

Tedo Tavkhelidse

WANDEL DER QUARTÄREN  
GEOMORPHODYNAMIK IM EINZUGSGEBIET DES  
FINKENBACHES IM ODENWALD



Heidelberg

# INAUGURAL – DISSERTATION

ZUR  
ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE  
DER  
NATURWISSENSCHAFTLICH-MATHEMATISCHEN GESAMTFAKULTÄT  
DER  
RUPRECHT – KARLS – UNIVERSITÄT  
HEIDELBERG

VORGELEGT  
VON  
DIPLOM-GEOGRAPH TEDO TAVKHELIDSE  
AUS  
TBILISI

2001

THEMA

WANDEL DER QUARTÄREN  
GEOMORPHODYNAMIK IM  
EINZUGSGEBIET DES  
FINKENBACHES IM  
ODENWALD

GUTACHTER: Priv.-Doz. DR. ACHIM SCHULTE  
Priv.-Doz. DR. MAX STUMBÖCK

TAG DER MÜNDLICHEN PRÜFUNG: 20. DEZEMBER 2001

## **ERKLÄRUNG**

Hiermit erkläre ich, dass ich die beiliegende an der Fakultät für Geowissenschaften eingereichte Doktorarbeit selbstständig verfasst habe und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel und Quellen verwendet habe.

Heidelberg, den 20.11.2001

Tedo Tavkhelidse

## VORWORT

Auf Anregung von Herrn Prof. Dr. DIETRICH BARSCH begann Anfang 1996 die Untersuchung zur Geomorphogenese des Finkenbaches. Dankenswerterweise gewährte mir die KONRAD-ADENAUER-STIFTUNG auf seinen Antrag hin von 1996 bis 1999 ein Promotionsstipendium. Während der gesamten Forschungsarbeit wurde ich durch seine Beiträge und Ideen unterstützt. Dafür möchte ich mich herzlich bedanken. Für die Erläuterungen über die Landschaftsentwicklung im Finkenbachtal und die konstruktiven wissenschaftlichen Diskussionen während der Geländebegehungen, die mir einen weiteren Anstoß für die erfolgreiche Durchführung meiner Doktorarbeit gaben, möchte ich Frau Prof. Dr. HANNA BREMER, Herrn Prof. Dr. ARNO SEMMEL, Herrn Prof. Dr. LUDWIG ZÖLLER, Herrn Prof. Dr. DENYS BRUNSDEN, Herrn Prof. Dr. PETER LEINS, Herrn PD Dr. ACHIM SCHULTE, Herrn PD Dr. MAX STUMBÖCK, Herrn Dr. ANDREAS LANG und Herrn Dr. MARTIN GUDE meinen besonderen Dank aussprechen.

Im Rahmen meiner Doktorarbeit wurden im Finkenbachtal mehrere physiogeographische Geländepraktika vom Labor für Geomorphologie und Geoökologie am Geographischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen haben wertvolle Informationen hervorgebracht. Daher möchte ich mich bei den Leitern der obengenannten Geländepraktika Herrn Dipl.-Geol. GERD SCHUKRAFT, Herrn PD Dr. ACHIM SCHULTE, Frau Dr. SABINE MÜSCHENBORN, Frau Dr. BEATE SANDLER, Herrn Dipl.-Geogr. MARKUS WEIBLEN, Herrn Dipl.-Geogr. TOBIAS HECKMANN, sowie den Teilnehmern für ihre tatkräftige Unterstützung danken. Die notwendige Infrastruktur und Kapazität für die Sedimentuntersuchungen hat der Leiter des Labors für Geomorphologie und Geoökologie am Geographischen Institut der Universität Heidelberg, Herr Dipl.-Geol. GERD SCHUKRAFT, zur Verfügung gestellt.

Unter der Leitung von Herrn Dr. BERND KROMER wurden Altersdatierungen im  $^{14}\text{C}$ -Labor am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg durchgeführt. Weitere Datierungen mit Hilfe der AMS-Technik wurden im Labor von Herrn Dr. K. VAN DER BORD in Utrecht vorgenommen. Die Datierungen mit Hilfe der „Optisch Stimulierten Lumineszenz“ wurden an der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik durchgeführt. Die Probenaufbereitungen und Messungen wurden unter Herrn Prof. Dr. LUDWIG ZÖLLER, Frau Dr. BARBARA MAUZ, Herrn Dr. ANDREAS LANG und Frau Dr. ANNETTE KADEREIT vorgenommen. Für die Pollenanalysen wurden ausgewählte Proben aufbereitet und anschließend von Herrn PD Dr. MAX STUMBÖCK analysiert. Ihnen allen danke ich für die Unterstützung und die wissenschaftliche Mitarbeit.

Für die wissenschaftliche Zusammenarbeit im Bereich der Bodenprobenentnahme, Pflanzenbestimmung und seismischen Aufnahmen bedanke ich mich bei Frau NICOLE LORENZ und Dipl.-Geogr. Herrn TOBIAS HECKMANN.

An dieser Stelle möchte ich die Möglichkeit nutzen, meine Freude über das mir entgegengebrachte große Interesse der wissenschaftlichen Mitarbeiter des Geographischen Instituts und anderer Institutionen an meiner Doktorarbeit zum Ausdruck zu bringen. Insbesondere möchte ich aber der KONRAD-ADENAUER-STIFTUNG und in diesem Zusammenhang Herrn Dr. DETLEV PREUBE für die Finanzierung meiner Doktorarbeit ganz herzlich danken. Ohne diese wäre die Durchführung meiner Doktorarbeit nicht möglich

gewesen. Ganz herzlich möchte ich mich auch bedanken bei: dem Präsidenten des Hessischen Landesvermessungsamtes, Herrn Prof. Dr. H.-P. GOERLICH, für die Überlassung der Grundkarten des Untersuchungsgebietes; bei der Leitung der KURT-HIEHLE-STIFTUNG der Universität Heidelberg für die Finanzierung der geochronologischen Datierungen und bei den Mitarbeitern des Generallandesarchivs in Karlsruhe für die Bereitstellung der historischen Landkarten und Zeichnungen.

Frau Prof. Dr. HANNA BREMER bin ich für die wissenschaftliche Beratung und natürlich für die Korrektur meiner Arbeit zu großem Dank verpflichtet. Herrn PD Dr. ACHIM SCHULTE möchte ich für die Betreuung und die tatkräftige Unterstützung während der gesamten Forschungsarbeiten herzlich danken. Darüber hinaus danke ich Frau RUTH LEMPert für die stilistische Korrektur meiner Doktorarbeit.

## INHALTSVERZEICHNIS

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG .....</b>	<b>1</b>
1.1	Problemstellung und Zielsetzung .....	1
<b>2</b>	<b>STAND DER FORSCHUNG .....</b>	<b>3</b>
2.1	Quartäre Geomorphodynamik in Mittelgebirgen .....	3
2.2	Holozäne Überprägung des periglazial gestalteten Reliefs .....	5
2.3	Buntsandstein-Odenwald .....	5
<b>3</b>	<b>EINFÜHRUNG IN DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET .....</b>	<b>7</b>
3.1	Auswahl des Gebietes .....	7
3.1.1	Auswahl des Untersuchungsraumes .....	7
3.1.2	Auswahl aussagekräftiger Landformen und -elemente .....	8
3.2	Lage und naturräumliche Einordnung .....	9
3.3	Geologie .....	11
3.3.1	Geologischer Aufbau .....	11
3.3.2	Buntsandstein und seine Gliederung .....	11
3.3.3	Lößlehm und seine Verbreitung .....	14
3.4	Tektonik .....	15
3.5	Klima .....	17
3.6	Substrat und Boden .....	19
3.7	Vegetation und Nutzung .....	20
3.7.1	Auenvegetation und -nutzung .....	23
3.8	Morphometrische Parameter des Flusssystemes .....	25
3.8.1	Einfluss der Tektonik und des Klimas .....	25
3.8.2	Tallängsprofil und Talnetzsystem .....	25
3.8.3	Bachtypen .....	29
<b>4</b>	<b>UNTERSUCHUNGSMETHODIK .....</b>	<b>29</b>
4.1	Karteninterpretation als Arbeitsmethode .....	29
4.2	Luftbildinterpretation als Arbeitsmethode .....	30
4.3	Vermessung .....	31
4.4	Bohrungen und Grabungen .....	32
4.5	Refraktionsseismik .....	34
4.5.1	Verwendete Geräte .....	36
4.6	Laboranalysen .....	36
4.6.1	Korngrößenanalyse .....	36
4.6.2	Datierung .....	37
<b>5</b>	<b>HISTORISCHE KARTEN UND LUFTBILDER .....</b>	<b>38</b>
5.1	Historische Karten des Untersuchungsgebietes .....	38
5.2	Luftbildinterpretation .....	47
<b>6</b>	<b>UNTERSUCHUNGEN AUF DEN SCHUTTKEGELN .....</b>	<b>52</b>
6.1	Abschnitt „Großwiese“ .....	52
6.1.1	Vermessung .....	55
6.1.2	Ergebnisse der Bohrungen und Grabungen .....	57
6.1.3	Refraktionsseismik .....	62

6.2	Abschnitt „Mähäcker - Mühlberg“ bei Ober Hainbrunn .....	66
6.2.1	Vermessung .....	66
6.2.2	Ergebnisse der Bohrungen und Grabungen .....	68
6.2.3	Refraktionsseismik .....	72
6.3	Abschnitt „Hämmelsbach - Herrenrain“ bei Unter Hainbrunn .....	76
6.3.1	Vermessung .....	76
6.3.2	Ergebnisse der Bohrungen und Grabungen .....	78
6.3.3	Refraktionsseismik .....	85
6.4	Vergleichende Untersuchungen an anderen Schuttkegeln .....	90
6.4.1	„Wilder Busch“ .....	90
6.4.2	„Wetterbergbach“ .....	91
6.4.3	„Heiligenwaldbach“ .....	93
<b>7</b>	<b>UNTERSUCHUNGEN DER FINKENBACHAU</b> .....	<b>96</b>
7.1.1	Abschnitt „Im Hainbrunner Tale“ .....	96
7.1.2	Abschnitt „Im Finkenbacher Thal“ .....	99
7.1.3	Abschnitt „Pfaffenwiese“ .....	108
7.1.4	Abschnitt „Brombacher Tal“ .....	117
<b>8</b>	<b>DISKUSSION</b> .....	<b>122</b>
8.1	Refraktionsseismik .....	122
8.2	Vermessung .....	125
8.3	Ergebnisse der Bohrungen und der Bodenaufnahmen .....	126
8.4	Anthropogener Einfluss .....	128
8.5	Der Aufbau und die Genese der Schuttkegel .....	131
<b>9</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	<b>136</b>
<b>10</b>	<b>LITERATUR</b> .....	<b>138</b>
<b>11</b>	<b>KARTEN, ATLANTEN UND LUFTBILDER</b> .....	<b>146</b>

## ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1: Wahrscheinlicher Temperaturverlauf der Spät- und Nacheiszeit (nach KÜSTER 1995).....	3
Abbildung 2: Geomorphologische Übersichtskarte von Hirschhorn und Umgebung (nach GOHL 1999).....	7
Abbildung 3: Modell der Beziehung zwischen Größe, Entstehungs- und Existenzdauer einiger .....	8
Abbildung 4: Geographische Lage und Höhenschichtenkarte des Finkenbach-Einzugsgebietes.....	10
Abbildung 5: Einzugsgebiet des Finkenbaches mit geologischem Untergrund und Zuflüssen.....	12
Abbildung 6: Buntsandsteinprofil (25 m Höhe). Aufgenommen in dem ca. 400 m NN gelegenen .....	13
Abbildung 7: Tektonische Übersichtskarte des Finkenbach-Einzugsgebietes und seiner Umgebung.....	16
Abbildung 8: Mittlere wirkliche Jahreslufttemperatur (links) und mittlerer Jahresniederschlag (rechts) .....	18
Abbildung 9: Mittlere jährliche Niederschläge im Finkenbach-Untersuchungsgebiet.....	18
Abbildung 10: Landnutzungskarte des Finkenbach-Einzugsgebietes .....	21
Abbildung 11: Wuchs-Zonen des Odenwaldes (Quelle: Eigene Darstellung mit Daten aus KNAPP 1963 .....	22
Abbildung 12: Wiesenwässerungsanlage im Finkenbachtal bei 150 m NN. Nachdem im.....	24
Abbildung 13: Tallängsprofil des Finkenbaches und einiger Nebenflüsse mit Angabe des Gefälles .....	26
Abbildung 14: Schematische Darstellung zur Funktion der Refraktionsseismik, sowie Messgeometrie.....	35
Abbildung 15: Heydelberger becirck uff 6 meilen beschriben (MÜNSTER 1528) .....	39
Abbildung 16: Wahrhaft und gründliche Abconterpheung des Hochl, Fürstentums Wirtenberg.....	40
Abbildung 17: Ohne Titel (Autor unbekannt, 2. Hälfte des 16. Jahrhunderts).....	41
Abbildung 18: Oberrheinkarte von Lauterburg bis Germesheim (IAILLOT 1700).....	42
Abbildung 19: Suevia Universa IX Tabuluis Dilineata (MICHAL 1725) .....	43
Abbildung 20: Waldgrenzstreitigkeiten bei Hirschhorn am Neckar (MAYER 1725).....	43
Abbildung 21: Carte Particuliere du Pays d'entre le Rhin et le Neckre depuis Philisbourg jusqu'a .....	44
Abbildung 22: Lauf des Neckars von Heilbronn bis Mannheim (DEWARAT 1798) .....	45
Abbildung 23: Topographische Übersichtskarte von Heidelberg und Umgebung (HAAS 1806).....	46
Abbildung 24: Abschnitt auf der Finkenbachaue "Im Hainbrunner Tale" 1953, 1973 und 1993 .....	48
Abbildung 25: Abschnitt des Finkenbacheinzugsgebietes bei "Großwiese" 1935, 1953, 1973 und .....	50
Abbildung 26: Hangneigungskarte und Lage der untersuchten Schuttkegel im Finkenbach .....	53
Abbildung 27: Schuttkegel „Hörlebach“, „Gutel“ und „Steinbach“ im Gewann „Großwiese“ .....	54
Abbildung 28: Ausschnitt aus der DG im Maßstab 1:5 000. Bereich „Hörlebach“ mit Hinweisen auf .....	55
Abbildung 29: Mit Hilfe des Theodoliten vermessene Längs- L1 (a) und Querprofile Q1 & Q2 (b & c) .....	56
Abbildung 30: Ausschnitt aus der DG im Maßstab 1:5 000. Bereich „Gutelbach“ mit Hinweisen auf .....	57
Abbildung 31: Querprofil Q3 im Stirnbereich des „Gutel“ - Schuttkegels .....	57
Abbildung 32: Profil der Grabung (G1) auf dem Schuttkegel "Hörlebach" 210 m NN .....	58
Abbildung 33: Profil der Grabung (G2) auf dem Schuttkegel "Gutel" 210 m NN .....	59
Abbildung 34: Die ausgegrabenen Steine wurden in drei Gruppen aufgeteilt .....	59
Abbildung 35: Pürckhauer Bohrung I auf dem Schuttkegel „Hörlebach“ in der Nähe des Baches.....	60
Abbildung 36: Relativdiagramm des Profils „Hörlebach“ 220 m NN. Die 100 % Summe umfasst alle .....	61
Abbildung 37: Profil S1 gemessen auf dem Schuttkegel Hörlebach. Refraktionsseismische .....	64
Abbildung 38: Profil S4 gemessen auf dem Schuttkegel Gutelbach. Refraktionsseismische Laufkurven .....	65
Abbildung 39: Längsprofil des Schuttkegels Seufzergrund, südlicher Teil des Mähäcker Schuttkegels. ....	66
Abbildung 40: Ausschnitt aus der TK im Maßstab 1:25 000. Bereich "Mähäcker" (2-fach vergrößert) .....	67
Abbildung 41: Längsprofil des Schuttkegels Wegsgrund, mittlerer Teil des Mähäcker Schuttkegels .....	68
Abbildung 42: Bodenprofil (G3) auf dem Schuttkegel „Seufzergrund“ (Mähäcker) 185 m NN .....	69
Abbildung 43: Bodenprofil (G4) (West- und Nordwand) auf dem Schuttkegel „Mühlberg“ 189 m NN.....	70
Abbildung 44: Transekt auf dem Schuttkegel „Wegsgrund“. Bohrungen I bis IV wurden entlang der .....	71
Abbildung 45: Profil S9 (s. Abb. 40) gemessen auf dem Schuttkegel des Seufzergrundes 205 m NN.....	74
Abbildung 46: Querschnitt des Schuttkegels "Wegsgrund" (mittlerer Teil des Mähäckers), der anhand .....	75
Abbildung 47: Querschnitt des Schuttkegels "Mühlberg", der anhand der seismischen Aufnahme S15 .....	75
Abbildung 48: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereiche "Mähäcker" und.....	77
Abbildung 49: Mit Hilfe des Theodoliten vermessene Längs- (L7) und Querprofile (Q4-5 & Q6-7) auf .....	79
Abbildung 50: Bodenprofil (G5) auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ 175 m NN.....	80
Abbildung 51: Ergebnis der Korngrößenanalyse aus den Bodenproben der Grabung (G5).....	81
Abbildung 52: Bodenprofil (G6) auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ 171 m NN.....	82
Abbildung 53: Transekt auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“. Bohrungen I bis III wurden auf der .....	82
Abbildung 54: Querschnitt durch den Hämmelsbach 172 m NN. Der ca. 10 m mächtige Schuttkegel .....	83
Abbildung 55: Relativdiagramm des Aufschlusses Hämmelsbach 172 m NN (vereinfacht) .....	84
Abbildung 56: Transekt auf dem Schuttkegel „Herrenrain“. Bohrungen I bis V wurden entlang der .....	86

Abbildung 57: Profil S16 gemessen auf dem Schuttkegel Hämmelsbach. Refraktionsseismische .....	88
Abbildung 58: Profil S20 gemessen auf dem Schuttkegel Herrenrain. Refraktionsseismische.....	89
Abbildung 59: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich "Wilder Busch" mit Hinweisen .....	91
Abbildung 60: Bodenprofil (G7) auf dem Schuttkegel „Wilder Busch“ 210 m NN .....	92
Abbildung 61: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich "Wetterbergbach" mit Hinweisen.....	92
Abbildung 62: Profil S22 gemessen auf dem Schuttkegel Wilder Busch. Refraktionsseismische .....	94
Abbildung 63: Querschnitt des Schuttkegels "Wetterberg" (a) und Längsprofil des Schuttkegels .....	95
Abbildung 64: Höhenlinienkarte des Untersuchungsgebietes "Im Hainbrunner Tale". DG 1:5000 vom .....	97
Abbildung 65: Bohrung IV im Hainbrunner Tale und Ergebnis der Korngrößenanalyse des Profils .....	98
Abbildung 66: Lage der Pürckhauer-Bohrungen (I, II, III, IV & V), Rammkernsondierungen .....	100
Abbildung 67: Rammkernsondierung RKS-II auf der Flussaue „Im Finkenbacher Thal“ .....	102
Abbildung 68: Rammkern der Rammkernsondierung RKS-III, der im Übergangsbereich.....	103
Abbildung 69: Rammkernsondierung RKS-I auf der Flussaue „Im Finkenbacher Thal“ .....	105
Abbildung 70: Relativdiagramm des Profils von RKS-I 195,5 m NN „Im Finkenbacher Thal“ .....	106
Abbildung 71: Ergebnis der seismischen Aufnahme S27 auf der Finkenbachaue „im Finkenbacher .....	107
Abbildung 72: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich "Pfaffenwiese" mit Hinweisen .....	110
Abbildung 73: Transekt durch das Finkenbachtal im Bereich „An der kleinen Pfaffenwiese“ .....	111
Abbildung 74a: Rammkernsondierung IV - 161 m NN (rechts) und Pürckhauer Bohrung I - 160 m.....	112
Abbildung 74b: Relativdiagramm (vereinfacht) des Profils von der Pürckhauer Bohrung I 160 m NN .....	113
Abbildung 75: Relativdiagramm des Profils von RKS-IV 161 m NN bei „Der großen Pfaffenwiese“ .....	115
Abbildung 76: Längsprofil der Finkenbachaue an „der großen Pfaffenwiese“ 165 m NN, das anhand.....	116
Abbildung 77: Grabungsprofil (G8) bei 215 m NN an der Erosionskante in der Brombachaue .....	117
Abbildung 78: Grabungsprofil (G8) - 215 m NN (links) und Foto der Grabung (G9) - 225 m NN .....	118
Abbildung 79: Relativdiagramm der Grabung (G8) 215 m NN auf der Brombachaue (vereinfacht) .....	120
Abbildung 80: Ausschnitt „Brombacher Tal“ aus der Karte (1:30 380) von 1806 (J. H. HASS) und aus.....	121
Abbildung 81a: Die steile Hangneigung und die daraus resultierende geringmächtige .....	129
Abbildung 82b: Abschnitt des Finkenbachs im Bereich des Naturschutzgebietes „Großwiese“ .....	129
Abbildung 83: Geomorphologische Gerinnkartierung des Finkenbaches bei der „Großwiese“ 200 m.....	130
Abbildung 84: Schematischer Aufbau des Hörlenbachschuttkegels und der Talaue des Finkenbachs .....	132
Abbildung 85: Schematische Darstellung des Querschnittes durch das Finkenbachtal bei der Mündung ....	134

## 1 EINLEITUNG

Reliefentwicklung, Naturkatastrophen und Bodenerosion, unter ständig wachsendem anthropogenem Einfluss, sind die wichtigsten Problembereiche der heutigen Geographie. Um diese Probleme zu verstehen und zu erklären, muss man das gesamte Ökosystem betrachten. Das bedeutet, dass das Ökosystem, dessen Entstehung, Entwicklung und Aufbau, und daher auch die Einzelkomponenten untersucht werden müssen. Das geomorphologische System, so definieren CHORLEY et al. (1984), besteht in der Beschreibung eines Phänomens, in dem Verständnis für die bei der Bildung beteiligten Prozesse und in der Erklärung der Entwicklung des Systems in der Zeit.

