



Geographisches Institut

Projektstudie: Wallis/Südschweiz

SS 2006

Leitung: Prof. Dr. Hans-Joachim Fuchs

Thema:

Grundzüge der Glazialmorphologie: Gletscher

Name: Grundhöfer, Christian

Matr.-Nr.: 2609209

Semesterzahl: 6

Anschrift: Im Mühlenecken 9
54306 Kordel

E-Mailadresse: grundhoe@students.uni-mainz.de

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	3
2	Die Bildung von Gletscher.....	3
2.1	Die Schneegrenze.....	3
2.2	Die verschiedenen Eisarten	4
2.3	Die verschiedenen Gletschertypen.....	5
3	Glaziale Akkumulation	6
3.1	Die unmittelbaren glazialen Ablagerungen	6
3.1.1	Ablagerungen durch Gletschereis	6
3.1.2	Ablagerungen des Gletscherwassers im Gletscherverband.....	8
3.2	Mittelbare glaziale Ablagerungen	9
3.2.1	Glazialfluviale Ablagerungen.....	9
3.2.2	Glazilimnische Ablagerungen.....	9
3.2.3	Glazimarine Ablagerungen.....	10
3.2.4	Glaziöolische Ablagerungen.....	10
4	Glaziale Erosionsvorgänge und Formen.....	11
4.1	Glaziale Erosionsvorgänge	11
4.2	Glaziale Formen	11
4.2.1	Trogformen.....	11
4.2.2	Kare	13
4.2.3	Fjorde.....	13
4.2.4	Zungenbecken	14
4.2.5	Urstromtal.....	14
4.2.6	Glaziale Seen.....	14
5	Das Zusammenspiel vieler Faktoren	15
6	Literaturverzeichnis	17

1 Einführung

Etwa 10% der Erdoberfläche sind von Gletschern bedeckt und diese speichern zirka drei Viertel des Süßwassers auf der Erde (ZEPP, H. (2004): Seite: 186). Diese Zahlen zeigen, welche enormen Massen in Gletschergebieten auf den Boden wirken und erklären die Bildung von gletschertypischen Reliefs. Betrachtet man sich das unmittelbare Umfeld eines Gletschers, also den Eisrand, wird die Morphodynamik ziemlich schnell deutlich. Entweder wirkt das vorrückende oder abschmelzende Eis direkt am Untergrund oder das durch den Gletscher verursachte Schmelzwasser prägt den Untergrund indirekt. Weitergehend verborgen bleiben allerdings die geomorphologischen Auswirkungen innerhalb des Gletschers unter dem Eis. Diese werden erst im Falle eines Abschmelzen des Gletschers offengelegt. Erst dann können die Wirkungen des Eises und der Schmelzwässer auf der Erdoberfläche studiert werden (ZEPP, H. (2004): Seite 186).

Der in diesen Fällen entstehende Formenschatz wird als glazialer Formenschatz bezeichnet. Auch wenn die Wirkung des fließenden Wassers großen Anteil an der Entstehung hat, denn überall da, wo es Gletscher gibt, auch Schmelzwasser entstehen. Manche Eigenarten der formschaffenden Wirkung von Schmelzwässern, rechtfertigen allerdings, dass man sie als fluvioglazial oder glazifluvial bezeichnet (Louis, H. (1979): Seite: 414).

In der letzten Zeitabteilung, dem Pleistozän, herrschte die letzte große Vereisung. Während ihr besaßen die Gletscher eine um mehr als das dreifache größere Ausdehnung (44,4 Mio km²) gegenüber heute (14,9 Mio km²). In dieser Zeitabteilung prägten die Gletscher Europa, Asien und Nordamerika und hinterließen nach ihrem Abschmelzen ein glaziales Relief oder auch einen glazialen Formenschatz. Zu diesem Relief gehören auch die hinterlassenen Sedimente (Zepp, H. (2004): Seite: 186).

Sieht man nun die hier aufgezählten Wirkungen des Eises und der Schmelzwässer und ihre Veränderungen mit der Zeit, stellt man sich die Frage, wie dieser nun schon so häufig erwähnte Formenschatz wohl aussehen mag und durch welche verschiedenen Kräfte dieser entsteht.

2 Die Bildung von Gletscher

Gletscher sind Eismassen aus körnigem Firn und Eis, die aus Schneeansammlungen hervorgehen und sich dahin bewegen, wo sie abschmelzen oder verdunsten können. Dabei schließt ein scheinbares Fehlen oder auch ein wirklicher Mangel an Bewegung die Bezeichnung Gletscher nicht aus (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 27).

2.1 Die Schneegrenze

Betrachtet man sich nun einen Gletscher, wird dieser von der Schneegrenze umrandet. Hierbei kann man jedoch zwischen verschiedenen Schneegrenzenbegriffen unterscheiden:

- Die Temporäre Schneegrenze ist die unmittelbar sichtbare Grenze zwischen der überwiegend schneebedeckten Fläche eines Geländes und der überwiegend aperen, also schneefreien Fläche. Diese Grenze kann sehr stark

innerhalb der verschiedenen Jahreszeiten variieren. Besonders in Klimaten mit ausgeprägten thermischen oder hygrischen Jahreszeiten.

- Die reale Dauerschneegrenze entspricht dem langjährigen Mittelwert der örtlichen jährlichen Maxima der Höhenlage der temporären Schneegrenze. Sie ist also nicht direkt erkennbar und kann nur durch ihre Folgeerscheinungen, die sie hervorruft, näherungsweise definiert werden.
- Die reale Schneegrenze ist der nach Exposition und nach Geländegestalt ermittelte Mittelwert aller realen Dauerschneegrenzen einer Region. Dieses macht daher Sinn, da die realen Dauerschneegrenzen in Gebirgen von Ort zu Ort in ihrer Höhe schwanken. In den Mittelbreiten variieren die Werte oft um mehr als 100m und in den Subtropen können sie sogar um viele hundert Meter schwanken. Mit der Hilfe dieses Mittelwertes können dann leichter Vergleiche mit anderen Regionen gezogen werden.

Diese Schneegrenzen sind jedoch von vielen einzelnen Faktoren abhängig. Zu diesen gehören: Bestrahlung, Lufttemperatur, schneeeigener und nicht-schneeeigener Niederschlag, Luftfeuchtigkeit, Windstärke, Windrichtung, die Reliefentwicklung und die Stärke und Richtung der Hangneigung. Jeder einzelne dieser Parameter kann schon alleine zu einem schneegrenzenbeeinflussendem Faktor werden (Louis, H. (1979): Seite: 428f).

