

## 27. Jahrestagung des AK Paläopedologie der DBG

1. - 3. Mai 2008 in Tübingen



### *Exkursionsführer*



von

*Birgit Terhorst und Michael Kösel*



## Programm

### Donnerstag, 01.05.2008:

16.00 bis 19.30 Uhr: Arbeitskreissitzung im Hörsaal des Hauptgebäudes der Geographie in der Rümelinstraße 19-23. Ehrungen für die langjährigen Vorsitzenden Prof. Dr. Peter Felix-Henningsen und Prof. Dr. Dr. h.c. Arno Semmel.

19:30 Uhr: Gemeinsames Abendessen mit schwäbischen Spezialitäten im Urigen der Tübinger Wurstküche (5 min Fußweg vom Geographischen Institut).

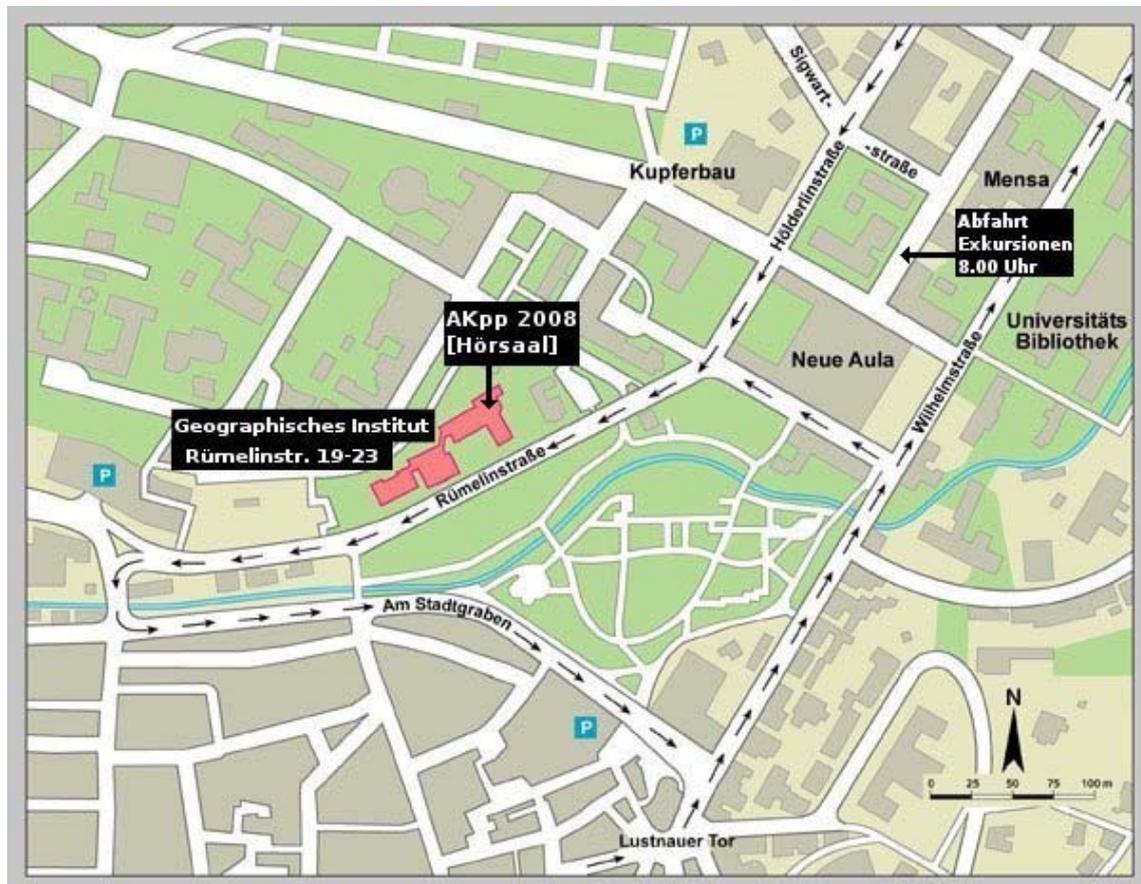
### Freitag, 02.05.2008:

8.00 bis 21.30 Uhr: Exkursion: Landschafts- und Bodenentwicklung an der Schwäbischen Juraschichtstufe. Letzter Programmpunkt: Einkehr im Weinhaus Gugel mit Abendessen und Tübinger Weinen. Führung: Prof. Dr. Birgit Terhorst (Wien).

### Samstag, 03.05.2008:

8.00 bis 14.00 Uhr: Exkursion (halbtags): Landschafts- und Bodenentwicklung auf der Schwäbischen Alb Ein Halt am Bahnhof ist eingeplant. Führung: Dr. Michael Kösel (Freiburg).

Abfahrt der Busse für beide Exkursionen ist jeweils um 8.00 Uhr in der Nauklerstraße unweit des Geographischen Institutes. Am Freitag wird zusätzlich vor dem Geographischen Institut jemand stehen, um gegen 7.45 Uhr gemeinsam zur Abfahrtstelle in der Nauklerstraße zu gehen.





## **Einführung ins Exkursionsgebiet**



# 1. Das Exkursionsgebiet Schwäbische Alb

## 1.1. Allgemeine Einleitung

Das Exkursionsgebiet befindet sich im Bereich der Schwäbischen Alb, welche sich zwischen Hochrhein und Nördlinger Ries erstreckt (Abb. 1). Die geologischen Schichten weiten sich vom Klettgau her fächerförmig in östlicher Richtung aus. Geographisch gehört der Stufenabschnitt ausgehend vom Hochrhein bis nach Reutlingen zur Südwestalb, die Mittlere Alb verläuft bis auf die Höhe von Göppingen, der Bereich bis zum Nördlinger Ries ist der Ostalb zugeordnet (GEYER & GWINNER 1986).

Die Traufkante (Albrauf) erreicht ihre oberste Höhenlage im Südwestteil (Lemberg 1015 m ü.NN), während der mittlere Abschnitt bei 700-800 m ü.NN liegt und sich der Höhenabfall weiter östlich fortsetzt (ca. 700 m ü.NN). Dies entspricht den tektonischen Verhältnissen, welche die stärkste Hebung der Albtafel im Südwesten verursacht haben. Die Tektonik der Südwestdeutschen Scholle führte zu einer Verkipfung der nahezu horizontal abgelagerten mesozoischen Deckschichten um durchschnittlich 2° nach SE. Die Hebung des Deckgebirges und damit verbundene Abtragungsvorgänge sowie die Wechsellagerung von morphologisch widerständigen und wenig widerständigen Gesteinsfolgen stellen die Grundvoraussetzungen für die Entwicklung einer typischen Schichtstufenlandschaft dar (vgl. GWINNER 1977). Die Albhochfläche ist durch weiträumige Verebnungen geprägt, die im Untersuchungsraum als Schichtflächenalb bezeichnet werden.

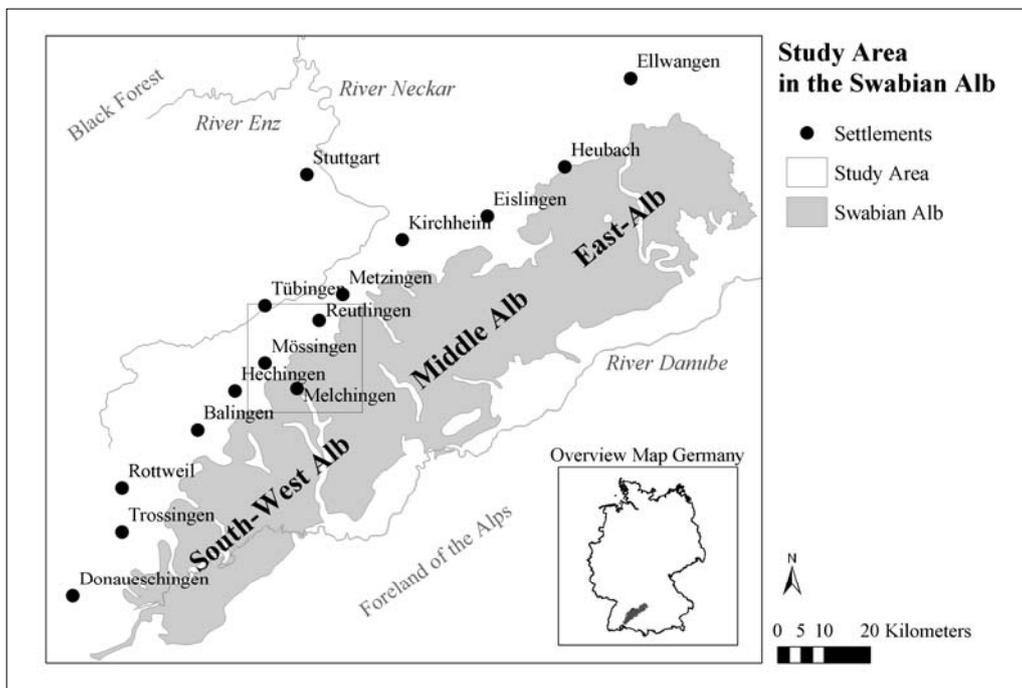


Abb. 1: Lage der Schwäbischen Alb (aus NEUHÄUSER & TERHORST 2007)

Die Entstehung der Schichtstufenlandschaft ist ursächlich verbunden mit den tektonischen Vorgängen im Gebiet des heutigen Oberrheingrabens. Noch im Untereozän überzog das flachlagernde mesozoische Deckgebirge aus triassischen bis spätjurassischen Gesteinen das kristalline Grundgebirge mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit. Erste Anzeichen einer Grabenbildung stammen aus dem späten Eozän vor ca. 35 Mio Jahren (ZIEGLER 1994). Die Aufdomung im Bereich von Schwarzwald und Vogesen, die schließlich zur Aufspreizung des Deckgebirges führte, begann vermutlich während des frühen Miozäns und wird auf einen „mantle plum“ im Untergrund zurückgeführt. Starke Hebung setzte vor rund 15 Mio Jahren im mittleren Miozän ein. Die tektonischen Hebungen führten zu kräftiger Erosion, die auch in der Ablagerung der groben Abtragungssedimente der Juranagelfluh zum Ausdruck kommt. Da die Geröllmassen der Juranagelfluh, welche zum Molassebecken gerichtete Rinnensysteme verschüttet haben, auch noch weit im Westen, am Südostrand des Schwarzwalds größtenteils aus Oberjura-Kalken bestehen, muss zu dieser Zeit das Gebiet des Schwarzwalds noch großflächig vom Oberjura bedeckt gewesen sein. Erst mit der Jüngeren Juranagelfluh treten verstärkt auch Komponenten aus dem Mitteljura bis Muschelkalk hinzu. Buntsandsteinmaterial ist allenfalls in den obersten Lagen der Jüngeren Juranagelfluh zu finden, was zeigt, dass mit zunehmender Hebung auch die tieferen Abschnitte des Deckgebirges durch die Taleintiefung erreicht wurden. Die Hebungstendenz im Bereich von Schwarzwald und Vogesen dauerte im Pliozän an und reichte bis ins Pleistozän. Mit der Hebung ging verstärkte Absenkung im Graben einher und hatte zur Folge, dass das rheinische System aufgrund seiner tiefer liegenden Erosionsbasis nun sein Einzugsgebiet, v. a. über den Neckar, ständig auf Kosten des alten danubischen Systems vergrößerte. Die Rückverlegung der Schichtstufen bis in die Nähe ihrer heutigen Positionen hat hauptsächlich während des späten Miozäns und im Pliozän stattgefunden.

Die Abtragungsvorgänge und damit der Mechanismus der Rückverlegung der Jurastufe sind bis heute nicht restlos geklärt. Nach wie vor gilt der mit Weißjuragesteinen gefüllte, obermiozäne Tuffschlot von Scharnhäusern, welcher 20 km vor der Stufe liegt, als Ausgangsbasis für Berechnungen der Rückwanderung. Nach AL-FUGHHA (1985) und LIPPOLT et al. (1963) haben die Vulkanite des nördlichsten Ausläufers des Uracher Vulkanismus ein Alter von 16 Millionen Jahren, was eine Rückwanderungsrate von 1,3 m/1.000 Jahren ohne Berücksichtigung von Klimawechseln ergibt. Derartige Berechnungen sind allerdings problematisch, da der erwähnte Vulkanschlot im Fildergraben liegt und die Albstufe an dieser Stelle vermutlich weiter ins Vorland reichte (GEYER & GWINNER 1986). Es gibt hingegen Belege dafür, dass der Trauf an vielen Stellen nicht sehr weit zurückverlegt wurde.

Beispielsweise liegen die altpleistozänen Goldshöfer Sande am Fuß der Alb bei Aalen, so dass sich an dieser Stelle seit dem Altpleistozän die Lage der Jurastufe nicht wesentlich verändert haben kann. Allgemein wird die Auffassung vertreten, dass die Stufenrückverlegung während des Pleistozäns sehr gering war. Wenig berücksichtigt wird meist die Tatsache, dass das Zurückweichen der Stufe von mehreren zusammenwirkenden Faktoren, wie Hydrologie, Klima, Gesteinsmächtigkeiten, Einfallswinkel und der Reliefenergie abhängig ist, so dass unterschiedliche Rückwanderungsraten zu erwarten sind.

## **1.2 Geologische Verhältnisse**

Innerhalb des Untersuchungsraums treten die Schichtenfolgen des Braunen und des Weißen Juras bis zu den Mittel-Kimmeridge-Kalken auf (Abb. 2). Während die Braunjura-Gesteine das leicht hügelige Alvorland und den Fuß der Alb bilden, wird der eigentliche Steilhang des Albtraufs vom Weißjura aufgebaut. Der Wechsel vom mittleren zum oberen Jura ist durch einen Farbwechsel von braun über dunkelgrau und hellgrau dokumentiert. Damit einhergehend nehmen die klastischen Anteile des Gesteins ab und der Kalkgehalt nimmt zu.

### **Brauner Jura $\gamma$ (Unter-Bajocium, bj1)**

Als Brauner Jura  $\gamma$  werden die kalksandigen Braunjuratone oder Sonninienschichten bezeichnet. Gelbbraune und dunkelgraue sandige, leicht glimmerige Tone und Mergel mit eingeschalteten Kalksandsteinbänken wechseln einander ab. Es treten eisenoolithische-, Phosphorit- und Toneisensteinkonkretionen auf. Lithologisch härtere Gesteine sind die Wedelsandsteine und insbesondere die im Exkursionsgebiet relevanten Blaukalke. Bei dieser Kalksteinfolge handelt es sich im eigentlichen Sinne um einen kalkigen Sandstein mit z. T. kieseligem Bindemittel. Die durch einen feinverteilten Pyritgehalt blaugrauen Kalke erhalten durch Verwitterung des Pyrits zu Brauneisen eine rostrote Färbung (TERZIDIS 1966), zumeist besitzen auch die lokalen Böden eine intensive rötliche Ausprägung.

Die Kalksandsteine bilden markante Verebnungen und sind in der Umgebung von Reutlingen mit 4 m Mächtigkeit besonders gut entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit des Unter-Bajociums variiert zwischen 15-35 m.

### **Brauner Jura $\delta$ (Mittel-/Ober-Bajocium, bj2/bj3)**

Im Braunen Jura  $\delta$  treten die sandigen Ablagerungen zugunsten von kalkigen Sedimenten zurück. Diese Oolithischen Laibsteinschichten bestehen aus dunkelgrauen Tonen und Tonmer-

geln, in die Eisenoolithe, Toneisenstein und Pyrit eingeschaltet sind. Die Mächtigkeitenangaben bewegen sich in einem Bereich zwischen 10-40 m.

### **Brauner Jura $\epsilon$ (Bathonium, bt)**

Die Oberen Braunjuratone sind im Gelände nur selten aufgeschlossen, weil sie von Weißjura-Hangschutt überdeckt werden. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus ebenfalls dunklen Tonen und Tonmergeln, welche z.T. Eisenooide führen. Die in ihrer Mächtigkeit (1-70 m) stark schwankenden Sedimentgesteine zeichnen sich durch eine erhöhte Rutschanfälligkeit aus (GEYER & GWINNER 1984).

### **Brauner Jura $\zeta$ (Callovium, cl)**

Ebenfalls zu den Oberen Braunjuratonen gehören die Macrocephaliten-Kosmoceratenschichten, welche allgemein als Ornatentone bezeichnet werden.

An vielen Stellen des bearbeiteten Gebietes bilden die Ornatentone als oberstes Schichtglied des Braunjuras den Hangfuß der Jurastufe (Abb. 2). Ihr plastisches und damit rutschungsfreudiges Verhalten initiiert vielerorts Hangbewegungen großen und kleinen Ausmaßes. Die Rutschungstätigkeit in pleistozänen und holozänen Zeitabschnitten wurde und wird insbesondere durch die Schichtgrenze ox1/cl ausgelöst und gesteuert.

### **Weißer Jura $\alpha$ (Unteres - Älteres Ober-Oxfordium, ox1)**

Die Unteren Weißjura-Mergel, welche auch als Oxford- oder Imprensa-Mergel bezeichnet werden, bestehen aus einer Folge von sandigen, grauen Mergeln und Kalkmergeln, die in den oberen Bereichen zunehmend von Kalksteinbänken durchsetzt werden. Nach GEYER & GWINNER (1986) können Mächtigkeiten von insgesamt 115 m erreicht werden (Abb. 2). Der Kalkgehalt der Gesteine schwankt, je nachdem ob Kalke oder Mergel vorhanden sind, zwischen 50 und 95%. Bereits in diesen untersten Weißjura-Ablagerungen können Verschwammungen einsetzen. Diese Besonderheit wird als Lochen-Fazies bezeichnet.

### **Weißer Jura $\beta$ (jüngeres Ober-Oxfordium, ox2)**

Die sogenannten Wohlgeschichteten Kalke bilden überwiegend im Bereich der Südwestalb die Steilkante der Jurastufe (Abb. 2). Es handelt sich um eine Folge von hell- bis gelblichgrauen Kalkschichten, die durch dünne Mergelfugen voneinander getrennt sind. Die Kalke weisen einen splittrigen, plattigen Bau auf. Auch die Oxford-Kalke können vereinzelt verschwammt auftreten (Lochen-Fazies). Die Mächtigkeit der Kalke nimmt von Südwesten

(ca. 80 m) nach Nordosten (25 m) ab. Der Carbonatgehalt beträgt ca. 85-95 % (GEYER & GWINNER 1984).

### Weißjura $\gamma$ (Unter-Kimmeridgium, ki1)

Bei den Kimmeridge-Mergeln wechseln graue Mergel- und Kalksteinkomplexe mit Pyritkonkretionen einander ab, wobei die Kalksteinbänke eine untergeordnete Stellung einnehmen. Im mittleren Schichtenabschnitt liegt der Carbonatanteil zwischen 60-80 %, nach oben hin steigt er weiter an (GEYER & GWINNER 1984). Die Mächtigkeit der Schichtenfolge liegt im Bereich der Westalb bei 35-55 m, an der Mittleren Alb bei 30-60 m und an der Ostalb bei 20-30 m (GEYER & GWINNER 1986). In den meisten Fällen setzt eine Verschwammung in oberen Kimmeridge-Mergeln ein, dies ist vor allem an der Westalb der Fall. Die Mergel bilden unter den Felsenkränzen der Massenkalken eine leichte Hangverflachung und sind zumeist von Schutt- und Blockhalden überdeckt.

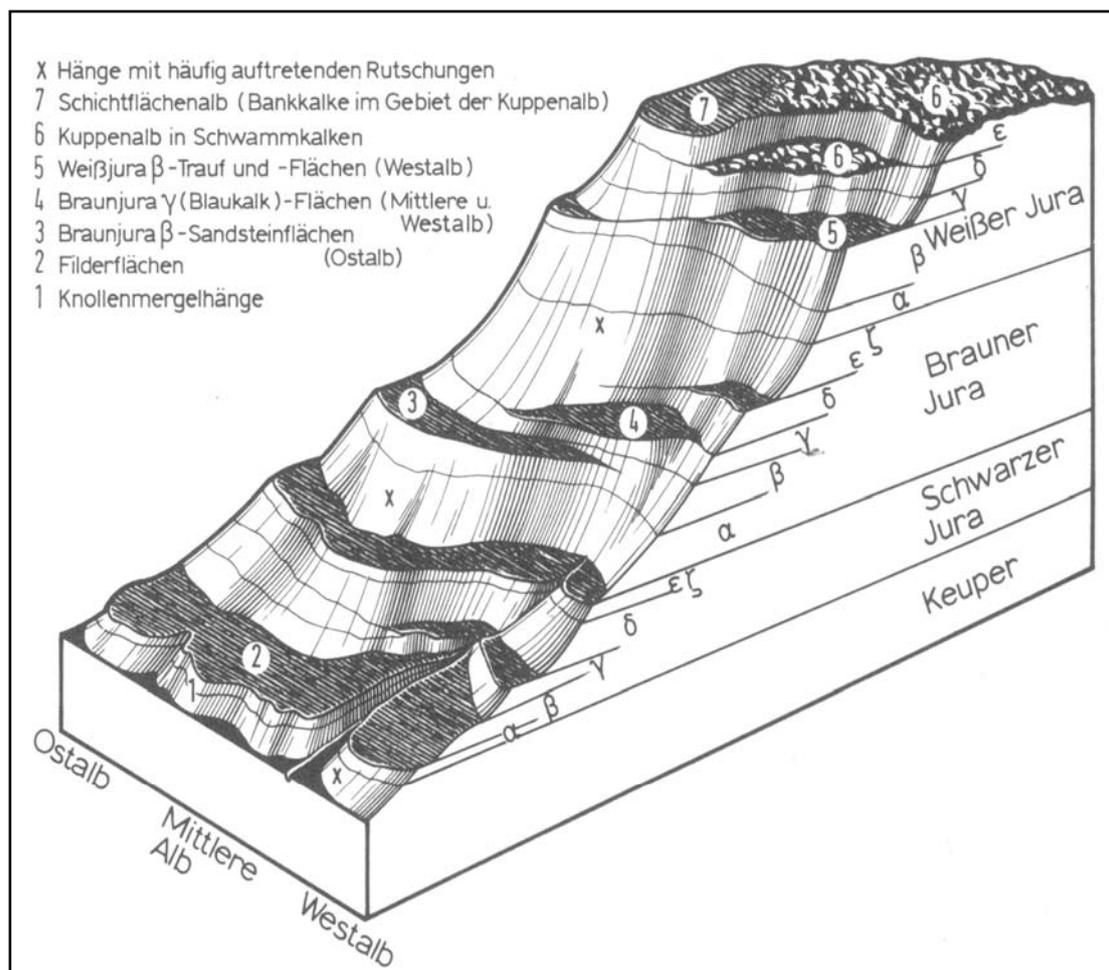


Abb. 2: Geologischer Aufbau der schwäbischen Schichtstufenlandschaft (aus GEYER & GWINNER 1986)

### **Weißer Jura $\delta$ (Mittel-Kimmeridgium, ki2)**

Die Kimmeridge-Kalkfolge tritt, wie der Oxford-Kalk als Steilstufe, bzw. Felskranz an der Jurastufe auf und bildet vielerorts die Erhebungen der Kuppenalb. Die auch als Untere Felsenkalken bekannten Gesteine sind überwiegend als verschwammte, zum Teil dolomitisierte Massenkalke entwickelt. Sie erreichen in dieser Ausprägung naturgemäß stark schwankende Mächtigkeiten zwischen 60-100 m. Seltener zeigt sich eine gebankte Fazies, die auch Mergellagen aufweist und deren Schichtdicke 35-50 m beträgt.

### **Tertiär**

Im Tertiär war die Schwäbische Alb terrestrisches Abtragungsgebiet, deshalb blieben aus dieser Zeit nur wenig Sedimente erhalten. Zu den tertiären Ablagerungen zählen Spaltenfüllungen in Form von Rotlehmen, Bolustonen, Bohnerzen und Quarzsanden.

Die wichtigsten geologischen Erscheinungen des Tertiärs hängen mit dem miozänen Uracher-Kirchheimer Vulkanismus zusammen. Bis heute hat man ca. 300 Ausbruchsröhren der vulkanischen Tätigkeit entdeckt, die größten Schlote mit einem Durchmesser von über 1000 m sind der Jusi bei Metzingen und das Randecker Maar. Die Eruptionen waren Gasexplosionen, durch die das anstehende Gestein durchschlagen und mitgerissen wurde. In vielen Tuffschloten finden sich Weißjuraschollen, welche durch die Ausbruchsvorgänge losgelöst wurden und als Sinkschollen im Schlot zurückblieben. Zum einen bestehen die vulkanischen Ablagerungen aus Tuffen, die aus einer karbonatreichen Grundmasse, magmatogenen Geröllen (Melilith, Olivin) sowie aus einem hohen Anteil an Fremdgesteinstrümmern zusammengesetzt sind. Zum anderen treten Melilithe auf, die Olivin und untergeordnet auch Augit enthalten (GEYER & GWINNER 1986).

