den übrigen Vogesentälern heraus sticht. Zwischen dem Grand Ballon und dem Tête des Perches ist es 1000 Meter eingetieft und 14 km breit (FLAGEOLLET 2003). Diese Besonderheit ist bedingt durch die größte Störungszone der Hochvogesen, der Faille St. Marie-aux-Mines - Lure, wodurch das Tal leicht durch Gletscher ausgeräumt werden konnte. Kennzeichnend sind auch Rundhöcker an der Talsohle, von denen der größte eine Höhe von 140 m erreicht (HANTKE 1978). Für die älteren Vereisungszeiten wird eine Ausdehnung des Gletschers im Thurtal bis etwa Bitschwiller oberhalb von Thann angenommen. Innerhalb des letzten Glazials reichte der Gletscher nur noch bis Husseren-Wesserling, die dortigen Endmoränen sind gut erhalten (FLAGEOLLET 2003).

Der Lac de Kruth-Wildenstein im oberen Tal ist ein künstlich angelegter Stausee und nicht durch die Gletscheraktivität entstanden. Bemerkenswert ist allerdings seine südliche Begrenzung, der 666 m hohe Schlossberg. Dieser bildet isoliert in der Talmitte stehend einen Härtling. Der Schlossberg ist östlich und westlich von zwei Störungen begrenzt. Im Bereich dieser Schwächezonen konnte das Gestein durch den überfahrenden Gletscher leichter erodiert werden, was zwei subglazial geformte Schluchten zur Folge hatte.

4.7 Nordvogesen

Nördlich der Bruche finden sich lediglich in den höchsten Massiven noch glaziale Spuren. Im Süden des Donon (1009 m) befinden sich an einem Nord-Süd verlaufenden Kamm kleine Kare mit Endmoränen auf einer Höhe von 650-700 m. In den dort 200 m mächtigen Vogesensandstein konnten sich die Kargletscher leichter eintiefen als im Gebiet des Champ du Feu (1099 m), der noch im Kristallingestein liegt (FLAGEOLLET 2003). Dieser wurde auch durch seine Lage weiter im Osten weniger mit Schnee versorgt, weswegen die Kare eine nur geringe Tiefe erreichen. Die am nördlichsten gelegene Spur einer Vergletscherung in den Vogesen ist der Karsee Grafen-Weiher am Schneeberg (960 m) auf der Höhe von Strasbourg. Die glazialen Formen der Nordvogesen werden anhand ihrer Klarheit und ihrer frischen Formen in die letzte Eiszeit gestellt (FLAGEOLLET 2003).

5. Diskussion

Wie in den vorhergehenden Abschnitten gezeigt wurde, sind drei eigenständige Vereisungen der Vogesen allgemein anerkannt (Abb. 9). Dabei nimmt das Wissen über die genauen Ausmaße und die zeitlichen Abläufe von den älteren zur jüngsten Vergletscherung stetig zu. Da allerdings jede dieser Kältephasen einzelne Eisvorstoß- und Rückzugsphasen beinhaltet, ist eine genaue Zuordnung nicht immer einfach (FLAGEOLLET 2003). Die Grenzziehung zwischen einer eigenständigen Vereisungsperiode und einzelnen Vorstößen innerhalb einer der drei Eiszeiten ist bis heute schwierig. So schreibt FLAGEOLLET (2003), dass gerade auf der lothringischen Seite auch von vier bis fünf Eiszeiten gesprochen werden könne. So erstrecken sich von Épinal aus moselabwärts bis Toul im Westen von Nancy fünf glazifluviale Schotterkörper, die jeweils einer eigenen Eiszeit zugerechnet werden könnten. Im nördlichen Alpenvorland der Schweiz sind für das Quartär mittlerweile mindestens acht Eiszeiten nachgewiesen, bis zu 15 eigenständige Vergletscherungen werden diskutiert, von denen ein großer Teil ins frühe Pleistozän gestellt wird (PREUSSER et al. 2011). Die drei Eiszeiten der Vogesen entsprechen dabei wahrscheinlich den jüngsten Vereisungen der Alpen. Das Fehlen älter Eiszeiten könnte dadurch erklärt werden, dass die Vogesen zu Beginn des Pleistozäns womöglich noch nicht hoch genug, um geeignete Nährgebiete zu entwickeln (FLAGEOLLET 2003).