2.2 Die verschiedenen Eisarten

Das Eis eines Gletschers entsteht durch die Umwandlung von Schnee. Diese Umwandlung bezeichnet man als Metamorphose oder aber auch als Diagenese, die jedoch vor der eigentlichen Metamorphose stattfindet.

Jeder Schnee bringt schon vom Schneefall bestimmte Eigenschaften mit sich (Klebensberg, R. v. (1948): Seite: 35). Der Neuschnee besitzt allerdings das größte Porenvolumen und die geringste Dichte. Durch den Auflastdruck neuer Schneemassen entsteht ein Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt. Dadurch und durch einsickerndes Schmelzwasser sinkt das Porenvolumen des Altschnees auf bis zu 50%. Bei dieser Umwandlung werden die Schneekristalle durch Körner ersetzt und die größeren Körner wachsen auf Kosten der kleineren Körner. Dadurch erhöht sich auch die Dichte im Altschnee.

Überdauert der Altschnee mindestens eine Ablationsperiode, d.h. eine Zeitspanne des Jahres während der ein Aufschmelzen von Schnee und Eis stattfinden kann, kann man von Firn sprechen. Dabei verringert sich das Porenvolumen auf bis zu 20% (vgl. Tab.1).

Tab. 1: Lagerungsdichte und Porenvolumen von Schnee, Firn und Eis

Schneeart/ Firn/Eis	Dichte in $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$	Poren- volumina in %
Neuschnee/ Pulverschnee	30 – 60	97 – 93
Neuschnee/ windgepackter Schnee	60 – 300	93 – 67
Altschnee	200 – 550	78 – 50
Firn	400 – 800	56 – 20
Eis	917	0

Quelle: Zepp, H. (2004): Seite: 2004.

Nach dieser Umwandlung entsteht dann im Laufe der Zeit aus dem Firn bläuliches Gletschereis mit einem Porenvolumen von bis zu 0% (ZEPP, H. (2004): Seite: 186f).

2.3 Die verschiedenen Gletschertypen

Die Beschaffenheit des Gletschereises ist von der in ihm herrschenden Temperatur abhängig. Aus diesem Grund kann man drei verschiedene thermische Gletschertypen unterscheiden:

- Temperierte Gletscher haben, abgesehen von ihrer etwa 10m mächtigen obersten Schicht, ganzjährig Temperaturen nahe dem Druckschmelzpunkt. Ihr Schmelzwasserabfluss ist daher ganzjährig beständig.
- Subpolare Gletscher weisen nur im Winter Temperaturen tief unter dem Gefrierpunkt auf. Sie besitzen sommerliche Schmelzwasserabflüsse
- Hochpolare Gletscher sind ganzjährig tief unterkühlt. Sie besitzen keine Schmelzwasserabflüsse, jedoch besitzen sie geringe Ablationsvorgänge durch Sublimation an der Oberfläche.

Diese Einordnung, nach der Thermik der Gletscher von H. W. Ahlmann aus dem Jahre 1935, ist jedoch noch etwas komplizierter. Denn auch bei alpinen Gletschern wurden im Inneren bzw. in Teilen sehr tiefe Temperaturen gemessen, die Grund zur Annahme geben, dass diese Einordnung etwas verwickelter ist als von ihm angenommen wurde (Louis, H. (1979): Seite:416).

Eine Einordnung der Gletscher lässt sich aber auch anhand des unterlagernden Reliefs vornehmen.

Deckgletscher überziehen das Relief mit allen Höhen und Tiefen vollständig und besitzen eine geschlossenen Eisdecke. Zu den Deckgletschern gehören das Inlandeis, die Eiskappen und die Plateaugletscher. Das Inlandeis bildet einen mächtigen Eispanzer über den Kontinentflächen Grönlands und der Antarktis und umfasst riesige zusammenhängende Eismassen. 95% der auf der Erde

vorkommenden Gletscher zählen zum Inlandeis. Durch Gletschererosion können herausragende Gipfel entstehen, die sich durch Übersteilung der Flanken herausbilden. Diese nennt man Nunatakker. Inlandeisähnliche mächtige Deckgletscher auf kleineren Flächen nennt man Eiskappen oder aber auch Eisschilde. Etwas kleiner Dimensionen erreichen die Plateaugletscher. Diese bedecken weilige Hochflächen und haben nur eine geringe Mächtigkeit. Ihre Ränder sind durch kleine Gletschzungen gekennzeichnet, die an Bergflanken hängen oder durch Täler abströmen. Diese Art von Gletscher ist besonders typisch für die norwegische Fjell-Hochflächen.

Die alpinen Talgletscher sind an steiles Gelände gebunden. Sie besitzen eine kilometer lange Gletscherzunge und gletscherfreie Bergspitzen sowie Grate im Nährgebiet. Ein weiteres Kennzeichen ist das Eisstromnetz, dass sich bilden kann, wenn sich einzelne Talgletscher zusammenschließen. Wird das Eis so mächtig, dass es über die Pässe hinweg in ein anderes Talsystem gelangt, kann es weit bis ins Gebirgsvorland vorstoßen. Dort kann es sich zu zusammenhängenden Eismassen verbinden und so einen Vorlandgletscher bilden

In Firmmulden und Gletscherflecken können sich Kargletscher bilden, die einige Besonderheiten besitzen (ZEPP, H. (2004): Seite: 187f).

3 Glaziale Akkumulation

Unter glazialer Akkumulation versteht man alle Ablagerungen an denen Gletscher irgendwie beteiligt sind. Unterscheiden kann man sie in unmittelbare glaziale und mittelbare glaziale Ablagerungen.

Zu den unmittelbaren Ablagerungen gehören alle Akkumulationen im Gletscherverband, d.h. alle auf, in, unter dem Gletscher oder am Gletscherrand, mit dem Gletscher selbst als ablagernde Kraft und dem Gletschereis und dem Gletscherwasser als letztes Sedimentationsmedium.

Zu den mittelbaren glazialen Ablagerungen zählen all jene Akkumulationen der Schmelzwässer und der Winde außerhalb des Gletscherverbandes. Jedoch nur soweit sie ihr Material durch den Gletscher zugeführt bekamen (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 251).

