

Die Rutschungen im Deggenhausertal - Geomorphologie, Alter und ein Vorwarnmodell

von

Matthias Link, Aichwald

Zusammenfassung

Die besondere geologische und geomorphologische Struktur des oberschwäbischen Deggenhausertals ist die Ursache zahlreicher Massenverlagerungen unterschiedlichen Typs und Alters. Weit verbreitet sind gestaffelte Rotationsgleitungen, die hier ausführlicher vorgestellt werden. An zwei repräsentativen Beispielen werden Möglichkeiten und Probleme der Datierung von Massenverlagerungen aufgezeigt. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei der Betrachtung von Bodenprofilen und quartären Deckschichten im Bereich der Abrißwände von Gleitschollen. Mehrere Rutschungsereignisse lassen sich mit Hilfe des Deckschutts vor die Jüngere Tundrenzeit datieren. Von Bedeutung ist ferner das Alter von Basistorfen, die gelegentlich in vermoorten Randrinnen der Gleitschollenkomplexe erbohrt werden können. Die Ausführungen zeigen, daß zur Eingrenzung des Rutschungszeitpunktes möglichst mehrere Datierungsmöglichkeiten kombiniert werden sollten.

Mit gewichteten gleitenden Mittelwerten der Tagesniederschläge (GGM) können datierte Massenverlagerungen mit dem Niederschlagsgeschehen im Arbeitsgebiet korreliert werden. Mit Hilfe der Methode kann vorausgerechnet werden, wieviel Millimeter Niederschlag in welchem Zeitraum noch fallen muß, bis eine Massenverlagerung möglich ist. Die Methode ist nach entsprechender Kalibrierung auf andere Rutschungsgebiete übertragbar.

Abstract

The Deggenhauser Valley is located on the sheet of Wilhelmsdorf in the southwestern part of Germany (Upper Swabia). The valley was formed by moving ice and subglacial melting

Anschrift des Verfassers:

Dr. MATTHIAS LINK, Obere Burgstr. 43, 73773 Aichwald

water during the pleistocene glaciation of the Alps. Different geological and geomorphologic conditions caused and still cause numerous landslides in the valley-area. Especially multiple rotational slides that are widely spread will be demonstrated here. Also in this study several dating-methods of landslides will be discussed. The existence of quaternary debris layers and pollenanalytical investigations are of special interest finding out the age of landslides.

Furthermore a method of landslide-prediction depending on the correlation of the rainfall profile over time with former landslide-events will be introduced.

1. Einleitung

Während des Pleistozäns traten Gletscher wiederholt aus den Alpen in das Alpenvorland aus. Das Deggenhausertal wurde dabei durch vorstoßende Eiszungen und subglaziale Schmelzwässer in den anstehenden Untergrund eingetieft. Bestimmte geologische und geomorphologische Faktoren bedingen im Deggenhausertal zahlreiche Massenverlagerungen. In der vorliegenden Arbeit werden Möglichkeiten der Datierung eines komplexen Rutschungsgebiets erläutert und ein rechnerisches Modell vorgestellt, mit dessen Hilfe in Abhängigkeit von Niederschlägen das drohende Eintreten einer Rutschungsphase erkannt werden kann.

2. Die räumliche Lage des Deggenhausertals

Das Deggenhausertal liegt im Süden Baden-Württembergs, ca. 25 km NNW der Stadt Friedrichshafen/Bodensee. Das Gebiet wird dem Oberschwäbischen Hügelland zugerechnet.

Das Tal erstreckt sich auf den südwestlichen Teil der topographischen Karte M 1:25.000, Blatt 8122 Wilhelmsdorf und den nordwestlichen Teil des Anschlußblattes 8222 Markdorf

Es streicht von NNW nach SSE und besitzt ein Gefälle in derselben Richtung. Die Entwässerung des Gebietes erfolgt durch die Deggenhauser Aach zum Bodensee. Der Talbereich ist ca. zehn km lang und zwischen einem und drei km breit. Im Osten grenzt das Deggenhausertal an die Hochfläche des Höchsten-Rückens (bis 837,8 m ü. NN), im Westen an die Aacheck-Hochfläche (bis ca. 815 m ü. NN). Das Tal ist mit markant ausgebildeten Talkanten bis 250 m tief in die angrenzenden Hochflächen eingetieft, die bei ELLWANGER et al. (1995: 263) als "zeugenbergartiges Plateau inmitten einer glazialen Beckenlandschaft" beschrieben werden.

3. Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des tertiären Molassebeckens. Im Gelände sind die Sedimente der Oberen Süßwassermolasse (OSM) aufgeschlossen. Dabei handelt es

Die Rutschungen im Deggenhausertal - Geomorphologie, Alter und ein Vorwarnmodell

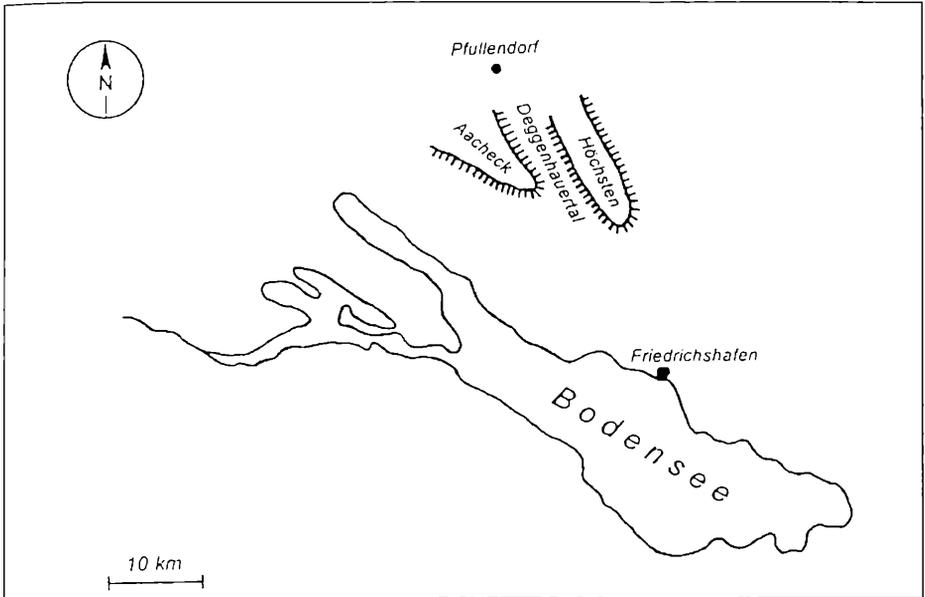


Abb.1: Die räumliche Lage des Deggenhausertals

sich um glimmerreiche Fein- und Mittelsande, Sandsteine, siltige Mergel und Tone, die in örtlich rasch wechselnden Folgen abgelagert sind.

Zu Beginn des Pliozäns endete die Molassesedimentation. Die pliozänen Gerinne entwässerten im Gegensatz zum heutigen Gewässernetz nach Norden zur Donau hin. Das Deggenhausertal wird von einer alten Rinne gekreuzt, die dieser nordwärts gerichteten Entwässerung folgt. Diese von SCHÄDEL (1950: 73) beschriebene Rinne wird auch Höchstenrinne genannt.

Die Höchstenrinne wurde durch die Eintiefung des heutigen Deggenhausertals, das sich nach Süden verbreitert, schräg durchschnitten. An der Ostflanke des Tals ist im Bereich der Rappenfelsen die pleistozäne Füllung der Rinne aus Nagelfluh-, Schotter- und Moränensedimenten gut aufgeschlossen. In neueren Untersuchungen von BIBUS et al. (1996: 196) werden diese Sedimente der Günz-, Haslach- und Mindelzeit zugeordnet. Da im Bereich der Höchstenrinne biber- und donauzeitliche Sedimente bislang unbekannt sind, kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Rinne im Ältestpleistozän eingetieft wurde. Eine teils pliozäne, teils ältestpleistozäne Eintiefung der Rinne ist ebenfalls denkbar. Nach Angaben von TSIKIRIS (1972: 71) sind die zentralen Rinnensedimente über 68 m mächtig. Während die hangenden Rinnensedimente überwiegend wasserwegsam sind, verhindern die wasserstauenden Mergel und Tone der liegenden OSM-Schichten ein tieferes Versickern des Wassers. Die Sickerwasserbefeuchtung führt bei den liegenden Mergeln und Tonen zur Gefügelockerung, Quellung und Plastizitätszunahme. Dieser Sachverhalt ist für die Entstehung von Massenverlagerungen im Deggenhausertal von elementarer Bedeutung.

