

| | | | | | |
|--|----|------------|--------|--------|----------------|
| Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. — Pfannenstiel Gedenkband — | 67 | S. 189—201 | 6 Abb. | 1 Tab. | Freiburg, 1977 |
|--|----|------------|--------|--------|----------------|

Die würmeiszeitlichen Moränen in Alpersbach und im Bistental westlich von Hinterzarten/Südschwarzwald

von

Roland Meinig, Karlsruhe

Zusammenfassung

Eine in zwei Wällen gestaffelte Moräne am Hanselehof in Alpersbach wird als Seitenmoräne des über die Lochrütte nach N transfluierenden Gletschers aus dem Sägenbachtal, einem nördlichen Parallel-Eisstrom zum Bärental-Gletscher an der NE-Flanke des Feldbergmassives gedeutet. Da die Transfluenz nur während des Würm-Maximalstandes (ERB 1948) und des 1. Rückzugshaltes (= Innerer Breitnauer Stand, MEINIG 1966) ausgebildet war, wird auch der Alpersbacher Moräne dieses Alter zugewiesen.

Die Moränen im Bistental — mehrere Seitenmoränen im steileren Relief und eine kleinere Endmoräne im Talgrund — sind wahrscheinlich jünger als die Föhrwald-Endmoräne, die die N von Hinterzarten den 2. Rückzugshalt nach dem Würmmaximum markiert. (MEINIG 1966). Zur Datierung des unscheinbaren Glazialreliktes SE vom Kingenhof in der Talmulde von Windeck kann lediglich gesagt werden, daß es jünger ist als die Innere Breitnauer Moräne.

1. Ortsangabe

An der S-Flanke des oberen Höllentales befinden sich als Relikte der ehemaligen danubischen Entwässerung dieses Gebietes drei NE-gerichtete Hängetäler: die breite Talmulde von Alpersbach, das morphologisch eindrucksvoll 200m über der Sohle des Höllentales austreichende Bistental und die etwas weniger auffallende Talmulde von Windeck.

2. Situation während der Würmeiszeit

Während des Höchststandes der Würm-Vereisung war die ges. Gipfelregion des Feldberggebietes das Nährgebiet einer Plateauvergletscherung, die sich in den randlichen Bereichen bei etwa 1000m Höhe in Talgletscher auflöste. Das im Bärental abfließende Eis grenzte nördlich an das Einzugsgebiet des Sägenbachtals, dessen Eismassen über Transfluenzen bei der Lochrütte (1164m) in das Alpersbachtal, beim Fürsatz (1116,3m) in das Bistental und über die Depression in etwa

Anschrift des Verfassers:

Dr. ROLAND MEINIG, Welfenstr. 32, D-7500 Karlsruhe-1.