Meist wird der Begriff „System“ enger gefasst und für ein bestimmtes Untersuchungsgebiet oder Objekt gebraucht, das ein regelhaftes und miteinander verbundenes Ganzes bildet (HUGGETT 1985). Als gutes Beispiel dafür kann man ein Flusseinzugsgebiet nennen. Die Flüsse gestalten unsere Landschaften in hohem Maße, sei es durch ihr Einschneiden ins Gestein oder in den Boden, oder durch die Ablagerungen des vom Wasser mitgeführten Materials. Zudem weisen die fluvialen Systeme eine sehr große Komplexität auf. Aus diesem Grund ist das Ziel der Forschungen, nicht alle erdenklichen Komponentenfaktoren zu berücksichtigen, sondern die zu finden, mit denen das System „ausreichend genau“ beschrieben werden kann (AHNERT 1987; ANDERSON 1988; THORN 1988).

Die obengenannten Ziele werden auch in der vorliegenden Arbeit verfolgt. Im Rahmen dieser Untersuchung soll die Struktur, der Aufbau und die Entwicklung eines Flusseinzugsgebietes in einem begrenzten Zeitraum beschrieben werden. Dabei werden die Zusammenhänge der reliefbildenden Prozesse, deren Einfluss auf einzelne Reliefformen und die Einwirkung des Menschen auf die Geomorphogenese näher untersucht.

### 1.1 PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG

Den wissenschaftlichen Diskussionen über das fluviale Prozessgeschehen mangelt es an grundsätzlichen Kenntnissen über die natürliche Variabilität der fluvialen Prozesse bzw. deren Dynamik. Die Frage ist, ob die Ereignisse im Rahmen des „natürlichen Prozessgeschehens“ liegen, oder ob der Einfluss des Menschen schon so weit geht, dass er diese Prozesse deutlich beeinflusst. Der Zeitraum, der durch direkte Messungen abgedeckt wird, ist zu kurz, um eine Entscheidung zu treffen, wie stark der Mensch in den geomorphologischen Prozesskreislauf eingegriffen hat.

Um diese Frage zu beantworten, ist es erforderlich, die Archive zu untersuchen, die Aufschluss geben darüber, wie die geomorphologischen bzw. hydrologischen Prozesse in der Vergangenheit ausgesehen haben. Das sind in erster Linie die Auensedimente von Bächen und Flüssen. Hier werden die Hochwasserereignisse der letzten 10 000 Jahre in Form „korrelater Sedimente“ gespeichert. Durch Analyse dieser Sedimente ist es möglich, natürliche Klimaschwankungen oder den Einfluss des Menschen z.B. durch Rodung des Waldes zu Beginn der Landnahme festzustellen.

Seit mehreren Jahren steht das fluviale System im Mittelpunkt der Forschung des Labors für Geomorphologie und Geoökologie am Geographischen Institut der Universität Heidelberg. Die naturräumliche Einheit „Kraichgau“ mit ihren für das Phänomen der

Bodenerosion besonders anfälligen Lößarealen war und ist der Schwerpunkt dieser Forschung. Hier sind die fluviale Morphodynamik, die Bodenerosion und die Hochwasserereignisse bereits wissenschaftlich behandelt worden durch ASSMANN 2000, BARSCH et al. 1993, BAADE 1992, DIKAU 1986, EICHLER 1974, FLÜGEL 1987, LANG et al. 1992, MÄUSBACHER 1989, QUIST 1987, SCHOTTMÜLLER 1961, SCHULTE 1995.

Der Kraichgau ist eine mächtig lößbedeckte Senke zwischen dem südlichen Odenwald und dem nördlichen Schwarzwald. Er ist ein typisches Altsiedelland, in dem bereits im Altneolithikum Ackerbau betrieben wurde (Bandkeramik um 5 000 v. Chr.). Schon im Laufe des Neolithikums müssen die Ackerflächen so ausgedehnt worden sein, dass intensive Bodenerosionsprozesse stattgefunden haben. Sie haben zur Bildung kolluvialer (am Hangfuß) und alluvialer Ablagerungen (in den Auen) geführt (BARSCH et al. 1993). Dies wird durch Untersuchungen in anderen Altsiedelgebieten Süddeutschlands bestätigt (z. B. KEEFER 1993, SAILE 1993, SEMMEL 1995). Eines der wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeiten war, dass die um 3 000 vor Chr. einsetzende Klimaverschlechterung und neolithische Tätigkeit zum Umbruch im Sedimentationsverhalten der Elsenz geführt hat. Diese Veränderung kann man in einem Akkumulationswechsel von einer Sand-Kies zu einer reinen Schluff-Dynamik erkennen (BARSCH et al. 1993, S. 180).

Trotz der intensiven Untersuchungen innerhalb der Altsiedelgebiete bleiben einige Fragen offen, gerade auch weil der Einfluss des Menschen so bedeutend war, dass er klimatische Veränderungen (z.B. Zeiten häufiger oder ergiebigerer Niederschläge) zu überprägen scheint. Anfang 1997 ist im Labor für Geomorphologie und Geoökologie unter der Leitung von Herrn Prof. D. Barsch ein neues Projekt zur Untersuchung der fluvialen Morphodynamik im Odenwald (Jungsiedelland) geplant worden. Dadurch bot sich die Möglichkeit, die Untersuchungen auf den Grenzbereich zwischen Alt- und Jungsiedelland auszudehnen. In diesem Übergangsbereich - so lautet die Arbeitshypothese - tritt der menschliche Einfluss zurück und entsprechend der klimatische in den Vordergrund. Das Finkenbachtal liegt in diesem Grenzbereich, aber befindet sich naturräumlich schon eindeutig im Buntsandstein-Odenwald. Dieser stellt auch heute durch sein Ausgangsgestein und die damit verbundenen "mageren" Böden einen landwirtschaftlichen Ungunstraum dar.

Das Ziel der durchgeführten Forschungsarbeit im Finkenbachtal war, die paläogeographische Entwicklung im Holozän aufzuzeigen und den Einfluss geomorphologischer, sedimentologischer, atmosphärischer und anthropogener Faktoren auf die holozäne fluviale Dynamik zu untersuchen. Der Schwerpunkt der Arbeit lag auf der Rekonstruktion des Landschaftsbildes und seiner Veränderung im Hinblick auf die aktuelle Situation. Dazu sollte in erster Linie die geomorphologische Struktur der Hänge erfasst und die Hangsedimente untersucht werden, da sie eine wesentliche Komponente im fluvialen System darstellen. Neben den Hängen und Kolluvien waren die Auensedimente des Finkenbaches und die Mündungsbereiche der Seitentäler von Interesse. Dabei wurden die geomorphologischen Prozesse, die diese Landschaft geprägt haben, aus ihren Formbildungen selbst, d.h. ihrer Geomorphometrie sowie der Lithostratigraphie und Pedologie des oberflächennahen Untergrundes abgeleitet (DIKAU 1996).



Ziel der quartären Geomorphodynamik ist die Erklärung des Formenschatzes und der Formungsvorgänge, deren Klassifikation und Messung. Die ersten geomorphologischen Arbeiten befassten sich ausschließlich mit der Klassifikation und der zeitlichen Einordnung der Reliefformen (PENCK 1879, PENCK & BRÜCKNER 1909, PASSARGE 1919, SALOMON 1916). Weitere Wegstationen waren die morphologische Analyse von WALTER PENCK (1924), die Hangentwicklungstheorie von OTTO LEHMANN (1933) und die Flussuntersuchungen von ROBERT HORTEN (1945). Besonders war an diesen Arbeiten, dass diese die reliefbildenden Prozesse nicht nur qualitativ, sondern auch ausführlich quantitativ behandelten. Die geomorphologischen Vorgänge im Quartär wurden auch in den Beiträgen zur klimagenetischen Geomorphologie detailliert erforscht (BÜDEL 1937, ECKERT et al. 1926, MORTENSEN 1932).

Die Sedimentdatierungen mit Hilfe der Radiokohlenstoffe ( $^{14}\text{C}$ -Methode) (ANDERSON et al. 1947) und der durch ionisierende Strahlung angeregten Quarzatomme (TL-Methode) (DANIELS et al. 1953), sowie die Paläo-Temperaturbestimmungen mit Hilfe des  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses in Foraminiferen (EMILIANI 1955) haben zu großen Fortschritten im Verständnis über den zeitlichen und klimatischen Ablauf des Quartärs geführt (Abb. 1). Aus diesem Grund sind die Arbeiten von GEYH (1980 & 1983) und WAGNER (1995) mit ihren ausführlichen Darstellung des Wissenstandes der Altersbestimmungen ein wichtiger Bestandteil der quartären Forschung geworden.

Seit den 50er Jahren befassen sich Geomorphologen überwiegend mit einzelnen reliefbildenden Prozessen, da deren geoökologische Komplexität erkannt wurde. Die Fragen zur Flusserosion, Flussmorphologie, Laufentwicklung, Veränderung des Flusslängsprofils und zum fluvialen Sedimenttransport werden diskutiert z.B. bei BARSCH et al. (1989), BREMER (1960), HANTKE (1993), KADEREIT (1990), MANGELSDORF & SCHEUERMANN (1980), SCHIRMER (1983), SCHULTE (1995), WILHELM (1993) und ZANKE (1982).

Im deutschen Mittelgebirgsraum ist der periglaziale Formenschatz, dessen Entwicklung und Dynamik ein wichtiges Forschungsfeld. Besonders intensiv wird die Genese der Deckschichten und der Blockmeere diskutiert. Die Deckschichtgliederungen von SCHILLING & WIEFEL (1962) und SEMMEL (1968) sind in der Literatur mehrfach gegenübergestellt worden, ohne dass eine übereinstimmende Gliederung erzielt wurde (u. a. STAHR 1979, FRIED 1984, ALTERMANN et al. 1988). Bis heute liegt kein allgemein übertragbares Schema vor, wengleich das vielseitige Bemühen von der Notwendigkeit eines Konsenses hinsichtlich der Ansprache eines Problemfeldes zeugt, das quartärgeologisch und geomorphologisch ausgesprochen wichtig für jede ökologische Studie ist (VÖLKELE 1995).

Die Problematik der Entstehung und der Weiterentwicklung der Blockmeere wurde schon in der Arbeit von W. PENCK (1924) behandelt. Er meinte, dass die Blockmeere der deutschen Mittelgebirge *"sich heute weiterbilden und bewegen wie je"*. Der periglaziale Vorzeitcharakter dieser Erscheinungen war jedoch schon früh erkannt worden (SALOMON 1916). SCHOTT (1931) vertrat die Auffassung, dass die Blockmeere zwar in der Gegenwart noch weitergebildet werden, im Wesentlichen aber im Pleistozän entstanden sind. HÖVERMANN (1949) zeigte für Klippen und Blockmeere im Harz, dass tertiäre, pleistozäne und rezente Verwitterung und Abtragung diese Formen schufen, sie also Mehrzeitformen sind. Da die zeitliche Einordnung und die morphogenetische Klassifikation der

angesprochenen Reliefformen bis heute nicht eindeutig zu klären sind, werden immer wieder Versuche unternommen, diese detailliert zu beschreiben (EICHLER 1974, FEZER 1953, GEIGER 1974, THÜRACH 1984, WILHELMY 1974, ZÖLLER 1996).

## **2.2 HOLOZÄNE ÜBERPRÄGUNG DES PERIGLAZIAL GESTALTETEN RELIEFS**

Mit der Ausbreitung der Landwirtschaft betreibenden linearbandkeramischen Kultur im frühen Atlantikum (um 6700-6400 cal BP) in Mitteleuropa setzten auch die ersten größeren Rodungen ein (BENDER 1995, EHLERS 1994). Seit diesem Abschnitt des Quartärs wird die Komplexität geomorphologischer Systeme zusätzlich durch Eingriffe des Menschen vergrößert und auch beachtlich beeinflusst. Der Eingriff des Menschen in das geomorphologische Geschehen wurde schon durch MORTENSEN (1955) erkannt. Er gab mit seiner Konzeption der quasi-natürlichen Oberflächenformung einen ersten Anstoß zur weiteren Forschung (KÜSTER 1992, RATHJENS 1978 & 1978, SEMMEL 1996, SPERLING 1978). Dabei bleibt die Rolle und das Ausmaß des anthropogenen Einflusses auf die geomorphologischen Prozesse und auf das heutige Landschaftsbild nicht ganz geklärt, obwohl die Vielzahl der ausführlichen Arbeiten viele neue Erkenntnisse auf diesem Gebiet brachten (BAADE 1994, BARSCH et al. 1993, BIEL 1995, BORK 1988, BORK et al. 1998, DIKAU 1986, GUDE 1991, EICHLER 1974, QUIST 1987, SCHULTE 2000).

In den letzten Jahren geht die quartärgeomorphologische Forschung auf so breiter Front voran, dass es schwierig wäre, in einem kurzen Abriss wie diesem weitere Namen und Forschungsbereiche auszusondern. Der ausführlichen Beschreibung des Wissenstandes in der allgemeinen und regionalen Quartärgeomorphologie und -dynamik sind eine Reihe wissenschaftlicher Werke gewidmet (BENDER 1995, CATT 1992, EHLERS 1994, SCHREINER 1992, SEMMEL 1996).

## **2.3 BUNTSANDSTEIN-ODENWALD**

Erste Berichte über das Thema der quartären Morphodynamik im Bereich des Buntsandstein-Odenwaldes und Umgebung liefern geologische Karten und dazugehörige Erläuterungen, sowie allgemeine geologische Abhandlungen. Die Forschung, die durch die Geologen Anfang des 20. Jahrhunderts mit einer akribischen Präzision durchgeführt wurden, ist beachtlich. Die Diskussionen über die Quartärbildungen während des Diluviums und Alluviums verlieren bis heute nicht ihre Aktualität, obwohl diese viele fehlerhafte Interpretationen beinhalten. Die Arbeiten von HASEMANN (1928), KLEMM (1911), SALOMON (1901, 1916), SAUER (1898), THÜRACH (1917) beschränken sich nicht nur auf die Beschreibung der geologischen Strukturen und der Tektonik. Sie behandeln auch die Themenbereiche der Entstehung des Buntsandsteinschotter- und -sand- in den Flusstalsolesen, der Herkunft und des Ausmaßes der Lößablagerungen, der Genese der Schuttkegel und der Bildung sowie der Klassifikation des Gehängeschuttes. Aber diese Arbeiten haben meistens einen qualitativen Charakter.

KOLB (1931) mit seinen detaillierten Untersuchungen leistet nicht nur einen wichtigen Beitrag zur Morphologie, sondern auch zur Morphogenese des Kleinen Odenwaldes. Aufgrund einzelner Beobachtungen im Gelände beschreibt SCHMIDT (1954) sehr überzeugend den Zusammenhang zwischen Schichtstufenmorphographie und Talentwicklung einerseits, sowie Petrographie und Tektonik andererseits. In der Arbeit von ZIENERT (1957) werden in einer umfassenden Darstellung die Großformen des Odenwaldes

erläutert. Dabei gibt er auch einen ausführlichen Überblick über den Stand der geomorphologischen Forschung im Odenwald. Wie diese Übersicht deutlich zeigt, wurden die Diskussionen fast ausschließlich von der Behandlung der Großformen bestimmt. Einzelnen Reliefformen oder reliefbildende Prozesse werden überhaupt nicht oder selten beschrieben.

Die Untersuchungen zur Fluss- und Talnetzanalyse sind nur spärlich vertreten (CLASS 1920, EICHLER 1977, MEYER 1975). Dabei werden in allen obengenannten Arbeiten nur morphometrische Parameter, sowie morphographische Einzelheiten behandelt. Dagegen werden Fragen der Quartärmorphogenese oder fluvialen Geomorphodynamik selten angesprochen.

Erst seit den Arbeiten von SEMMEL (1961), GEIGER (1973), EICHLER (1974), GRAUL (1977) existieren die auf einer großmaßstäbigen Kartierung und zahlreichen Messungen basierenden Forschungsergebnisse, die Reliefformen und die komplexen geomorphodynamischen Prozesse im Einzelnen schildern. GEIGER (1974) führte im südlichen Odenwald die Kartierung der Blockströme und Blockmeere durch, die zum Ziel hatte, die Zusammenhänge zwischen der Blockmeerverbreitung und ihrer Exposition aufzuklären. OLBERT (1975) beschreibt in seiner ausführlichen Arbeit die Talentwicklung am Südrand des Odenwaldes. Nach detaillierten Untersuchungen der Morphogenese der Flusstäler und der Schichtstufen folgert er, dass im südlichen Odenwald am Ende des Tertiärs bereits 75 % der gesamten Taleintiefung gestaltet waren. Im Pleistozän wurde die Landschaft kräftig überformt, dabei standen die Abtragungsprozesse in Abhängigkeit von der Reliefenergie, der Lage zum Vorfluter und der Petrographie.