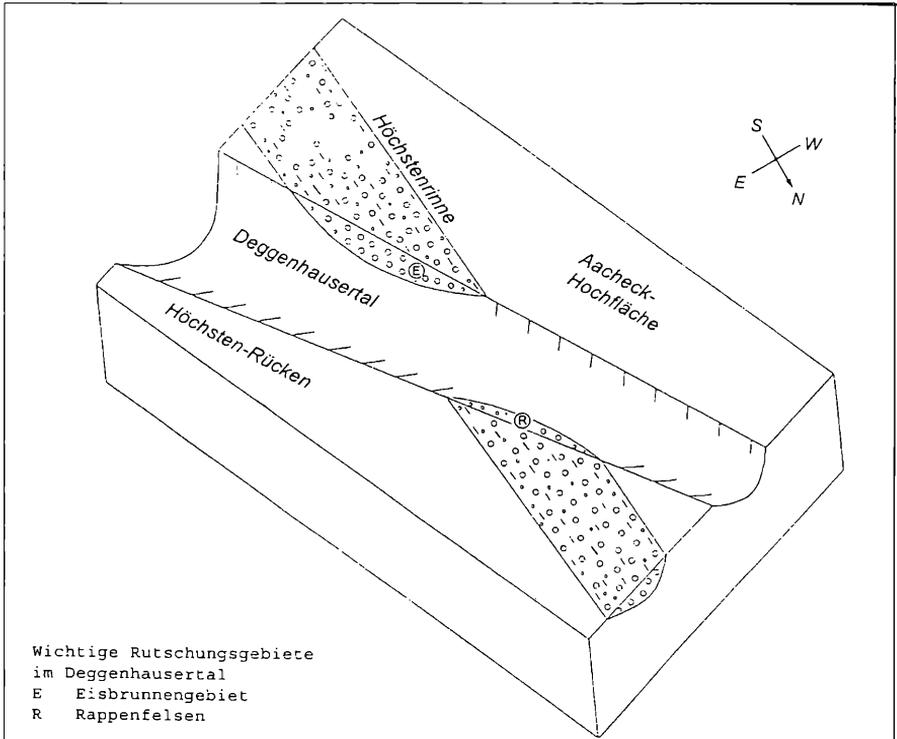


Abb.2: Die Höchstenrinne und das Deggenhausertal, schematische Abbildung, nicht maßstäblich

Zur Mindeleiszeit wurden in der Höchstenrinne Sedimente abgelagert. Dies bedeutet, daß die Rinne noch zu dieser Zeit ein intaktes System war. Die Eintiefung des Deggenhausertales und die damit verbundene Durchschneidung der Höchstenrinne muß also nach der Mindeleiszeit erfolgt sein. Die schroffe Eintiefung des heutigen Tales wurde durch Glazialerosion und die erosive Tätigkeit subglazialer Schmelzwässer bewirkt. Hierzu bedurfte es einer intensiven Vorlandvergletscherung. Es ist naheliegend, daß die basale Eintiefung des Deggenhausertals während der Rißeiszeit geleistet wurde, da der stärkste Post-Mindel-Eisvorstoß in diese Zeit fällt. Für das tief ausgeschürfte Becken von Hoßkirch (Bl. 8022 Ostrach, ca. 12 km nordöstl. des Arbeitsgebietes) wird von ELLWANGER et al. (1995: 268) ebenfalls eine rißeiszeitliche Eintiefung angegeben. Analoge Verhältnisse sind für das Deggenhausertal anzunehmen.

Später, während des Würm-Maximums, war das Tal in seiner gesamten Tiefe vom Gletschereis bedeckt. Dafür sprechen Untersuchungen von SANDER (1994: 95 ff.), der nachweisen konnte, daß lediglich die Hochlagen des Höchstenrückens als Nunataks das Eis überragten. Im Talbereich waren Rutschungen aufgrund der Eisbedeckung unmöglich.

Flächenhafte geomorphologische und bodenkundliche Kartierungen zeigen, daß nach dem Würm-Maximum nur noch schwächere Eisvorstöße das Tal erreichten. Lediglich die Unter- und Mittelhangbereiche des Tals waren eisbedeckt, die Oberhänge hingegen eisfreies Periglazialgebiet. Frühestens zu dieser Zeit setzte die Rutschungstätigkeit im Tal ein. Die glaziale bzw. glazifluviale Anlage des Tals bedingt übersteilte Talflanken, die seit dem Rückschmelzen des Eis-Widerlagers besonders rutschungsgefährdet sind.

4. Rotationsgleitungen - Geomorphologie und Datierungsmöglichkeiten

In den Oberhangbereichen des Deggenhausertals zählen Rotationsgleitungen zu den verbreitetsten Massenverlagerungen. Rotationsgleitungen sind i. d. R. durch eine parabelförmige, konkav gekrümmte Gleitfläche gekennzeichnet (vgl. Abb. 3). Bei der Gleitbewegung erfährt die bewegte Masse, die als Gleitscholle oder oft nur als Scholle bezeichnet wird, eine Rotation um eine hangparallele Rotationsachse, die meist außerhalb des Hangs liegt.

Der Schollenkörper wird durch die Rotationsbewegung hangabwärts bewegt und antithetisch verstellt. Bei diesem Bewegungsmechanismus bildet sich eine Schollenoberfläche, die als Teil einer ehemals höher liegenden, relativ verebneten Reliefeinheit zu deuten ist. Durch den Verlagerungsvorgang wird eine meist steile Abrißwand freigelegt. Zwischen der Abrißwand und der Schollenoberfläche entsteht eine Hohlform, die Randrinne genannt wird. Unter günstigen Voraussetzungen bildet sich in der Randrinne ein Moor, dessen basaler Torf zur Datierung der Gleitung herangezogen werden kann.

Die ehemalige Hangflanke wird nach dem Gleitvorgang als Schollenunterhang bezeichnet. Die Schollenstirn der Gleitscholle wird beim Gleitvorgang gestaucht. Teilweise werden durch die Stauchung Sedimente aus dem Untergrund nach vorne gepreßt und in Form von Auspressungswülsten auf dem unbewegten Gelände vor dem Schollenkörper abgelagert (VARNES 1978: 12; BIBUS 1986: 351). Im Gelände konnte häufig beobachtet werden, daß die Auspressungswülste im Bereich der Schollenstirn durch dort einsetzende

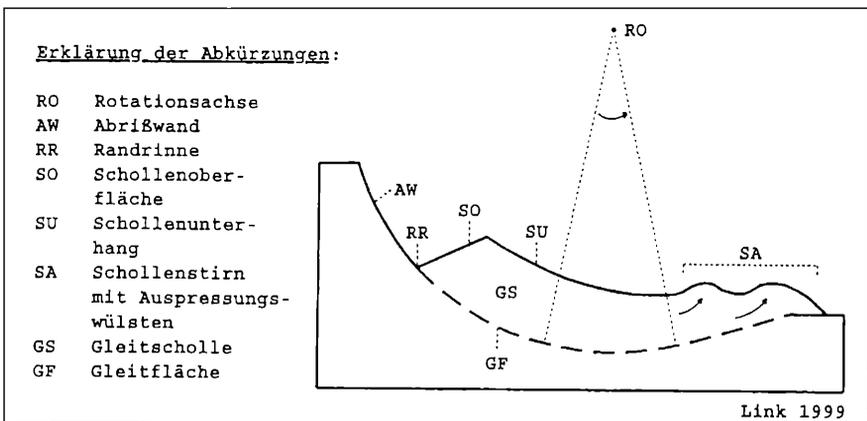


Abb.3: Schematische Darstellung einer Rotationsgleitung

Abrißwände von Erdfließungen gekappt sind (vgl. Abb. 4 und 5). Das Phänomen erklärt sich durch die Entwässerung des Schollenkörpers, die hauptsächlich entlang seiner Gleitfläche erfolgt. Beim Austreten des Wassers an der Schollenstirn wird der dortige Untergrund intensiver durchnäßt, und Erdfließungen ausgelöst. Die Erdfließungen kappen die besagten Auspressungswülste