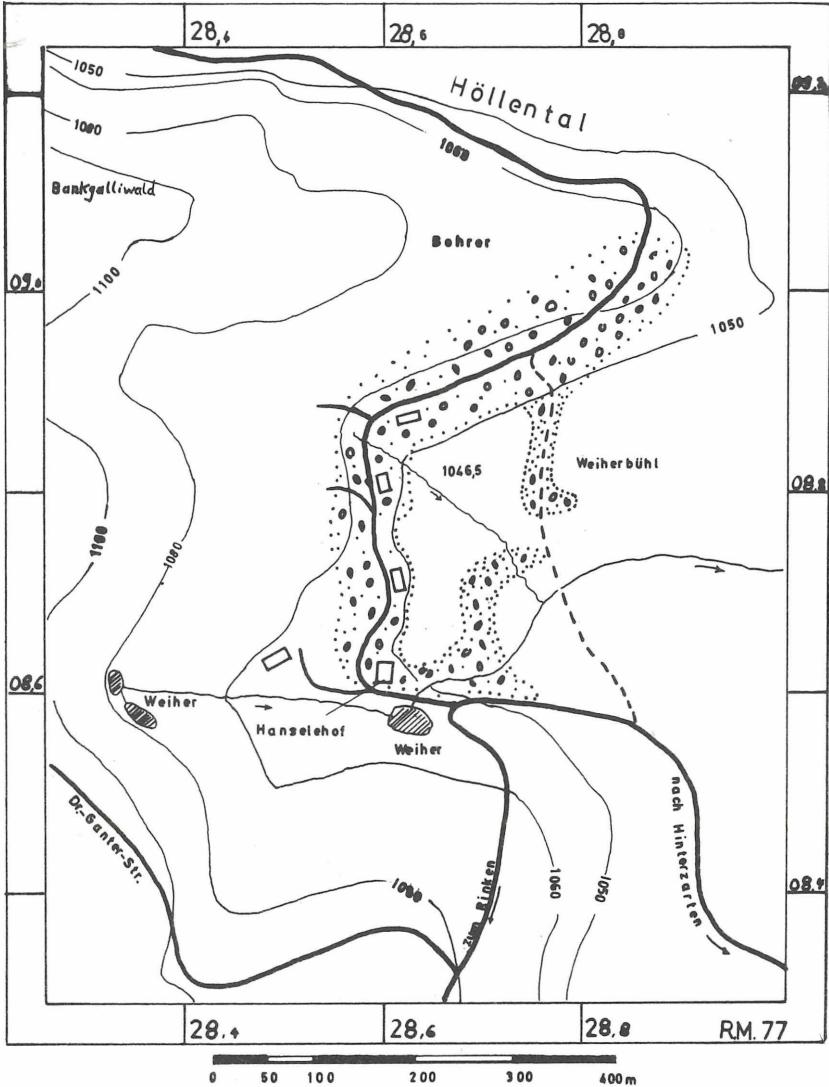


Abb.1: Die würmeiszeitlichen Wallmoränen am Hanselehof in Alpersbach

1070 m + NN zwischen Windeck (1209 m) und Hummelberg (1170 m) in die Talmulde von Windeck gelangten.

Im Tal von Alpersbach hat das transfluierende Eis eine gestaffelte Endmoräne N und NNE des Hanselehofes (Abb. 1) zurückgelassen. Die erwähnte Transfluenz war nur während des Maximums der Würm-Vereisung in Funktion. Eisrandlagenbildungen des abschmelzenden Gletschers sind nur an wenigen Stellen vorhanden, so z. B. 250 m ENE vom Gasthaus „Esche“. Bereits zur Zeit des 2. Rückzugshaltes nach dem Höchststand (= Föhrwald-Moräne) war das Alpersbacher Tal nicht mehr vergletschert. Deshalb gibt es hier keine Moränen der jüngeren Rückzugsphasen. Ein eigenständiger Gletscher konnte sich wegen des Fehlens eines hinreichend großen Firnsammelbeckens nicht ausbilden, wenn auch die Existenz eines Firnfeldes nicht auszuschließen ist.

Die beiden anderen Täler weisen hingegen keine Eisrandbildungen des Würm-Maximum auf, da sie während dieser Phase gänzlich unter Eis lagen. Erst die jüngeren Rückzugslagen grenzten dort an ein unvereistes Vorfeld, auf dem Endmoränen abgelagert werden konnten. Das Bistental und die Talmulde von Windeck unterscheiden sich dabei grundlegend: im Bistental waren die morphologischen Voraussetzungen für eine — wenn auch zeitlich nicht genau anzugebende — Eigenvergletscherung vorhanden, während die Talung von Windeck ohne eigenen Gletscher blieb.

3. Die Glazialbildungen

a) Alpersbachtal

Die Talmulde von Alpersbach ist in weiten Bereichen ein grundmoränenbedecktes Gelände, das im Postglazial von den umgebenden Höhen her mit Hangschutt und Wanderblöcken überdeckt worden ist. Diese bestehen aus bis zu 3 m großen Para- und Orthogneis-Anatexiten, häufig auch Kalksilikatfels. Vereinzelt kommen auch Blöcke von eckigem Granitporphyr vor, deren Anstehendes von PLATZ (1893, S. 898) in der umgebenden Hangregion vermutet wurde. — 100 m S des Urbanshofes liegt inmitten des Wiesengeländes eine Blockhalde, die sich von hier aus noch 250 m hangaufwärts in südlicher Richtung ausdehnt. Unter den Blöcken steht gelbbraunes Lockermaterial an, das reich an gerundeten Bestandteilen bis 10 cm \varnothing ist und als Grundmoräne gedeutet wird.

