

# **Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen und als Bestandteile des Solums rezenter Oberflächenböden**

Beispiele aus dem Grenzbereich  
von Schichtstufenlandschaft und Alpenvorland  
(Südrand Schwäbische Alb, Donautal, nördliche Iller-Riß-Platte)

MICHAEL KÖSEL



Exkursionsführer zur 35. Jahrestagung der AG Paläopedologie (AG<sub>PP</sub>)  
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft  
vom 5. – 7. Mai 2016 in Langenau (Baden-Württemberg)



## Impressum

Herausgeber: Regierungspräsidium Freiburg  
Abt. 9: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB)  
Albertstraße 5, D-79104 Freiburg i. Br.  
Telefon: (0761) 208-3000 (Zentrale) bzw. -3022 (Vertrieb),  
Fax Poststelle: (0761) 208-3029  
E-Mail: [abteilung9@rpf.bwl.de](mailto:abteilung9@rpf.bwl.de) bzw. [vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de](mailto:vertrieb-lgrb@rpf.bwl.de)  
<http://www.lgrb-bw.de> bzw. <http://rp.baden-wuerttemberg.de/rpf/Abt9>

Bearbeiter: Michael Kösel

Bearbeitungsstand: Mai 2016

© Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt.

Titelbild: Aufschluss Humlangen im Herbst 2015,  
Löss- und Lösslehmdeckschichten über verwittertem Älterem Deckenschotter.

# **Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen und als Bestandteile des Solums rezenter Oberflächenböden**

**Beispiele aus dem Grenzbereich von Schichtstufen-  
landschaft und Alpenvorland (Südrand Schwäbische  
Alb, Donautal, nördliche Iller-Riß-Platte)**

Bearbeiter:

MICHAEL KÖSEL

Regierungspräsidium Freiburg – Abteilung 9:  
Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (RPF-LGRB)

Exkursionsführer zur 35. Jahrestagung der AG Paläopedologie (AG<sub>PP</sub>)  
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft  
vom 5. – 7. Mai 2016 in Langenau (Baden-Württemberg)

LGRB-Fachbericht	<b>2016/1</b>	63 S.	19 Abb.	16 Fot.	6 Tab.	Freiburg i. Br., Mai 2016
------------------	---------------	-------	---------	---------	--------	------------------------------

Inhalt	Seite	
<b>1</b>	<b>Einführung und Vorwort</b>	<b>3</b>
<b>2</b>	<b>Landschaftsentwicklung</b>	<b>7</b>
2.1	Ältere Landschaftsentwicklung	7
2.2	Jüngere Landschaftsentwicklung	10
2.2.1	Alpenvorland, Iller-Riß-Platte	10
2.2.2	Südrand Schwäbische Alb, Donautal	11
<b>3</b>	<b>Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen</b>	<b>15</b>
3.1	Die Terrassentreppe der nördlichen Iller-Riß-Platte	15
3.1.1	Halt H: Älterer Deckenschotter, Aufschluss Hüttisheim-Humlangen	17
3.1.2	Jüngerer Deckenschotter: Kieswerke Koch, östlich von Laupheim	22
3.1.3	Obere Hochterrasse: Das Boden- und Deckschichtenprofil in der ehem. Kiesgrube der Fa. Röhm südlich von Baltringen	25
3.1.4	Halt B: Untere Hochterrasse, Aufschluss Kgr. Hecht, nördlich von Baltringen	29
<b>4</b>	<b>Paläoböden als Bestandteile des Solums rezenter Oberflächenböden</b>	<b>32</b>
4.1	Bodenprofil 1: Parabraunerde aus mehrschichtigem Lösslehm	33
4.2	Bodenprofil 2: Parabraunerde-Tschernosem aus Schwemmlöss	37
4.3	Bodenprofil 3: Pseudogley aus Auenlehm über Stillwasserton	41
4.4	Bodenprofil 4: Parabraunerde aus periglazialen Umlagerungsbildungen über reliktscher Braunerde	49
4.5	Bodenprofil 5: Braunerde über Terra fusca aus äolisch geprägter Fließerde über Residualton	52
4.6	Bodenprofil 6: Flache Braunerde über Fersiallit-Pseudogley	55
	Literatur	58
	Methoden	60
	Abbildungen	61
	Fotos	62
	Tabellen	63

# 1 Einführung und Vorwort

Böden bilden sich im Lauf der Zeit unter dem Einfluss der Atmosphären durch bodenbildende Prozesse aus den im Relief am jeweiligen Standort vorkommenden Ausgangssubstraten. Als modifizierender Faktor tritt in der jüngsten Erdgeschichte häufig der wirtschaftende Mensch hinzu, der durch seine Tätigkeit und die von ihm induzierten geomorphologischen Prozesse Einfluss auf die Bodenausbildung nimmt sowie er in Akkumulationsbereichen die Formung neuer bodenbildender Substrate bewirkt hat. Dem Lehrbuch entsprechend spiegelt die heute in Mitteleuropa vorliegende Bodendecke, wenn man von den Landschaftsbereichen mit starker anthropogener Prägung absieht, im Großen und Ganzen eine kontinuierliche Pedogenese wider, die von initialen Stadien der Bodenentwicklung zum Beginn der holozänen Warmzeit vor gut 10.000 Jahren bis zu den heute im Idealfall vorliegenden Klimaxböden geführt hat. Dabei wird übersehen, dass dieses pedogenetische Konzept uneingeschränkt nur für die klassischen, jungen Aufschüttungslandschaften der letzten Kalt- bzw. Eiszeit gilt sowie für exponiertere Mittelgebirgsbereiche mit vorherrschender Erosion der präholozänen Böden. In anderen Landschaften haben sich stellenweise und manchmal auch größerflächig Reste älterer Böden erhalten, die teilweise in das Solum der rezenten Oberflächenböden einbezogen wurden.

Als Beispiele für junge Aufschüttungslandschaften, deren Böden im Holozän aus frischen Ausgangssubstraten entstanden, können die zentralen Lössbecken Mitteleuropas mit der Aufwehung von mächtigem jungem Löss während des Hochwürms sowie die Jungmoränenlandschaften des Alpenvorlands aufgeführt werden, in denen es etwa zur gleichen Zeit, vor etwa 20.000 Jahren, zu einem weitreichenden Eisvorstoß kam, der frische kalkreiche Sedimente hinterließ. Schon etwas weiter nördlich, in den anschließenden Altmoränengebieten, sind die vorkommenden Oberflächenböden und das Bodenmuster häufig nur mit einer paläopedologischen Deutung interpretierbar, da sich hier häufig noch Reste des letztinterglazialen Bodens im oberflächennahen Untergrund finden (KÖSEL 1996). Ein anderes Beispiel für einen Bodenlandschaftstyp mit einer z. T. starken Prägung der Oberflächenböden durch Paläobodenmaterial stellen die Karbonatgesteinslandschaften dar, bei denen selbst in exponierten Bereichen Residualmaterial aus älteren Verwitterungsphasen in den Ausgangssubstraten der Böden enthalten sein kann.

Neben der Deutung von Paläoböden als Bestandteile des Solums heutiger Oberflächenböden und ihre Einordnung innerhalb einer komplexen Substrat- und Bodengenese, stehen in der Paläopedologie typischerweise Fragen der stratigraphischen und der palökologischen Forschung im Vordergrund. In geologischen Sequenzen enthaltene Paläoböden erlauben dabei Rückschlüsse auf das Alter der Sedimente und unterlagernder geologischer Körper sowie auf die Umweltbedingungen, die zu ihrer Bildung führten.

Die Exkursionen der Jahrestagung 2016 widmen sich beiden umrissenen Aspekten der Paläopedologie. Sie finden nicht in einem einheitlichen Landschaftsraum statt, sondern bewegen sich im Übergangsbereich zwischen Südwestdeutscher Schichtstufenlandschaft und dem nördlichen Alpenvorland, mit dem Donautal als

Schnittstelle (Abb. 1). Der Tagungsort selbst liegt am Nordwestrand des Donaurieds, welches sich als ausgedehnte Feuchtniederung östlich von Ulm über eine große Strecke flussabwärts erstreckt, und bietet für das Exkursionsprogramm einen zentralen Ausgangspunkt.



*Foto 1: Langenau am Nordwestrand des Donaurieds; im rechten Hintergrund die Ulmer Alb mit Kloster Oberelchingen, im Hintergrund ganz links Terrassen der Iller-Riß-Platte.*

Die Vormittagsexkursion am 6.5. führt in ein klassisches Gebiet der Quartärforschung im Alpenvorland. In der nördlichen Iller-Riß-Platte werden einzelne Elemente der an den Außenrand der älteren Moränen anschließenden Treppe aus (glazi-)fluviatilen Terrassen mit ihren Löss-Deckschichten vorgeführt (Aufschluss H und B).

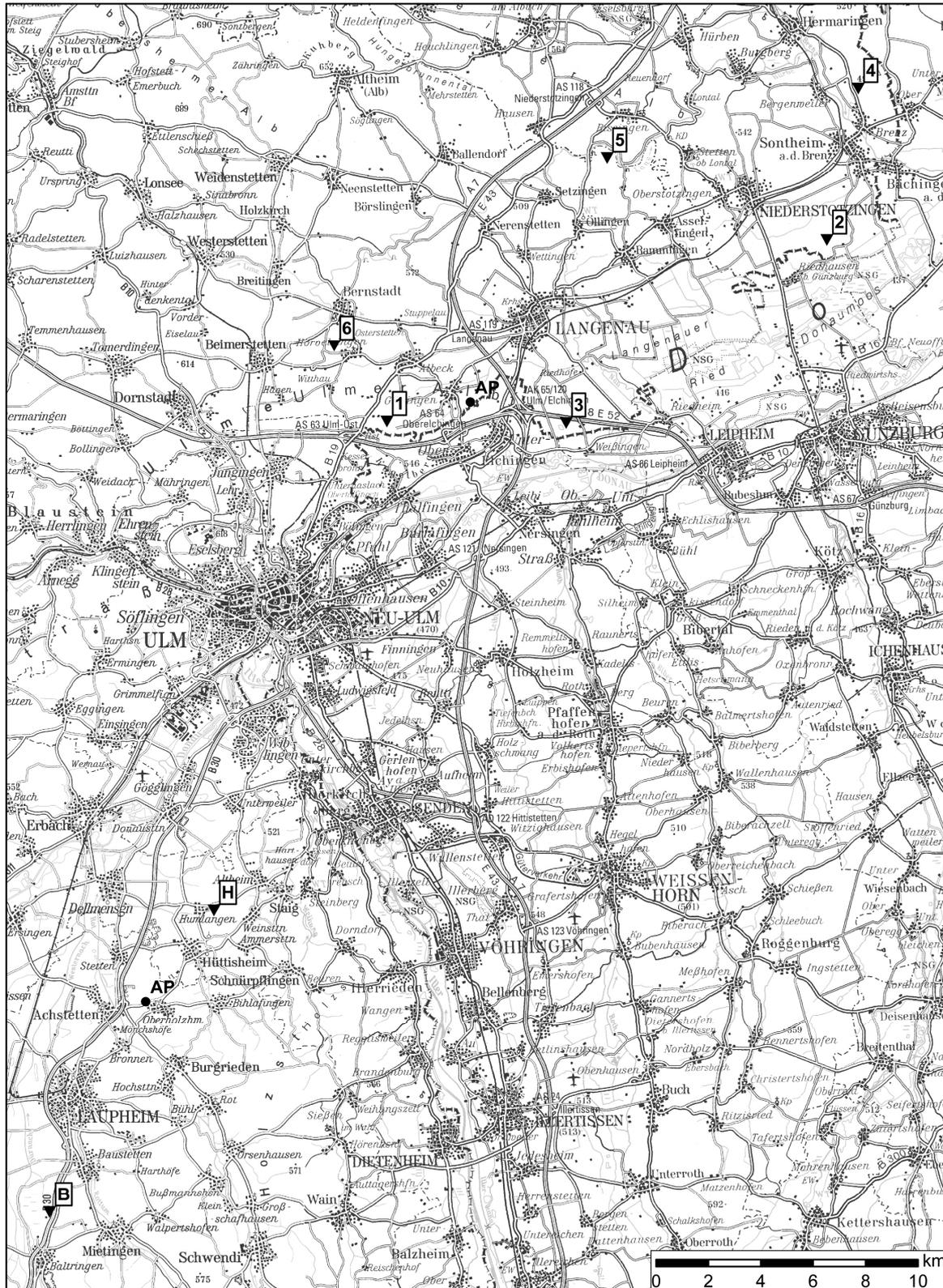
Ab dem Nachmittag des 6.5. nimmt das Exkursionsprogramm den zweiten thematischen Schwerpunkt der Tagung auf und beginnt mit einer mehrschichtigen Parabraunerde aus Lösslehm unweit von Albeck (Bodenprofil 1). Danach ist die sog. Sontheimer Hochterrasse unser Ziel. Hier wird südöstlich von Niederstotzingen ein terrestrischer schwarzer, humoser Boden vorgeführt, der durch natürliche Grundwasserabsenkung aus einem ehem. Feuchtboden hervorgegangen ist (Bodenprofil 2). Der Exkursionstag endet im Bereich der älteren Auenterrasse im Donautal südlich von Langenau. In eine Abfolge aus Hochwassersedimenten ist in diesem Bereich großflächig ein schwarzer Tonhorizont eingeschaltet, dessen Bildungsbedingungen und zeitliche Stellung diskutiert wird (Bodenprofil 3).

Am 7.5. beginnt die Halbtagesexkursion mit einer Fahrt nach Sontheim am Ausgang des Brenztals zum Donautal. Hier wird der Oberflächenboden auf sog. Urbrenzsanden demonstriert (Bodenprofil 4). Diese entstammen einem bis ins Ältest-

pleistozän aktiven Flusssystem, das bevor es durch rückschreitende Erosion dem Neckar tributär wurde, die Subsequenzzonen im Bereich des Keupers und Mitteljuras im nördöstlichen Württemberg entwässerte und durch das Brenztal der Donau zuführte. Von dort bewegen wir uns wieder zurück in Richtung Langenau und biegen in Rammingen in nordöstliche Richtung ab, um in der Nähe von Öllingen Bodenprofil 5 zu erreichen. Dieses befindet sich am Rand der großflächig mit Lösslehm bedeckten Albhochfläche, direkt oberhalb des etwa 50 m tief eingeschnittenen Lonetals. Residualton mit groben kieseligen Komponenten und einer geringmächtigen Überlagerung aus einer äolisch geprägten Fließerde bilden hier das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung. Den Abschluss findet die Halbtagesexkursion 8 km westlich von Langenau, auf dem „Ofenloch“ bei Hörvelsingen, einem isolierten Plateau mit gebankten Oberjurakalken. Das Solummaterial für Bodenprofil 6 bildet zu einem großen Teil roter Ton, der auf eine intensive, alte Verwitterung zurückzuführen ist.

Ich wünsche der Tagung der Arbeitsgruppe Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 2016 in Langenau einen erfolgreichen Ablauf und freue mich auf vielfache und inspirierende Diskussionen.

Michael Kösel



TÜK 1 : 200.000 Baden-Württemberg

© Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg,  
Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

**Abb. 1: Exkursionsraum mit Haltepunkten.**  
H = Aufschluss Humlangen, B = Aufschluss Baltringen, AP = Aussichtspunkt;  
1-6 = Bodenprofile 1-6.

## 2 Landschaftsentwicklung

### 2.1 Ältere Landschaftsentwicklung (Präquartär)

Der Ausgangspunkt für die Entstehung der heutigen Landschaften Südwestdeutschlands waren die großräumigen geotektonischen Vorgänge, die im Bereich der nördlichen Tethys vor 100 Mio. Jahren einsetzten und zu einer fortschreitenden Einengung des Ozeans und schließlich zur Kollision der afrikanischen mit der eurasischen Lithosphärenplatte im Bereich des heutigen Alpenbogens ab dem Eozän vor etwa 55 Mio Jahren führte. Der Zusammenprall der Lithosphärenplatten hatte eine erste, initiale Auffaltung der Alpen zur Folge. Die Kollision beanspruchte die nördlich der Subduktionszone liegende Erdkruste durch gewaltige Kräfte, was zu etlichen tief reichenden Rissstrukturen führte sowie auch alte Störungen wiederbelebt wurden und damit die Voraussetzungen für die Bildung des Oberrheingrabens entstanden. Diese tektonische Großstruktur war von nun an für die weitere Formung der Landschaftsräume in Südwestdeutschland von grundlegender Bedeutung. Zunächst überzogen noch bis ins Untereozän flach lagernde triassische bis spätjurassische Gesteine das kristalline Grundgebirge mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit. Zu jener Zeit wurde Südwestdeutschland von einer Rumpfflächenlandschaft mit intensiv verwitterten ferrallitischen Böden eingenommen, deren Umlagerungsprodukte sich heute noch in verfüllten Karstschlotten im Bereich der Oberjuragesteine der Schwäbischen Alb finden.

Erste Anzeichen einer Grabenbildung entlang des heutigen Oberrheins stammen aus dem späten Eozän vor ca. 35 Mio. Jahren. Die Aufdomung im Bereich von Schwarzwald und Vogesen, die schließlich zur Aufspreizung des Deckgebirges führte, begann vermutlich während des frühen Miozäns und wird u. a. auf einen „mantle plum“ im Untergrund zurückgeführt. Starke Hebung setzte vor rund 15 Mio. Jahren im späten Miozän ein und führte nachfolgend zu kräftiger Erosion, die auch in der Ablagerung der groben Abtragungssedimente der Juranagelfluh zum Ausdruck kommt. Die strukturelle Herausbildung der heutigen Schichtstufenlandschaft mit der deutlichen tektonischen Schiefstellung des Schichtpakets (ca. 1–2° Neigung) und einer nun verstärkten Rückverlegung der Schichtstufen in östliche Richtung durch differenzielle, an der morphologischen Gesteinshärte orientierten Erosion erfolgte während des Pliozäns, als im Bereich des Schwarzwalds kräftige Hebungstendenzen vorhanden waren.

Etwa zeitgleich mit den ersten Vorgängen der Grabenbildung am Oberrhein begann sich vor etwa 30–35 Mio. Jahren, nördlich der nun allmählich aufsteigenden Alpen, durch ständige Absenkung der vorgelagerten mesozoischen Gesteine, ein bis zu 5.000 m tiefes trogförmiges Becken zu bilden, das sich über ca. 1.000 km vom Gebiet südwestlich des Genfer Sees bis zum Ostende der Alpen erstreckt. Kennzeichnend für die Sedimentablagerung in dieses Molassebecken war, dass sie je nach Verbindung zum offenen Meer, abwechselnd unter marinen Bedingungen oder unter limnischen Verhältnissen im Süßwasser stattfanden. Am nördlichen Rand des Beckens hat die Molassesedimentation phasenweise auf die hier angrenzenden Oberjuragesteine der Schwäbischen Alb übergreifen.



*Foto 2: Verkarstete Massenkalke bei Albeck mit Anlagerung von Oberer Süßwassermolasse (links oben).*

Besonders markant war der Meereseinbruch der Oberen Meeresmolasse vor etwa 20 Mio. Jahren, der zu einem Vorrücken des Meeres bis weit auf die Albtafel führte. An der Küstenlinie entstand im Brandungsbereich eine mehrere Zehnermeter hohe Steilküste mit ausgedehnten Kliffs, die noch heute stellenweise gut zu erkennen sind und über eine große Strecke als sog. Klifflinie miteinander verbunden werden können.

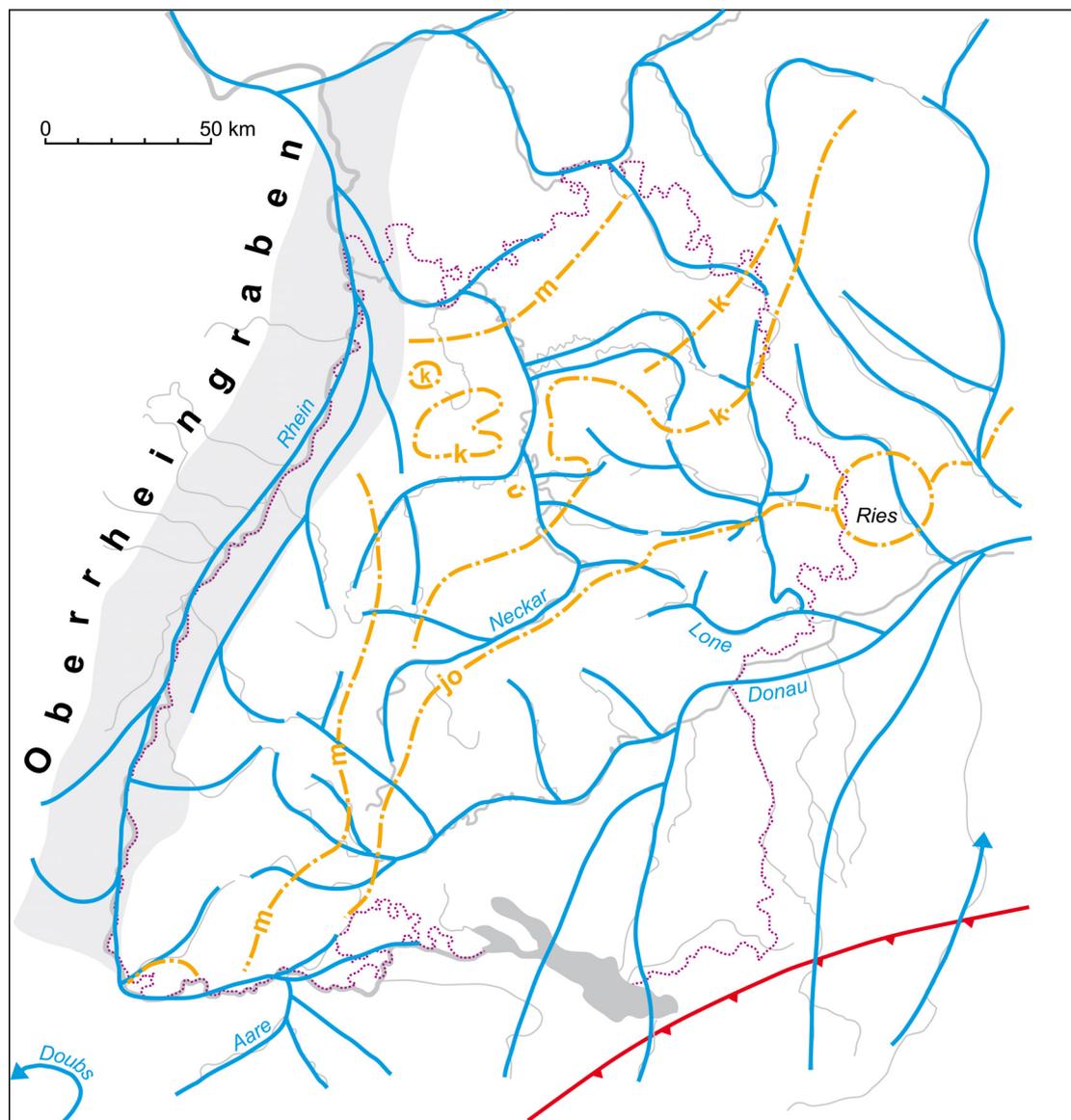


*Foto 3: Grobe Sandsteine der Oberen Meeresmolasse mit Schrägschichtung.*

Jenseits der Klifflinie formte sich ab dem jüngeren Tertiär durch die pulvertartige Kippung der Albtafel und einer dadurch stärkeren Hebung im Nordwesten, zunehmend die Kuppenalb durch erosives herauspräparieren massiger Riffkalkkomplexe. Südöstlich der Klifflinie wurde die tertiäre Flachlandschaft dagegen wegen der hier nur schwachen Hebung zunächst noch kaum durch erosive Vorgänge überprägt.

Gegen Ende des Miozäns, vor etwa 8 Mio. Jahren, war der Vorlandstrog zwischen Alpen und Schwäbischer Alb mit den jüngsten Molasseablagerungen der Oberen Süßwassermolasse weitgehend aufgefüllt und bildete eine flache Aufschüttungslandschaft, die sich an die Albtafel im Norden anlagerte. Als Vorfluter für die aus dem Alpenraum zuströmenden Flüsse diente an der Naht zwischen den nach Norden geschütteten Molassesedimenten und der durch tektonische Schiefstellung nach Südosten einfallenden Albtafel die pliozäne Urdonau. Ihre meist als Streuschotter vorliegenden Ablagerungen begleiten die heutige Donau entlang ihres in die Schwäbische Alb eingeschnittenen Engtals auf den Hochflächen. Noch im Verlauf des Pliozäns glitt die Urdonau bedingt durch fortschreitende Hebung und Schiefstellung der Albtafel weiter nach Süden ab und floss ab Ulm in einem weiten Bogen südlich ihres heutigen Verlaufs.