3.1 Die unmittelbaren glazialen Ablagerungen

Durch das Gletschereis entstehen Moränen und lose glaziale Geschiebe und durch das Gletscherwasser bilden sich Oser und Kames am Gletschergrund, sowie Sander und Schotter- bzw. Sandnester am Gletscherrand (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 251).

3.1.1 Ablagerungen durch Gletschereis

Das wohl wichtigste Merkmal der Moränen ist, dass sie aus unsortierten Lockergesteinsmassen bestehen. Sie haben also keine Sortierungsprozesse nach Korngröße durchlaufen. In Moränen ist demnach Feinmaterial mit kleinen und großen Geschieben und auch Findlingen gemischt.

Werden die Moränen noch vom Eis transportiert, spricht man von Wandermoränen. Zu diesen gehören die Obermoräne, die Innenmoräne, die Untermoräne und die Mittelmoräne (ZEPP, H. (2004): Seite: 196).

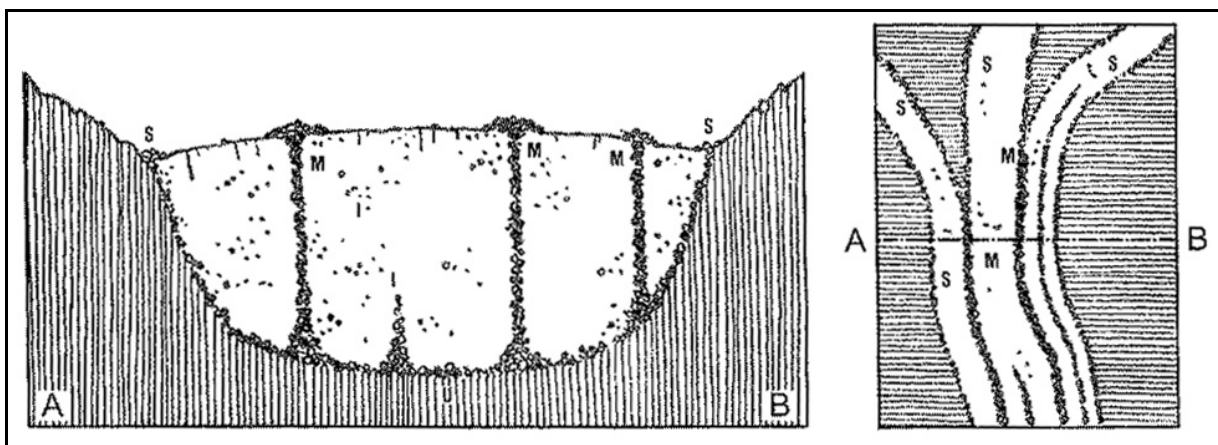
Die Obermoräne trifft man an, wenn ein Gletscher von felsigen Erhebungen überragt wird. Denn durch Abbruch, freien Sturz, durch den Transport mit Hilfe von Lawinen und durch Frostschuttbewegung kann Verwitterungsmaterial der Erhebung auf die Gletscheroberfläche gelangen (LOUIS, H. (1979): Seite: 436). Mitunter kann die Obermoräne fast vollständig das unterliegende Eis abdecken, sodass dieses nur am Gletschertor und bei Gletscherbrüchen sichtbar wird (Zepp, H. (2004): Seite: 197).

Geschieht dieses Ansammeln von Gesteinsbruchstücken überhalb der Schneegrenze, so wird die Obermoräne immer tiefer im Schnee bzw. Firn eingebettet. Sie wird zur Innenmoräne (LOUIS, H. (1979): Seite: 436). Die Ober- und Innenmoräne werden kaum durch das Eis bearbeitet und verbleiben daher in der Regel als kantiger Schutt.

Dagegen wird das Material der Untermoräne, das an der Gletscherbasis transportiert wird, stark beansprucht. Das Material wird gegeneinander und am Untergrund abgeschliffen und abgeritzt. Je länger der Weg ist, der das Material zurücklegen muss, desto stärker ist auch die Zerkleinerung. Ein besonderes Kennzeichen dieses Materials sind die Kantenrundung und ein häufiges Auftreten gekritzter Geschiebe.

An den Seiten mitgeführte oder schon abgelagerte Moränen nennt man Seitenmoränen. Grund der stärkeren Ablation im Zehrgebiet tauen sie aus und sind ein Bestandteil der ehemaligen Untermoräne. Verschmelzet nun das Eis zwei verschiedene Firnfelder, bilden die einander zugewanten Seitenmoränen eine Mittelmoräne. Diese kann oft mehrere Kilometer betragen (ZEPP, H. (2004): Seite: 198). Treten neben der Seitenmoräne, oft auch höherliegende Moränenreste auf, spricht man von Ufermoräne. Diese ist ein Nachweis auf einen ehemals höheren Eisstand. Sie ist eine gletschrandparalleler Wall und wird oft, fälschlicherweise, mit der Seitenmoräne verwechselt (LESER, H. (Hrsg.)(1997): Seite: 919) (vgl. Abb.1).

Abb. 1: Querschnitt und Aufriss von Seiten-, Mittel-, Innen- und Untermoränen



Quelle: Zepp, H. (2004): Seite: 197.

Sind die Moränen bereits abgelagert, werden sie nach ihrer Lage zum Eisrand und nach ihrer Genese eingeordnet. Die Grundmoräne besteht aus dem vom Gletscher mitgeführten Materialien der Innen- und Untermoräne. Die Ablagerung der

Untermoräne kommt vor allem dann in Gang, wenn die Bewegung des Gletschers zum Stillstand gekommen ist, weil kein neues Eis mehr nachschiebt.

Eine Endmoräne bildet sich aus, wenn ein Gletscher stationär geworden ist. Die Gletscherstirn bewegt sich nicht mehr, da sich Nachschub und Abschmelz die Waage halten. Schmilzt das Geschiebe jetzt an der Gletscherstirn an immer derselben Stelle aus, entsteht ein Wall, der nach dem kompletten abschmelzen des Gletschers als Höhenrücken erhalten bleibt. Dabei können auch gestauchte Endmoränen auftreten. Diese entstehen dadurch, dass Teile des Unterbodens nicht in die Eisbewegung miteingeschlossen werden. Sie enthalten oft Schollen, die immer noch ihre ursprüngliche Sedimentlagerungen aufweisen, da sie in tiefgefrorenem Zustand aufgepresst wurden. Die Art der Endmoräne nennt man Stauchendmoräne. Eine andere Eigenart ist die Fließmoräne. Sie entsteht, wenn nach dem Abtauen des Gletschers der Schutt nicht in seiner ursprünglichen Lage erhalten bleibt, sondern rollend und stürzend umgelagert wird (ZEPP, H. (2004): Seite: 198f).