Im oberen Abschnitt der westlichen Talmulde befindet sich in der nördlichen und nordöstlichen Umgebung des Hanselehofes eine Moräne, die vom transfluierenden Gletscher aus dem Sägenbachtal als End- bzw. Seitenmoräne abgelagert wurde (Abb. 1). Sie besteht aus zwei Wällen, die durch eine sumpfige Depression voneinander getrennt sind. Der in höherem Niveau befindliche ältere Wall lagert sich westlich der Straße vom Hanselehof zum „Bohrer“ dem Talhang in ca. 1060 m Höhe an. Die Begrenzung gegen den Hang ist infolge periglazialer Einwirkungen undeutlich geworden. Das Moränenmaterial ist verschiedentlich in der W-Böschung der Straße angeschnitten. Wo der nördlichste Bach der Talmulde den Fahrweg quert, legte der Hanganschnitt einer Garagen-Baugrube von oben nach unten folgendes Profil frei:

- 100 cm: Ungeschichteter Hangschutt. Lehmig-sandiges, hell-graubraunes Feinmaterial enthält eckige Gneisbröckchen und Quarzporphyrbruchstücke von durchschnittlich 5 cm, maximal 20 cm Länge.
- 150 cm: Grundmoränenmaterial. Lehmiges gelbbraunes Feinmaterial mit eckig-kantenrunden bis gut gerundeten Gneisen verschiedener Herkunft von maximal 10 cm \emptyset , dem jegliche Schichtung fehlt.
- 90 cm: Periglazialer Fließboden. In hellgrauer pelitischer Feinmasse liegen eckig-kantenrunde Gesteinsbröckchen von meist 1 cm, maximal 10 cm Größe. Die angedeutete hangparallele Anordnung der Bestandteile (Gneise, Kalksilikatfelse, Quarzporphyre) läßt diesen Horizont als periglaziale Fließerde erkennen.

Eine Distanz von durchschnittlich 100 m trennt den äußeren vom 30-70 m breiten inneren Wall, dessen Morphologie deutlicher in Erscheinung tritt (Abb. 2). An den Wegrändern liegen auf dem Hügel in 1045 m Höhenlage zahlreiche Blöcke, von denen aber nur die kleinen Orthogneise (bis 40 cm \emptyset) so gut gerollt sind, daß sie als Geschiebe angesprochen werden können; bei den großen Blöcken handelt es sich ausschließlich um postglaziale Schuttblöcke. Dort wo der Bach die



Abb. 2: Talmulde von Alpersbach.

Blick nach SE auf die Endmoräne des Würm-Maximalstandes N vom Hanselehof.
In der oberen Bildmitte die zum Fürsatz und Rinken führende Straße.

Endmoräne durchbricht, ist sie auf 2 m Höhe freigelegt und zeigt in lehmiger Feinmasse dichtgepackte Geschiebe bis 40 cm \varnothing ohne jegliche Einregelung. Etwa 150 m vor dem Steilhang zum Höllental wird die Wallform der Moräne undeutlicher und verschwindet schließlich. Im Untergrund ist noch häufig geschiebereiche Grundmoräne angeschnitten. Hier sind auch besonders viele gut gerundete Erratika angehäuft, während von den annähernd 100 Blöcken, die 300 m E des Hanselehofes zusammengetragen sind, nur ca. 20 als echte Geschiebe gedeutet werden können.

Die das Alpersbachtal mit Eis „versorgende“ Transfluenz über die Lochrütte wird bereits von PLATZ (1893, S. 921) erwähnt, der erstmals die Verbreitung der Glazialrelikte des südlichen Schwarzwaldes beschrieb. Er gibt ferner an: „Eine echte Glazialbildung in Form großer, dicht gedrängter und abgerundeter Blöcke liegt hingegen im obersten Teil des Thales an der Straße zum Hanselehof; dieselbe enthält viele runde Blöcke des in der Nähe anstehenden Porphyrs und erstreckt sich, wenn auch mit Unterbrechungen, bis zum Sattel der Lochrütte, wo sie mit der großen Moräne von da gegen den Rinken zusammenhängt.“ Da PLATZ weder auf die Wallform noch auf die Genese als Eisrandbildung verweist, kann nicht eindeutig beurteilt werden, ob er die Endmoräne am Hanselehof gemeint hat, zumal beiderseits der Straße Glazialrelikte vorkommen, auf die diese Beschreibung zutrifft.