An der Wende zum Quartär hatte das Flussnetz in Südwestdeutschland in großen Zügen seine heutige Gestalt angenommen. Aufgrund der tiefer liegenden Erosionsbasis erweiterte das rheinische System sein Einzugsgebiet während des jüngeren Tertiärs ständig und auch der obere Neckar, der bis ins Mittelpliozän über das Lonetal der Donau zufloss, war nun tributär geworden. Lediglich in den östlichen Gebieten wichen die Flussverläufe z. T. deutlich von ihrer aktuellen Ausbildung ab. So entwässerte das südwestdeutsche Alpenvorland noch als Ganzes zur Donau hin, wie auch große Teile der Schichtstufenlandschaft Nordostwürttembergs durch die von Süden bis weit in das Keuper-Verbreitungsgebiet im Norden zurückreichende Urbrenz des danubischen Systems drainiert wurden.



vor ca. 3 Millionen Jahren

Abb. 2: Flussnetz vor 3 Mio. Jahren (aus SIMON 2010).

## 2.2 Jüngere Landschaftsentwicklung

### 2.2.1 Alpenvorland, Iller-Riss-Platte

Durch die im Ältestpleistozän einsetzenden Schotterschüttungen von Flüssen, die aus dem Alpenraum kommend in die Donau einmündeten, verlagerte diese ihren Lauf allmählich wieder in nördliche Richtung. Zumindest bei den älteren dieser fluviatilen Ablagerungen, den präglazialen Deckschottern sensu GRAUL (1943), handelt es sich um Periglazialschotter, die nicht mit einer Vorlandsvergletscherung in Zusammenhang zu bringen sind. Im südwestdeutschen Alpenvorland von Baden-Württemberg treten als höchstgelegene Schotter in den Gipfelbereichen der Iller-Riss-Platte nur die donauzeitlichen Ablagerungen auf und damit der jüngere Abschnitt dieser Schottergruppe. Die Stellung der tiefer liegenden und vielfach die Hochflächen zwischen den heutigen Tälern einnehmenden Deckschottern, die seit

PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) der Mindelzeit (Jüngerer Deckenschotter) und der Günzzeit (Älterer Deckenschotter) zugerechnet werden, wird gegenwärtig kontrovers diskutiert. Während in Bayern im Wesentlichen am Penck'schen Konzept festgehalten wird und die Mindel- sowie die anschließende Günzzeit auf den vorletzten Eiszeitenkomplex der Rißeiszeit folgen, wird in Baden-Württemberg zwischen den Jüngeren Deckenschotter und die rißzeitlichen Ablagerungen eine weitere Vereisung, die sog. Hoßkirch-Kaltzeit gestellt (ELLWANGER et al. 2011). Dadurch ergibt sich u. a. auch eine unterschiedliche chronostratigraphische Einordnung. Während in Bayern die Mindelzeit unmittelbar auf das Holstein-Interglazial (MIS11) folgt und erst in den günzzeitlichen Ablagerungen der Wechsel von der Brunhes- zur Matuyama-Epoche erfolgen soll (DOPPLER et al. 2011), wird in Baden-Württemberg der Jüngere Deckenschotter bereits als komplett der Matuyama-Epoche zugehörig angesehen und soll hier somit älter als 780.000 Jahre sein.

Im jüngeren mittelpleistozänen Abschnitt, zwischen dem Ende des Eem-Interglazials (128 ka) und dem Beginn des Holstein-Interglazials vor knapp 400.000 Jahren, erfolgte im südwestdeutschen Alpenvorland das besonders weiträumige Vorrücken des rißzeitlichen Eises. Die Gletschermassen stießen von ihrer Austrittsstelle aus dem Alpenrheintal bis max. ca. 60 km weit in das Vorland vor. Landschaftsprägend war der Eisvorstoß des sog. Doppelwallriß, der an seinem Außenrand abschnittsweise markante Endmoränen hinterließ, die verbreitet in zwei kurz hintereinander folgenden Wällen angeordnet sind.

Die Gliederung der Rißeiszeit – oder genauer des Rißeiszeitenkomplexes – ist bis heute, selbst nach über hundert Jahren Eiszeitenforschung, immer noch im Fluss und die Stellung ihrer Elemente unklar. So ist beispielsweise unsicher, ob die im Riß- und Donautal dominierende Untere Hochterrasse, die nicht mit zugehörigen Moränen verbunden werden kann, die glazifluviale Aufschüttung einer eigenständigen Jungrißeiszeit darstellt oder einem nochmaligen Eisvorstoß des Doppelwallrißgletschers nach einer zuvor erfolgten Abschmelzphase entspricht. Dabei ist auch denkbar, dass es sich bei der Unteren Hochterrasse lediglich um eine Erosionsterrasse handelt, die beim schrittweisen Zurückweichen des Doppelwallrißgletschers durch die Schmelzwässer aus den zuvor geschütteten Ablagerungen der Oberen Hochterrasse herausgearbeitet wurde.

Die Gründe für diese Unsicherheiten liegen u. a. in der Tatsache begründet, dass der weitreichende würmzeitliche Gletschervorstoß der zur Bildung der Äußeren Jungendmoräne führte, rißzeitliche Sedimente in seinem Bereich großflächig ausgeräumt und überlagert hat, wodurch die geologische Überlieferung stark eingeschränkt ist. Ein anderes großes Manko liegt in der mangelnden zeitlichen Fixierung einzelner klar fassbarer rißzeitlicher Einheiten aufgrund des bisherigen Fehlens von geeigneten, zuverlässigen absoluten Datierungsmethoden.

### 2.2.2 Südrand Schwäbische Alb, Donautal

Mit der Zerschneidung der aus Süden einmündenden und nur wenige Zehnermeter über dem heutigen Auenniveau im Donautal ausstreichenden Deckenschotter durch die Donau setzte im Rückland der Schwäbischen Alb verstärkte Erosion ein. Neben linienhafter Erosion durch einzelne sich vom Donautal zurückschneidende Täler



spielte auch die von ihnen ausgehende Ausräumung von weniger abtragungsresistenten Kalkmergelsteine der Zementmergel-Formation aus den umgebenden Karbonatgesteinen eine Rolle. Die dadurch z. T. entstandenen schüsselförmigen Hohlformen zeichnen mehr oder weniger deutlich jurazeitliche Zwischenriffbereiche nach.

Auf spezifische petrographische Gegebenheiten ist auch das ab Unterelchingen weite Zurückspringen des Donautalrands nach Norden zurückzuführen (Abb. 13). Das verstärkte Auftreten von Gesteinen der Zementmergel-Formation am Südrand der Alb hat durch laterale Erosion die Schaffung eines ausgedehnten, breiten Talbodens ermöglicht, der sich über eine Entfernung von etwa 75 km bis in den Raum Donauwörth und den Bereich der Lecheinmündung fortsetzt.

Die Formung der heute vorliegenden Talniederung erfolgte durch sukzessive Tieferlegung des Talbodens im Wechsel von Flusseinschneidung und kaltzeitlicher Aufschotterung. Am Nordrand des Donaurieds haben sich einzelne Terrassenreste erhalten, welche die Entwicklungsschritte der fluviatilen Formung dokumentieren. BIBUS & STRAHL (2000) gelang es im Gebiet um Gundelfingen a. d. D. und flussabwärts davon, mit Hilfe der Höhenlage der Terrassenkörper sowie der Analyse der Lössdeckschichten eine differenzierte Terrassentreppe für den mittelpleistozänen Abschnitt zu rekonstruieren. Sie gliederten den Bereich der rißzeitlichen Hochterrassen oberhalb der von jungen Auenlehmen überschütteten Niederterrassenkiese in drei Schotterkörper, die aufgrund der Löss-/Paläoboden-Abfolgen im Hangenden jeweils als Bildungen eigenständiger Kaltzeiten, getrennt durch Interglaziale, angesehen werden (Abb. 3).

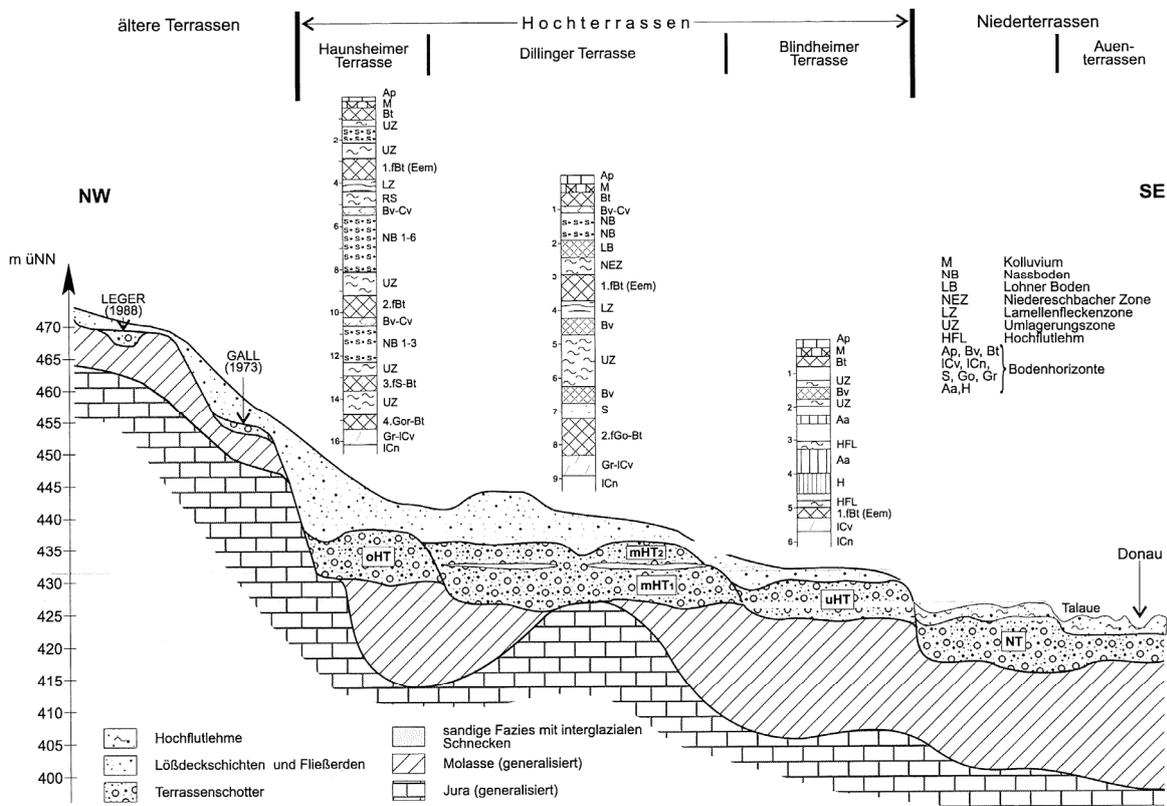


Abb. 3: Sammelprofil pleistozäner Terrassen im bayerischen Donauried (aus BIBUS & STRAHL 2000).

Im weiter westlich gelegenen Exkursionsgebiet ist die Überlieferung der Flussgeschichte durch erhaltene Terrassenreste weniger gut ausgebildet. Nur bei Langenau, das mit seinem südöstlichen Stadtbereich auch auf diesen übergreift, liegt ein klar ansprechbarer Hochterrassenrest vor. Aufgrund seiner Höhenlage mit 6–7 m über dem Auenniveau kann er der Unteren Hochterrasse oder Blindheimer Terrasse zugeordnet werden (BIBUS & STRAHL 2000). Mit ihrer Oberfläche ca. 5 m tiefer liegend folgt der mit Schwemmlöss bedeckte Terrassensporn des „Baurenfelds“ (Abb. 13 u. 14), der von KÖSEL (2004) als Niederterrassenrest angesehen wird. Mit einer knapp 1–2 m mächtigen, scharf abgesetzten Erosionsstufe schließt zur Donau hin eine weitgespannte, in sich schwach gegliederte holozäne Terrassenfläche an, die im oberflächennahen Bereich durch Hochwasserablagerungen mit eingeschaltetem schwarzem Stillwasserton gekennzeichnet ist. Die das Donauried insgesamt kennzeichnenden großflächigen und tiefgründigen Niedermoore (Abb. 13) beginnen wenige Kilometer weiter östlich, jenseits des Flüsschens Nau. Von den älteren Auenflächen ebenfalls durch eine markante Erosionsstufe abgesetzt, folgt schließlich das junge Hochwasserbett der Donau, das ihrem heutigen Lauf in einem 1–2 km breiten Streifen folgt.

Etwa 4 km östlich von Langenau setzt ab Rammingen-Bahnhof eine Terrasse ein, die durch eine breite Verebnungsfläche gekennzeichnet ist und sich über etliche Kilometer entlang des nördlichen Talrands bis Sontheim a. d. Brenz und weiter in das bayerische Gebiet erstreckt (Abb. 13). Ob es sich bei der mit mächtigem Schwemmlöss (> 2 m) überdeckten Terrasse, die in der geologischen Literatur als Sontheimer Hochterrasse bezeichnet wird, tatsächlich um eine Aufschüttung der Hochterrassengruppe handelt, muss auch aufgrund des vergleichsweise geringen Höhenunterschieds zur angrenzenden holozänen Terrassenverebnung mit ca. 3–4 m geprüft werden.

Der jüngste Abschnitt der Landschaftsentwicklung im Bereich des Donautals wurde zunehmend durch die Eingriffe des Menschen bestimmt. War lange Zeit aufgrund des durchgängig hohen Grundwasserstands und einem Vorherrschen von Grundwasserböden und Niedermooren nur in den Randzonen der feuchten Talniederung (Donauried) eine extensive Nutzung in Form von einmähdigen Wiesen und ärmlichen Weiden möglich (FLINSPACH et al. 1997), so änderten sich im 19. Jahrhundert, wie im Bereich anderer großer Flusssysteme Mitteleuropas, die Gegebenheiten durch neue wasserbautechnische Maßnahmen grundsätzlich. Bereits 1806 setzte die Begradigung der Donau mit dem Durchstich von Mäanderbögen ein. In der Folge der Flussbegradigungen wurde an der Grenze der damaligen Königreiche von Württemberg und Bayern der 3 m tiefe sog. Grenzgraben angelegt, von dem aus ein System von Seitengräben bereits Mitte des 19. Jahrhunderts zu einer effektiven Absenkung des Grundwasserspiegel im westlichen Teil des Donaurieds führte, wodurch nun größere Bereiche hauptsächlich als Wiesen und Weideland und örtlich sogar schon als Ackerland genutzt werden konnten. Um 1820 begann der kommerzielle Torfabbau zur Brennstoffgewinnung, der große Flächen beanspruchte und erst 1925 zum Erliegen kam. Der private Abbau von Torf wurde hingegen erst Anfang der 1960er Jahre eingestellt. Die abgebauten, teilweise bis über 3 m mächtigen Torfe bildeten sich im Zeitraum vom Präboreal bis zum Ende des Atlantikums und haben danach ihr Wachstum eingestellt. Sie sollen anschließend durch den Zustrom des extrem hydrogencarbonatreichen Grundwassers aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb konserviert worden sein (GÖTLICH 1955).

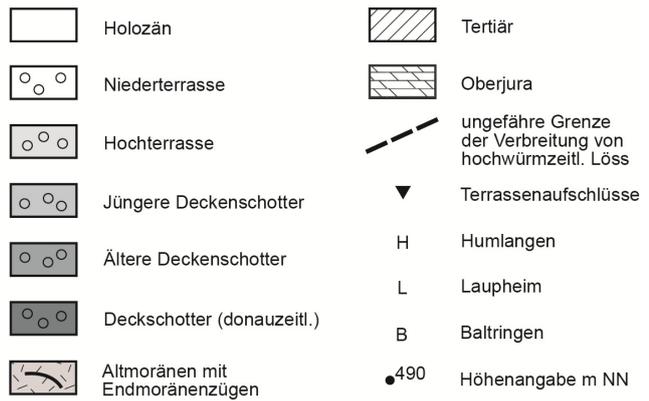
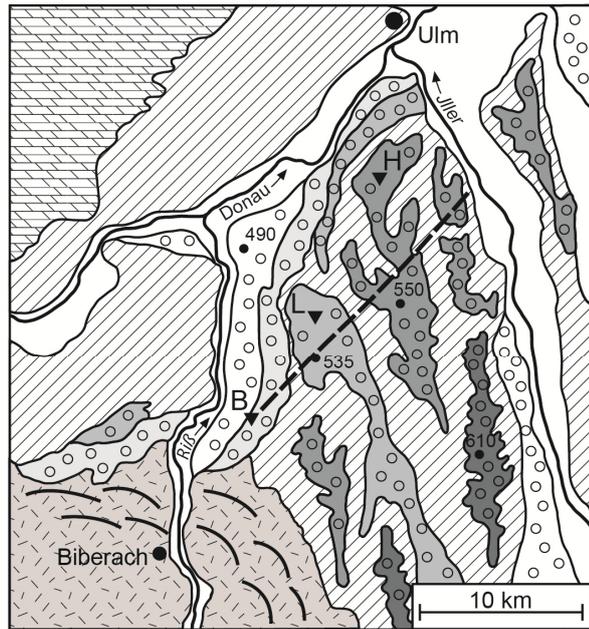
Ein weiterer starker Eingriff in den Wasserhaushalt des baden-württembergischen Donaurieds erfolgte, als ab 1917 die ersten Brunnengalerien der Landeswasserversorgung in Betrieb gingen und Trinkwasser durch eine zunächst 100 km lange Pipeline bis zu den Hauptabnehmern im Stuttgarter Raum transportierte. Hier war der Trinkwasserbedarf durch die starke Industrialisierung während der Gründerzeit um 1900 und das damit verbundene kräftige Bevölkerungswachstum enorm angestiegen und konnte nicht mehr in ausreichendem Maße aus den umgebenden Landschaften gespeist werden. In der Folge wurde die Wasserentnahme aus dem Donauried durch die Erschließung mehrerer neuer Fassungen bis kurz nach dem 2. Weltkrieg ständig ausgebaut. Bereits damals machten sich negative Auswirkungen der starken Grundwasserabsenkung v. a. auf den organischen Böden bemerkbar. So konnten nun in Trockenjahren breite und tief reichende Trockenrisse auftreten. Eine andere damit verbundene Erscheinung war phasenweise starke Winderosion auf jetzt beackerten Moorflächen, die erst in den frühen 1970er Jahren durch die Anlage von Windschutzstreifen zum Erliegen kam. Gegenwärtig werden durch die Landeswasserversorgung mit über 200 Flachbrunnen aus etwa 12 m Tiefe jährlich bis zu 52 Mio Kubikmeter aus dem baden-württembergischen Donauried entnommen (LW-Wasserspiegel 2010) und nach wie vor schwerpunktmäßig in den Mittleren Neckarraum mit Stuttgart als Zentrum geliefert. Ein Problem ist der z. T. aus der Mineralisierung und dem Abbau der Torfe stammende Nitratreintrag in das geförderte Grundwasser. Der ständige Torfschwund im Bereich der großflächigen Erdkalkniedermoore stellt auch ein geomorphologisches Phänomen dar. So konnte WEINZIERL (1997) durch den Vergleich von 1950 ausgeführten Feinnivellements mit Messungen Anfang der 1990er Jahre eine jährliche Absenkung der Geländeoberflächen um 7,2 mm rekonstruieren, was zugleich für das westliche Donauried mit einer Fläche von ca. 15 km<sup>2</sup> eine jährliche CO<sub>2</sub>-Freisetzung von 34.500 t bedeutet.

### 3 Paläoböden in quartärgeologischen Sequenzen

#### 3.1 Die Terrassentreppe der nördlichen Iller-Riß-Platte

Die Terrassentreppe der nördlichen Iller-Riß-Platte reicht von den Niederterrassenschottern im Talboden des Rißtals bis zu den ca. 50 m höher gelegenen günzzeitlichen Älteren Deckenschottern. Die Zwischenstufen werden von den Hochterrassenflächen und den Jüngeren Deckenschottern der Mindeleiszeit eingenommen (Abb. 4 u. 5). Der Hochterrassenbereich wird fast ausschließlich von den weitgespannten Terrassenverebnungen der Unteren Hochterrasse dominiert. Die Obere Hochterrasse ist dagegen nur noch in spärlichen Resten erhalten. Das Rißtal bildete im Mittel- und Jungpleistozän eine Hauptentwässerungsbahn für den östlichen zentralen Rheingletscher, durch die ein Großteil der Schmelzwässer vom Eisrand nach Norden zur Donau hin abgeführt wurden. Aus ihrem sich nördlich von Biberach weit öffnenden Talboden und insbesondere aus der Talniederung im Bereich der Einmündung des Rißtals in das Donautal wurden – zumindest während der jüngeren Eiszeiten (Würm, Riß) – große Mengen an äolischem Sediment ausgeweht und zu einem erheblichen Teil auf der östlich folgenden (glazi-)fluviatilen Terrassentreppe wieder abgesetzt. Eine im Idealfall ausgebildete Terrassenfolge, in der sich das zunehmende Alter der fluviatilen Ablagerungen durch immer komplexere äolische Deckschichtenprofile mit einer zunehmenden Anzahl von Paläoböden widerspiegelt, ist im Bereich der Iller-Riß-Platten nur ansatzweise verwirklicht, da neben phasenweiser starker äolischer Akkumulation auch immer wieder Zeiten mit Sedimentationsruhe und vorherrschender periglazialer Abtragung auftraten. Im Rahmen der Exkursion der Arbeitsgruppe Paläopedologie werden zwei Terrassenaufschlüsse im Bereich der Iller-Riß-Platte vorgestellt: zum einen das Profil in der Abbaugrube von Humlangen, in der bis heute Lösslehm als Ziegeleirohstoff entnommen wird und die auf der ältesten Stufe der Terrassentreppe, den Älteren Deckenschottern angelegt ist. Im Kontrast dazu steht der andere Exkursionshalt auf der Unteren Hochterrasse bei Baltringen. Insgesamt deutlich geringere Deckschichtenmächtigkeiten und nur ein interglazialer Paläobodenrest spiegeln das wesentlich geringere Alter der Terrasse wider. Zur Vervollständigung der Terrassenfolge werden im Exkursionsführer zusätzlich ein Profil im Bereich der Jüngeren Deckenschotter bei Laupheim (KÖSEL 2010) sowie ein Deckschichtenprofil auf der Oberen Hochterrasse aufgeführt, das früher am Ausgang des Dürnachtals kurz vor seiner Einmündung ins Rißtal bei Baltringen vorlag (BIBUS & KÖSEL 1996).

Abb. 4: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte der nördlichen Iller-Riß-Platte und der angrenzenden Gebiete.



WSW

ENE

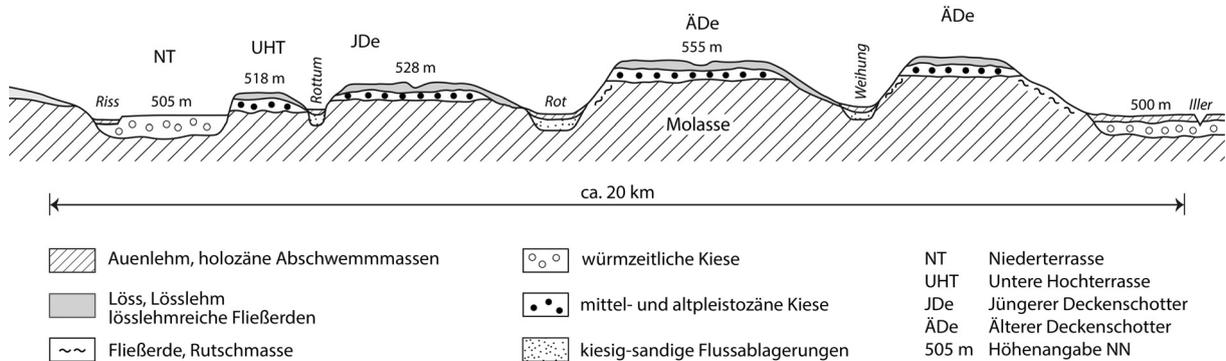


Abb. 5: Schematischer Schnitt durch die nördliche Iller-Riß-Platte.