Oftmals gleitet nicht nur eine Scholle ab, sondern mehrere, miteinander vergesellschaftete Schollen, wobei die Schollenkörper gestaffelt übereinander angeordnet sind. Dieses Phänomen soll in der vorliegenden Arbeit als gestaffelte Rotationsgleitung angesprochen werden. Die Abbildungen 4 und 5 zeigen gestaffelte Rotationsgleitungen. Für die Datierung von Rotationsgleitungen ist besonders eine Betrachtung der Abrißwände von Bedeutung. Die Ausprägung periglazialer Deckschichten und Bodenprofile auf diesen Reliefeinheiten gestattet Rückschlüsse auf das Mindestalter der zugehörigen Massenverlagerungen. Im Deggenhaustal kommt dem von SEMMEL (1968) grundlegend beschriebenen Deckschutt große Bedeutung zu. Es handelt sich dabei um eine periglaziale Fließerde, die aus aufgearbeitetem Material des Liegenden und einer schluffig-feinsandigen, äolischen Komponente besteht. Nach BIBUS (et al. 1991: 225) ist der Deckschutt die oberste und somit jüngste periglaziale Deckschicht. Er ist 30-70 cm mächtig und überzieht das Relief flächenhaft und oberflächenparallel, sofern er nicht erodiert ist. Der Deckschutt wurde während der Jüngeren Tundrenzeit gebildet. Abrißwände, auf denen der Deckschutt flächenhaft verbreitet ist, datieren demnach vor die Jüngere Tundrenzeit. Im Arbeitsgebiet ist der Deckschutt aufgrund seines Schluff- und Feinsandgehaltes mit Hilfe der Fingerprobe problemlos anzusprechen. Hinzu kommt eine regional ausgeprägte, intensive Gelbfärbung, die die sichere Ansprache zusätzlich erleichtert.

Die Entwicklungstiefe und der Aufbau von Bodenprofilen (Bodentyp) können ebenfalls wichtige Hinweise auf das Alter von Abrißwänden liefern.

Eine flächenhafte Verbreitung von Pararendzinen auf diesen Reliefeinheiten spricht für ein rezentes oder subrezentes Alter der zugehörigen Massenverlagerung. Es ist jedoch zu beachten, daß durch Bodenerosion ehemals komplexere (und ältere) Bodenprofile zur Pararendzina degradiert werden können. In diesem Fall finden sich im Fußbereich der Abrißwände die zugehörigen Kolluvien.

Da die Oberhänge des Deggenhaustals erst nach dem Würm-Maximum eisfrei wurden, müssen Parabraunerden oder Reste von Bt-Horizonten, die auf den Abrißwänden der Massenverlagerungen vorgefunden werden, als holozäne Bodenbildungen gedeutet werden. EHLERS (1994: 153) gibt an, daß v. a. während des Atlantikums intensive Tonverlagerung zur Bildung von Parabraunerden führte. Aus der Untersuchung von Auenterrassen ist bekannt, daß in Sedimenten, die nach dem Atlantikum abgelagert wurden, keine Parabraunerden entwickelt sind (EHLERS 1994: 273).

Palynologische Datierungen von Basistorfen, die in vermoorten Randrinnen erbohrt werden können, liefern weitere Hinweise auf das Mindestalter von Rotationsgleitungen. Bei jüngeren Abrißwänden, die keine komplexen Bodenprofile aufweisen, ist die Basistorfdatierung oft die einzige Möglichkeit, das Mindestalter der Rutschung einzugrenzen. Im Deggenhaustal wurde festgestellt, daß Basistorfe beträchtlich jünger sein können, als es die pedologischen Befunde aus dem Bereich der Abrißwände vermuten lassen. Es ist davon auszugehen, daß die Vermoorung von Randrinnen teilweise erst lange nach dem Rutschungsereignis einsetzte. Pedologische Befunde und palynologische Untersuchungen von

KNIPPING (1995) sprechen dafür, daß einzelne Randrinnen nach frühen Rodungseingriffen durch erodiertes Bodenmaterial basal abgedichtet wurden und erst dadurch ein Moorwachstum möglich wurde. Die Ausführungen lassen erkennen, daß möglichst verschiedene Datierungsmethoden zur Alterseingrenzung einer Rutschung herangezogen werden sollten, um gegebenenfalls zu geringe Mindestalter zu korrigieren.

5. Der Gleitschollenkomplex "Steinbruch"

Abbildung 4 zeigt eine große gestaffelte Rotationsgleitung, die aus drei übereinander liegenden Gleitschollen (I-III) aufgebaut ist. Der Profilschnitt wurde an der westlichen Talkante, nahe eines ehemaligen Steinbruches, aufgenommen. Die Quartärbasis ist auf einem Niveau zwischen 745 und 755 m ü. NN anzunehmen. Die Gleitschollen bestehen aus Nagelfluh- und Moränensedimenten der Höchstenrinne sowie den liegenden OSM-Sedimenten (v. a. Tone und Mergel).

Direkt an der Talkante (800 m ü. NN) wurde Profil 1, eine vollständig erhaltene Parabraunerde aus Deckschutt über Reißmoräne, erbohrt. Die Deckschuttmächtigkeit (Ah- und Al-Horizont) beträgt 70 cm. Dieser Bodentyp ist auf der Aacheck-Hochfläche weit verbreitet. Der Profiltyp 2 zeigt erodierte Parabraunerden aus Deckschutt über Moränensedimenten der Höchstenrinne. Im Gegensatz zu Profil 1 weisen diese Standorte verkürzte Deckschuttmächtigkeiten auf. Dies wird auf zeitweilig aufgelichteten Waldbestand zurückgeführt. Im Umfeld des Profilschnittes wurden in Pürckhauer-Bohrungen mehrere Köhlerplätze nachgewiesen. Von Bedeutung ist, daß der Profiltyp 2 auf den Abrißwänden der Schollen I und II verbreitet ist. Beide Gleitschollen müssen folglich nach dem Würm-Maximum (letztmalige Vereisung der Oberhänge des Deggenhausetals) aber vor der Jüngerer Tundrenzeit (Sedimentation des Deckschutts) verlagert worden sein. Am Hangfuß der Abrißwände von Scholle I und II wurden humose Kolluvien aus umgelagertem Deckschutt vorgefunden. Die Randrinne von Scholle I wurde von nachgestürzttem und abgeschwemmtem Schutt der zugehörigen Abrißwand verfüllt. Diese Vorgänge müssen unter kaltzeitlichen Bedingungen abgelaufen sein, da auf der Verfüllung erodierte Parabraunerden aus Deckschutt über umgelagerten Rinnensedimenten vorgefunden wurden. Profil 4, eine Pararendzina aus kalkigen Moränensedimenten der Höchstenrinne, bildete sich auf der Abrißnische der Kleinscholle III. Dieser gering differenzierte Bodentyp spricht für eine holozäne Verlagerung der Kleinscholle. Auf Höhe von Profil 5 setzen Molassetone ein, aus denen sich Pelosole entwickelten. Vor der Erosion des Deckschutts waren hier wahrscheinlich Pelosol-Braunerden verbreitet.

Profiltyp 6, ein Pseudogley aus Molasselehm, ist im Bereich der Abrißnische einer Erdfließung verbreitet, die den Stirnbereich der Schollen I und II kapt. Im oberen Teil der Abrißnische wurden starke Vernässungen und Aufweichungen des Untergrundes beobachtet. Es ist anzunehmen, daß die Vernässung durch unterirdischen Wasserzug entlang der Gleitfläche von Scholle II gespeist werden. Entsprechend wird das oberflächliche Ausstreichen dieser Gleitfläche im Bereich der Vernässungen angenommen. Die intensive Durchfeuchtung des Untergrundes dürfte einst für die Auslösung der Erdfließung verantwortlich gewesen sein. Der Deckschutt konnte hier nirgendwo vorgefunden werden, und die Böden weisen nur eine geringe Entkalkungstiefe auf. Damit ist ein geringes, möglicherweise sub-rezentes Alter der Erdfließung anzunehmen.