Andererseits hatte PLATZ die Existenz eines eigenen kleinen Gletschers im Alpersbachtal nicht ausgeschlossen. Die Deutung dieser Wälle als Eisrandbildungen eines eigenständigen Gletschers ist indes nicht aufrechtzuerhalten. Eindeutig zeigt die bogenförmig nach W ausschwingende Form der Moräne einen Gletscherschub aus östlicher Richtung an. (Dagegen sprechen auch nicht die beiden hakenförmig einige Meter nach E zurückgreifenden Partien des Inneren Walles an der Stelle des Bachdurchbruches.) Aufgrund der Böschungsverhältnisse verrät sich die NE- und E-Seite außerdem als die „Eisschubseite“. Den umgebenden Höhen von Wieswaldkopf (1272,1 m) und Bankgallhöhe (1251,0 m) kommt dagegen aufgrund ihrer Morphologie nur geringe Bedeutung als Firnsammelmulde zu. In diesem Zusammenhang wäre auch kaum zu erklären, warum im Bistental eine wesentlich undeutlichere Endmoräne vorliegt. Unterhalb der idealen Firnsammelmulden dieses Tales hätten sich nämlich mächtigere Endmoränen ausbilden müssen, selbst wenn man berücksichtigt, daß wegen der unterschiedlichen Höhenlage die Talmulde von Alpersbach länger verfirnt gewesen sein muß als das Bistental. — Bei STEINMANN (1902, S. 8) findet sich der Hinweis auf eine Endmoräne „im unteren Talabschnitt“. Im Gelände ist diese Angabe nicht zu bestätigen. Die Gneise des Talbodens sind lediglich durch die verstärkte Erosionswirkung des Baches vor der Steilstufe zum Höllental wallförmig herauspräpariert und — wie ein Anschnitt am Weg zum Weberhansenhof zeigt — von fast 1 m Grundmoräne überlagert, die auffallend viel kantengerundetes Gneismaterial enthält.

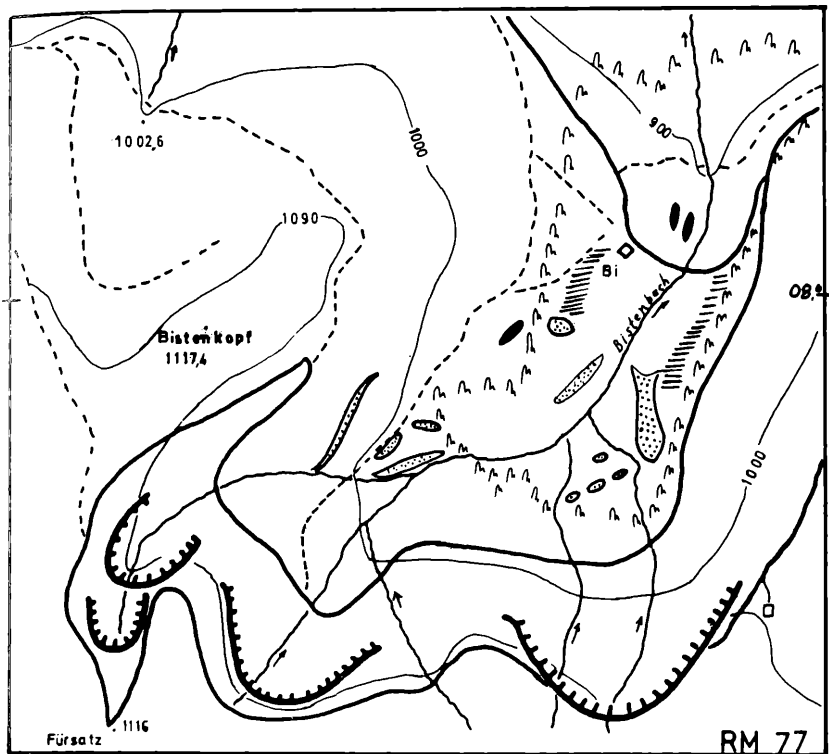
b) Bistental

Die Steilheit des Talschlusses und die halbkreisförmige Umrandung deuten auf ein ausgeprägtes Kar (ERB 1948, S. 62). Die umgrenzenden Höhen erheben sich bis 180 m über einen flachen wannenförmigen, ca. 250 m breiten Talboden, der seinerseits 200 m über dem Höllental ausstreicht. SE- und S-Rückwand des Tales („Bistenwald“) weisen maximale Hangneigungen von 45° auf, während im SW die Hänge flacher sind. Im oberen Bistenwald steht der Gneis in 10–12 m hohen Felspartien an, von denen Schuttströme und Blockhalden ausgehen. Die Talhänge werden von Hangschutt bis 2 m Mächtigkeit bedeckt. Im Steilrelief ist nirgends Grundmoräne abgelagert.