Der Untersuchungsraum berührt die am weitesten westlich gelegenen Ausläufer des Uracher Vulkangebietes in Form von Basalttuffen.

### **Quartär/Pleistozän**

Die größeren Bachtäler der Jurastufe, wie der Breitenbach, das Starzeltal, Echaz- und Wiesztal werden von wümezeitlichen Niederterrassen begleitet. Die lehmigen Schotterablagerungen setzen sich überwiegend aus Weißjura- und Braunjurageröllen zusammen, die z. T. aufgrund des kurzen Transportweges nur kantengerundet sind. Eingelagerungen in Form von Sandlinsen und Hochflutlehmen treten häufig auf.

Die Schotter des Echaz- sowie des Wiesaztales liegen unter frühholozänen Kalksintern und können aus diesem Grund mindestens ins Spätglazial, bzw. Frühholozän gestellt werden (GROSCHOPF 1952).

Die Hänge der Schwäbischen Alb sind von pleistozänen, überwiegend würmzeitlichen Schutt-  
ablagerungen, Blockschutthalden aus Weißjura-Kalken und Solifluktsdecken überdeckt. Die Schutthalden des Albtraufs wurden von WEIPPERT (1960) eingehend untersucht, der Hauptanteil der Schuttbildung wird vom Autor ins Würm-Glazial gestellt. Die Schuttmächtigkeiten für den Kalkschutt werden im Durchschnitt mit 3-5 m angegeben. Nach eigenen Geländebegehungen erreichen die Schuttablagerungen in Oberhängen und im oberen Mittelhang oft Mächtigkeiten bis zu  $\geq 10$  m, während im Unterhang die Schuttüberdeckung sehr stark ausdünn (zumeist  $< 1$  m).

Periglaziale Sedimente in Form von Solifluktsdecken und pleistozäne Rutschmassen können an der Schwäbischen Alb eindeutig nachgewiesen werden.

### **Quartär/Holozän**

Ähnlich wie im Pleistozän sind für den holozänen Zeitabschnitt Schutthalden und Rutschungssedimente typisch. Hinzu kommen Auenlehme und Kolluvien sowie Torfbildungen innerhalb von Klein- und Kleinstmooren, welche sich zur Pollenanalyse und für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen eignen.

Kalksinter, -tuffe und -sande stellen besonders weit verbreitete Ablagerungen des Holozäns dar. So ist z. B. das gesamte Wiesaztal oberhalb von Gönningen mit Sinterkalken gefüllt. Pollenanalytische Datierungen, die von GROSCHOPF (1952) durchgeführt wurden, ergaben, dass die flächenhafte Tuffabscheidung im jüngeren Atlantikum (ca. 7.000 BP) einsetzte und bis ins ältere Subatlantikum andauerte. In den meisten kleinen Nebentälern am Albtrauf lassen sich Sintervorkommen nachweisen, so z. B. am Eierbach unterhalb der Pfullinger Stuhlsteige und im Breitenbachgebiet (Pfullingen).

## **1.3 Hydrologischer Überblick**

Die Schwäbische Alb ist gekennzeichnet durch den Kampf um die Wasserscheide zwischen Rhein und Donau. Die oberirdische europäische Wasserscheide verläuft im Bereich des Untersuchungsraumes zumeist am Nordrand der Alb, während die unterirdische Entwässerung der verkarsteten Weißjuragesteine oft weiter nach Süden greift (Abb. 3). Durch die fortschreitende rheinische Anzapfung verliert die Donau seit dem eozänen Einbruch des Oberrheingra-

bens mehr und mehr Einzugsgebiete. Deshalb wurde das Talnetz der Albhochfläche vielerorts geköpft. Täler wie das Urlautertal oberhalb der Stuhlsteige bei Pfullingen streichen in der Luft aus (vgl. GEYER & GWINNER 1984). Da die Schwäbische Alb seit langem der Verkarstung unterliegt, weist die Hochfläche nur eine geringe Gewässernetzdichte auf und ist durch weitverzweigte Trockentalsysteme geprägt. Diese Trockentäler wurden während der pleistozänen Kaltzeiten reaktiviert und weitergebildet.

Im Bereich des Tiefen Karstes streicht die Sohlschicht unter dem Vorfluterniveau und im Seichten Karst über dem Vorfluter-Niveau aus.

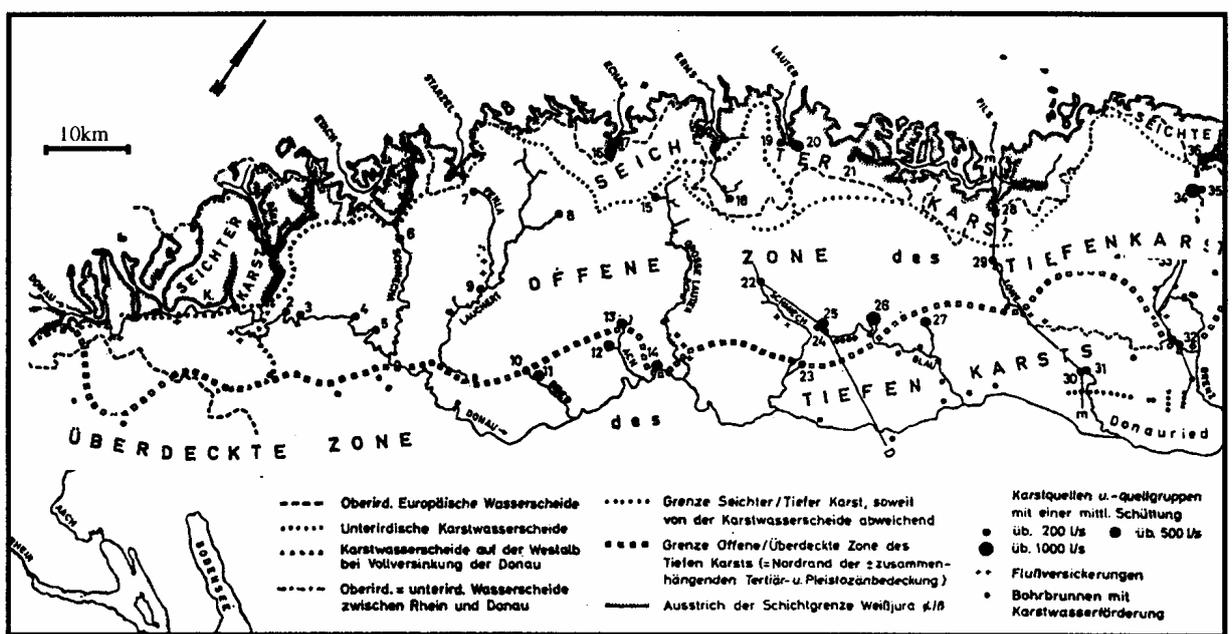


Abb. 3: Hydrologische Übersicht der Schwäbischen Alb (aus VILLINGER 1972)

Die Quellen entspringen als Schicht- oder Überlaufquellen, der jeweils zugehörige Speicher liegt über dem Quellniveau, so dass die Quellen an der Basis des Karstwasserspeichers austreten. Die Austrittsstellen sind einige Meter über oder unter der Schichtgrenze Weißjura  $\alpha/\beta$  positioniert. Die Sohlschicht fällt entgegen der Entwässerungsrichtung ein, deshalb können die Quellen ihre Austritte rückschreitend tiefer legen.

Durch das weitgehende Fehlen eines tiefphreatischen Speichers kennzeichnet die Quellen im Seichten Karst eine nervöse Schüttung. Sie besitzen zumeist relativ kleine Einzugsgebiete mit kurzfristigem Wasser, so dass Niederschläge innerhalb kürzester Zeit wieder als Quellwasser austreten.

**27. Jahrestagung des AK Paläopedologie der DBG**

**1. - 3. Mai 2008 in Tübingen**

**Exkursion: Freitag, 02.05.2008**

**Landschafts- und Bodenentwicklung an der Schwäbischen Juraschichtstufe**

**Prof. Dr. Birgit Terhorst**

Institut für Geographie und Regionalforschung der Universität Wien

/ und Geographisches Institut der Universität Tübingen

birgit.terhorst@univie.ac.at



## **Programmpunkte am 02.05.08**

### **1. Haltepunkt: Reutlingen Alteburg**

Überblick Schwäbischer Albtrauf

Allgemeine geographische Rahmenbedingungen des Untersuchungsgebietes

Älteste Massenverlagerung der Schwäbischen Alb

### **2. Haltepunkt: Reutlingen-Pfullingen, Scheibenbergle**

Verschieden alte Massenverlagerungen und Bodenbildungen

Typischer Formenschatz

Periglaziale Lagen

Terra Fusca

### **Mittagessen Eierbachgaststätte, Pfullingen**

### **3. Haltepunkt: Reutlingen-Pfullingen, Lache**

Pleistozäne und rezente Massenverlagerungen

geomorphologische Prozesse

Hangentwicklung

Datierungen

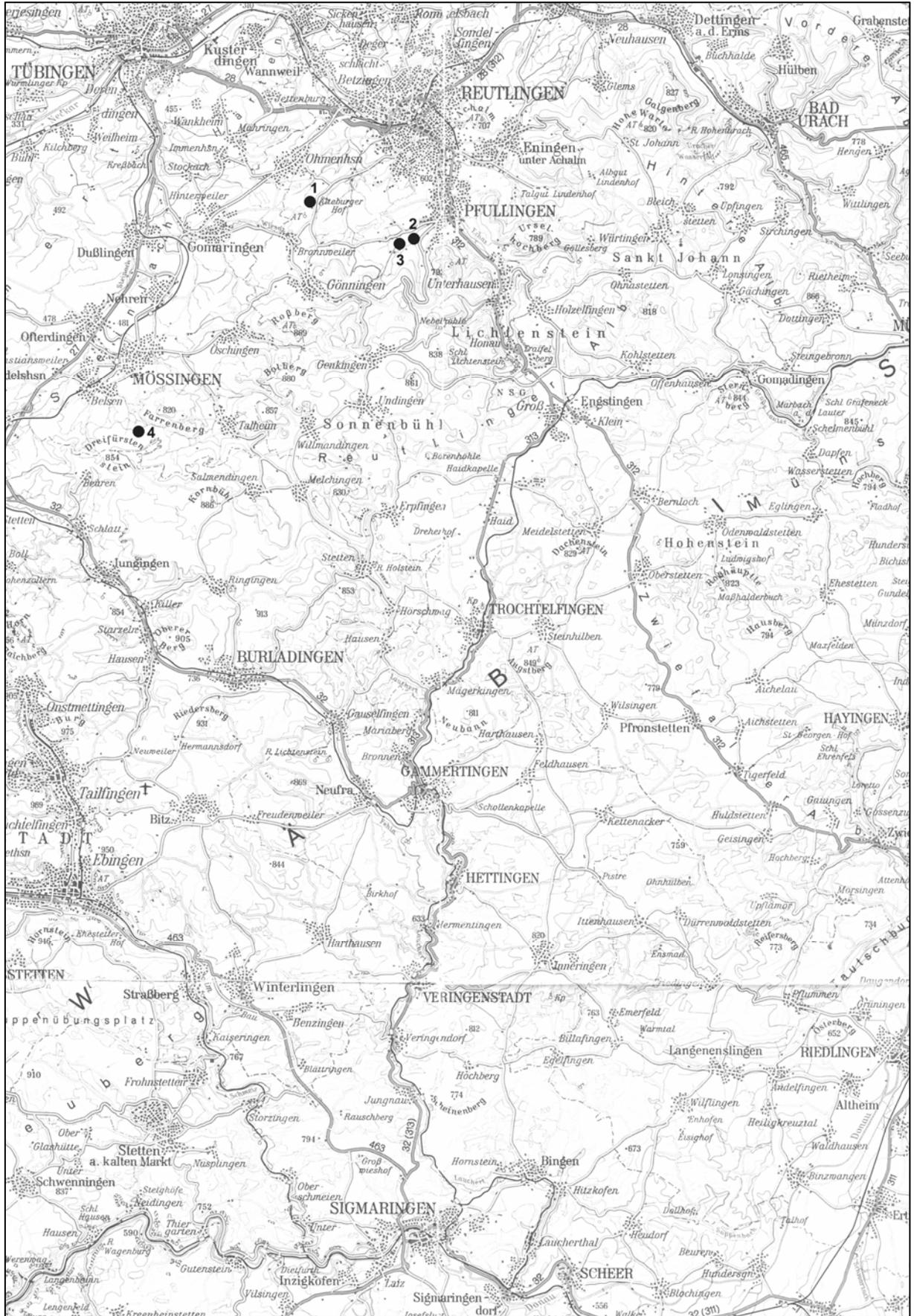
Bodenentwicklung

### **4. Haltepunkt: Mössingen, „Mössinger Bergrutsch“**

Morphodynamik der Rutschung und deren Ursachen

Datierungen

Bedeutung für aktuelle Fragestellungen



Karte: Haltepunkte 1. Exkursionstag

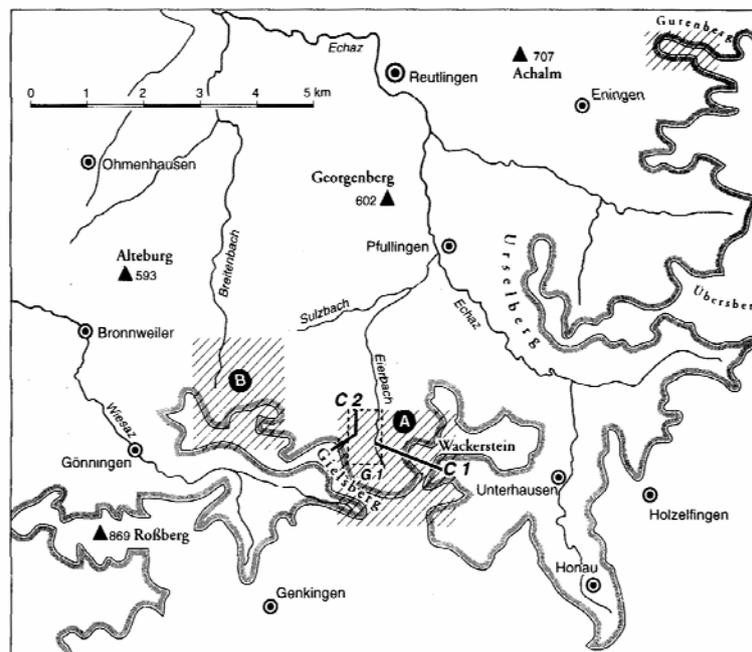
## 2. Landschafts- und Bodenentwicklung an der Schwäbischen Juraschichtstufe

von Birgit Terhorst

### 2.1 Einleitung und Untersuchungsgebiet

Die Exkursion stellt die Hänge der Schwäbischen Juraschichtstufe im Bereich der Mittleren Alb am Übergang zur Südwest-Alb zwischen Reutlingen-Pfullingen (Alteburg) und Mössingen vor (Abb. 4).

Der Albtrauf erhebt sich hier mit einer eindrucksvollen Steilstufe 300 bis 400 m über das Albvorland. Die dadurch verursachte hohe Reliefenergie steuert die Landschafts- und Bodenentwicklung des Exkursionsraumes maßgeblich. Die Geomorphodynamik war in der Vergangenheit sowie in der heutigen Zeit überaus intensiv und hat dafür gesorgt, dass weitverbreitet Rutschmassen unterschiedlichen Alters die Hänge prägen. Aktuell treten Massenverlagerungen regelmäßig insbesondere in Frühjahr und Herbst auf und zerstören land- und forstwirtschaftlich genutzte Gebiete, die Steigen“ (Straßen) des Alaufstiegs und verursachen Schäden an Gebäuden (TERHORST & KREJA 2005).



Lage der Untersuchungsgebiete bei Reutlingen:

- A** Eierbachtal
- B** Lache / Breitenbach
- C 1** Catena Wackerstein
- C 2** Catena Scheibenberge
- G 1** Kartierung Scheibenberge
- Traufkante

Abb. 4: Lage der Untersuchungsgebiete

Im Rahmen von DFG-Projekten, die innerhalb des Forschungsverbundes „MABIS“ (Massenbewegungen in S- und W-Deutschland) angesiedelt waren, ging es im Exkursionsgebiet vor allem um die Frage, welche Formen und Prozesse aufgetreten sind und ob diese sich altersmäßig zuordnen lassen. Dazu wurde zum einen eine Datenbank mit 600 Einträgen aus unterschiedlichen aktuellen und historischen Archiven erstellt (KRAUT 1999). Zum anderen kamen unterschiedlichen Datierungsmethoden zum Einsatz. Primäres Ziel war es dabei, holozäne und pleistozäne Hangformen zu unterscheiden. Datierbares Material in Rutschgebieten zu finden, erweist sich generell als schwierig und die absoluten Datierungen liegen zudem nur als punktuelle Daten vor. Deshalb wird in Ermangelung an Daten selbst in neueren Untersuchungen an der Alb geomorphologischen Formen nach Augenschein ein Alter zugewiesen. Dies resultiert in Bezeichnungen wie „mittelalt“, jung, alt, usw. (BELL 2007), Begriffe, die in wissenschaftlichen Arbeiten zu vermeiden sind.

Im Verlauf der Studien der ehemaligen Tübinger Arbeitsgruppe von Herrn Prof. Bibus (vgl. BIBUS & TERHORST 2001, BIBUS et al. 2001) wurden erstmals Böden und Sedimente zur zeitlichen Einstufung von Rutschmassen herangezogen (TERHORST 1997, 2001, KALLINICH 1999). Dabei standen Bodenentwicklung und -verbreitung sowie das Auftreten von periglazialen Lagen im Mittelpunkt.

Der Steilanstieg der Schwäbischen Alb ist aufgrund seiner geologischen, geomorphologischen und klimatischen Verhältnisse für Rutschungsereignisse prädestiniert und deshalb schon seit Jahren der Gegenstand geowissenschaftlicher Forschungen. An dieser Stelle seien die älteren Arbeiten von BLEICH (1960), HÖLDER (1953), HELLER (1962) WEIPPERT (1960), BIBUS (1986) und SCHÄDEL & STOIBER (1988) genannt.

Die bisher untersuchten Bereiche der Schwäbischen Jurastufe zeigen ein flächenhaftes Auftreten von zumeist pleistozänen Massenverlagerungen. Rezente und historische Rutschungen zeugen zudem von holozäner Aktivität. Große, katastrophenartige Schadensfälle sind insbesondere der Mössinger Bergrutsch von 1983 (BIBUS 1986), die Rutschung am Irrenberg 1972 (FUNDINGER 1985) das Rutschereignis von 1960 an der Bronner Mühle (GERMAN 1961) sowie der „Bergsturz“ bei Ratshausen von 1851 (FRAAS 1853). Die Massenbewegungen in jüngerer Zeit stehen ursächlich in Zusammenhang mit hohen, z. T. langandauernden Niederschlägen (KRAUT 1999).

Die klimatischen Verhältnisse am Nordrand der Schwäbischen Alb sind mit hohen durchschnittlichen Jahresniederschlägen (800-1000 mm) und dem Auftreten der Schneeschmelze im Frühjahr als rutschungsfördernd zu bezeichnen.

Die unruhigen, steilen, konkaven Hangbereiche der Schwäbischen Alb bauen sich im Übergang zur Hochfläche aus Mittel-Kimmeridge- oder Oxfordkalken auf, welche eine ausgeprägte Steilstufe bilden. Die Mittel-Kimmeridge-Schichten neigen aufgrund ihrer Massenkalk-Fazies zur Ausbildung einer Walmstufe, untergeordnet finden sich an frischen Abrissen auch Traufstufen. Unterhalb der Stufe lagern sich überwiegend Blockhalden, aber auch Schutthalden ab. Die plattigen Oxfordkalke zeigen hingegen eine sehr steile Traufstufe, in deren unteren Bereich mächtige Scherbenschutthalden entwickelt sind, so dass die etwas flacher geneigten Mergelschichten unter der Schuttbedeckung verschwinden. Rutschungsbedingte Hangleisten und -absätze sowie wellige Formen setzen im oberen Mittelhang der Jurastufe ein und sorgen für gestörte, mehrfach gestufte Hangverläufe. An der Grenze Oxford-Mergel/Braunjura-Callovium tritt ein Bereich schwächerer Hangneigung auf. Diese Schicht- und Hangneigungsänderung bedingt heute im Untersuchungsgebiet den Nutzungswechsel von der Forstwirtschaft zur Wiesen- und Weidewirtschaft. Historische Karten, wie die Kiesersche Forstkarte, der Topographische Atlas des Königreichs Württemberg und die Schmitt'sche Karte von Südwestdeutschland belegen jedoch, dass der Eingriff des Menschen in Form von Rodung ehemals viel höher in den Hang reichte. Weißjura-Hangschutt, Rutschmassen und Solifluktionsdecken überlagern in der Regel die oberen Braunjuratone. Sie zeigen ein schwach einfallendes, leicht gewelltes Relief, welches sich bis zum untersten Stufenbildner (Blaukalkfazies) des Untersuchungsgebietes hin fortsetzt.

## **2.2 Exkursionspunkt 1: Reutlingen Alteburg**

Das Käpfle (R 3511130/H 5369010) bzw. die Alteburg ist mit einer Horizontalabstand von rund 2.200 m die am weitesten dem Albtrauf vorgelagerte Rutschmasse im untersuchten Bereich. BLEICH (1960) interpretiert die Alteburg als zertrümmerten Zeugenberg, während HÖLDER (1953) schon von einer Weißjura-Sturzmasse spricht. Auf der geologischen Karte von Tübingen und Umgebung von 1969 (1:50.000) wird ein vulkanischer Ursprung angenommen. Erdmagnetische Messungen von MÄUSSNEST (1974) widerlegen diese Behauptung jedoch eindeutig. Die sehr auffällige Vollform im Albvorland sitzt auf der Verebnung der Braunjura  $\epsilon$ -Schichten (Bathonium). Während die umliegenden Blaukalkverebnungen weitgehend von ihren hangenden tonigen Schichten befreit sind (z. B. Hundsrücken bei Öschingen), stehen hier über den Blaukalken noch Brauner Jura  $\delta$  und  $\epsilon$  an. Die Erosionsvorgänge sind in diesem Gebiet aus tektonischen Gründen (Alteburggraben, vgl. TÖNIGES 1967) weniger intensiv und haben wohl zur Erhaltung der fossilen Rutschung beigetragen. Die Alteburg erreicht eine Höhe von 593 m ü. NN. Der am nächsten liegende Traufbereich

des Stöffelbergs zeigt eine Höhe von 720 m ü. NN, so dass insgesamt von einer vertikalen Bewegung von etwa 130 m ausgegangen werden kann (Tab. 1). Dies ist mit dem Vertikalversatz von 140 m am Scheibenbergle vergleichbar (s. nächstes Kapitel). Das Käßfle erstreckt sich in seiner maximalen Ausdehnung 350 m in nordöstlicher Richtung, die Breite beläuft sich auf ca. 150 m. Die Bohrungen und Aufschlüsse ergaben, dass z. T. die Waldgrenze und der Anstieg der Hangneigung von 15° auf 17° in etwa die Grenze der Rutschmasse bei 560 m ü. NN nachzeichnen. Das entspricht einer geschätzten Mächtigkeit von 35 m, was sich ebenfalls mit den Werten des Scheibenbergles (ca. 40 m) vergleichen lässt. Ein Aufschluss in den Oxford-Kalken zeigt eine nahezu horizontale Lagerung der Schichten. Die Mergelpakete unterlagen bereits weitgehend der Abtragung. Die Bodenprofile unterhalb der von den Kalken gebildeten Steilstufe weisen jedoch eindeutig auf die Anwesenheit der Mergel hin. Am Nordwest-Hang der Alteburg liegen Blöcke aus Massenkalk als eindrucksvolle Überreste eines fossilen Bergsturzes. HÖLDER (1953) nimmt aufgrund einiger Fossilfunde an, dass es sich hier nicht um Weißjura  $\delta$ -Kalke handelt, sondern um verschwammte Weißjura  $\beta$ -Kalke. Somit kann nicht vermutet werden, dass  $\beta$ - und  $\delta$ -Kalke ehemals gleichweit ins Vorland reichten.