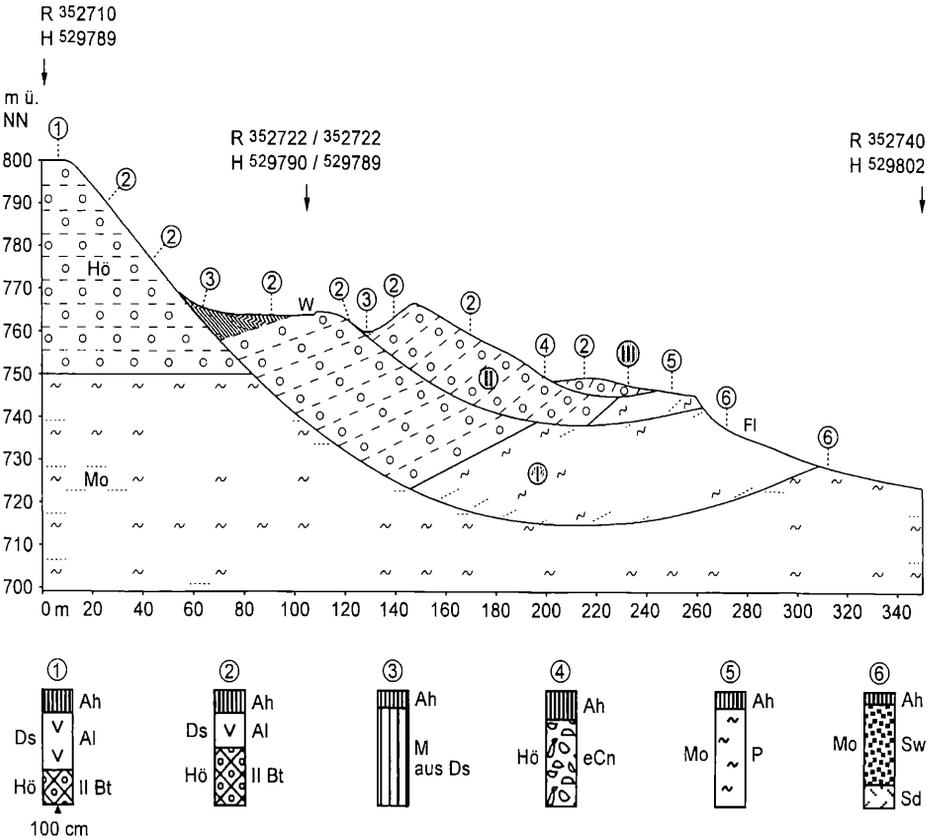


Abb.4: Der Gleitschollenkomplex 'Steinbruch' - angenommener Verlauf der Gleitflächen, Topographie und Bodenverbreitung

Erläuterungen zu den Abkürzungen:

Ds: Deckschutt; **Hö:** glaziale Sedimente der Höchstenrinne, z.T. von Reißmoräne überlagert; **Mo:** Sedimente der Oberen Süßwassermolasse; **FI:** Abrißnische einer Erdfließung; **W:** Forstweg; **I-III** Numerierung der Gleitschollen. Horizontansprache der Bodenprofile nach AG BODEN (1994).

Bezeichnung der Bodenprofile:

- ① Vollständig erhaltene Parabraunerde aus Deckschutt über Reißmoräne
- ② Erosierte Parabraunerde aus Deckschutt über Moränensedimenten der Höchstenrinne
- ③ Kolluvium aus umgelagertem Deckschutt
- ④ Pararendzina aus kalkigen Moränensedimenten der Höchstenrinne
- ⑤ Pelosol aus Molasseton
- ⑥ Pseudogley aus Molasselehm

6. Der Gleitschollenkomplex "Eisbrunnen"

Die Catena "Eisbrunnen" wurde ca. 200 m südlich der Catena "Steinbruch", ebenfalls am Oberhang des Tals, aufgenommen. Der Profilschnitt (Abb. 5) ist nach der benachbarten Eisbrunnenquelle benannt. Dargestellt ist eine gestaffelte Rotationsgleitung, die aus den Gleitschollen I-IV aufgebaut ist, wobei lediglich Gleitscholle I mit der Gleitscholle I aus Catena "Steinbruch" identisch ist. Ähnlich wie bei der benachbarten Catena "Steinbruch" ist die Quartärbasis auf einem Niveau von 745 bis 755 m ü. NN anzunehmen.

Profil 1 zeigt den typischen Boden der Aacheck-Hochfläche, eine vollständig erhaltene Parabraunerde aus Deckschutt (70 cm) über Reißmoräne. Auf der Abrißwand von Scholle I folgt mit Profil 2 eine Pararendzina aus kalkigen Moränensedimenten der Höchstenrinne. Erst durch Aufgrabungen der hangabwärts folgenden Profile 3 und 4 wird deutlich, daß die Pararendzina nicht als junge Bodenbildung einer subrezentenen Abrißwand, sondern als erodierter Standort zu deuten ist. Profil 3 ist eine erodierte Parabraunerde, deren Bt-Horizont unter kalkigen Sturzmassen aus Sedimenten der Höchstenrinne begraben liegt. Aufgrund des vorgefundenen Bt-Horizontes datiert die Verlagerung von Scholle I mindestens ins Atlantikum. Im Bereich von Profil 4 wurde ein mehrgliedriger Boden aufgegraben. Der Ah-Horizont und der fAh-Horizont bildeten sich jeweils auf kalkigen Rinnensedimenten (M1- und M2-Horizont), die durch Sturzereignisse aus höher liegenden Reliefpositionen hangabwärts verlagert wurden. Im Liegenden der genannten Horizonte wurde ein humoser M 3-Horizont aufgegraben, dessen dominant ausgeprägte Schluffkomponente auf umgelagerten Deckschutt aus dem Bereich der Abrißwand zurückzuführen ist. Aufgrund des Deckschuttvorkommens muß die Verlagerung der Scholle nicht erst im Atlantikum, sondern bereits vor der Jüngerer Tundrenzeit erfolgt sein.

Etwas südlich der Catena wurde in der Randrinne von Scholle I der Basistorf eines Moores abgebohrt und palynologisch untersucht. KNIPPING (1995) ermittelte ein Alter von ≤ 5.000 Jahren BP. Dies bedeutet, daß die Verlagerung von Scholle I zwar vor der Jüngerer Tundrenzeit stattfand, die Vermoorung der dabei entstandenen Randrinne aber erst im Holozän einsetzte. Es ist anzunehmen, daß infolge früher Rodungstätigkeit des Menschen zunächst Bodenmaterial erodiert wurde, das die Randrinne basal abdichtete und so die Grundvoraussetzung für eine Moorbildung geschaffen wurde. Die fehlende oder verminderte Wasserverdunstung der Baumvegetation dürfte nach dem Rodungseingriff die Vermoorung erheblich begünstigt haben. Derartige Phänomene beschreibt FRENZEL (1978: 70-73) auch aus dem Schwarzwald. Im Kreis Freudenstadt begannen Moore nach eisenzeitlichen Rodungen zu wachsen, weil die Wasserverdunstung durch Bäume plötzlich wegfiel.

Die Verlagerung der Schollen III und IV datiert aufgrund der Bodenverbreitung im Bereich der zugehörigen Abrißwände ebenfalls vor die Jüngere Tundrenzeit. Hingegen datiert die Verlagerung von Scholle II ins Holozän. Auf der Abrißwand dieser Scholle wurden flächenhaft Pararendzinen erbohrt. Kolluvien aus umgelagertem Deckschutt wurden nicht vorgefunden. In der Randrinne von Scholle II wurden zwei Moore abgebohrt. Die palynologischen Basistorfdatierungen von KNIPPING (1995) ergaben Alter von ≤ 1.000 und ≤ 5.000 Jahren. Die pedologischen Befunde und die Basistorfdatierungen stehen in diesem Fall in Einklang, wobei die Basistorfdatierung hier die einzige Möglichkeit darstellt, das Alter der Massenverlagerung einzugrenzen.

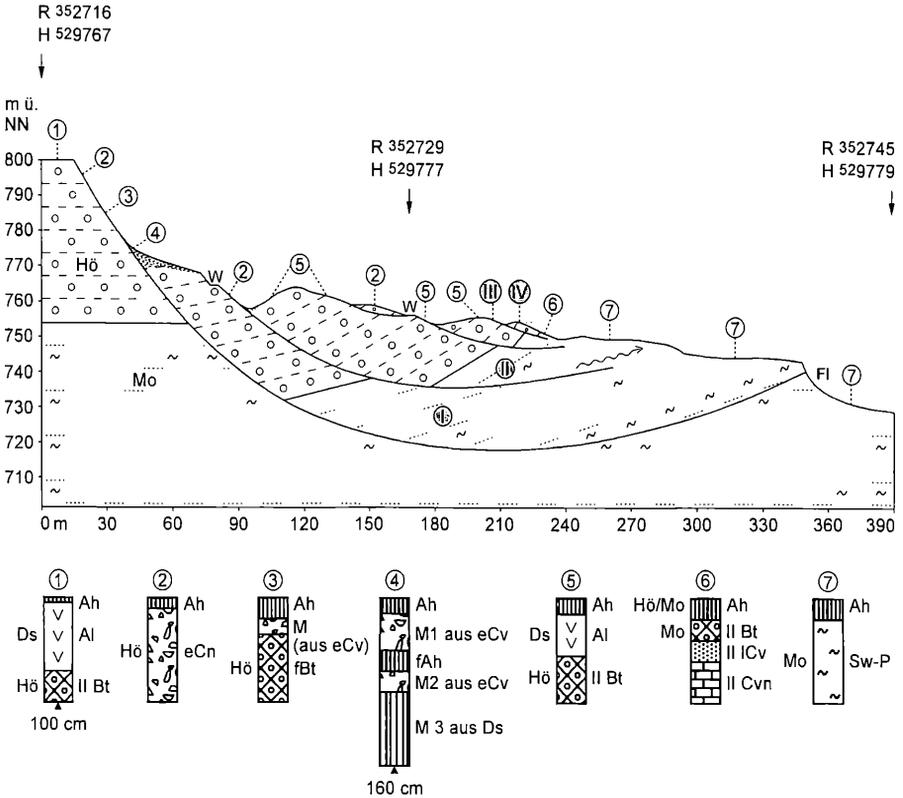


Abb.5: Der Gleitschollenkomplex 'Eisbrunnen' - angenommener Verlauf der Gleitflächen, Topographie und Bodenverbreitung