Die Schwerpunkte der Arbeit von FRIED (1984) sind die periglazialen Deckschichten und die rezenten Böden im Buntsandstein-Odenwald, sowie deren Entstehung und Weiterbildung. Anhand der zahlreichen Bohrprofile konnte er drei periglaziale Deckschichten unterscheiden, die wiederum mehrere eigenständige geologische Schichten beinhalten. Weiter stellte er fest, dass nicht der Buntsandstein, sondern die periglazialen Deckschichten das Ausgangsmaterial der Bodengenese im Buntsandstein-Odenwald bilden.

Durch BARSCH und FLÜGEL (1988) wurden im südlichen Odenwald Studien zum Wasserhaushalt und zum Problem des Interflow durchgeführt. Im Rahmen der Untersuchungen wurde ein Versuchsfeld auf dem Hollmuth im Kleinen Odenwald eingerichtet und instrumentiert. Während dieser Arbeiten wurden zahlreiche hydrologische, hydrometeorologische und seismische Messdaten erhoben und analysiert. Im Rahmen des Schwerpunktprogramms "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär" wurden durch MOLDENHAUER (1993) quantitative Untersuchungen zur fluvialen Morphodynamik in den Mittelgebirgsregionen von Odenwald und Taunus realisiert. Der Vergleich mit den zusätzlich durchgeführten historisch-genetischen Untersuchungen zeigte, dass der frühere Sedimentaustrag sehr viel größer gewesen sein muss als der aktuelle, dennoch wiesen die Messergebnisse darauf hin, dass in den Runsen auch gegenwärtig eine Tendenz zu weiterer Einschneidung besteht. In den Arbeiten von BÄHRLE (1998), LEHNERT (1995), LORENZ (1999), SINN & LÖSCHER (1998), TAVKHELIDSE et al. (2000) und ZÖLLER (1996) werden die Probleme der Morphodynamik, der Bodenerosion, der Datierung von einzelnen Reliefformen und die Zusammenhänge unterschiedlicher reliefbildender Prozesse diskutiert.

### 3 EINFÜHRUNG IN DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

#### 3.1 AUSWAHL DES GEBIETES

##### 3.1.1 AUSWAHL DES UNTERSUCHUNGSRAUMES

Mitte 1997 ist im Labor für Geomorphologie und Geoökologie unter der Leitung von Herrn Prof. D. Barsch ein neues Projekt zur Untersuchung der Geomorphodynamik im Odenwald geplant worden. Aus folgenden Gründen wurde das Flussgebiet des Finkenbaches ausgewählt:

- Da der Kraichgau und der südliche Odenwald (Finkenbachtal) verschiedene strukturell-geologische Gegebenheiten (Abb. 2) und unterschiedliche anthropogene Einflüsse aufweisen, sich jedoch unter vergleichbaren Klimabedingungen entwickelt haben, war es von Interesse, im Odenwald vergleichende Untersuchungen durchzuführen.
- Über das Untersuchungsgebiet und den südlichen Odenwald lagen bisher bezüglich der jungpleistozänen und holozänen Geomorphometrie, Geomorphodynamik und des anthropogenen Einflusses auf die Reliefentwicklung keine Untersuchungsergebnisse vor.
- Die im Kraichgau gewonnenen Schlussfolgerungen, die bereits in der Einleitung beschrieben wurden, kann man nicht ohne weiteres auf das Gebiet des südlichen Odenwaldes übertragen.

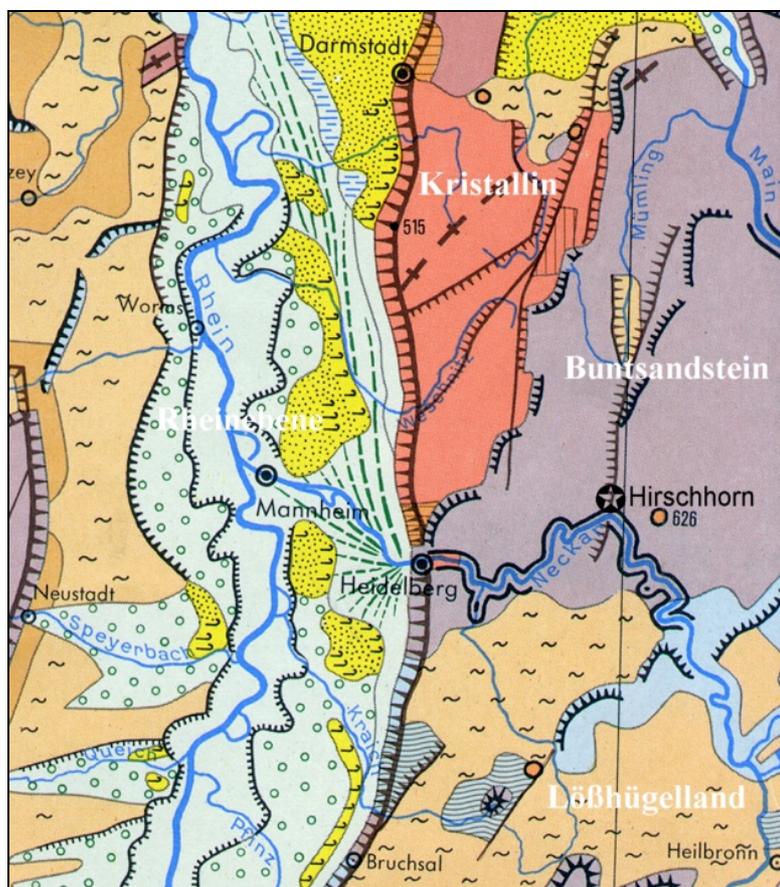


Abbildung 2: Geomorphologische Übersichtskarte von Hirschhorn und Umgebung (nach GOHL 1999)

Die Auswahl bot die Möglichkeit, die Untersuchungen auf den Grenzbereich zwischen Alt- und Jungsedelland auszudehnen. In diesem Grenzbereich, so lautete die **Arbeitshypothese**, tritt der menschliche Einfluss zurück und entsprechend der klimatische in den Vordergrund. Das gerade in diesem Grenzbereich erstreckte Finkenbachtal grenzt im Norden an das erwähnte Altsiedelgebiet des Kraichgaus, befindet sich aber naturräumlich schon eindeutig im Buntsandstein-Odenwald. Dieser stellt auch heute durch sein Ausgangsgestein und die damit verbundenen "mageren" Böden einen landwirtschaftlichen Ungunstraum - also ein "Jungsedelland" dar.

### 3.1.2 AUSWAHL AUSSAGEKRÄFTIGER LANDFORMEN UND -ELEMENTE

Der Schwerpunkt der Arbeit lag auf der Rekonstruktion des jungpleistozänen und holozänen Landschaftsbildes. Dabei wurden die geomorphologischen Prozesse, die diese Landschaft geprägt haben, aus ihren Formenbildungen abgeleitet. Da das heutige Relief aus Reliefgenerationen, d.h. aus ineinander verschachtelten, hierarchisch organisierten Formen und Formelementen besteht (BÜDEL 1981), die ihrerseits Ausdruck unterschiedlich alter Formungsprozesse sind, ergab sich während der Auswahl der Arbeitsmethoden eine wichtige Frage: Welche Reliefformen und -elemente zeigen am deutlichsten die Reliefentwicklung im Quartär an? Das Modell (Abb. 3) demonstriert, dass die meisten Oberflächenformtypen einen für sie jeweils charakteristischen Bereich räumlicher Ausdehnung und zeitlicher Existenzdauer haben. In unserem Fall haben wir zwei Ausgangsparameter:

- Räumlicher - das Finkenbachtal mit einem etwa 50 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet.
- Zeitlicher - das Holozän als jüngster Abschnitt der Erdgeschichte, das etwa vor 10 000 Jahren begann, und das bis zu 100 000 Jahren dauernde Jung-Pleistozän (Würm-Kaltzeit).

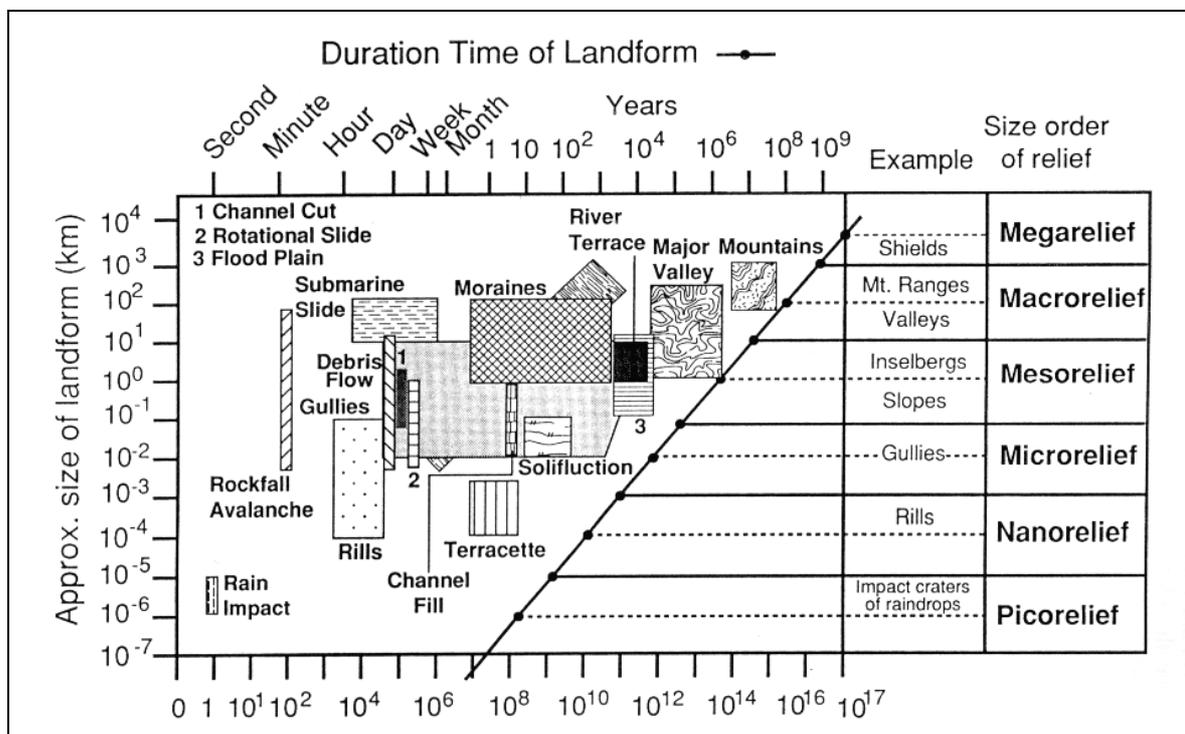


Abbildung 3: Modell der Beziehung zwischen Größe, Entstehungs- und Existenzdauer einiger Reliefformtypen (nach BRUNSDEN 1996)

Nach den Formgrößen-Existenzdauer-Modellen von AHNERT 1980 und BRUNSDEN 1996 (Abb. 3) scheiden bestimmte fluvial erzeugte Formen aus, die für die betrachteten Zeiträume zu „kurzlebig“ sind (z.B. Rills, Gullies, Channel Cut usw.). Gegenstand der Untersuchung sind eher die Hang- und Flusssedimente, deren Morphologie und Stratigraphie zur Klärung der Morphogenese während des angesprochenen Zeitabschnittes beitragen. Im Aufbau sedimentärer Ablagerungsfolgen gilt der Schichtwechsel als Zeugnis veränderter Milieubedingungen im Sedimentationsraum. Die holozänen Ablagerungen, alluviale wie auch kolluviale, enthalten stratigraphische Befunde mit paläoklimatischer und paläogeographischer Aussage. Aber die Stratigraphie des Holozäns zeichnet sich durch eine Besonderheit aus. Die Tätigkeit des Menschen, seine Auseinandersetzung mit der ihn umgebenden Natur und die hierdurch bewirkten Eingriffe in den Landschaftshaushalt sind für veränderte Sedimentationsbedingungen verantwortlich, die in stratigraphischen Befunden ihr Abbild finden (JÄGER 1978).

### 3.2 LAGE UND NATURRÄUMLICHE EINORDNUNG

Das Untersuchungsgebiet im Buntsandstein-Odenwald stellt den nordwestlichen Teil der Südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft dar. Die Schichten des Buntsandsteins bilden über dem Kristallinsockel des Variskischen Grundgebirges und den Schichten des Perm die erste Schichtstufe. Im Gebiet des Finkenbachtals steht Mittlerer Buntsandstein an. Die tief eingeschnittenen Täler, die von Norden her meist in geradem Verlauf nach Süden zum Neckar führen, folgen tektonischen Linien. Das Tal zeigt einen gestreckten Nord-Süd Verlauf von ca. 20 km Länge bis zur Mündung in den Neckar bei Hirschhorn (120 m NN), ca. 25 km östlich von Heidelberg (Abb. 4). Der Neckar hat sich hier antezedent in den Buntsandstein-Odenwald eingeschnitten und weite Talmäander ausgebildet. Dabei sollen bereits im Tertiär tiefe Einschneidungsbeträge erreicht worden sein (BECKSMANN 1969 in FRIED 1984, 31). Der Finkenbach entwässert ein ca. 50 km<sup>2</sup> großes Einzugsgebiet.

In der naturräumlichen Gliederung von SCHMITHÜSEN (1962) wird das Gebiet zur Haupteinheit „Sandstein-Odenwald“ und zur Untereinheit „Zentraler Hinterer Odenwald“ gezählt. Der Buntsandsteinodenwald ist ein walddreiches Mittelgebirge, dessen Höhenlage vorwiegend zwischen 150 m und 550 m NN liegt. Obwohl der Finkenbach in der Vergangenheit einige Ausbauten erfuhr, stellt er sich über weite Strecken als naturnah dar. Eine landwirtschaftliche Nutzung des Talbodens findet in Form von Grünlandwirtschaft statt. Daher wird der Buntsandstein-Odenwald nach der Landschaftstypengliederung zu dem Landschaftstyp „Jungsiedelland“ zugeordnet (vgl. auch BARSCH et al. 1989).

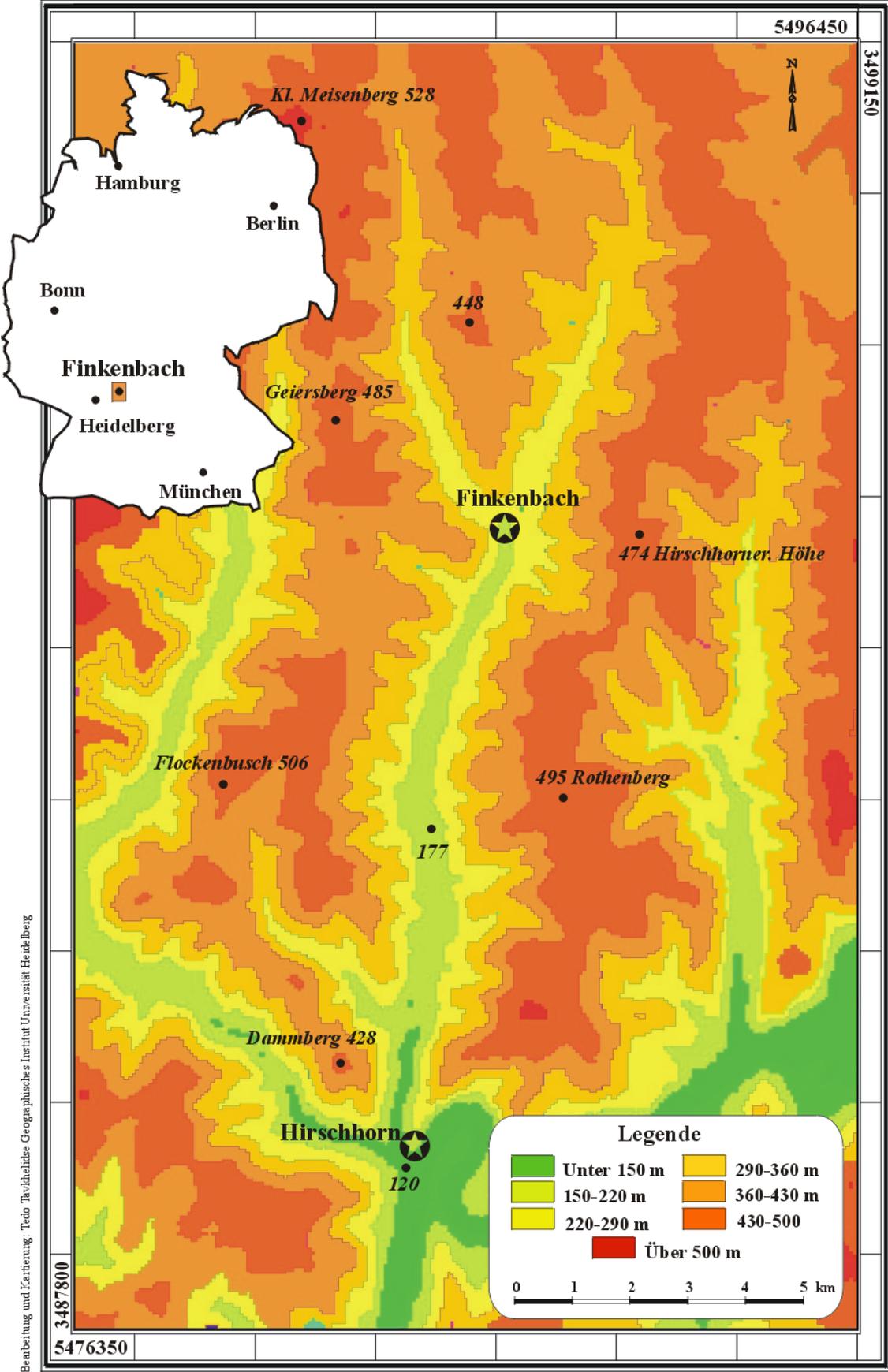


Abbildung 4: Geographische Lage und Höhengschichtenkarte des Finkenbach-Einzugsgebietes (Quelle: Topographische Karten 1 : 50 000 und 1 : 100 000)

### 3.3 GEOLOGIE

#### 3.3.1 GEOLOGISCHER AUFBAU

Das geologische Fundament des Untersuchungsgebietes wird ausschließlich von Schichten der Unteren Trias (oder „Germanischer“ Trias) abgelagerten Buntsandsteins gestaltet (Abb. 5). Die Schichten sind flächenhaft über dem Kristallin und Rotliegend abgelagert und gleichen das noch vorhandene Relief aus. Über dem Grundgebirge bilden die Buntsandsteinschichten heute wieder die erste Schichtstufe und geben dem Buntsandstein-Odenwald seine morphologische Eigenständigkeit und auch seinen Namen. Der Sedimenttransport erfolgte überwiegend fluvial, was die in fast allen Profilschnitten zu beobachtende Schrägschichtung zeigt. Wasser als Transportmittel stand jedoch unter den für die Buntsandsteinzeit anzunehmenden ariden und semiariden Klimaverhältnissen immer nur kurzzeitig zur Verfügung (SCHWEIZER 1982). Die Verfrachtung durch Wind, die wohl beteiligt war, hatte nur geringere Bedeutung, ist aber durch facettierte Windkantergerölle nachgewiesen (GEYER & GWINNER 1991).