### 3.1.1 Halt H: Älterer Deckenschotter, Aufschluss Hüttisheim-Humlangen

Die ehem. Abbaugrube der Ziegelei Humlangen liegt auf der weitgespannten Ver-  
ebnung der günzeitlichen Holzstöcke Schotter (Ältere Deckenschotter) in einer  
Höhe von 534 m NN und damit ca. 50 m über dem Auenbereich des westlich  
angrenzenden Donautals. Die Jahresniederschläge betragen ca. 710 mm und die  
Jahrestemperatur ist mit etwas über 7,5 °C zu veranschlagen (vgl. Mittelwerte DWD  
1961–1990; Klimastationen Hüttisheim, 513 m NN und Schemmerhofen-Ingerkingen,  
519 m NN).



*Foto 4: Aufschluss Humlangen im Herbst 2015, Löss- und Lösslehmdeckschichten über verwittertem Älterem Deckenschotter.*

Bereits Ende der 1990er Jahre wurden die quartärgeologischen Verhältnisse in der Abbaugrube der damals noch aktiven Ziegelei von Humlangen untersucht und später dokumentiert (KÖSEL 2010). Das damalige Profil A (Abb. 6) befand sich etwa 350 m nordwestlich der heutigen Lösslehmwand, die ebenfalls noch zur Entnahme von Ziegeleirohstoff dient und sporadisch zurückverlegt wird. Das hier im Herbst 2015 neu aufgenommene Profil B (R: 35 71 125, H: 53 50 909) zeigt prinzipielle Übereinstimmung mit der früheren Aufnahme, im Detail jedoch auch deutliche Abweichungen. In beiden Fällen beträgt die Mächtigkeit der äolischen Ablagerungen über den liegenden Kiesen etwa 6–7 m. Die Boden- und Sedimentabfolge beginnt zuoberst mit dem Bt- und Btv-Horizont der rezenten Parabraunerde. Darunter folgt typischer kalkreicher sog. Jungwürmlöss, der am Standort Humlangen bis zu zwei Nassböden enthalten kann, wobei der untere auch die Vernässungszone sein kann, die häufig im Hangenden des Lohner Bodens ausgebildet ist. Zwischen dem sog. Jungwürmlöss und einem fossilen Parabraunerderest in ca. 2,3 m Tiefe folgt deutlich umgelagertes Material. In Profil A besteht dieses aus einem nur 30 cm mächtigen,

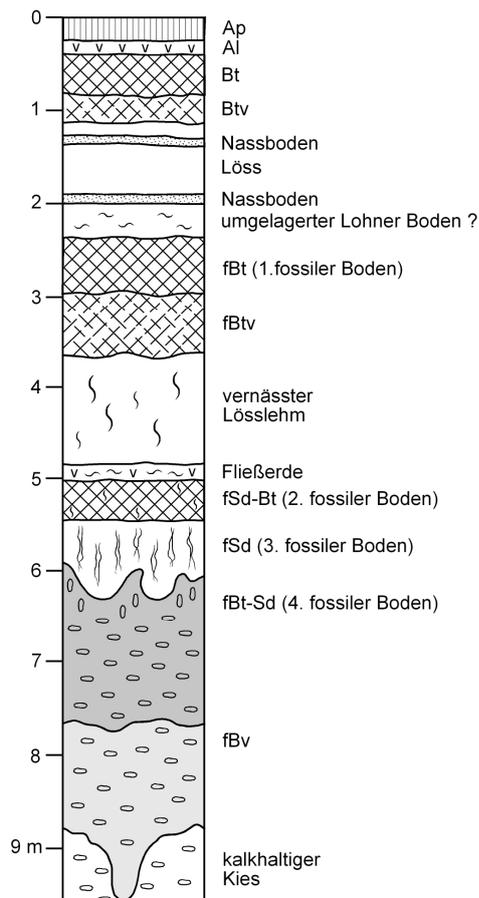


Abb. 6: Profil Humlangen A  
(aus KÖSEL 2010).

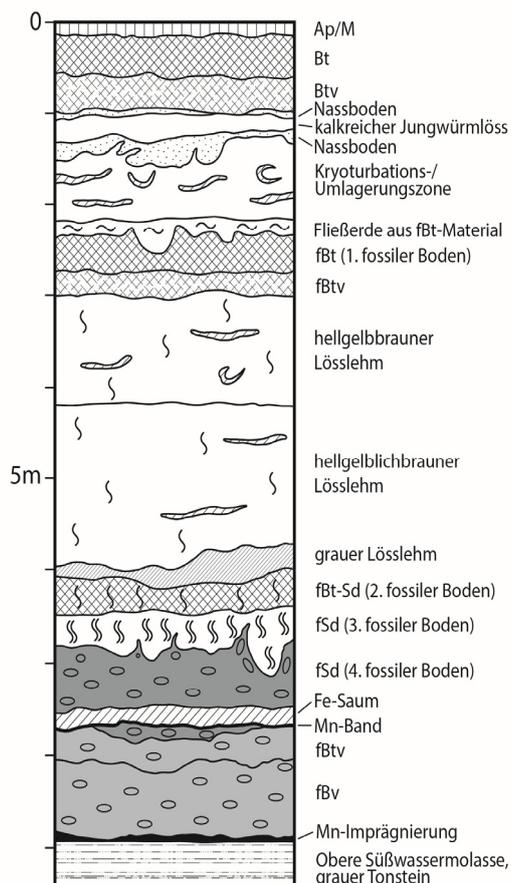


Abb. 7: Profil Humlangen B.

kalkfreien olivstichig-gelbbrauen Lösslehm mit schwachen Vernäsungsmerkmalen und einzelnen kleinen Konkretionen. Es handelt sich dabei möglicherweise um den als Fließerde verlagerten Lohner Boden. Bei Profil B folgt unter dem Jungwürmlöss ein 60 cm mächtiger deutlich verdichteter Lösslehm, der durch Kryoturbationen und Aufpressungen eine sehr unregelmäßig verlaufende Obergrenze aufweist. Gebleichte hellgraue Schlieren, die teilweise kryoturbat verwürgt sind, weisen auf eine insgesamt starke Prägung durch frostbodendynamische Vorgänge hin. Der im Liegenden der Umlagerungszone auftretende braune fBt-Horizont (10 YR 4.5/6) aus einem stark schluffigen Ton setzt bei Profil B zunächst mit deutlich umgelagertem fBt-Material ein. Die 20–30 cm mächtige Fließerde besteht zu einem erheblichen Teil aus abgerollten Polyedern und überlagert den autochthonen fBt-Horizont mit seinem Polyedergefüge. Auch in Profil A weisen einzelne abgerollte Polyeder im oberen Teil des fBt-Horizonts auf schwache Umlagerung hin. Bei der fossilen Parabraunerde selbst handelt es sich vermutlich um die Bodenbildung des letzten Interglazials (Eem, Riß/Würm-Interglazial), jedoch kann dies nicht mit letzter Sicherheit geschlossen werden, da im Liegenden keine typischen rißzeitlichen Straten sensu BIBUS (1974) auftreten. Stattdessen folgt bräunlicher, etwas vernässter, d. h. mäßig Rost- und Bleichflecken aufweisender Lösslehm, der keine stratigraphisch verwertbaren Leithorizonte beinhaltet. Bei Profil B kann das Lösslehmpaket im Liegenden der fossilen Parabraunerde zusätzlich in einen oberen Abschnitt bis 4,2 m u. Fl. aus einem gelbbrauen (10 YR 5/6) stark tonigem Schluff und einen liegenden Teil aus

einem hellgelbbraunen (10 YR 6/6) feinsandhaltigen Lösslehm (Ulfs) gegliedert werden. Beide Lösslehmseinheiten zeigen zusätzlich hellgraue, durch solifluidale Bewegung verzogene Schlieren, wobei im oberen Lösslehm stellenweise auch kryoturbate Verwürgungen auftreten. An der Basis der äolischen Deckschichten setzt ein mehrgliedriger Bodenkomplex aus intensiven Bodenbildungen ein, dessen basaler Teil in den stark verwitterten Kiesen der günzzeitlichen Deckenschottern entwickelt ist. Direkt über dem Bodenkomplex folgt zunächst noch eine geringmächtige Fließerde aus einem stark tonigen Schluff. Bei Profil A zeigt sie eine fahlbraune Farbe und weist neben einigen Fe/Mn-Konkretionen auch einzelne Holzkohlebröckchen auf. Bei Profil B besteht die Fließerde ebenfalls aus einem stark tonigen Schluff. Sie besitzt hier jedoch eine olivstichig-hellbraungraue Bodenfarbe (2.5 Y 6/2.5) und zeigt an der Basis verbreitet z. T. große schwarze Mn-Flecken auf. In beiden Fällen könnte es sich um die als Fließerde verlagerten Oberböden der im Liegenden folgenden (par-)autochthonen Unterbodenhorizonte handeln. In Profil A ist der unterlagernde rötlichdunkelbraune Bodenhorizont aus einem mittel schluffigen Ton klar als ein fSd-Bt-Horizont ansprechbar (2. fossiler Boden), der durch ein Polyedergefüge mit Toncutanen und nur untergeordneter Marmorierung gekennzeichnet ist. Im Fall von Profil B sticht die deutlich stärkere hydromorphe Prägung des 2. fossilen Bodens hervor, der nun als fBt-Sd-Horizont anzusprechen ist. Statt Polyedern tritt hier ein überwiegend körniges Gefüge auf, das aus abgerollten Polyedern hervorgegangen ist, weshalb von einer gewissen Umlagerung des Horizontmaterials auszugehen ist. Nach unten folgt in beiden Profilen der fSd-Horizont eines intensiven Pseudogleys (3. fossiler Boden). Der ca. 60 cm mächtige mittel bis stark schluffige Ton weist starke Marmorierung auf (10 YR 6/1 u. 10 YR 6/6) und besitzt ein kohärentes Gefüge. Im Liegenden lagert dieser auf Lösslehm ausgebildete fSd-Horizont direkt den durch kräftige Bodenbildung überprägten Kiesen der Deckenschotter auf, wobei die Grenze durch die verbreiteten und z. T. tief reichenden Kryoturbationen an der Terrassenoberfläche unregelmäßig verläuft.

*Foto 5: Ausschnitt basaler Bodenkomplex im Aufschluss Humlangen, fBt-Sd- über fSd-Horizont aus Lösslehm.*



Bezüglich der Bodenausbildung im Terrassenkies gib es zwischen beiden Profilen deutliche Unterschiede. Bei Profil A besteht die Kiesverwitterung im oberen Teil aus einem dichten, kiesreichen sandig-tonigen Lehm, der stark marmoriert ist, jedoch untergeordnet noch rötlich dunkelbraune Bereiche aufweist. Aufgrund der starken Tonverkleidung der Kiese wird dieser Abschnitt bodenkundlich als fBt-Sd-Horizont angesprochen (4. fossiler Boden). Nach knapp 2 m und mit nach unten nachlassender Hydromorphie, wird der fBt-Sd-Horizont von einem braunen, lehmig-sandigen fBv-Horizont abgelöst, dessen Untergrenze taschen- und zapfenförmig in die liegenden kalkhaltigen Kiese eingreift. Ein auffälliger Unterschied von Profil B gegenüber Profil A ist die geringe Mächtigkeit des Terrassenkieses an der Basis der äolischen Deckschichten von nur ca. 2 m, der zudem komplett durchverwittert ist und grauen Molassetonsteinen der Oberen Süßwassermolasse auflagert. Pedogenetisch stellt der stark verlehnte obere Teil der Kiesverwitterung (Lts-Lt3) einen intensiv marmorierten, grau-orangefleckigen fSd-Horizont dar (10 YR 7/1 und 10 YR 5/8). Im unteren Teil klingt die Verlehmung rasch ab und die hier entwickelten fBtv und fBv-Horizonte sind als kiesreiche sandige Lehme und lehmige Sande ausgebildet. Ein auffälliges Element ist ein in der Kiesverwitterung auftretendes Doppelband aus einem bis etwa 20 cm mächtigen Rostsaum (7.4 YR 5/8) und einem liegenden ein bis mehrere Zentimeter starken schwarzen Manganband, das stellenweise zu einer festen Schwarte verbacken ist. Der Verlauf des Doppelbandes ist über die Aufschlussbreite immer wieder unregelmäßig mit einer z. T. girlandenartigen Ausbildung und tiefen taschenartigen Ausstülpungen und hält sich nicht an Substrat- bzw. Körnungsgrenzen. Wegen der Abfolge der Sesquioxidausfällungen (Rostsaum über Mn-Band) kann es sich auch nicht klassische Grundwasserabsätze im Zuge einer Gleydynamik handeln. KÖSEL (2010: 72) erklärt solche Doppelbänder mit lateralem Wasserzuzug in flache Muldenlagen über einer evtl. absinkenden Permafrosttafel. Auf ähnliche Prozesse werden von BLEICH & STAHR (1978) Eisen- und Manganbändchen eines Stagnogleys im rezenten Periglazialmilieu der kanadischen Arktis zurückgeführt.

Zusammenfassend ergibt sich aufgrund der in den Profilen Hummlagen identifizierten und ausgewiesenen Interglazialböden eine Einstufung des Älteren Deckenschotter mindestens in die 5.-letzte Kaltzeit.



*Foto 6: Unterer Teil des Aufschlussprofils in Humlangen mit Kryoturbationen und Eisen- und Manganbändern im verwitterten Älteren Deckenschotter.*



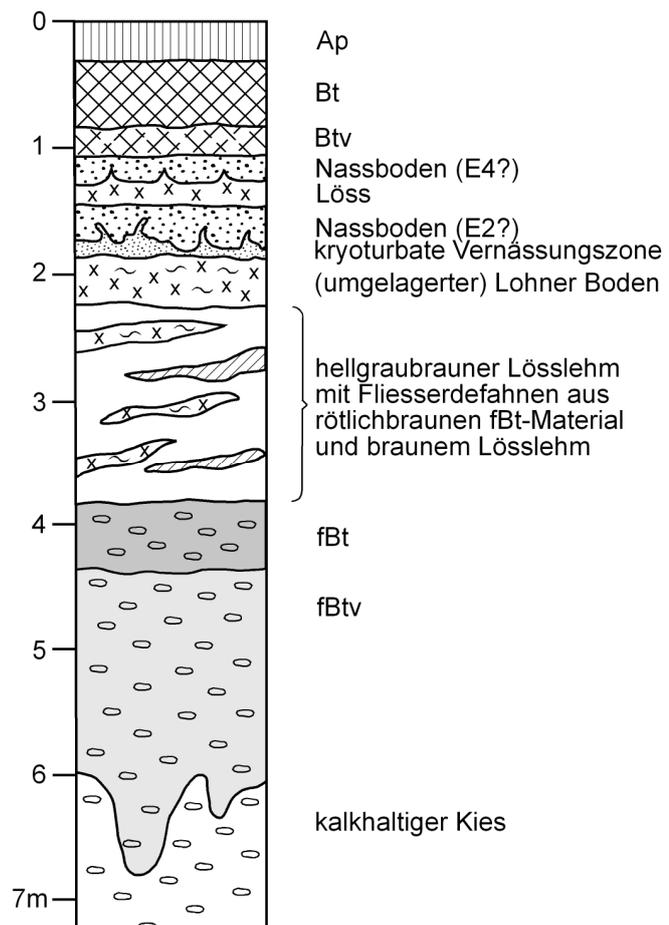
*Foto 7: Kryoturbationstasche mit grauem Lösslehm im Älteren Deckenschotter; rechts unten: dunkelgraue Tonsteine der Oberen Süßwassermolasse.*



### 3.1.2 Jüngere Deckenschotter: Kgr. Kieswerke Koch, östlich von Laupheim

In der Kiesgrube an der Straße von Laupheim nach Burgrieden-Hochstetten, die mittlerweile weit nach Norden zurückgreift, werden bis heute die Kiese des Jüngeren Deckenschotter abgebaut. Zur Zeit der Profilaufnahme in der 2. Hälfte der 1990er Jahre war im Zuge einer Kiesgrubenerweiterung der Kieskörper mit seinen Löss- und Lösslehmdeckschichten über eine Entfernung von knapp 200 m frisch aufgeschlossen. Über eine weite Strecke zeigt sich dabei eine ziemlich uniforme Deckschichten- und Bodenabfolge, wie sie auch in Abb. 8 dargestellt ist.

Abb. 8: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Jüngeren Deckenschotter bei Laupheim (aus KÖSEL 2010).



An der Basis beginnt das Profil mit einer interglazialen Verwitterung, die von der Kiesoberfläche bis etwas über 2 m tief in den Kieskörper eingreift. Die oberen 0,5 m der Kiesverwitterung bildet ein rötlichbrauner fBt-Horizont, der als kiesreicher mittel bis stark sandiger Ton ausgebildet ist. Der nach unten anschließende fBv-Horizont ist dagegen als kiesreicher schwach und mittel lehmiger Sand nur noch mäßig verlehmt. Aufgrund der im Vergleich zu anderen Profilen geringen Mächtigkeit des Bt-Horizonts, auch in Relation zum fBv-Horizont, muss von einer erheblichen Kappung durch Erosion ausgegangen werden.

Das Deckschichtenpaket im Hangenden der Kiesverwitterung lässt sich grob in zwei Abschnitte unterteilen. Der obere Teil besteht aus einer relativ gut ausgebildeten Boden- und Sedimentabfolge, die das obere Mittelwürm und das Jungwürm umfasst. Sie setzt in ca. 2,3 m u. Fl. mit einem olivstichig hellbraunen, stark tonigen Schluff ein, der zahlreiche kleine Fe/Mn-Konkretionen aufweist. Schlierenförmig verzogene Bleichflecken weisen auf eine verbreitete Umlagerung als Fließerde hin. Stellenweise zeigt sich jedoch auch ein wellig-blättriges Gefüge mit Sesquioxid- und Tonanflügen auf den Aggregatflächen und damit die typischen Merkmalsausstattung des Lohner Bodens (Foto 9), dessen Lösssedimentationsalter etwa 30.000 Jahre beträgt (FRECHEN 1999). Örtlich wird der der Lohner Boden bzw. seine Fließerde von einem braunen, ca. 30 cm mächtigen Horizont mit identischem Gefüge direkt unterlagert, bei dem es sich um den unteren Lohner Boden bzw. Böckinger Boden sensu BIBUS (2002: 37) handelt. Sein Lössalter beläuft sich auf etwa 40.000 Jahre und etwas mehr (FRECHEN 1999). Beide Böden haben ihre pedogenetische Prägung entscheidend während interstadialer Phasen erhalten. Die früher erfolgte Gleichsetzung mit dem Denekamp- bzw. Hengelo-Interstadial erweist sich heute jedoch als unsicher. Über dem Lohner Boden folgt typischer kalkreicher Jungwürmlöss aus feinsandigem Schluff mit mehreren enthaltenen Tundragley-Nassböden und z. T. starker kryoturbater Überprägung sowie die abschließend im jüngsten Löss entwickelte holozäne Parabraunerde. Unterhalb des Lohner Bodens bzw. seiner Fließerde weist das Deckschichtenprofil starke Umlagerungen auf und besteht im Bereich des abgebildeten Profils aus einem hellgraubraunen mittel schluffigen Ton mit vielen diffus verteilten Fe/Mn-Konkretionen sowie einzelnen Holzkohlebröckchen. Charakteristisch sind etliche eingeschaltete Fließerdefahnen, die teilweise aus rötlichbraunem fBt-Material aus einem kiesarmen sandig-tonigem Lehm mit abgerollten Polyedern bestehen. Daneben kommen auch Fließerde-einschaltungen aus braunem Lösslehm vor, während graues Nassbodenmaterial nur selten aufgearbeitet wurde.

Der damals neu angelegte breite Aufschluss machte auch sichtbar, dass die häufig als einheitlich angesehenen Deckenschotter durchaus eine morphologische Gliederung aufweisen können. So war im südwestlichen Teil ein etwas tieferes Terrassenniveau vorhanden, das mit einer scharfen, ca. 1 m mächtigen Stufe vom oberen Niveau abgesetzt war (KÖSEL 2010, Abb. 7). Statt durch eine Parabraunerde war hier der Terrassenkies von einem fossilen Gley überprägt. Darüber folgte ein brauner Lösslehm, der trotz einer karbonatfreien Matrix etliche Lösskindeln enthielt – ein klarer Hinweis auf eine früher auf der Terrasse ausgebildete Löss-Parabraunerde, die offensichtlich jedoch komplett durch periglaziale Erosion abgetragen wurde und sich bisher an ein keiner Stelle des Aufschlusses nachweisen ließ. Über dem braunen umgelagerten Lösslehm trat ein entkalkter Sandlöss mit einem fBt-Horizont auf, der abschließend von kalkreichen Jungwürmlöss mit der auf ihm entwickelten rezente Parabraunerde überlagert wurde. Die rezente Parabraunerde und der vermutlich aus dem Eem stammende fBt-Horizont liefen aufgrund der abnehmenden Mächtigkeit des Jungwürmlöss bereits nach wenigen Metern zusammen. Die gesamte Deckschichtenmächtigkeit über dem fossilen Gley betrug in diesem Abschnitt der Terrasse nur noch knapp 2 m.



*Foto 8: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Jüngerem Deckenschotter bei Laupheim (aus KÖSEL 2010); an der Basis oberster Teil der interglazialen Kiesverwitterung, Klappspatenblatt an Obergrenze der kryoturбатen Vernässungszone über dem Lohner Boden, im Hangenden Jungwürmlöss und Bt-Horizont der rezenten Parabraunerde.*



*Foto 9: Lohner Boden aus dem Grenzbereich zwischen Jung- und Mittelwürm mit typischer wellig-blättriger Struktur.*



### 3.1.3 Obere Hochterrasse: Das Boden- und Deckschichtenprofil in der ehem. Kiesgrube der Fa. Röhm südlich von Baltringen

Unmittelbar südlich von Baltringen existiert einer der wenigen Stellen im Rißtal, an der sich am Talrand Reste der Oberen Hochterrasse erhalten haben. Die geologische Gesamtsituation im Bereich des hier vorliegenden Hochterrassenkomplexes, der später durch das nur wenig weiter nördlich in das Rißtal einmündende Dürnachtal zerschnitten wurde, ist in Abb. 9 dargestellt.

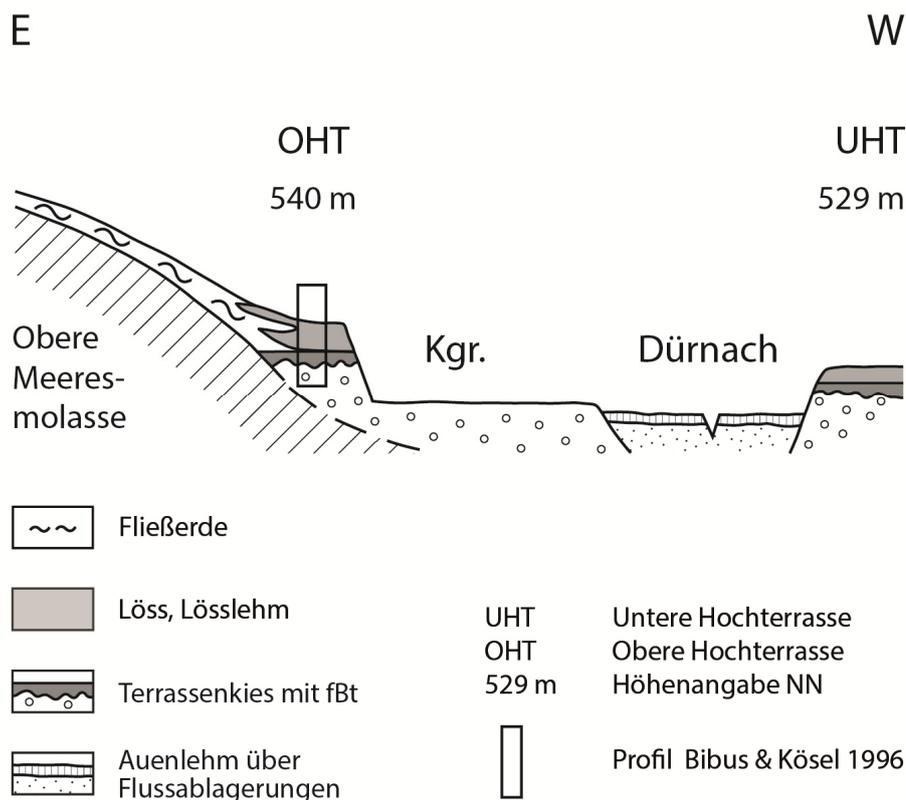


Abb. 9: Geologische Verhältnisse in der Umgebung der ehem. Kiesgrube der Fa. Röhm im Dürnachtal bei Baltringen.