<b>Name</b>	Alteburg (R 3511130/H 5369010)
<b>Art der Rutschung:</b>	Gleitscholle/Rotation (?), Felssturz
<b><u>Höhenlage ü. NN:</u></b>	
<b>Oberkante:</b>	593 m
<b>Unterkante:</b>	560 m
<b><u>Mittlere Entfernungen (Scholle):</u></b>	
<b>Vertikaldistanz Trauf (VD):</b>	>130 m
<b>Horizontaldistanz Trauf (HD):</b>	2200 m
<b>Alter:</b>	Altpleistozän (?)
<b>Gefährdungsgrad:</b>	gering

Tab. 1: Parameter der Rutschung Alteburg

Geht man von einer Rückwanderungsrate der Schichtstufe von 1,3 m / 1000 Jahre aus, so errechnet sich ein Alter für die Entstehung der Alteburg von 1.700.000 Jahren. Dabei handelt es sich natürlich um eine grobe Annahme, die nicht durch Datierungen belegt ist. Die Bodenprofile an der Alteburg geben keine Datierungsmöglichkeit, da die intensive anthropogene Nutzung zur Erosion von Klimaxböden und Deckschichten geführt hat. Sie geben lediglich Hinweise auf den geologischen Aufbau der untersuchten Bereiche. Der asymmetrische Aufbau des Käßfles entspricht einer steileren NW-Flanke mit Grobblockmaterial und einem flacheren NE-Hang, der von "grobkiesigen Schotterdecken" überwandert wurde.

## 2.3 Exkursionspunkt 2: Scheibenberge

Der nordwestliche Rand des Untersuchungsgebietes wurde aufgrund des gehäuft Auftretens von Gleitschollen im Detail kartiert (Abb. 5).

Es konnten fünf eindeutig voneinander abgrenzbare Weißjura  $\beta$ -Gleitschollen ausgegliedert werden. Die Oberflächen der drei südlichsten Rutschkörper liegen zwischen 580 und 590 m ü. NN. Der vertikale Versatz dieser Kalkgesteine beträgt unter normalen Voraussetzungen ca. 110 m. Der heutige Fußbereich der Gleitschollen liegt an der Schichtgrenze zum Braunjura etwa bei 550 m ü. NN. Die mitabgeglittenen ca. 110 m mächtigen Mergelpakete müssen entweder ein ehemals tieferes Tal des Eierbachs aufgefüllt haben oder sie sind bereits zum großen Teil abgetragen (vgl. HÖLDER 1953).

Die folgende nördliche Scholle "Hangende Wiesen" liegt konträr zu den beschriebenen Rutschsystemen zwischen 610 und 620 m ü. NN (Tab. 2). Der geringere vertikale Versatz der Scholle von 90 m (vgl. Abb. 6) kann jedoch nicht auf eine variierende Höhenlage der unteren Gleitfläche zurückgeführt werden. Diese liegt nach den bisherigen Erkenntnissen etwas unterhalb der Grenze Bj/Wj in den verwitterten Ornatenton. Die geringere Absenkung des Schichtverbandes ist auf eine Behinderung des Rutschvorganges durch eine ältere Gleitscholle im Unterhang zurückzuführen.

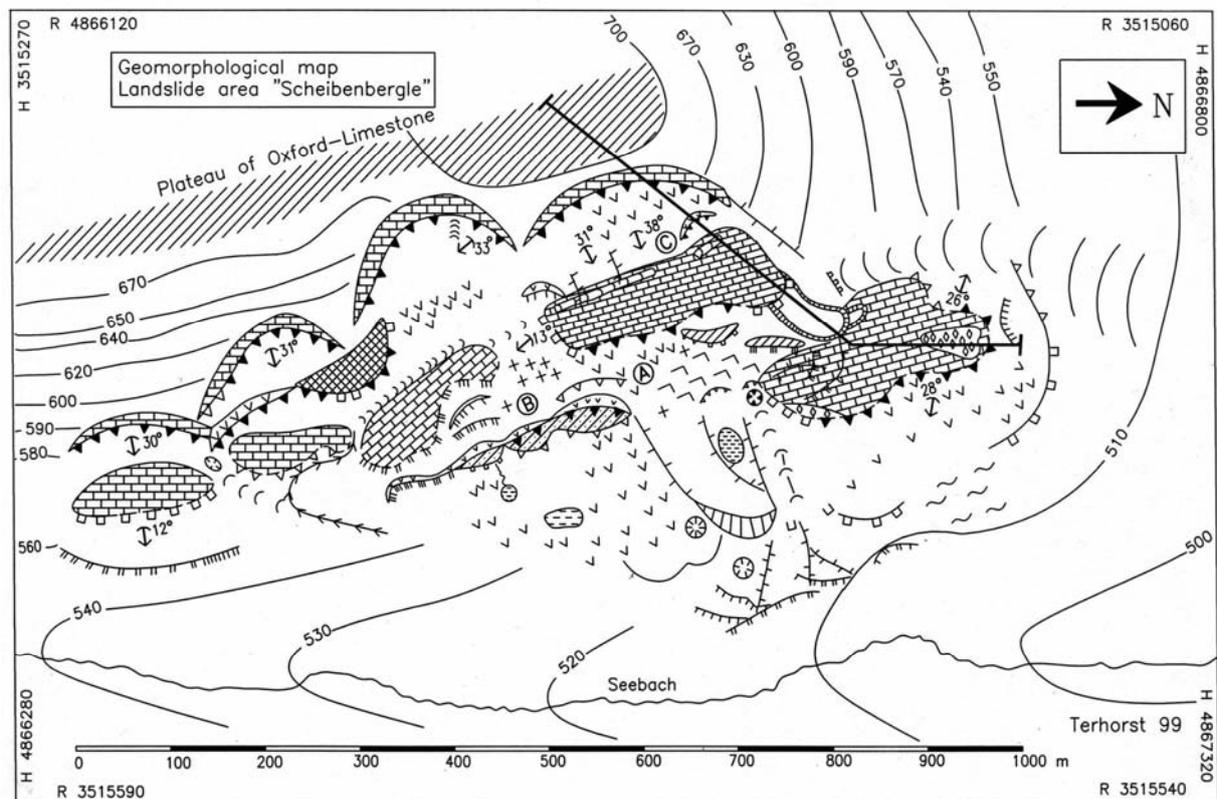


Abb. 5: Geomorphologische Kartierung Scheibenberge



Die untere Gleitscholle des Scheibenbergles (Tab. 3) liegt in einer Spornlage des Traufbereichs, während die oberen Schollensysteme die Flanken der vorgelagerten Weißjura  $\beta$ -Schichtfläche säumen. Flächenmäßig ist die Scheibenbergles-Scholle ausgedehnter als die übrigen Rutschmassen. In einem Aufschluss am unteren Ende lässt sich eine horizontale Lagerung der Kalke beobachten.

Die Schollenverebnung wurde nach ihrer Ablagerung flächenhaft von Kalkschutt überdeckt. Dieser ist nicht zuletzt aufgrund seines hohen Alters unter spezifischen hydrologischen Bedingungen durch Kalkausfällungen verbacken. Die morphologisch harte und sehr widerständige Schuttbrekzie ist als Wallform auf dem Scheibenbergles herauspräpariert. Die Kartierung (Abb. 5) zeigt, dass keine Abrissnische zu der unteren Rutschung mehr vorhanden ist. Der Oberhang wurde also zurückverlegt, während die Gleitscholle im Unterhang erhalten blieb. Eine Randnaht findet sich nicht mehr, allerdings lässt eine dellentartige Hohlform auf der nordwestexponierten Seite des Scheibenbergles den ehemaligen bergwärtigen Rand der Rutschung vermuten. Bohrungen unterstreichen die morphologischen Ergebnisse an dieser Stelle (Abb. 7). In der Tiefenlinie stoßen die Kalkschichten der Scholle und die Mergelschichten des rückwärtigen Hanges abrupt aneinander. Ein Abtauchen der Scholle unter die Oxford-Mergel kann aufgrund der horizontalen Lagerung der Kalkverbände weitgehend ausgeschlossen werden, so dass hier tatsächlich der Schollenrand vorliegt.

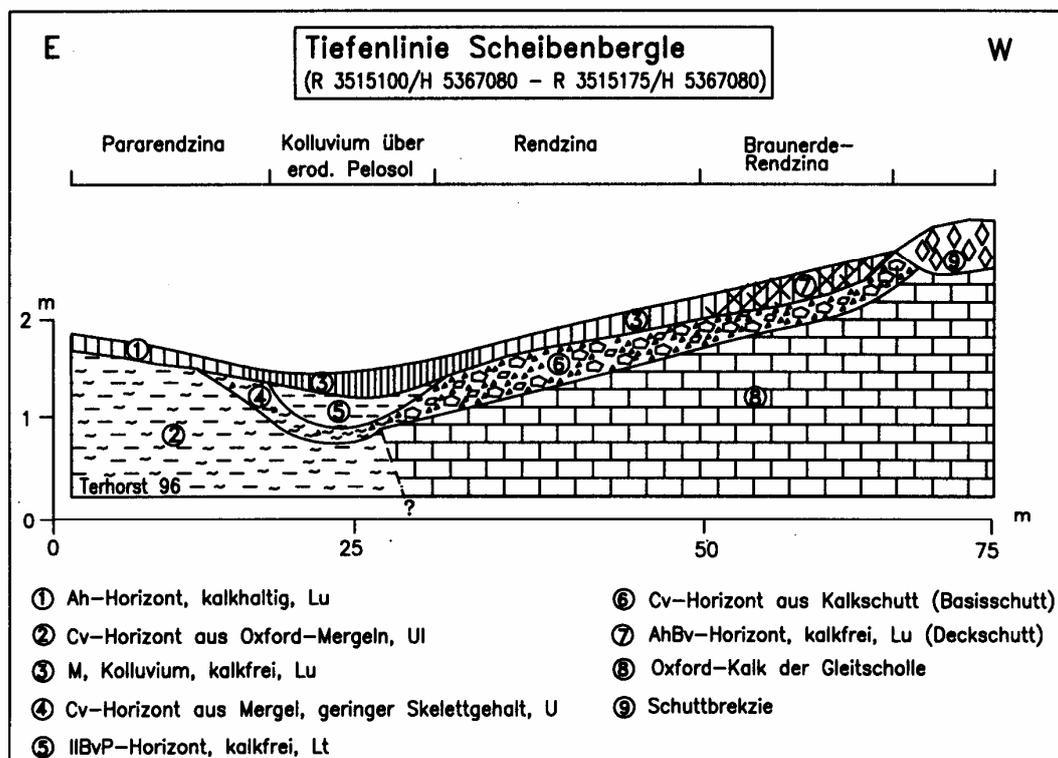


Abb. 7: Bodenhorizonte der Tiefenlinie am Scheibenbergles

Tab. 2: Parameter der Rutschung Hangende Wiesen

<b>Name</b>	Hangende Wiesen (R 3515250/H 5366800)
<b>Art der Rutschung:</b>	kombinierte Rotationsrutschung
<b>Reliefposition:</b>	Spornflanke
<b>Exposition:</b>	Nordost
<b><u>Geologische Schichtmächtigkeiten:</u></b>	
Weißjura $\beta$ :	ca. 40 m
Weißjura $\alpha$ :	ca. 115 m
Braunjura $\zeta$ :	ca. 30 m
<b><u>Höhenlage ü.NN:</u></b>	
Oberkante:	615 m
Unterkante:	570 m
<b>Höhendifferenz Traufkante/Tal:</b>	520 m
<b>Mittleres Gefälle:</b>	34,6%
<b><u>Mittlere Entfernungen (Scholle):</u></b>	
zur nächsten Tiefenlinie:	375 m
Vertikaldistanz Trauf (VD):	90 m
Horizontaldistanz Trauf (HD):	175 m
<b>Alter:</b>	mindestens Spätglazial
<b>Gefährungsgrad:</b>	mittel

Tab. 3: Parameter der Rutschung Scheibenbergle

<b>Name</b>	Scheibenbergle (R 3515300/ H 5367180)
<b>Art der Rutschung:</b>	Rotationsrutschung
<b>Reliefposition:</b>	Spornlage
<b>Exposition:</b>	Nordost
<b><u>Geologische Schichtmächtigkeiten:</u></b>	
Weißjura $\beta$ :	ca. 40 m
Weißjura $\alpha$ :	ca. 115 m
Braunjura $\zeta$ :	ca. 30 m
<b><u>Höhenlage ü.NN:</u></b>	
Oberkante:	570 m
Unterkante:	540 m
<b>Höhendifferenz Traufkante/Tal:</b>	520 m
<b>Mittleres Gefälle:</b>	34,6%
<b><u>Mittlere Entfernungen (Scholle):</u></b>	
zur nächsten Tiefenlinie:	200 m
Vertikaldistanz Trauf (VD):	140 m
Horizontaldistanz Trauf (HD):	450 m
<b>Alter:</b>	>173.200 Jahre
<b>Gefährungsgrad:</b>	niedrig

## - Böden

Im Bereich der Randnaht der oberen Gleitscholle haben sich durch fortschreitende Kalkschutt-Nachlieferung Syrosemi und kalkhaltige Rendzinen entwickelt (Abb. 6, 7). An einigen Stellen ist die Randnaht aber von Kalk-Mergel-Fließerden überdeckt, was sich im Relief bereits durch kleine Zungen und Wallformen äußert. Dort sind kalkfreie Rendzina-Braunerden aus Hauptlage über Kalkschutt (Profil SII/1-2) vorhanden. Der Bv-Horizont ist ein schluffig-toniger Lehm (Tab. 4) mit 55,2 % Schluffgehalt, die eingeregelt Kalksteine sind durch Lösung gerundet.

Tab. 4: Korngrößenwerte in Prozent, Profil SII

Probe	Horizont	Textur	Ton	FU	MU	GU	Σ U	S
SII/1	Ah	Tu2	47,8	11,2	16,3	15,0	42,5	9,7
SII/2	Bv	Tu3	41,2	17,4	22,0	15,8	55,2	3,6

Tab. 5: Schwerminerale im Profil SII

SII/1-2, Nr. 19/20	%		Prozentuale Anteile der Schwerminerale und Relationen der Mineralgruppen				
	Ah	Bv					
<b>Proben</b>							
<b>I. LBT-Minerale</b>							
Braune Hornblende	19,1	26,5					
Titanit	5,8	4,5					
Klinopyroxene	9,2	11,4					
<b>II. Lößminerale</b>							
Epidot	5,2	3,8					
Klinozoisit	1,7	3,8					
Zoisit	0,0	0,0					
Granat	1,2	3,8					
Grüne Hornblende	1,7	4,5					
Biotit	3,5	0,0					
Staurolith	1,2	0,0					
Disthen	0,0	0,0					
Choritoid	0,0	0,8					
<b>III. Stabile Minerale</b>							
Rutil	0,6	1,5					
Turmalin	4,0	3,8					
Zirkon	0,0	0,8					
<b>IV. Juraminerale</b>							
Opake	26,0	20,5					
Muskovit	0,0	0,0					
Quarz	0,0	0,8					
<b>V. Sonstige Minerale</b>							
Anatas	4,0	6,1					
Alterit	0,0	0,0					
	6,4	3,8					
<b>VI. Nicht bestimm. Minerale</b>	10,4	3,6					
<b>Gezählte Minerale</b>	173	132					

Horizont	Ah	Bv
LBT-Komp.%	34,1	42,4
Löß-Komp.%	14,5	16,7
Stabile Komp.%	4,6	6,1
Jurakomp.%	26,0	21,2

Horizont	BrHbl:	Ti:	Klp:
Ah	3,3	1,0	1,6
Bv	5,8	1,0	2,5

Horizont	LBT:	Löß:	Stab.:	Jura:
Ah	7,4	3,1	1,0	5,6
Bv	7,0	2,8	1,0	3,5

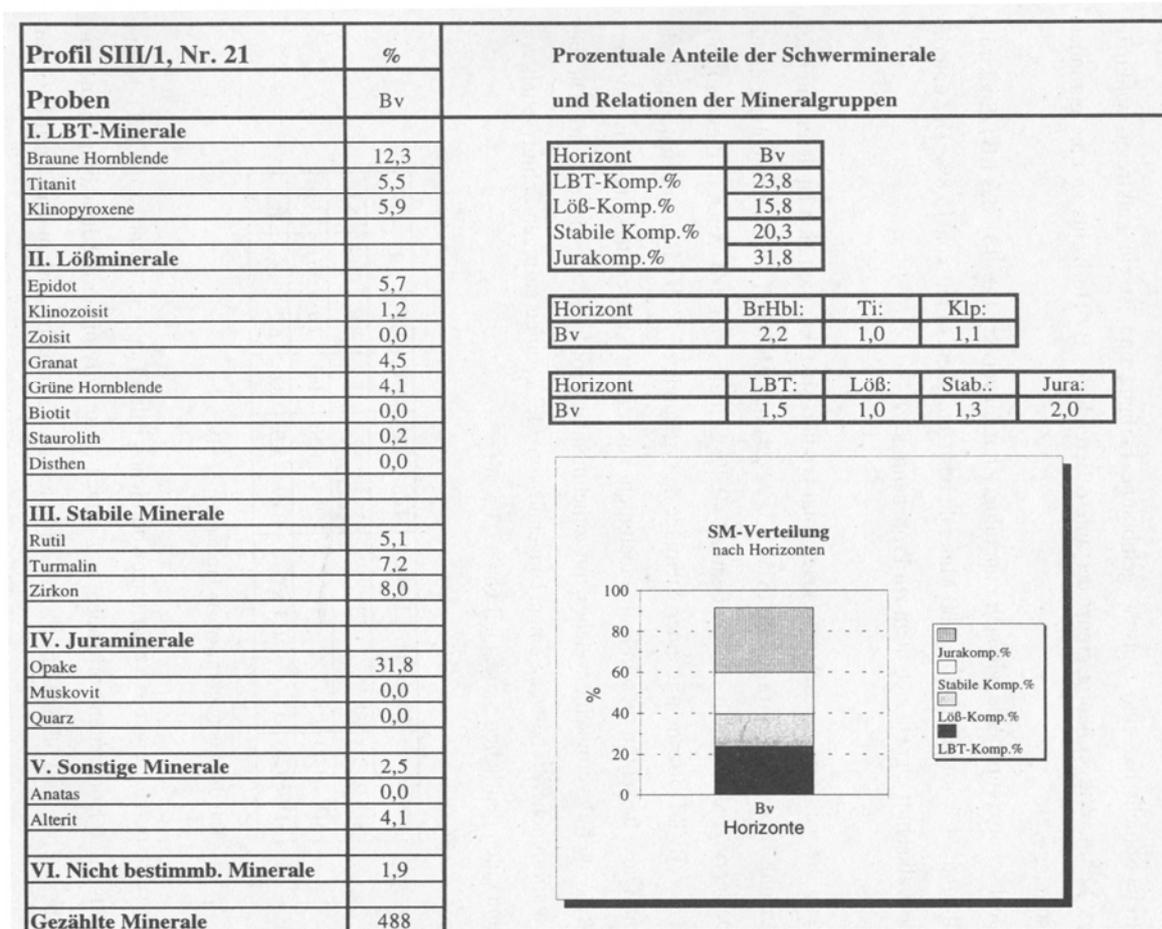
**SM-Verteilung nach Horizonten**

Horizont	LBT-Komp.%	Löß-Komp.%	Stabile Komp.%	Jurakomp.%
Ah	34,1	14,5	4,6	26,0
Bv	42,4	16,7	6,1	21,2

Die Schwermineralanalysen in Ah- und Bv-Horizont ergaben eine eindeutige LBT-Komponente von 34,1 bzw. 42,4 % (Tab. 5), der unterste Horizont (IICv) konnte aufgrund des hohen Skelettgehaltes nicht beprobt werden. Die Ergebnisse sprechen ohne Zweifel für eine Bodenbildung in der Hauptlage.

Die Verebnung der oberen Scholle ist vollständig erodiert. Neben Syrosemern kommen nur noch flachgründige, z. T. kalkhaltige Rendzinen vor. Das gleiche gilt für den extrem steilen Schollenhang, wo die Bodenentwicklung durch die Schutthaldendynamik nicht über das Stadium eines Syrosem hinausgeht. Im Übergang zur unteren Gleitscholle des Scheibenberges ist eine flachgründige Rendzina-Braunerde (SIII/1) aus Hauptlage über Basislage vorhanden. Die 20cm mächtige, steinfreie Schicht hat eine typische gelbbraune Färbung und ist ein kalkfreier, schluffig-toniger Lehm. Wie so häufig grenzt der untere Bereich des Bv-Horizonts an eine gerundete Kalksteinlage. Die Hauptlagenkomponente lässt sich mineralogisch nachweisen (Tab. 6), das LBT-Spektrum ist mit rund 24 % vorhanden, die Löß-Mineralien besitzen einen Anteil von 15,8 %. Der unterlagernde Kalkschutt eignete sich nicht zur Probenentnahme.

Tab. 6: Schwerminerale Profil SIII



Während die wallförmigen Schuttbrekzien total erodiert sind, konnten sich an deren lateralen Begrenzung Braunerde-Terra fuscen (SIV/1-3) mit Ah-IIBvTv-IIIrTvCv-Schichtung erhalten. Der geringmächtige Ah-Horizont enthält 40,4 % Schluff (Tab. 7). Auch in diesem Profil grenzt der IIBvTv-Horizont (U = 36,8 %) mit einer Steinlage aus gerundeten Kalken an die unterlagernde Schicht. Diese besteht in diesem Fall jedoch nicht aus reinem Kalkschutt, sondern ist mit Terra fusca-Material vermischt, welches mit zunehmender Profiltiefe tonreicher wird. Die bei 70cm entnommene Probe weist einen Tongehalt von 34,7 %, einen geringen Schluffgehalt von 23% und einen deutlichen Sandanteil von 42,3 % auf.

Tab. 7: Korngrößenwerte in Prozent, Profil SIV

Probe	Horizont	Textur	Ton	FU	MU	GU	Σ U	S
SIV/1	Ah	Tu2	53,8	15,7	16,1	8,6	40,4	5,8
SIV/2	IIBvTv	Tu2	59,4	12,6	16,3	7,9	36,8	3,8
SIV/3	IIIrTCv	Lts	34,7	8,0	8,8	6,2	23,0	42,3

Tab. 8: Schwerminerale Profil SIV

Profil SIV/1-3, Nr. 22-24	%			Prozentuale Anteile der Schwerminerale und Relationen der Mineralgruppen				
	Ah	IIBvT	IITCv	Horizont	Ah	IIBvT	IITCv	
<b>I. LBT-Minerale</b>				<b>LBT-Komp.%</b>	13,39	20,50	21,71	
Braune Hornblende	4,5	13,7	12,4	<b>Löß-Komp.%</b>	8,93	13,35	11,63	
Titanit	1,8	2,2	3,1	<b>Stabile Komp.%</b>	23,21	10,25	17,83	
Klinopyroxene	7,1	4,7	6,2	<b>Jurakomp.%</b>	48,21	50,00	38,76	
<b>II. Lößminerale</b>				<b>Mineralrelation</b>	<b>BrHbl:</b>	<b>Ti:</b>	<b>Klp:</b>	
Epidot	3,6	2,5	3,1	Ah	2,5	1,0	4,0	
Klinozoisit	0,9	0,0	0,8	IIBvT	6,3	1,0	2,1	
Zoisit	0,0	0,0	0,0	IITCv	4,0	1,0	2,0	
Granat	3,6	6,2	3,9	<b>Relation Gruppen</b>	<b>LBT:</b>	<b>Löß:</b>	<b>Stab.:</b>	<b>Jura:</b>
Grüne Hornblende	0,9	3,4	2,3	Ah	1,5	1,0	2,6	5,4
Biotit	0,0	0,9	1,6	IIBvT	2,0	1,3	1,0	4,9
Staurolith	0,0	0,0	0,0	IITCv	1,9	1,0	1,5	3,3
Disthen	0,0	0,0	0,0					
Chlorit	0,0	0,3	0,0					
<b>III. Stabile Minerale</b>								
Rutil	5,4	4,7	4,7					
Turmalin	7,1	2,8	3,1					
Zirkon	10,7	2,8	10,1					
<b>IV. Juraminerale</b>								
Opake	26,8	49,7	31,8					
Muskovit	21,4	0,3	6,2					
Quarz	0,0	0,0	0,8					
<b>V. Sonstige Minerale</b>								
Anatas	0,0	0,0	0,8					
Alterit	3,6	2,2	4,7					
<b>VI. Nicht bestimm. Minerale</b>								
	0,8	0,5	1,3					
<b>Gezählte Minerale</b>	112	322	129					

Horizont	LBT-Komp.%	Löß-Komp.%	Stabile Komp.%	Jurakomp.%
Ah	13,39	8,93	23,21	48,21
IIBvT	20,50	13,35	10,25	50,00
IITCv	21,71	11,63	17,83	38,76

Die Schwerminerale zeigen ein eher ungewöhnliches Bild (Tab. 8). Zwar ist die LBT-Komponente in allen Horizonten vorhanden, tritt jedoch quantitativ hinter der Jurakomponente zurück. Ebenso ist das Löß-Spektrum stark vertreten und Turmalin, Zirkon und Rutil besitzen einen überdurchschnittlichen Anteil. Diese Resultate dürften eine Folge des eingemengten Terra fusca-Materials und zudem der Grund dafür sein, dass die Hauptlage sich nur makroskopisch und nicht mikroskopisch vom Solum unterscheiden lässt.