Erläuterungen zu den Abkürzungen:

Ds: Deckschutt; **Hö:** glaziale Sedimente der Höchstenrinne, z.T. von Reißmoräne überlagert; **Mo:** Sedimente der Oberen Süßwassermolasse; **Hö/Mo:** Fließbergemisch aus Hö und Mo; **FI:** Abrisnische einer Erdfließung; **W:** Forstweg; **I-IV** Numerierung der Gleitschollen; → = Auspressungswulst im Bereich einer Schollenstirn.

Horizontansprache der Bodenprofile nach AG BODEN (1994).

Bezeichnung der Bodenprofile:

- ① Vollständig erhaltene Parabraunerde aus Deckschutt über Reißmoräne
- ② Pararendzina aus kalkigen Moränensedimenten der Höchstenrinne
- ③ Erosierte Parabraunerde, begraben unter kalkigen Sturzmassen aus Moränensedimenten der Höchstenrinne
- ④ Mehrgliedriges Kolluvium aus umgelagerten Sedimenten der Höchstenrinne/Deckschutt
- ⑤ Parabraunerde aus erosiv verkürztem Deckschutt über Reißmoräne oder über Moränensedimenten der Höchstenrinne
- ⑥ Erosierte Parabraunerde aus OSM-Lehm über angewitterter OSM-Sandsteinbank
- ⑦ Pseudovergleyter Pelosol aus Molasseton

Profil 6, eine erodierte Parabraunerde aus OSM-Lehm über einer angewitterten OSM-Sandsteinbank, liegt im Übergangsbereich von den pleistozänen Sedimenten der Höchstenrinne zu den Sedimenten der OSM. Der Ah-Horizont des Profils besteht aus einer Fließerde, die aus OSM-Lehm und aufgearbeitetem Geschiebematerial der Höchstenrinne zusammengesetzt ist. Die Fließerde ist vermutlich i. S. eines geringmächtigen, auskeilenden Basisschutts zu deuten. Der liegende II Bt-Horizont besteht aus gänzlich steinfreiem Molasselehm.

Hangabwärts setzen mit Profil 7 pseudovergleyte Pelosole aus Molasseton ein. Im Endbereich der Catena existiert die Abrißnische einer Erdfließung, in der nach Regenfällen starke Vernässungen zu beobachten sind. Es ist anzunehmen, daß hier zeitweilig gespanntes Grundwasser austritt, das aus der hangenden Höchstenrinne stammt und sich entlang der Gleitfläche des Schollenkörpers hangabwärts bewegt. Die Erdfließung steht vermutlich in ursächlichem Zusammenhang mit den Wasseraustritten. Die Profile 6 und 7 weisen keinen Deckschutt auf. Die Erosion des Deckschutts mag mit der bereits erwähnten Köhlerei zusammenhängen, die bis ins letzte Jahrhundert an der Westflanke des Tales betrieben wurde. Im Rahmen flächenhafter Kartierungen mit dem Pürckhauer-Bohrer wurden zahlreiche alte Köhlerplätze entdeckt.

7. Hydrologische Gegebenheiten beim Auftreten von Massenverlagerungen im Arbeitsgebiet

Zwischen Massenverlagerungen und der Pegelhöhe des Grundwassers existiert ein enger Zusammenhang. Hydrostatischer Auftrieb und Porenwasserdruck lösen Massenverlagerungen an Hängen aus, sobald die Pegelhöhe des Grundwassers kritische Werte überschreitet. Die Höhe des Grundwasserspiegels ist von mehreren Parametern abhängig, die im folgenden Berechnungsansatz aufgezeigt werden.

Um die Sachverhalte zu veranschaulichen, wird ein Grundwasserkörper mit einem Gefäß verglichen.

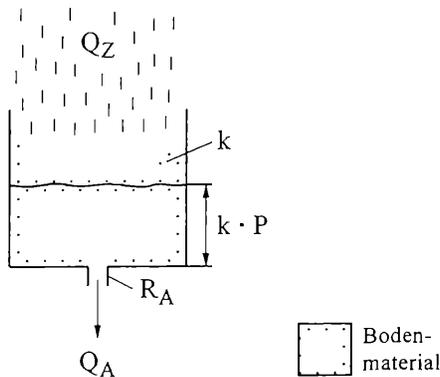


Abb.6: Modell eines Grundwasserkörpers in Form eines Gefäßes

Verwendete Formelzeichen:

* Q_Z : Zuflußstrom (Niederschlagsmenge pro Zeit- und Flächeneinheit).

* Q_A : Ausflußstrom (Ausflußmenge pro Zeiteinheit).

* P : Pegelhöhe im Gefäß.

* P_e : Endpegel im Gefäß.

* P_a : Anfangspegel im Gefäß.

* k : Porositätsfaktor, abhängig vom Porenvolumen des Bodens. Der Pegelstand im Modellgefäß ist um diesen Faktor k höher, wenn das Gefäß mit einem porenhaltigen Bodenmaterial gefüllt ist, da das Substanzvolumen einen Teil des Raumes wegnimmt. Porenvolumen PV in %. Es gilt: $k = \frac{100}{PV}$

* R_A : Ausflußwiderstand = Kehrwert der Wasserleitfähigkeit des Bodens an der Basis des Pegels.

* e : Basis des natürlichen Logarithmus ($\approx 2,718$), weitere Erläuterungen s. nachfolgende Ausführungen.

* t : Zeit, während der Niederschlag gleichbleibender Intensität fällt.

* τ : Zeitkonstante, weitere Erklärungen s. nachfolgende Ausführungen.

Zwischen Ausflußstrom Q_A und Pegelhöhe $k \cdot P$ bzw. "Druckhöhe" besteht ein linearer Zusammenhang, weil im Untergrund laminare Strömungen geringer Geschwindigkeit vorliegen.

$$k \cdot P = Q_A \cdot R_A \quad (1)$$

Ein gleichbleibender Endpegel $k \cdot P_e$ stellt sich ein, wenn der Ausflußstrom Q_A gleich dem Zuflußstrom Q_Z ist.

$$k \cdot P_e = Q_A \cdot R_A = Q_Z \cdot R_A \quad (2)$$

Die Veränderung der Pegelhöhe über der Zeitachse (t) folgt einer e-Funktion:

$$k \cdot P = k \cdot P_e - e^{-\frac{t}{\tau}} (k \cdot P_e - k \cdot P_a) \quad (3)$$

Bei steigendem Pegel (d. h. bei steigendem Druck) verstärkt sich der Ausfluß aus dem Modellgefäß immer mehr, so daß vom Zufluß immer weniger übrig bleibt, um den Pegel ansteigen zu lassen (natürliche Wachstums- oder e-Funktion).

(2) in (3) eingesetzt ergibt:

$$k \cdot P = Q_Z \cdot R_A - e^{-\frac{t}{\tau}} (Q_Z \cdot R_A - k \cdot P_a) \quad (4)$$

τ ist in einer e-Funktion stets eine Zeit. Es ist hier die Zeit, in der sich die Pegeländerung von $k \cdot P_a$ auf $k \cdot P_e$ zu $\approx 63,2\%$ ($= 1-1/e$) vollzogen hat.