In vielen Teilbereichen der ehemaligen Gletscherfläche innerhalb der Endmoräne können Drumlins auftreten. Drumlins sind in der Bewegungsrichtung des Gletschers längsgestreckte Hügel. Ihre Länge kann von 100m bis zu ein paar Kilometern variieren und ihre Breite kann zwischen $\frac{2}{3}$ und $\frac{1}{16}$ ihrer Länge schwanken. Meistens liegt die Breite bei $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ der Länge, also zwischen 50 und 1000m. Ihre Höhe ist unabhängig von der Länge und liegt zwischen 1-70m. Sie besitzen einen walfischartigen Umriß und eine schildförmige Wölbung. Ihr hinterer Teil, geht man von der Strömungsrichtung des Gletschers aus, ist fast immer der Steilere. Zudem liegt hier auch meistens der Höhepunkt des Drumlin. Ihre Form wirkt nach vorne sanfter und ausgezogen. Wesentlicher Bestandteil der Drumlins ist fast immer Grundmoränenschutt. Manche bestehen sogar ganz oder fast ganz daraus, bei anderen wiederum bildet der Grundmoränenschutt nur die Aussenhülle um den Drumlinkern. Ein Drumlinkern besteht aus geschichtetem Schotter und Sanden, kann aber auch aus Gestein des Untergrundes, also Fels, bestehen (KLEBELSBERG, R. v. (1948) Seite: 279f). Die Entstehung der Drumlins, zumindest ohne Felskern, führt man darauf zurück, dass Ablagerungen eines älteren Eisvorstoßes noch einmal von jüngerem Eis überfahren und verformt wurden (ZEPP, H. (2004): Seite: 200).

Zum Nachweis der äußersten Grenzen der Vergletscherung werden Erratika untersucht. Dies sind vom Gletschereis mitgeführte Gesteinsblöcke und treten oft weit von ihrem Ursprungsort entfernt auf. Besonders bei nur sehr kurzen Vereisungen, bei denen nicht genug Zeit war um größere Schuttbestände, Moränenreste oder Moränenwälle abzulagern, gewinnen erratische Geschiebe an Bedeutung (Klebelberg, R. v. (1948): Seite: 283). Auf Grund ihres Unterschieds vom anstehenden Gestein werden sie auch als Irrblöcke bezeichnet (LESER, H. (1997): Seite: 184).

Ebenso typisch für Gletscher sind Eisblöcke, die keine Verbindung zum eigentlichen Gletscher bzw. zum Nähgebiet mehr haben. Dieses sogenannte Toteis ist meisten von Schmelzwasserablagerungen bedeckt und dadurch von der direkten Sonneneinstrahlung geschützt. So kann sich das Abschmelzen über einen langen Zeitraum erstrecken (ZEPP, H. (2004): Seite: 200).

3.1.2 Ablagerungen des Gletscherwassers im Gletscherverband

An den Stellen, wo das Schmelzwasser die Moräne durchbricht, erfolgt die Sedimentation der transportierten Partikel entsprechend ihrer Körngröße. Auf Grund dieser Korngrößensortierung lassen sich glazifluviale Ablagerungen sehr gut von

Moränen unterscheiden und bilden damit das wichtigste Unterscheidungsmerkmal (ZEPP, H. (2004): Seite: 200).

Die wichtigsten Typen fluvialer Ablagerung im Gletscherverband sind die Oser. Dies sind langgestreckte, schmale, wallförmige Rücken aus geschichteten Schottern und Sander, oberflächlich können sie teilweise von Moränenschutt bedeckt sein. Sie können viele Kilometer lang sein, erreichen jedoch meist nur eine Breite von weniger als 100m. Ihre Höhe reicht von 10 bis hin zu 30m. Ihre Verlaufsrichtung entspricht annähernd der Strömungsrichtung des Eises und können leicht verzweigt sein. Dabei schwanken die Wälle in ihrer Höhe und können sogar auch kurz aussetzen.

Von grundsätzlich ähnlichem Aufbau sind die Kames. Sie besitzen jedoch eine andere Form als die Oser. Sie bestehen aus flach oder leicht diagonal gestelltem Schotter. Es sind nur kurze Wälle oder Wallstücke oder besser bezeichnet als Hügel, die in ihrer Höhe häufig, bis zur Plattform, abgeflacht sind und eine Höhe von bis zu 20m aufweisen. Sie besitzen ein sehr verschiedenartiges Längen-Breitenverhältnis und sind meist nicht größer als ein paar hundert Meter. Die Kames sind örtlich beschränkt und treten oft in einer Gemeinschaft auf. Diese Flächen bezeichnet man als Kames-Landschaften. Die Kames entstehen durch Ausschüttung der Schmelzwasser in Spalten oder in eisumgebenen Einbruchfeldern (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 292ff).

Die glazialfluvialen Aufschüttungen vor dem Eisrand nennt man Sander, die durch eine länger andauernde Stillstandsphase des Gletschers entstehen. Durch subglaziale Schmelzwässer werden Schwemmkegel gebildet. Diese entstehen durch die mitgeführte Geröllfracht, die sich in verschiedenen Schichten mit unterschiedlichen Korngrößen übereinander ablagert. Dafür verantwortlich sind die sich schnell ändernden Sedimentationsbedingungen und die stark schwankende Transportfähigkeit der Wässer. Die Sander sind deswegen unterschiedlich stark ausgeprägt und reichen von einfachen Sanden bis hin zu Schotterflächen. In Zeiten mit sehr viel Schmelzwasser zeigen die Sanderflächen vielfach verzweigte Abflussrinnen (ZEPP, H. (2004): Seite: 200).

3.2 Mittelbare glaziale Ablagerungen

Zu den mittelbaren glazialen Ablagerungen gehören glazifluviale Ablagerungen durch mitgeführte Fracht in Flüssen, glazilimnische Ablagerungen durch Sinkstoffe in Seen, glazimarine Ablagerungen durch Sinkstoffe im Meer und glaziöolische Ablagerungen durch den Wind.