#### 3.3.2 BUNTSANDSTEIN UND SEINE GLIEDERUNG

Der Buntsandstein besteht aus gut geschichteten, meist tonverkittetem mittel- und feinkörnigem Sand (Tabelle 1), der nur wenig gröberes Kies- und Feingeröllmaterial, meist in Form quarzitischer Kiesel, enthält. In manchen Horizonten tritt starke Verhärtung durch Quarzitisierung auf. Das Gestein besteht aus meist über 80 % Quarzkörnern, der Rest verteilt sich auf einen wechselnden Anteil heller Glimmer, Feldspate, Tone und Oxide. Chemisch stellt der Buntsandstein-Odenwald also ein rein silikatisches Ausgangsmaterial dar, das sich durch hohe Porosität auszeichnet (FORSCHUNGSGRUPPE FLIESSGEWÄSSER 1993). Die Körner besitzen einen Überzug aus wasserarmen Eisenoxiden, die dem Gestein seine charakteristische Farbe verleihen (GEYER & GWINNER 1991).

**Tabelle 1: Korngrößen der verschiedenen Sandsteine im Untersuchungsgebiet „Finkenbach“ nach Schlämmanalyse (Quelle: HASEMANN 1928 & KLEMM 1911)**

Sandstein	Lage	2-0,1 mm	0,1-0,05 mm	0,05-0,001 mm	<0,001 mm
c <sup>1</sup>	Brombach	78 %	9 %	1 %	12 %
sm <sup>1</sup>	Rotenberg	64 %	21 %	1 %	14 %
sm <sup>2</sup>	Kortelshütte	68 %	15 %	1 %	16 %
so <sup>1</sup>	Darsberg	59 %	13 %	6 %	22 %

Die Gliederung des Buntsandsteins erfolgt nach lithologischen Merkmalen, wobei bisher die im Buntsandstein eingelagerten Geröllhorizonte benutzt wurden. Daneben erlauben andere Eigenschaften, wie das Fehlen von Eisen- und Manganoxidflecken die Untergliederung des Profils. Die Angleichung der seit 1974 durch RICHTER-BERNBURG in 8 lithologischen Folgen (s1-s8) eingeführten Gliederung an die Buntsandsteinstratigraphie des Odenwaldes ist noch nicht in befriedigender Weise gelungen (SCHWEIZER 1982).

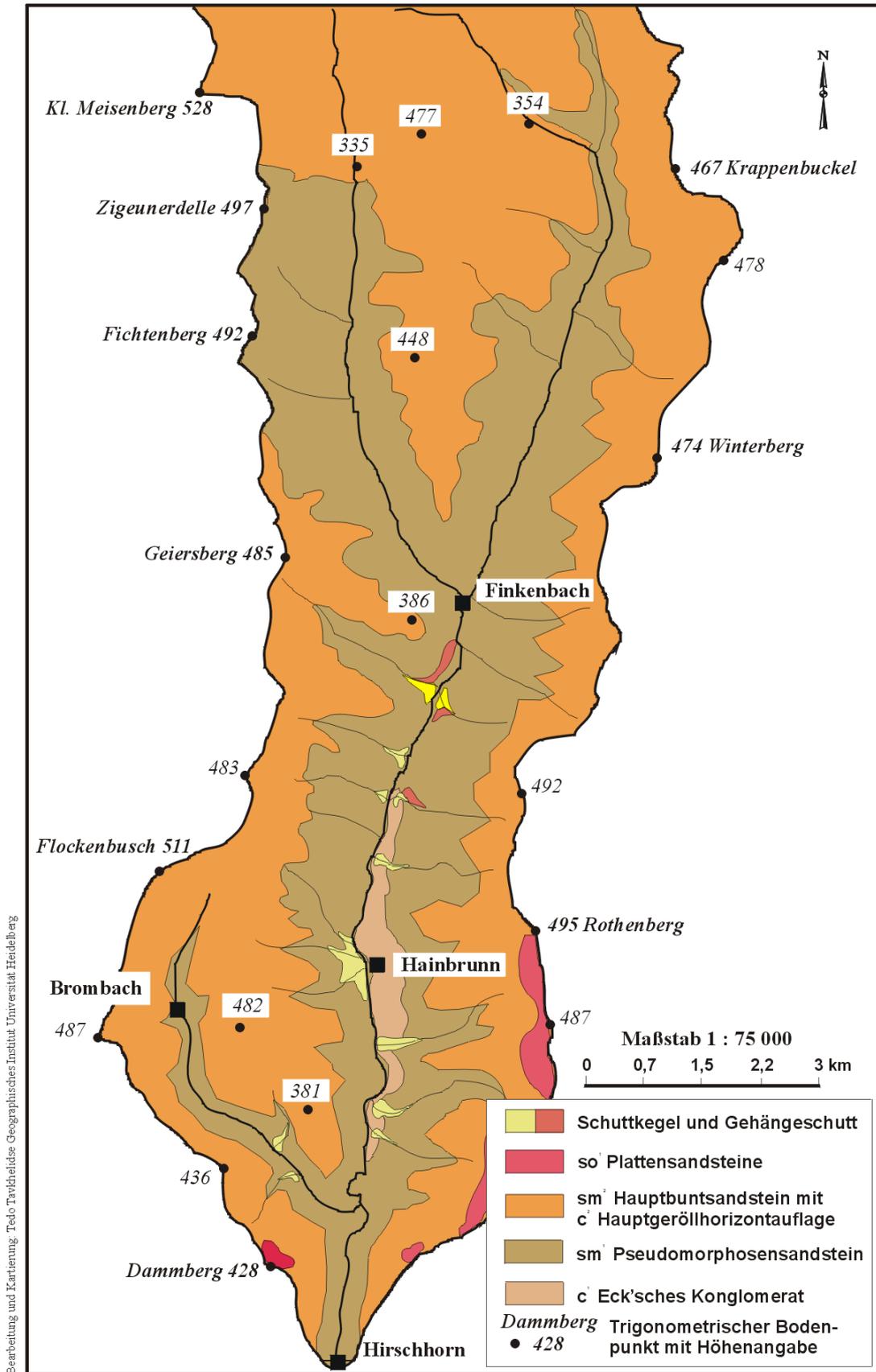


Abbildung 5: Einzugsgebiet des Finkenbaches mit geologischem Untergrund und Zuflüssen (Quelle: Geologische Karten 1:25 000 von HASEMANN 1928 und KLEMM 1911)

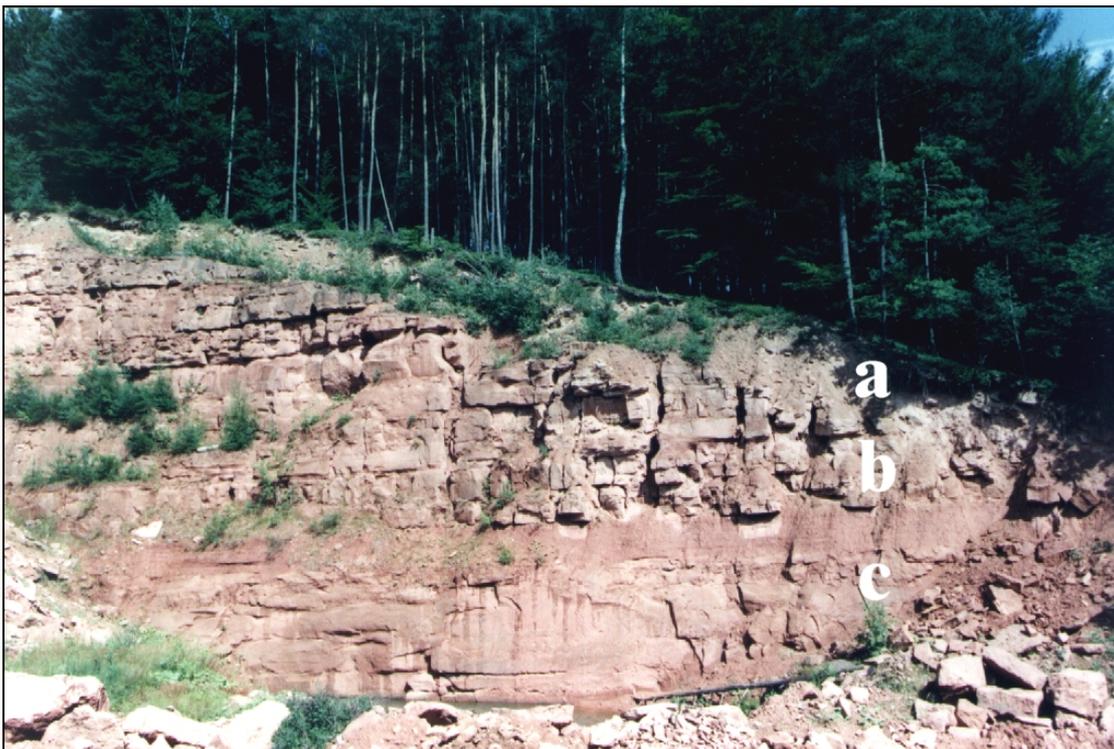
Es erscheint daher sinnvoll, in der vorliegenden Arbeit die bisherige Einteilung (HASEMANN 1928) beizubehalten. Da der geologische Untergrund einen großen Einfluss auf die Geomorphogenese der Reliefformen im Untersuchungsgebiet zeigt, wird dieser im folgenden etwas ausführlicher beschrieben:

- *Eck'sches Konglomerat ( $c^1$ )*

Die Mächtigkeit dieser mürben Sandsteine ist innerhalb des Untersuchungsgebietes sehr verschieden. Bei Hainbrunn besitzen diese eine Mächtigkeit von 40 m (HASEMANN 1928). Nördlich und südlich dieser Stelle sinkt dieser Geröllhorizont allmählich unter die Schichten des Pseudomorphosensandsteins ( $sm^1$ ) (Abb. 5). Die Sandsteine des Eck'schen Geröllhorizontes ( $c^1$ ) sind vorwiegend feinkörnig und besitzen ein toniges Bindemittel, so dass „das Gestein im geologischen Sinne ziemlich weich ist“ (KLEMM 1911). Aufgrund der damit verbundenen geringen bis mittleren Widerstandsfähigkeit bilden sich „weichere“ Geländeformen aus.

- *Pseudomorphosensandstein ( $sm^1$ )\**

Mit wenigen Ausnahmen bildet der 100-150 m mächtige Pseudomorphosensandstein oder der Untere Hauptbuntsandstein die unteren Steilhänge sämtlicher Täler des Untersuchungsgebietes (Abb. 5). Eine besonders große Ausdehnung weist er am



**Abbildung 6: Buntsandsteinprofil (25 m Höhe). Aufgenommen in dem ca. 400 m NN gelegenen Steinbruch „BALDAUF“ zwischen Beerfelden und Finkenbach. Die stark zerklüfteten Schichten des Oberen Hauptbuntsandsteins (b) und Haupt-Geröllhorizontes (c) werden von kaltzeitlichen Soliflukationsdecken (Buntsandsteinschutt und Lößlehm) (a) bedeckt (Quelle: Eigene Aufnahme 1999)**

\* Pseudomorphosensandstein ( $sm^1$ ) ist etwas toniger, feinkörniger und deutlich fester als die Gesteine des Eck'schen Geröllhorizontes ( $c^1$ ) (THÜRACH 1918).

Mittellauf des Finkenbachtals auf. Benannt wurde der Pseudomorphosensandstein nach den zahlreichen braunen und schwarzen Flecken, die beim Verwittern Hohlräume bilden, da an diesen Stellen das kalkige Bindemittel weggeführt wurde (SCHWEIZER 1982). Petrographisch handelt es sich um einen mittelkörnigen Sandstein von blassroter Farbe, der zum Teil verkieselt ist. Der Pseudomorphosensandstein ( $sm^1$ ) ist etwas toniger, feinkörniger und deutlich fester als die Gesteine des Eck'schen Geröllhorizontes ( $c^1$ ) (THÜRACH 1918).

- *Oberer Hauptbuntsandstein ( $sm^2$ )*

Der Obere Hauptbuntsandstein gestaltet im Untersuchungsgebiet die oberen Steilhänge (Abb. 5). Seine Mächtigkeit wird von RÜGER (1928) mit etwa 100 m und von HASEMANN (1929) mit etwa 150 m angegeben. Kennzeichnend für diese Sandsteine ist ein wechselnder Anteil an Fein- und Grobkorn. Dabei können in tieferen Lagen dieser Schichtenfolge kleine wohlgerundete Quarzgerölle angereichert sein. Die Schichten des Oberen Hauptbuntsandsteins ( $sm^2$ ) sind oberflächennah und infolge ihres geringen Widerstandes gegen Verwitterung zu einem losen Sand zerfallen (HASEMANN 1928).

- *Haupt-Geröllhorizont ( $c^2$ )*

Als den Stufenbildner des Buntsandstein-Odenwaldes bezeichnet ZIENERT (1957) die stark verkieselten Schichten der Hardeggenfolge\* ( $s_6$ ) des Mittleren Buntsandsteins, oberhalb derer die weiten Verflachungen im Oberen Buntsandstein entwickelt sind. Aufgrund seiner morphologischen Härte schützt er den Oberen Buntsandstein als „Flächenträger“ ebenso wie die liegenden Schichten vor Abtragung (FRIED 1984). Die Mächtigkeit dieser Schicht liegt nach HASEMANN (1928) zwischen 5 m und 30 m. Das aufgrund seiner quarzischen Bindung widerständigste Gestein des Untersuchungsgebietes bringt die Block- oder Felsenmeere auf den steilen Talhängen hervor.

- *Plattensandstein ( $so^1$ )*

Nahe der Wasserscheide befinden sich die Schichten des Oberen Buntsandsteins oder des Plattensandsteins. Diese sind hell- bis dunkelrote, feinkörnige, weiche, glimmerreiche Sandsteine, die bei Verwitterung plattigen Zerfall zeigen. Der Plattensandstein kommt nur geringmächtig in den Randgebieten des Untersuchungsgebietes vor.

### 3.3.3 LÖBLEHM UND SEINE VERBREITUNG

Die Gliederung\*\* des Lößlehms im Untersuchungsgebiet erfolgt nach HASEMANN (1928) und KLEMM (1911). Nach der Literaturlage und den eigenen Untersuchungen ist im Finkenbachtal kein originärer Löß mehr vorhanden. Die Höhengrenze der Lößlehmablagerungen liegt bei ca. 480 m NN, also noch deutlich über der von BARSCH et al. (1986) angegebenen Höhengrenze von etwa 400 m NN.

- *Sandiger Lößlehm ohne Buntsandsteinschutt ( $dl$ )*

Auf schwach geneigten Talhängen und auf ebenen Flächen der Wasserscheide (z.B. im Bereich „Vogelheerd“ (460 m NN) bei Beerfelden und „Heumatte“ (465 m NN) zwischen

\* Nach RICHTER-BERNBURG (1974). Die Angleichungstabelle siehe SCHWEIZER (1982: S. 20)

\*\* Bezeichnung der Schichten erfolgt nach den Geologischen Karten 1:25 000 HASEMANN (1928) und KLEMM (1911)

Rothenberg und Kortelshütte kommt meistens sandiger Lößlehm (max. Mächtigkeit 1 m) mit einer wechselhaften Mächtigkeit flächendeckend vor, der vorwiegend hellbraun ist und Anklänge an das Gelb des Lößes zeigt. Diese entkalkten Lößlehmdeckschichten weisen oft eine große Beimengung von Sanden des anstehenden Buntsandsteins auf, was auf die starke landwirtschaftliche Nutzung der angesprochenen Gebiete zurückzuführen ist.

- *Sandiger Lößlehm mit Buntsandsteinschutt (dlg)*

An steilen Talhängen liegt vorwiegend Lößlehm mit Buntsandsteinschutt vermengt, wobei man ungleiche Mischungsverhältnisse beobachten kann. Die Mächtigkeit dieser Lößlehmschichten hängt von der Hangneigung ab und kann sehr unterschiedlich sein (Abbildung 6). Die Farbe des Lößlehms wechselt je nach Gehalt des Buntsandsteinmaterials von Gelbbraun bis Rotbraun.

### 3.4 TEKTONIK

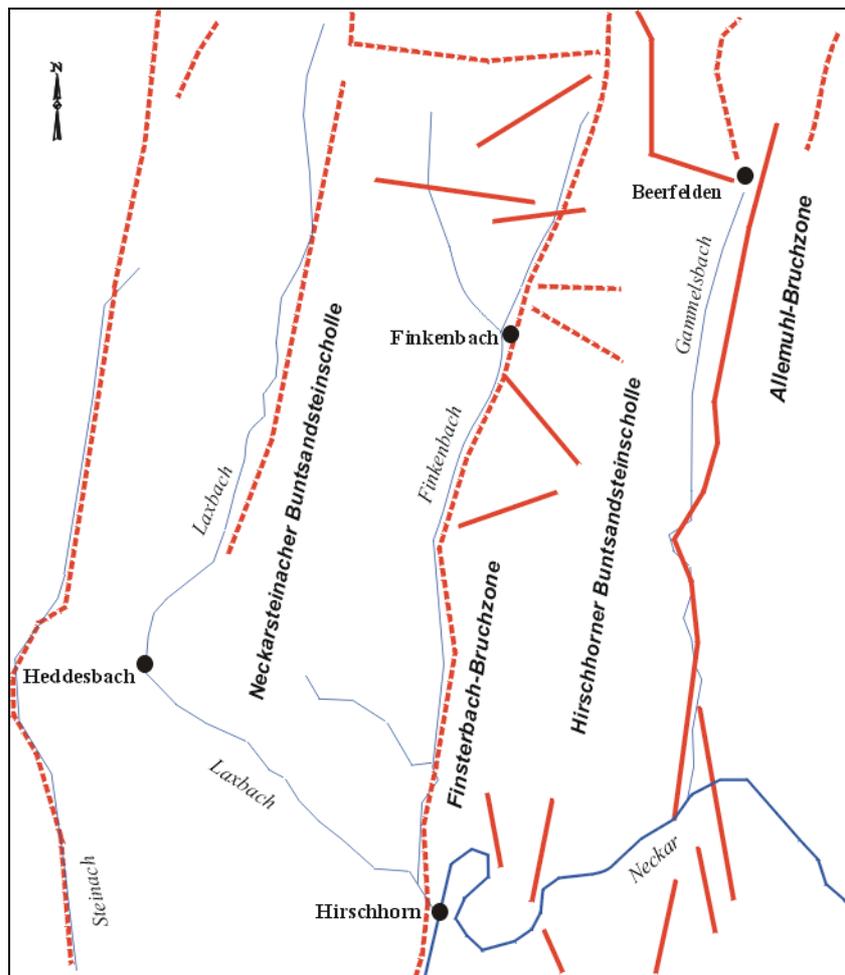
Der Odenwald bildet ein weitgespanntes Gewölbe, das im Westen vom Oberrheingraben abgeschnitten wird (SCHWEIZER 1982). Der im Osten des Odenwaldes anstehende Buntsandstein bildet eine deutliche Stufe über dem Kristallin und da er schwach nach Ost bis süd-östlich einfällt, sind die höchsten Erhebungen in der Nähe des Westrandes (Hardberg 593 m NN, Meisenberg 538 m NN, Kl. Meisenberg 528 m NN; letzterer ist der höchste Punkt im Untersuchungsgebiet).

Der südliche Buntsandsteinodenwald wird von zahlreichen, vorwiegend Nord-Süd bis rheinisch streichenden Verwerfungen durchzogen, die südlich des Neckars ausklingen und einen Großbau in Horst und Gräben verursachen (SCHWEIZER 1982). Diese Störungen stehen im Zusammenhang mit dem Einbruch des Oberrheingrabens seit dem ältesten Tertiär und dem pliozänen Aufstieg der Rheingrabenflanken (in diesem Fall des Odenwaldes), wobei die Brüche oft mehrfach aktiv waren und sich vor allem bei den jüngeren Bewegungen in ihrer Bewegungsrichtung umgekehrt haben (BECKSMANN 1970). Der Hebungsvorgang des Odenwaldes war im ältesten Pleistozän weitgehend beendet. Die Rheingrabenscholle sank jedoch auch während und seit dieser Zeit weiter ein (ILLIES 1971).