Bei genauer Betrachtung läßt sich die Rückwand des Bistentales in drei Teilkare gliedern, in denen die Quellbäche entspringen (Abb. 3 u. 4). Das westliche Kar zeigt mehrere glazialmorphologische Besonderheiten. So ist ihm ein deutliches „Embryonal-Kar“ aufgesetzt: Die Quellmulde des westlichen Bistenbaches ist als kleines Kar ausgebildet, mit einem fast ebenen Boden, etwa 90 m lang und 60 m breit. (Seiner östlichen Begrenzung folgt die „Obere Bistenwaldstraße“.) Das eigentliche, nördlich anschließende Hauptkar enthält zwei schöne Seitenmoränen, die durch den Hochwald der unmittelbaren Sicht entzogen sind. Von der Haarnadelkurve der Forststraße am Bistenkopf-Osthang, beim Abzweig des Wanderweges nach Alpersbach und Höllsteig, ist der dem Steilhang angelagerte obere Hügel einzusehen: er befindet sich ca. 40 m tiefer in 1030 m Höhe und ist durch einen 8–10 m breiten, mindestens 6 m tiefen Einschnitt vom Hang abgesetzt. Durch nachgerutschten Hangschutt dürfte dieser schon um etliche Meter eingengt worden sein.

Neben eckigen Blöcken, die kaum Metergröße erreichen, ist die Moräne auch von einigen runden Geschieben kleineren Durchmessers bedeckt. Der Wall erstreckt sich vom Bach aus ca. 200 m in NNE-Richtung. Gegen das Tal ist die Innenseite der Moräne mit 28° geneigt. Etwa 25 m tiefer steigt das Gelände in einer 12° gegenseitig geneigten, 20–40 m breiten Fläche wieder an, der ein ca. 4 m hoher Wall aufgesetzt ist. Er ist zunächst auf 50 m WSW–ENE gerichtet und biegt nach einer Unterbrechung durch ein 15 m breites und bis 8 m tiefes Tälchen in die E-W-Richtung ein. Bei diesen Wällen handelt es sich um zwei jüngere Seitenmoränen, die der Gletscher der mittleren Quellmulde möglicherweise randlich gestaucht hat. Der westliche Quellbach folgt hier — ungefähr 10 m eingetieft — der Innenflanke dieser Seitenmoräne.

Das mittlere Teilkar des Bistentales hat einen eigenen kleinen Karboden. Er beginnt etwa dort, wo die „Untere Bistenwaldstraße“ beim P. 1016,2 m am weitesten nach S zurückschwingt. Das grundmoränenbedeckte Gelände geht im Wald westlich der Straße in die rechte Seitenmoräne dieses Teilkares über, die schließlich weiter östlich zur linken Seitenmoräne des Gletschers der südöstlichen Quellmulde wird. Als Mittelmoräne setzt sie sich nach NE gegen den breiten Talboden fort und ist in Form von drei NE-SW-streichenden, durch kleinere Baumgruppen markierte Relikte deutlich sichtbar.



Legende

- | | | | |
|----|---|--|--------------------------------|
| Bi | Bistenhof | | |
| | Straße | | Kar |
| | Höhenlinie | | Eisrand- sedimente |
| | Weg | | End-, Mittel-, Seitenmoräne |
| | Grenzlinie Wald/Wiese im Talgrund | | |
| | Eisüberprägter Felsriegel (Rundhöcker) | | |

Abb. 3: Würmeiszeitliche Glazialrelikte im Bistental SW von Hinterzarten/Südschwarzwald.



Abb.4: Bistental.

Blick nach SSW. Rechts der Bistenhof. Die Moränen im Wiesengrund des Hängetales befinden sich bei den Baumgruppen oberhalb der Straße (linkes unteres Bilddrittel).

Die SSE-Karwand, die das eigentliche Hauptkar des Bistentales bildet, ist am steilsten ausgebildet und frei von Moränen. Im obersten Abschnitt des Kares zeigte der Paragneis an der „Oberen Bistenwaldstraße“ in frischen Böschungsanschnitten Eispolitur, eine in diesem Material sehr selten zu beobachtende Erscheinung.