Am äußeren Rand der Scheibenberg-Rutschung liegt im Anschluss an die Schuttbrekzien eine interessante Bodenbildung vor. In einem halbrunden Areal von 11 m Länge und 8 m Breite bildet ein intensiv verwitterter, vollständig entkalkter, roter Ton (Tab. 9) den oberflächennahen Untergrund (Profil SV/1-2) Es handelt sich eindeutig um eine Terra fusca geringer Entwicklungstiefe (AG Bodenkunde 1994). Der IITvCv-Horizont ist in Calciten entwickelt, welche in eine Hohlform der Schuttbrekzien hineingewachsen sind. Der Tongehalt geht dort auf 42,6 % zurück, während der Sandanteil deutlich auf 23,7 % ansteigt.

Tab. 9: Korngrößenwerte in Prozent, Profil SV

<b>Probe</b>	<b>Horizont</b>	<b>Textur</b>	<b>Ton</b>	<b>FU</b>	<b>MU</b>	<b>GU</b>	<b>Σ U</b>	<b>S</b>
<b>SV/1</b>	rTv	Tt	68,2	9,8	13,5	5,1	28,4	3,4
<b>SV/2</b>	IITvCv	Lt3	42,6	13,4	12,4	8,0	33,8	23,7

Der T-Horizont enthält Fremdminerale, zeigt jedoch wie auch im vorhergehenden Profil eine erhöhte Jurakomponente sowie verstärkt stabile und lößbürtige Minerale. Das Verhältnis der einzelnen Mineralgruppen zueinander (vgl. Tab. 10) scheint typisch für das Auftreten oder auch eine Einmischung von Terra fusca-Material zu sein. Die Bodenart spricht in diesem Fall gegen eine Interpretation als Hauptlage (i. S. v SEMMEL 1964, 1968), welche in dieser Position erodiert wurde. Für die Klassifizierung in die Mittellagen-Kategorie fehlen wiederum zwei wichtige Kriterien. Das sind zum einen der Lößlehmgehalt und zum anderen das Auftreten des LBT-Spektrums. Es handelt sich dennoch um einen Paläoboden mit Fremdmaterialeintrag, welcher sich in einer für die Mittellage typischen morphologischen Position entwickelt hat. Wichtig ist zudem, dass der unterlagernde IITvCv-Horizont mineralogisch einer Basislage entspricht und sich eindeutig vom rTv-Horizont unterscheidet. Neben dem Vorkommen von zwei vulkanischen Mineralen liegt ausschließlich die Jurakomponente vor, so dass sich eine Zweischichtigkeit des Profils abzeichnet. Die makroskopischen und mikroskopischen Analysen legen deshalb eine genetische Einstufung des Bodens als erodierte Terra fusca aus Mittellagen-Äquivalent über Basislage nahe.

Tab. 10: Schwerminerale Profil SV

Profil SV/1-2, Nr. 25,26	%		Prozentuale Anteile der Schwerminerale und Relationen der Mineralgruppen																																														
	T	IITCv																																															
<b>I. LBT-Mineralie</b>			<table border="1"> <thead> <tr> <th>Horizont</th> <th>T</th> <th>IITCv</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>LBT-Komp.%</td> <td>34,2</td> <td>2,2</td> </tr> <tr> <td>Löß-Komp.%</td> <td>10,5</td> <td>0,0</td> </tr> <tr> <td>Stabile Komp.%</td> <td>12,5</td> <td>3,0</td> </tr> <tr> <td>Jurakomp.%</td> <td>31,5</td> <td>93,3</td> </tr> </tbody> </table> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Horizont</th> <th>BrHbl:</th> <th>Ti:</th> <th>Klp:</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>T</td> <td>7,0</td> <td>2,7</td> <td>1,0</td> </tr> <tr> <td>IITCv</td> <td>--</td> <td>--</td> <td>--</td> </tr> </tbody> </table> <table border="1"> <thead> <tr> <th>Horizont</th> <th>LBT:</th> <th>Löß:</th> <th>Stab.:</th> <th>Jura:</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>T</td> <td>3,3</td> <td>1,0</td> <td>1,2</td> <td>3,0</td> </tr> <tr> <td>IITCv</td> <td>1,0</td> <td>--</td> <td>1,3</td> <td>41,6</td> </tr> </tbody> </table> <div style="text-align: center;"> <p><b>SM-Verteilung nach Horizonten</b></p> </div>					Horizont	T	IITCv	LBT-Komp.%	34,2	2,2	Löß-Komp.%	10,5	0,0	Stabile Komp.%	12,5	3,0	Jurakomp.%	31,5	93,3	Horizont	BrHbl:	Ti:	Klp:	T	7,0	2,7	1,0	IITCv	--	--	--	Horizont	LBT:	Löß:	Stab.:	Jura:	T	3,3	1,0	1,2	3,0	IITCv	1,0	--	1,3	41,6
Horizont	T	IITCv																																															
LBT-Komp.%	34,2	2,2																																															
Löß-Komp.%	10,5	0,0																																															
Stabile Komp.%	12,5	3,0																																															
Jurakomp.%	31,5	93,3																																															
Horizont	BrHbl:	Ti:						Klp:																																									
T	7,0	2,7						1,0																																									
IITCv	--	--						--																																									
Horizont	LBT:	Löß:						Stab.:	Jura:																																								
T	3,3	1,0	1,2	3,0																																													
IITCv	1,0	--	1,3	41,6																																													
Braune Hornblende	22,5	0,0																																															
Titanit	8,6	0,7																																															
Klinopyroxene	3,2	1,5																																															
<b>II. Lößminerale</b>																																																	
Epidot	2,4	0,0																																															
Klinozoisit	1,0	0,0																																															
Zoisit	0,7	0,0																																															
Granat	3,4	0,0																																															
Grüne Hornblende	2,4	0,0																																															
Biotit	0,0	0,0																																															
Staurolith	0,5	0,0																																															
Disthen	0,0	0,0																																															
<b>III. Stabile Minerale</b>																																																	
Rutil	3,4	1,5																																															
Turmalin	6,8	0,0																																															
Zirkon	2,2	1,5																																															
<b>IV. Juraminerale</b>																																																	
Opake	31,5	48,5																																															
Muskovit	0,0	44,8																																															
Quarz	0,0	0,0																																															
<b>V. Sonstige Minerale</b>																																																	
Anatas	0,0	0,0																																															
Alterit	3,9	0,0																																															
<b>VI. Nicht bestimm. Minerale</b>																																																	
	3,8	0,0																																															
<b>Gezählte Minerale</b>	409	134																																															

Die Hänge der unteren Scheibenscholle sind von Kalkschutt-Syrosem und Rendzinen umgeben. Lokal lassen sich Übergänge zu weitgehend entkalkten, flachgründigen Braunerde-Rendzinen nachweisen. Am Unterhang der Scholle tritt unter den Kalkbruchstücken Kalk-Mergelschutt zu Tage, welcher das ehemalige Vorhandensein von Oxford-Mergeln belegt. Der gesamte Schollenunterhang unterlag jedoch Erosionsprozessen.

Generell unterscheiden sich die Mineralanteile in den spezifischen Horizonten kaum voneinander, Fremdminerale sind fast im gesamten Profil nachzuweisen, selbst die Minerale des Laacher See Tuffs sind zum Teil bis in das Solum der Terra Fuscen eingemengt.

Schwermineralanalytisch lässt sich eine Differenzierung der spezifischen Horizonte, bzw. Lagen kaum durchführen (TERHORST 1997). Als Ursachen für dieses Phänomen können Solimixtionsprozesse vermutet werden, wobei jedoch durch tiefgreifende Durchmischungsprozesse Schichtgrenzen nicht mehr vorhanden sein dürften. Wahrscheinlich spielen auch Peloturbationsprozesse eine große Rolle. Untersuchungen von Hemme (1970) haben gezeigt, dass es sich bei den Toncutanen der Terra Fuscen um Stresscutane handelt.

Fremdmaterialbeimengung und eine mehrschichtige Genese der Terra Fusca im Untersuchungsraum wurden bereits von SCHOLZ (1969), MÜLLER (1962) und HEMME (1970) beschrieben. Mineralogische Analysen von AGSTEN (1977) und KÖSEL (1986) belegen darüber hinaus ebenfalls eine Fremdmineralkomponente bis in das Solum der Terra Fusca und ähnlicher Bodentypen. Nur in seltenen Fällen besteht der TvCv-Horizont als basaler Bodenhorizont ausschließlich aus gesteinsbürtigen Mineralen der Juragesteine (TERHORST 1997, 2001).

Als Fazit kann festgestellt werden, dass in den vorliegenden Profilen die Hauptlage einen reliktschen, fremdmineralhaltigen Paläobodenhorizont überlagert. Die Hauptlage ist lokal erodiert, was dazu führt, dass die Tv-Horizonte direkt an der Oberfläche liegen.

Terra fusca-Horizonte werden am Albtrauf gewöhnlich als pleistozäne Umlagerungsprodukte angesprochen (vgl. MÜLLER 1962). Die Vermischung mit reliktschem Bodenmaterial verwischt folglich die mineralogische Schichtung im Profil. Verschiedene Studien über diese Böden gehen davon aus, dass mit Ihrer Entstehung in Interglazialperioden zu rechnen ist, nicht zuletzt deshalb, weil die Verwitterungsprodukte der Karbonatgesteine einen langen Zeitraum benötigen, um eine mächtige Bodenbildung aufzubauen, da die Karbonatgesteine nur wenig verwitterungsbeständige Komponenten enthalten (REHFUESS 1981, SEMMEL 1991, HEMME 1970, PFEFFER 2004).

Die etwas höher gelegene Scholle unterhalb der Hangenden Wiesen bietet Anhaltspunkte zur zeitlichen Zuordnung der Prozesse. Wie bereits in der morphologischen Kartierung festgestellt wurde, ist die Randnaht der Scholle von kleinen Wällen überzogen. Die Morphologie lässt bereits vermuten, dass die Mergel aus den unteren Abschnitten des Abrisses die Hohlform überwandert haben. Das Bodenprofil bestätigt hier die Morphologie. Auf den Kalkschichten der Scholle liegen Kalk-Mergelschuttdecken, aus denen sich Rendzina-Braunerden mit Hauptlagenkomponente entwickelt haben. Dieser Prozess kann nur nach oder während des Rutschereignisses stattgefunden haben. Vergleichbare Profile treten weiterhin im Übergangsbereich zur unteren Scholle auf. Diese Einzelbefunde deuten auf ein mindestens spätglaziales Alter der Rutschung hin, auch wenn die Deckschichten nicht mehr flächenhaft vorhanden sind.

Die Ergebnisse an der unteren Gleitscholle des Scheibenbergles liefern hingegen gute stratigraphische Daten. Die morphologisch tiefere Position und der Formenschatz der Rutschmassen (fehlende Abrissnische) weisen auf ein höheres Alter des Scheibenbergles hin. Da die Scholle nach ihrer Ablagerung von Schutt überdeckt wurde, konnten Boden- und Deckschichtenbildung erst anschließend stattfinden. Das stellenweise Auftreten der Hauptlage

lässt ein spätglaziales Mindestalter wahrscheinlich werden. Wichtig ist in diesem Zusammenhang das Vorkommen von Terra fusca in dem Schuttkomplex. Bei diesen Böden muss es sich aufgrund der intensiven Verwitterung um Interglazialböden handeln. Im Gegensatz dazu ist als holozänes Klimaxprofil gewöhnlich eine Rendzina-Braunerde aus Hauptlage über Kalkgestein entwickelt.

Im Solum der Terra fusca wurden die in die Schuttbrekzien hineingewachsenen Calcite einer Uran-Thorium-Datierung unterzogen, die ein Alter von  $173.200 \pm 7.600$  Jahren BP (Lab. no. 1961, Heidelberg, Prof. A. Mangini) ergab. Die in den Calciten gebildete Terra Fusca kann sich somit ebenfalls seit dieser Zeit entwickelt haben, so dass die Entstehung der intensiven Bodenbildung bereits eemzeitlich erfolgt sein kann und erste Solifluktions-, bzw.

-mixtionsprozesse seit dem Frühwürm den Paläoboden überprägen konnten. Die Terra Fusca enthält im rTv-Horizont einen großen Anteil an Fremdmineralen, wie eine vulkanische Komponente und Lößminerale. Dies passt zu den Ergebnissen von PFEFFER (2004), der für das Holozän einen Lösungsrückstand der Karbonatgesteine des Untersuchungsgebietes von 4 cm angibt, was für eine tiefgründige Bodenbildung nicht genügend Material liefern kann. Somit ist die Beimengung von Fremdmaterial für die Zusammensetzung und Tiefe der Bodenprofile maßgeblich.

Mit der o. g. Datierung liegt erstmals ein präwürmzeitliches Alter für eine Rutschmasse im Untersuchungsgebiet vor.

#### **2.4 Exkursionspunkt: Die Lache bei Reutlingen**

Die Detailkartierung (Abb. 8) erfasst am 710 m ü.NN hohen Traufbereich des nordexponierten Hanges zwei halbrunde Abrissnischen. Der obere Bereich der Abbrisse wird, wie auch in anderen Arbeitsgebieten, von freien senkrechten Felswänden der ox2-Kalke und den ox1-Mergeln gebildet. Die Mergelschichten sind von kleinstückigem Kalkschutt überzogen, der im unteren Bereich als zusammenhängende Schutthalde ausgebildet ist und dann auch zunehmend Mergelschutt enthält. Im westlichen Abschnitt der Schuttakkumulationen liegen Schuttbrekzien im Hang, in denen kleinstückige ox2-Kalk-Komponenten durch Sinterkrusten verbacken sind. Die Radiokarbondatierung der Sinterkalke ergab ein Alter von  $21.135 \pm 220$  Jahren BP (HV 19756). Der Akkumulationsbereich (vgl. auch Abb. 9) der kartierten Gleitschollen besteht aus einer um ca. 110 m vertikal von der Traufkante versetzten Verebnung (Tab. 11), deren Oberfläche antithetisch mit  $5^\circ$  einfällt.

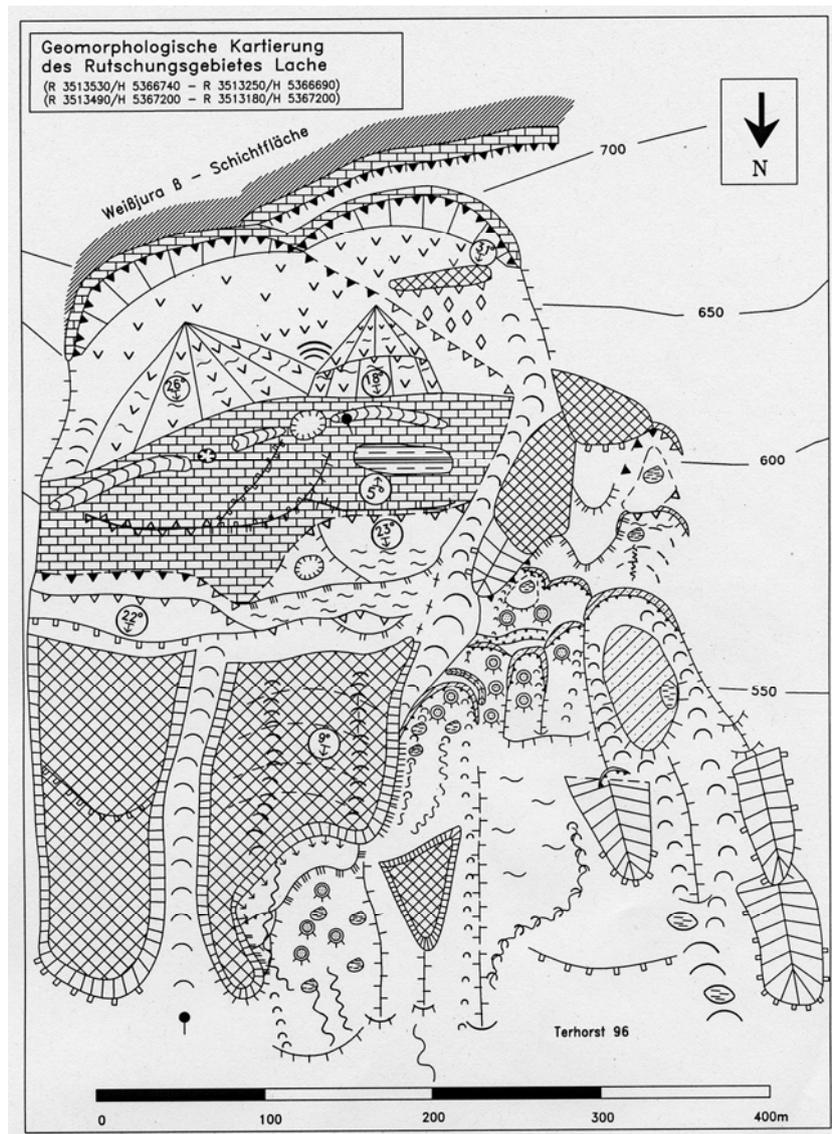


Abb. 8: Geomorphologische Kartierung an der Lache

Unterhalb der westlichen Abrissnische erstreckt sich am Rand der Scholle eine deutliche, halbkreisförmige Randnaht, aus der eine Quelle entspringt, die eine Wasserstelle auf der Ver- ebnung ("Lache") speist. An den um  $23^\circ$  geneigten, ungestörten Oberhang der Gleitscholle schließt sich der stark gewellte, unruhige und durchnässte Schollenunterhang an. Die ausge- prägte Morphologie zeigt hier rezente Bewegungsprozesse an.

Die Gleitfläche dürfte im oberen Bereich der Braunjura-Ornatentone mit einsetzender Hang- verflachung austreichen (vgl. Abb. 9). An dieser Stelle geht der Vorgang der Rotation in eine Fließung über. Dieser kinematische Wechsel äußert sich im Untersuchungsgebiet besonders deutlich durch ausgeprägte Fließzungen, die unmittelbar an die Gleitschollen anschließen.

Wölbungslinien und Kuppen an der Front der langgestreckten Wälle deuten auf einen komplexen, mehrgliedrigen Aufbau und auf ältere Rutschloben hin. Die Fließzungen an der Lache unterliegen rezenter Aufarbeitung durch junge Massenbewegungen.

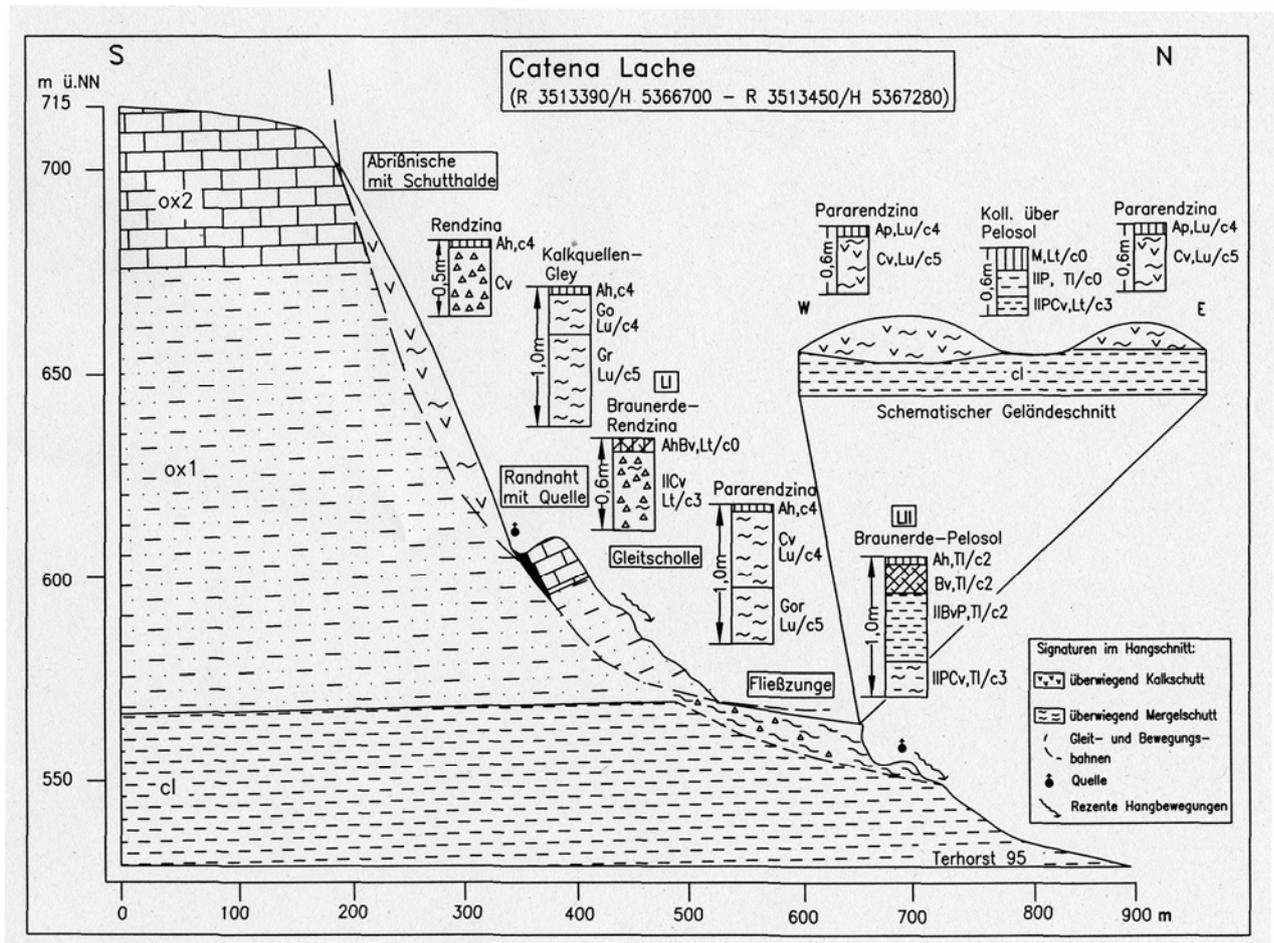


Abb. 9: Catena Lache

Am westlichen Rand des kartierten Gebietes werden die Formen der Schollen undeutlicher und lassen sich kaum noch exakt voneinander abgrenzen. Dort sind die Verebnungen und die Randnähte von intensiver Schuttüberdeckung durch Nachrutschungen und Schuttkriechen von der Traufkante her betroffen.

Rezente aktive Massenbewegungen dokumentieren zwischen 570 m und 590 m ü. NN eine fortschreitende Zerstörung des Frontbereiches der Gleitschollenkomplexe. Damit liegt das heutige Aktivitätszentrum geringfügig über der Malm/Dogger-Grenze, die auch hier den Bewegungsmechanismus auslöst und steuert. Der gesamte Hang wird von Klein- und Kleinstrutschungen umgestaltet. Trotz unruhiger Oberfläche lassen sich dennoch die rezenten Abbruchnischen den jeweiligen Akkumulationsbereichen einwandfrei zuordnen. Neben den Rutschmassen verlaufen halbovale Randnähte, die Stauwasser und kleinere Quellaustritte mit

anmoorigen Horizonten hervorrufen. Rücken und Wälle im Unterhang lassen darauf schließen, dass die rezenten Rutschungen fossile Fließzungen aufarbeiten.

Die Reibung der bewegten Masse am ruhenden Hangbereich ruft gewöhnlich laterale Wallformen hervor, die bis zum äußeren Ende der Akkumulationsbereiche verlaufen. Die Rutschmassen liegen in einer ovalen Grundform, in der einzelne Kuppen und Hohlformen, abgerutschte Bäume, mitabgeglittene Bodenreste und Nassstellen auftreten.

Zerrspalten und geringfügige Absenkungen zeugen von der Vorbereitung weiterer Rutschungen.