3.2.1 Glazialfluviale Ablagerungen

Mit zunehmender Entfernung vom Gletscher verlieren sich die Merkmale der glazialen Ablagerungen durch das Schmelzwasser und nehmen immer mehr rein fluviale Merkmale an. Sie sind gewaschen, gerollt und geschichtet. Die Schichtung ist unregelmäßig, entsprechend den Schwankungen der Wasserführung. Durch den Wechsel von Erosion und Aufschüttung bilden die glazifluvialen Ablagerungen bessere und feinere Nachweise für das Schwanken der Gletscher, als dies die unmittelbaren glazialen Ablagerungen tun (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 303f).

3.2.2 Glazilimnische Ablagerungen

In der Umgebung der Gletscher gibt es meist eine Vielzahl von Ansammlungen stehenden Wassers. An diesen haben die Gletscherwasser jedoch meist nur

geringen Anteil; vielmehr entstehen sie durch mittelbare Folgen des Gletschers, die fremde oder eigene Wässer am Abfluss hindern. Diese Seen werden, sofern glaziale Stoffe zugeführt werden, zu Stätten glazilimnischer Sedimentation. Am wichtigsten dabei ist die Stoffzufuhr durch die Schmelzwässer der Gletscher. Der Sedimentstoff hat verschiedene Korngrößen. Die gröberen Körner, wie Schotter und Sand, werden ziemlich schnell nach der Einmündung wieder ausgeschieden. Der feinere Schlamm, die Gletschermilch, sinkt lagenweise zu Boden und bildet dort, je nach chemischer Beschaffenheit, meist Bänderton. Dieser Name ist zurückzuführen auf die bandförmige Schichtung bei einem Anschnitt. In Gebieten mit vorherrschendem Kalkstein bildet sich Kalkschlamm aus, der auch Seekreide genannt wird. In kleineren Seen und in der Nähe der Einmündung sind dem tonigen Schlamm feine Quarzsande beigemischt, sodass geschichteter Lehm anzutreffen ist (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 309f).

3.2.3 Glazimarine Ablagerungen

Glazimarine Ablagerungen entstehen dort, wo Gletscher ins Meer münden oder an der Küste enden. Es werden zwar teilweise auch Moränenschutt und Geschiebe im Meer abgelagert, das typische glazimarine Sediment ist aber der Schlamm. Der Unterschied zur glazilimnischen Ablagerung ist die Größe der Fläche, die stärkere Bewegtheit des Meerwassers und dessen Salzgehalt. Dies hat zur Folge, dass im Allgemeinen der Rhythmus der glazimarinen Schlammsabsätze klarer ist als die der glazilimnischen Ablagerung. Dadurch treten die Schwankungen der Abschmelze im Winter zum Sommer deutlicher in Erscheinung (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 313f).

3.2.4 Glaziöolische Ablagerungen

Schmelzwässer und Gletscher lagern große Mengen an sand- und schlammreichen unverfestigten Schutt über weite Flächen ab. Nach dem Trocknen wurden diese sehr feinen Bestandteile vom Wind ausgeblasen und über große Strecken hinweg transportiert und wieder abgesetzt. Zu diesen glaziöolischen Ablagerungen gehören der europäische Löss und große Teile des nordamerikanischen und sibirischen Lösses. Andere Gebiete mit Lössansammlungen stehen nicht in sicherem Bezug zu Gletschern. Der glaziale Löss ist ein sehr feinkörniges, pulveriges, poröses, vorherrschend kieseliges und kalkhaltiges Sediment. Eine besondere Eigenart von ihm ist, dass er zu senkrechten Wänden anwittern kann. Die Mächtigkeit bleibt meist weit unter 100m und auch die Meereshöhen, bis in die der Löss anzutreffen ist, ist meistens gering und überschreitet in Mitteleuropa meist nicht 300-400m. Eine Ausnahme ist dabei die Schwäbische Alb, hier steigt die Grenze auf bis 900m an.

Desweiteren gehörten zu den glaziöolischen Ablagerungen die Flugsande. Sie weisen eine engere räumliche Beziehung zu den Eiszeitgletschern auf. Diese Flugsande sind grobkörniger als der Löss und bilden oft schöne Windschliffe, dabei können sie hellgrau oder auch gelblich bis bräunlich sein (KLEBELSBERG, R. v. (1948): Seite: 320ff).

4 Glaziale Erosionsvorgänge und Formen

Zu einem glazialen Formenschatz gehören, neben den Ablagerungen, auch verschiedene nachweisbare Abtragungsvorgänge und die durch solche geschaffenen Formen. Diese Formen sind typisch für ein glaziales Relief und gehören unweigerlich dazu.

4.1 Glaziale Erosionsvorgänge

Die unter einem Gletscher zum Vorschein kommenden Felsflächen, sofern sie nicht von ausgetauter Moräne verdeckt werden, zeigen sich geglättet, zugerundet, geschliffen, poliert und geschrammt. Diese Rundhöcker oder -buckel treten fast immer einzeln oder schwarmartig verteilt auf. Die abschleifende Wirkung des Gletschers, die solche Formen erst entstehen lässt, nennt man Detersion. Verstärkt wird dieser Vorgang durch die Imprägnierung der bodennahen Eisschicht mit Teilen der Untermoräne. Die steiler abfallende Leeseite der Rundhöcker verdankt ihre Form der ausbrechenden und absplittenden Wirkung des Eises an seinem Untergrund. Diese wird als Detraktion bezeichnet. Besonders in Gesteinen mit Kluftsystemen, wie beispielsweise Granit, die in größerer Tiefe gebildet oder geprägt worden sind, entstehen Entspannungsplatten. Der Gletscher braucht diese beinahe nur noch mitzunehmen, da ihre Loslösung vom Untergrund durch die Bildung von Entspannungsklüften im Wesentlichen bereits vollzogen ist. Ausgebrochene Gesteinsfragmente werden nicht selten nach ihrem Abbrechen auch an höher Stellen transportiert, können aber meist immer wieder zu ihrer Ausbruchsstelle zurückverfolgt werden (LOUIS, H. (1979): Seite: 440f).

Neben diesen Arten der Gletschererosion gibt es noch einen weiteren Teilprozess der Glazialerosion, die Exaration. Im Bereich der Gletscherstirn wird Lockergesteinsuntergrund ausgeschürft und zusammen geschoben (ZEPP, H. (2004): Seite: 191).