Der Grund für den Befund, dass die Vergletscherungen der Vogesen mit jüngerem Alter eine immer geringere Ausdehnung zeigen, könnte durch stetige Abtragung des Gebirges und eine Verringerung der Nährgebiete begründet sein (FLAGEOLLET 2003). Zudem waren die Täler während der frühen Eiszeiten wahrscheinlich noch wesentlich weniger tief ausgeräumt, was ein Übersteigen der Hänge und Überfließen von Nachbargebieten erleichterte. Mit jeder Eiszeit waren die Gletscher stärker in den immer

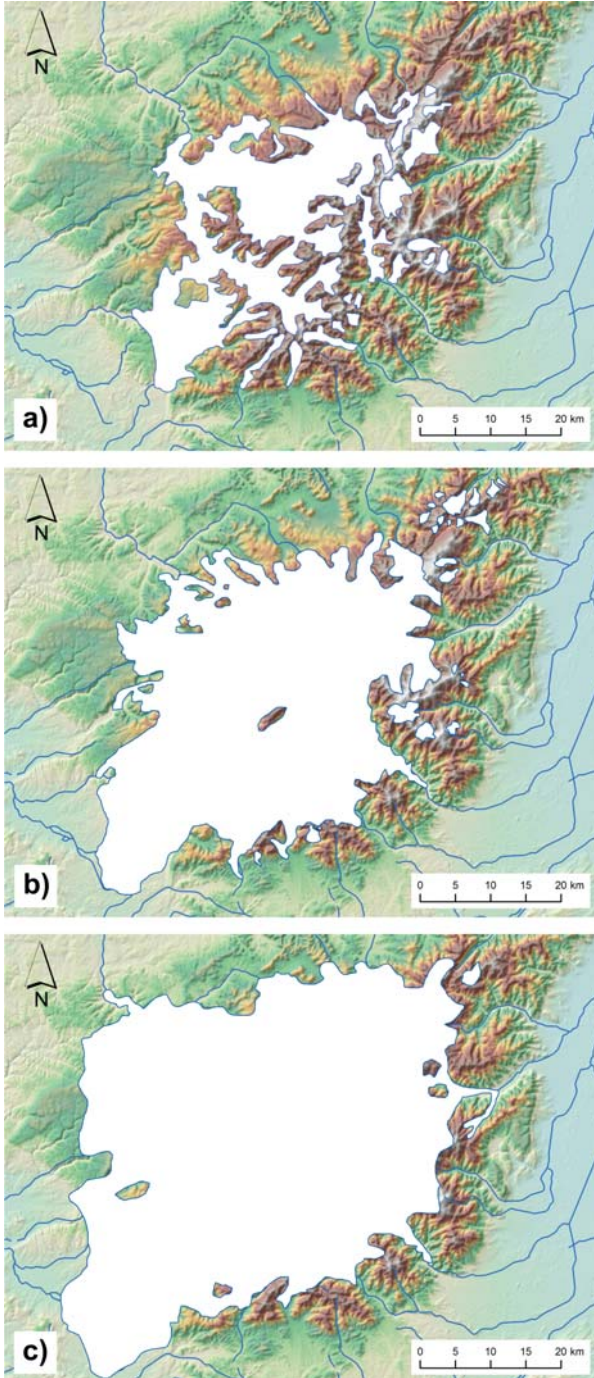


Abb. 9. Maximale Gletscherausdehnung während (c) der ersten, (b) der zweiten und (a) der dritten (letzten) Eiszeit in den Vogesen (nach FLAGEOLLET 2003).

Fig. 9. Maximal glacier extent during the (c) first, (b) second and (a) third (last) glaciation of the Vosges (after FLAGEOLLET 2003).

tieferen Tälern fixiert. In diesem Sinne wird für die erste Eiszeit auch von einer Kappenvereisung gesprochen, wohingegen während der zweiten und in noch höherem Maße während der dritten Vereisung hauptsächlich eine Talvergletscherung vorliegt (HANTKE 1978, FLAGEOLLET 1988). Aus der ersten Vereisung sind, abgesehen von erratischen Blöcken, kaum Spuren erhalten. WENZENS (1989) schließt daraus, dass während des folgenden Interglazials eine lange Zeitspanne der Erosion geherrscht haben müsse, womit er auch die Eigenständigkeit dieser ältesten Vereisung begründet. Ablagerungen aus der zweiten und letzten Vergletscherung werden vorwiegend über den Grad ihrer Erhaltung und die „Frische der Formen“ (FLAGEOLLET 1988), sowie über ihre Höhenlage (WENZENS 1987) unterschieden.