Der Talboden des Bistentales besteht aus Grundmoränenmaterial; es wird gegen die Talhänge hin häufig von Hangschutt und kleinen Schwemmfächern überlagert. 190m SW vom Bistenhof ist das Moränenmaterial zu einem Hügel aufgehäuft, der allerdings nicht ganz exakt gegen die versumpfte Talaue abzugrenzen ist. Der Wall zieht sich östlich des Baches als 60—80m lange, etwa 20m breite Erhebung in NNE-SSW-Richtung durch die Talmulde. Ein Hügel von 30m Durchmesser und 4—10m Höhe liegt 100m SW Bistenhof, westlich des Baches (Abb.5). Die Schubrichtung des Eises ist nur undeutlich zu erkennen, da durch die Vermoorung des Talbodens diese morphologischen Feinheiten immer mehr verschwinden. Die Moränenwälle sind Relikte der Gletscher des mittleren und des südöstlichen Teilkares. Der Wall westlich des Baches ist dem Eisstrom der mittleren Mulde, der Moränenwall östlich des Baches dagegen dem Eislobus der südöstlichen Mulde zuzuordnen. Die Moränenhügel sind Ablagerungen eines jüngeren Stadiums, als



Abb. 5: Bistental. Blick nach S auf die Wallmoräne 100m SW Bistenhof.

sich im Bistenkar nur noch einzelne Hanggletscher befanden. Sie sind älter als die Moränen im Boden des Feldsee-Kares, mit denen sie sich in Größe und morphologischer Deutlichkeit nicht annähernd messen können. Die stratigraphische Zuordnung muß in die Zeitspanne zwischen dem Abklingen der Fürsatz-Transfluenz am Ende des Föhrwald-Rückzugshaltes und einer Schneegrenzhöhe in 1150m angenommen werden, die dem Titisee-Stadium entsprechen könnte.

Wie wenig gerechtfertigt es ist, von der niedrigen Wallhöhe einer Endmoräne auf einen gering dimensionierten Gletscher zu schließen, wird im Rotmoos-Tal, einem östlichen Seitental des oberen Ötztales bei Obergurgl/Tirol ersichtlich. Dort hat der 3 km lange, am Ende 250m breite und mindestens 10m mächtige Eislobus des Rotmoos-Ferners während eines mehrjährigen Rückzugshaltes ungefähr 1,2km unterhalb seiner derzeitigen Endlage einen nur 4—5m hohen, an der Basis 25—30m breiten Wall bogenförmig im Tal abgelagert, den die Schmelzwässer an mehreren Stellen durchbrochen haben. — Die Schuttmenge einer Endmoräne wird allerdings auch beachtlich von der Verwitterungsform des anstehenden Gesteins bestimmt, ob es wie Granit zergrust, zu scherbigem Zerfall neigt wie Paragneis und Schiefer, oder ob es wie Orthogneis und Kalksilikatfels eckige bis kantenrunde Blöcke bildet, die dann vom Eis gerundet werden können.

Am Fuß des südwestlichen Talhanges (etwa 180m SW P.1016,2) erhebt sich östlich eines kleinen Stauweihers ein 30m langer, 10m hoher und 5m breiter, NNE-SSW streichender Hügel, der von einer Blockhalde umgeben ist und als



Abb.6: Talmulde von Windeck, Blick nach ESE auf die Mittelmoräne des Würm-Maximalstandes, 300m SE vom Kingenhof/Hinterzarten.

Rundhöcker gedeutet werden muß. — 30m SW Bistenhof sowie im Wiesenge-
 lände vor dem östlichen Waldrand sind 20—25m breite Verebnungsflächen ausge-
 bildet, die entweder als Seitenmoränenreste oder als Schmelzwasserablagerungen
 jener Eisausdehnung zu deuten sind, als sämtliche Teilgletscher des Bistental
 im unteren Talbereich zusammenfließen und vereint bis zum Steilabbruch des
 Tales zum Höllental gereicht haben. Hier befinden sich im Talboden zwei schutt-
 umkleidete Gneishügel von 25m Länge und 6—8m Höhe, die annähernd parallel
 zur Talachse streichen. Eisüberprägung kann nicht ausgeschlossen werden; sie
 sind aber vornehmlich durch die erosive Zerschneidung des Felsriegels am unteren
 Talausgang entstanden. Ihre Oberfläche liegt einige Meter höher als der Talboden
 südlich der Straße. Das Bistental hat demnach eine Übertiefung erhalten. Der
 Übertiefungsbetrag läßt sich allerdings nicht angeben, da die Mächtigkeit der
 Grundmoräne in der Talau e z.Z. noch unbekannt ist.