4.2 Glaziale Formen

Die Formung eines subglazialen Reliefs ist abhängig von der Beschaffenheit des Untergrundes. Während Lockermaterialien, die vom Eis überfahren worden sind, eher Formen zeigen, die an glaziale, sowie glazifluviale Sedimente gebunden sind, werden in Gebieten mit Festgestein eine große Fülle an Erosionsformen deutlich (ZEPP, H. (2004): Seite: 192).

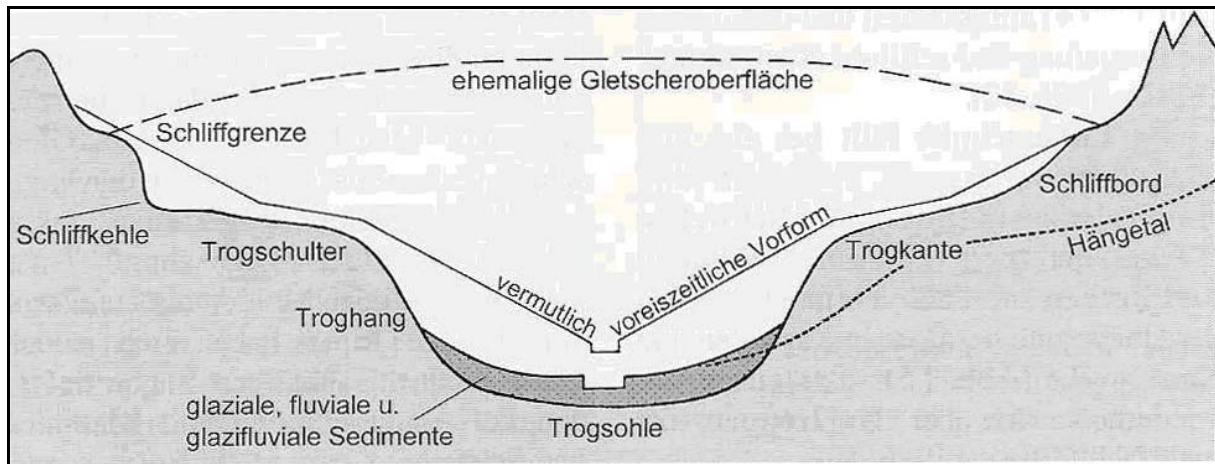
4.2.1 Trogformen

Charakteristisch für Trogformen ist ihre Verbreiterung, ihre Ausweitung, ihr konkaver Längs- und Querschnitt im felsigen Talgrund, ihr rasches, konkaves Aufbiegen der Felssohle zu steilen Seitenhängen, deren horizontal und vertikal ungegliederter Verlauf im Querprofil primär konvexe Oberhänge aufweist (KLEBELSBERG, R. V. (1948): Seite: 349).

Im Querprofil erinnern Trogtäler an die Form eines U, weshalb man sie auch U-Täler nennt. An den Rändern eines muldenförmigen Talbodens schließen sich steile Trogwände an und bilden eine konkave Form. Ihr oberer Rand wird als Trogkante bezeichnet. An dieser gehen die Wände in sanfter ansteigende Hänge über. Dieser Bereich wird Schliffbord genannt. Die ehemals höchste Grenze des Gletschereises, die man daran erkennt, dass oberhalb von ihr keine Spuren von Gletschererosion mehr vorhanden sind, ist die Schliffgrenze, die manchmal durch einen Schliffkehl

ausgeprägt ist. Innerhalb des Schliffbords treten gelegentlich Trogkanten auf, die dadurch gekennzeichnet sind, dass sie verflacht sind und auf ihnen oft Rundhöcker anzutreffen sind. Im Allgemeinen wird angenommen, dass vorzeitliche fluviale Kerbtäler den Verlauf der heutigen Trogtäler vorgezeichnet haben (vgl. Abb.2).

Abb. 2: Schematischer Querschnitt durch ein Trogtal



Quelle: Zepp, H. (2004) Seite: 193.

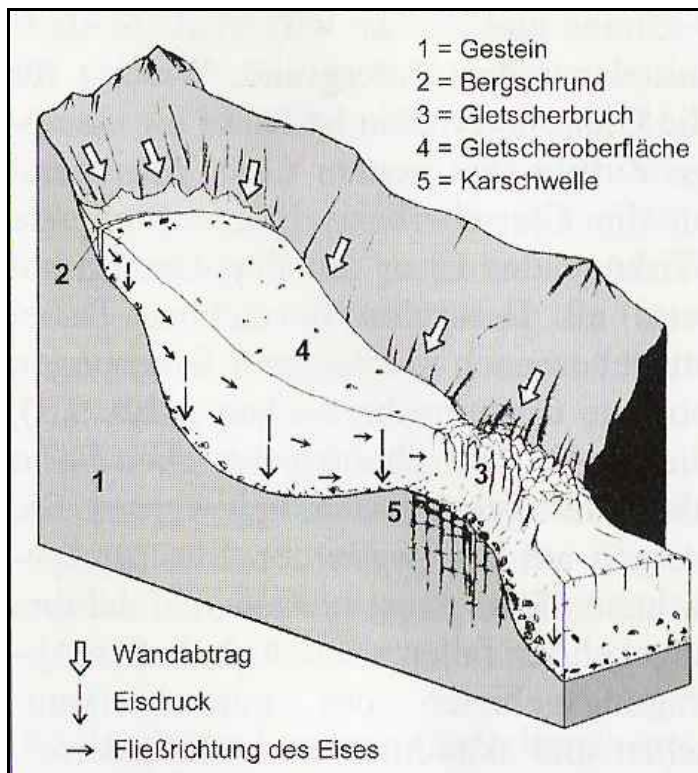
Betrachtet man nun den Längsschnitt eines vom Gletscher verlassenen Trogtals, so kann man verschiedene Stufen feststellen. Riegel bzw. Schwellen grenzen an gefällsärmere Wannen und Becken. Diese Stufenbildung kann verschiedene Ursachen haben:

- Zum einen sind Schwankungen der Eismächtigkeit und die damit verbundenen unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten und Schubspannungen ein Grund. Durch Zusammenfluss zweier Gletscher entstehen Konfluenzstufen und durch Überfließen von Eismassen in ein anderes Talsystem entwickeln sich Diffluenzstufen. Während des Pleistozäns war Letzteres im Eisstromnetz der Alpen mehrfach der Fall.
- Eine weitere Möglichkeit zur Entstehung von Stufen sind Gesteinsunterschiede im Untergrund der Gletscher. An Stellen, wo der Weg eines Gletschers von morphologisch hartem Gestein in Weicheres führt, werden Gesteinsstufen gebildet. In deren Fortsetzung entsprechend Wannen entstehen.
- Eine etwas andere und spezielle Art der Stufenbildung zeigt sich bei den Hängetälern. Dies sind Täler kleiner Nebengletscher, die ehemals nicht die Mächtigkeit besaßen, sich bis auf den Grund des Haupttals einzutiefen. Sie enden oft an den Trogwänden des großen Haupttals. Die Einschnitte der Nebengletscher sind oft an der Trogwand in der klassischen Form eines U-Tals oder Muldentals erhalten. In den Alpen sind solche Einschnitte jedoch meist nicht erhalten, da sich bereits größtenteils heutige Bäche tief in den Fels eingeschnitten haben und so Klammern oder Schluchten bilden (ZEPP, H (2004): Seite: 193f).