Die Gletscher der Westseite waren erheblich länger als diejenigen der Ostseite. MERCIER & JESER (2004) führen das auf die größere Versorgung mit Niederschlägen im Westen zurück. Durch den steilen Abfall zum Oberrheingraben hin ist dort auch das Nährgebiet kleiner (FREY 1965). Gerade aufgrund ihrer Kürze waren die Gletscher auf der Ostseite wohl wesentlich mächtiger und reichten auf 400 m bis 500 m herab (FREY 1965). So ist auch die deutlich geringere Vergletscherung der Nordvogesen weniger durch die niedrigere Höhenlage, als durch erheblich trockeneres Klima zu erklären (HANTKE 1978). Die verschiedenen Bearbeiter sind sich über die Ausdehnungen des Eises auf der Ostseite überwiegend einig. Gletscher im Tal der Fecht und der Doller maßen während des Maximum der letzten Eiszeit 9 km, im Thurtal waren es etwa 15 km (HANTKE 1978). Für die Täler der Vologne und der Cleurie liegen, abgesehen von der jüngsten Vereisung, unterschiedliche Meinungen vor. SERET (1967) und FLAGEOLLET (1988) vertreten eine vergleichsweise geringe Eisausdehnung. HANTKE (1978) und WENZENS (1989) führen Gründe für eine weitere Ausdehnung an. Über die Höhenlage von erratischen Blöcken im Verlauf der einzelnen Täler wurden Schneegrenzlinien bestimmt und in Bezug zu den dadurch entstehenden Nährgebieten gesetzt. Sie geben von der ersten zur dritten Vereisung Höhenlagen der Schneegrenzlinien von 700 m, 750 m und 850 m an. Nach Berechnungen von FREY (1965) steigt die Größe der Nährgebiete durch Absenkung der Schneegrenzlinien um 100 m überproportional an:

$$900 \text{ m} = 315 \text{ km}^2, 800 \text{ m} = 529 \text{ km}^2, 700 \text{ m} = 837 \text{ km}^2$$

Die Frage bezüglich der überproportional großen Menge glazialer Sedimente in den Vogesen ist nicht restlos beantwortet (MERCIER & JESER 2004). MERCIER (2014) argumentierte kürzlich, die Erklärung läge wohl weniger in den besonderen klimatischen oder petrographischen Besonderheiten, sondern mehr in der langen Verwitterungsgeschichte des Gebirges. Die 200 Ma alten Grundgebirgsgesteine haben demnach mehrere Perioden der Verwitterung durchlaufen, wodurch im Quartär viel Lockermaterial zur Verfügung stand, welches sich leicht transportieren und akkumulieren ließ.

Für die Vogesen ist das Grande Pile Moor, bei St. Germain im Pays de Mille Étangs zwischen Moränen der vorletzten und letzten Eiszeit gelegen, die wichtigste klimageschichtliche Quelle. Anhand der in den Sedimenten enthalten Pollen konnte das Klima seit dem Ende der vorletzten Eiszeit vor 140.000 Jahren rekonstruiert werden (WOILLARD 1978). Ergänzend zur Pollenanalyse wurde die Trockenheit über den Smectit-Anteil in Tonmineralen bestimmt (SERET et al. 1992). Interessanterweise bereitet die Korrelation mit nur 150 km entfernten Pollenprofilen aus der Nordschweiz große Probleme (PREUSSER 2004). Diese Korrelationsprobleme haben zur Entwicklung einer eigenständigen Nomenklatur für die Vogesen geführt, die sich an verschiedenen Moränenständen im Pays des Mille Étangs orientiert. Die Abkehr von der alpinen Nomenklatur zeigt sich bei verschiedenen Bearbeitern. So verwendeten SERET (1967) und FLAGEOLETT (1971) ohne Ausnahme Mindel, Riss und Würm, in späteren Veröffentlichungen wird vorsichtig von älterer, mittlerer und jüngster Vereisung gesprochen. Auch WENZENS (1987,1989) nimmt diese Bezeichnungen auf.