Insgesamt wurde während der letzten Entstehungsphase im Odenwald, und zwar besonders im Gebiet seiner „Südrandflexur“, wahrscheinlich eine Heraushebung bis zu 300 m erreicht. Diese Hebungsphase war fast überall mit dem raschen Einschneiden der Gewässer verbunden. Mit der periglazial gesteuerten Sedimentation war die Einschneidung beendet (ZIENERT 1986). Das bedeutet aber auch, dass die wesentliche Gestaltung der Täler schon zu Anfang des Pleistozäns im Odenwald in ihren wesentlichen Zügen nahezu abgeschlossen war. Pleistozäne Lößakkumulation, Fließerden und Felsmeerbildungen modifizierten lediglich das Bild der Landschaft (SCHWEIZER 1982).

Das Untersuchungsgebiet wird durch die Nord-Süd verlaufende Finsterbach-Bruchzone in zwei Teile getrennt (Abb. 7). Der westliche Teil wird als Neckarsteinacher Buntsandsteinscholle und der östliche Teil als Hirschhorner Buntsandsteinscholle bezeichnet (HASEMANN 1928). In den einzelnen Schollen kann man mehrere Sättel und Mulden unterscheiden. Die Finsterbach-Bruchzone zieht das ganze Finkenbachtal entlang, erreicht bei Hirschhorn das Neckartal und setzt sich im Finsterbach nach Süden fort. Sie entspricht einer Mulde, die von Verwerfungen begleitet ist. Bei Ober-Hainbrunn bildet

diese Bruchzone eine Verwerfung von 30 bis 40 m Sprunghöhe. Bei Hirschhorn hat die Hauptverwerfung ihre Sprunghöhe von 40 m fast eingebüßt, dagegen ist die Mulde gut ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet wird die Hirschhorner Buntsandsteinscholle von dem sehr flach liegenden Rotenberger Sattel präsentiert. Im Südwesten wird der Rotenberger Sattel durch die Hirschhorner Mulde begrenzt, die sich aus der Finsterbach-Bruchzone entwickelt hat. Westlich der Hirschhorner Mulde liegt der Brombacher Sattel, der der Neckarsteinacher Scholle zugeordnet wird (HASEMANN 1928).



**Abbildung 7: Tektonische Übersichtskarte des Finkenbach-Einzugsgebietes und seiner Umgebung**  
(Quelle: Eigene Darstellung nach Geologischen Karten in Maßstab 1 : 25 000 von HASEMANN 1928 und KLEMM 1929)

Die tektonische Beanspruchung wirkt sich in Kombination mit dem geologischen Untergrund auf die Gestaltung des Flussnetzsystems des Finkenbaches und dadurch auch auf die gesamte Geomorphologie des Untersuchungsgebietes aus. Der Finkenbach bildet ein für den Buntsandstein-Odenwald charakteristisches weitständiges Entwässerungsnetz. Er verläuft, bedingt durch Störungen, in Nord-Süd Richtung. Seine gestreckten, steilen Talhänge werden durch Zuflüsse gegliedert, die sogenannten „Klingen“. Sie fließen im Gegensatz zum Finkenbach hauptsächlich westöstlich. Aufgrund der starken fluvialen Einschneidung sind die Täler des Untersuchungsgebietes meist sehr schmal, besitzen steile Hänge und bieten dadurch wenig Siedlungsraum.

### 3.5 KLIMA

Klimatisch ist das Finkenbach-Untersuchungsgebiet durch mäßig warme Sommer und nur mäßig kalte Winter gekennzeichnet (GROBE-BRAUCKMANN 1988). Die Jahresmitteltemperatur beträgt ca. 8,7 °C (Abb. 8), die durchschnittlichen jährlichen Niederschlagssummen liegen zwischen 900 und 1100 mm (Abb. 9) (KNOCH 1950, SCHNELLE 1972).

Für das Untersuchungsgebiet liegen in den „Lokalklimatischen Studien im Odenwald“ von SCHNELLE (1972) und in den „Deutschen Meteorologischen Jahrbüchern“ (1960-1998) Klimadaten vor. Die Messstandorte befinden sich in Rothenberg 428 m NN, Airlenbach 360 m NN, Finkenbach 223 m NN, Ober Hainbrunn 178 m NN und Hirschhorn 120 m NN. Einige davon sind in Tabelle 2 wiedergegeben und mit den Messdaten der angrenzenden Gebiete verglichen.

**Tabelle 2: Klimawerte des Untersuchungsgebietes und angrenzender Gebiete (Quelle: BARSCH & FLÜGEL 1988, SCHAAR 1989 und SCHNELLE 1972)**

Gebiet	Mittlere Jahrestemperatur (Grad °C)	Mittlerer Jahresniederschlag (mm)
Rhein-Neckar Ebene	10	530-750
Bergstraße	10-11	700-750
Kraichgau	8-9	750-830
Kleiner Odenwald	8,9	940
Ober Hainbrunn	8,5	900
Rothenberg	8,7	1100

Die klimatischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes gehen auch aus der Karte der Wuchsklima-Gliederung von Hessen (ELLENBERG 1974) hervor. Der Großteil des Gebietes wird in dieser Karte als „ziemlich mild“ eingestuft, die am Hainbrunn und Finkenbach gelegenen, meist ostexponierten Hangbereiche als „ziemlich kühl“ und ein Bereich im Hinterbachtal als „kühl“. Als „mild“ hingegen werden überwiegend süd- und südwestexponierte Hänge bezeichnet.

Die Tallagen der Zuflüsse des Finkenbaches stellen bei entsprechender Witterung frostgefährdete Bereiche dar. Die Luft in diesen verhältnismäßig engen Tälern wird tagsüber stärker erwärmt als auf den benachbarten Höhenrücken, wo der Wind eine stärkere Durchmischung mit kühler Luft bewirkt. In der Nacht allerdings sammelt sich in den Tälern die von den Hängen abwärts fließende Kaltluft, die sich infolge der Strahlung bildet und die talabwärts fließt. Sie staut sich und bildet in den Tälern Kaltluftseen (GROBE-BRAUCKMANN 1988 und SCHNELLE 1972).

Die Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet des Finkenbaches zeigt eine orographisch bedingte Niederschlagszunahme von den in der Flusstalaue gelegenen Standorten (bei Hirschhorn 900 mm/a) zu den Wasserscheiden hin (bei Airlenbach 1100 mm/a). Das Klima und die beträchtliche Hangneigung förderten im Finkenbachtal eine größere Oberflächenabtragung als in den benachbarten Gebieten (Kraichgau und Rhein-Neckar Ebene).

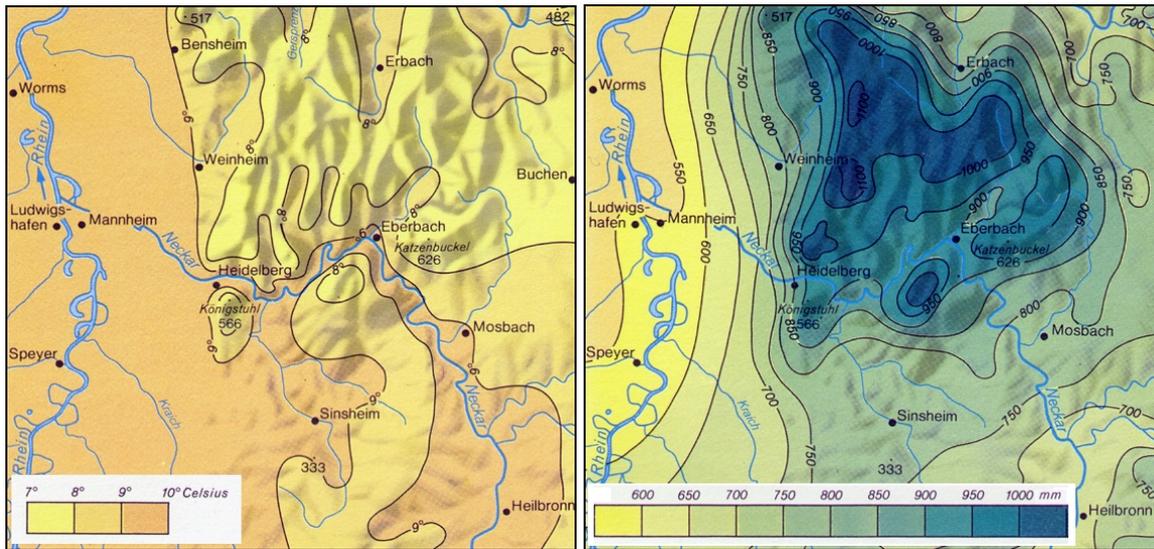


Abbildung 8: Mittlere wirkliche Jahreslufttemperatur (links) und mittlerer Jahresniederschlag (rechts) (Quelle: nach Klima-Atlas von Baden-Württemberg 1950)

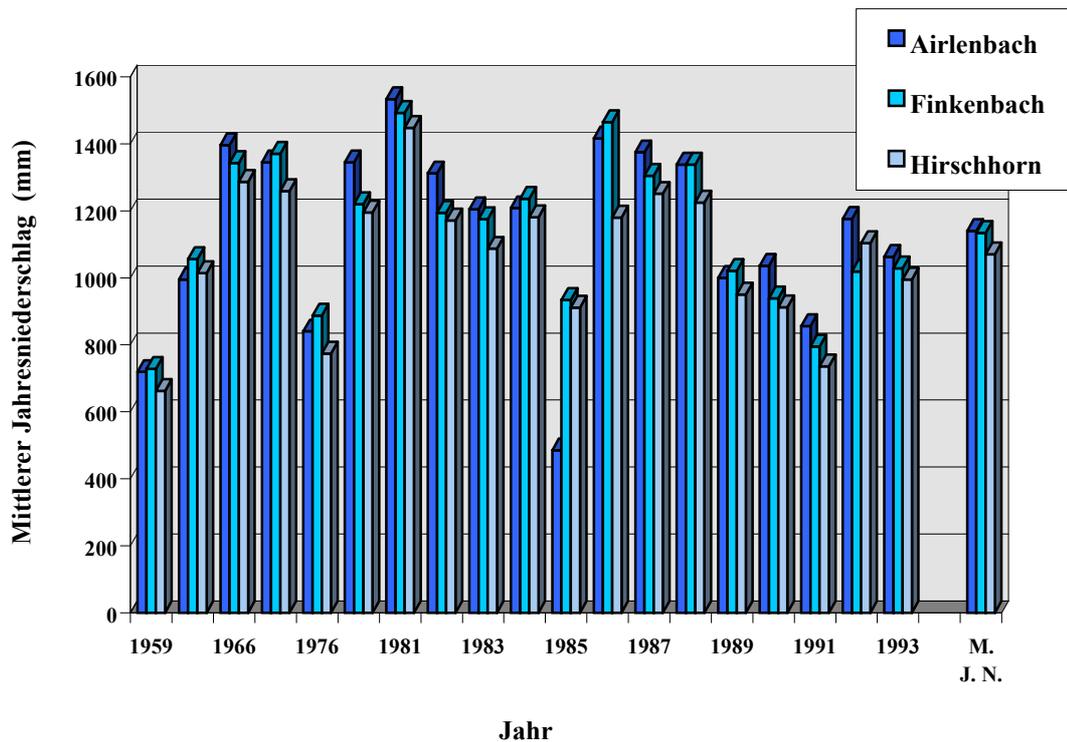


Abbildung 9: Mittlere jährliche Niederschläge im Finkenbach-Untersuchungsgebiet (Quelle: Eigene Darstellung aus Daten der Deutschen Meteorologischen Jahrbücher 1960-1993 des Deutschen Wetterdienstes Offenbach)

Das Klima, die steile Hangneigung und die daraus resultierende geringmächtige Lößlehmbedeckung beeinträchtigten im Untersuchungsgebiet die Entwicklung der Landwirtschaft. Aus diesem Grund sind die ersten Anzeichen des anthropogenen Einflusses im Finkenbach erst seit dem Frühmittelalter bekannt. Im Gegenteil dazu verlieh die Klimagunst dem Kraichgau in Zusammenarbeit mit der weitverbreiteten Lößbedeckung und der geringeren Hangneigung schon in frühesten Zeiten eine große landwirtschaftliche Bedeutung (SCHAAR 1989, BARSCH et al. 1993).

### 3.6 SUBSTRAT UND BODEN

Eine flächendeckende Kartierung der Bodentypen liegt für das Untersuchungsgebiet und Umgebung nicht vor. Die Aussagen wurden aus den Erläuterungen zu den Geologischen Karten, den bodenkundlichen Übersichtskarten und den Ergebnissen eigener Untersuchungen entnommen und abgeleitet.

Zwei Hauptfaktoren bedingen die Eigenschaften der Böden, erstens das Gesteinsmaterial, aus dem der Boden entsteht, und zweitens das Klima. Im Untersuchungsgebiet sind sowohl Klima als auch Gesteinsbeschaffenheit recht einheitlich; aus diesem Grund sind auch die Böden im Finkenbach einander ähnlich. Die Verwitterungsprodukte des Buntsandsteins ergeben mehr oder weniger steinige Sandböden, die je nach Ausgangsschicht und Beimischung des Lößmaterials einen unterschiedlichen Lehm- und Tongehalt aufweisen.

Ein lockerer, tiefgründiger aber auch steiniger Boden findet man auf dem Eck'schen Konglomerat ( $c^1$ ) des Mittleren Buntsandsteins vor. Dieser ist großteils bewaldet, aber bei Hainbrunn und Hämmelsbach wird er auch landwirtschaftlich genutzt. An steileren Hängen ist der Boden nicht mehr rein sandig, sondern wird durch die darüber anstehenden Buntsandsteine mehr oder weniger steinig.

Der Pseudomorphosensandstein ( $sm^1$ ) liefert einen steinigen Sandboden und ist durchgängig mit Wald bedeckt. Nur an wenigen Stellen in flacheren Bereichen und bei Beimischung von Lößlehm wird der Boden bindiger und findet für Ackerbau Verwendung, z. B. bei Brombach und Hirschhorn.

Der Obere Hauptbuntsandstein ( $sm^2$ ) ergibt in seinem unterem Teil einen tiefgründigen, vorwiegend sandigen Boden, der bis heute teilweise auch landwirtschaftlich genutzt wird. Der obere Teil mit dem Hauptgeröllhorizont ist überwiegend steinig. Dieser steinige Boden wurde erst nach dem 1. Weltkrieg bei Kortelshütte und Rotenberg, aus Mangel eines anderen Gebietes, mit in die Feldbewirtschaftung einbezogen (HASEMANN 1928). Bis heute kann man große Steinriegel am Rand solcher neu entstandenen Feldstücke vorfinden, die heute teilweise schon wieder bewaldet sind.

Die Verwitterungsprodukte stammen im Wesentlichen aus den letzten Kaltzeiten: plattiger Frostschutt in lockerer sandiger Matrix überdeckt das Gestein, wobei die tonverwitterten Sandsteine zu eckigen Platten und die quarzitischen Horizonte zu grobem Blockwerk verwittert sind. Nur auf den tonigen Hochflächen, wo der tonige Obere Buntsandstein ansteht, sind mehr bindige, lehmige Substrate zu finden. Hänge und Talflanken sind mit einem Verwitterungsmantel aus plattigem Schutt in sandiger Matrix und eingestreuten, kantigen Grobblöcken überdeckt.

Nicht immer hat sich ein Boden aus dem Gestein gebildet, das unter seinem Solum ansteht. Im Untersuchungsgebiet bilden häufig mehrfach geschichtete Fließerden das Ausgangsmaterial. Über dem in der Eiszeit dauernd gefrorenen und damit wasserstauenden Untergrund kam es in der sommerlichen Auftauzone zur Wasserübersättigung. Durch Solifluktion entstanden die periglaziären Lagen (AG Boden 1994).

Bei vielen Mittelgebirgsfließerden ist nur die steinreiche Basisfolge allein aus dem Liegenden hervorgegangen, während darüber Schichten folgen, die häufig feinkörnig sind, weil sie Löß enthalten oder stärker durch Frostsprengung verwittert wurden (Haupt- und Deckfolge nach SCHILLING & WIEFEL (1962) oder Mittel- und Deckschutt nach SEMMEL 1964). Bei Böden aus solchen Ausgangsgesteinen ist es schwer, zwischen lithogenen und pedogenen Eigenschaften zu unterscheiden und damit die Genese zu rekonstruieren.

Die holozäne Bodenbildung hat im Wesentlichen geringmächtige, leichte und durchlässige Sandböden - Ranker oder auch Regosole hervorgebracht. Als weitere Bodentypen überwiegen bodensaure, meist basenarme Braunerden, Parabraunerden oder stellenweise Pseudogleye. Im Auenbereich dagegen sind alle Typen der Auenböden anzutreffen, z.B. Rambla, Auengley, Anmoorgley, Vega usw. (nach AG BODEN 1994, SCHEFFER 1992). Eine weitere Differenzierung der Böden erfolgt nach eigenen Aufnahmen in späteren Abschnitten.

### 3.7 VEGETATION UND NUTZUNG

- *Potentielle natürliche Vegetation:*

Aufgrund des räumlich differenzierten Klimas können im Odenwald drei Wuchs-Zonen unterschieden werden. Da in der Regel die Temperatur mit der Höhe abnimmt und der Niederschlag zunimmt, ergibt sich eine Differenzierung der landschaftlichen Erscheinungen und demnach auch der Vegetation, die sich in Höhengrenzen ausdrücken lässt. Nicht nur die Höhe, sondern auch die Exposition und die Luv- und Leelage beeinflussen die Höhengrenzen. Aufgrund dessen können im Folgenden nur durchschnittliche Höhenlagen angegeben werden.

Die *Untere Buchen-Eichen-Hainbuchen-Mischwald-Zone* steigt meist bis auf 300 m NN und umfasst die tieferen, mildereren Gebirgsräume. In der *Oberen Buchen-Eichen-Hainbuchen-Mischwald-Zone* besitzt die Buche größere Bedeutung als in tieferen Lagen. Diese Zone erstreckt sich bis in eine Höhe von 500 m NN, wobei die Grenze im klimatisch begünstigten Südwesten erheblich tiefer liegt. Die oberste Zone des Odenwaldes stellt die *Berg-Buchen-Zone* dar. In diesem Wuchsraum gewinnt die Buche (*Fagus sylvatica*) an Dominanz. Das Gebiet der Berg-Buchen-Zone kommt im Odenwald nur sehr zerstreut vor, da diese Höhen nur vereinzelt auftreten (KNAPP 1963) (Abb. 11).

Die drei Wuchsformen, die den hypsometrischen Formenwandel im Odenwald verdeutlichen, wären die potentielle natürliche Vegetation, die aufgrund der naturräumlichen Verhältnisse und der geographischen Lage erwartet werden würde. Jedoch wurden und werden Vegetationsformen durch den Menschen stark beeinflusst, so dass Aufforstungen mit gebietsuntypischen Baumbeständen im Untersuchungsgebiet weit verbreitet sind.