4.2.2 Kare

Der systematische Unterschied von einem Trogtal zum Kar besteht in der reduzierten Länge des Kares. Ein Kar ist sozusagen der übrig gebliebenen Talschluß. Im Querprofil ist jedes Kar auch trogförmig und besitzt eine Übertiefung seines Felsbodens, der talabwärts als Karschwelle in ein Gegengefälle übergeht (vgl. Abb.3).

Abb. 3: Schema eines Kargletschers



Quelle: Zepp, H. (2004): Seite: 192.

Die Übertiefungen bilden oft Karsen, die jedoch häufig verlanden. Die Verlandung kommt dadurch zustande, weil die Felsschwelle sehr oft bis auf das tiefste Felsbodenniveau zerschnitten wird (KUHLE, M. (1991): Seite: 16).

Wird ein Berg von mehreren Seiten von Kargletschern angegriffen, kann dies zu pyramidenartigen Gipfeln führen, so genannte Karlinge. Wie bei der Stufenbildung bei Trogtälern können auch Stufen bei Karen entstehen. Wiederholt sich Abfolge von Karschwelle und Becken bzw. Wanne, so spricht man von Kartreppen (ZEPP, H. (2004): Seite: 192ff).

4.2.3 Fjorde

Während des Pleistozäns war der Meeresspiegel, auf Grund der Eiszeit, abgesenkt. Die Eismassen bildeten an der Küste große Trogtäler heraus, die in der Regel sehr lang und ebenso stark übertieft wurden. Nach dem Rückgang des Eises und dem Ansteigen des Meeresspiegels im Holozän, drang das Meerwasser wieder vor und bedeckte die Täler (ZEPP, H. (2004): Seite: 194f).

Der Wasserverlauf in den Fjorden ist durch den ebenen Verlauf des Meeresgrundes flach. Am Ausgang der Fjorde ins offene Meer herrscht Schwellenbildung. Viele der

Schwellen bestehen wenigstens am Oberteil aus Aufschüttungen, die vielleicht von Moränen stammen, andere wiederum sind Felsschwellen, zu denen die Felssohle talauswärts ansteigt. Vielerorts ragen die Felsschwellen als Felsinseln empor (KLEBELSBERG, R. V. (1948): Seite: 360).

Die besten Beispiele für die steilwandigen Meeresarme bilden die Küsten Norwegens, Kanadas und der Südinself Neuseelands (ZEPP, H. (2004): Seite: 195).

4.2.4 Zungenbecken

Zungenbecken sind weite, wannenartige Hohlformen. Sie entstehen entweder in weichem anstehendem Gestein oder in vorgeschütteten Ablagerungen. Ein Wall aus Endmoräne verstärkt oft die Hohlform. Zungenbecken bilden sich dann aus, wenn hinter der Stirnfront von aktiven Gletschern leicht auszuräumendes Gestein anzutreffen ist. Diese Abtragungsart ist ein Bestandteil der Exaration (ZEPP, H. (2004): Seite: 195).

Im Verhältnis zur Größe sind Zungenbecken immer recht lang und die Längsachse des Beckens folgt immer dem Stromstrich des zugehörigen Gletschers (KLEBELSBERG, R. V. (1948): Seite: 365).

4.2.5 Urstromtal

Das Schmelzwasser der ausgedehnten Sander wurde häufig von Urstromtälern aufgenommen. Dies sind breite und flache Kasten- oder Sohlentäler, die zu Kaltzeiten als Hauptabflussbahnen dienten. Denn aufgrund der Eisbedeckung war der direkte Weg zum Meer versperrt, sodass sich die Flüsse im Nordmitteleuropäischen Tiefland neue Abflusswege nach Westen suchen mussten. Die heutigen Täler werden zwar von den heutigen Strömen noch benutzt, jedoch füllen diese die Täler nicht mehr aus. (LESER, H. (Hrsg.) (1997): Seite: 936).

4.2.6 Glaziale Seen

Die Vergletscherung hat zur Entstehung von einer großen Anzahl von Seen beigetragen. Dabei können sich unterschiedliche Seen durch sehr verschiedene Weisen entwickeln:

- Stauseen, die entweder direkt vom Gletscher oder von dessen Moräne aufgestaut werden,
- Moränenseen, die innerhalb des ehemaligen Gletscherrandes von Moränen abgedämmt werden,
- Seen in Becken, die vom Gletscher ausgeschürft wurden,
- Seen, die teils vom Gletscher ausgeschürft wurden; ihr oberer Rand wird meistens von Moränen gebildet,
- Rinnenseen, die durch Schmelzwässer eingeschnitten und irgendwie abgedämmt worden sind,
- Söllseen, die durch abschmelzen von Toteisresten entstanden sind,
- Glazialisostatisch verursachte Seen, die durch den Druck des Eises entstanden sind,
- Seen, die ihr Wasser vom Gletscher beziehen,