Gleichwohl besteht kein Zweifel daran, dass die letzte Vereisung der Vogesen sich zur Zeit des Würms ereignet hat (FLAGEOLLET 2003). Erstaunlich sind die Schlüsse, die SERET et al. (1990) aus dem Pollenprofil Grande Pile ziehen. Demnach wurde das Maximum der letzten Eiszeit in den Vogesen mit etwa 63 ka viel früher erreicht als in den Alpen, wo diesen einem Alter von 24 ka - 22 ka entspricht (PREUSSER et al. 2011). Eine mögliche Erklärung für eine solche zeitliche Verschiebung geben FLORINETH & SCHLÜCHTER (2000). Demnach ist die atmosphärische Zirkulation im Bereich des Nordatlantiks für das europäische Klima verantwortlich. Für die Frühphase der letzten Eiszeit geben sie eine Lage der Polarfront auf 46° nördlicher Breite an. Durch die dadurch angetriebene Westwinddrift sind Gebirge wie die Vogesen durch Eisaufbau gekennzeichnet (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000). Im Gegensatz hierzu hat sich die Polarfront in der jüngeren Phase der letzten Eiszeit südwärts auf 44° nördlicher Breite verschoben, was Windströmungen aus südlichen Richtungen zur Folge hatte. Zu diesem späten Stadium sind Mittelgebirge wie die Vogesen also mit weniger Feuchtigkeit versorgt worden, was einem verringerten Eisaufbau entspricht (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000). Sauerstoffisotope in alpinen Tropfsteinen weisen ebenfalls auf eine solche, aus südlicher Richtung kommende Hauptströmung hin (LUETSCHER et al. 2015). Einen starken West-Ost Gradienten für die Jahresmitteltemperatur in Europa während des Maximum der letzten Eiszeit haben HEYMAN et al. (2013) durch numerische Modellierungen erhalten. Für die Vogesen erhalten sie einen Wert von 12,5° C unter dem heutigen Durchschnitt. Für Schwarzwald, Bayerischen Wald und Riesengebirge werden entsprechend 11,3°C, 10,7°C und 8,3°C angegeben. Diese Temperaturabnahme ist mit einer weiter südwärts liegenden Polarfront in Einklang.

Für die Vogesen wird ein verzögertes Abschmelzen der Gletscher nach der letzten Eiszeit diskutiert. Pollensequenzen aus Mooren in Tälern starten nie vor 12 ka

(ANDREOLI et al. 2006), in den Karen nie vor 9 ka (FLAGEOLLET 2003). So wird auch von holozänen Endmoränen in den Vogesen gesprochen (MERCIER & JESER 2004). Angesichts der Überlegung, dass gerade die verhältnismäßig kleinen Gletscher der Vogesen rasch auf Klimaveränderungen reagieren, ist eine solch lange Präsenz von Eis überraschend. Im Gegensatz dazu war das nahegelegene Juragebirge schon ab 17 ka eisfrei (BUONCRISTIANI & CAMPY 2004). Auch für das Schweizer Alpenvorland ist ein finales Abschmelzen des Eises um 17,5 ka gut belegt (PREUSSER et al. 2011). Ein stark verzögertes Abschmelzen in den Vogesen scheint durch Altersbestimmungen mittels kosmogener Nuklide bekräftigt zu werden. Dabei wurden die Expositionsalter von Blöcken auf Endmoränen als Vorstoßperioden, Expositionsalter von Rundhöckern als Rückzugsperioden datiert (MERCIER et al. 1999). Als Ergebnis zeigen die Messungen einen raschen Gletscherrückzug bei etwa 10,2 ka, der sich unabhängig von Höhenlagen gleichermaßen vollzog (BRAUCHER et al. 2006). Weitere Messungen zeigen das Vorhandensein von holozänen Gletschern in tiefen Lagen. Für das Wormsatal wurden Alter von $11,5 \pm 1$ ka, $10,6 \pm 1,1$ ka, $9,7 \pm 1,1$ ka, $9,0 \pm 1,1$ ka und $8,3 \pm 1,1$ ka für fünf Rückzugsstadien ermittelt. Der vorletzte Wert entspricht dem Präboreal, der letzte liegt im Boreal (ANDREOLI et al. 2006). Die letzten Eisreste im Wormsatal sind nach der Datierung eines Rundhöckers erst um $6,3 \pm 0,8$ ka in den Karen abgeschmolzen. Die Datierung eines Rundhöckers im Kar des Lac Noir liefert das erstaunliche Alter von $5,11 \pm 1,25$ ka (MERCIER et al. 1999). Der beprobte Rundhöcker zeigt deutliche Gletscherschrammen, wodurch eine Verwitterung der Oberfläche und ein dadurch verfälschtes Messergebnis vermieden werden soll (BRAUCHER et al. 2006). Dieser Wert von 5,11 ka würde ein Bestehen des Eises bis in das Atlantikum bedeuten, einem Abschnitt des Holozäns, in dem das Klima in Europa wärmer war als aktuell. Arbeiten in anderen Regionen haben aber gezeigt, dass dieser Ansatz der Datierung nicht ohne Problem ist. So diskutieren HEYMAN et al. (2011), welche Faktoren zu alte und zu junge Expositionsalter verursachen können. Auch SCHAEFER et al. (2008) beschreiben, dass bei den Messungen oft nicht der Zeitpunkt der Moränenablagerung, sondern verschiedene Stadien von langsam aus einer Sedimentmatrix herauswitternden Blöcken datiert werden, was ebenfalls zu junge Alter ergibt. Eine Verifizierung der vorliegenden Chronologie erscheint deshalb zwingend erforderlich.