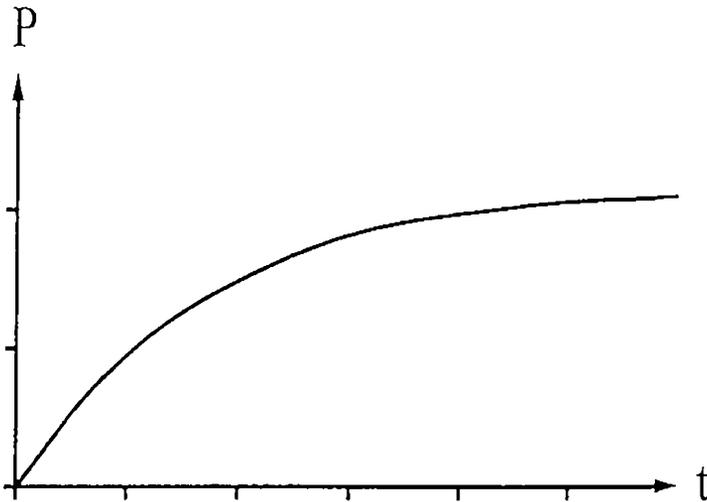


Abb.7: Beispiel für eine e-Funktion

τ kann aus der 1. Ableitung der Gleichung (4) berechnet werden, wobei der Anfangspegel $\mathbf{k} \cdot \mathbf{P}_a = 0$ gesetzt wird.

$$(\mathbf{k} \cdot \mathbf{P})' = \frac{\mathbf{Q}_Z \cdot \mathbf{R}_A}{\tau} \quad \text{an der Stelle } t = 0 \quad (5)$$

$(\mathbf{k} \cdot \mathbf{P})'$ ist die Anstiegsgeschwindigkeit des Pegels am Anfang. Es findet kein Abfluß statt, weil $\mathbf{P}_a = 0$; daher gilt:

$$(\mathbf{k} \cdot \mathbf{P})' = \mathbf{Q}_Z \quad (6)$$

(6) in (5) eingesetzt:

$$\mathbf{Q}_Z = \frac{\mathbf{Q}_Z \cdot \mathbf{R}_A}{\tau} \Rightarrow \tau = \mathbf{R}_A \quad (7)$$

(7) in (4) eingesetzt:

$$\mathbf{k} \cdot \mathbf{P} = \mathbf{Q}_Z \cdot \mathbf{R}_A - e^{-\frac{t}{\mathbf{R}_A}} (\mathbf{Q}_Z \cdot \mathbf{R}_A - \mathbf{k} \cdot \mathbf{P}_a) \quad (8)$$

$\mathbf{k} \cdot \mathbf{P}$ ändert sich - ausgehend von einem Anfangspegel $\mathbf{k} \cdot \mathbf{P}_a$ - nur durch den Zuflußstrom (Niederschlag). Die weiteren Parameter der Gleichung sind Porenvolumen PV und Ausflußwiderstand \mathbf{R}_A .

Die Einheit von $R_A (= \tau)$ muß eine Zeit sein (vgl. oben). Dies kann mit Gleichung (2) nachgewiesen werden

$$k[l] \cdot P_e[m] = Q_Z \left[\frac{m^3}{m^2 h} \right] R_A[?]$$

$$\frac{k \cdot P_e[m]}{Q_Z \left[\frac{m^3}{m^2 h} \right]} = \frac{k \cdot P_e \left[\frac{m^3}{m^3 h} \right]}{Q_Z \left[\frac{m^3}{m^3} \right]} = R_A[h]$$

Gleichung (8) gilt für gleichbleibenden Zuflußstrom (Niederschlag). Variiert dieser, so sind Pegelveränderungen über genügend kurze Zeitintervalle zu summieren. Gleichung (8) gilt sowohl für steigende als auch für fallende Pegelhöhen. Mit Hilfe der Formel kann in einem Rutschungsgebiet vorausberechnet werden, wieviel Niederschlag in einer bestimmten Zeit fallen muß, um eine bestimmte Pegelhöhe zu erreichen. Wird die Pegelhöhe erreicht, die zum Zeitpunkt einer früheren Massenverlagerung vorlag (kritische Pegelhöhe), ist die Auslösung einer erneuten Massenverlagerung möglich. Mit Hilfe des o. a. Berechnungsansatzes kann das drohende Eintreten einer solchen Situation rechtzeitig erkannt werden. In der Realität gibt es weitere Einflußgrößen, die im Modell unberücksichtigt bleiben:

- *Ein Teil des Niederschlags dringt aufgrund der Interzeption und der Verdunstung nicht in den Boden ein (SCHULTZ 1995: 224).
- *Niederschläge, die die Infiltrationsrate des Bodens überschreiten, fließen oberflächlich ab (SCHULTZ 1995: 386). Dies kann bei Extremniederschlägen der Fall sein.
- *Besondes nach Trockenperioden wird ein bestimmter Teil des Wassers bis zum Erreichen der Feldkapazität vom Boden gebunden. Dieses Wasser läßt den Pegel nicht steigen.
- *Das in den Untergrund eindringende Wasser erreicht erst nach einiger Zeit die Pegeloberfläche, wodurch der Pegel zeitlich verzögert ansteigt.

Das Modell setzt eine geologische Schichtfolge mit wasserdurchlässiger Schicht im Hangenden und einer wasserstauenden Schicht im Liegenden voraus. Diese Bedingung ist in sehr vielen Rutschungsgebieten gegeben. Im Arbeitsgebiet treten Massenverlagerungen bevorzugt dort auf, wo glaziale Sedimente (wasserdurchlässig) über wasserstauenden Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse liegen. Leider gibt es im Arbeitsgebiet keine Grundwassermeßpegel, die notwendig wären, um den Parameter R_A zu ermitteln. Da somit nicht alle notwendigen Daten verfügbar sind, wurde auf Grundlage des obigen Berechnungsansatzes ein weiteres Verfahren entwickelt, um Niederschläge und Massenverlagerungen zu korrelieren.

8. Korrelation von Niederschlägen und Massenverlagerungen mit Hilfe gewichteter gleitender Mittelwerte der Niederschläge

Die täglich gemessenen Niederschlagsmengen stimmen mit dem Pegelverlauf des Grundwassers nicht überein. Die Zeitkonstante τ der e-Funktion ist dafür verantwortlich, daß der Pegelgang wesentlich ruhiger verläuft als die Niederschlagskurve. Aus diesem Grund wird versucht, ausschließlich mit den verfügbaren Tagesniederschlägen den Verlauf eines Relativpegels zu gewinnen, um eine mögliche Korrelation zwischen Niederschlagsgeschehen und Massenverlagerungen zu finden. Dies wird mit Hilfe von

gewichteten gleitenden Mittelwerten (GGM)

erreicht. Die Gewichtung wird so gewählt, daß sie dem Verlauf der e-Funktion annähernd folgt. Täglich soll ein neuer GGM errechnet werden. Die Gewichtung mehrerer Tagesniederschläge berücksichtigt, daß bei steigendem Pegel die Ausflußmenge Q_A zunimmt. Je länger Niederschläge zurückliegen, desto mehr davon ist bereits ausgeflossen und nicht mehr für die Pegelhöhe relevant. Nach der Messung von 5 Tagesniederschlägen erhält man den ersten GGM.

Die Berechnung erfolgt mit folgender Gewichtung der Tagesniederschläge:

$$\text{GGM}_{\text{Tag } 5} = N_1 \cdot 9\% + N_2 \cdot 12\% + N_3 \cdot 18\% + N_4 \cdot 25\% + N_5 \cdot 36\%$$

N_1 = Niederschlag des 1. Tages, N_2 = Niederschlag des 2. Tages u.s.w., die Summe der 5 Prozentwerte ergibt 100 %.

Der Wert des folgenden Tages ist:

$$\text{GGM}_{\text{Tag } 6} = N_2 \cdot 9\% + N_3 \cdot 12\% + N_4 \cdot 18\% + N_5 \cdot 25\% + N_6 \cdot 36\%$$

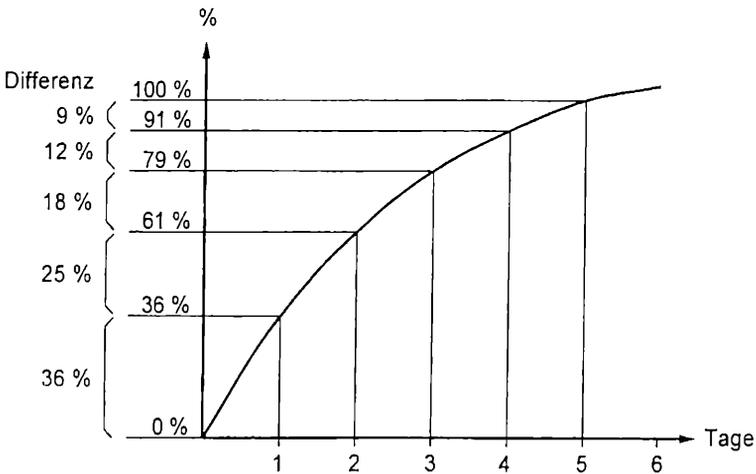


Abb.8: Kurve der e-Funktion zur Ermittlung der Gewichtungsfaktoren in %

Zur Ermittlung der prozentualen Gewichtung wurde eine bestimmte e-Funktion zugrunde gelegt. Die gewählte e-Funktion erreicht bei konstantem Niederschlag nach 10 Tagen praktisch ihre Endhöhe (in Wirklichkeit verläuft sie asympthodisch auf die Pegelendhöhe zu). Die Kurve ist nach dem 5. Tag außerordentlich flach, daher wird sie nach 5 Tagen abgeschnitten. Dies reduziert den Rechenaufwand bei vertretbarem Fehler. Das Kurvenende markiert die Höhe des Endpegels (hier Relativpegel) und wird gleich 100 % gesetzt.