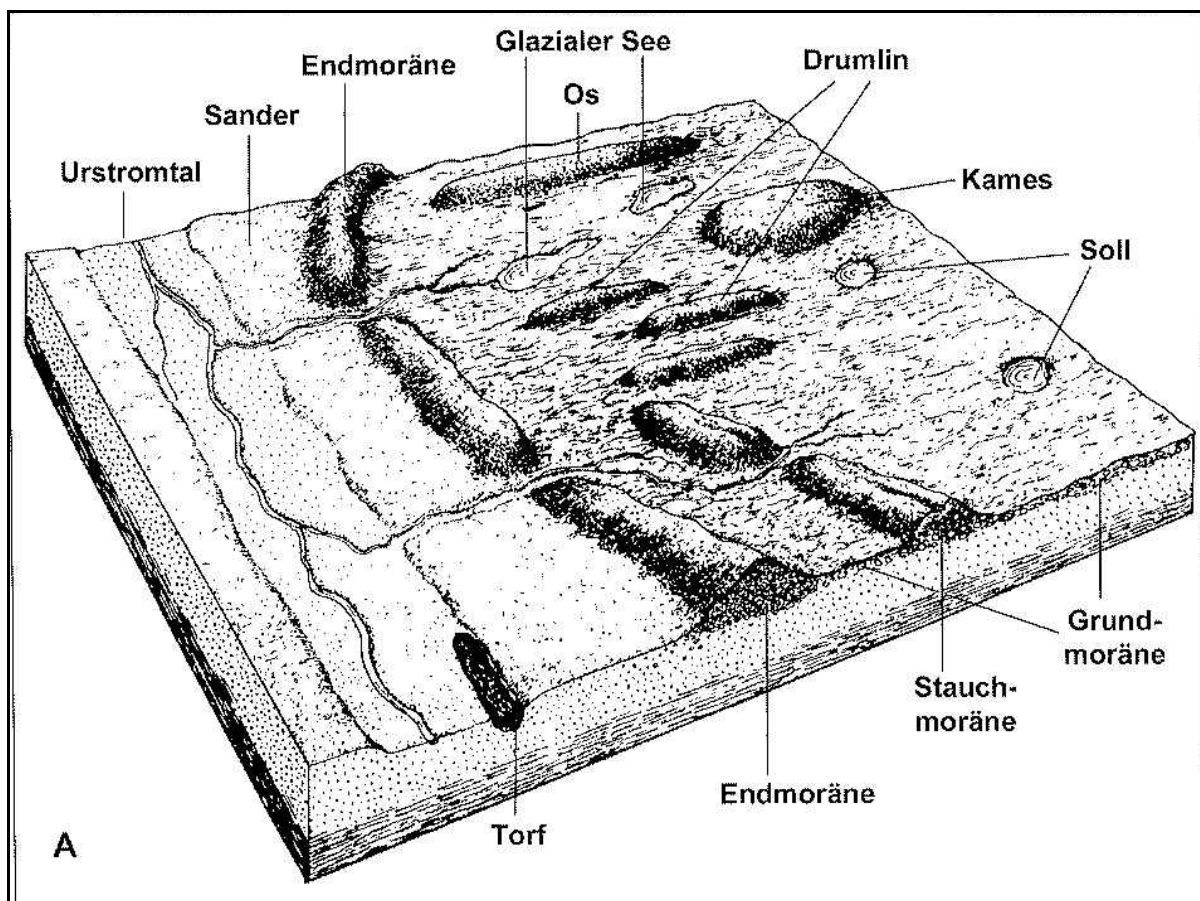
- Seen, die infolge glazial beeinflusster Bergstürze oder Rutschungen entstanden sind (KLEBELSBERG, R. V. (1948): Seite: 381ff).

5 Das Zusammenspiel vieler Faktoren

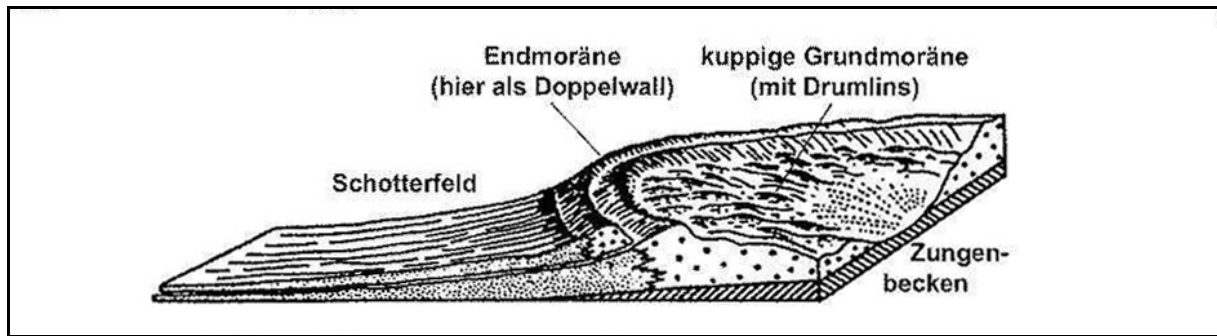
Es gibt eine Vielzahl von Formen, die durch einen Gletscher entstehen können und noch mehr, an dessen Entstehung er beteiligt ist. Egal ob das Relief durch rein glaziale oder durch glazialfluviale Faktoren geprägt wurde, es ist sehr markant und besitzt lang Ausläufer, die auf die Eiszeiten zurückzuführen sind.

Eine Sammelbezeichnung für die idealtypische Abfolge glazialer und glazifluvialer Formen und Sedimente in einer Landschaft, deren Relief in der Vergangenheit durch Eisrandbedeckung geprägt wurde, nennt man Glaziale Serie. In der Glazialen Serie wird unterschieden zwischen der Jungmoränenlandschaft in Norddeutschland und der Anordnung im Alpenvorland (vgl. Abb.4 und Abb.5).

Abb.4: Glaziale Serie in Jungmoränenlandschaft Norddeutschland



Quelle: ZEPP, H. (2004): Seite: 202.

Abb.5: Glaziale Serie: im Alpenvorland

Quelle: ZEPP, H. (2004): Seite: 202.

Diese unterscheiden sich, unter anderem, in ihren glazifluvialen Akkumulationsformen, denn anstelle der Sander treten im Alpenvorland Schotterfelder auf. Ebenso existiert im Alpenvorland auch kein Urstromtal, da der Abfluss der Wässer nicht blockiert war, sondern diese direkt in schon bestehende Täler nach Norden abfließen konnten (ZEPP, H. (2004): Seite: 201).

6 Literaturverzeichnis

Klebsberg, R. v.(1948). Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien.

Kuhle, M. (1991): Glazialgeomorphologie. Darmstadt.

Leser, H. (Hrsg.) (1997): Diercke Wörterbuch Allgemeiner Geographie. München.

Louis, H. (1979): Lehrbuch der Allgemeinen Geographie: Allgemeine Geomorphologie. Berlin.

Zepp, H. (2004): Grundriss Allgemeiner Geographie: Geomorphologie. Eine Einführung. Paderborn.