Danksagung

Die Autoren danken Herrn Dr. Jan-Hendrik May für das Erstellen der Karten und PD Dr. Ursula Leppig, beide Universität Freiburg, für ihre kritische Durchsicht des Manuskripts.

Angeführte Schriften

- Andreoli, R., Rosique, T., Schmidt, M. & Carozza, J. L. (2006): La dernière phase glaciaire du haut bassin de la Fecht (Vosges, France): dynamique de l'englacement et chronologie de la déglaciation. *Géomorphologie, relief, processus, environnement*, 1: 23-36.
- Braucher, R., Kalvoda, J., Bourlès, D., Brown, E., Engel, Z. & Mercier, J. L. (2006): Late Pleistocene glaciation in the Vosges and the Krkonose mountains: Correlation of cosmogenic ¹⁰Be exposure ages. *Geograficky casopis*, 58: 3-14.
- Buoncristiani, J.- F., Campy, M. (2004): Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. *Sedimentary Geology*, 165: 253–264.
- Capot-Rey, R. (1938): La Lorraine: structure et relief, *Géographie lorraine, première partie, Société lorraine des études locales, 2nd étude*, 54-56
- Carozza, J.C. (2014): The Vosgian-Alsatian Side of the Rhine Graben: A Unique, Tectonically Controlled and Manmade Landscape. In: *Landforms of France*, Editors: M. Fort, M. F. André, Springer Science + Business, 139-148.
- Collomb, E. (1847): Preuves de l'existence d'anciens glaciers dans les vallées des Vosges. Du terrain erratique de cette contrée. Masson, Paris: 246 S.
- Collomb, E. (1848): Nouvelles observations faites sur un petit glacier temporaire des Vosges. *Bibliothèque Universelle de Genève*, 23 S.
- Flageollet, J. C., Hameurt, J. & Voirin, G. (1971): Les accumulations glaciaires de la vallée de la Cleurie (Vosges). *Revue Géographique de l'Est, Étude de géographie physique*, 119-181.
- Flageollet, J. L. (1984): La terrasse würmienne à l'aval de la moraine de Noiregoux entre Remiremont et Épinal (Vosges): Signification dynamique et conditions paléoclimatiques. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 21: 93-98.
- Flageollet, J. L. (1988): Quartäre Vereisungen in den lothringischen Vogesen: Anzahl, Ausdehnung und Alter. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 38:17-36.
- Flageollet, J. L. (2003): Sur les traces des glaciers vosgiens. CNRS éditions, Paris: 212 S.
- Flageollet, J. L. (2005): Où sont les neiges d'antan? Deux siècles des neiges dans le massif vosgien. *Presses universitaires de Nancy*: 217 S.
- Florineth, D. & Schlüchter, C. (2000): Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54: 295-308.
- Fiebig, M., Buitter, S. J. H., Ellwanger, D. (2004): Pleistocene glaciations of South Germany. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part I: Europe*. Elsevier: 147–154.
- Frey, C. (1965): Morphometrische Untersuchung der Vogesen. *Basler Beiträge zur Geographie und Ethnologie, Geographische Reihe*, 6: 150.
- Hantke, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Vergangenheit der Schweiz und ihrer Nachbargebiete, 1. Ott Verlag AG, Thun: 398-411.