Die prozentuale Pegelhöhe an den Tagen 1 - 5 ergibt folgende Werte:

1. Tag 36 %
2. Tag 61 %
3. Tag 79 %
4. Tag 91 %
5. Tag 100 %

Der prozentuale Zuwachs von Tag zu Tag ergibt die Größe der Gewichtung in % für die Niederschläge von zurückliegenden Tagen, aus denen ein GGM berechnet werden kann.

9. Auswertung von Tagesniederschlägen und gewichteten gleitenden Mittelwerten zum Zeitpunkt datierter Massenverlagerungen

Eine Massenverlagerung kann nur dann mit Niederschlagswerten korreliert werden, wenn ihr Auslösedatum und die Niederschlagsverteilung vor dem Ereignis möglichst genau bekannt sind. Für den Linzgau können die Tagesniederschläge der Niederschlagsmeßstation Heiligenberg und Deggenhausertal-Azenweiler sowie die daraus errechneten gewichteten gleitenden Mittelwerte herangezogen werden. Das genaue Auslösedatum von Massenverlagerungen ist nur in Ausnahmefällen bekannt. Meist handelt es sich dabei um Ereignisse im Umfeld von Siedlungen oder Verkehrswegen, die von Anwohnern rasch bemerkt werden. Das Auslösedatum sehr großer Massenverlagerungen, die das Landschaftsbild auffällig verändern, ist ebenfalls gelegentlich überliefert. Für das Arbeitsgebiet konnten die Auslösezeitpunkte von 7 Massenverlagerungen ermittelt werden. Zu diesem Zweck waren umfangreiche Recherchen in Forstzeitschriften, geologischen Gutachten, lokalen Tageszeitungen sowie den Archiv-Unterlagen und Original-Aufzeichnungen des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES notwendig, die das Auftreten von Massenverlagerungen gelegentlich vermerken. Außerdem wurden Forstverwaltungen und Zeugen befragt. Aus der Auswertung von Luftbildern und Geländebegehungen sind weitere rezente Massenverlagerungen bekannt, deren Auslösedatum jedoch nicht zu ermitteln ist, weil sie in selten frequentierten Waldgebieten liegen. Eine weitere taggenau datierte Massenverlagerung wurde durch anthropogene Maßnahmen ausgelöst. Dieses Ereignis kann nicht mit GGM der Tagesniederschläge korreliert werden.

Die Entstehung von Massenverlagerungen wird stets durch eine Vielzahl von Parametern beeinflusst. Zu nennen sind Gesteinsbeschaffenheit, Grundwasser, Relief, Klima und der Zeitfaktor. Es ist anzunehmen, daß jeder Massenverlagerung eine andere Kombination dieser Parameter zugrunde liegt.

Die hier betrachteten Massenverlagerungen sind hinsichtlich der geologischen Verhältnisse vergleichbar. Sie entwickelten sich jeweils in Bereichen, wo wasserstauende Molassesedimente von pleistozänen Schottern, Fließerdern oder Moränensedimenten guter Wasserdurchlässigkeit überlagert sind. Die räumliche Nähe der Rutschungsgebiete zueinander spricht dafür, daß sie ähnlichen klimatischen Bedingungen und damit vergleichbaren Verwitterungsbedingungen ausgesetzt sind. Detaillierte Informationen zu den einzelnen Massenverlagerungen finden sich bei LINK (1998: 18 ff.)

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Vorgeschichte der Massenverlagerungen bis zu einem gewissen Grad vergleichbar ist. Den Ereignissen liegen zumindest ähnliche geologische und ähnliche klimatische Verhältnisse zugrunde. Die angesprochene Vergleichbarkeit wird durch die Untersuchung der GGM zum Zeitpunkt der jeweiligen Massenverlagerung erhärtet.

Auf S. 39 ist beispielhaft das Diagramm der Tagesniederschläge und GGM vor und während dem Auslösedatum von zwei der untersuchten Massenverlagerungen abgebildet. Die Massenverlagerung Nr. 2 weist mit 17,2 mm den kleinsten GGM aller taggenau datierten Massenverlagerungen auf. Dieser GGM wurde daher als kritischer gleitender Mittelwert GGM_{krit} angenommen, ab dem Massenverlagerungen zu erwarten sind. Die 6 anderen Massenverlagerungen wurden alle zu Zeitpunkten ausgelöst, an denen der GGM_{krit} überschritten war (Werte zwischen 17,5 und 22,9). Insgesamt 5 Massenverlagerungen fallen mit Niederschlagsspitzen zusammen, die eine Überschreitung von GGM_{krit} bewirken. Es ist anzunehmen, daß diese Niederschlagsspitzen eine Triggerwirkung besitzen. Aus dem Berechnungsansatz für die Pegelhöhe (vgl. Kap. 7) ist bekannt, daß der Anstieg eines Pegels einer e-Funktion gehorcht, sich also mit der Zeit verlangsamt (die e-Funktion verflacht). Ein stärkerer Niederschlag (Niederschlagsspitze) kann den Pegelanstieg nochmals kurzfristig beschleunigen (eine steilere e-Funktion liegt zugrunde) und damit als Trigger wirken (vgl. Abb.9).

10. Gewichtete gleitende Mittelwerte und Massenverlagerungen - angewandte Aspekte

Nicht jede Überschreitung des GGM_{krit} führt zur Auslösung einer Massenverlagerung. Die Auswertung der Tagesniederschläge von 1965-1997 ergab 39 GGM, die die kritische Grenze von rd. 17 mm überschritten ($\approx 1,2$ Überschreitungen/Jahr), ohne daß damit verbundene Massenverlagerungen dokumentiert sind. Das Ausbleiben der Massenverlagerungen kann mit der Vielzahl von Parametern erklärt werden, die die Auslösung beeinflussen.

Insgesamt 19 Überschreitungen des GGM_{krit} waren mit Starkniederschlägen > 50 mm/Tag verbunden (vgl. z.B. Abb.10, 29.09.1981).

Viele dieser Niederschläge dürften sogar in kurzer Zeit gefallen sein, da die Originalaufzeichnungen der Niederschlagsmeßstation Heiligenberg häufig von heftigen Gewitterregen mit Folgeschäden berichten. Bei Extremniederschlägen wird die Infiltrationsrate des Bodens überschritten, die Niederschläge fließen z. T. oberflächlich ab. Infiltrationsmessungen im Arbeitsgebiet bestätigen dies (LINK 1998). Die ermittelten GGM müßten in diesen Fällen nach unten korrigiert werden, die Überschreitung des GGM_{krit} wäre folglich in man-

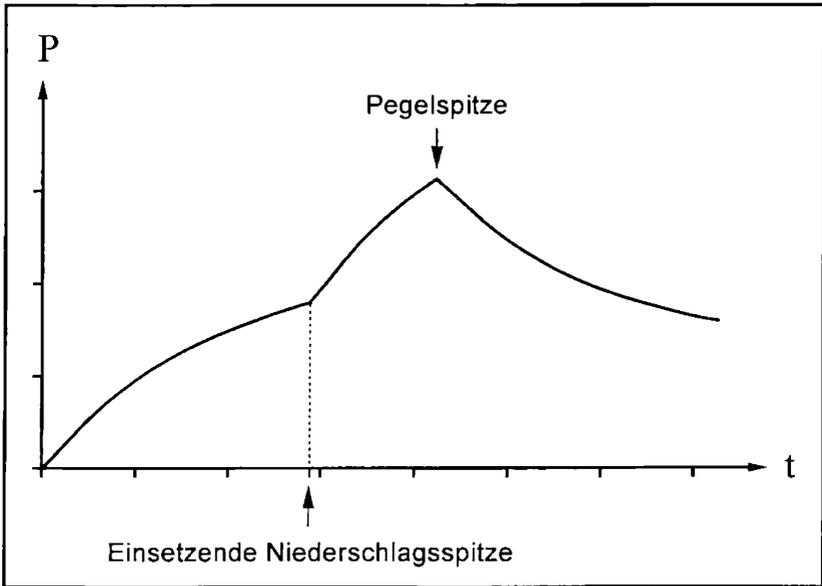


Abb.9: Einsetzende Niederschlagsspitze und daraus resultierende Pegelspitze

chen Fällen nicht mehr gegeben. Dies bedeutet, daß GGM_{krit} im Durchschnitt seltener als 1,2 x pro Jahr überschritten wird, ohne daß dabei eine Massenverlagerung ausgelöst wird.