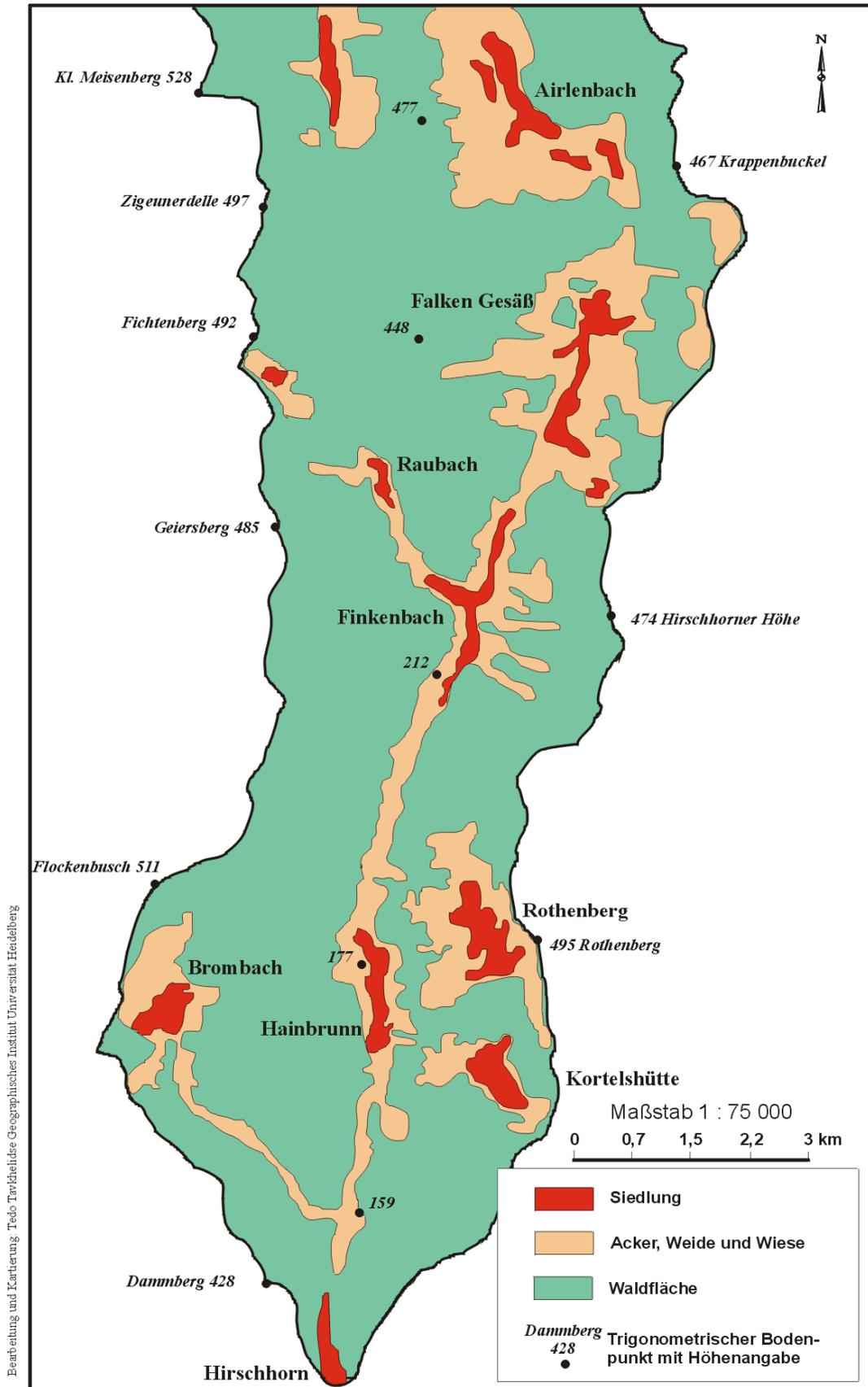


Abbildung 10: Landnutzungskarte des Finkenbach-Einzugsgebietes (Quelle: Eigene Darstellung aus den Topographischen Karten 1:25 000 und Landschaftsökologischen Gutachten 1994)

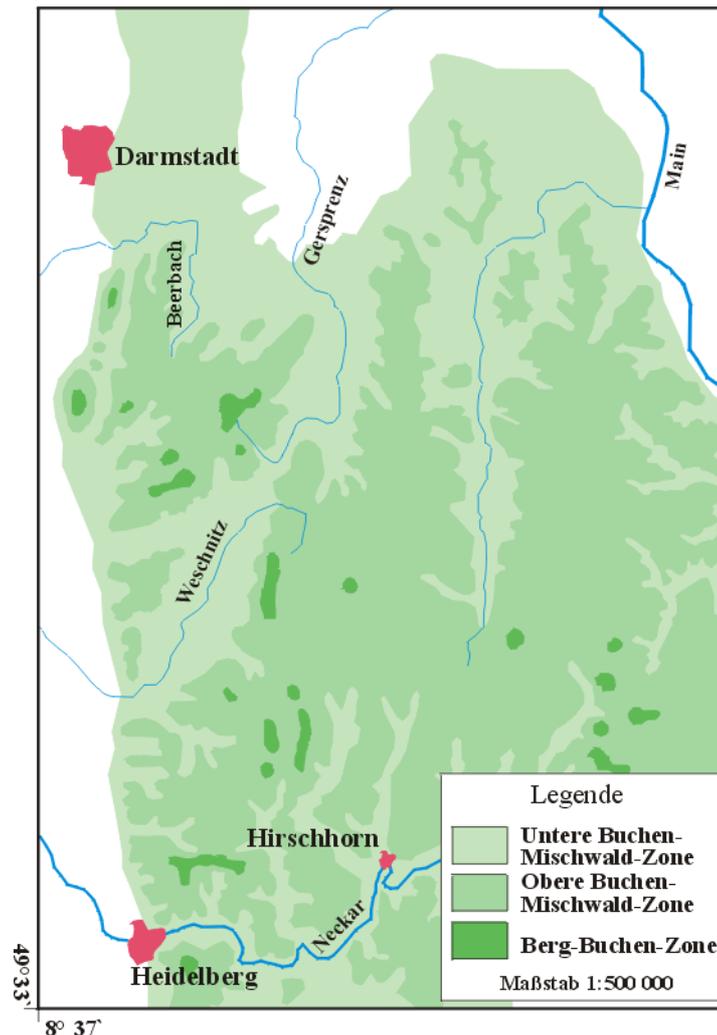


Abbildung 11: Wuchs-Zonen des Odenwaldes (Quelle: Eigene Darstellung mit Daten aus KNAPP 1963 und LORENZ 1999)

- *Reale Vegetation:*

Kennzeichnend für das Landschaftsbild des Untersuchungsgebietes sind vor allem die ausgedehnten Waldflächen, die mehr als 80 % des gesamten Einzugsgebietes umfassen (Abb. 10). Der Laubholzanteil liegt bei 30-40 % und der Nadelholzanteil bei 60-70 %. Unbewaldet sind lediglich die Tallagen am Finkenbach und in den Nebentälern. Hier sind vor allem Grünlandflächen und weniger die intensive Ackernutzung landschaftsbestimmend.

Die reale Vegetation, die heute im Untersuchungsgebiet vorherrscht, weicht erheblich, vor allem durch die menschlich bedingte Nutzungsänderung der Landschaft, von den Einheiten der heutigen potenziellen Vegetation ab. Diese besteht aus Relikten der ursprünglichen Waldvegetation und aus Ersatzgesellschaften. Von den ursprünglich vorhandenen Buchenwäldern saurer Böden sowie den ehemaligen Eichen-Niederwäldern sind nur noch kleinere Reste vorhanden. Es überwiegen Fichten- und Kiefernforste, die in manchen Gebieten des Untersuchungsgebietes einen Anteil von 70-80 % der gesamten Waldflächen aufweisen (GÜRTLER 1996).

- *Nutzung früher und heute:*

Seit Jahrhunderten wurde im Untersuchungsgebiet vor allem Waldwirtschaft betrieben (Waldweide, Brennholz, Holzkohle, Gerbrinde). Zum Beispiel können im Wald noch heute viele Köhlerplätze gefunden werden. Die landwirtschaftliche Nutzung spielte aufgrund der Bodenqualität eine untergeordnete Rolle (Abb. 10). Lediglich die Plateauflächen bei Rothenberg, Kortelshütte, Brombach, Airlenbach und natürlich die Finkenbachaue sind ackerbaulich von besserer Qualität und wurden landwirtschaftlich genutzt. Aus dem Vergleich der derzeitigen Flächennutzung (Tab. 3) mit der Flächennutzung vor ca. 200 Jahren (interpretiert aus der Übersichtskarte von HASS 1806, Abb. 23) kann eine generelle Tendenz abgelesen werden. So ist eine Zunahme der Waldfläche in den Talbereichen, besonders in den kleinen Seitentälern feststellbar, bei gleichzeitiger Abnahme der landwirtschaftlich genutzten Hanglagen (Ackerbau), die heute überwiegend Grünland (Weide) sind.

In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts fielen immer mehr Grünlandflächen brach. Als Gründe dafür ist neben der Ortsferne vor allem die von Natur aus schlechte Bodenqualität anzunehmen. Heute wird außerhalb der Auen, an den Unterhängen, auf flachen Hängen am Ende von Seitentälern, auf Oberhängen und in Plateaulagen Grünlandnutzung betrieben.

**Tabelle 3: Flächennutzung im Finkenbacheinzugsgebiet (Quelle: KATASTERAMT MICHELSTADT 1994)**

Nutzungsart	Gemarkung			
	Rothenberg	Finkenbach	Raubach	Gesamt
Werte in % der Gesamtfläche				
Siedlungsfläche	8,2	5,5	1,3	6,0
Landwirtschaftsfläche und Grünlandfläche	26,5	16,1	7,3	19,5
Waldfläche	64,0	77,3	90,8	73,5
Wasserfläche	0,2	0,1	0,2	0,1
Flächen anderer Nutzung	1,1	1,0	0,4	0,9

### 3.7.1 AUENVEGETATION UND -NUTZUNG

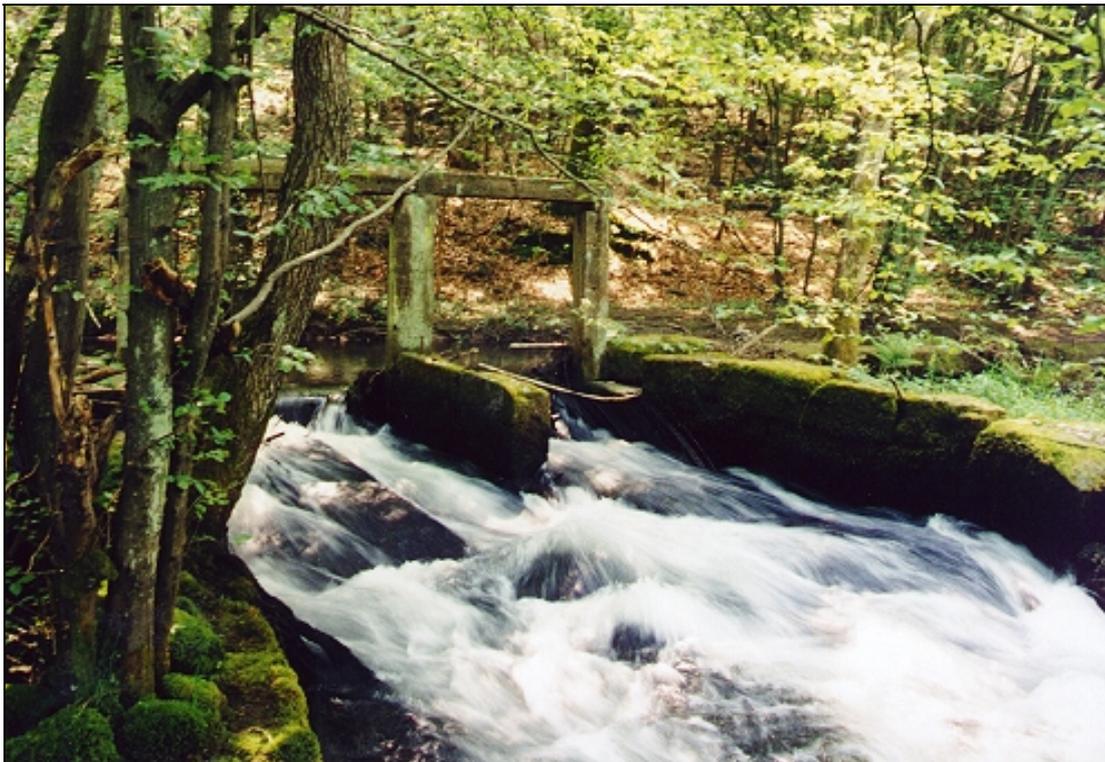
Der gesamte Talboden einschließlich einzelner kleiner Seitentäler wird seit langem als Grünland genutzt, wie beispielsweise die Karte des Artillerie-Leutnants HASS Anfang des 19. Jahrhunderts bezeugt. Infolge der nährstoffarmen Bodenverhältnisse, die durch Sedimente des über die Ufer getretenen Finkenbaches eine Aufwertung erfuhren, war nur eine extensive Grünlandnutzung möglich.

Das Wässern der Wiesen ist eine sehr alte Maßnahme zur Erhöhung der Futtererträge. Nachdem im Großherzogtum Hessen 1830 ein Wiesenkulturgesetz erlassen worden war, wurden im Laufe der nächsten Jahrzehnte die Täler des Odenwaldes umgestaltet, indem man durch ein System von Wehren und Gräben für Be- und Entwässerung sorgte. Ziel waren zweischürige Wiesen, die im Durchschnitt eine auf das Dreifache gesteigerte Heuernte brachten, um den durch Stallfütterung und Zuchtverbesserung erhöhten Futterbedarf zu decken (MÜLLER 1997).

Die in den Talauen des Finkenbaches praktizierte Form der Wasserwiesenwirtschaft sah einen durch ein Wehr steuerbaren, nahezu hangparallelen Zuleitergraben vor. Von diesem Wehr aus konnten im Frühjahr, entsprechend einem Ablaufplan, nacheinander die einzelnen Wiesenstücke mit Bachwasser überrieselt werden. Ableiter waren nicht vonnöten, da das anfallende Wasser natürlicherweise mit dem Gefälle des Geländes dem Fließgewässer wieder zukam. Reste dieses Wasserwiesensystems sind, wenn auch stark verlandet oder verwachsen, noch heute vorhanden (Abb. 12).

Der Finkenbach ist an seinen Ufern durchgängig mit Schwarzerlen (*Alnus glutinosa*) bepflanzt. Der Ufergehölzsaum ist fast auf ganzer Länge beidseitig, stellenweise sogar in mehreren Reihen ausgebildet. Weitere am Aufbau der bachbegleitenden Gehölzstände beteiligte Arten sind die Bruch-Weide (*Salix fragilis*), Hainbuche (*Carpinus betulus*), Stilleiche (*Quercus robur*) und Esche (*Fraxinus excelsior*).

Auch die Bachauen der Nebenflüsse des Finkenbaches werden durchweg als Dauergrünland (Wiese und Weide) genutzt, z.B. bei Brombach, Hämmelsbach, Mähäcker und Airlenbach.



**Abbildung 12:** Wiesenwässerungsanlage im Finkenbachtal bei 150 m NN. Nachdem im Großherzogtum Hessen 1830 ein Wiesenkulturgesetz erlassen worden war, wurden im Laufe der nächsten Jahrzehnte die Täler des Odenwaldes umgestaltet, indem man durch ein System von Wehren und Gräben für Be- und Entwässerung sorgte. (Quelle: Eigene Aufnahme 2000)

## 3.8 MORPHOMETRISCHE PARAMETER DES FLUSSSYSTEMS

### 3.8.1 EINFLUSS DER TEKTONIK UND DES KLIMAS

Der Finkenbach fließt in nordsüdlicher Richtung durch den sanft nach Süden und Süd-Osten abdachenden Buntsandstein-Odenwald. In dieser Region muss durchaus mit polygenetischer Entstehung einzelner Formen, aber auch mit der Ausbildung gleicher Formen aufgrund unterschiedlicher Prozesse gerechnet werden, wobei Tektonik und geologischer Untergrund bereits seit langer Zeit wichtige Faktoren der Reliefgenese darstellen (FRIED 1984).

Die Finsterbach-Bruchzone (Abb. 7) zieht das Finkenbachtal entlang, erreicht bei Hirschhorn das Neckartal und setzt sich nach Süden fort (HASEMANN 1928). Diese Hauptstörungslinie, die einer Mulde entspricht und von Verwerfungen begleitet ist, prägt in Kombination mit dem geologischen Untergrund den Grundriss des Finkenbachtals und seiner Nebenflusstäler. Die Talweitungen des Finkenbaches werden häufig von Verengungen unterbrochen, die mit der morphologischen Härte der Gesteine an den steilen Talflanken zusammenhängen.

In welcher Zeit die Entstehung des Flussnetzsystems des Untersuchungsgebietes stattgefunden hat, ist schwer abzuschätzen. Einerseits begannen sich die Zuflüsse des Neckars (einschließlich des Finkenbaches) entlang tektonischer Linien antezedent im Tertiär einzuschneiden (FRIED 1984). Andererseits deuten die beschriebenen steilhängigen Kerbtäler (Klingen) eher auf eine relativ junge Entstehung hin. Durch den Eistrindeneffekt nach BÜDEL (1981) lässt sich die rasche Eintiefung des breiten Finkenbachtals während des Pleistozäns erklären. Im allgemeinen kann man von einer tertiären Talanlage und einer anschließenden pleistozänen Überformung des Flussnetzsystems des Untersuchungsgebietes sprechen.

### 3.8.2 TALLÄNGSPROFIL UND TALNETZSYSTEM

In Abbildung 13 sind die Längsprofile des Finkenbaches und der näher untersuchten Zuflüsse vergleichend dargestellt. Der Längsverlauf des Finkenbaches zeigt eine Zweigliederung in ein konkaves Ausgleichsgefälle im Oberlauf bis oberhalb der Mündung des Hinterbaches sowie in ein gestrecktes Gleichgewichtsprofil im Mittel- und Unterlauf. Das Gefälle beträgt 3,3 % im Oberlauf, 1,1 % im Mittellauf und 1,3 % im Unterlauf. Im Vergleich erreicht die Elsenz oberhalb Meckesheim im Mittellauf 0,56 % (BARSCH et al. 1989, SCHULTE 1995), was nur einem Drittel des durchschnittlichen Gefälles des Finkenbaches (1,9 %) entspricht. Hiermit wird der Einfluss der Tektonik und des geologischen Untergrundes auf das Einzugsgebiet des Finkenbaches deutlich.