Die Obere Hochterrasse mit ihren Deckschichten war Mitte der 1990er Jahre durch den damals bereits weit zum hangwärtigen Terrassenrand vorgerückten großen Kiesabbau der Fa. Röhm aufgeschlossen und ermöglichte die Aufnahme einer komplexen, bis 9 m mächtigen Deckschichtenfolge über den liegenden Kiesen (Abb. 12, BIBUS & KÖSEL 1996; MIARA 1995). Die Substratgenese der Deckschichten ist hauptsächlich äolisch. Jedoch zeigt eine stellenweise deutliche Kiesführung, die aus oberhalb anstehenden Deckenschottern stammt, sowie ein fast durchgängig vorhandener Sandgehalt die Beeinflussung durch Hangsedimente mit aufgearbeitetem Material der sandigen Oberen Meeresmolasse.

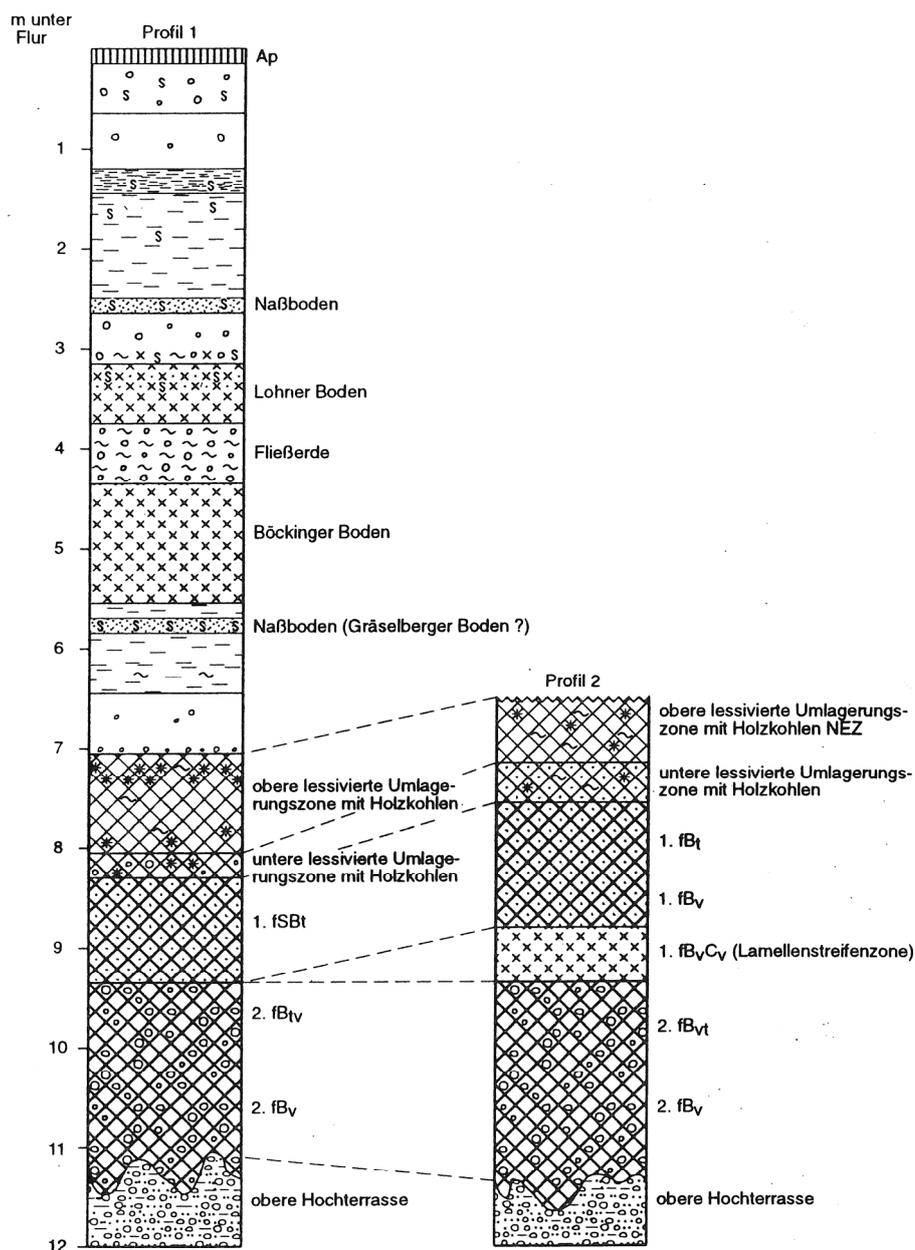


Abb. 10: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Oberen Hochterrasse in der ehem. Kiesgrube der Fa. Röhm bei Baltringen (aus BIBUS & KÖSEL 1996: 76).

Der obere Bereich des Baltringer Profils (BIBUS & KÖSEL 1996) besteht lössstratigraphisch aus sog. Jungwürmlöss. Es handelt sich um schwach sandige Lehme bis lehmige Feinsande, in die einzelne Kiese eingelagert sind. Die Sandkomponente kann hier auch auf eine Flugsandbeimengung zurückgeführt werden, die nicht untypisch ist für diesen obersten Abschnitt der Lössprofile im Rißtal. Der Jungwürmlöss ist stellenweise kalkhaltig und weist diffuse Fe- und Mn-Flecken auf. Im unteren Teil ist in einer sandstreifigen Lehmlage ein Nassboden entwickelt, bevor in ca. 3 m Tiefe ein olivstichiger, hellgraubrauner, plattiger schluffiger Lehm einsetzt, der Rostknötchen aufweist. Intensive Rostüberzüge sowie Mn-Anflüge auf den Aggregatflächen vervollständigen die typische Merkmalsausbildung des Lohner Bodens in einer vernässten Variante. Nach einer Fließerde aus einem braunen

schwach tonigen Lehm mit vielen eingelagerten Kiesen tritt ein weiterer Horizont mit ähnlichen Merkmalen wie der Lohner Boden auf. Seine Farbe ist jedoch deutlicher braun und seine Struktur blättrig. Mit seinen Merkmalen entspricht dieser Horizont dem Böckinger Boden, wie er von BIBUS (1995) im Alpenvorland auch aus den Lössprofilen der östlich folgenden Iller-Lech-Platte beschrieben wurde. Die Alterstellung des Lohner und Böckinger Boden wurde bereits in den Ausführungen zur Boden- und Deckschichtenausbildung auf dem Jüngeren Deckenschotter bei Laupheim sowie zum Exkursionsprofil auf der Unteren Hochterrasse unweit nördlich von Baltringen diskutiert und ist mit etwa 30.000 Jahren bzw. mit ca. 40.000 Jahren BP zu veranschlagen. Der Böckinger Boden wird von einem feingeschichteten Abschnitt aus grauen Sand- und gelben Lehmبändern unterlagert, die als verschwemmte Unterhangsedimente oder als eine Wechsellagerung aus Löss- und Flugsandschichten anzusehen sind. Ein enthaltener Nassboden ist u. U. in den Bereich des Gräselberger Bodens zu stellen, wie er in gut gegliederten Lössprofilen unterhalb des Lohner Bodens auftritt (SEMMELE 1968: 5 ff.). Nach unten abgeschlossen wird der mittelwürmzeitliche Abschnitt durch bräunlichgelbe, vernässte, schwach kieshaltige lehmige Feinsande mit einer durchgehenden Kieslage an der Basis, als Hinweis auf eine kräftige Diskordanz. Im Liegenden folgt eine in ihrem unteren Bereich gegliederte Umlagerungszone aus grau-braun-weiß geflecktem feinsandig-lehmigem Schluff, die einige Holzkohlebröckchen enthält. Viele Fe/Mn-Konkretionen und Fe-Nadelstiche sowie ein plattiges bis stellenweise schwach polyedrisches Gefüge sind weitere Merkmale. Die auf den Aggregatflächen teilweise auftretenden braunen Überzüge wurden makroskopisch als Hinweise auf schwache Lessivierung gedeutet, die sich jedoch in einer Dünnschliffprobe nicht bestätigen ließ, weshalb es sich bei ihnen u. U. auch um Fe-Anflüge handelt. Auffällig ist ferner hellgrauer, zwischen die Bodenplatten eingespülter Feinsand. Das Aggregatinnere besteht in diesem Horizont aus humos-braunem und im untersten Teil aus braunem bis rötlichbraunem Material, das aus der Umlagerung älterer Böden hervorgegangen sein muss. Die Bestimmung der enthaltenen Holzkohlen ergab, dass es sich vorwiegend um Kiefern und Fichten und im oberen Abschnitt auch um Lärchen gehandelt hat. Im basalen Teil konnten jedoch auch wenige Holzkohlebröckchen von Eichen und damit auch thermophile Elemente nachgewiesen werden. Im Schema der mitteleuropäischen Standardgliederung für den Würmlöss (SEMMELE 1969) entspricht die beschriebene humose Umlagerungszone dem Abschnitt der sog. Niedereschbacher Zone, die überwiegend aus umgelagertem fBt-Material des letztinterglazialen Bodens besteht oder sich untergeordnet aus abgetragenen, verlagertem Material aus dem Bereich der Altwürmhumuszonen zusammensetzt. Hinsichtlich der spezifischen, in Baltringen vorliegenden Ausbildung mit möglicher schwacher Lessivierung und Feinsandeinspülungen in das teilweise plattige Gefüge, sind neben der ausgeprägten Unterhangposition und dem deutlich sandhaltigen Substrat auch die gegenüber den klassischen Lössbecken vermutlich deutlich abweichenden klimatischen Gegebenheiten zur Bildungszeit zu berücksichtigen. Die holzkohlenführende Umlagerungszone wird nach unten durch einen rötlichbraunen, pseudovergleyten fBt-Horizont abgelöst, der örtlich direkt dem stark verlehnten Kies der Oberen Hochterrasse aufsitzt, jedoch an anderen Stellen mit nach unten nachlassender Bodenbildungsintensität in eine kalkfreie gelbliche Lamellenstreifenzone übergeht. Bei ihrem feingeschichteten sandig-lehmigen bis lehmig-sandigen Substrat ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um einen durch Umlagerungsvorgänge gekennzeichneten Sandlöss oder ein abluales Schwemmsediment handelt, wobei einzelne dünne Kieslagen zumindest auf eine Beeinflussung durch Hangprozesse hindeuten. Der

fBt-Horizont im Hangenden der Lamellenstreifenzone ist als schwach sandiger bis stellenweise mittel sandiger Lehm ausgebildet und zeigt neben einer plattigen Struktur auch polyedrische Gefügemerkmale. Die makroskopisch deutlichen Tonüberzüge ließen sich mikromorphologisch bestätigen und weisen auf kräftige Lessivierung hin (BIBUS & KÖSEL 1996: 78). Im Liegenden der Lamellenstreifenzone setzte im Kiesabbau der Fa. Röhm der etwa 30 m mächtige Schotterkörper der Oberen Hochterrasse ein. Die kalkreichen Kiese waren von der Terrassenoberfläche her durch eine 2–3 m mächtige, schmutzig-braune Kiesverwitterung aus kiesreichem sandigem Lehm bis lehmigem Sand überprägt, bei der es sich um den tieferen Teil des Unterbodens einer interglazialen Parabraunerde handelt (fBvt bzw. fBtv-Horizont). Der deutlich stärker verlehmt, rotbraune fBt-Horizont des oberen Unterbodens war nur noch stellenweise mit wenigen Dezimetern Mächtigkeit erhalten.

Hinsichtlich der stratigraphischen Deutung der Oberen Hochterrasse im südwestdeutschen Alpenvorland kommt dem im basalen Teil der Deckschichten enthaltenen fSBt-Horizont und seiner Interpretation eine besondere Bedeutung zu. Nach den in den klassischen Lössgebieten Mitteleuropas entwickelten Vorstellungen, wäre dieser klar als das Ergebnis einer interglazialen Bodenbildung anzusehen. Dies hätte zur Folge, dass die Obere Hochterrasse pedostratigraphisch in die 3.-letzte Eiszeit zu stellen wäre. Gleichzeitig ließe sich daraus zwanglos folgern, dass die Untere Hochterrasse eine Bildung des vorletzten Glazials darstellt. Durch BIBUS & KÖSEL (1996) wurde das Boden- und Deckschichtenprofil in der Kiesgrube der Fa. Röhm in diesem Sinn interpretiert. Es muss zumindest aus heutiger Sicht jedoch auch kritisch hinterfragt werden, ob die Randbedingungen, die eine solche Deutung zulassen, uneingeschränkt gelten. Die in Baltringen sandreicheren, teilweise durch Hangprozesse beeinflussten Substrate, die vermutlich ursprünglich schon karbonatärmer vorlagen und zudem in einer Unterhangposition mit potenziellem Wasserzug auftreten, lassen die Übertragung der pedostratigraphischen Ableitungen aus den Lössbecken in dieses Randgebiet der Lössverbreitung m. E. nicht zwanglos zu.

So ist insbesondere zu diskutieren, ob in diesem Landschaftsraum eine kräftigere Parabraunerdebildung auch im Frühwürm stattgefunden haben kann, als in den Lössbecken die älteren Humuszonen gebildet wurden. Während dieser Interstadiale hat dort abschnittsweise die Ausbreitung von Nadelwald stattgefunden (BIBUS et al. 1996) und örtlich wurde eine Bv- und vereinzelt eine schwache Bt-Bildung beobachtet (vgl. BIBUS et al. 1996: 45f., SEMMEL 1968: 20f.). Aus der feuchteren Lössprovinz des Harzvorlands und aus Nordhessen wurden auf vergleichsweise karbonatarmen Lössen jedenfalls bis zu drei Parabraunerdereste beschrieben, die dort offensichtlich die Humuszonen ersetzt haben (RICKEN 1983: 117f., ROHDENBURG & MEYER 1966). Zwei von ZÖLLER im Profil Baltringen in der Lamellenstreifenzone unterhalb des fSBt-Horizonts durchgeführte TL-Datierungen ergaben Alter von  $106 \pm 20$  ka bzw.  $150 \pm 22$  ka (s. MIARA et al. 1996) und sind angesichts der Problematik von Einzeldatierungen sowie des Datierungszeitraums im Bereich von 100.000 Jahren und älter sicher nicht eindeutig zu interpretieren.



### 3.1.4 Halt B: Untere Hochterrasse; Aufschluss Kgr. Hecht, nördlich von Baltringen

Die Aufschlüsse im Bereich der Unteren Hochterrasse zeigen meist relativ wenig komplexe Boden- und Deckschichtenverhältnisse. Die äolischen Deckschichten bestehen überwiegend aus hochwürmzeitlichem, karbonatreichem Jungwürmlöss, der teilweise die typischen Tundragley-Nassböden beinhaltet und an der Basis stellenweise einer Fließerde aus älterem würmzeitlichen Lösslehmmaterial aufsitzt (Abb. 11a und 11b).

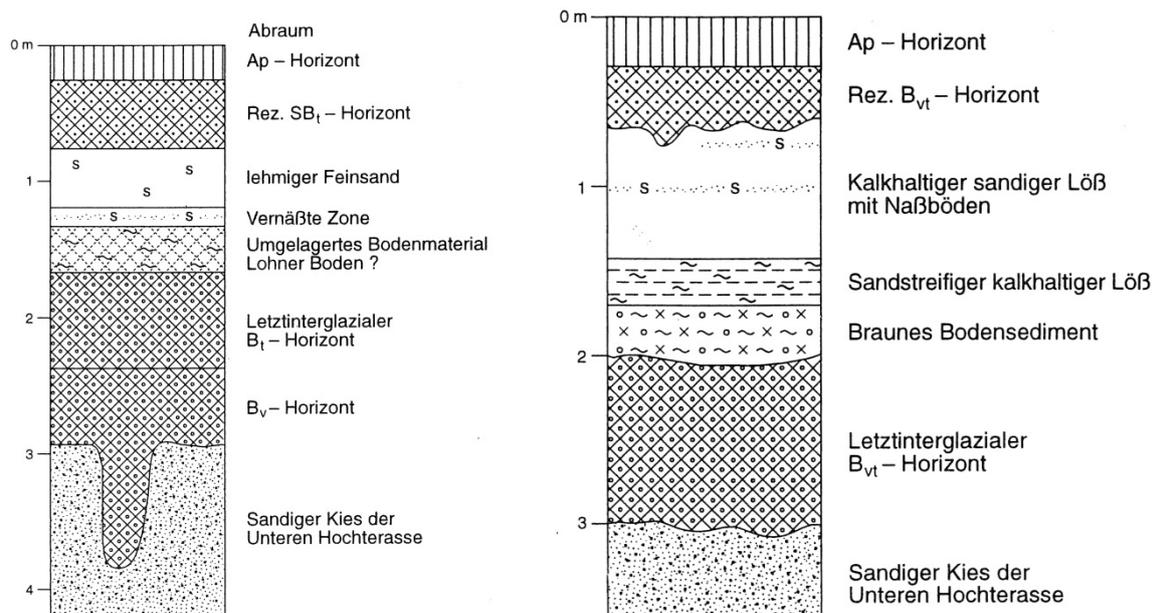


Abb. 11 a und b: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Unteren Hochterrasse bei Äpfingen und Baltringen (aus BIBUS & KÖSEL 1997).

Der Terrassenkies im Liegenden ist von seiner Aufschüttungsoberfläche tiefergreifend i. d. R. zunächst durch einen intensiven, rötlichbraunen Bodenhorizont überprägt, dessen starke Verlehmung nach unten abklingt und mit einer dann schmutzig braunen Farbe einhergeht. Beide Abschnitte stellen zusammen den Unterboden (fBt- und fBv-Horizont) der letztinterglazialen Parabraunerde dar. Sowohl die Obergrenze des Bodens durch Kryoturbationen, wie auch seine Untergrenze mit ihrer teilweise taschen- und zapfenförmigen Ausbildung verläuft häufig unregelmäßig, wodurch die Angabe von altersspezifischen Verwitterungstiefen für den fossilen Bodens deutlich erschwert wird. An längeren Profilwänden kann diese an Stellen mit nur schwacher kryoturbater Überprägung grob abgeschätzt werden und beträgt max. knapp 2 m (KÖSEL 1996: 97). Eklatant ist dabei der Unterschied zu den Verwitterungstiefen der holozänen Parabraunerden, die auf würmzeitlichen Kiesen auftreten und meist nur 30–40 cm mächtige Unterbodenhorizonte aufweisen.

Das Exkursionsprofil (Abb. 10; R: 35 64 937, H: 53 39 384) weicht von der oben beschriebenen Ausbildung deutlich ab. Das Profil beginnt zuoberst mit dem dunkelbraunen (10 YR 4/3), leicht humosen Bt- und dem nach unten anschließenden Btv-Horizont (10 YR 4/4) der rezenten Parabraunerde. In etwa 40 cm u. Fl. macht sich innerhalb der Unterbodenhorizonte der Parabraunerde ein deutlicher Substrat-



wechsel bemerkbar. Der obere Abschnitt ist schluffreich und weist nur einen untergeordnete Feinsandkomponente auf (Lu), während der liegende Teil hohe Feinsandgehalte zeigt (Ls3-4) und sich zudem teilweise durch Schichtung auszeichnet. Gut zu erkennen ist wie die rezente Bodenbildung dem wasserwegsameren sandigen Substrat folgt und stellenweise zungenförmig in den liegenden, verdichteten Lösslehm eingreift. In ihm sind graue Nassböden (5 Y 5.5/2), verrostete Bereiche (10 YR 5/8) und hellbraungelber Lösslehm (2.5 Y 6/6) mit einzelnen Rost- und Bleichflecken durch Kryoturbation intensiv miteinander verwürgt.

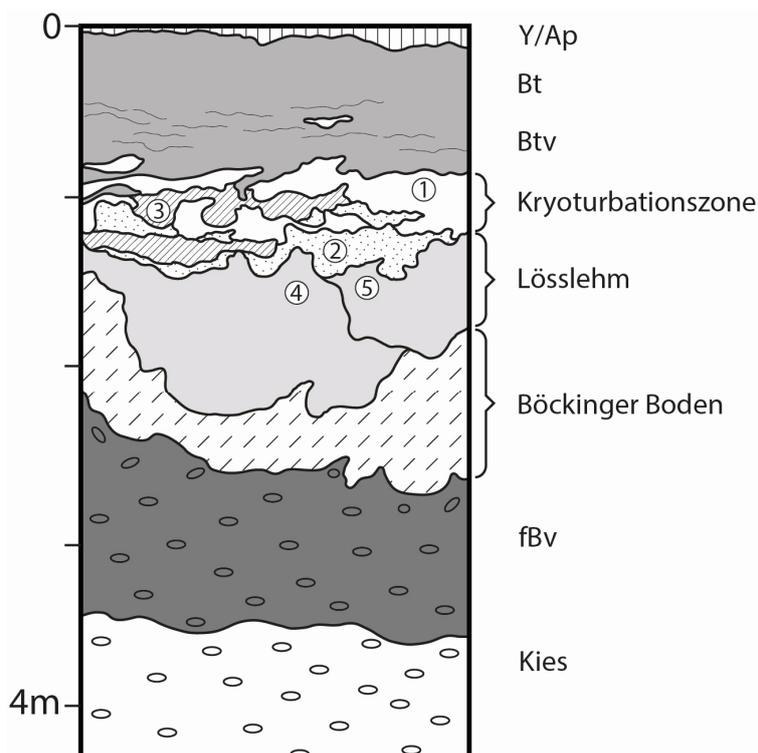


Abb. 12: Komplexes Boden- und Deckschichtenprofil auf der Unteren Hochterrasse nördlich von Baltringen (1 = gelblicher Lösslehm, 2 = graues Nassbodenmaterial, 3 = verrostetes Material, 4 = hellgraubrauner Lösslehm, 5 = hellgelbbrauner Lösslehm).

Unter der Kryoturbationszone folgt olivstichig hellgraubrauner (2.5 Y 6/4) und in der rechten Profilhälfte hellgelbbrauner (10 YR 6/4) stark schluffiger Ton. Beide scheinen in einer Kryoturbationstasche zu befinden, die auch durch den liegenden Horizont mit seinem auffälligen polyedrischen bis subpolyedrischen Gefüge nachgezeichnet wird. Seine fahlbraune Bodenfarbe (2.5 Y 5.5/3), dunkelbraune Tonanflüge auf den Aggregaten sowie ein stellenweise erkennbares frostblättriges Gefüge legen nahe, dass es sich bei diesem Abschnitt um den unteren Lohner Boden oder Böckinger Boden handelt. Stellenweise klingt der Böckinger Boden nach unten aus und geht in einen wenige Dezimeter mächtigen gräulichen Lösslehm über. Der im Terrassenkies entwickelte und durch Kryoturbation gestauchte letztinterglaziale Boden an der Basis des Deckschichtenprofils besteht nur noch aus dem schwächer verwitterten tieferen Unterboden (fBv-Horizont) aus einem kiesreichen mittel lehmigen Sand, während der obere Teil und in vielen Profilen markant ins Auge stechende stark verlehnte, rötlichbraune fBt-Horizont offenbar durch periglaziale Erosion abgetragen wurde und hier komplett fehlt.