Tab. 11: Parameter der Rutschung Lache

<b>Name</b>	Lache/Gailenbühl (R 3513400/ H 5366170)
<b>Art der Rutschung:</b>	Rotationsrutschung, Gleitscholle
<b>Reliefposition:</b>	gestreckt
<b>Exposition:</b>	Nord
<b><u>Geologische Schichtmächtigkeiten:</u></b>	
Weißjura $\beta$ :	40 m
Weißjura $\alpha$ :	110 m
Braunjura $\zeta$ :	30 m
<b><u>Höhenlage ü.NN:</u></b>	
Oberkante:	615 m
Unterkante:	550 m
<b>Höhendifferenz Traufkante/Tal:</b>	210 m
<b>Mittleres Gefälle:</b>	14%
<b><u>Mittlere Entfernungen (Scholle):</u></b>	
zur nächsten Tiefenlinie:	575 m
Vertikaldistanz Trauf (VD):	100 m
Horizontaldistanz Trauf (HD):	150 m
<b>Alter:</b>	mindestens Spätglazial
<b>Gefährungsgrad:</b>	hoch

### **-Böden**

Im Rutschgebiet der Lache (Abb. 9) wird der Oberhang von Syrosemem mit Übergängen zu carbonathaltigen Kalkschutt-Rendzinen eingenommen, während im unteren Bereich der Abrissnischen ausschließlich carbonathaltige Syrosemem oder Pararendzinen aus Material der Oxford-Mergel anstehen. Interessanterweise tritt zudem noch ein Abschnitt mit Kalkquellengleyen auf, was auf eine Durchfeuchtung im Schuttmaterial hinweist.

Zudem gibt die Vegetation deutliche Hinweise auf Feuchtstellen im Hang, so dass die Pflanzengesellschaften für Kartierungen und auch Gefährdungsvorhersagen eine wichtige Zeigefunktion haben und deshalb unbedingt mit berücksichtigt werden müssen.

Insgesamt stellen die Böden im Abrissbereich keine reifen Entwicklungsstadien dar. Ursache ist die Hangversteilung durch das Rutschungsereignis und die nachfolgende Bildung von Schutthalden, die wiederholt durch Nachrutschungen bewegt werden können. Das Fehlen von periglazialen Decksedimenten und reifen holozänen Böden kann deshalb in dieser morphologischen Position keinen Hinweis auf das tatsächliche Alter der Rutschung geben.

Die Böden der Gleitscholle selbst erlauben nur dann stratigraphische Aussagen, wenn es sich nicht um typische, abgerutschte Böden der Albhochfläche handelt. Diese können mit der Scholle verlagert sein, so dass es sich nicht zwingend um Neubildungen handeln muss. Zumeist wird die Rotationsscholle während oder nach der Rutschung mit Kalk- und Mergelschutt aus dem Bereich der Abrissnischen überdeckt. Die Schollenverebnung der Lache wurde z. B. bis auf einen schmalen, nördlichen Randbereich vollständig mit Mergeln überlagert, was zum Aufstauen der Quelle geführt hat. Quellerosion, Wasserstau und anthropogene Eingriffe (Aufbaggerungen) haben dazu geführt, dass auf der Gleitscholle nur Initialböden und gestörte Profile vorhanden sind.

Günstiger zeigen sich die Erhaltungsbedingungen der Böden auf dem Schollenoberhang. Eine entkalkte Braunerde-Rendzina (Profil LI/1) überdeckt hier flächenhaft den gesamten Oberhang (s. Abb. 9). Der 20 cm mächtige Oberboden (AhBv-Horizont) besitzt eine deutliche Schluffkomponente und gibt damit einen ersten makroskopischen Hinweis auf das Vorhandensein von Löß.

Die Fremdmaterialkomponente (Tab. 12) zeigt im Vergleich zu den mineralarmen Weißjuragesteinen ein sehr eindeutiges Bild. Die Analysen weisen zweifelsfrei einen jungtundrenzeitlichen Deckschutt über Kalksteinschutt nach. Der Anteil der LBT-Assoziation schlägt sich mit 25 % sehr deutlich nieder. Die lößbürtigen Minerale dokumentieren mit einem geringeren Anteil von 3,4 % einen weiteren Fremdmaterialbeitrag. Die Oxford-Kalke besitzen hingegen ein Schwermineralspektrum (HCL-lösliche Minerale ausgenommen) von überwiegend Rutil, Turmalin, Zirkon und opaken Mineralen.

Tab. 12: Schwerminerale Profil LI

Profil LI/1, Nr. 39	%	Prozentuale Anteile der Schwerminerale und Relationen der Mineralgruppen				
Proben	AhBv					
<b>I. LBT-Minerale</b>						
Braune Hornblende	5,3					
Titanit	1,2					
Klinopyroxene	18,6					
<b>II. Lößminerale</b>						
Epidot	0,6					
Klinozoisit	0,6					
Zoisit	0,4					
Granat	0,4					
Grüne Hornblende	1,3					
Biotit	0,0					
Staurolith	0,0					
Disthen	0,0					
<b>III. Stabile Minerale</b>						
Rutil	1,5					
Turmalin	1,0					
Zirkon	1,8					
<b>IV. Juraminerale</b>						
Opake	55,4					
Muskovit	0,0					
Quarz	3,1					
<b>V. Sonstige Minerale</b>						
Anatas	0,0					
Alterit	2,1					
<b>VI. Nicht bestimm. Minerale</b>						
	1,9					
<b>Gezählte Minerale</b>	<b>776</b>					

Horizont	AhBv
LBT-Komp.%	25,0
Löß-Komp.%	3,4
Stabile Komp.%	4,4
Jurakomp.%	58,5

Horizont	BrHbl:	Ti:	Klp:
AhBv	4,6	1,0	16,0

Horizont	LBT:	Löß:	Stab.:	Jura:
AhBv	7,5	1,0	1,3	17,5

**SM-Verteilung nach Horizonten**

Legend:

- Jurakomp.%
- Stabile Komp.%
- Löß-Komp.%
- LBT-Komp.%

Obwohl eine Mitverlagerung der Braunerde-Rendzina im Zuge der Rutschung nicht gänzlich ausgeschlossen werden kann, ist es doch eher wahrscheinlich, dass die Bodenentwicklung erst nach dem Rutschereignis stattfand. Gerade der Frontbereich wird durch Rotation in der Regel zerbrochen und aufgearbeitet. Diese Reliefeinheiten sind aufgrund ihrer Steilböschung und durch Wasseraustritte auf den liegenden Mergeln auch nach dem Rutschereignis aktive Bereiche. Das lässt der aus Oxford-Mergeln (Abb. 9) bestehende Schollenunterhang erkennen. Diese Rutschmassen bewegen sich durch kleinere Massenverlagerungen und Kriechen sukzessiv hangabwärts. Selbst in trockenen Sommermonaten ist ausreichend Feuchtigkeit vorhanden.

Stark carbonathaltige Pararendzinen im Übergang zum Hanggley spiegeln die Instabilität des Hanges wider.

Die Bodenprofile der Fließzunge sind hingegen als holozäne Klimaxböden entwickelt, da die vergleichsweise flachen Gebiete weniger Erosionsprozessen ausgesetzt sind. Es handelt sich hier um verbrauchte, entkalkte Pelosole (Tab. 13, 14) mit Übergängen zu Braunerde-Pelosolen (Profil LII/1-3). Der Schluffgehalt nimmt vom Bv- zum IIBvP-Horizont um 6% ab. Ein hoher Tongehalt von 60,9 % unterstreicht den Texturwechsel zum IIBvP-Horizont.

Tab. 13: Korngrößenwerte in Prozent, Profil LII

<b>Probe</b>	<b>Horizont</b>	<b>Textur</b>	<b>Ton</b>	<b>FU</b>	<b>MU</b>	<b>GU</b>	<b>Σ U</b>	<b>S</b>
<b>LII/1</b>	Bv	Tu2	51,1	12,6	16,6	13,4	42,6	6,3
<b>LII/2</b>	IIBvP	Tu2	60,9	13,5	15,1	8,1	36,7	2,4
<b>LII/3</b>	IIPCv	Tu2	45,7	20,6	16,5	12,2	49,3	5,0

Tab. 14: Analysenergebnisse Profil LII

<b>Probe</b>	<b>Horizont</b>	<b>CaCO<sub>3</sub> (%)</b>	<b>Org. Subst. (%)</b>	<b>pH(CaCl<sub>2</sub>)</b>
<b>LII/1</b>	Bv	0	18,0	4,4
<b>LII/2</b>	IIBvP	0	1,5	5,0
<b>LII/3</b>	IIPCv	7,3	1,0	7,4

Das Schwermineralspektrum belegt den Eintrag von Fremdmaterial. Während im Bv-Horizont 11,9 % vulkanische und 3,7 % Löß-Mineralen auftreten (Tab. 15), liegt die pedologische Entwicklung im IIBvP-Horizont ausschließlich in Oxford-Mergeln. Hier dominieren mit einem Anteil von 83,6 % gesteinsbürtige Minerale, insbesondere Muskovit und Quarz. Das gleiche gilt für den IIPCv-Horizont.

Eindeutig belegt hingegen sind die jungtundrenzeitlichen Ablagerungen als Ausgangssubstrat der Böden des Schollenoberhangs und der Fließzungen.

Die Zerstörung der älteren Fließzungenbereiche spiegelt sich auch in der Bodenverbreitung wider. Während sich auf den Vollformen entkalkte Pelosole befinden, sind in den dazwischenliegenden, durch Massenbewegungen ausgeräumten Hangabschnitten lediglich initiale Pararendzinen und Anmoorgleye entwickelt.

Unterhalb des geomorphologisch kartierten Rutschgebietes befinden sich flache Ausläufer von Fließzungen auf den Braunjuratonen unter Ackernutzung (Abb. 9, schematischer Geländeschnitt). Die Böden wechseln mit den Reliefeinheiten. Während die Ablagerungen der Oxford-Gesteine auf den Vollformen auftreten, schalten sich typische Braunjuraböden in den

tieferliegenden Geländeformen ein. In den Senken befinden sich z.T. kolluvial überdeckte, entkalkte Pseudogley-Pelosole aus Ornatenton, während die flachgeneigten Hänge der Fließzungen sowie deren Verebnungen vollständig erodierte Pararendzinen aus Oxford-Material aufweisen.

Profil LII/1-3, Nr. 40-42	%			Prozentuale Anteile der Schwerminerale und Relationen der Mineralgruppen
	Proben	Bv	IIBvP	
<b>I. LBT-Minerale</b>				
Braune Hornblende	8,3	0,3	0,0	
Titanit	1,5	0,0	0,0	
Klinopyroxene	2,1	0,7	0,0	
<b>II. Lößminerale</b>				
Epidot	1,0	0,0	0,0	
Klinozoisit	0,1	0,0	0,0	
Zoisit	0,0	0,0	0,0	
Granat	1,0	0,0	0,0	
Grüne Hornblende	1,5	0,0	0,0	
Biotit	0,1	0,0	0,0	
Staurolith	0,0	0,0	0,0	
Disthen	0,0	0,0	0,0	
<b>III. Stabile Minerale</b>				
Rutil	4,9	0,7	0,2	
Turmalin	5,1	1,0	0,0	
Zirkon	5,6	0,0	0,0	
<b>IV. Juraminerale</b>				
Opake	64,8	19,6	56,8	
Muskovit	0,0	20,3	41,1	
Quarz	0,5	43,7	0,5	
<b>V. Sonstige Minerale</b>				
Anatas	2,1	0,0	0,0	
Alterit	0,0	0,0	0,0	
Alterit	0,4	13,3	0,0	
<b>VI. Nicht bestimm. Minerale</b>				
	1,0	0,4	1,4	
<b>Gezählte Minerale</b>	<b>818</b>	<b>286</b>	<b>414</b>	

Horizont	Bv	IIBvP	IIPCv
LBT-Komp.%	11,9	1,0	0,0
Löß-Komp.%	3,7	0,0	0,0
Stabile Komp.%	15,6	1,7	0,2
Jurakomp.%	65,3	83,6	98,3

Mineralrelation	BrHbl:	Ti:	Klp:
Bv	5,7	1,0	1,4
IIBvP	--	--	--
IIPCv	--	--	--

Relation Gruppen	LBT:	Löß:	Stab.:	Jura:
Bv	3,2	1,0	4,3	17,8
IIBvP	1,0	0,0	1,8	83,6
IIPCv	0,0	0,0	0,2	98,3

**SM-Verteilung nach Horizonten**

Horizont	LBT-Komp.%	Löß-Komp.%	Stabile Komp.%	Jurakomp.%
Bv	11,9	3,7	15,6	65,3
IIBvP	1,0	0,0	1,7	83,6
IIPCv	0,0	0,0	0,2	98,3

Tab. 15: Schwerminerale Profil LII

## 2.5 Exkursionspunkt: Mössinger Bergrutsch

Vor genau 25 Jahren, am 12.4.1983 kam es nach längeren Regenfällen zu dem katastrophalen Ereignis, bei welchem ca. 60 ha Fläche betroffen waren (Abb. 10, 11). Die Hauptbewegungen liefen innerhalb von 2 Tagen ab. Die Abbildung 12 zeigt den nun schon bekannten geologischen Aufbau von Weißjura bis hinunter zu den Blaukalken. Während Ober- und Unterhang komplett umgestaltet wurden, zeigt der Mittelhangbereich auffälligerweise auch heute noch eine Hangleiste mit älteren Buchen (Abb. 11, 12).

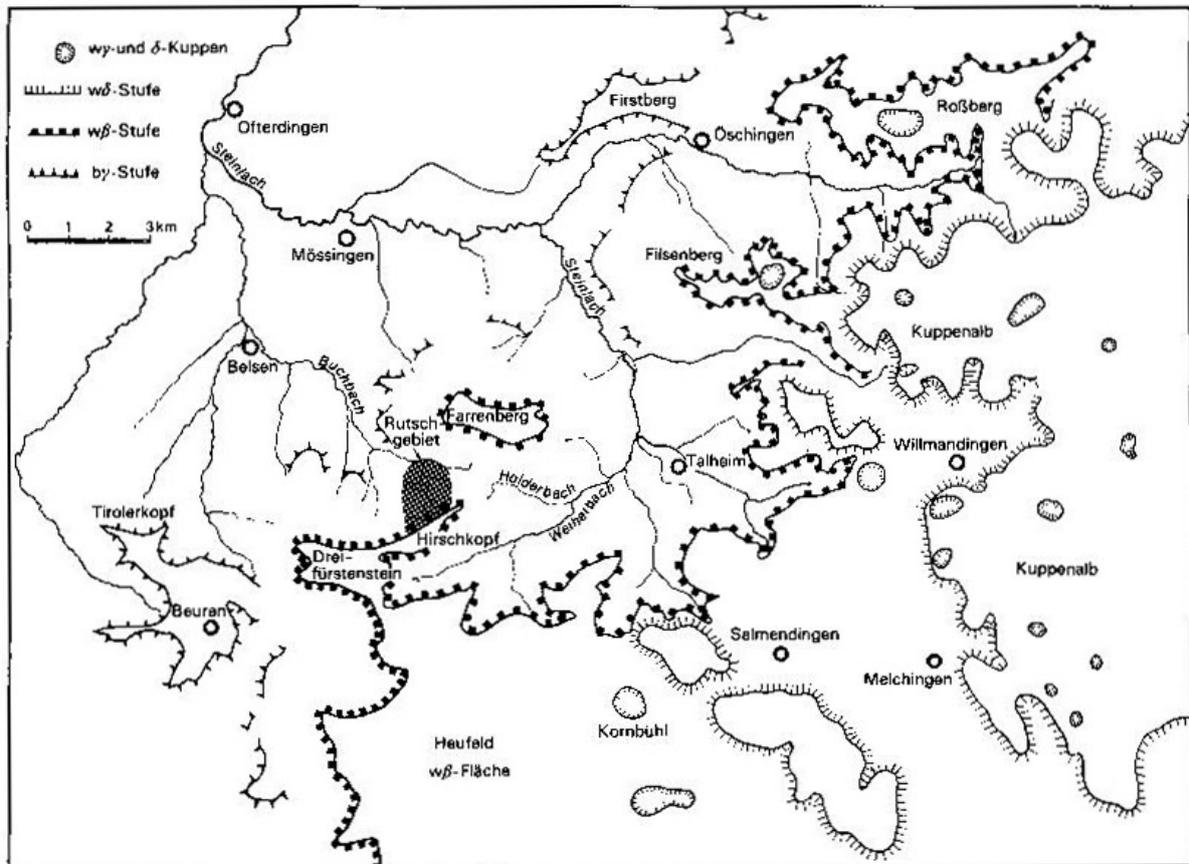


Abb. 10: Lage des „Mössinger Bergrutschs“, aus BIBUS (1986)

Dieser Bereich entspricht einer alten Gleitscholle, die sich bei dem jungen Rutschereignis kaum bewegt hat. Diese hat lediglich eine Sekundärbewegung erfahren, obwohl unterhalb der Scholle, die Rutschmassen bis ins Buchbachtal bewegt wurden und der Oberhang einen kompletten Zusammenbruch erfahren hat. Die Abbildungen 11a und b geben eine Vorstellung von dem Rutschereignis.



Abb. 11a und b: Der Mössinger Berggrutsch, Luftbild, Foto oben: Armin Dieter, Foto unten: Google Earth, Zugriff am 22.04.2008

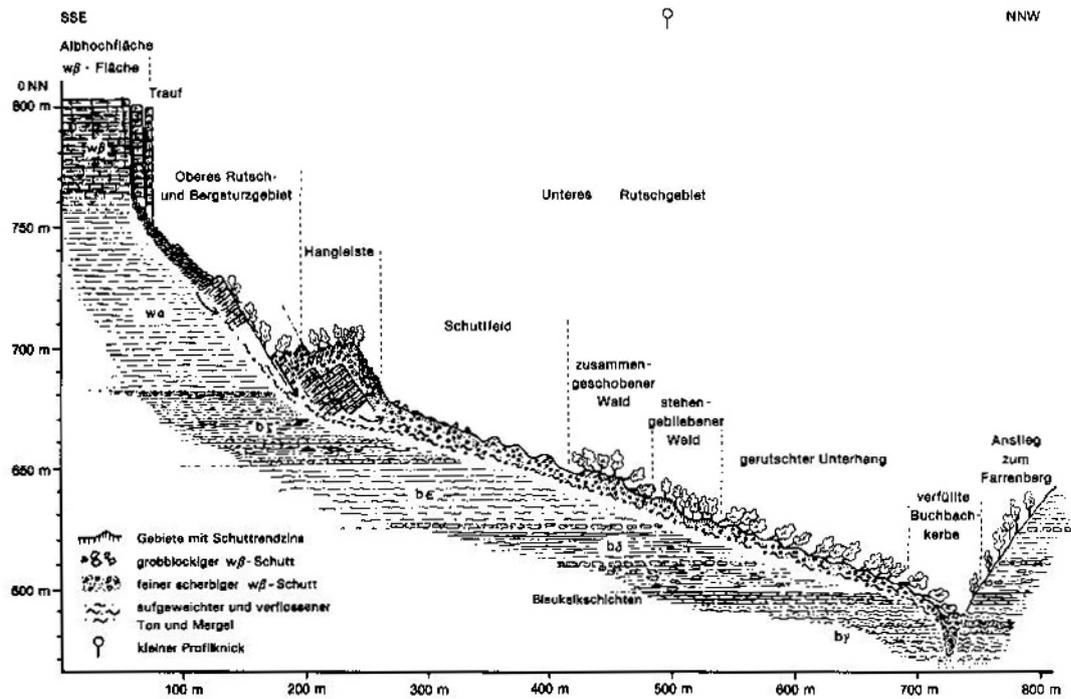


Abb. 12: Hangquerschnitt der Mössinger Rutschung, aus BIBUS (1986)

Bodengeographische Untersuchungen, welche von BIBUS (1986) kurz vor dem Ereignis durchgeführt wurden, zeigen, dass v. a. im Unterhangbereich holozäne Klimaxböden vorhanden waren, wie entkalkte Pelosole und Braunerden (Abb. 13). Es wurde also ein pleistozäner Hang aufgearbeitet. Datierungen in kleinen Moorstellen ergaben aber auch, dass es während des Holozäns in einer Zeit zwischen 2.285 und 3.580 Jahren BP zu Nachrutschungen gekommen ist (Tab. 16).

Im Vergleich mit der heute vorgestellten Hangentwicklung wird ersichtlich, dass die pleistozänen Rutschschollen in Verbindung mit Wasseraustritten eine erhebliche Hanggefährdung verursachen. Die sukzessive Aufarbeitung dieser alten Schollen im Holozän führt mit der Zeit zu deren Destabilisierung und kann katastrophenartige Bewegungen verursachen (Abb. 14). Die alten Rutschmassen befinden sich derzeit in unterschiedlichen Hanglagen (Tab. 17) und verschiedenen Entwicklungs-, bzw. Aufarbeitungsstadien.

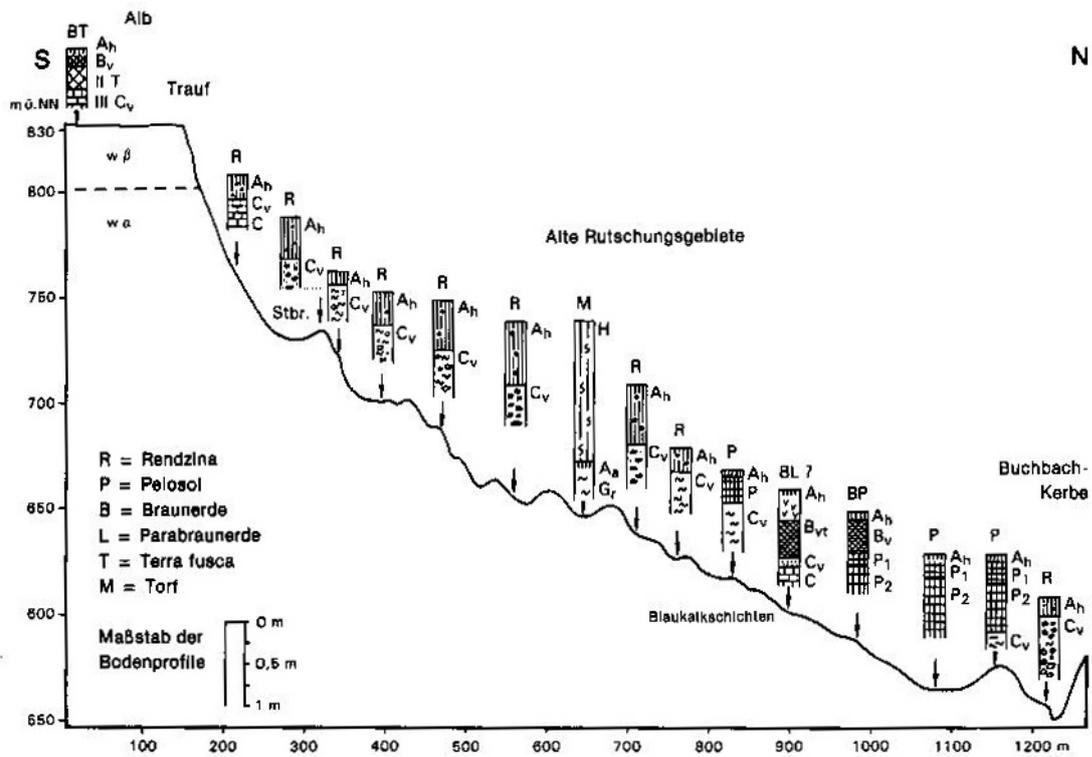


Abb. 13: Catena vor dem Rutschereignis in Mössingen, aus BIBUS (1986)