c) Windeck

Im Talbereich von Windeck überwiegt Hangschutt und postglaziales Blockhal-
 denmaterial, nur im oberen Bereich SE des Kingenhofes ist Grundmoränenmate-
 rial vorhanden. 300m SE Kingenhof befindet sich ein 4m hoher, etwa 70m langer,

SSE-NNW-streichender Hügel, der von MEINIG (1966) als Glazialrelikt gedeutet worden ist. Ein Anschnitt zeigte damals auf 1 m Höhe in rötlich-braunen Lehm eingelagerte, maximal 30 cm \varnothing große kantenrunde Gneisblöcke verschiedenster Varietäten. Die moorige Senke um den Wall ist inzwischen mit Birken und Erlen dicht bewachsen, so daß er sich kaum noch von seiner Umgebung abhebt. Er lagert sich westlich einem 50—60 m breiten und 10—15 m höheren, N-S-gerichteten Hügel vor, den man als Mittelmoräne des transfluierenden Eises deuten kann (Abb. 6). Das Tal von Windeck wurde während des Maximalstandes über die Transfluenz zwischen Windeck und Hummelberg in etwa 1070 m Höhe von Fremdeis durchströmt. Mit dem Rückzug vom Würmmaximum gelangte immer weniger Eis über die Transfluenz, so daß der Gletscher schließlich im Bereich der Talung endete. Bis zum gänzlichen Abschmelzen dieses Gletschers konnte jener kleine Wall entstehen — eine Moräne, die wegen der geringen Mächtigkeit des Eises unscheinbar bleiben mußte.

4. Zur Datierung der Transfluenzen

ERB (1948, S. 85) nahm für die Zeit des Würm-Maximalstandes im 1100 m hoch gelegenen Sägenbachtal eine Mindesteisdicke von 100 m an. Die Gletscheroberfläche hätte sich demnach in 1200 m + NN befunden. Die Eismächtigkeiten an den Transfluenzen wären dann mit 40 m für die Lochrütte (1164 m), 90 m für den Fürsatz (1116,3 m) und 30 m für die Einmuldung zwischen Hummelberg und Windeck in 1170 m Höhe anzugeben — vorausgesetzt, die Gletschermächtigkeit hätte talabwärts nicht zu stark abgenommen. Um die Endmoräne am Hanselehof ablagern zu können, dürfte eine solche Eismächtigkeit noch nicht ausgereicht haben, selbst wenn man berücksichtigt, daß bei einer Schneegrenzenhöhe in 950 m + NN (ERB 1948, S. 58) die vom transfluierenden Gletscher ausgefüllte Mulde als Firnsammelbecken zur Verstärkung der Eismächtigkeit beitrug. Man wird also die Eismächtigkeit im Sägenbachtal etwas höher veranschlagen müssen. Dazu berechtigen auch die Untersuchungsergebnisse von HAASE (1965, S. 382). Er ermittelte die ehemalige Gletscheroberfläche an der S-Flanke des Bärenales nach Geschiebefunden am Hochkopf in fast 1285 m + NN. Der Bärenalpgletscher transfluerte demnach ins Goldersbachtal und ins Sägenbachtal und verstärkte dort die Eismächtigkeit. Das ist auch für die Rückzugshalte anzunehmen. Diese liegen im Breitnauer Bereich in 960 m + NN (Innerer Breitnauer Stand) und 930 m + NN (Föhrwald-Stand) und damit ungefähr 60 m bzw. 100 m tiefer als das Eis des Maximalstandes. Demnach muß auch die Gletscheroberfläche im Sägenbachtal um einen ähnlichen Betrag tiefer gelegen haben. Für die Transfluenzen zur Lochrütte und gegen Windeck wäre der Sägenbachtal-Gletscher dann bedeutungslos geworden.

Die Fürsatz-Transfluenz dürfte aber noch vorhanden gewesen sein. Zu dieser Deutung kommt man, wenn man die Eismächtigkeiten im Bärenal (Seebachtal) rekonstruiert. Für das obere Bärenal (Hochkopf-Bereich) würde die Gletscheroberfläche immerhin noch in 1185 m + NN anzunehmen sein. Geht man von

einer Höhe des Talbodens im oberen Bärenental bei ca. 880m + NN aus — die postglaziale Schotterfüllung des Talgrundes ist dabei berücksichtigt —, dann ergibt sich hier für den Bärenentalgletscher eine Eisdicke von 300m. Daraus läßt sich ableiten, daß der Bärenentalgletscher weiterhin ins Sägenbachtalgebiet hinüberfloß und die Fürsatz-Transfluenz noch erreichte.