*Foto 10: Aufschluss Kgr. Koch nördlich von Baltringen, äolische Deckschichten auf Unterer Hochterrasse (s. Abb. 12).*

## 4 Paläoböden als Bestandteile des Solums rezenter Oberflächenböden

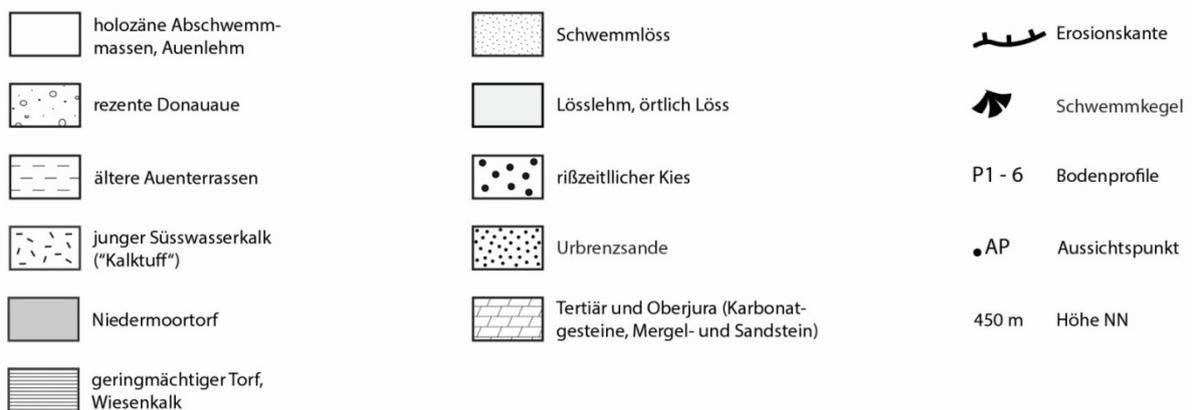
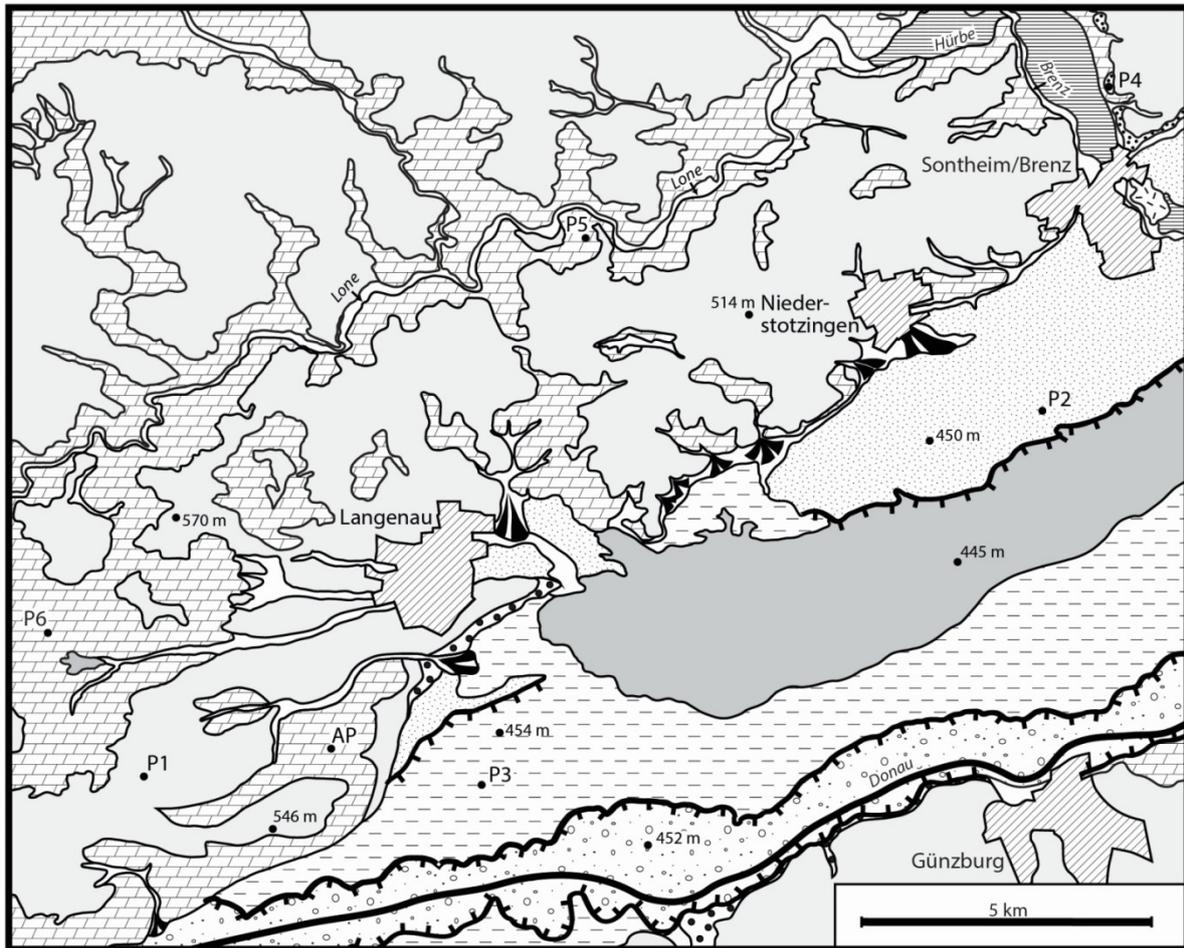


Abb. 13: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des Donautals bei Langenau und der angrenzenden Schwäbischen Alb mit Lage der Bodenprofile (P1-P6).



## 4.1 Bodenprofil 1: Parabraunerde aus mehrschichtigem Lösslehm



Foto 11a und b: Landschaftsausschnitt Ulmer Alb und mehrschichtige Parabraunerde aus Lösslehm.

### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung: Ulmer Alb (Flächenalb)

Ort: R: 35 45 677, H: 54 34 777 (TK 7526 Ulm-Nordost)

Höhe: 544 m NN Relief: Verebnung (2 %, E)

Klima (Jahreswerte): 7,9 °C, 748 mm (DWD 1961-1990, Klimastation Ulm)

### Profilkennzeichnung

Bodentyp: Tief entwickelte Parabraunerde

Humusform: Moderartiger Mull

Ausgangssubstrat: Mehrschichtiger Lösslehm

Bodenwasserverhältnisse: Vertikale Sickerwasserbewegung, schwach eingeschränkt; sehr hohe nutzbare Feldkapazität



Tab. 1: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 1

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung
01	0-8	Ah	G0	Ut4	dunkelbraungrau (10YR 4/2), mittel humos, Subpolyederggefüge (fein), stark durchwurzelt, mittel feucht
02	-28	Al	G0	Ut4	fahlhellbraun (10YR 5/4), Subpolyederggefüge (fein), mittel durchwurzelt, mittel feucht
03	-42	Sw-Bt-Al	G0	Ut4	fahlhellbraun (10YR 5/4), wenige Rost- und Bleichflecken, Subpolyederggefüge, schwache Toncutane, mittel durchwurzelt, mittel feucht, zungenförmige Horizontuntergrenze
04	-70	Bt	G0	Tu3	dunkelbraun (7.5YR 4/4), Polyederggefüge, viele Toncutane, teilweise graue Siltcutane, kleine Fe/Mn-Konkretionen, mittel durchwurzelt, mittel feucht
05	-95	IIBtv (IIBt+Bv-Cv)	G0	Tu3	gelblichbraun (10YR 4/6), Kohärent- bis Rissgefüge, Tonbeläge auf Rissflächen, kleine Fe/Mn-Konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht
06	-125	Bv (Bv-Cv)	G0	Lt3	gelblichbraun (10YR 4/6), Kohärentgefüge, kleine Fe/Mn-Konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht, dünne Sandlage an Basis
07	-150	IIIBv (IIIBv-Cv)	G0	Lt3	rötlichbraun (7.5YR 4.5/6), Kohärentgefüge, kleine Fe/Mn-Konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Uges.	Sges.
01	0-8	n.b.	0,3	2,5	1,9	34,0	30,0	10,0	21,3	74,0	4,7
02	-28	n.b.	0,2	2,4	2,0	35,6	29,5	10,5	19,8	75,6	4,6
03	-42	n.b.	0,6	2,5	1,8	36,4	28,9	10,3	19,6	75,6	4,9
04	-70	n.b.	0,3	3,2	2,0	29,2	23,3	8,4	33,6	60,9	5,5
05	-95	n.b.	0,4	6,6	3,6	21,2	22,2	9,3	36,7	52,7	10,6
06	-125	n.b.	0,4	7,0	3,9	20,2	18,3	9,2	41,0	47,7	11,3
07	-150	n.b.	0,9	9,9	5,4	17,6	17,6	7,1	41,5	42,3	16,2

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK	nFK	TW
01	0-8	0,89	0,0	4,21	0,37	11,4	n.b.	66	28,2	27,1	10,7
02	-28	1,21	0,0	0,58	0,07	8,3	n.b.	54	21,5	32,5	11,8
03	-42	n.b.	0,0	0,47	0,05	9,4	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-70	1,44	0,0	0,29	0,03	9,7	n.b.	46	8,3	22,2	15,5
05	-95	1,57	0,0	0,29	0,03	9,7	n.b.	41	4,5	12,6	23,9
06	-125	n.b.	0,0	0,41	0,05	8,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
07	-150	n.b.	0,0	0,29	0,04	7,3	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

(n.b. = nicht bestimmt)



Fortsetzung Tab. 1

Nr.	Tiefe cm	pH CaCl <sub>2</sub>	KAK pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe	
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub>	P <sub>CAL</sub>
					mmol <sub>c</sub> /kg					mg/kg		
01	0-8	3,7	123	67	10	4	2	1	106	14	32	12
02	-28	3,8	85	49	8	3	1	1	72	15	24	3
03	-42	3,9	97	52	12	4	2	1	78	20	24	2
04	-70	4,3	188	140	75	30	4	2	77	59	65	5
05	-95	4,6	275	209	135	54	4	2	80	71	64	3
06	-125	4,7	282	213	143	56	5	3	75	73	66	2
07	-150	4,8	282	231	159	59	5	4	55	81	73	1

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub>	Al <sub>o</sub>	Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub>	K <sub>t</sub>	Mg <sub>t</sub>	Mn <sub>t</sub>
		mg/g						mg/g		%				
01	0-8	n.b.	7,87	4,08	n.b.	0,52	1,46	1,32	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-28	n.b.	7,62	4,14	n.b.	0,54	1,26	1,12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-42	n.b.	8,05	4,25	n.b.	0,53	1,23	1,12	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-70	n.b.	15,19	4,01	n.b.	0,26	1,75	1,52	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
05	-95	n.b.	16,44	2,73	n.b.	0,17	1,78	1,33	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
06	-125	n.b.	16,96	2,99	n.b.	0,18	1,66	1,34	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
07	-150	n.b.	17,12	2,70	n.b.	0,16	1,62	1,20	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

## Erklärungen

Das Exkursionsprofil repräsentiert eine Bodenform, die im baden-württembergischen Teil Südwestdeutschlands weitverbreitet in äolisch geprägten Bodenlandschaften außerhalb der klassischen Lössgebiete vorkommt. Hier treten im Bereich der Stufenflächen von weniger exponierten Schichtstufen sowie auf der Flächenalb häufig komplexer aufgebaute Deckschichten primär äolischer Entstehung auf. Diese bestehen im liegenden Abschnitt aus Substraten, die im Wechsel von äolischer Sedimentation, kaltzeitlicher Umlagerung und auch Bodenbildung entstanden sind und sich durch vergleichsweise dichte Lagerung auszeichnen. Der obere, häufig nur ca. 6–9 dm mächtige Teil des Deckschichtenpakets besteht dagegen aus relativ locker gelagertem äolischem Material und stellt auch das Hauptsubstrat für die holozäne Parabraunerdegenese. Es liegt nahe, diesen Abschnitt des Deckschichtenpakets als Anwehung aus dem Hochwürm vor rund 20.000 Jahren anzusehen, als allgemein die kaltzeitliche äolische Aktivität einen Höhepunkt erreicht hatte und Löss besonders weiträumig verweht wurde.

Das Profil Albeck besteht aus einer etwa 70 cm mächtigen, gut ausgebildeten holozänen Parabraunerde. Der Al-Horizont, der im unteren Teil schwache hydromorphe Merkmale aufweist, greift mit einer zungenförmigen Untergrenze in den liegenden Bt-Horizont ein, der kräftige dunkelbraune Toncutane zeigt und mit seiner Körnung als mittel schluffiger Ton gegenüber dem stark tonigen Schluff des Oberbodens auf eine deutliche Lessivierung hinweist (vgl. Fe<sub>d</sub>-Werte). Neben den Toncutanen fallen auf den Polyederflächen des Bt-Horizonts teilweise graue Überzüge aus eingespültem Silt auf. In ca. 70 cm u. Fl. wird der Bt-Horizont mit seinem Polyedergefüge abrupt durch einen gelblichbraunen, dichten mittel schluffigen Ton mit kohärentem Gefüge

abgelöst. Eingewaschener Ton tritt lediglich entlang von Rissen des hier bis ca. 95 cm u. Fl. ausgebildeten Makrogrobgefüges auf, das weiter nach unten aussetzt. In 125 cm u. Fl. markiert eine durchgängige Sandlage eine deutliche Diskordanz zu einem ebenfalls sehr dichten Lösslehm aus einem mittel tonigen Lehm im Liegenden. Ein etwas deutlicherer Sandgehalt deutet auf eine untergeordnete Aufarbeitung von Molassematerial hin, während die rötlichbraune Bodenfarbe (7.5 YR 4.5/6) u. U. auf verlagertes Bodenmaterial des letztinterglazialen Bodens hinweist.

In der Kartierpraxis wird die erläuterte Bodenform, auch aufgrund der Limitierungen durch den meist eingesetzten Pürckhauer-Bohrstock, häufig als tief entwickelte (pseudovergleyte) Parabraunerde aus mehrschichtigem Lösslehm bezeichnet. Der dichte gelblichbraune bis bräunlichgelbe Lösslehm im Liegenden der Parabraunerde aus dem lockeren oberen Lösssediment wird in der Profilaufnahme normalerweise mit einem Bv- oder Btv-Horizont erfasst und der geologische Schichtwechsel zusätzlich durch eine vorangestellte römische Ziffer vermerkt. (z. B. II, III). Mit der Benennung des dichteren Lösslehms im unteren Teil des Solums als Bv- bzw. Btv-Horizont wird jedoch im Gegensatz zur hergeleiteten Boden- und Substratgenese impliziert, dass dieser maßgeblich durch eine holozäne Pedogenese geformt wurde. In der Profilbeschreibung sind deshalb in Klammern alternative Horizontbezeichnungen aufgeführt. Das nomenklatorische Problem bezügl. der Horizontbenennung des tieferen Solumbereichs wird insbesondere in Profilen verdeutlicht, bei denen die holozäne Parabraunerde die hochwürmzeitliche Lössanwehung nicht komplett entkalkt hat und im Liegenden noch wenige Dezimeter (1-3 dm) karbonatreicher Löss folgt, bevor der dichte gelbbraune ältere Lösslehm einsetzt.



## 4.2 Bodenprofil 2: Parabraunerde-Tschernosem aus Schwemmlöss



Foto 12a und b: Landschaftsausschnitt Terrassenstufe vermoorte Donauaue zur Sontheimer Terrasse mit Schwemmlöss und Parabraunerde-Tschernosem.

### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung: Sontheimer Hochterrasse am Rand des Donaurieds

Ort: R: 35 94 311, H: 53 76 896 (TK 7427 Sontheim a. d. Brenz)

Höhe: 447 m NN Relief: Verebnung (0 %)

Klima (Jahreswerte): 7,4 °C, 725 mm (DWD 1961-1990, Klimastation Niederstotzingen)

### Profilkennzeichnung

Bodentyp: Mittel tief entwickelter Parabraunerde-Tschernosem

Humusform: Typischer Mull

Ausgangssubstrat: Würmzeitlicher Schwemmlöss

Bodenwasserverhältnisse: Vertikale Sickerwasserbewegung, Haftnässeerscheinungen im Schwemmlöss (> 60 cm u. Fl.), mittlere nutzbare Feldkapazität (bis 60 cm u. Fl.); MGW: ca. 4 m u. Fl.



Tab. 2: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 2

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung
<b>01</b>	0-10	Axh	G0	Ut4	schwarz (7.5 YR 2/1.5), stark humos, Krümelgefüge, stark durchwurzelt, mittel feucht
<b>02</b>	-28	Al-Axh	G0	Tu4	bräunlichschwarz (7.5 YR 3/1.5), mittel humos, feines Subpolyederggefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
<b>03</b>	-50	Bt-Axh	G0	Tu3	schwarz (7.5 YR 2/1), schwach humos, unten einige Rostflecken und einzelne kleine Fe/Mn-Konkretionen, Polyederggefüge, mittel durchwurzelt
<b>04</b>	-58	rGo-Bv	G0	Tu4	bräunlichgrau (10 YR 5/1), sehr schwach humos, wenige Rost- und Bleichflecken, einzelne kleine Fe/Mn-Konkretionen, Kohärentgefüge, mittel durchwurzelt, zungenförmige Untergrenze, mittel feucht
<b>05</b>	>100	Sg-rGo- ICvn	G0	Ut3	hellgräulichgelb (2.5 Y 6/2, viele Rostflecken (10 YR 6/6 u. 6/8), wenige Fe/Mn-Konkretionen, sehr karbonatreich, einzelne kleine Kalkkonkretionen und Pseudomycelien, Kohärentgefüge, mittel feucht

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Uges.	Sges.
<b>01</b>	0-10	n.b.	1,5	1,5	4,7	34,2	25,9	9,8	22,4	69,9	7,7
<b>02</b>	-28	n.b.	2,0	1,0	1,4	33,0	24,2	12,2	26,2	69,4	4,4
<b>03</b>	-50	n.b.	0,7	0,8	1,6	31,6	22,5	7,8	35,0	61,9	3,1
<b>04</b>	-58	n.b.	0,2	0,3	0,9	35,0	24,9	9,2	29,5	69,1	1,4
<b>05</b>	>100	n.b.	1,0	0,8	1,8	46,0	27,2	7,4	15,8	80,6	3,6

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK	nFK	TW
<b>01</b>	0-10	0,59	0,0	5,22	0,46	11,3	n.b.	78	27,4	34,1	16,2
<b>02</b>	-28	1,16	0,0	2,34	0,20	11,7	n.b.	57	14,2	16,2	26,0
<b>03</b>	-50	1,37	0,0	1,06	0,07	15,1	n.b.	48	8,3	12,3	27,9
<b>04</b>	-58	n.b.	3,3	0,53	0,05	10,6	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>05</b>	>100	1,62	37,9	0,05	<0,05	n.b.	n.b.	39	4,1	21,9	12,8

Nr.	Tiefe cm	pH	KAK CaCl <sub>2</sub> pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe	
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub>	P <sub>CAL</sub>
					----- mmol <sub>c</sub> /kg -----							
<b>01</b>	0-10	6,6	417	283	220	58	3	1	134	68	49	30
<b>02</b>	-28	6,3	346	249	200	45	3	1	97	72	43	9
<b>03</b>	-50	6,4	301	221	174	42	4	1	80	74	47	1
<b>04</b>	-58	7,1	224	n.b.	197	28	2	<1	0	100	47	4
<b>05</b>	>100	7,7	96	n.b.	121	4	1	<1	0	100	34	1

## Fortsetzung Tab. 2

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub> ----- mg/g	Fe <sub>d</sub> ----- mg/g	Fe <sub>o</sub> -----	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub> mg/g	Al <sub>o</sub>	Si <sub>t</sub> ----- %	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub> ----- %	Kt -----	Mg <sub>t</sub> -----	Mn <sub>t</sub> -----
<b>01</b>	0-10	n.b.	9,1	4,5	n.b.	0,49	1,9	0,8	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>02</b>	-28	n.b.	9,8	5,6	n.b.	0,57	2,3	1,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>03</b>	-50	n.b.	8,6	3,4	n.b.	0,40	1,8	0,9	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>04</b>	-58	n.b.	7,3	1,2	n.b.	0,16	1,3	0,7	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>05</b>	>100	n.b.	8,2	0,7	n.b.	0,09	0,6	0,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

## Erklärungen

Das Bodenprofil repräsentiert eine spezielle Bodengeneese, die in Baden-Württemberg ausschließlich am Nordrand des Donautals flussabwärts von Ulm auftritt, mit einer großflächigen Verbreitung auf der sog. Sontheimer Hochterrasse. Die Substrat- und Bodengeneese ist dabei eng mit der jüngeren flussmorphologischen Entwicklung der Donau verbunden. Das Ausgangsmaterial für den vorliegenden Boden bildet sehr karbonatreicher Schwemmlöss. Es liegt nahe anzunehmen, dass dieser hauptsächlich der hochwürmzeitlichen Lössverwehungsphase vor etwa 20.000 Jahren entstammt und mehr oder weniger synsedimentär, als die Hänge in den Einzugsgebieten der einmündenden Seitentäler noch nicht in ausreichendem Maß durch die Steppenvegetation stabilisiert waren, z. T. wieder abgetragen wurde und in die Vorfluter gelangte. Das in den Talböden der Donau eingeschwemmte Lössmaterial wurde hier dann von der Donau aufgenommen und durch Hochwässer auf etwas höher gelegenen Terrassenflächen abgesetzt. Folgt man den kurz umrissenen substratgenetischen Vorstellungen ist es einfacher anzunehmen, dass der würmzeitliche Schwemmlöss nach einer geringen Einschneidung der Donau auf einer trocken-gefallenen, etwas höher liegenden Niederterrassenfläche abgelagert wurde, als auf einer Hochterrassenverebnung, die bereits mit einer markanten Erosionsstufe vom Niederterrassenbereich abgesetzt war.

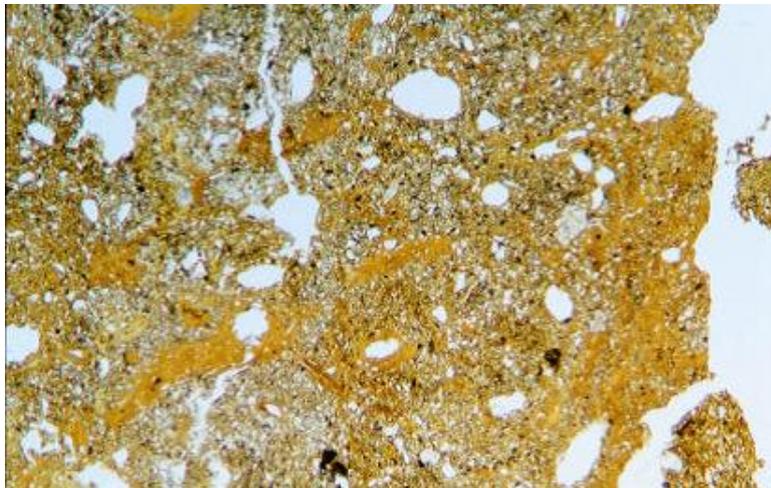
Ein hoher Grundwasserstand und die im ausgehenden Spätglazial einsetzende stärkere Biomasseproduktion führten zur Bildung von Grundwasserböden mit einer starken Akkumulation von organischer Substanz, etwa vom Typ eines Anmorgleys oder eines flacheren Niedermoores. Vermutlich noch im frühen Holozän änderte sich die geomorphologische und hydrologische Konstellation grundsätzlich. Die Donau schnitt sich erneut ein und schuf einen deutlich tiefer liegenden Talboden, der gegenüber der von den Schwemmlössen eingenommenen Sontheimer Terrasse etwa 3 m tiefer liegt. Der ursprünglich nahe der Geländeoberfläche liegende Grundwasserspiegel sank mit der Einschneidung der Donau sukzessive ab und stellte sich auf das Niveau des neu geformten Talbodens ein. In der Konsequenz kamen die bisher durch hohes Grundwasser geprägten Feuchtböden auf den Schwemmlössen zunehmend unter terrestrischen Einfluss mit einer Bodenentwicklung, die nun durch das infiltrierende Niederschlagswasser bestimmt wurde.

Das Exkursionsprofil ist charakterisiert durch eine starke Akkumulation von organischer Substanz (ca. 12 kg/m<sup>2</sup>), die sich teilweise als Reliktmerkmal der früheren Grundwasserböden erhalten hat. Als Folge der terrestrischen Bodenentwicklung fand eine Entkalkung bis etwa 50 cm u. Fl. statt (ca. 300 kg CaCO<sub>3</sub>/m<sup>2</sup>), welche durch die

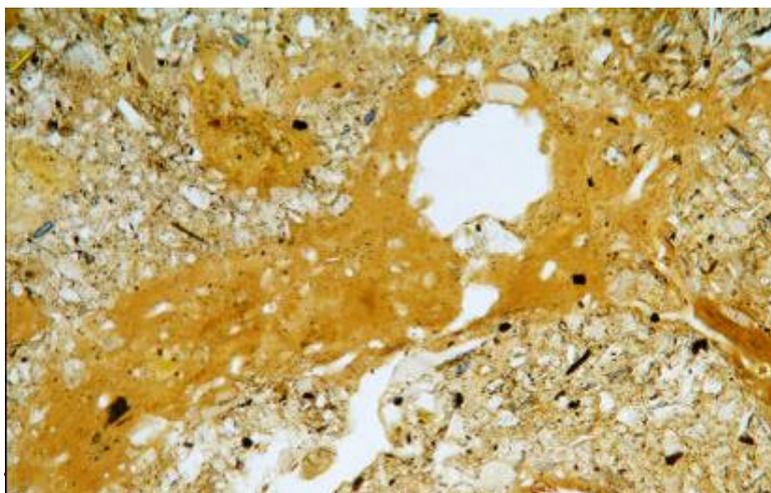
Bildung von Eisenoxiden und Ton begleitet wurde. Die Humusform Mull, das Krümelgefüge im Oberboden sowie ein sehr hoher Regenwurmbesatz weisen auf einen biologisch außerordentlich aktiven Standort hin.