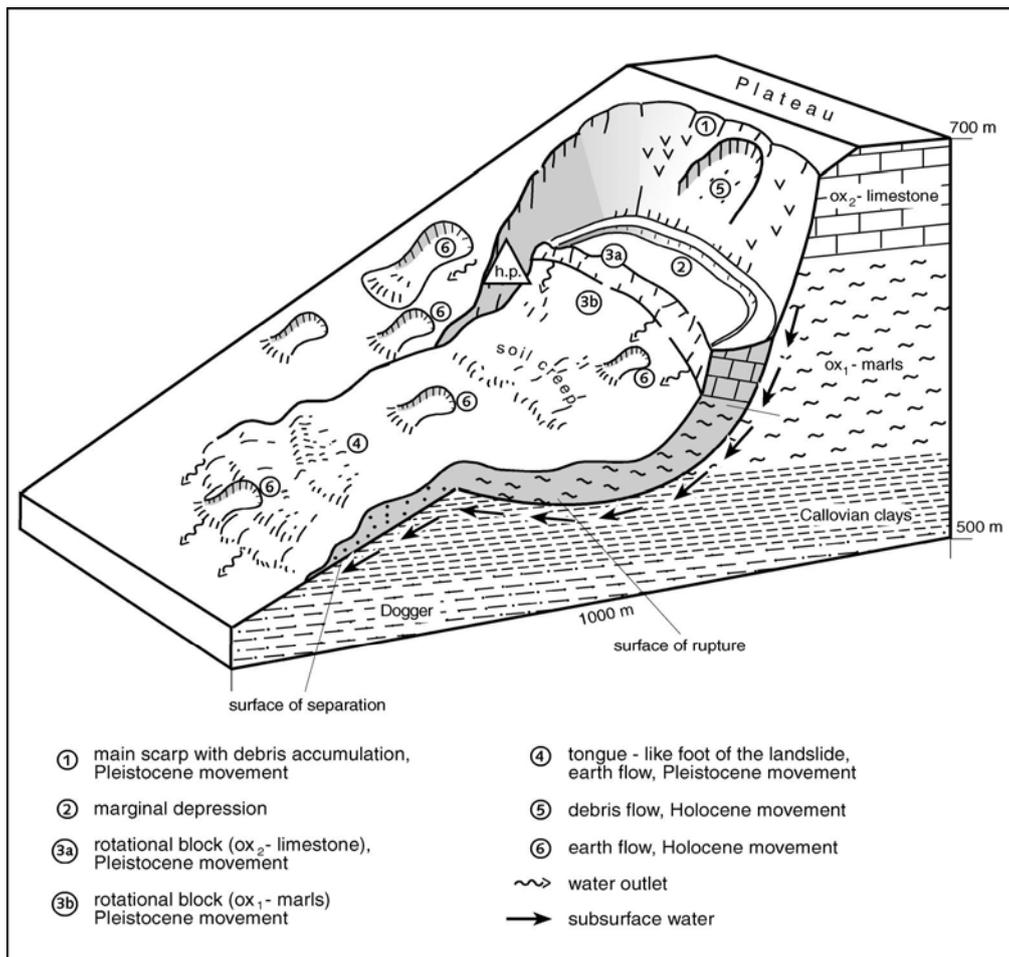


Abb. 14: Pleistozäne Rotationsscholle und holozäne Rutschungen, aus Terhorst (2007)

Tab. 16: Pollenanalysen und <sup>14</sup>C-Datierungen an Torfen und humosen Sedimenten

No.	Place	Material	Method	Era	Age
1	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Modern age	since 1850
2	7620 JungingenSW	turfy moulder	Pollen	Modern age	since 1850
3	7620 Jungingen NE	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
4	7620 Jungingen NE	turfy moulder	Pollen	Modern age	since 1850
5	7620 Jungingen NE	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
6	7620 Jungingen NE	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
7	7620 Jungingen NE	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
8	7620 Jungingen SW	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
9	7620 Jungingen SW	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
10	7521 Reutlingen SW	peat	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
11	7521 Reutlingen SW	peat	Pollen	Atlanticum	< 8000 BP
12	7620 Reutlingen SW	peat	Pollen	Atlanticum	< 8000 BP
13	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
14	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Middle ages/modern	since 500 AD
15	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Modern age	since 1850
16	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Middle ages/recent	since 500 AD
17	7620 Jungingen SW	turfy moulder	Pollen	Middle ages/recent	since 500 AD
18	7620 Jungingen SW	calc-sinter	<sup>14</sup> C	Atlanticum	BP 5695 (±65)
19	7620 Jungingen SW	charcoal	<sup>14</sup> C cal	Atlanticum	BP 4900 (±249)
<b>*20</b>	<b>7620 Jungingen NW</b>	<b>peat</b>	<b><sup>14</sup>C cal</b>	<b>Subatlanticum</b>	<b>BP 2285 (±45)</b>
<b>*21</b>	<b>7620 Jungingen NW</b>	<b>peat</b>	<b><sup>14</sup>C cal</b>	<b>Subboreal</b>	<b>BP 3580 (±90)</b>
<b>**22</b>	<b>7620 Jungingen NW</b>	<b>basal mud</b>	<b><sup>14</sup>C cal</b>	<b>Subatlant./Subbor.</b>	<b>BP 3025 (±150)</b>
<b>**23</b>	<b>7620 Jungingen NW</b>	<b>basal mud</b>	<b><sup>14</sup>C cal</b>	<b>Subatlanticum</b>	<b>BP 2675 (±65)</b>
<i>Pollenanalyses: KNIPPING 1999</i>				<i>*oral information BIBUS 1996</i>	
<i><sup>14</sup>C-Datings: Geologisches Landesamt Hannover 1994/95</i>				<i>**BIBUS 1986:342</i>	

Tab. 17: Schollengenerationen

<b>Parameters</b>	<b>1<sup>st</sup> generation</b>	<b>2<sup>nd</sup> generation</b>	<b>3<sup>rd</sup> generation</b>
<b>vertical distance cuesta scarp – landslide</b>	70 m	100 m	130 m
<b>horizontal distance cuesta scarp – landslide</b>	170 m	225 m	390 m
<b>Minimum age</b>	Last Glacial	Last Glacial	Penultimate Glacial

## Literatur

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 438 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover.
- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 392 S., Hannover.
- AGSTEN, K. (1977): Zur Entwicklung und Vergesellschaftung der Böden in traufnahen Bereichen der westlichen Schwäbischen Alb (Balinger Berge).-Geol. Jb., Reihe F5: 84 S.
- BELL, R. (2007): Lokale und regionale Gefahren- und Risikoanalyse gravitativer Massenbewegungen an der Schwäbischen Alb. Online publication University of Bonn, PhD-Thesis, [http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss\\_online/math\\_nat\\_fak/2007/bell\\_rainer/](http://hss.ulb.uni-bonn.de/diss_online/math_nat_fak/2007/bell_rainer/), urn:nbn:de:hbz:5N-11072.
- BIBUS, E. (1986): Die Rutschung am Hirschkopf bei Mössingen (Schwäbische Alb) - Geowissenschaftliche Rahmenbedingungen - Geoökologische Folgen. - Geoökodynamik, 7: 333-360.
- BIBUS, E. (1999): Vorzeitige, rezente und potentielle Massenbewegungen in SW-Deutschland - Synthese des Tübinger Beitrags zum MABIS-Projekt. - In: BIBUS, E.: & TERHORST, B. (Hrsg.): Angewandte Studien zu Massenbewegungen. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, D5, 1-57.
- BIBUS, E. & TERHORST, B. (2001): Mass movements in South-West Germany. Analyses and results from the Tübingen Work Group of the MABIS Project. - Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 125: 53 - 63.
- BIBUS, E., TERHORST, B. & KALLINICH, J. (2001): Dating methods of mass movements in the MABIS-project. - Z. Geomorph., N.F, Suppl.-Bd. 125: 153-162.
- BLEICH, K. E. (1960): Das Alter des Albtraufs. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 115: 39-92.
- FRAAS, O. (1853): Der Bergschliff von Rathshausen. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 9: 112-117.

- FUNDINGER, A. (1985): Ingenieurgeologische Untersuchungen und geologische Kartierung (Dogger/Malm) der näheren Umgebung der Rutschung am Hirschkopf bei Mössingen und am Irrenberg bei Thanheim (Baden-Württemberg), 133 S., unveröffent. Dipl.-Arb. Tübingen.
- GERMAN, R. (1961): Der Hangrutsch bei der Bronner Mühle im Donautal. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., 115: 78-83.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1984): Die schwäbische Alb und ihr Vorland. - Sammlung geologischer Führer, 67: 275 S., Berlin, Stuttgart (Gebr. Bornträger).
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1986): Geologie von Baden-Württemberg. - 3. Aufl., 472 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GROSCHOPF, P. (1952): Pollenanalytische Datierung württembergischer Kalktuffe und der postglaziale Klimaablauf. - Jh. Geol. Abt. Württ. Stat. Landesamt, 2: 72-94.
- GWINNER, M. (1977): Geologie und Landschaftsformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes. - Bl. schwäb. Albver., 83: 37-72, Stuttgart.
- HELLER, W. (1962): Das Alter des Albtraufs zwischen Lochen und Gräbelesberg und das des Bergsturzes am Hörnle. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 44: 111-119, Stuttgart.
- HEMME, H. (1970): Die Stellung der "lessivierten" Terra fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb. - 77 S. (unveröffent Dissertation, Universität Stuttgart-Hohenheim).
- HÖLDER, H. (1953): Erosionsformen am Trauf der Schwäbischen Alb. - Neues Jb. Geol. u. Paläont. Abh., 97: 345-378.
- KALLINICH, J. (1999): Verbreitung, Alter und geomorphologische Ursachen von Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb auf der Grundlage von Detail- und Übersichtskartierungen. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten D4: 166 S.
- KNIPPING, M. (1999): Pollenanalytische Datierungen an Feuchtsedimenten auf Hangrutschungen in Südwestdeutschland. – In: BIBUS, E. & TERHORST, B.: Angewandte Studien zu Massenverlagerungen. – Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten, D5: 117-127.
- KÖSEL, M. (1986): Periglaziale Deckschichten und typische Relief- und Bodenabfolgen im Bereich der Baar. - 93 S., Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (unveröffentl.).
- KRAUT, C. (1999): Der Einfluß verschiedener Geofaktoren auf die Rutschempfindlichkeit an der Schichtstufe der Schwäbischen Alb. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten D5, 129-148.

- KREJA, R. & TERHORST, B. (2005): Naturgefahren in einem Baugebiet bei Öschingen an der Schwäbischen Alb: GIS-gestützte Ermittlung rutschungsgefährdeter Gebiete am Schönberger Kapf bei Öschingen. - DIE ERDE, 136/4: 397-414.
- MÄUSSNEST, O. (1974): Die Eruptionspunkte des Schwäbischen Vulkans (Teil I). - Z. dt. Geol. Ges., 125: 23-54.
- MÜLLER, S. (1962): Typische Waldbodenprofile der Schwäbischen Alb. - Mitt. Ver. forstl. Standortskde. Forstpflanzenzücht., 12: 90-95.
- NEUHÄUSER, B. & TERHORST, B. (2006): Landslide Susceptibility Assessment Using Weights-of-Evidence Applied on a Study Site at the Jurassic Escarpment of the Swabian Alb (SW-Germany). - Geomorphology, 86: 12-24.
- PFEFFER, K.-H. (2004): Zur Bodengeographie der Schwäbischen Alb – eine Bilanz aus Literatur- und Geländebefunden. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D10: 73-93.
- REHFUESS, K. E. (1981): Waldböden. - 192 S., Hamburg, Berlin (Parey).
- SCHÄDEL, K. & STOIBER, I. (1988): Rezente Großrutschungen an der Schwäbischen Alb. - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., 30: 413-439.
- SCHOLZ, G. (1969): Die Schlufflehme der Mittleren Schwäbischen Alb. - 202 S., Dissertation Univ. Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92: 275-285.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - Frankfurter geogr. H., 45: 133 S.
- SEMMELE, A. (1991): Schuttdecken und ihre Bedeutung für den Landschaftshaushalt in hessischen Mittelgebirgen. - Geogr. Rdsch., 43: 298-302.
- TERHORST, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung. - Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D 2: 212 S.
- TERHORST, B. (2001): Mass movements of various ages on the Swabian Jurassic escarpment: geomorphologic processes and their causes. - Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 125: 65-87.
- TERHORST, B. (2007): Soil distribution and periglacial cover beds in the Jurassic cuesta scarp in SW-Germany. - Catena, 71: 467-476.

- TERZIDIS, A. (1966): Der Braune Jura im Gebiet zwischen Eningen und Glems (Mittlere Schwäbische Alb, Württemberg). - Jb. u. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., 40: 129-144.
- THEIN, S. (2000): Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb - statistische Vorhersagemodelle und regionale Gefährdungskarten unter Anwendung eines Geographischen Informationssystems. - Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, D6: 187 S.
- TÖNIGES (1967): Geologische Kartierung südwestlich von Reutlingen zwischen Breitenbach und Wiesaz (Mittleres Albvorland) auf Blatt Mössingen (7520) und Blatt Reutlingen NW (7521). - 95 S., Dipl.-Arb. Univ. Tübingen (unveröffent.).
- VILLINGER, E. (1972): Seichter Karst und tiefer Karst in der Schwäbischen Alb. - Geol. Jb. C2:153-188.
- WEIPPERT, D. (1960): Zur Gliederung, Bildung und Altersstellung des Kalksteinschutts am Trauf der westlichen Schwäbischen Alb. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 11: 24-30.
- ZIEGLER, P. A. (1994): Cenozoic rift systems of western and central Europe: an overview. - Geologie en Mijnbouw, 73: 99-127.



**27. Jahrestagung des AK Paläopedologie der DBG**

**1. - 3. Mai 2008 in Tübingen**

**Exkursion: Samstag, 03.05.2008**

**Landschafts- und Bodenentwicklung auf der Schwäbischen Alb**

**Dr. Michael Kösel**

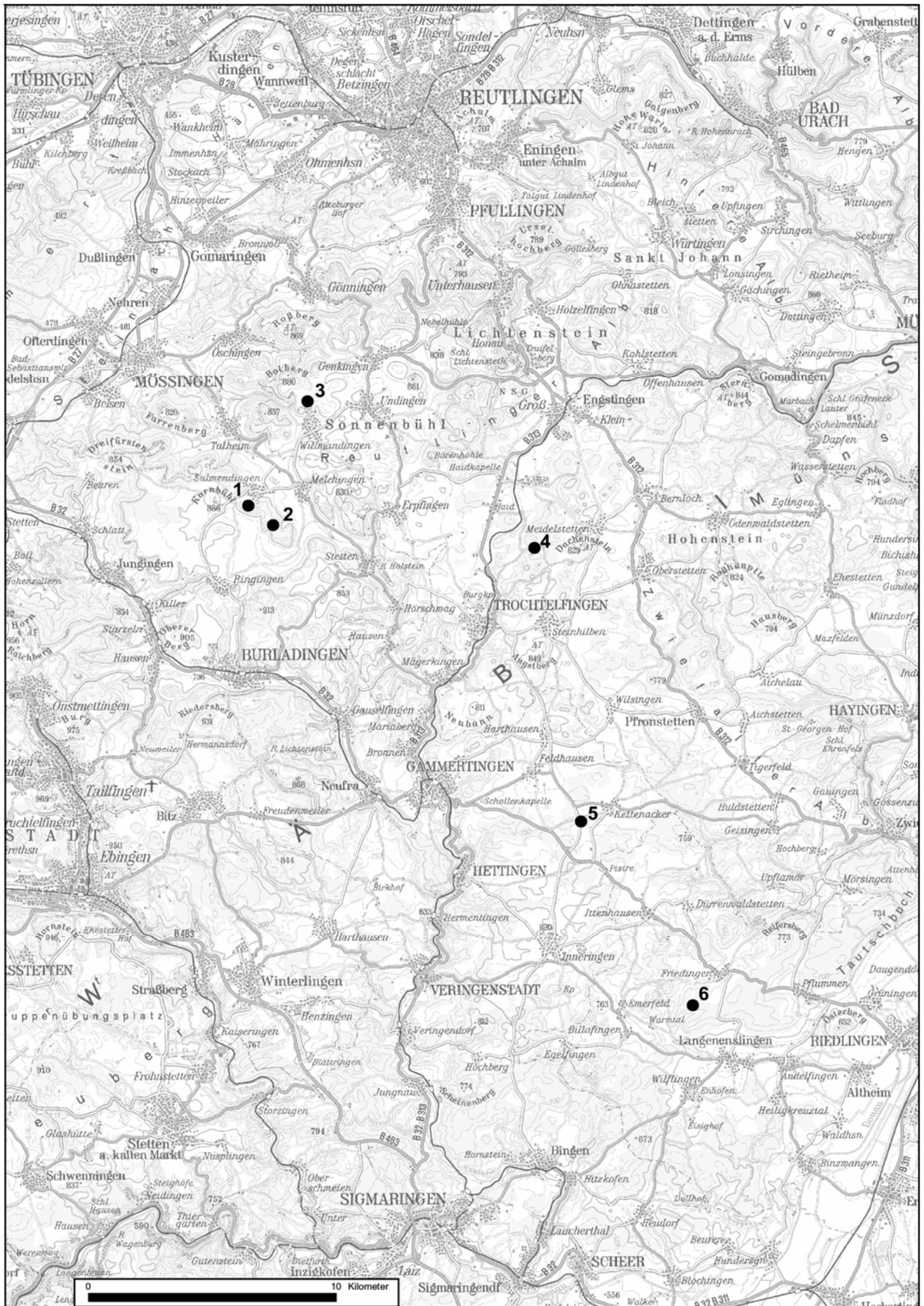
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)

[michael.koesel@rpf.bwl.de](mailto:michael.koesel@rpf.bwl.de)

## **Programmpunkte am 03.05.08**

- 1. Haltepunkt: Aussichtspunkt Ghaiberg, Einführung in das Exkursionsgebiet**  
Landschaftsentwicklung, Genese und Verbreitung der Böden auf der Mittleren Schwäbischen Alb
- 2. Haltepunkt: Schautafel zu den ehem. Bohnerzgruben auf dem Aufberg**  
Bedeutung und Geschichte des Bohnerzabbaus auf der Schwäbischen Alb.
- 3. Haltepunkt: Steinbruch der Fa. Heinz in Willmandingen**
- 4. Haltepunkt: Rendzina bei Trochtelfingen**
- 5. Haltepunkt: Braunerde über Terra fusca bei Kettenacker**
- 6. Haltepunkt: Bohnerzton bei Friedingen, Braunerde über Terra fusca**

**Gegen 14.00 Uhr Ankunft am Hauptbahnhof Tübingen**



Karte: Haltepunkte 2. Exkursionstag



### **3. Landschafts- und Bodenentwicklung auf der Schwäbischen Alb**

**von Michael Kösel**

**Halt 1: Aussichtspunkt Ghaiberg, Einführung in das Exkursionsgebiet:**

**Landschaftsentwicklung, Genese und Verbreitung der Böden auf der  
Mittleren Schwäbischen Alb**

#### Landschaftsentwicklung

Ausgangspunkt für die Landschaftsentwicklung der Schwäbischen Alb war nach dem Trockenfallen der Meeresablagerungen des Oberjuras eine sich in der Kreidezeit herausbildende Rumpffläche, die bis ins Alttertiär bestand hatte.

Aus dem Fehlen von kreidezeitlichen Sedimenten auf der Alb wird normalerweise geschlossen, dass die festländische Entwicklung mit intensiver tropischer Verwitterung bereits in der Unterkreide eingesetzt hat. Die ältesten erhaltenen Spaltenfüllungen aus Quarzsanden und umgelagerten kaolitischem Bodenmaterial (Bohnerztone) stammen jedoch aus dem Eozän und werden mit einer altertären bis oberkreidezeitlichen Rumpfflächenlandschaft (BORGER 1990, KUPPELS 1981) in Verbindung gebracht.

Vor ca. 35 Mio. Jahren begann sich nördlich der aufsteigenden Alpen durch ständige Absenkung des vorgelagerten mesozoischen Gesteinspakets das trogförmige, bis zu 5 000 m tiefe Molassebecken zu bilden. Kennzeichnend für die Sedimentation war, dass sie abwechselnd, je nach Verbindung zum offenen Meer unter marinen und unter limnischen Verhältnissen im Süßwasser ablief. Am nördlichen Rand des Molassebeckens hat die Sedimentation im Kontakt zur Schwäbischen Alb z. T. auch auf diese übergegriffen. Besonders markant war der kräftige Meereseinbruch der Oberen Meeresmolasse vor etwa 20 Mio Jahren, der zu einem Vorrücken des Meers bis weit auf die Albtafel führte. An der nördlichen Küstenlinie entstand im Brandungsbereich eine mehrere Zehnermeter hohe Steilküste mit ausgedehnten Kliffs, die heute noch stellenweise gut zu erkennen sind und über eine große Strecke als sog. Klifflinie miteinander verbunden werden können. Die Klifflinie bildet in vielen Bereichen der Schwäbischen Alb eine markante Landschaftsgrenze, die sie in die südlich gelegene Flächenalb und die nördlich davon auftretende Kuppenalb gliedert.

Als weitere morphologische Einheit spielen v. a. im Gebiet der Mittleren Alb am nördlichen Trauf ausgebildete Strukturflächen eine Rolle, die in der Schichtfläche der Wohlgebankten

Kalke (Oxfordium, Weißjura  $\beta$ ) angelegt sind. Ihre Freilegung hat vermutlich erst im Pleistozän stattgefunden (DONGUS zit. in SEMMEL 1996).

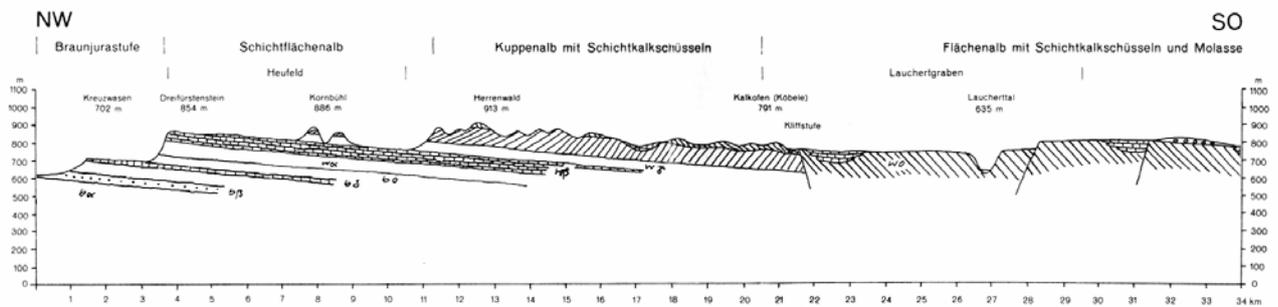


Abb. 1: Schnitt durch die Mittlere Schwäbische Alb (nach DONGUS 1977, verändert)

Bei der Flächenalb soll es sich größtenteils um die alte Rumpffläche handeln, die unter später z. T. wieder abgetragenen Molassesedimenten konserviert wurde (Abb. 2). Relativ weit verbreitet finden sich hier, entweder unter Molassebedeckung, oder wenn diese bereits abgeräumt wurde, oberflächennah und z. T. mit Lösslehm bedeckt, die zur Zeit des miozänen Meereseinbruchs schon umgelagerten Bodensedimente der alttertiären Böden. Das Vorhandensein dieser umgelagerten Paläoböden widerspricht der bis heute verbreiteten Deutung der gesamten Flächenalb als mariner Abrasionsfläche (GEYER & GWINNER 1991). Nördlich der Klifflinie bewirkte die Abtragung die zunehmende Auflösung des alten Flächenreliefs. Entscheidend für die Herausbildung der heutigen Landschaftsformen ist dabei die v. a. im höheren Oberjura erfolgte Bildung von Schwamm- und Korallenriffen die sich heute als abtragungsresistente Massenkalkkuppen herauspräpariert haben, während die geschichteten Karbonatgesteine der Zwischenriffbereiche mit z. T. höherem Mergelanteil stärker erodiert wurden. Das eindeutig Gesteinsunterschiede nachzeichnende Relief widerlegt die frühere Deutung der Kuppenalb als reliktschen tropischen Kegelkarst (BÜDEL 1951). Die Gipfelbereiche der Kuppen werden als Altflächenreste gedeutet, die mit der im Bereich der Flächenalb erhaltenen alttertiären Rumpffläche verbunden werden können (Abb. 2). Als Belege werden die zahlreichen auf den Massenkalkkuppen ansetzenden mit Rotlehm und Bohnerzton verfüllten Karstschlotten angesehen.

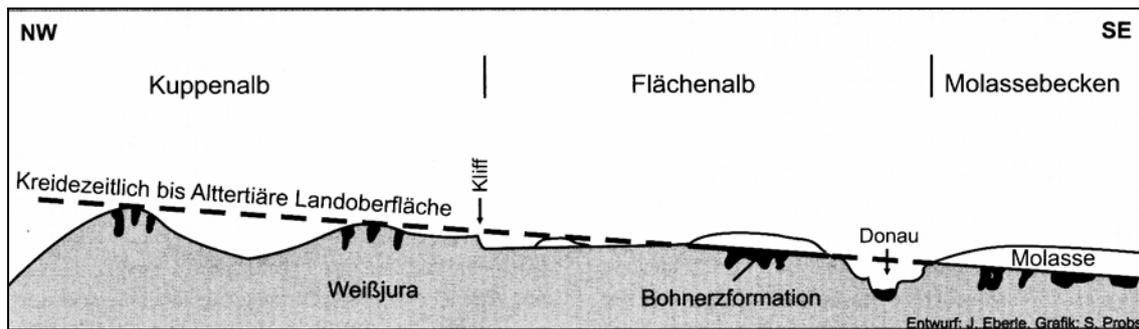


Abb. 2: Schematische Darstellung der alttertiären Rumpffläche im Bereich der Schwäbischen Alb (nach EBERLE et al. 2007).