- Heyman, J., Stroeven, A. P., Harbor, J. M. & Caffee, M. W. (2011): Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302: 71-80.
- Heyman, B. M., Heyman, J., Fickert, T. & Harbor, J. M. (2013): Paleo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass balance modeling. *Quaternary Research*, 79: 49-54.
- Hogard, H. (1845): Carte géologique des Vosges par Henri Hogard, chevalier de la Légion d'honneur, membre de la Société géologique de France. Imprimerie lithographique Engelmann, Mulhouse, Échelle 1:120.000.
- Krüger, T. (2008): Die Entdeckung der Eiszeiten - Internationale Rezeption und Konsequenzen für das Verständnis der Klimageschichte. Schwabe Verlag, Basel: 602 S.
- Kuhlemann, J., Rohling, E. J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S. & Kucera, M. (2008): Regional Synthesis of Mediterranean Atmospheric Circulation During the Last Glacial Maximum. *Science*, 321: 1338-1340.
- Luetscher, M., Boch, R., Sodeman, H., Spötl, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Frisia, S., Hof, F. & Müller, W. (2015): North Atlantic storm track changes during the Last Glacial Maximum recorded by Alpine speleotherms. *Nature Communications*, 6: 6344.
- Mercier, J. L. (2014): Glacial Imprint on the main ridge of the Vosges Mountains. In: *Landforms of France*, Editors: M. Fort, M.F. André, Springer Science + Business: 161-170.
- Mercier, J. L., Bourlès, D. L., Kalvoda, J., Braucher, R. & Paschen, A. (1999): Deglaciation of the Vosges dated using ^{10}Be . *Geographica*, 2: 139-155.
- Mercier, J. L. & Jeser, N. (2004): The glacial history of the Vosges Mountains. In: *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Editors: J. Ehlers and P. L. Gibbard, *Developments in Quaternary Science*, 2: 113-116.
- Preusser, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. *Boreas*, 33: 195-210.
- Preusser, F., Graf, H. R., Keller, O., Krays, E. & Schlüchter, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal*, 60: 282-305.
- Renoir, M. (1839): Note sur les glaciers qui ont recouvert anciennement la partie meridionale de la chaine des Vosges. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 11: 53-66.
- Salomé, A. I. (1968): A Geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges (France). Dissertation, Universität Utrecht: 98 S.
- Schaefer, J. M., Oberholzer, P., Zhao, Z., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Baur, H., Kubik, P. W. & Schlüchter, C. (2008): Cosmogenic beryllium-10 and neon-21 dating of late Pleistocene glaciations in Nyalam, monsoonal Himalayas. *Quaternary Science Reviews*, 27: 295-311.
- Schönenberg, R. & Neugebauer, J. (1997): Der Oberrheingraben. In: *Einführung in*

- die Geologie Europas, Rombach Wissenschaft, Freiburg: 302-305.
- Seret, G. (1967): Les systèmes glaciaires du Bassin de la Moselle et leurs enseignements. *Revue Belge de Géographie*, 2: 156-577.
- Seret, G., Dricot, E. & Wansard, G. (1990): Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453-456.
- Seret, G., Guiot, J., Wansard, G., de Beaulieu, J. L. & Reille, M. (1992): Tentative paleoclimatic reconstruction linking pollen and sedimentology in La Grande Pile (Vosges, France). *Quaternary Science Reviews*, 11: 425-430.
- Tabaud, A. S. (2012): Le magmatisme des Vosges: conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). Dissertation, Strasbourg. Institut de Physique du Globe de Strasbourg: 231 S.
- Wahl, L., Planchon, O. & David, P.- M. (2007): Névés, corniches et risque d'avalanche dans les Hautes-Vosges. *Revue Géographique de l'Est*, 47/4: 1-23
- Wahl, L., Panchon, O., David, P. - M. (2009): Characteristics and seasonal evolution of firns and snow cornices in the high Vosges mountains (Eastern France). *Erdkunde*, 63: 51-57.
- Weisrock, A. (1999): Un précurseur de la géomorphologie: Henri Hogard (1808-1880) et la glaciation des Vosges. *Revue Géographique de l'Est*, 39/1: 1-19
- Wenzens, G. (1987): Der kaltzeitliche Formenschatz im Cleurie-Tal (Südwestvogesen). *Eiszeitalter und Gegenwart*, 37: 79-91.
- Wenzens, G. (1989): Verbreitung, Typ und Alter der maximalen Vergletscherung der Südvogesen zwischen Bruyères und Épinal. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 39: 121-131.
- Woillard, G. M. (1976): Grande Pile Peat Bog: A continuous Pollen record for the last 140.000 years. *Quaternary Research*, 9: 1-21.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 2015

Band/Volume: [105](#)

Autor(en)/Author(s): Kaltenbrunn Alexander, Preusser Frank

Artikel/Article: [Überblick über die quartären Vergletscherungen der Vogesen 9-35](#)