Im Vergleich zu den Oberbodenhorizonten (0–28 cm u. Fl.) zeigt der schwarze Unterboden einen deutlich höheren Tongehalt (35 % gegenüber ca. 25 %), verbunden mit der Ausbildung eines Polyedergefüges. Die mikromorphologische Untersuchung deutet mit dem Nachweis von Toncutanen klar auf Tonverlagerung aus dem Oberboden in den Unterboden als Ursache für die Tongehaltsunterschiede hin (Abb. 14). Allerdings spiegelt sich die angenommene deutliche Tonverlagerung nicht in den  $Fe_d$ -Werten wider und kommt auch bei einer Mengenbetrachtung nicht zum Ausdruck (Oberboden:  $2,6 \text{ kg/m}^2$ , Unterboden:  $2,6 \text{ kg/m}^2$ ). Die Ursache dürfte in einer starken Bindung der Eisenoxide an die organische Substanz des Oberbodens zu sehen sein. Aufgrund der hergeleiteten Bodengenese wird das Exkursionsprofil als mittel tief entwickelter Parabraunerde-Tschernosem klassifiziert (AG Boden 2005). Bodenprofile unter landwirtschaftlicher Nutzung wurden auf der „Sontheimer Hochterrasse“ von THATER & STAHR (1991) z. T. auf ähnliche Weise interpretiert.

Der unterlagernde karbonatreiche Schwemmlöss ist dicht gelagert (TRG:  $1,62 \text{ kg/L}$ ) und weist zahlreiche reliktsche Rostflecken aufgrund des früher hoch stehenden Grundwassers auf. Der Porenraum besteht überwiegend aus Mittelporen, während der Grobporengehalt nur gering ist. Es wird deshalb angenommen, dass ein Teil der Rostfleckigkeit auch auf Haftnässe durch langanhaltende Wassersättigung der Mittelporen zurückzuführen ist.



*Abb. 14a:*  
*Toneinspülungen in Bt-Axh-*  
*Horizont (Standort Bauren-*  
*feld, TK 7526;*  
*Bildbreite: 5,5 mm).*



*Abb. 14b:*  
*Mäßig gut orientierte Tonein-*  
*spülung im Bt-Axh-Horizont*  
*(s. o., Bildbreite: 1,4 mm).*



### 4.3 Bodenprofil 3: Pseudogley aus Auenlehm über Stillwasserton



Foto 13a und b: Landschaftsausschnitt ältere Donauaue am Rand zur Alb und Pseudogley aus Auenlehm über Stillwasserton auf Hochwasserablagerungen.

#### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung: Ältere holozäne Terrassenflächen im westlichen Donauried

Ort: R: 35 83 840, H: 53 69 681 (TK 7526 Ulm-Nordost)

Höhe: 455 m NN                      Relief: Verebnung (0 %)

Klima (Jahreswerte): 7,4 °C, 725 mm (DWD 1961-1990, Klimastation Niederstotzingen)

#### Profilkennzeichnung

Bodentyp: Pseudogley

Ausgangssubstrat: Auenlehm über Stillwasserton auf sandig-lehmigen Hochwasserablagerungen

Bodenwasserverhältnisse: Stark eingeschränkte vertikale Sickerwasserbewegung mit Staunässe, mittlere nutzbare Feldkapazität (bis 70 cm u. Fl.); MGW: ca. 3 m u. Fl.



Tab. 3: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 3

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung/Sonstiges
01	0-25	Ap	G1	Tu3	dunkelgraubraun (10YR 4/2), stark humos, karbonatreich, Subpolyedergefüge, stark durchwurzelt, mittel feucht
02	-48	Sw	G1	Tu3	olivstichiggrau (5Y 5/2), Rostflecken (10YR 5/6), schwach humos, karbonatreich, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
03	-70	IIrF-P-Sd	G0	Tt	schwarz (N 2/0), wenige Rostflecken, mittel humos, karbonatfrei, Kohärent- bis Prismengefüge, schwach durchwurzelt, mittel feucht
04	-110	IIIrGr-rGo	G0-1	Tu2	grau (5Y 5/1), Rostflecken (10YR 5/8), sehr karbonatreich, Kohärentgefüge, schwach durchwurzelt, mittel feucht
05	-150	rGr-Go1	G2	Lfs3	humusfrei, karbonatreich (Bohrung)
06	-195	rGr-Go2	G2	fSI4	humusfrei, karbonatreich (Bohrung)
07	>215	rGr-Gro	G3-4	Su2	humusfrei, karbonatreich (Bohrung)

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Uges.	Sges.
01	0-25	n.b.	0,8	1,2	2,7	13,1	22,2	20,6	39,5	55,9	4,7
02	-48	n.b.	0,5	0,9	2,0	7,0	17,6	27,2	44,8	51,8	3,4
03	-70	n.b.	0,1	0,1	0,4	5,6	7,2	17,1	69,4	29,9	0,6
04	-110	n.b.	0,1	0,2	0,8	4,9	17,3	26,6	50,2	48,8	1,1

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK Vol.-%	nFK	TW
02	-48	1,27	22,5	0,9	0,2	5	n.b.	52	6,6	12,4	33,0
03	-70	1,04	0,8	2,8	0,2	14	n.b.	61	4,4	19,1	37,5
04	-110	1,52	32,5	0,8	0,1	8	n.b.	43	1,8	11,1	30,1

Nr.	Tiefe cm	pH CaCl <sub>2</sub>	KAK pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe	
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub>	P <sub>CAL</sub>
					mmol <sub>e</sub> /kg						mg/kg	
01	0-25	7,4	412	n.b.	374	28	5	<1	0	100	130	119
02	-48	7,6	398	n.b.	372	25	1	<1	0	100	13	2
03	-70	7,2	498	n.b.	460	35	2	<1	0	100	43	2
04	-110	7,6	404	n.b.	381	21	1	<1	0	100	53	<1

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub>	Al <sub>o</sub>	Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub>	K <sub>t</sub>	Mg <sub>t</sub>	Mn <sub>t</sub>
		mg/g						mg/g		%				
01	0-25	n.b.	16,5	6,0	n.b.	0,36	1,6	0,8	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-48	n.b.	28,4	2,1	n.b.	0,07	1,5	1,2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-70	n.b.	19,0	1,4	n.b.	0,07	2,7	1,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-110	n.b.	14,3	1,0	n.b.	0,07	0,7	0,7	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

## Erklärungen

Das Substrat des Bodenprofils besteht aus mehrschichtigen, feinkörnigen Hochwasserabsätzen und Stillwasserablagerungen. Zuoberst setzt es mit einem ca. 50 cm mächtigen, jungen, karbonatreichen Auenlehm ein, der auch noch in jüngerer Zeit geformt wurde, als die Donau bei extremen Hochwässern ihr junges Hochwasserbett verlassen hat und auf die höher liegenden und mit einer deutlichen Stufe abgesetzten älteren Auenflächen übergegriffen hat. Im Liegenden dieses jungen Auensediments folgt ein ca. 20 cm mächtiger schwarzer Tonhorizont, der typischerweise karbonatfrei ist, sich durch einen sehr hohen Tonanteil auszeichnet (>65 %) und trotz seiner tief schwarzen Bodenfarbe nur einen vergleichsweise geringen Gehalt an organischer Substanz aufweist (ca. 5-6 %). Der hier als Stillwasserablagerung interpretierte Tonhorizont wird unterlagert von hellgrauen, weitgehend humusfreien und sehr karbonatreichen, schluffig-tonigen Hochwasserabsätzen. In einer Tiefe von 150 cm u. Fl. gehen diese in humusfreie, feinsandig-lehmige Hochwassersedimente über, bevor ab etwa 2 m u. Fl. die sandig-kiesige Flussbettablagerungen der Donau beginnen.

Die Bodenentwicklung war durch ursprünglich hoch stehendes Grundwasser geprägt, dessen geschlossener Kapillarraum in Phasen mit Höchststand vermutlich bis in den schwarzen Tonhorizont reichte. Aufgrund der Zerschneidung der älteren Auenflächen und der Formung ihres deutlich tiefer liegenden heutigen Hochwasserbetts sowie sicher verstärkt durch die ab dem frühen 19. Jahrhundert infolge der künstlichen Flussbegradigungen initiierten weiteren Einschneidung der Donau, sank der Grundwasserspiegel im Kiesaquifer des Talbodens v. a. in seinem donauwärtigen Bereich deutlich ab. Die ehemaligen Gr-Horizonte im Liegenden des schwarzen Tons wurden sukzessive durch Rostfleckung überprägt bis der Grundwasserspiegel nach kontinuierlichem Absinken schließlich sein jetziges Niveau (ca. 3 m u. Fl.) erreicht hatte. Heute dürfte nur noch der tiefere Teil der Hochwassersedimente in feuchten Jahren vom Grundwasser beeinflusst werden.

Die ausgeprägte Substratschichtung im oberflächennahen Untergrund der älteren Auenflächen im westlichen Donauried hat dazu geführt, dass hier trotz der vergleichsweise geringen Jahresniederschläge großflächig Pseudogleye auftreten. Das Stauwasser wird dabei im relativ geringmächtigen Auenlehm über dem im gequollenen Zustand dichten schwarzen Ton bis in den Bereich der Geländeoberfläche aufgebaut. Die genaue Beurteilung des Staunässegrads (Pseudogley oder Vega-Pseudogley) ist wegen der fast durchgängigen aktuellen Ackernutzung und der dadurch erfolgenden Durchmischung der obersten 25–30 cm im Ap-Horizont schwierig.



	CaCO <sub>3</sub>	C <sub>org</sub>	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	KA5
	%	%	-----			-----				
<b>rF-P-Sd</b>	<0,8	3,8	0,1	0,7	1,4	4,6	6,5	19,0	67,7	<b>Tt</b>
<b>rF-rGo-P-Sd</b>	<0,8	2,1	0,1	0,9	1,9	6,0	7,3	20,1	62,7	<b>Tu2</b>
<b>rGr-rGo1</b>	49,5	0,5	0,1	3,8	26,5	35,9	14,4	6,8	12,4	<b>Uls</b>
<b>rGr-rGo2</b>	36,0	0,4	0,1	10,5	59,9	12,6	6,7	3,4	6,9	<b>SI2</b>
<b>rGr-Go</b>	36,0	0,3	0,1	37,2	42,9	8,9	4,7	1,5	4,8	<b>Su2</b>

Abb. 15: Foto Baggerseeaufschluss bei den Fischerhöfen und Analysendaten.

Der Aufschluss am Westrand des Baggersees bei den Fischerhöfen (Herbst 2015: R: 35 84 357, H: 53 69 859) erschließt den tieferen Teil einer Hoch- und Stillwasserabfolge über Donaukiesen. Der die Profile üblicherweise nach oben abschließende junge Auenlehm wurde abgebagert und fehlt hier im Profil.

Die Abfolge im Hangenden der Kiese setzt zunächst mit sandigen Hochwasserabsätzen (Su2, SI2), die nach oben in schluffreiche Ablagerungen übergehen (Uls). Die Sedimente sind sehr karbonatreich ausgebildet und weisen mit ihrer intensiven Rostfleckigkeit starke Gleymerkmale auf, die bis auf den untersten Abschnitt überwiegend reliktsch sind (MGW: ca. 2,5 m u. Fl., MHGW: ca. 1,5 m. u. Fl.). Zuoberst wird die Hochwassersequenz im Aufschluss durch den für die älteren Auenflächen im Donauried charakteristischen karbonatfreien schwarzen Ton abgeschlossen, der im Aufschluss bei den Fischerhöfen mit einem zunächst noch dunkelgrauen basalen Abschnitt einsetzt. Durchgeführte Tonmineralanalysen ergaben für den schwarzen Ton eine Zusammensetzung, die weitgehend von Montmorillonit dominiert wird (Tonmineralanalytik M. MARTIN, LGRB Baden-Württemberg).

Seine spezifische Ausbildung (tief schwarze Bodenfarbe bei vergleichsweise geringem organischem Anteil, sehr hoher Tongehalt und fehlende Karbonatführung trotz Vorkommens in einer kalkreichen fluviatilen Bodenlandschaft) erfordern die Diskussion seiner Genese und der Einordnung auch im größeren, überregionalen Rahmen.

Im Zuge der bodenkundlichen Landesaufnahme von Baden-Württemberg wurden in den Auenbereichen verschiedener Flüsse wiederholt vergleichbare schwarze Tone gefunden. Ihr i. d. R. nur stellenweises Vorkommen spricht dafür, dass die schwarzen Tone ursprünglich größerflächig in den Talböden auftraten und durch nach-

folgende Auedynamik bis auf einzelne Erosionsreste wieder abgetragen wurden. Dass es sich bei ihnen nicht um eine regionale Erscheinung handelt, zeigen die bereits früh aus anderen Flusssystemen bekannt gewordenen schwarzen, tonreichen Bildungen in den Auenbereichen von Main und Iller („Pechanmoore“, BRUNNACKER 1959 a, b) sowie von Lahn (MÄCKEL 1969) und Leine (WILDHAGEN & MEYER 1972). Um die 2000er Jahre erfolgten schließlich etliche weitere Arbeiten welche u. a. den „schwarzen Ton“ in Auenlage zum Gegenstand hatten und die im Zuge des DFG-Schwerpunktprogramms „Wandel der Geo-Biosphäre während der letzten 15.000 Jahre“ durchgeführt wurden (z. B. ANDRES et al. 2001, HOUBEN 1997, KALIS et al. 2003, NOLTE 2000, RITTWEGER 2000 bzw. DAMBECK & SABEL 2001, DAMBECK & THIEMEYER 2002, DAMBECK 2005).

Schon seit ersten Untersuchungen wird die Genese des schwarzen Tons und seine Altersstellung konträr diskutiert. Während MÄCKEL (1969: 149f.) seine Entstehung auf Bodenbildung („Feuchtschwarzerde“) zurückführt, weisen WILDHAGEN & MEYER (1972) eine vorherrschend sedimentäre Genese als Hochwassersediment nach. In den jüngeren Arbeiten wird der schwarze Ton ebenfalls überwiegend als Sediment gedeutet, wobei von manchen Autoren zusätzlich eine Überprägung durch bodenbildende Prozesse angenommen wird (DAMBECK & SABEL 2001, RITTWEGER 2000). RITTWEGER betont dabei besonders die polygenetische, sowohl sedimentäre wie pedogenetische Prägung des „Black Floodplain Soils“ und verknüpft seine Entstehung eng mit einem natürlichen Tontransport aus den von Tschernosemen zu Parabraunerden degradierenden Böden des Atlantikums in die Vorfluter. Von mehreren Autoren wird eine enge Beziehung zwischen bandkeramischer Boden-erosion in den von Schwarzerden eingenommenen Einzugsgebieten und dem schwarzen Ton als korrelatem Sediment in den Auenbereichen angenommen. So haben bereits WILDHAGEN & MEYER (1972) den schwarzen Auenton im Wesentlichen als fluviatiles Umlagerungsprodukt von im Auenrandbereich auftretenden Feuchtschwarzerden gedeutet, deren Tschernosemmaterial durch Uferunterschneidungen in die Tiefenlinie gelangte.

Als Entstehungszeitraum des schwarzen Auentons wird aufgrund von Datierungen und dem pollenanalytischen Befund aus unterlagernden Torfen überwiegend das Atlantikum angesehen (z. B. DAMBECK & THIEMEYER 2002, WILDHAGEN & MEYER 1972, NOLTE 2000), wobei Datierungen in seinem basalen Teil darauf hindeuten, dass seine Bildung stellenweise schon im Boreal eingesetzt hat (ANDRES et al. 2001: 93, HOUBEN 1997: 474). Die zeitliche obere Fixierung ist durch eine teilweise Überlagerung mit bronze- bzw. eisenzeitlichen Auenlehmen vorgegeben (KALIS et al. 2003, WILDHAGEN & MEYER 1972). Örtlich soll die Bildung des schwarzen Tons schon im Atlantikum beendet gewesen sein, worauf seine Überlagerung durch eine dünne Auenlehmdecke mit bandkeramischen Funden hindeutet (RITTWEGER 2000: 150).

Für das Exkursionsgebiet im westlichen Donauried liegen verschiedene Befunde vor, die Hinweise auf die genetische und stratigraphische Deutung des schwarzen Tons zulassen. Sowohl sein Fehlen auf einzelnen flachen Kieserhebungen im Bereich der älteren Auenterrassen, wie auch sein stellenweises Auftreten direkt auf kiesigen Sanden, ohne gröbere textuelle Ausbildung und seine immer abrupt einsetzende Karbonatfreiheit im Hangenden von kalkreichen fluviatilen Ablagerungen, sprechen klar für seine Entstehung als eigenständige geologische Schicht und nicht für seine Bildung als oberstes Glied einer fluviatilen fining up-Sequenz oder gar als Bodenbildung. Als

sedimentärer Prozess, welcher die hohen Tongehalte des schwarzen Tons erklären kann, kommt eine lakustrine Stillwassersedimentation in Betracht. Voraussetzung war vermutlich, dass die Donauhochwässer während seines Bildungszeitraums in dichte Auwälder mit üppigem Unterwuchs eindringen, wodurch ein rasches Abfließen nach dem Abklingen der Hochwassersituation verhindert wurde und sich so eine limnische Sedimentation einstellen konnte, in der sich weitgehend karbonatfreie mineralische Schwebfracht sowie Feindetritus absetzen konnten. Der schwarze Ton wäre demnach eher als eine Mudde, denn als Hochflutsediment zu deuten, weshalb in den Profilen des Donaurieds das Horizontsymbol F bzw. rF (AG Boden 2005) benutzt wurde. Seine schwarze Bodenfarbe lässt sich ebenfalls gut durch die lakustrine Entstehung erklären. Neben abgesetztem Feindetritus hat sicher auch die jeweils absterbende und verrottende Kraut- und Farnschicht in den über längere Zeit gefluteten Auwäldern einen Teil der organischen Substanz geliefert. Entscheidend für die Bildung des schwarzen Tons als extrem feinkörniges limnisches Sediment war vermutlich auch, dass aus dem jeweiligen Einzugsgebiet des Flusses noch keine stärkere, aus der anthropogenen Bodenerosion stammende Sedimentfracht mit größerem Material in den Vorfluter gelangte.

Aufgrund der umrissenen Vorstellungen lässt sich für die Altersstellung des schwarzen Tons folgern, dass er nicht älter sein sollte als die beginnende Ausbreitung des Eichenmischwalds ab ungefähr der zweiten Hälfte des Boreals (LECHTERBECK 2001) und seine Bildung in den meisten Gebieten spätestens zu Beginn der Urnenfelderzeit in der späten Bronzezeit abgeschlossen war, die mit ihrem deutlich intensivierten Ackerbau zu verstärkter Bodenerosion geführt hat (LANG 2003: 217). Denkbar ist auch, dass sich die Bildung des schwarzen Tons in den verschiedenen Flussgebieten nicht völlig gleichzeitig vollzogen hat. Neben regionalen hydrologischen Unterschieden und den lokalen geomorphologischen Gegebenheiten, die das Hochwassergeschehen variiert haben, hat vermutlich auch die zu einem unterschiedlichen Zeitpunkt in den jeweiligen Einzugsgebieten einsetzende intensivere ackerbauliche Nutzung eine Rolle gespielt.

Im Hinblick auf die zeitliche Stellung des schwarzen Tons am Westrand des Donaurieds lässt ein Profil in einer undeutlichen Randrinne zwischen zwei mit ca. 0,5 m gegeneinander abgesetzten Auenniveaus Rückschlüsse zu (Abb. 16 u. 17). Über Donaukies folgt ab 170 cm u. Fl. zunächst ein stark schluffiger, olivgrauer, sehr kalkreicher Hochflutlehm, der im oberen Abschnitt durch enthaltene organische Substanz eine bräunlichgraue Bodenfarbe (2.5 Y /1) aufweist. Ab 118 cm u. Fl. wird dieser abrupt von einem bräunlich-schwarzen (2.5 Y 3/1), kalkfreien Ton abgelöst. Zwischen ihm und einem oberen schwarzen Ton (N 3/0) zwischen 49 und 70 cm u. Fl. ist eine bis zu 50 cm mächtige Torflinse eingeschaltet. In diesem Zusammenhang ist wichtig, dass oberer und unterer schwarzer Ton beiderseits der zentralen Rinnenposition wieder zusammenlaufen, wie sich mit Handbohrungen nachweisen lässt. Nach oben wird die Abfolge durch einen jungen und kalkreichen Auenlehm abgeschlossen. Als Oberflächenboden ist wiederum ein Pseudogley entwickelt, mit dem oberen schwarzen Ton als Staukörper und dem Auenlehm als Stauwasserleiter (Sw-Horizont). <sup>14</sup>C-Datierungen aus dem untersten und dem obersten Teil des Torfs ergaben konventionelle Alter von 7.540 ± 45 (HAM-3755) und 6745 ± 45 (HAM-3754) Jahren vor heute, was kalibrierten Altern von 6,3 bzw. 5,6 ka BC entspricht. Nach den Datierungen repräsentiert der Torf einen Ausschnitt aus dem Atlantikum. Eine ergänzend durchgeführte Pollenanalyse erbrachte ebenfalls eine typische atlantikum-

zeitliche Kurve mit dem charakteristischen Eichenmischwald bei gleichzeitigem Fehlen von *Fagus* (Abb. 18, Pollenanalytik: U. MÜLLER). Geht man davon aus, dass sich zwischen Torf und unterem schwarzen Ton keine größere Diskordanz befindet, gibt es für das westliche Donaured somit einen deutlichen Hinweis, dass die Bildung des schwarzen Tons hauptsächlich während des Atlantikums stattfand.

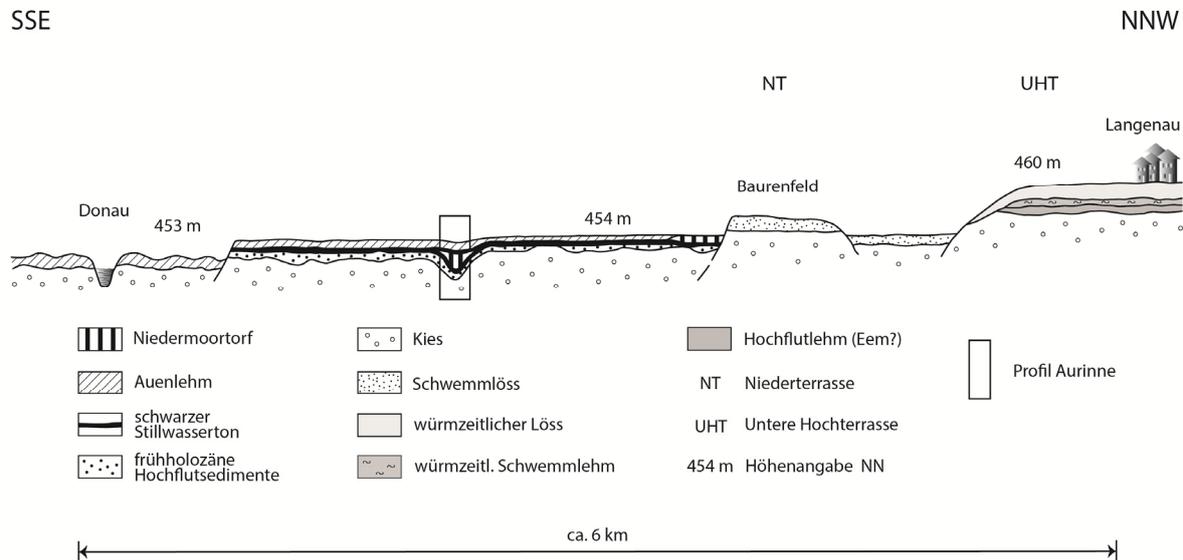


Abb. 16: Halbschematischer Schnitt durch das westliche Donaured.