Ausgehend von einer im Obermiozän einsetzenden und während des Pliozäns andauernden starken Hebung in Bereich der Grabenschultern am Oberrhein wurde das mesozoische Deckgebirge zunehmend schräggestellt, was zu einer Aufkippung der Albtafel führte, mit der eine starke Hebung im Traufbereich einherging. Die Hebung der Südwestalb war dabei am größten, hier erreicht die Alb heute Höhen bis knapp über 1 000 m NN, während auf der Ostalb die Gipfelbereiche selten 700 m NN übersteigen. Das Gebiet um Urach wurde vor 11–17 Mio Jahren von zahlreichen vulkanischen Röhren durchbrochen, die auf miozänen Intraplattenvulkanismus zurückzuführen sind (NEUMANN 1999). Bekannte Beispiele sind die Kuppe des Jusi im Albvorland, das Randecker Maar und Schopflocher Moor auf der Albhochfläche. Die pliozäne Heraushebung der Alb führte zum Trockenfallen vieler Täler und zu verstärkter Verkarstung, von der zahlreiche Dolinen und einzelne größere Karsthohlformen zeugen. Die Karsthydrologische Zonierung der Alb ist in Abb. 3 wiedergegeben. Allgemein ist der nördliche, stärker herausgehobene Teil der Alb durch seichten Karst geprägt, bei dem die stauenden Schichten über dem Niveau der Vorfluter zu Tage treten, während im südlichen tiefen Karst die undurchlässigen Gesteine unterhalb der Vorfluter liegen.

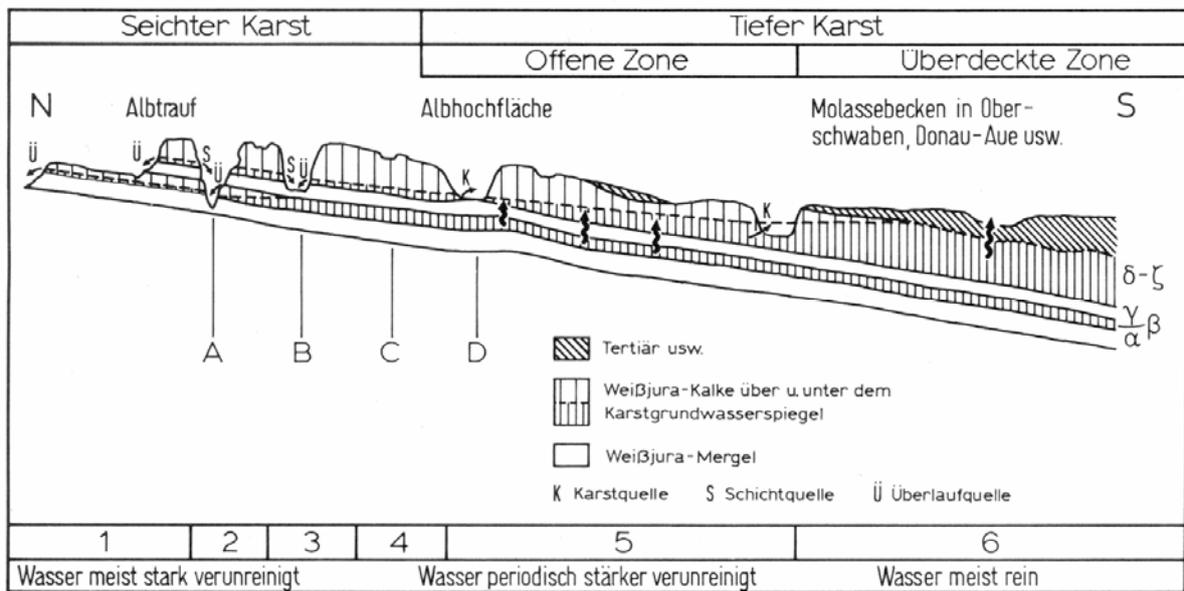


Abb. 3: Karsthydrologische Zonierung der Alb (aus GEYER & GWINNER 1991).

### Zur Genese und Verbreitung der Böden auf der Mittleren Schwäbischen Alb

Als bodengeographische Leitform der Schwäbischen Alb gilt die Rendzina. Tatsächlich nehmen Rendzinen große Flächen ein und bilden sowohl im Bereich der Bankkalk-Schichtflächen wie auch auf den Massenkalkkuppen den dominierenden Bodentyp und sind auch auf der Flächenalb weitverbreitet. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, dass wohl nur untergeordnet die typische Rendzina mit ihrem schwarzen, lockeren, stark humosen Oberboden, als charakteristische holozäne Bodenbildung der Alb angesehen werden kann, die sich nach dem Ende der letzten Kaltzeit auf den Karbonatgesteinen gebildet hat. Höhere Tongehalte, verbunden mit teilweise subpolyedrischem bis polyedrischem Gefüge sowie z. T. deutliche Schluffbeimengungen weisen darauf hin, dass die Oberböden verbreitet Material enthalten, das nicht einer holozänen in situ Verwitterung aus den anstehenden Kalksteinen entstammt (PFEFFER 2003). Einen Schlüssel für die Interpretation der vorherrschenden Rendzinen liefert die Betrachtung des engmaschigen Trockentalnetzes und der Karstwannen. Diese Hohlformen führen Kolluvisole unterschiedlicher Mächtigkeit aus holozänen schluffig-tonigen Abschwemmassen, deren Feinerde trotz verbreitet geringem bis mittlerem Kalksteingehalt nicht selten kalkfrei ist, also aus abgeschwemmtem Boden- und Deckschichtenmaterial besteht. Dieses wurde offensichtlich aus den heute von flachgründigen Rendzinen eingenommenen Einzugsgebieten abgetragen. Hierbei gilt es zu berücksichtigen, dass die Schwäbische Alb eine Altsiedellandschaft darstellt. Viele heute

unter Wald befindliche Bereiche wurden im Mittelalter und darüber hinaus beackert. Noch in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts nahmen die Ackerflächen einen wesentlich größeren Anteil ein. Erst mit der einsetzenden Industrialisierung auf der Alb durch die sich ausbreitende Textilindustrie, setzte ein starker Rückgang der landwirtschaftlich genutzten Flächen ein. So hat sich heute in vielen Bereichen der Schwäbischen Alb der Waldanteil gegenüber dem frühen 19. Jahrhundert nahezu verdoppelt (MAILÄNDER et al. 2005). Nicht zuletzt die gebietsweise starke Nutzung der Wälder im Zuge der Brennholzgewinnung und Köhlereiwirtschaft für die Bohnerzverhüttung dürfte zu einer Störung der Oberflächenböden geführt haben. Aus Sicht der bodenkundlichen Landesaufnahme ergibt sich der Eindruck, dass viele der heute vorliegenden Rendzinen durch Erosion aus Braunerde-Rendzinen bis Braunerden hervorgegangen sind, wobei deren Oberböden in der spätglazialen Hauptlage (i. d. R. < 3 dm) entwickelt waren (KÖSEL 2004). Bei höheren äolischen Gehalten standen wohl Braunerden im Vordergrund, während bei geringerem äolischen Eintrag Rendzina-Braunerden und Braunerde-Rendzinen zur Ausbildung kamen. Andere Vorgängerböden der heutigen Rendzinen waren sicher auch flach entwickelte Braunerde-Terra fuscae. Vermutlich hat bei ihrer Umformung zu Ah/C-Böden neben Erosion ihre Empfindlichkeit für anthropogene Durchmischungsvorgänge eine Rolle gespielt, die sehr leicht zu einer „mechanischen Aufkalkung“ durch Einmischung von Kalksteingrus führen konnte.

Im Ausstrichbereich von (Kalk-) Mergeln werden die Rendzinen der Alb ergänzt durch meist kalksteinhaltige Pararendzinen.

Mit den Rendzinen und Kolluvisolen sind in gebietsweise unterschiedlichem Ausmaß Terrae fuscae vergesellschaftet. Typische Reliefpositionen ihres Vorkommens sind Verebnungen, breitere Sattellagen zwischen Trockentälern und gestreckte, häufig ostexponierte Flachhänge sowie flachere Randbereiche von Karstwannen, wobei sie hier zu den Tiefenbereichen hin verbreitet unter die Kolluvisole abtauchen. Im Vergleich zur Kuppenalb nehmen Terrae fuscae auf der geringer reliefierten Flächenalb deutlich größere Areale ein, wo sie zusätzlich verbreitet unter Parabraunerden aus Lösslehm auftreten oder bei geringerer Bedeckung und stärkerer solifluidaler Aufarbeitung als Terra fusca-Parabraunerden vorliegen.

Bereits eine überschlägige Kalkulation zeigt, dass aus den Karbonatgesteinen der Schwäbischen Alb, die häufig einen Reinheitsgrad um 90 % und mehr besitzen, Residualakkumulationen von allenfalls wenigen Zentimetern entstehen konnten und Terra fusca-Horizonte mit mehreren Dezimetern Mächtigkeit nicht einer holozänen Verwitterungsgenese entstammen können (HEMME 1970, SCHOLZ 1969). Eine Ausnahme machen vielleicht einzelne Bankkalk-Schichtflächen, wo durch die Aufarbeitung von

mergeligen Schichtfugen u. U. geringmächtige holozäne „Terra fusca“-Horizonte entstehen konnten. Der silikatische Kalklösungsrückstand besteht zum größten Teil aus Teilchen  $< 0,002$  mm, wobei (illitische) Tonminerale weitaus überwiegen. Reine Residualakkumulationen sollten deshalb Tongehalte in der Feinerde von  $\geq 80$  % aufweisen (SCHOLZ 1969). Tatsächlich besitzen die meisten der heute in den Oberflächenböden enthaltenen Terra fusca-Horizonte Tongehalte, die zwischen 55 und 70 % liegen, was deutlich auf eine Beimengung von Fremdmaterial hinweist. Bei solchen Profilen zeigen Schwermineraluntersuchungen (KÖSEL 1986) nicht selten einen Gehalt an alpinen Mineralen, die sehr wahrscheinlich äolisch eingetragen wurde.

Insgesamt ist die Substratgenese oberflächennaher Terra fusca-Horizonte sicher in vielen Fällen komplex verlaufen. Neben mehrphasiger interglazialer Verwitterung, gibt es, in Form von enthaltenen Bohnerzkonkretionen, häufig Indizien für die Beteiligung von älterem Bodenmaterial (BLEICH 1994), das aus verfüllten Karstschloten und sonstigen Vorkommen geliefert wurde. Zeitweiliger äolischer Eintrag während den Kaltzeiten ist dabei genauso plausibel, wie eine örtliche Aufarbeitung von frischem Kalksteinmaterial im Zuge solifluidaler Bewegung und seine Verwitterung während der anschließenden Warmzeit. Der T- bzw. Bv-T Horizont der Terra fusca und der Braunerde-Terra fusca wird unter natürlichen Verhältnissen immer von einem Bv-Horizont überlagert, der in der spätglazialen Hauptlage entwickelt ist. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen ca. 15 cm und max. ca. 35 cm. Dabei fällt auf, dass geringmächtige (ca. 1–2 dm), meist steinhaltige T-Horizonte ebenfalls nur dünne Hauptlagen tragen, die kaum 20 cm übersteigen, während skelettfreie und häufig auch etwas mächtigere Terra fusca-Horizonte von ebenfalls mächtigeren Hauptlagen überlagert werden. Vermutlich hatten die heute geringmächtigen Hauptlagen ursprünglich Kalksteingrus aufgearbeitet, der im Verlauf des Holozäns weggelöst wurde, wodurch es zu Volumenverlusten und damit zu einer Reduzierung der Mächtigkeit kam. Neben der natürlichen Substratgenese haben v. a. die Nutzungseingriffe des Menschen zu unterschiedlich mächtigen Hauptlagen und der darin entwickelten Bv-Horizonte geführt und nicht selten sogar ihre völlige Abtragung bewirkt.

## Halt 2: Schautafel zu den ehem. Bohnerzgruben auf dem Aufberg, Bedeutung und Geschichte des Bohnerzabbaus auf der Schwäbischen Alb.

### Bedeutung und Geschichte des Bohnerzabbaus auf der Schwäbischen Alb

Die alttertiären bis oberkreidezeitlichen ferrallitischen Böden entstammenden Bohnerze (von Erbsenbohnen) spielten lange Zeit eine wichtige Rolle für die regionale Wirtschaft in Südwestdeutschland. Neben den Doggererzen im Gebiet von Aalen waren die an vielen Stellen abgebauten und in zahlreichen Hochöfen verhütteten Bohnerze (Abb. 4) in früherer Zeit mit eingeschränkten Transportmöglichkeiten von großer Bedeutung für die Versorgung der Bevölkerung mit Eisenwaren und zur Herstellung von Waffen.



Abb. 4: Eisenerzvorkommen und ehem. Hüttenstandorte (aus BAYER 1988)

Die Geschichte der Bohnerzverhüttung reicht vermutlich bis in keltische Zeit zurück. Sicher belegt sind Bohnerzschmelzen für das ausgehende Hochmittelalter (ZILLENBILLER 1975). Nach der Zäsur des 30jährigen Kriegs kam der Bohnerzabbau zunächst zögerlich wieder in Gang, da viele Hochöfen zerstört waren und v. a. die kleineren Erzschnmelzen nur schleppend wieder aufgebaut wurden. Mit Beginn des 19. Jahrhunderts erfuhr der Bohnerzabbau einen starken Aufschwung und erreichte um etwa 1860 seinen Höhepunkt. Neue Hochöfen entstanden und an vielen Stellen wurde der zum Stillstand gekommene Bohnerzabbau wieder

aufgenommen. Entscheidend für diese Entwicklung waren neben politisch-territorialen Veränderungen (Reichdeputationshauptschluss 1803), die größere Absatzmärkte für die Eisenhütten und zugleich den Holzbezug in größeren Einzugsgebieten ermöglichten, der mit der einsetzenden Industrialisierung stark anwachsende Eisenbedarf. So hat um 1850 die Gesamtmenge des auf der Alb abgebauten Bohnerz ca. 12 000 t/Jahr betragen (BRÄUHÄUSER 1912), woraus etwa 3 500 t/Jahr Roheisen gewonnen wurden. Produktionseinbußen ergaben sich allerdings zunehmend durch den eingeschränkten Holznachschub aus den überbeanspruchten Wäldern. Ab Ende der 1860er Jahre setzte der Niedergang der Bohnerzverhüttung ein. Ausschlaggebend für diese Entwicklung waren das zu dieser Zeit nun weitgehend komplette Eisenbahnnetz und die Gründung des Deutschen Reichs 1871 mit dem Anschluss von Elsass-Lothringen. Die stark verbesserten Transportmöglichkeiten, das Wegfallen von Handelsbarrieren und ein reiches Angebot an lothringischen Erzen in Deutschland verschlechterten die Konkurrenzsituation für die relativ kleinen Erzschnmelzen der Schwäbischen Alb grundlegend, führten aber erst 1906 zum völligen Erliegen der Bohnerzverhüttung (BAYER 1988).

Der mittlere Eisengehalt der Bohnerze schwankt um 40 % (ca. 60 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), das Haupterzmineral ist dabei Goethit. Die Bohnerze liegen als kugelförmige, konzentrisch-schalig aufgebaute Konkretionen mit ein bis mehrere Millimeter Durchmesser vor, z. T. aber auch als Krustenbruchstücke, die im Einzelfall bis zu Faustgröße und mehr erreichen können und ihrerseits aus verbackenen Bohnerzkonkretionen bestehen. Die Größenordnung der abgebauten Lagerstätten war extrem unterschiedlich und reichte von schmalsten Karstschlottenfüllungen über tiefreichende, sich z. T. verzweigende Hohlraumsysteme, bis zu wannenförmigen Anreicherungen mit 80-100 m Durchmesser. Der Abbau der kleineren Vorkommen wurde sehr einfach durchgeführt. Der bohnerzführende Ton wurde abgegraben und mit Ochsenkarren zum nächsten Waschplatz gebracht. Vielfach war das die Arbeit für die Bauern während der Winterzeit. Größere und tief reichende Lagerstätten wurden hingegen auch ganzjährig im Untertagebau ausgebeutet. 10-15 m tiefe Schächte und bis 60 m abzweigende Seitenstollen waren dabei keine Seltenheit. Stellenweise wurden Schachttiefen bis 35 m erreicht (ZILLENBILLER 1975). Den größeren Abbauen war eine regelrechte Infrastruktur aus Transportunternehmen und Erzwäschern nachgeschaltet.

Lediglich auf der Ostalb fand die Bohnerzgewinnung in größerem bergbaulichem Maßstab statt. In den von den Hüttenwerken Königsbrunn und Wasseralfingen betriebenen ergiebigen Revieren um Nattheim und Oggenhausen sowie bei Michelfeld und Dorfmerkingen wurde

unter der Aufsicht von Erzmeistern ein intensiver Abbau durchgeführt. So waren beispielsweise noch in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis zu 60 festangestellte Bergleute in den Gruben bei Nattheim tätig.

### Halt 3: Steinbruch der Fa. Heinz in Willmandingen



Abb. 5: Verkarstete Bank- und Massenkalke aus dem Mittelkimmeridge (Weißjura  $\delta$ ) mit tiefreichenden von Rotlehm verfüllten Karstschlotten

## **Halt 4: Rendzina bei Trochtelfingen**

### **Standort**

Ort: R: 35 20 270, H: 53 55 525 (TK 7621 Trochtelfingen)

Höhe: 760 m NN

Relief: Konvexer Hang (27 % S)

Klima<sup>1)</sup>: Temperatur 6,0 °C , Niederschläge 796 mm

Nutzung: Ödland, Schafweide

### **Profilkennzeichnung**

Bodengenetische Einheit: Normrendzina (DBG)

Ausgangsgestein: Dolomitstein (Ober-Kimmeridgium, Weißjura ζ1)

Humusform: Typischer Mull

### **Profilaufbau**

Axh	0 – 14 cm	Schluffig-lehmiger Sand, schwach bis mittel grushaltig, bräunlichschwarz (10YR 2/2.5), sehr stark humos, sehr karbonatreich, Krümelgefüge, oben Wurzelfilz (0-3 cm), darunter stark durchwurzelt, schwach feucht
mCvn	– 100 cm	Dolomitstein, gelblichweiß, Baumwurzeln entlang von einzelnen mit Axh-Material und Dolomitsand verfüllten Klüften (1-2 dm breit und bis über 1m tief)

## Analysedaten

Nr.	Horizont	Tiefe cm	Skelett	Korngröße des Feinerde < 2 mm (Gew. %)								
			Vol. %	gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
01	Axh	0–14	c. 10	1.1	17.3	21.8	40.2	–	–	–	47.5	12.3

Nr.	Horizont	TRD g/cm <sup>3</sup>	GPV %	Wassergehalt (Vol. %) bei pF				Fe <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o</sub> mg/g	Al <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o/d</sub>	Mn <sub>o</sub> mg/g
				0.5	1.8	2.5	4.2					
01	Axh	0.87	67	43.6	39.8	38.4	21.9	12.79	1.06	1.63	0.08	0.75

Nr.	Horizont	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> %	Corg. %	N <sub>t</sub> mg/g	C/N	P <sub>(CAL)</sub> mg/kg	K <sub>(CAL)</sub> mg/kg

Nr.	Horizont	KAK <sub>pot</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	KAK <sub>eff</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	austauschbare Kationen (mmol <sub>c</sub> /kg)						BS %
				H+Al	Al	Ca	Mg	K	Na	
01	Axh	427	427	0.0	0.0	313.3	95.6	2.3	<1.0	100

## Erläuterung

Das Profil befindet sich auf einem stark anthropogen überprägten Dolomitstein-Rücken. Neben einzelnen undeutlichen niedrigen Stufen, die auf früheren Ackerbau hindeuten, fallen kleinere Gruben auf, in denen Dolomitsand abgegraben wurde, der v. a. im 19. Jahrhundert als Bau- und Fegesand gefragt war. Die heute vorliegende typische Rendzina hat sich vermutlich erst nach der Erosion von weiterentwickelten Übergangsformen zwischen Rendzina und Braunerde gebildet. Örtlich findet sich eine solche Braunerde-Rendzina mit schluffig-tonigem Oberboden in den bewaldeten Bereichen der Umgebung. Für die Abtragung solcher Übergangsformen zwischen Rendzina und Braunerde spricht auch die kolluviale Füllung des angrenzenden Trockentälchens:

0 – 12 cm	Ah	Mittel schluffiger Ton, schwach grushaltig (Dolomitstein), dunkelbraungrau (10YR 3/2), stark humos, sehr karbonatarm, Krümelgefüge, mittel feucht
– 42 cm	M1	Mittel schluffiger Ton, schwach grushaltig (Dolomitstein), graubraun (10YR 4/3), mittel humos, sehr karbonatarm, Subpolyeder- bis Polyedergefüge, mittel feucht
– 78 cm	M2	Mittel schluffiger Ton, mittel grushaltig (Dolomitstein), dunkelgraubraun (10YR 4/2), mittel humos, sehr karbonatarm, Subpolyeder- bis Polyedergefüge, mittel feucht
– 110 cm	IIT	Schwach schluffiger Ton, schwach grushaltig, rötlichbraun (7.5YR 4.5/6), karbonatfrei, Kohärentgefüge, mittel feucht

Die vorliegende Rendzina zeichnet sich durch eine kräftige Akkumulation von organischer Substanz aus (ca. 9 kg  $C_{org}/m^2$ ) sowie durch eine hohe biologische Aktivität, die im Krümel- bis Schwammgefüge des Ah-Horizonts zum Ausdruck kommt. Die nutzbare Feldkapazität beträgt sehr geringe 25 l/m<sup>2</sup>, wobei dieser ungünstige Bodenkennwert durch das kühle Klima mit einer niedrigen Evapotranspiration relativiert wird.

## Halt 5: Braunerde über Terra fusca bei Kettenacker

### Standort

Ort: R: 35 22 075, H: 53 44 300 (TK 7721 Gammertingen)

Höhe: 772 m NN

Relief: Gestreckter Flachhang (7 % WSW)

Klima<sup>1)</sup>: Temperatur 6,0 °, Niederschläge 796 mm

Nutzung: Buchenwald

### Profilkennzeichnung

Bodengenetische Einheit: Flache Braunerde über Terra fusca (DBG)  
Lessivierte Braunerde-Terra fusca (Ba-Wü)

Ausgangsgestein: Hauptlage über Fließerde aus Residualton auf  
Kalkstein (Ober-Kimmeridgium, Weißjura ζ1)

Waldhumusform: Typischer Mull

### Profilaufbau

Ah	0 – 5 cm	Mittel schluffiger Ton, dunkelgraubraun (10YR 3/2.5), sehr stark humos, Krümelgefüge, stark durchwurzelt, mittel feucht
Al-Bv	– 29 cm	Mittel schluffiger Ton, hellbraun (10YR 5/4), schwach humos, feines Subpolyedergefüge, Regenwurmgänge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
IIBt-T	– 54 cm	Ton, sehr schwach bis schwach grushaltig (Kalkstein), unteres Horizontdrittel mit hohem Steingehalt, einzelne Bohnerzkügelchen, leuchtend rötlichbraun (7.5YR 5/6), Polyedergefüge, schwache Tonkutane, Regenwurmgänge, mittel durchwurzelt, mittel feucht, stellenweise Quarzsandlinsen an der Horizontbasis
III mCv	– 80 cm	Mittel toniger Lehm, sehr stark steinhaltig, hellgelbbraun (10YR 6/6), sehr karbonatreich, Kohärentgefüge, schwach durchwurzelt, mittel feucht, taschenförmige Horizontuntergrenze
mCvn	– 110 cm	Kalkstein, weißlich

## Analysedaten

Nr.	Horizont	Tiefe cm	Skelett Vol. %	Korngröße der Feinerde < 2 mm (Gew. %)								
				gS	mS	fS	ΣS	fU	mU	gU	ΣU	Ton
01	Ah	0-5	<1	1.4	2.4	1.8	5.6	-	-	-	61.1	33.3
02	Al-Bv	-29	<1	1.0	1.6	1.5	4.1	-	-	-	64.2	31.7
03	IIBt-T	-54	<1	1.5	3.7	1.6	6.8	-	-	-	22.7	70.5
04	IIICv	-80	70	2.0	2.1	22.1	26.2	-	-	-	37.2	36.6

Nr.	Horizont	TRD g/cm <sup>3</sup>	GPV %	Wassergehalt (Vol. %) bei pF				Fe <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o</sub> mg/g	Al <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o/d</sub>	Mn <sub>o</sub> mg/g
				0.5	1.8	2.5	4.2					
01	Ah	0.72	73	55.3	44.2	40.1	23.7	20.37	5.64	2.46	0.27	1.36
02	Al-Bv	1.39	47	38.6	34.7	32.3	24.8	19.95	4.14	2.40	0.21	0.95
03	IIBt-T	1.31	51	47.7	46.3	45.8	39.5	36.68	2.05	4.45	0.06	1.09
04	IIICv	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20.03	0.78	1.57	0.04	0.79

Nr.	Horizont	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	Ca CO <sub>3</sub> %	Corg. %	N <sub>t</sub> mg/g	C/N	P <sub>(CAL)</sub> mg/kg	K <sub>(CAL)</sub> mg/kg
02	Al-Bv	5.2	4.3	0.0	0.9	0.8	12.3	5	17
03	IIBt-T	6.2	5.7	0.0	0.8	0.8	9.8	4	58
04	IIICv	7.8	7.3	46.1	0.6	0.4	15.7	n.a.	n.a.