Als wichtiges Ergebnis ist festzuhalten, daß Massenverlagerungen im Arbeitsgebiet erst ab einem GM_{krit} von rd. 17 mm auftreten (Ausnahme: anthropogen ausgelöste Massenverlagerungen). Dieser Sachverhalt ist von praktischer Bedeutung. Mit Hilfe aktueller Niederschlagsmessungen kann jederzeit voraus berechnet werden, wieviel mm Niederschlag in welchem Zeitraum noch fallen muß, bis GGM_{krit} erreicht wird. Damit kann rechtzeitig vor dem drohenden Beginn einer Zeitphase gewarnt werden, in deren Verlauf Massenverlagerungen möglich sind. Sofern weitere Niederschläge zu erwarten sind, könnten in gefährdeten Reliefabschnitten z.B. Straßensperrungen und sonstige Vorsichtsmaßnahmen sinnvoll sein.

Die "Methode der gewichteten gleitenden Mittelwerte" verursacht praktisch keine Kosten, da keine teuren Meßgeräte oder Pegelbohrungen benötigt werden. Das Verfahren ist mit Hilfe eines einfachen Regenmessers (für unter DM 10,- erhältlich) durchführbar.

Die Rutschungen im Deggenhausertal - Geomorphologie, Alter und ein Vorwarnmodell

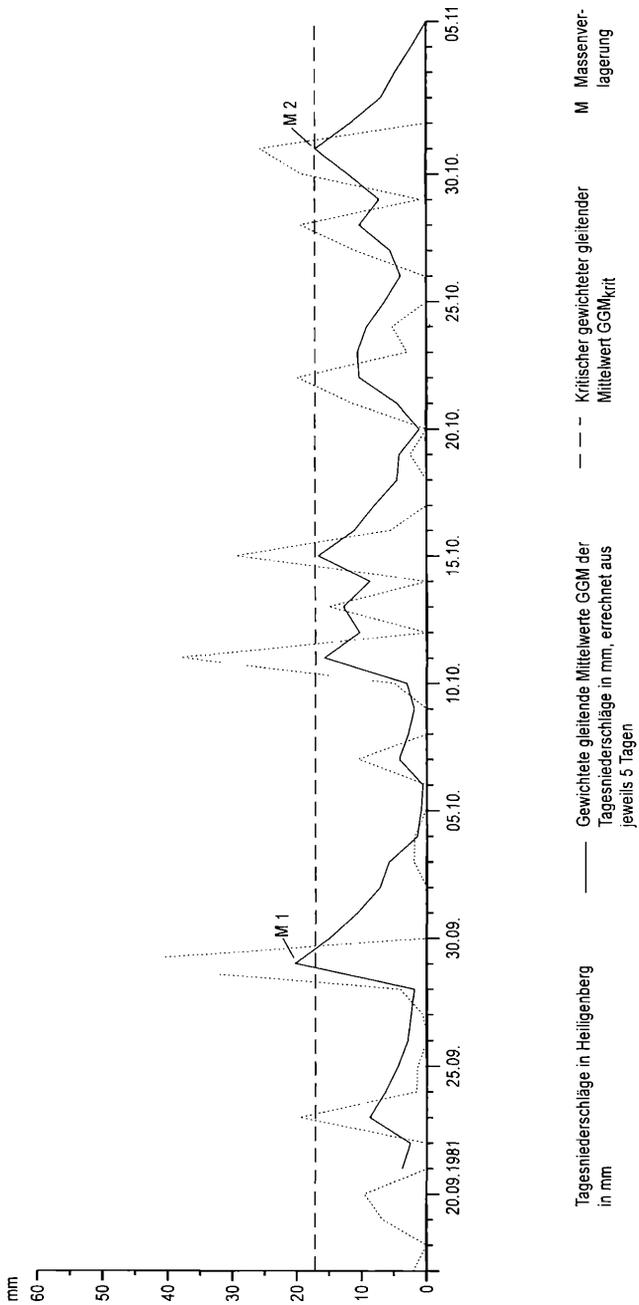


Abb.10: Massenverlagerungen (Nr. 1 u. 2) an der Ostflanke des Deggenhausertals bei Lichtenegg 1981

11. Angeführte Schriften

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung: 392 S.; Hannover.
- BIBUS, E. (1986): Die Rutschungen am Hirschkopf bei Mössingen (Schwäbische Alb). Geowissenschaftliche Rahmenbedingungen - Geoökologische Folgen. - Geoökodynamik, **7**: 333-360; Darmstadt.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., ELLWANGER, D., FROMM, K., KÖSEL, M. & SCHREINER, A. (1996): On Pre-Würm glacial and interglacial deposits of Rhine Glacier (South German Alpine Foreland, Upper Swabia, Baden-Württemberg). In: Turner, C. (ed.): The early Middle Pleistocene in Europe: 1995-204; Rotterdam: Balkema.
- BIBUS, E., EBERLE, J., KÖSEL, M., RILLING, K. & TERHORST, B. (1991): Jungquartäre Reliefformung und ihre Beziehung zur Bodenbildung und Bodenverbreitung im Stromberg und Zabergäu (Bl. Brackenheim). - Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **33**: 219-216; Freiburg i. Br.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie: 358 S.; Stuttgart: Enke.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Das Quartär von Baden-Württemberg. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 225-295; Berlin, Stuttgart: Borntraeger.
- FRENZEL, B. (1978): Landschaftsgeschichte und Landschaftsökologie des Kreises Freudenstadt. Sonderdruck aus "Der Kreis Freudenstadt": 52-76; Stuttgart, Aalen: Theiss.
- KNIPPING, M. (1995): Zur Alterseingrenzung der Moorproben "Deggenhausertal" unveröffentlichte schriftliche Mitteilung vom 01.09.1995: 2 S. und 4 Tabellen; Hohenheim.
- LINK, M. (1998): Reliefentwicklung und Oberflächenformung im Linzgau unter besonderer Berücksichtigung von Massenverlagerungen. Dissertation der Geowissenschaftlichen Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br.: 236 S.; Freiburg i. Br.
- SANDER, M. (1994): Geomorphologisch - bodengeographische Untersuchungen zur quartären Landschaftsgenese des Höchsten. - unveröffentlichte Diplomarbeit des Geographischen Instituts der Eberhard-Karls-Universität Tübingen: 107 S.; Tübingen.
- SCHÄDEL, K. (1950): Untersuchungen über das Altdiluvium des Rheingletschers zwischen Iller und Bodensee. Dissertation der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard-Karls-Universität Tübingen: 169 S.; Tübingen.
- SCHREINER, A. (1994): Einführung in die Quartärgeologie: 257 S.; Stuttgart: Schweizerbart.
- SCHULTZ, J. (1995): Die Ökozonen der Erde. - 2. Aufl.: 535 S.; Stuttgart: Ulmer
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. Frankfurter Geographische Hefte, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.: Waldemar Kramer.
- TSIAKIRIS, E. (1972): Quartärgeologische Untersuchungen auf den Blättern Wilhelmsdorf (8122) und Markdorf (8222) / Oberschwaben. - unveröffentlichte Diplomarbeit des Geologischen Instituts der Universität des Saarlandes: 108 S.; Saarbrücken.

VARNES, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. In: SCHUSTER, R.L. & KRIZEK, R.D. (eds.): Landslides: Analysis and Control. National Academy of Sciences Special Report **176**: S. 11-33; Washington.

Eingang des Manuskripts 01.03.1999

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: 1996/1997

Band/Volume: [86-87](#)

Autor(en)/Author(s): Link Matthias

Artikel/Article: [Die Rutschungen im Deggenhausertal - Geomorphologie, Alter und ein Vorwarnmodell 21-42](#)