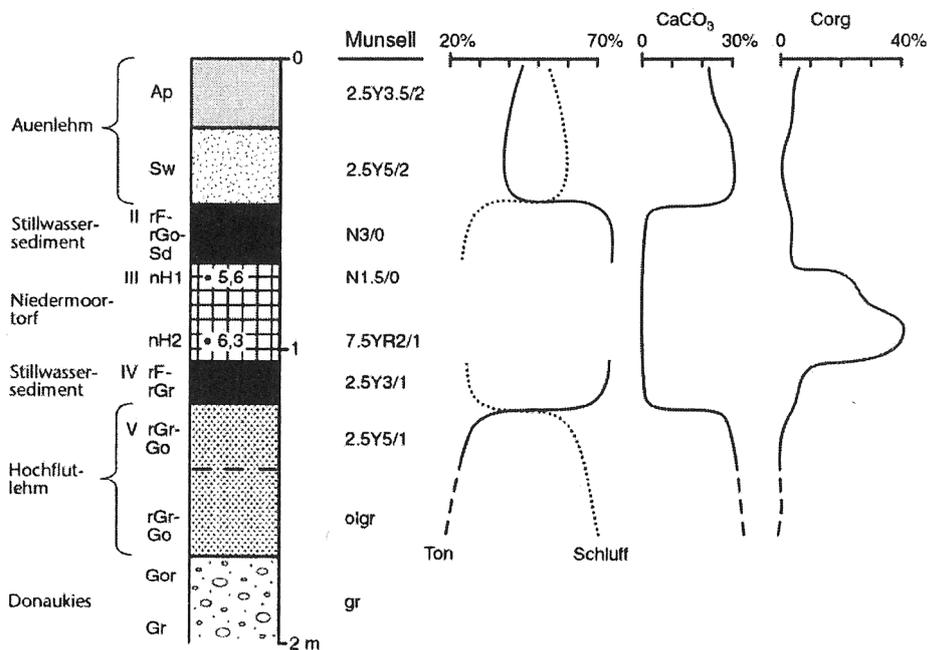


Abb. 17: Profil Aurinne mit schwarzem Ton und eingeschaltetem Torfhorizont (aus KÖSEL 2004). Die Zahlenangaben (•5,6 u. •6,3) repräsentieren kalibrierte <sup>14</sup>C-Alter vor Chr.

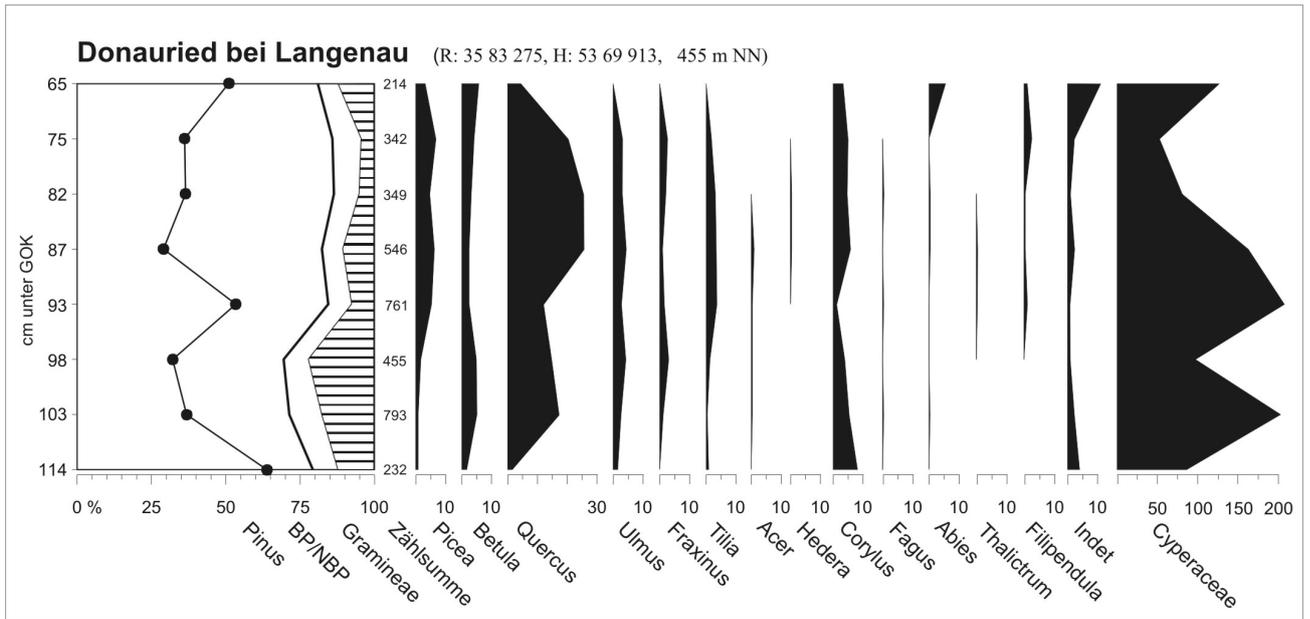


Abb. 18: Pollendiagramm Torfhorizont, eingeschaltet in schwarzen Ton (s. Abb. 16 u. 17, aus KÖSEL 2004).



#### 4.4 Bodenprofil 4: Parabraunerde aus periglazialen Umlagerungs- bildungen über reliktscher Braunerde



Foto 14a und b: Landschaftsausschnitt Brenztal und Parabraunerde aus periglazialen Umlagerungsbildungen über Urbrenzablagerungen.

#### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung: Hochflächen und obere Talhänge in Bereich des Brenztals

Ort: R: 35 95 505, H: 53 82 742 (TK 7427 Sontheim a. d. Brenz)

Höhe: 480 m NN Relief: Flachhang (7 %, SW)

Klima (Jahreswerte): 7,4 °C, 725 mm (DWD 1961-1990, Klimastation Niederstotzingen)

#### Profilkennzeichnung

Bodentyp: Mittel tief entwickelte podsolige, pseudovergleyte Parabraunerde über reliktscher Braunerde

Humusform: Feinhumusarmer Moder

Ausgangssubstrat: Spätglaziale Fließerde (Hauptlage) über Schwemmschutt auf verwitterten Urbrenzablagerungen

Bodenwasserverhältnisse: Eingeschränkte vertikale Sickerwasserbewegung, phasenweise Zwischenabfluss, mittlere nutzbare Feldkapazität



Tab. 4: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 4

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung
01	0-3	Aeh	Gr2	Slu	dunkelbraungrau (10 YR 2/3), stark humos, Subpolyedergefüge (fein), stark durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)
02	-28	Bv-Al	Gr2	Slu	gelblichbraun (10 YR 5/6), schwach humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)
03	-44	IIbvt	Gr3	Ls3	braun (7.5 YR 4/6), Subpolyedergefüge, Toncutane, einzelne Mn-Flecken, mittel durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)
04	-56	IIISw-Bt	Gr4	Ls4	braun (7.5 YR 4/4), Subpolyeder- bis Polyedergefüge, Toncutane, Mn-Flecken und -Konkretionen, schwach durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)
05	-95	IVSd-rBv	Gr3	Ts4	rötlichbraun (7.5 YR 5/8), Kohärentgefüge, Mn-Tapeten auf Rissflächen, sehr schwach durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)
06	>105	rBv2	Gr1	St3	Sandlinse, gelblichbraun (10 YR 5/8), Kohärentgefüge, sehr schwach durchwurzelt, schwach feucht (mittel feucht)

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Uges.	Sges.
01	0-3	n.b.	15,6	15,8	7,6	23,0	14,9	8,2	14,9	46,1	39,0
02	-28	n.b.	15,0	16,7	8,1	23,6	14,5	8,0	14,0	46,1	39,8
03	-44	n.b.	17,6	17,4	6,8	18,5	11,0	7,1	21,6	36,6	41,8
04	-56	n.b.	30,0	22,2	5,3	8,7	6,4	4,6	22,8	19,7	57,5
05	-95	n.b.	28,4	32,2	6,2	2,9	1,2	0,7	28,4	4,8	66,8
06	>105	n.b.	2,0	60,7	9,2	2,3	1,2	1,0	23,6	4,5	71,9

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK	nFK	TW
01	0-3	0,44	0,0	4,19	0,19	22	n.b.	83	53,0	25,6	4,4
02	-28	1,30	0,0	0,73	<0,05	n.b.	n.b.	51	21,2	20,0	8,9
03	-44	1,47	0,0	0,22	<0,05	n.b.	n.b.	44	17,4	14,3	12,6
04	-56	n.b.	0,0	0,17	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
05	-95	1,72	0,0	0,12	<0,05	n.b.	n.b.	35	9,2	6,9	18,7
06	>105	n.b.	0,0	0,08	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Nr.	Tiefe cm	pH CaCl <sub>2</sub>	KAK pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe	
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub> mg/kg	P <sub>CAL</sub> mg/kg
					mmol <sub>c</sub> /kg							
01	0-3	3,1	117	61	16	2	<1	<1	29	16	n.b.	n.b.
02	-28	3,8	78	34	1	1	<1	<1	26	3	n.b.	n.b.
03	-44	3,8	80	46	2	1	1	<1	33	5	n.b.	n.b.
04	-56	4,2	96	62	6	2	2	<1	42	10	n.b.	n.b.
05	-95	4,2	111	80	61	7	2	<1	10	63	n.b.	n.b.
06	>105	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.



Fortsetzung Tab. 4

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub>	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub>	Al <sub>o</sub>	Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub>	K <sub>t</sub>	Mg <sub>t</sub>	Mn <sub>t</sub>
		----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- mg/g	----- %	----- %	----- %
01	0-3	n.b.	10,2	2,3	n.b.	0,23	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-28	n.b.	13,0	2,6	n.b.	0,20	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-44	n.b.	20,0	2,6	n.b.	0,13	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-56	n.b.	30,0	1,8	n.b.	0,06	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
05	-95	n.b.	24,9	0,5	n.b.	0,02	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
06	-105	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Erklärungen

Die Ablagerungen der jungtertiären bis ältestpleistozänen Urbrenz kommen im Bereich des unteren Brenztals in verschiedenen Höhenlagen vor. Das durch das Exkursionsprofil aufgeschlossene Vorkommen liegt nur etwa 35 m über dem Talboden der Brenz und ist damit der jüngsten Ablagerungsstufe zuzurechnen. Etwa 1,1 km weiter südöstlich streichen im gleichen Niveau die Urbrenzablagerungen im Gewann „Weingarten“ am Oberhang des Donautals aus. Die häufig als quarzsandreiches, stark verlehmted Residualmaterial vorliegenden Ablagerungen führen meist deutliche Gehalte an Grobkomponenten aus Hornsteinen und porösen Kieselknollen sowie ihren Bruchstücken, die aus dem Oberjura stammen (TEMMLER 1962). Untergeordnete Sandsteinkomponenten aus dem Unteren und Mittleren Jura sowie aus dem Keuper (Stubensandstein-Formation) spiegeln das ehemals bis in das Vorland der Ostalb reichende Einzugsgebiet wider.

Das Solummaterial aus Urbrenzablagerungen setzt im Exkursionsprofil ab 56 cm u. Fl. ein. Es besteht aus einem extrem dichten stark sandigen Ton mit mittlerem und stellenweise hohem Grus- und Kiesgehalt. Der obere Teil des reliktschen Verwitterungsmaterials kann dabei auch als Fließerde verlagert sein. Im linken Abschnitt der Profilwand ist ab ca. 90 cm u. Fl. eine Sandlinse enthalten, während in der rechten unteren Ecke ein hellockerfarbener Ton auf die am Hang im Liegenden anstehenden Gesteine der Zementmergel-Formation (Oberjura) hinweist.

Die Urbrenzablagerungen werden von einer geringmächtigen, mehrgliedrigen Periglazialfolge überlagert. Diese beginnt mit der Hauptlage (0-28 cm u. Fl.) aus einem grusarmen schwach sandigen Lehm. Darunter folgt eine ältere spätglaziale Fließerde aus einem grushaltigen mittel sandigem Lehm, die einen geringmächtigen, grusreichen Schwemmschutt überlagert (44-56 cm u. Fl.). Pedogenetisch wurde die Periglazialabfolge durch eine Parabraunerde überprägt. Die verwitterten Urbrenzablagerungen im Liegenden werden wegen ihrer starken Verlehmung als reliktscher Bv-Horizont angesprochen. Fe/Mn-Überzüge auf Grobkomponenten sowie schwarze Mn-Tapeten auf Gefügerissen zeigen, dass der obere Abschnitt zeitweise als Staukörper für das Interflow-Wasser fungiert, das sich im hangenden Schwemmschutt bewegt. Trotz der sehr starken Versauerung des Oberbodens ist ein deutlicher Aeh-Horizont nur stellenweise vorhanden.



## 4.5 Bodenprofil 5: Braunerde über Terra fusca aus äolisch geprägter Fließerde über Residualton



Abb.19: Kartenausschnitt TK 7426 mit Lage von Bodenprofil 5, Foto 15: Braunerde über Terra fusca.

### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung:	Hochflächenränder der Flächenalb	
Ort:	R: 35 85 916, H: 53 80 075 (TK 7426 Langenau)	
Höhe:	516 m NN	Relief: Scheitelpunkt (0 %)
Klima (Jahreswerte):	7,9 °C, 748 mm (DWD 1961-1990, Klimastation Ulm)	

### Profilkennzeichnung

Bodentyp:	Flache Braunerde über Terra fusca, lessiviert
Humusform:	Moderartiger Mull
Ausgangssubstrat:	Äolisch geprägte Fließerde (Hauptlage) über Residualton der Kalksteinverwitterung
Bodenwasserverhältnisse:	Mäßig eingeschränkte vertikale Sickerwasserbewegung, mittlere nutzbare Feldkapazität



Tab. 5: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 5

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung
01	0-6	Ah	Gr2	Ut4	dunkelbraungrau (10 YR 4/3). stark humos, Subpolyeder- bis Krümelgefüge, stark durch wurzelt, mittel feucht
02	-29	Al-Bv	Gr-X3	Ut4	gelbbraun (10 YR 5.5/6), schwach humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
03	-60	IIBtv-Tv	Gr-X3	Tu2	leuchtend gelbbraun (7.5 YR 5/8), Polyeder-gefüge, schwache Toncutane, mittel durch- wurzelt, mittel feucht
04	-90	IIITv	Gr-X3	Tt	leuchtend bräunlichgelb (10 YR 5/8), Kohärentgefüge, einzelne Mn-Tapeten auf Gefügerissen, einzelne Fe/Mn-Konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht
05	>105	IVT-Cv	X4,Gr3	Lt3	rötlichbraun (7.5 YR 5/6), karbonatreich, Kohärentgefüge, mittel feucht

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U <sub>ges</sub>	S <sub>ges</sub>
01	0-6	n.b.	5,4	2,2	1,8	31,4	27,9	10,7	21,5	69,7	9,4
02	-29	n.b.	5,0	1,7	1,5	33,0	27,8	11,1	19,9	71,9	8,2
03	-60	n.b.	4,5	2,0	2,1	13,9	12,1	6,8	58,6	32,8	8,6
04	-90	n.b.	2,8	1,4	1,4	7,6	7,9	6,5	72,5	22,0	5,6

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK Vol.-%	nFK	TW
01	0-6	n.b.	0,0	4,23	0,27	15	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-29	n.b.	0,0	0,78	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-60	n.b.	0,0	0,28	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-90	n.b.	0,0	0,28	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Nr.	Tiefe cm	pH CaCl <sub>2</sub>	KAK pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe	
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub> mg/kg	P <sub>CAL</sub>
					mmol <sub>c</sub> /kg							
01	0-6	4,9	175	113	68	27	2	<1	78	85	n.b.	n.b.
02	-29	4,0	81	48	3	2	1	<1	75	13	n.b.	n.b.
03	-60	3,7	209	191	115	19	5	<1	70	66	n.b.	n.b.
04	-90	4,6	322	301	272	15	10	<1	26	100	n.b.	n.b.

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub> mg/g	Fe <sub>d</sub> mg/g	Fe <sub>o</sub> mg/g	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub> mg/g	Al <sub>o</sub> mg/g	Si <sub>t</sub> mg/g	Al <sub>t</sub> mg/g	Fe <sub>t</sub> %	K <sub>t</sub> %	Mg <sub>t</sub> %	Mn <sub>t</sub> %
01	0-6	n.b.	16,6	2,5	n.b.	0,15	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-29	n.b.	16,2	2,3	n.b.	0,14	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-60	n.b.	60,0	1,9	n.b.	0,03	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-90	n.b.	59,4	1,5	n.b.	0,03	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

## Erklärungen

An den Rändern der von einzelnen Tälern zerschnittenen, mit Lösslehm bedeckten Hochflächenbereiche der südöstlichen Alb tritt verbreitet Residualton aus der Karbonatgesteinsverwitterung im Solumbereiche der Böden auf. Je nach Mächtigkeit des Residualtons und der Überlagerung durch äolisch geprägte Fließerden schwankt die Bodenausbildung zwischen flachen Braunerde-Terra fuscen, flachen Braunerden über Terra fusca mit mittlerem und mäßig tiefem Solum sowie mäßig tief und tief entwickelten Parabraunerde-Terra fuscen und Terra fusca-Parabraunerden.

Im Fall des Exkursionsprofils überlagert eine ca. 30 cm mächtige äolisch geprägte Fließerde (Hauptlage) mit einer Steinsohle an der Basis leuchtend gelbbraunen und bräunlichgelben Residualton, wobei im oberen Abschnitt (bis ca. 60 cm u. Fl.) aufgrund der enthaltenen Schluffkomponente (Tu2) eine geringe äolische Beimengung angenommen werden muss. Der liegende Residualton ist extrem tonreich (ca. 75 %) und sitzt mit einer zwischen 90 und 105 cm u. Fl. verlaufenden welligen Untergrenze einem T-Cv-Horizont auf, der vermutlich auf verwittertem anstehendem Kalkstein entwickelt ist. Im gesamten Profil sind poröse, kieselige Gesteinskomponenten auffällig, die von abschnittsweise in den anstehenden Massenkalken enthaltenen Kieselknollen stammen. Diese bis zu Kindskopfgröße erreichenden Ausfällungen entstanden durch die (früh)diagenetische Mobilisierung kieseligen Gerüstmaterials einiger Schwammarten.

Im oberen Profilabschnitt treten eher bruchstückartige, kantige Grobkomponenten auf, die u. U. auf Frostsprengung zurückzuführen sind, während im liegenden Residualton auch größere Kieselknollen oder Teile von ihnen enthalten sind. In ihrem Inneren zeigen diese z. T. rötliche bis ockerfarbene Fe-Ausfällungen. Ebenso wie stellenweise auf Außenseiten auftretende kräftige Fe/Mn-Überzüge, die manchmal fast glaskopffartig ausgebildet sind, deuten sie auf ein früheres intensives Verwitterungsmilieu hin, in dem es zur Mobilisierung von Eisen und Mangan kam. Auf alte Verwitterung weisen auch etliche im Residualmaterial zu findende Bohnerzkügelchen (1–2 mm) hin, die z. T. nesterartig auftreten.

Neben Verbraunung und Verlehmung der äolisch geprägten Fließerde fand im Zuge der holozänen Pedogenese schließlich auch eine Mobilisierung von Ton statt. Der aus dem Oberboden ausgewaschene Ton wurde zum einen in den stellenweise in der linken Profilhälfte erhaltenen geringmächtigen Rest einer Mittellage eingewaschen (bis 38 cm u. Fl. IIBvt-Horizont), wie sich auch schwache Toncutane im oberen Bereich der Terra fusca erkennen lassen, die mit ihrem stabilen Polyedergefüge günstige Voraussetzungen für eine Toneinspülung bot.



## 4.6 Bodenprofil 6: Flache Braunerde über Fersiallit-Pseudogley



Foto 16a und b: Landschaftsausschnitt Kalksteinplateau des „Ofenlochs“ bei Hörvelsingen und Pseudogley-Braunerde über Fersiallit-Pseudogley.

### Standortsbeschreibung

Vorkommen/Verbreitung: Einzelvorkommen im Bereich der südöstlichen Alb

Ort: R: 35 75 501, H: 53 72 819 (TK 7526 Ulm-Nordost)

Höhe: 575 m NN Relief: Flachhang (3 %, NW)

Klima (Jahreswerte): 7,9 °C, 748 mm (DWD 1961–1990, Klimastation Ulm)

### Profilkennzeichnung

Bodentyp: Flache podsolige Pseudogley-Braunerde über Fersiallit-Pseudogley

Humusform: Feinhumusreicher Moder

Ausgangssubstrat: Hauptlage über kaolinitischem Bodenmaterial

Bodenwasserverhältnisse: Stark eingeschränkte vertikale Wasserbewegung, Staunässe mit Zwischenabfluss, mittlere nutzbare Feldkapazität



Tab. 6: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 6

Nr.	Tiefe cm	Horizont	Grob- boden	Bodenart KA5	Beschreibung
<b>01</b>	0-3	Aeh	Gr2	Lt3	violettstichig dunkelgraubraun (7.5 YR 3.5/4), stark humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht
<b>02</b>	-17	Bv	Gr3	Lt2	gräulichbraun (10 YR 5.5/4), schwach humos, Subpolyedergefüge, mittel durchwurzelt, mittel feucht, an Basis ca. 8 cm starke Gruslage
<b>03</b>	-26	IIbV-Sw	Gr2	Lt3	hellbräunlichgelb (10 YR 6.5/6), Subpolyedergefüge, kleine Rostflecken und Fe/Mn-Konkretionen, schwach durchwurzelt, mittel feucht
<b>04</b>	-60	IIIrBj-Sd	Gr3	Tt	braunrot (2.5 YR 4/8), Kohärent- bis Prismengefüge, Bleichflecken (10 YR 7/4 u. 8/3), einzelne schwarze Mn-Flecken, schwach durchwurzelt, mittel feucht
<b>05</b>	>110	Sd-rBj	Gr2	Tt	karminrot (10 R 4/6), hellockerbraune Schlieren (10 YR 7/6), Kohärentgefüge, stellenweise hellgelblichgraue Flecken (2.5 Y 8/1 u. 8/2), sehr schwach durchwurzelt, mittel feucht

Nr.	Tiefe cm	Körnung (Gew.-%), humusfrei									
		Grob.	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Uges.	Sges.
<b>01</b>	0-3	n.b.	4,2	4,1	5,6	10,6	14,6	23,2	37,7	48,4	13,9
<b>02</b>	-17	n.b.	23,6	6,6	5,4	6,2	11,7	16,6	29,9	34,5	35,6
<b>03</b>	-26	n.b.	5,5	3,6	3,6	4,4	13,2	23,8	44,8	41,4	13,7
<b>04</b>	-60	n.b.	0,6	0,7	0,9	0,1	8,4	14,4	75,1	24,8	2,2
<b>05</b>	>110	n.b.	1,0	1,8	2,3	0,7	6,4	12,8	75,2	19,9	5,1

Nr.	Tiefe cm	TRG kg/L	CaCO <sub>3</sub> %	C <sub>org.</sub> %	N <sub>t</sub> %	C/N	kf cm/d	GPV	LK Vol.-%	nFK	TW
<b>01</b>	0-3	0,93	0,0	4,77	0,24	19,6	n.b.	65	8,2	28,3	18,9
<b>02</b>	-17	n.b.	0,0	1,79	0,09	19,5	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
<b>03</b>	-26	1,51	0,0	0,67	<0,05	n.b.	n.b.	43	6,8	17,3	17,6
<b>04</b>	-60	1,57	0,0	0,23	<0,05	n.b.	n.b.	42	0,9	7,1	34,9
<b>05</b>	>110	n.b.	0,0	0,08	<0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Nr.	Tiefe cm	pH CaCl <sub>2</sub>	KAK pot.	KAK eff.	austauschbare Kationen					Basen Sätt. %	Nährstoffe		
					Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	H+Al		K <sub>CAL</sub> mg/kg	P <sub>CAL</sub> mg/kg	
												mmol/kg	
<b>01</b>	0-3	3,1	187	93	24	3	1	<1	<1	46	15	n.b.	n.b.
<b>02</b>	-17	3,4	133	49	13	1	<1	<1	27	11	n.b.	n.b.	
<b>03</b>	-26	3,4	138	45	17	1	<1	<1	26	13	n.b.	n.b.	
<b>04</b>	-60	4,6	153	140	134	3	2	<1	1	91	n.b.	n.b.	
<b>05</b>	>110	6,1	155	155	150	3	2	<1	<1	100	n.b.	n.b.	