Nr.	Horizont	KAK <sub>pot</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	KAK <sub>eff</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	austauschbare Kationen (mmol <sub>c</sub> /kg)						BS %
				H+Al	Al	Ca	Mg	K	Na	
01	Ah	316	192	<1.1	<0.1	166.0	16.8	4.6	0.7	98
02	Al-Bv	158	105	29.3	27.9	67.4	4.4	2.1	0.5	71
03	IIBt-T	374	331	<1.1	<0.1	311.3	10.9	7.1	1.3	100
04	IIICv	290	290	0.0	0.0	279.2	4.9	5.2	<1.0	100

Nr.	Horizont	verwitterbare Reserven mg/g				Schichtsilikate (< 2 μm) %							
		Ca <sub>v</sub>	Mg <sub>v</sub>	K <sub>v</sub>	P <sub>v</sub>	Ka	Ha	Illit	I/Ve	Sm	Ve	chl.S	Chl
01	Ah	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
02	Al-Bv	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	24	-	6	13	7	50	-	-
03	IIBt-T	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	26	-	7	14	8	45	-	-
04	IIICv	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.

Nr.	Horizont	Gesamtgehalte %											
		Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub>	Ca <sub>t</sub>	Mg <sub>t</sub>	K <sub>t</sub>	Na <sub>t</sub>	P <sub>t</sub>	Ti <sub>t</sub>	Mn <sub>t</sub>	Zr <sub>t</sub>	Ti/Zr
01	Ah	33.25	6.83	3.30	0.85	0.67	1.29	0.53	0.10	0.71	0.20	0.04	16.2
02	Al-Bv	35.19	7.75	3.30	0.41	0.72	1.32	0.62	0.06	0.75	0.12	0.05	16.0
03	IIBt-T	26.21	12.61	7.21	1.12	1.07	1.45	0.11	0.08	0.67	0.16	0.03	27.0
04	IIICv	15.70	6.50	5.39	-	1.29	1.26	0.00	0.01	0.28	0.15	0.01	33.6

## **Erläuterung**

Das Profil ist geologisch deutlich geschichtet (U/T, Ti/Zr) und gliedert sich in die schluffige Hauptlage und eine unterlagernde Fließerde aus überwiegend Residualton der Karbonatgesteinsverwitterung. Im vorliegenden Profil ist der Tongehalt mit ca. 70 % vergleichsweise hoch und die anzunehmende äolische Beimengung nur gering, weshalb hier eine Kennzeichnung als Basislage möglich erscheint, die sonst aufgrund deutlicherer Fremddanteile z. T. schwer fällt. Einzelne Bohnerzkonkretionen und Quarzsandlinsen an der Basis der Fließerde deuten auf die Beteiligung älteren Bodenmaterials hin, das vermutlich von weiter oberhalb auftretenden Karstschlotten solifluidal über die Hänge verbreitet wurde. Während der Einfluss der holozänen Pedogenese auf den Terra fusca-Horizont als sehr gering zu veranschlagen ist, wurde die mit äolischem Material angereicherte Hauptlage durch eine Braunerde überprägt. Zusätzlich hat schwache Tonverlagerung aus dem schluffigen Oberboden in den Terra fusca-Horizont stattgefunden, die jedoch keine entscheidende Horizont differenzierende Wirkung hatte.

Der in der Residualton-Fließerde entwickelte Terra fusca-Horizont zeigt die typische gute Aggregation mit polyedrischem Gefüge, die eine gute natürliche Dränung bedingt. Dies ist auch der Grund dafür, dass das Profil trotz des ausgeprägten Körnungssprungs zwischen dem Bv-Horizont in der schluffigen Hauptlage und dem tonigen Unterboden praktisch keine hydromorphen Merkmale aufweist.

In forschungsgeschichtlicher Hinsicht hat sich die Deutung solcher Profile seit den 1950er Jahren stark verändert. Während WERNER (1958), wohl beeinflusst durch das zu jener Zeit sich ausbreitende bodengenetiche Konzept der Parabraunerde, die Lessivierung als Hauptursache für die Horizontdifferenzierung sieht, stellen HEMME (1979) und SCHOLZ (1969) bereits die geologische Schichtigkeit in den Vordergrund und messen der Lessivierung nur untergeordnete Bedeutung zu.

## **Halt 6: Bohnerzton bei Friedingen, Braunerde über Terra fusca**

### **Standort**

Ort: R: 35 26 650, H: 53 36 750 (TK 7822 Riedlingen)

Höhe: 713 m NN

Relief: Ebener Scheitelbereich

Klima<sup>1)</sup>: Temperatur 6,0 °, Niederschläge 796 mm

Nutzung: Buchenwald

### **Profilkennzeichnung**

Bodengenetische Einheit: Mittlere Braunerde über pseudovergleyter Braunerde-Terra fusca (DBG)

Lessivierte Terra fusca-Braunerde (Ba-Wü)

Ausgangsgestein: Hauptlage über Bohnerzton

Waldhumusform: Moderartiger Mull (Buchenwald)

<sup>1)</sup> Daten des deutschen Wetterdienstes 1931–1960; mittlere Jahrestemperatur Station Pfronstetten (740 m NN), mittlere Jahresniederschläge Station Trochtelfingen (700 m NN)

## Profilaufbau

Ah	0 – 4 cm	Mittel schluffiger Ton, dunkelbraungrau (10YR 4/2), sehr stark humos, Krümelgefüge, stark durchwurzelt, mittel feucht
Al-Bv	– 33 cm	Schluffiger Lehm, sehr schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), hellgelbbraun (10YR 6/6), Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
IIBvt-T	– 60 cm	Schwach schluffiger Ton, schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), gelbbraun (10YR 5/8), Polyedergefüge, schwache Tonkutane, schwach durchwurzelt, mittel feucht
Bv-T	– 87 cm	Schwach schluffiger Ton, schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), gelbbraun (10YR 5.5/7), Subpolyedergefüge, schwach durchwurzelt, mittel feucht
Sdw- Bv-T1	– 120 cm	Schwach schluffiger Ton, schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), leuchtend gelbbraun (10YR 6/6), Kohärent- bis Subpolyedergefüge, Bleichflecken, Mangantapeten und –konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht
Sdw-Bv-T2	– 155 cm	Schwach schluffiger Ton, schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), leuchtend gelbbraun, (10YR 6/6), Kohärent- bis Subpolyedergefüge, Bleichflecken, Mangantapeten und –konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht
Sdw-Bv-T3	– 172 cm	Schwach schluffiger Ton, schwach feingrushaltig (Bohnerz-Konkretionen), leuchtend gelbbraun, (10YR 6/6), Kohärent- bis Subpolyedergefüge, Bleichflecken, Mangantapeten und –konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht, Bohnerzlage (Grobsand bis Mittelgrus) an Horizontbasis
IIISd-T	– 210 cm	Ton, steinhaltig (Kalkstein), leuchtend bräunlichgelb / hellgrau gefleckt (10YR 6/8, 5Y 7/1 u. 8/1), Kohärentgefüge, Mangantapeten und –konkretionen, sehr schwach durchwurzelt, mittel feucht

## Analysedaten

Nr.	Horizont	Tiefe cm	Skelett Vol. %	Korngröße der Feinerde < 2 mm (Gew. %)								
				gS	mS	fS	ΣS	gU	mU	fU	ΣU	T
01	Ah	0-5	1	3.9	1.2	1.8	6.9	-	-	-	59.4	31.7
02	Al-Bv	-37	2	3.7	1.7	2.0	7.4	-	-	-	64.9	27.7
03	IIBvt-T	-65	2	3.0	1.4	1.9	6.3	-	-	-	37.9	55.8
04	S-Bv-T1	-90	2	2.3	1.7	2.5	6.5	-	-	-	33.3	58.2
05	S-Bv-T2	-120	2	4.5	1.7	2.8	9.0	-	-	-	34.7	56.3
06	S-Bv-T3	-155	2	0.9	1.0	2.2	4.1	-	-	-	37.3	58.6
07	S-Bv-T4	-172	2	1.5	1.8	2.7	6.0	-	-	-	37.9	56.1
08	IIISd-T	>210	30	0.5	1.0	1.7	3.2	-	-	-	17.5	79.3

Nr.	Horizont	TRD g/cm <sup>3</sup>	GPV %	Wassergehalt (Vol. %) bei pF				Fe <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o</sub> mg/g	Al <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o/d</sub>	Mn <sub>o</sub> mg/g
				0.3	1.8	2.5	4.2					
01	Ah	0.92	65	65.3	44.9	39.3	19.7	19.82	3.53	2.17	0.18	0.93
02	Al-Bv	1.39	48	47.5	37.1	35.4	24.7	21.06	2.07	2.20	0.10	0.90
03	IIBvt-T	1.44	46	45.6	45.2	44.7	29.7	35.15	1.45	4.03	0.04	0.52
04	S-Bv-T1	1.55	41	41.0	40.3	39.8	33.6	36.23	1.49	4.13	0.04	0.94
05	S-Bv-T2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	38.67	1.63	4.47	0.04	0.98
06	S-Bv-T3	1.52	43	43.4	40.6	37.8	32.2	34.47	1.61	3.94	0.05	1.38
07	S-Bv-T4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	40.25	1.46	3.76	0.04	2.58
08	IIISd-T	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	47.08	0.66	4.15	0.01	0.97

Nr.	Horizont	pH (H <sub>2</sub> O)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	C Carb. %	Corg. %	N <sub>t</sub> mg/g	C/N	P <sub>(CAL)</sub> mg/kg	K <sub>(CAL)</sub> mg/kg
02	Al-Bv	4.2	3.7	0.0	0.9	0.9	10.2	5	8
03	IIBvt-T	4.7	4.0	0.0	0.7	0.6	10.9	4	16
04	S-Bv-T1	4.8	4.2	0.0	0.5	0.5	-	4	17
05	S-Bv-T2	5.3	4.5	0.0	0.4	0.4	-	4	42
06	S-Bv-T3	5.8	4.9	0.0	0.3	0.3	-	4	41
07	S-Bv-T4	6.1	5.5	0.0	0.3	0.3	-	4	42
08	IIISd-T	6.8	6.6	0.0	0.1	<0.2	-	4	67

Nr.	Horizont	KAK <sub>pot</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	KAK <sub>eff</sub> mmol <sub>c</sub> /kg	austauschbare Kationen (mmol <sub>c</sub> /kg)						BS %
				H+Al	Al	Ca	Mg	K	Na	
01	Ah	265	127	29.3	27.5	64.5	4.5	2.2	0.0	56
02	Al-Bv	139	79	59.3	57.9	6.7	0.7	0.7	0.0	10
03	IIBvt-T	273	170	36.8	35.4	110.9	15.2	3.3	0.0	76
04	S-Bv-T1	296	178	25.0	23.6	133.2	12.0	3.8	0.0	83
05	S-Bv-T2	280	211	<5.8	4.8	179.3	21.3	4.0	1.0	98
06	S-Bv-T3	286	244	<1.1	<0.1	217.4	20.7	4.7	1.4	100
07	S-Bv-T4	281	265	<1.1	<0.1	238	20.1	5.1	1.6	100
08	IIISd-T	320	318	<1.1	<0.1	286.7	23.9	6.3	1.4	100

Nr.	Horiz.	verwitterbare Reserven mg/g				Schichtsilikate (< 2 µm) %							
		Ca <sub>v</sub>	Mg <sub>v</sub>	K <sub>v</sub>	P <sub>v</sub>	Ka	Ha	Illit	I/Ve	Sm	Ve	chl.S	Chl
05	S-Bv-T2	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	29	–	10	14	11	–	–	–
07	S-Bv-T4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	32	–	6	15	12	–	–	–
08	IIISd-T	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	44	–	4	14I/S	38	–	–	–

Nr.	Horiz.	Gesamtgehalte											
		Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub>	Ca <sub>t</sub>	Mg <sub>t</sub>	K <sub>t</sub>	Na <sub>t</sub>	P <sub>t</sub>	Ti <sub>t</sub>	Mn <sub>t</sub>	Zr	Ti/Zr
05	S-Bv-T2	28.53	10.96	6.73	0.76	0.78	1.40	0.18	0.10	0.90	0.18	0.04	24.1
07	S-Bv-T4	27.66	10.67	7.61	0.82	0.72	1.28	0.16	0.10	0.99	0.33	0.04	24.5
08	IIISd-T	24.32	13.27	8.84	1.07	0.79	0.88	0.01	0.10	0.66	0.15	0.02	33.6

## Erläuterung

Das Substrat besteht größtenteils aus einem gelbbraunen, eisenschüssigen, tonigen Material in das diffus verteilt Bohnerze eingelagert sind, die meist als wenige Millimeter große Konkretionen, z. T. aber auch auch als größere Krustenbruchstücke vorliegen. Stellenweise enthaltene lagen- und linsenförmige Bohnerzanreicherungen, selten auftretende rote Schlieren sowie eine schluffige Komponente im Feinboden weisen deutlich auf den Umlagerungscharakter des Materials hin, bei dem es sich größtenteils um ein Bodensediment handelt. Die immer wieder in den Bohnerztonen festgestellte starke Verwitterung von Quarzen (BORGER 1990, 2000) sowie die Bildung von Kaolinit und teilweise von Gibbsit (KALLIS 2001, KUHN 1990, SEEGER 1963) deuten auf extrem stark verwitterte ferrallitische Böden der alttertiären bis kreidezeitlichen Rumpffläche als Lieferanten hin. Die Bohnerze selbst wurden im Grundwasserschwankungsbereich der vermutlich sehr tiefgründig verwitterten Böden gebildet. Die Abtragung der Ferrallite und ihre Umlagerung in Tiefpositionen hat noch im Alttertiär stattgefunden. Aus den sekundären Lagerstätten fanden nachfolgend weitere Umlagerungen statt, wie die aufgrund von Fossilfunden datierten Schlottenfüllungen zeigen, die vom Miozän bis ins Pliozän reichen (DEHM 1961). Durch die Umlagerungen wurde das ferrallitische Bodenmaterial mit anderen geologischen Substraten vermengt, sodass die heute vorliegenden Bodensedimente nicht mehr die klassifikatorischen Anforderungen an Ferrallite erfüllen (KALLIS 2001). Die Bohnerztonen werden häufig mit roten Bodenfarben ( $\leq 5YR$ ) in Verbindung gebracht. Tatsächlich sind jedoch (leuchtend-)gelbbraune Farben (10YR 5-7/6-8), wie im vorliegenden Profil Friedingen, weitverbreitet (vgl KUHN 1991).

Die Basis des Bohnerztons bildet hier in einer Tiefe von ca. 170 cm u. Fl. eine bis zu 8 cm mächtige Lage aus Bohnerzkonkretionen und Krustenbruchstücken, die eine deutliche Diskordanz markiert. Im Liegenden folgt ein hellgrau / leuchtend bräunlichgelb gefleckter, hochreiner Residualton mit einem Tongehalt von ca. 80 %, welcher der verkarsteten Oberfläche der Bankkalken des Weißjura  $\zeta$  aufsitzt. Gegenüber dem hangenden Bohnerzton zeichnet er sich durch einen deutlich höheren Kaolinitanteil aus, bei gleichzeitig niedrigeren Si- und höheren Fe- und Al-Gehalten. Da eindeutige Umlagerungsmerkmale fehlen handelt es sich bei diesem hochreinen Residualton u. U. um den autochthonen Rest einer tertiären Bodenbildung.

Der hohe Tongehalt an der Basis führte jahreszeitlich zu einem Wasseraufstau im überlagernden Bohnerzton. Die durch den zeitweiligen Luftmangel hervorgerufene Ausbildung von redoximorphen Merkmalen reicht bis etwa 65 cm u. Fl.. Auffällig sind v. a. Mangantapeten und -konkretionen sowie die Manganumkrustung von Bohnerzen im Bereich von dünnen Lagen mit besserer Wasserwegsamkeit. Zur Geländeoberfläche hin wird der Bohnerzton von einer 35 cm mächtigen Hauptlage bedeckt, die als schluffiger Lehm deutlich äolisch beeinflusst ist. Die holozäne Braunerdegenese in der Hauptlage und untergeordnete Tonverlagerung aus ihr in den oberen, polyedrisch aggregierten Abschnitt des Bohnerztons führen zur Kennzeichnung des Oberflächenbodens als lessivierte Terra fusca-Braunerde.

## Literatur

- BAYER, H.-J. (1988): Zur früheren Eisenerzgewinnung auf der Schwäbischen Alb. – Bl. Schwäb. Albver., H. 3/4: 200–207..
- BLEICH, K. E. (1994): Paläoböden der Schwäbischen Alb als Zeugen der Relief- und Klimaentwicklung ? – Z. Geomorph. N.F., 38: 13–32.
- BLEICH, K. E. & KUHN, K. (1990): Bodenrelikte in Beziehung zu alten Landoberflächen der Schwäbischen Alb (SW-Deutschland). – Tübinger geogr. Schr., 105: 123–160.
- BORGER, H. (1990): Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb). – Kölner geogr. Arb., 52: 209 S.
- (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment. Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. – Relief, Boden, Paläoklima, 5: 243 S.
- BRÄUHÄUSER, M. (1912): Die Bodenschätze Württembergs. – 331 S. Stuttgart.
- BÜDEL, J. (1951): Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen, seine Stellung in der klimatischen Schichtstufen- und Karstentwicklung. – Erdkde., 5: 167–170.
- DEHM, R. (1961): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebiets. – Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 1: 27–72.
- DONGUS, H. J. (1977): Die Oberflächenformen der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes. – Marburger geogr. Schr., 72: 486 S.
- EICHLER, J. (1961): Mineralogische und geologische Untersuchungen von Bohnerzen in Baden-Württemberg, besonders der Vorkommen bei Liptingen, Kreis Stockach. – N. Jb. Miner. Abh., 97: 51–111.
- EBERLE, J. & EITEL, B., BLÜMEL, W. D. & WITTMANN, P. (2007): Deutschlands Süden – vom Erdmittelalter zur Gegenwart. – 188 S.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. – 482 S.
- HEMME, H. (1970): Die Stellung der lessivierten Terra fusca in der Bodengesellschaft der Schwäbischen Alb. – Diss. Univ. Stuttgart: 77 S.
- KALLIS, P. (2001): Tertiäre Bodenbildungen am nördlichen Rand des südwestdeutschen Molassebeckens (Schwäbische Ostalb). – Hohenheimer bodenkdl. H., 60: 281 S.
- KÖSEL, M (1986): Periglaziale Deckschichten und typische Relief- und Bodenabfolgen im Bereich der Baar. – Dipl. Arb. Univ. Tübingen, 93 S. (unveröff.).

- (2004): 7421 Metzingen. – Karte und Erläuterungen. – Bodenkt. Baden-Württ. 1 : 25 000: 164 S.
- KUHN, K. (1991): Paläoböden auf der Schwäbischen Alb – Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte und zum Verständnis des heutigen Bodenmusters. – Diss. Univ. Stuttgart: 134 S.
- KUPPELS, I. (1981): Die Karstspalten der Schwäbischen Alb als Leitformen der Morphogenese. Kölner geogr. Arb., 39: 221 S.
- MAILÄNDER, S. & EBERLE, J. & BLÜMEL, W. D. (2005): Kulturlandschaftswandel auf der östlichen Schwäbischen Alb seit Beginn des 19. Jahrhunderts: Ausmaß, Ursachen, Auswirkungen. – Die Erde, 135: 175–204.
- NEUMANN, U. (1999): Der miozäne Intraplatten-Vulkanismus des Uracher Vulkangebiets (Exkursion F am 8. April 1999). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 81: 77–86.
- PFEFFER, K.-H. (2004): Zur Bodengeographie der Schwäbischen Alb – eine Bilanz aus Literatur- und Geländebefunden. – In: KÖSEL (Hrsg.): Beiträge zur Geomorphologie, Bodengeographie und Quartärforschung (Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. E. BIBUS). – Tübinger geowiss. Arb., D10: 73–93.
- SCHOLZ, G. (1969): Die Schlufflehme der Mittleren Schwäbischen Alb. – Aufbau, Entstehung, ihre Bienenbildung und Verzahnung mit dem Albkörper. – Arb. Geol.-pal. Inst. Univ. Stuttgart, N. F., 60: 202 S.
- SEEGER, M. (1963): Fossile Verwitterungsbildungen auf der Schwäbischen Alb. – Ein Beitrag zur Kenntnis der roten Bolus-Tone. – Jh. Geol. L.-Amt Baden-Württ., 6: 421–459.
- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. – 199 S.
- WERNER, J. (1958): Zur Kenntnis der Braunen Karbonatböden (Terra fusca) auf der Schwäbischen Alb. – Arb. Geol.-pal. Inst. Univ. Stuttgart, N. F., 16: 1–93.
- ZILLENBILLER, E. (1975): Bohnerzgewinnung auf der Schwäbischen Alb. – 50 S. (Eigenverlag).

## Teilnehmerliste AKPp 2008 Tübingen

<b>Baumann</b>	Frank	Tübingen
<b>Beck</b>	Nordwin	Koblenz
<b>Beckmann</b>	Thomas	Schwülper
<b>Bibus</b>	Erhard	Tübingen
<b>Boerma</b>	Jan	Leusden, Niederlande
<b>Bronger</b>	Arnt	Heikendorf
<b>Brosche</b>	Karl	Berlin
<b>Buggle</b>	Björn	Bayreuth
<b>Eberhardt</b>	Einar	Hannover
<b>Felix-Henningsen</b>	Peter	Gießen
<b>Foerst</b>	Markus	Tübingen
<b>Glaser</b>	Bruno	Bayreuth
<b>Glaser</b>	Irina	Bayreuth
<b>Grunert</b>	Jörg	Mainz
<b>Helbig</b>	Henrik	Halle
<b>Hilgers</b>	Alexandra	Köln
<b>Hofer</b>	Ingo	Wien
<b>Hoselmann</b>	Christian	Wiesbaden
<b>Javurová</b>	Iva	Wien
<b>Kadereit</b>	Annette	Heidelberg
<b>Kaiser</b>	Knut	Marburg
<b>Kösel</b>	Michael	Freiburg
<b>Köttritsch</b>	Eva	Wien
<b>Kühn</b>	Peter	Tübingen
<b>Kunz</b>	Axel	Runkel
<b>Meszner</b>	Sascha	Dresden
<b>Müller</b>	Susann	Frankfurt
<b>Nicolay</b>	Alexander	
<b>Ottner</b>	Franz	Wien
<b>Peticzka</b>	Robert	Wien
<b>Poetsch</b>	Thomas	Hamburg
<b>Roeschmann</b>	Günter	Warendorf
<b>Sauer</b>	Daniela	Hohenheim
<b>Scholten</b>	Thomas	Tübingen
<b>Semmel</b>	Arno	Hofheim
<b>Skowronek</b>	Armin	Bonn
<b>Strunk</b>	Horst	Regensburg
<b>Terhorst</b>	Birgit	Wien
<b>Thiemeyer</b>	Heinrich	Frankfurt
<b>Weicken</b>	Hans-Michael	Saarland
<b>Weidenfeller</b>	Michael	Mainz
<b>Yerke</b>	Thöne	Karben
<b>Zech</b>	Michael	Bayreuth
<b>Zech</b>	Wolfgang	Bayreuth