3 km talabwärts befindet sich auf der E-Flanke des Bärenales der Silberberg-Sattel in 1000m + NN und 2,5 km weiter das Erlenbruckmoor in 930m + NN. Beide Depressionen sind eisüberprägte Pässe zwischen dem Seebachtal und der nördlich gelegenen Talwanne von Hinterzarten. Bei einer Eismächtigkeit von 300m im oberen Bärenental ist gesichert, daß die Silberberg-Transfluenz zur Zeit der Föhrwald-Moräne noch in Funktion war.

Um beispielsweise 40m Eis über die Silberberg-Transfluenz gelangen zu lassen, ist für das Bärenental eine Eismächtigkeit von 200m erforderlich. Über die Erlenbruck-Transfluenz wären dann mindestens 130m Eis hinweggeglitten. Die 4 km in NW-Richtung entfernte Föhrwald-Endmoräne verdankt dem Eisstrom dieser Transfluenz ihre Entstehung. Bei normalen Reliefverhältnissen hätte dafür schon eine etwas geringere Eisdicke ausgereicht. Man muß jedoch bedenken, daß ein großer Teil des nach NW vorstoßenden Eises ins Höllental abfloß. Es darf also vermutet werden, daß zur Zeit der Föhrwald-Moräne die Eismächtigkeit im Bärenental höhere Werte als die angenommenen 200m erreichte. Da wegen der Eismächtigkeit im Bärenental die Fürsatz-Transfluenz noch existierte, dürfte der von ihr verstärkte Gletscher des Bistentalles noch zu dieser Zeit als Hängegletscher den Eisstrom des Höllentalles erreicht haben. Die im höheren Niveau abgelagerten Moränen im Bistentalgrund wären demnach jünger als die Moränen des Föhrwald-Standes.

In den nachfolgenden jüngeren Stadien waren die genannten Transfluenzen nicht mehr in Funktion. Als Ergänzung zu den Forschungsergebnissen von ERB (1948) läßt sich für die Transfluenzen W von Hinterzarten folgende Tabelle aufstellen:

| Stadien der Würm-Vereisung im Raum Breitnau-Titisee | Transfluenzen vom Sägenbachtal | | | Transfluenzen vom Seebachtal (Bärenental) Talmulde von Hinterzarten | |
|--|--|----------------------------------|--------------------------------|---|--------------------------------|
| | Alpersbachtal (Lochrütte) 1164 m | Bistental (Fürsatz) 1116 m | Windeck- Talmulde 1170 m | (Silberberg- Sattel) 1000 m | (Erlen- bruckmoos) 930 m |
| Würmmaximum | X | X | X | X | X |
| Innerer Breit- nauer Stand | (X) | X | (X) | X | X |
| Föhrwald-Stand | — | X | — | X | X |
| Birklehof-Stand | — | — | — | — | X |
| Äußerer und Innerer Titisee-Stand | — | — | — | — | — |

Schriftenverzeichnis

- ERB, L. (1948): Die Geologie des Feldberges aus MÜLLER, K. Der Feldberg im Schwarzwald, S. 22—92, Freiburg i.Br.
- HAASE, E. (1965): Glazialgeologische Untersuchungen im Hochschwarzwald (Feldberg-Bärhalde-Kamm). Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i.Br. 55, S. 365—390, Freiburg i.Br.
- MEINIG, R. (1966): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im Gebiet Breitenau — Hinterzarten — Neustadt/Schwarzwald. Diss., masch.-schriftl. 166 S. Universität Freiburg, Freiburg i.Br.
- PLATZ, PH. (1893): Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes. — Mitt. Bad. Großherzogl. Geol. L. Anst. 2, Bd. XXIII, Heidelberg.
- STEINMANN, G. (1902): Die Bildungen der letzten Eiszeit im Bereich des alten Wutach-Gebietes. — Ber. Oberrhein. Geol. Ver., 35, S. 1—8, Stuttgart.

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: 1977

Band/Volume: [67](#)

Autor(en)/Author(s): Meinig Roland

Artikel/Article: [Die würmeiszeitlichen Moränen in Alpersbach und im Bistental westlich von Hinterzarten/Südschwarzwald 189-201](#)