Fortsetzung Tab. 6

Nr.	Tiefe cm	Fe <sub>t</sub> ----- mg/g	Fe <sub>d</sub> ----- mg/g	Fe <sub>o</sub> ----- mg/g	Fe <sub>d/t</sub>	Fe <sub>o/d</sub>	Al <sub>d</sub> mg/g	Al <sub>o</sub> mg/g	Si <sub>t</sub>	Al <sub>t</sub>	Fe <sub>t</sub> ----- Gesamt-%	K <sub>t</sub> ----- %	Mg <sub>t</sub> ----- %	Mn <sub>t</sub> ----- %
01	0-3	n.b.	32,3	3,1	n.b.	0,10	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
02	-17	n.b.	66,4	3,1	n.b.	0,05	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
03	-26	n.b.	48,7	2,9	n.b.	0,06	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
04	-60	n.b.	50,4	1,5	n.b.	0,03	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
05	>110	n.b.	55,1	0,6	n.b.	0,01	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Erklärungen

Das Profil befindet sich auf dem isolierten, von mehreren Metern mächtigen Bankkalken der Zementmergel-Formation gebildeten Plateau des „Ofenlochs“, oberhalb von Hörvelsingen. Das Solummaterial besteht zu einem großen Teil aus rotem Ton mit z. T. weißen Flecken und Adern. Die rote, auf Hämatit als dominierendes Eisenoxid hinweisende Bodenfarbe und ein Tonmineralbestand, der im tieferen Profilabschnitt fast ausschließlich aus Kaolinit besteht (Tonmineralanalytik: M. MARTIN, LGRB Baden-Württemberg), zeigen dass das tonige Bodenmaterial einer alten, intensiven Verwitterung entstammt, die präquartär einzuordnen ist. Im Profil stellenweise enthaltene Gruslinsen und dünne Gruslagen deuten ferner auf Umlagerung des kaolinitischen, roten Tons hin, bei dem es sich um ein Bodensediment handelt. Seine heutige Lage in einer Hochposition spiegelt somit geomorphologische Reliefumkehr wider, da die Ablagerung des Residualtonmaterials sicher in einer früheren Tiefposition erfolgt ist (Hangfuß, Tiefenlinie). Das kaolinitische Bodenmaterial wird von einer geringmächtigen Periglazialfolge überlagert, die hauptsächlich aus der anthropogen etwas erodierten Hauptlage besteht, mit einer deutlichen Grusanreicherung an der Basis (bis 17 cm u. Fl.). Darunter folgt der basale Teil einer früher vermutlich mächtigeren, aber durch periglaziale Abtragung verkürzten Mittellage (bis 26 cm u. Fl.). Auf die Einwirkung periglazialer Prozesse ist u. U. eine taschenförmige Anreicherung gröberer Materials im oberen Teil des tertiären Bodensediments zurückzuführen.

Die holozäne Pedogenese hat sich im Wesentlichen auf die mit äolischem Material angereicherte Hauptlage beschränkt und führte hier zur Entwicklung einer Braunerde. Das liegende kaolinitische Bodenmaterial ist v. a. in seinem oberen Teil, der eine gewisse Gefügeentwicklung zeigt (Prismen), deutlich durch Staunässe und die Umlagerung von Eisen und eine daraus resultierende Marmorierung geprägt. Als Stauwasserleiter für Zwischenabfluss dient überwiegend der geringmächtige Mittellagenrest im Hangenden (II Bv-Sw-Horizont). Bei der Beurteilung des Staunässegrads sind die schlechten Zeichnerigenschaften des tertiären Bodensediments zu berücksichtigen.

## Literatur

- AG Boden (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 5. Aufl., 438 S., 41 Abb., 103 Tab.; Hannover.
- ANDRES, W., BOS, J. A. A., HOUBEN, P., KALIS, A. J., NOLTE, S., RITTWEGER, H. & WUNDERLICH, J. (2001): *Environmental change and fluvial activity during the Younger Dryas in central Germany*. – *Quatern. Int.*, 79: 89-100, 7 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- BIBUS, E. (1974): *Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß*. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 25: 166-182, 6 Abb.; Öhringen.
- (1995): *Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte*. – *Geol. Bavarica*, 99: 135-164, 10 Abb.; München.
- (2002): *Zum Quartär im mittleren Neckarraum*. – *Tüb. Geowiss. Arb. (TGA)*, D8: 236 S., 43 Abb., 2 Tab.; Tübingen.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): *Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen*. – In: SEMMEL, A. [Hrsg.]: *Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene*. – *Exkursionsführer zur 15. Tagung des Arbeitskreises für Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 16.–18.5.1996 in Hofheim am Taunus*. – *Frankfurter geowiss. Arbeiten*, 20: 21-52, 6 Abb., 2 Tab.; Frankfurt am Main.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1996): *Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet*. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 46: 65-90, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- (1997): *Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihrer Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort (Exkursionsführer zur 16. Tagung des Arbeitskreises für Paläopedologie vom 8.-10.5.1997 in Biberach a. d. Riss)*. – *Tüb. Geowiss. Arb.*, D3, 91 S., 28 Abb., 6 Tab.; Tübingen.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): *Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donaurieds*. – *Z. Geomorph. N. F.*, 44: 211-232, 5 Abb., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- BLEICH, K.-E. & STAHR, K. (1978): *Ein Eisen-Bändchen-Stagnogley in der Bodengesellschaft der mittleren Arktis Kanadas*. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28: 179-188, 4 Abb.; 2 Phot.; Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1959a): *Junge Deckschichten und „schwarzerdeähnliche“ Böden bei Schweinfurt*. – *Geol. Bl. NO-Bayern*, 9: 2-14, 2 Abb., 1 Tab.; Erlangen.
- BRUNNACKER, K. (1959b): *Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern*. – *Geol. Bav.*, 43: 74-150, 13 Abb., 16 Tab.; München.
- DAMBECK, R. (2005): *Beiträge zur spät- und postglazialen Fluß- und Landschaftsgeschichte im nördlichen Oberrheingraben*. – *Diss. Univ. Frankfurt am Main*, 245 S., 54 Abb., 21 Tab., 2 Anh.; Frankfurt a. M.
- DAMBECK & SABEL (2001): *Spät- und postglazialer Wandel der Flußlandschaft am nördlichen Oberrhein und Altneckar im Hessischen Ried*. – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N. F., 83: 131-143, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- DAMBECK, R. & THIEMEYER, H. (2002): *Fluvial history of the northern Upper Rhine River (southwestern Germany) during the Lateglacial and Holocene times*. – *Quatern. Int.*, 93/94: 53-63, 5 fig., 1 tab.; Amsterdam.
- DOPPLER, G., KROEMER, E., RÖGNER, K., WALLNER, J., JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (2011): *Quaternary Stratigraphy of Southern Bavaria*. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60(2-3): 329-365, Hannover.
- ELLWANGER, D., WIELAND-SCHUSTER, U., FRANZ, M. & SIMON, TH. (2011): *The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany)*. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60(2-3): 306-328, Hannover.
- FLINSPACH, D., HAAKH, F., LOCHER, A., MÄCK, U., RÖHRLER, B., SCHLOZ, W., STEINER, H. & WEINZIERL, W. (1997): *Das württembergische Donauried. Seine Bedeutung für Wasserversorgung, Landwirtschaft und Naturschutz*. – *Zweckverband Landeswasserversorgung (Hrsg.)*: 178 S., 66 Abb.; Stuttgart.
- FRECHEN, M. (1999): *Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany*. – *Quatern. Geochronol.*, 18: 243-269, 15 figs., 2 tabs.; Oxford.

- GÖTTLICH, K.-H. (1955): Pollenanalytische Untersuchungen zur Entwicklungs- und Vegetationsgeschichte des Langenauer Donaumoos bei Ulm. – Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg, 110: 171-198, 8 Abb.; Stuttgart.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. Die Entwicklung des unteren Lechlaufes und des Donaumoosbodens. – Forsch. z. dt. Landeskunde, 43: 1–114.
- HOUBEN, P. (1997): Late-glacial and Holocene fluvial sedimentation in a small upland catchment in Hesse (Central Germany). – Z. Geomorph., N. F., 41: 461-478, 7 figs.; Berlin-Stuttgart.
- KALIS, A. J., MERKT, J. & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – Quatern. Sci. Rev., 22(1): 33-79, 25 fig.; Amsterdam.
- KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – Tüb. Geowiss. Arb. (TGA), D1: 152 S., 52 Abb.; Tübingen.
- (2004): Terrassen und Böden am Westrand des Donaurieds (Langenauer Ried, Bl. 7526 Ulm-Nordost) unter besonderer Berücksichtigung des „schwarzen Tons“ in Auenlage. – Tübinger geowiss. Arb., (TGA), D10: 95-120, 4 Abb.; Tübingen.
- (2010): Zur Ausbildung von Lössen und Decklehmen auf den Deckenschottern des östlichen Rheingletschergebiets (Oberschwaben) und ihre Bedeutung für die Bodenverbreitung. – LGRB-Informationen, 25: 67-82, 10 Abb. Freiburg i. Br.
- (2013): Excursion 5: Fen area of „Donauried“. – In: Excursion Guide Book, Soils in Space and Time, Ulm (Germany), Congress Tours (October 3<sup>rd</sup> and 5<sup>th</sup> 2013). – Hohenheimer Bodenkdl. H., 107:134-157, 14 fig., 6 tab.; Stuttgart-Hohenheim.
- LANG, A. (2003): Phases of soil erosion – derived from colluviation in the loess hills of South Germany. – Catena, 51: 209-221, 3 figs., 1 tab.; Amsterdam.
- LECHTERBECK, J. (2001): „Human Impact“ oder „Climatic Change“. Zur Vegetationsgeschichte des Spätglazials und Holozäns in hochauflösenden Pollenanalysen laminiertes Sedimente des Steißlinger Sees (Südwestdeutschland). – Tübinger mikropal. Mitt., 25: 101 S., 21 Abb., 15 Tab., 5 Beil.; Tübingen.
- LW-Wasserspiegel (2010): Das Kundenmagazin der Landeswasserversorgung. – Zweckverband Landeswasserversorgung [Hrsg.]; Stuttgart.
- MÄCKEL, R. (1969): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 20: 138-174, 18 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Öhringen.
- MIARA, S. (1995): Gliederung der rißzeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendmoränen. – Münchner Geogr. Abh., B 22: 185 S.; München.
- MIARA, S., ZÖLLER, L., RÖGNER, K. & ROUSSEAU, D. (1996): Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß – neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. – Z. Geomorph. N. F. 40(2): 209-226, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin-Stuttgart.
- NOLTE, S. (2000): Auensedimente der Wetter als Indikatoren für die spätglaziale und holozäne fluviale Morphodynamik in der nördlichen Wetterau, Hessen. – 206 S., 42 Abb., 11 Tab.; Aachen (Shaker).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde.: 1199 S., Leipzig.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und Jungpleistozäne Lössdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung in Flußterrassen. – Catena, Suppl., 3: 95-138; Braunschweig.
- RITTWEGER, H. (2000): The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken as an, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? – Catena, 41: 143-164, 10 fig.; Amsterdam.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitt. Dt. bodenkdl. Ges., 5: 137-170, 25 Abb., 12 Tab.; Göttingen.

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. – Pareys Studentexte 81: 295 S.; Berlin-Wien (Blackwell)

SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankf. Geogr. Hefte, 45: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.

– (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97: 395-399, 1 Abb.; Wiesbaden.

SIMON, TH. (2010): Karten zur Landschaftsgeschichte in Baden-Württemberg. – LGRB-Informationen, 25: 47-66, 13 Abb.; Freiburg i. Br.

TEMMLER, H. (1962): Die Geologie des Blattes Sontheim an der Brenz (Nr. 7427) 1:25 000 (Schwäbische Alb). – Arb. Geol. Paläont. Inst: TH Stuttgart, N.F., 22: 107 S: 12 Abb., 2 Fig., 3 Taf.; Stuttgart.

THATER, M. & STAHR, K. (1991): Zur Kenntnis von Schwarzerden auf der Sontheimer Hochterrasse in der Donauniederung bei Ulm. – Z. Pflanzenern. Bodenkd., 154: 293-299, 3 Abb., 2 Tab.; Weinheim a. d. Bergstr.

WEINZIERL, W. (1997): Niedermoore in Baden-Württemberg. - Bilanzierung der CO<sub>2</sub>-Emission am Beispiel des Donaurieds. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., 85: 1059-1062; Oldenburg.

WILDHAGEN, H. & MAYER, B. (1972): Holozäne Bodenentwicklung, Sedimentbildung und Geomorphogenese im Flussauenbereich des Göttinger Leinetalgrabens, Teil 1: Spätglazial und Holozän bis zum Beginn der eisenzeitlichen Auenlehmmablagerung. – Göttinger bodenkdl. Ber., 21: 1-75, 9 Abb., 5 Tab., 3 Kt.; Göttingen.

## Methoden

### Bodenbeschreibung:

- Horizontbezeichnungen nach AG Boden (2005)
- Horizontbeschreibung nach AG Boden (2005)
- Bodenart nach AG Boden (2005)
- Bodenfarbe: nach Munsell Color Charts

### Laboranalysen:

- Körnung: Köhn-Verfahren nach DIN 19683
- TRG: DIN 19683
- GPV: 1-TRG/spez. Dichte\*100
- pF/Wg: Drucktopfapparatur, DIN 19683-5
- C, N und C<sub>org</sub>: Elementaranalysator
- Karbonat: Coulometrische Karbonatbestimmung mit CARMHOGRAPH (Fa. Wösthoff)
- KAK<sub>pot</sub>: DIN/ISO 13536
- KAK<sub>eff</sub>: Extraktion mit NH<sub>4</sub>Cl im Schüttelverfahren
- Fe<sub>d</sub> und Al<sub>d</sub>: Extraktion mit Dithionit-Citrat bei pH 7,3 (SCHLICHTING et al. 1995)
- Fe<sub>o</sub> und Al<sub>o</sub>: Extraktion mit oxalsaurem NH<sub>4</sub>-Oxalat (SCHLICHTING et al. 1995)

## Abbildungen

- Abb. 1: Exkursionsraum mit Haltepunkten; H = Aufschluss Humlangen, B = Aufschluss Baltringen, Bodenprofile 1–6
- Abb. 2: Flussnetz in Südwestdeutschland vor 3 Mio Jahren (aus SIMON 2010)
- Abb. 3: Sammelprofil pleistozäner Flussterrassen im bayerischen Donauried (aus BIBUS & STRAHL 2000)
- Abb. 4: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte der nördlichen Iller-Riß-Platte und der angrenzenden Gebiete
- Abb. 5: Schematischer Schnitt durch die nördliche Iller-Riß-Platte
- Abb. 6: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Älteren Deckenschotter, Humlangen A (aus KÖSEL 2010)
- Abb. 7: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Älteren Deckenschotter, Humlangen B
- Abb. 8: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Jüngeren Deckenschotter bei Laupheim (aus KÖSEL 2010)
- Abb. 9: Geologische Verhältnisse in der Umgebung der ehem. Kiesgrube (Fa. Röhme) im Dürnachtal bei Baltringen
- Abb. 10: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Oberen Hochterrasse in der ehem. Kiesgrube der Fa. Röhme bei Baltringen (aus BIBUS & KÖSEL 1996)
- Abb. 11a: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Unteren Hochterrasse bei Äpfingen (aus BIBUS & KÖSEL 1997)
- Abb. 11b: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Unteren Hochterrasse bei Baltringen (aus BIBUS & KÖSEL 1997)
- Abb. 12: Boden- und Deckschichtenprofil auf der Unteren Hochterrasse nördlich von Baltringen
- Abb. 13: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des westlichen Donaurieds und der angrenzenden Schwäbischen Alb
- Abb. 14a: Toneinspülungen in Bt-Axh-Horizont (Standort Baurenfeld, TK 7526; Bildbreite: 5,5 mm)
- Abb. 14b: Mäßig gut orientierte Toneinspülung in Bt-Axh-Horizont (s. o., Bildbreite: 1,4 mm)
- Abb. 15: Foto Baggerseeaufschluss bei den Fischerhöfen und Analysendaten
- Abb. 16: Halbschematischer Schnitt durch das westliche Donauried
- Abb. 17: Profil Aurinne mit schwarzem Ton und eingeschaltetem Torfhorizont (aus KÖSEL 2004)
- Abb. 18: Pollendiagramm Torfhorizont, eingeschaltet in schwarzen Ton (s. Abb. 16 u. 17; aus KÖSEL 2004)
- Abb. 19: Kartenausschnitt TK 7426 mit Lage von Bodenprofil 5

## Fotos

- Foto 1: Langenau am Nordweststrand des Donaurieds; im rechten Hintergrund die Ulmer Alb mit Kloster Oberelchingen, im Hintergrund ganz links Terrasse der Iller-Riß-Platte
- Foto 2: Verkarstete Massenkalk bei Albeck mit Anlagerung von Oberer Süßwassermolasse (links oben)
- Foto 3: Grobe Sandsteine der Oberen Meeresmolasse mit Schrägschichtung
- Foto 4: Aufschluss Humlangen im Herbst 2015, Löss- und Lösslehmdeckschichten über verwittertem Älteren Deckenschotter
- Foto 5: Ausschnitt basaler Bodenkomplex im Aufschluss Humlangen, fBt-Sd- über fSd-Horizont aus Lösslehm
- Foto 6: Unterer Teil des Aufschlussprofils in Humlangen mit Kryoturbationen und Eisen- und Manganbändern im verwitterten Älteren Deckenschotter
- Foto 7: Kryoturbationstasche mit grauem Lösslehm im Älteren Deckenschotter; rechts unten: dunkelgraue Tonsteine der Oberen Süßwassermolasse
- Foto 8: Boden- und Deckschichtenprofil auf dem Jüngeren Deckenschotter bei Laupheim (aus KÖSEL 2010)
- Foto 9: Lohner Boden aus dem Grenzbereich zwischen Jung- und Mittelwürm mit typischer wellig-blättriger Struktur
- Foto 10: Aufschluss Kgr. Koch nördlich von Baltringen, äolische Deckschichten auf Unterer Hochterrasse (s. Abb. 12)
- Foto 11a u. 11b: Landschaftsausschnitt Ulmer Alb und mehrschichtige Parabraunerde aus Lösslehm
- Foto 12a u. 12b: Landschaftsausschnitt Terrassenstufe vermoorte Donauaue zur Sontheimer Terrasse mit Schwemmlöss und Parabraunerde-Tschernosem
- Foto 13a u. 13b: Landschaftsausschnitt ältere Donauaue am Rand zur Alb und Pseudogley aus Auenlehm über Stillwasserton auf Hochwasserablagerungen
- Foto 14a u. 14b: Landschaftsausschnitt Brenztal und Parabraunerde aus periglazialen Umlagerungsbildungen über Urbrenzablagerungen
- Foto 15: Braunerde über Terra fusca
- Foto 16a u. 16b: Landschaftsausschnitt Kalksteinplateau des „Ofenlochs“ bei Hörvelsingen und Pseudogley-Braunerde über Fersiallit-Pseudogley

## Tabellen

- Tab. 1: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 1
- Tab. 2: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 2
- Tab. 3: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 3
- Tab. 4: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 4
- Tab. 5: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 5
- Tab. 6: Beschreibung und Analysendaten von Bodenprofil 6



<b>1/2006</b>	(2006)	Mineral-, Heil- und Thermalwässer, Solen und Säuerlinge in Baden-Württemberg (1. Ausg. 03-2002/überarb. Ausg. 06-2006); 20 S., 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt.	10,- €
<b>1/2006</b>	(2006)	Hydrogeologische Untersuchungen zur Beurteilung von Tiefbaggerungen durch den Oberen Zwischenhorizont in der Rheinniederung nördlich von Karlsruhe; 66 S., 37 Abb., 7 Tab.	10,- €
<b>1/2007</b>	(2007)	Hochauflösende Reflexionsseismik auf dem Rhein und dem Rheinseitenkanal zwischen Mannheim und Rheinfelden; 60 S., 32 Abb., 7 Tab., 1 CD-ROM	18,- €
<b>1/2008</b>	(2008)	Verweilzeiten des Grundwassers in oberflächennahen Grundwasserleitern in Baden-Württemberg; 31 S., 4 Abb., 5 Tab.	10,- €
<b>2/2008</b>	(2008)	Untergrundtemperaturen in Baden-Württemberg; 28 S., 14 Abb., 2 Tab.	10,- €
<b>2015/1</b>	(2015)	Organische Kohlenstoffvorräte der Böden in Baden-Württemberg; 64 S., 28 Abb., 17 Tab.	*
<b>2015/2</b>	(2015)	Ermittlung langjähriger CO <sub>2</sub> -Emissionen und Beurteilung der Moore Oberschwabens auf Basis historischer und aktueller Höhennivellements; 44 (+69) S., 15 (+107) Abb., 24 (+3) Tab. (Angaben zum Anhang in Klammern)	*
<b>2015/3</b>	(2015)	Identifikation kleinräumiger Risikogebiete zur Reduzierung der diffusen Phosphateinträge in Oberflächengewässer; 37 S., 27 Abb., 13 Tab.	*
<b>2015/4</b>	(2015)	Lithostratigraphische Entwicklung des baden-württembergischen Rheingletscher- gebiets: Übertiefe Becken- und Moränenlandschaft; 86 (+19) S., 0 (+16) Abb., 4 Tab. (Angaben zum Abbildungsteil in Klammern)	*

 LGRB – Informationen

...	...	...	
<b>Heft 18</b>	(2006)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2006 – Gewinnung, Verbrauch und Sicherung von mineralischen Rohstoffen; 202 S., 209+ 12 Abb., 15 Tab., 1 Kt.	*
<b>Heft 19</b>	(2007)	Hydrogeologischer Bau und Aquifereigenschaften der Lockergesteine im Oberrheingraben (Baden-Württemberg); 130 S., 118 Abb., 12 Tab.	10,- €
<b>Heft 20</b>	(2008)	Hydrogeologische Einheiten in Baden-Württemberg; 106 S., 79 Abb., 21 Tab., 1 Kt.	15,- €
<b>Heft 21</b>	(2008)	Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse; 82 S., 36 Abb., 3 Tab. im Anh.), 10 Beilage.	15,- €
<b>Heft 22</b>	(2009)	Beiträge zur Lithostratigraphie in Baden-Württemberg; 146 S., 53 Abb., 5 Tab.	15,- €
<b>Heft 23</b>	(2009)	Natürliche Geogene Grundwasserbeschaffenheit in den hydrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg; 192 S., 43 Abb., 55 Tab., 48 Kt.	15,- €
<b>Heft 24</b>	(2009)	Geogene Grundgehalte (Hintergrundwerte) in den petrogeochemischen Einheiten von Baden-Württemberg; 98 S., 62 Abb., 22 Tab., 40 Kt.	15,- €
<b>Heft 25</b>	(2010)	Beiträge zur Geologie und Bodenkunde in Baden-Württemberg; 142 S., 78 Abb., 17 Tab., 1 Beil.	15,- €
<b>Heft 26</b>	(2012)	Die Forschungsbohrung Heidelberg und Beiträge zum Quartär in Baden-Württemberg; 216 S., 107 Abb., 35 Tab., 1 Beil.	20,- €
<b>Heft 27</b>	(2013)	Rohstoffbericht Baden-Württemberg 2012/2013 Bedarf, Gewinnung und Sicherung von mineralischen Rohstoffen – Dritter Landesrohstoffbericht; 204 S., 228 Abb., 7 Tab.	10,- €
<b>Heft 28</b>	(2013)	Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben – Fachlich-Technischer Abschlussbericht des INTERREG-Projektes GeORG; 103 S., 49 Abb., 7 Tab.	10,- €
<b>Heft 29</b>	(2014)	Geologische Ergebnisse der Geothermiebohrungen Urach 1, Urach 3 und Urach 4; 152 S., 38 Abb., 3 Tab., 2 Anh.	15,- €
<b>Heft 30</b>	(2015)	GeoMol LCA Projektteam (2015): GeoMol – Geopotenziale für die nachhaltige Nutzung des tieferen Untergrundes in den alpinen Vorlandbecken; 142 S., 78 Abb., 22 Tab.	10,- €

Alle oben aufgeführten Schriften sind im LGRB-Online-Shop käuflich zu erwerben. Preise zuzüglich Versandkosten. Nicht aufgeführte Titel sind zurzeit vergriffen.

\* = diese Produkte sind kostenlos downloadbar unter <https://produkte.lgrb-bw.de/schriftensuche>