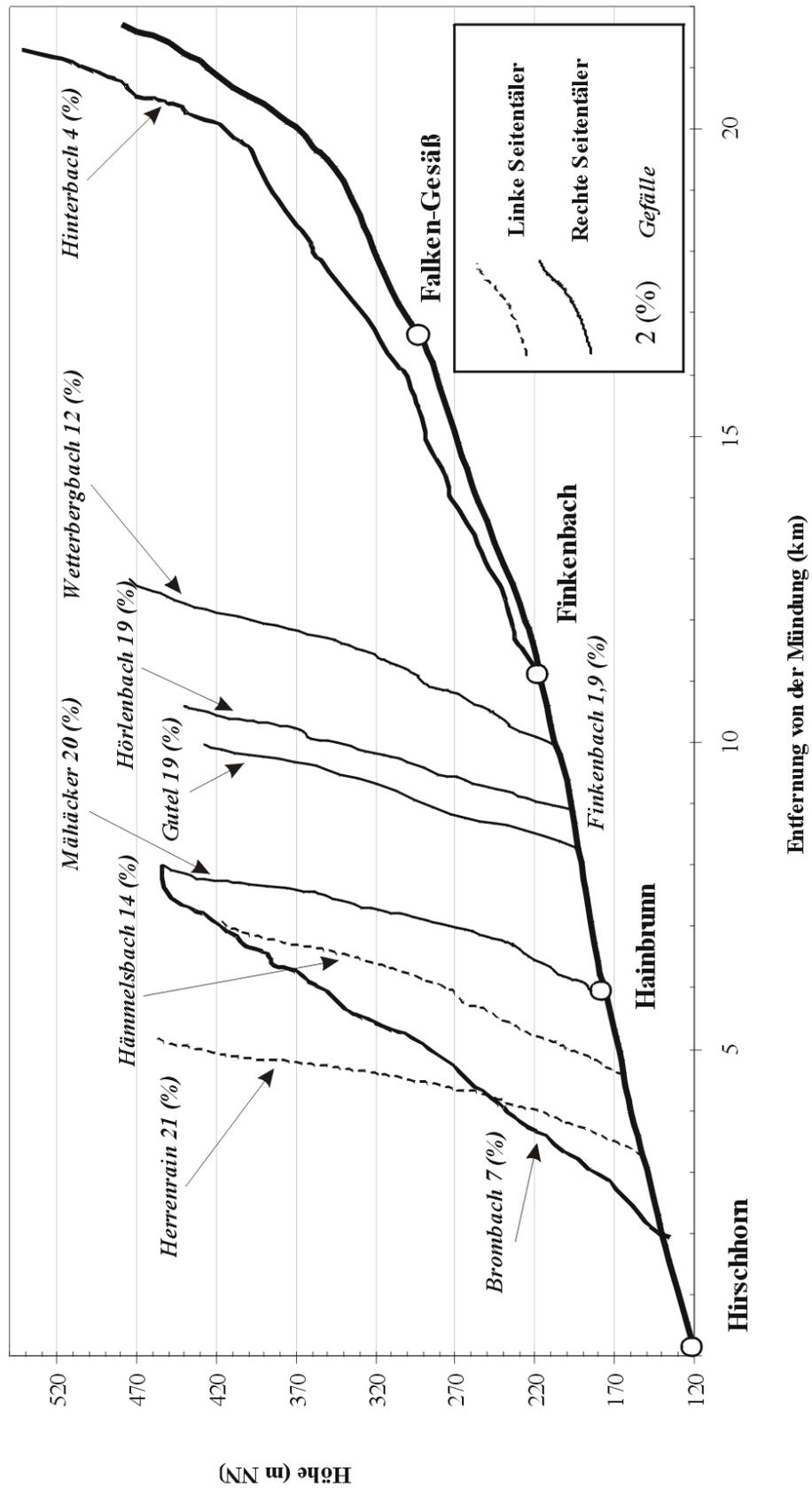


Abbildung 13: Tallängsprofil des Finkenbaches und einiger Nebenflüsse mit Angabe des Gefälles in % (Quelle: Eigene Berechnungen aus Höhendaten der DGK 1 : 5 000)

**Tabelle 4: Geomorphometrische Parameter der Vorfluter des Untersuchungsgebietes.**  
 \* - Zur Tallänge werden auch die oberen trockenliegenden Abschnitte eingerechnet  
 (Quelle: DGK 1:5000 und TK 1:25000 des Hessischen Landesvermessungsamtes und des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg)

Fluss / Bach	Länge des Baches/Tales* (m)	Höhe der Quelle / Wasserscheide (m NN)	Höhe der Mündung (m NN)	Gefälle des Baches / Tales (%)
<b>Finkenbach</b>	20210 / 21720	395 / 479	119	1,7 / 2,1
<b>Unterlauf (von 119 bis 146 m NN)</b>	2471	145	119	1,3
<b>Mittellauf (von 146 bis 223 m NN)</b>	9258	223	145	1,1
<b>Oberlauf (von 223 bis 395 m NN)</b>	9987	479	223	3,3
<b>Hinterbach</b>	10324	552	223	4,1
<b>Brombach</b>	3725 / 6109	320 / 464	145	5,9 / 6,7
<b>Herrenrain</b>	684 / 1799	240 / 460	156	15,6 / 21,1
<b>Hämmelsbach</b>	1588 / 2420	310 / 438	161	11,8 / 14,5
<b>Hainbrunn Süd</b>	1955 / 2445	400 / 495	170	14,9 / 16,8
<b>Hainbrunn Nord</b>	1614 / 2269	405 / 495	183	17,3 / 17,3
<b>Seufzergrund</b>	- / 1912	- / 482	177	- / 20,1
<b>Wegsgrund</b>	- / 1789	- / 473	178	- / 20,8
<b>Zwecksgrund</b>	757 / 1711	270 / 460	182	14,7 / 20,4
<b>Gutel</b>	299 / 1566	250 / 430	196	22,6 / 18,8
<b>Hörlebach</b>	491 / 1638	270 / 447	201	17,7 / 18,9
<b>Wetterbergbach</b>	- / 2843	- / 485	211	- / 12,2

Im Längsprofil des Finkenbaches kommt die starke Eintiefung des Vorfluters und die unterschiedliche morphologische Härte der Gesteine zum Ausdruck (Abb. 5 und Abb. 13). Im Einzelnen ist das Tallängsprofil wie folgt gestaltet:

- Flussaufwärts hat der Finkenbach im Bereich von Hirschhorn (120 m NN) bis zur Mündung des Hämmelsbaches (161 m NN) in die Gesteine des Pseudomorphosensandsteins ( $sm^1$ ), das mit wenigen Ausnahmen die unteren Steilhänge sämtlicher Täler des Untersuchungsgebietes bildet, ein Engtal mit 1,3 % Gefälle eingeschnitten. Bis zur Mündung des Hörlebaches (201 m NN) bilden die morphologisch wenig resistenten Gesteine des Eck'schen Konglomerats ( $c^1$ ) den geologischen Untergrund der Talhänge und zum Teil auch der Finkenbachtalau. Die Breite des Finkenbachtals erreicht bei Nord Hainbrunn (179 m NN) und im Gewann „Groß Wiese“ (198 m NN) mehr als 200 m. Das Gefälle des Flusses in diesem Abschnitt beträgt nur 1,1 %. Zwischen der Mündung des Hörlebaches (201 m NN) und der Ortschaft Liederbach (300 m NN) schneidet der Finkenbach die Gesteine des Pseudomorphosensandsteins ( $sm^1$ ). An der Ortschaft Finkenbach (223 m NN) mündet der Hinterbach in den Finkenbach. Ab dieser Stelle wird das Finkenbachtal wieder enger. Ab der Ortschaft Liederbach (300 m NN) bis zur Quelle (395 m NN) fließt der Finkenbach durch die im Norden anschließenden Schichten des Haupt-Geröllhorizontes ( $c^2$ ), die durch die von West nach Ost streichende Störung ans

Tageslicht kommen. Aufgrund ihrer morphologischen Härte verleihen sie dem Abschnitt des Finkenbaches seinen eigenen Charakter. Die Talaue ist in diesem Abschnitt eng und die Talhänge zeigen eine schwache Neigung, während das Gefälle 3,6 % erreicht.

- Der Hinterbach, der größte Zufluss des Finkenbaches, weist sowohl ein vergleichbares Längsprofil als auch einen ähnlichen Talaufbau wie der Oberlauf des Finkenbaches auf. Das Gefälle erreicht 4,1 %.
- Der zweitgrößte Zufluss des Finkenbaches, der Brombach, fließt durch ein Tal, das eine Übergangsform zwischen dem Finkenbachtal und den Tälern seiner Nebenflüsse darstellt. Das Brombachtal ist in den Gesteinen des Pseudomorphosensandsteins ( $sm^1$ ) angelegt. Seine Talaue ist relativ eng, seine Talhänge sind steil und das Gefälle erreicht den bedeutenden Wert von 6,7 %.

Die meisten Zuflüsse des Finkenbaches zeigen in ihrem Längsprofil ebenfalls Einflüsse der geologischen Verhältnisse. Herrenrain, Hämmelsbach, Gutel, Hörlenbach und andere entwässern die stark geneigten Talflanken des Finkenbaches. Infolgedessen sind die Nebenflüsse sehr kurz (durchschnittlich nur 1,5 km), tief eingeschnitten und besitzen ein beträchtliches Gefälle (s. Tabelle 4). Ein deutlicher Knick im Längsverlauf bei den meisten Zuflüssen des Finkenbaches dokumentiert den Übergang vom stark reliefierten Pseudomorphosensandstein ( $sm^1$ ) in den morphologisch relativ wenig resistenten Oberen Hauptbuntsandstein ( $sm^2$ ).

Das parallele Abflusssystem des südlichen Odenwaldes mit den Nord-Süd verlaufenden Talstrecken des Stein-, Eiter-, Ulfen-, Finken- und Gammelsbaches hebt sich als die auffälligste Variante von einer weitgefassten dendritischen Grundcharakteristik ab (EICHLER 1977). Das große Porenvolumen, also die Fähigkeit, viel Wasser aufzunehmen, zu speichern und kontinuierlich wieder abzugeben, ist Ursache für die geringe Gewässer- und Taldichte, sowie für ein ausgeglichenes Abflussverhalten im Buntsandstein-Odenwald (FORSCHUNGSGRUPPE FLIEßGEWÄSSER 1993).

**Tabelle 5: Fluss- und Taldichte im Untersuchungsgebiet und in den angrenzenden Gebieten. Alle hier genannten Werte sind auf der Grundlage der TK 1:25 000 ermittelt und können nicht ohne weiteres mit errechneten Werten aus anderen Kartenwerken verglichen werden.  $Q^*$  = Verhältnis Taldichte/Flussdichte. Je größer „ $Q^*$ “, desto länger sind trockenliegende obere Talanfänge. Damit wird der Gesteinseinfluss unter verschiedenen Klimabedingungen deutlicher (Quelle: EICHLER 1977, GRAUL 1977 und eigene Berechnungen)**

Gebiet / Gestein	mittlere Flussdichte	mittlere Taldichte	$Q^*$
Kristalliner Odenwald	1,9	4,7	2,5
Gesamt Buntsandstein (BS)	0,8	1,49	1,73
Mittlerer BS - $c^1$ , $sm^1$ , $sm^2$	0,78	1,6	2,05
Oberer BS - $so^1$	1,21	1,66	1,37
Röt - $so^2$	1,37	1,9	1,38
Finkenbacheinzugsgebiet	0,79	1,54	1,95

Im klimatisch einheitlichen Untersuchungsgebiet lässt sich in der Taldichte der Faktor Vorzeitprägung und in der Flussdichte die rezente morphologische Dynamik erkennen (GERMANN 1963). Aus den in Tabelle 5 aufgelisteten Werten der Fluss- und Taldichte kann gefolgert werden, dass die reliefbildenden Prozesse unter periglazialen Klimabedingungen erheblich aktiver wirkten als während des Holozäns. Diese Folgerung stimmt deutlich mit der Ansicht BÜDELS (1981) überein, dass ein Großteil der Mittelbreiten heute als Erbe des Periglazialbereichs der pleistozänen Kaltzeiten nur noch schwach weiterentwickelte Züge der Talbildung trägt.

### **3.8.3 BACHTYPEN**

Die Bäche des Naturraums Buntsandstein-Odenwald gehören ausnahmslos dem orographischen Typus des Berg- oder Mittelgebirgsbaches und dem geologischen Grundtypus des Buntsandstein-Baches an (FORSCHUNGSGRUPPE FLIEßGEWÄSSER 1993).

Der morphologische Talformtyp im Untersuchungsgebiet hängt wesentlich von der Größenordnung der Bäche ab, d.h. von der Einzugsgebietsgröße. In der Regel stellen die Bäche (z.B. Finkenbach, Brombach, Hinterbach usw.) nach Quelllauf den Muldentaltyp dar. Im Oberlauf können sie als typische Kerbtalbach bezeichnet werden. Der überwiegende Anteil der mittelgroßen und großen Bäche (Mittellauf und Unterlauf) gehört dem Kerbsohlentaltyp an.

Der Finkenbach durchfließt die Talformtypen Mulden-, Kerb- und Kerbsohlental. Nach den Einteilungen von LESER (1993) und LOUIS (1979) müsste das Finkenbachtal im Mittel- und Unterlauf dem Sohlenkerbtaltypus zugeordnet werden. In diesen Bereichen bildet er ein breites Tal mit gestreckt- oder konvexgewölbten, meist steilen Hängen und besitzt eine Schottersohle, die mit bis zu 2 m mächtigen sandig-lehmigen Substraten bedeckt ist.

Der Hauptanteil der meisten Finkenbachzuflüsse gehört zum Kerbtaltypus mit steilen, gestreckten Hängen, die beiderseits des Gewässers enden. Sie bilden eine Talsohle, die gleichzeitig das Gewässerbett darstellt. Als Formen energischer Unterschneidung sind diese Kerbtäler durch rückschreitende Erosion entstanden und werden als „Klinge“ bezeichnet (BÜDEL 1981). Die beschriebenen Kerbtalbach orientieren sich an den Hangfüßen der Täler. Sie besitzen hinsichtlich Linienführung und Querschnitt eine geringere Formenvielfalt. Bemerkenswert sind die Schwemmfächer/ Schuttkegel, die sich im Mündungsbereich der Klingen im Haupttal befinden (Abb. 5).

## **4 UNTERSUCHUNGSMETHODIK**

Da über den Reliefaufbau und die Entwicklung des Finkenbaches kaum Informationen zur Verfügung standen, wurden für die Erforschung des Gebietes unterschiedliche Untersuchungsmethoden verwendet.

### **4.1 KARTENINTERPRETATION ALS ARBEITSMETHODE**

Eine Karteninterpretation ist die geographische Interpretation von Inhaltselementen der Karte und ihrer Beziehungen untereinander, darüber hinaus vor allem ihres

Zusammenwirkens in räumlichen Einheiten (Formengesellschaften, Landschaften, Regionen, Natur- und Kulturräume; HÜTTERMANN 1993). Die Methode zeichnet sich durch eine großflächige Abdeckung des Untersuchungsgebietes aus. Trotz starker Generalisierung im Gegensatz zu den neueren topographischen Karten liefern die alten Landkarten (Karten und Zeichnungen bis Mitte des 18. Jahrhunderts) reichhaltiges Material zur Interpretation. Schon das Vorhandensein der Ortsnamen, der generalisiert dargestellten Flüsse, Wälder und Reliefformen weisen auf die räumliche Entwicklung des Gebietes hin. Die neueren Werke (Militärkarten und Topographische Karten ab Mitte des 18. Jahrhunderts) bieten eine detaillierte Darstellung des Raumes. Erst ab Ende des 17. Jahrhunderts wurden genauere trigonometrische Aufnahmen für die Kartenherstellung durchgeführt. Auf diesen Karten kann man die Einzelelemente (Symbole für Wald, Wiese, Äcker, Reliefformen, Orts- und Flurnamen) exakt entnehmen und analysieren.

Da die Karten nur primäre (abgebildete) Informationen enthalten, besteht die Interpretationsleistung in der Aufdeckung von sekundären (analysierten) Informationen (HAKE 1970). Landkarten und topographische Karten stellen meist physischgeographische Geofaktoren (Relief, Flussnetz etc.) dar, deshalb sind anthropogeographische Geofaktoren (Äcker, Wiesen etc.) und daraus resultierende sekundäre Informationen (Land- und Waldnutzung) schwieriger zu belegen.

Das Kartenmaterial wurde in verschiedenen Bibliotheken, Karten- und Landesarchiven (s. Liste) gesichtet. Durch die dabei meist angewandte chronologische Ordnung kann man sich relativ schnell einen Überblick über die Aussagemöglichkeiten der gezeigten Karten verschaffen. Die Karteninterpretation wurde vor allem in Hinsicht auf Änderungen der Landnutzung (Acker-, Wald- und Grünland) in den letzten 300 Jahren durchgeführt. Die Zunahme versiegelter Flächen (Straßen, Häuser etc.) wurde nicht ausgewertet. Die jüngsten Topographischen Karten und Grundkarten wurden für die Messung des Flussgefälles und der Hangneigungen, sowie für zahlreiche Geländearbeiten verwendet.

#### **4.2 LUFTBILDINTERPRETATION ALS ARBEITSMETHODE**

Da die Aufgabe der vorliegenden Arbeit im Studium der räumlichen Differenzierung des Reliefs und in der Erklärung der kausalen Zusammenhänge der reliefbildenden Prozesse im Untersuchungsgebiet liegt, bietet sich das Luftbild als ideales Forschungsmittel an. Unter dem allgemeinen Begriff Luftbildinterpretation fasst man alle Vorgänge zusammen, die dem Ziel dienen, das in Luft- und Satellitenbildern gespeicherte Informationspotential nutzbar zu machen (ALBERTZ 1991). Dabei können Zweck und Art der Auswertungsprozesse sehr unterschiedlich sein. Für die vorliegende Arbeit wurden zwei Interpretationsvorgänge verwendet:

- Die visuelle Bildinterpretation. Unter diesem Begriff versteht man das Erkennen von Objekten (z.B. Wälder, Felder, Flüsse, Reliefformen etc.) auf den Bildern und deren Interpretation. Die Interpretationen lassen schließlich Schlussfolgerungen zu. Mittels dieser Methode wurden auf den Luftbildern die Untersuchungsabschnitte, die Platzierungen für die Bohrungen und die seismischen Aufnahmen in Abstimmung mit den Geländebegehungen ausgesucht.
- Die photogrammetrische Auswertung. Bei dieser Forschungsmethode steht die Bestimmung geometrischer Größen (Höhen, Längen und Flächen der Reliefformen) im Vordergrund.

Für die Interpretation der Luftbilder wurde ein Spiegelstereoskop verwendet. Dabei wird der Betrachtungsstrahlengang durch zweimalige Spiegelung auseinandergezogen und mittels eines Lupenaufsatzes vergrößert. Dadurch können großformatige Bilder (z.B. im Maßstab 1:10 000) nebeneinander angeordnet und anschließend exakt ausgewertet werden. Die Vermessungen wurden mittels der Stereometer durchgeführt. Bei stereoskopischer Betrachtung und Verwendung der Stereometer wird der Höhenunterschied zwischen zwei Punkten berechnet. Ausführliche Beschreibung siehe SCHNEIDER (1974) und ALBERTZ (1991).

Das Untersuchungsgebiet Finkenbach ist dicht bewaldet, deswegen konnte man während der Geländebegehungen sehr oft keinen Überblick über die morphologischen Strukturen erhalten. In diesen Fällen waren die Luftbilder gute Hilfsmittel. Besonders interessant war es, Luftbilder gleicher Gebiete aber verschiedener Jahrgänge zu vergleichen. Auf diese Weise wurden im Untersuchungsgebiet erhebliche Änderungen der Landnutzung während der letzten 70 Jahre festgestellt.

Gegenüber den Grundkarten ist der dreidimensionale Eindruck bei den Luftbildern deutlich informativer. Dadurch wurden die Flächen der Schuttkegel, deren Einzugsgebiete, sowie ihre Volumina bestimmt. Neben der geographischen „Feldarbeit“ im weitesten Sinne hat sich die Luftbildinterpretation als hervorragende Arbeitsmethode erwiesen.

### 4.3 VERMESSUNG

Bei den Vermessungen im Rahmen geomorphologischer Arbeiten geht es nicht nur um die Bestimmung der absoluten und relativen Höhen der Reliefelemente und Formen, sondern auch um die Einmessung von topographischen Merkmalen und Höhen, die im Zusammenhang mit sedimentologischen und petrographischen Untersuchungen stehen, etwa die Bestimmung der Auflagerungsflächen von Verwitterungsdecken.

Mittels der Vermessung konnte die genauere Lage von Untersuchungsprofilen festgestellt werden. Da in der Grundkarte zum Teil nur Isohypsen in 20 m Abstand enthalten sind, wurden einzelne Abschnitte im Gelände auf eine Genauigkeit bis zu Dezimeter eingemessen. So konnten die Dimension und die Höhenunterschiede der Schuttkegel zur Talauflage erfasst werden. Querprofile (Flussquerprofile) wurden für die Darstellung und Charakterisierung der Morphometrie (Gerinnegeometrie und Geomorphographie) des Talbodens verwendet. Die Höhenmessung mit dem Theodolit kann auf zwei Arten erfolgen: Zum einen kann der Theodolit als Nivellier verwendet werden, zum anderen kann die Möglichkeit der Vertikalwinkelmessung\* mit einbezogen werden (GROSSMANN 1985). Die Ergebnisse der Vermessungen wurden in Tabellen (s. Tabelle 6) eingetragen. Daraus wurden die Entfernung und die Höhe für die einzelnen Punkte errechnet. Die Tabellen dienen als Vorlage zur Darstellung der Quer- und Längsprofile.

---

\* Der Vorteil bei dieser Methode ist, dass die Meßlatte auch über die Länge von 4 m hinaus weiter oben oder unten stehen kann, solange man das Fernrohr verdreht. Der Nachteil besteht darin, dass die Höhen nicht direkt als Differenz errechnet werden können, sondern sie jeweils mit Hilfe der Sinusfunktion errechnet werden muss.

Tabelle 6: Gemessene und berechnete Werte des Profils Q1 (s. Abb. 29) als Beispiel für die Vermessung auf einem Schuttkegel

Punkt	Mitte (mm)	Oben (mm)	Unten (mm)	VA (Grad)	HA (Grad)	Entfernung (mm)	Höhe (mm)	Bemerkung
1	-	-	-	-	-	-	1675	<b>Theodolit</b>
2	1873	1900	1847	90,00	29,08	5300	-198	
3	2227	2275	2181	90,00	29,08	9400	-552	
4	2574	2632	2514	90,00	29,08	11800	-899	
5	2819	2809	2750	90,00	29,08	13800	-1144	
6	3058	3144	2973	90,00	29,08	17100	-1383	
7	3355	3454	3256	90,00	29,08	19800	-1680	
8	3816	3929	3704	90,00	29,08	22500	-2141	
9	4250	4378	4122	90,00	29,08	25600	-2575	
10	4607	4747	4465	90,00	29,08	28200	-2932	
11	4939	-	4781	90,00	29,08	31600	-3264	
12	1675	1850	1501	96,01	29,08	34518	-3632	
13	1675	1865	1485	95,66	29,08	37631	-3728	<b>Kegel</b>
14	1675	1890	1460	94,81	29,08	42689	-3593	<b>Talau</b>
15	1834	1852	1816	90,00	209,08	3600	-159	
16	1946	1978	1913	90,00	209,08	6500	-271	
17	2236	2288	2183	90,00	209,08	10500	-561	
18	2450	2538	2364	90,00	209,08	17400	-775	
19	2516	2642	2389	90,00	209,08	25300	-841	<b>Vor Bach</b>
20	2415	2551	2279	90,00	209,08	27200	-740	<b>Hinter Bach</b>
21	2175	2332	2018	90,00	209,08	31400	-500	
22	2058	2238	1880	90,00	209,08	35800	-383	
23	2184	2400	1970	90,00	209,08	43000	-509	
24	2261	2499	2026	90,00	209,08	47300	-586	
25	2341	2611	2070	90,00	209,08	54100	-666	
26	2230	2533	1928	90,00	209,08	60500	-555	
27	2500	2835	2160	90,00	209,08	67500	-825	
28	2781	3132	2426	90,00	209,08	70600	-1106	<b>Kante</b>
29	3260	3630	2885	90,00	209,08	74500	-1585	
30	3662	4050	3271	90,00	209,08	77900	-1987	
31	4080	4486	3670	90,00	209,08	81600	-2405	
32	4375	4806	3948	90,00	209,08	85800	-2700	
33	4962	-	4508	90,00	209,08	90800	-3287	
34	2710	3183	2238	91,50	209,08	94435	-3510	
35	2971	3459	2482	91,50	209,08	97633	-3855	
36	3321	3841	2805	91,50	209,08	103529	-4360	<b>-5204 L. Punkt</b>

#### 4.4 BOHRUNGEN UND GRABUNGEN

Im Verlauf der Felduntersuchungen wurden entsprechend der Gegebenheiten des Untergrunds Grabungen durchgeführt und drei verschiedene Bohrgeräte eingesetzt. Nach Möglichkeit wurden die Verfahren miteinander verglichen, da diese sich gegenseitig ergänzen. Zur Ansprache der Kerne bzw. der Bodenprofile wurden im Gelände, sowie im Labor die BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG (1996) und die MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1975) angewendet.

- *Peilstange und Pürckhauer Bohrer*

Die einfachste Technik des Kernbohrens stellt das Peilstangenverfahren dar. Eine Meterstange mit einem ca. 20 mm breiten Nutschlitz, in ähnlicher Ausführung wie der Pürckhauer Bohrer, wird per Hand eingeschlagen. Nach Abscheren des Bohrgutes durch Drehen wird der Bohrkern herausgezogen und jeweils um eine Meterstange verlängert wieder eingeschlagen. Der Hauptunterschied zwischen den beiden Bohrern ist, dass durch Aufschrauben einer Stahlstange mit dem Pürckhauer eine max. Tiefe von 2 m und mit den Peilstangen eine Tiefe über 10 m erreicht werden kann. Grundsätzlich sind den Bohrungen durch festes Substrat Grenzen gesetzt. In feinkörnigem Material (wie Sand, Schluff, Ton usw.) mit wenig Geröll und Kies konnte man Tiefen bis 3 m erreichen. In steinreichem Material reduzierte sich dagegen die mögliche Tiefe auf wenige Dezimeter. Eine zusätzliche Schwierigkeit ergibt sich aus der Tatsache, dass im nichtbindigen wassergesättigten Material relativ große Teile des Bohrkerns verloren gehen. Oft ließ diese Bohrmethode eine Aussage über das Auftreten von Kies oder Grobgrus nur aufgrund der Eindringtiefe je Hammerschlag zu, die sich an solchen Schichtgrenzen merklich verringert und auch den Kernverlust verursacht. Leider können über die tatsächlichen Gründe des Kernverlustes in den meisten Fällen nur Vermutungen angestellt werden. Die herausgezogenen Kerne wurden oberflächlich abgekratzt und im Feld angesprochen (es wurden Bodenart, Farbe, Geruch, Carbonatgehalt, Korngröße durch Fingerprobe und stratigraphische Merkmale bestimmt).

Der große Vorteil dieser Methode liegt in der einfachen Handhabung, die ganze Ausrüstung kann von einer Person transportiert und bedient werden, und dem geringen Materialaufwand. Trotz der bereits genannten Einschränkungen in den Anwendungsmöglichkeiten eignen sich Peilstangenbohrungen, insbesondere zur Erstellung einer Übersicht über die flächenhafte Verbreitung bestimmter Sedimenteigenschaften, besonders gut. Für die Sedimentanalyse und die Gewinnung der ausreichenden Menge von datierbarem Material hat sich dieses Verfahren allerdings im Lauf der Untersuchung als nicht ausreichend erwiesen, so dass eine andere Bohrtechnik angewandt werden musste.

- *Bohrkernsondierung*

Eine Bohrausrüstung der Firma „Nordmeyer“ - in dem Labor für Geomorphologie und Geoökologie etwas modifiziert - ersetzte in der Folge die Peilstange. In ein 100 cm langes Stahlrohr wird ein ebenso langes Linerrohr aus Kunststoff eingeführt, so dass der verbleibende Innendurchmesser 50 mm beträgt. Diese sehr einfach aufgebaute Kernrohreinheit wird nun mittels eines Schlaghammers in die Sedimente gerammt. Danach wird die Kernsonde herausgezogen, um für den nächsten Meter eine Verlängerungsstange mit kleinerem Durchmesser anzusetzen. Beim Einrammen drückt sich das Bodenmaterial durch die Schneide in das Linerrohr, das danach also einen Kern von 100 cm Länge und 50 mm Durchmesser enthält. Die gewonnenen Bohrkerns können nicht im Feld angesprochen werden, sondern werden im Labor mittels einer Kreissäge in zwei Hälften geteilt und anschließend wird der Kerninhalt mit einem Messer halbiert. Die Kernhälften ermöglichen eine gute optische Ansprache und die einfache Entnahme von Proben für weitere Analysen (Korngrößen, Pollen und Datierungen). Die Kernsonde hat sich für die Untersuchung der Feinbodenarten (Sand, Schluff und Ton) und teilweise auch der Grobbodenarten sehr bewährt. Im Gegensatz zum Peilstangenbohrer kann der Schlaghammerbohrer nur mit Hilfe von zwei Personen in unzugängliches Gelände getragen und bedient werden. Trotz

der Größe des Geräts blieb der verursachte Flurschaden äußerst gering, und das war sehr wichtig, weil die meisten Bohrungen im Bereich eines Naturschutzgebietes stattfanden.

- *Grabungen*

Da der Kern der Schuttkegel im Untersuchungsgebiet aus Sandsteinen und Blöcken besteht, lieferten Bohrungen dort keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Aus diesem Grund wurden hier Grabungen angelegt. Die dadurch gewonnenen Bodenprofile bieten die besten Informationen über den zwei- bzw. dreidimensionalen Aufbau eines Sedimentkörpers. Nur in diesen Gruben konnte man die genauere Grenze zwischen der weichen Lößlehm-Schicht und der blockreichen Schuttschicht eindeutig feststellen. Ferner wurden während der Grabungen Steine und Blöcke vermessen, Bodenproben entnommen, sowie Fotografien für weitere Profilanalysen gemacht.

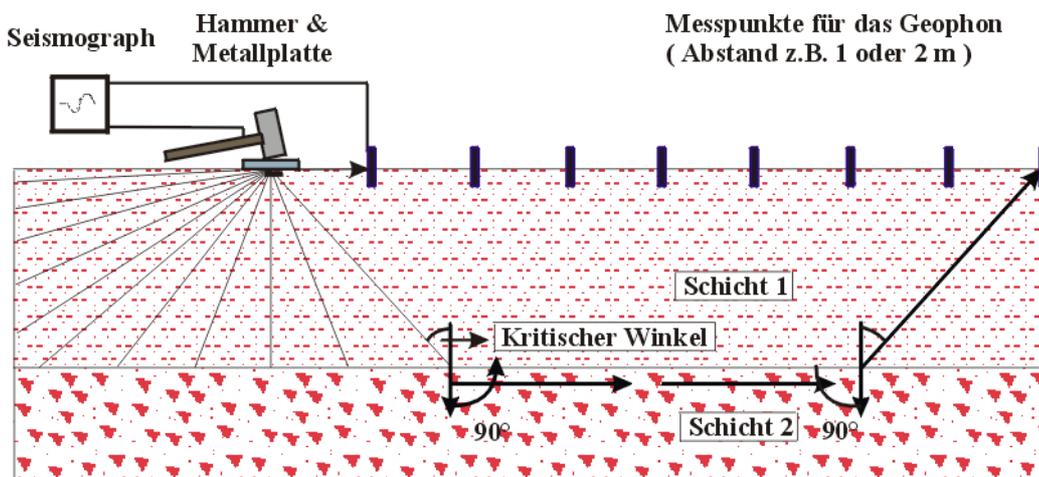
#### 4.5 REFRAKTIONSSEISMIK

Die Refraktionsseismik ist eine geophysikalische Messmethode für die Erkundung der Strukturen und physikalischen Eigenschaften des Untergrundes mittels Kompressionswellen. Entlang eines Profils werden mehrere Geophone mit definierten Abständen (Stationsabstand) gesteckt. Die Gesamtlänge des Profils wird als Auslage angesprochen. Ein mit einem Trägheitsschalter ausgestatteter Vorschlaghammer erzeugt beim Schlag auf eine Aluminiumplatte einen Impuls in den Untergrund und löst gleichzeitig die Messung am Seismographen aus. Es kann somit abgelesen werden, wie lange eine Welle braucht, um sich innerhalb einer Schicht fortzusetzen. Treffen die Wellen in einem bestimmten Winkel (der sogenannte kritische Winkel) auf eine tiefere und härtere Schicht, wird die Welle so gebrochen, dass ihr Eintrittswinkel  $90^\circ$  beträgt und somit an der Schichtgrenze entlang läuft. Der Austrittswinkel aus der Schichtgrenze heraus in Richtung Oberfläche ist gleich dem Eintrittswinkel. Da sich die Wellen im dichteren Substrat schneller fortbewegen als im weniger dichten, kann in der festgelegten Distanz vom Schlagpunkt die refraktierte Welle die Oberflächenwelle überholen und ihr Eintreffen am betreffenden Geophon als Ersteinsatz registriert werden.

Anhand der Seismogramme der einzelnen Geophon-Kanäle lassen sich die Laufzeiten der P-Wellen (Longitudinalgeschwindigkeiten) zu den Geophonen ablesen. Aus den Abständen der Geophone zum Schusspunkt und den abgelesenen Ankunftszeiten der Wellen wird ein Diagramm erstellt. Der Punkt, an dem die Wellen die beiden möglichen Wege in gleicher Zeit zurücklegen, äußert sich als Knickpunkt der Geraden im Diagramm. Aus dem Abstand dieses Knickpunktes vom Schlagpunkt ( $x_1$ ) und den Schallgeschwindigkeiten der beiden Schichten ( $v_1$  und  $v_2$  aus dem Diagramm ablesbar) ergibt sich mit folgender Formel die Teufe der Schichtbasis  $h_1$ :

- Zweischichtenfall:  $h_1 = 0,5x_1 * [(v_2 - v_1) : (v_2 + v_1)]^{1/2}$
- Dreischichtenfall:  $h_2 = 0,8 h_1 + 0,5x_2 * [(v_3 - v_2) : (v_3 + v_2)]^{1/2}$

Mittels seismischer Aufnahmen ermittelte Longitudinalgeschwindigkeiten der Schichten wurden mit Hilfe der Tabelle 7 interpretiert, die die Größenordnungs- und Streubereiche der Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen in unterschiedlichen Gesteinen darstellt und somit Auskunft über die Art des Gesteins geben kann (ausführlichere Darstellung bei KNÖDEL et al. 1997, S. 442).



a

G1	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	G2
----	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

b

fS	G1	...	...	...	...	...	...	...	...	G12	rS
----	----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	----

Abbildung 14: Schematische Darstellung zur Funktion der Refraktionsseismik, sowie Messgeometrie des 2 Kanal-Gerätes (a) (S – Schlagpunkte; G1 & G2 - Geophone) und der 12 Kanal-Geräte (b) (fS & rS – „forward & reverse shot“; von G1 bis G12 – Geophone)

Tabelle 7: Größenordnungs- und Streubereiche der Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen in unterschiedlichen Gesteinen (V in 10<sup>3</sup> m/s)

Nach KLENGEL & WAGENBRETH (1984)			NACH BENTZ (1961)		
Gestein	(V)	Min - Max	Gestein	(V)	Min - Max
Granit		4,2 – 6,3	Granit		5 – 6,2
Gneis		2,8 – 6	Gneis		4,5 - 6
Gabbro		5,7 – 6,8	Gabbro		6,3 – 6,8
Marmor		5,1 – 6,4	Steinsalz		4,5 – 5,5
Tonschiefer		1,8 – 4,8	Tonschiefer		2,8 – 4,5
Sandsteine		0,9 – 5,2	Sandsteine (Karbon)		3,9 – 5
Kalkstein		1,4 – 6,3	Kalke		4,6 – 5,8
Dolomit		3,1 – 7	Mergel		2,6 – 4,5
Anhydrit		3,4 – 6,3	Sandsteine (Mesozoikum)		2,2 – 3
Steinsalz		4 – 5,3	Ton (Tertiär)		1,8 – 2,2
			Glaziale S; M; T		1,5 – 1,9
Sand (trocken)		0,2 – 0,9	Wasser		1,4 – 1,5
Sand (feucht)		0,2 – 1,8	Lockermaterial		0,8 – 1,5
Sand (gesättigt)		1,2 – 1,8	Sand (trocken) Schotter		0,3 – 1
Ton		1 – 2,4	Luft		0,3 – 0,4

Tiefergehende Beschreibungen der Methodik und weitere Auswertungsansätze finden sich bei KNÖDEL et al. (1997), SHARMA (1997) und REYNOLDS (1997). Refraktionsseismische Messungen werden häufig zur Erkundung von sedimentären Füllungen von ehemaligen Seebecken (BUONCRISTIANI et al. 1996) oder Tälern (LONG et al. 1992) und des Aufbaus von Deck- und Schuttsschichten am Hang (FLÜGEL & FRIEDRICH 1988 und SCHULTE et al. 1997) sowie in der Hydrogeologie (MEYER DE STADELHOFEN 1994) verwendet.

#### 4.5.1 VERWENDETE GERÄTE

Zum Einsatz kamen drei verschiedene Seismographen, die sich hinsichtlich Messgeometrie und Interpretationsmöglichkeiten im Feld unterscheiden. Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden in erster Linie mit den Geräten 1 und 2 erzielt. Als Impulsquelle diente ein mit einem Schalter ausgestatteter Vorschlaghammer. KNÖDEL et al. (1997) sprechen bei Verwendung eines Vorschlaghammers von sinnvollen Auslagen um 40 m mit Eindringtiefen von ungefähr 10 m, REYNOLDS (1997) erlaubt Auslagen von bis zu 200 m mit Eindringtiefen um 30 m. Da im Finkenbachtal die Geräuschbelastung durch Straßenlärm sehr gering ist, konnten von uns Messungen mit Auslagen bis 70 m mit befriedigenden Resultaten durchgeführt werden.

##### 1. BISON „Model 2350B“ Seismograph, 2 Kanäle

Das ältere Gerät verfügt über 2 nicht synchron messbare Kanäle. Das Signal kann aufaddiert werden (*stacking*). Die Messgeometrie besteht im Gegensatz zu den übrigen Geräten aus 2 festen Geophonen und wechselnden Schlagpunkten im Profil. Eine ausführliche Beschreibung liefern BARSCH (1973) und MOONEY (1973).

##### 2. GEOMETRICS „SmartSeis“ Exploration Seismograph, 12 Kanäle

Mit diesem Gerät können 12 Kanäle gleichzeitig aufgezeichnet werden. Die auf dem Seismographen installierte Software SIPQC ermöglicht die „ray-tracing“-gestützte Interpretation der Profile bereits im Feld. Die für die konventionelle Auswertung relevanten Daten können auf der eingebauten Festplatte gespeichert und später über ein 3,5"-Diskettenlaufwerk zur Weiterbearbeitung exportiert werden.

##### 3. GEOMETRICS „ES-1225“ Seismograph, 12 Kanäle

Das Gerät ist ähnlich ausgestattet wie Gerät 2, es fehlen ihm lediglich die Interpretationsmöglichkeiten im Feld. Die Laufzeiten der gestapelten Ersteinsätze können im Gegensatz zu Gerät 2 direkt am Bildschirm abgelesen und ins Messprotokoll übernommen werden.

#### 4.6 LABORANALYSEN

Um die Sedimente aus den Bohrkernen und den Grabungen charakterisieren zu können, wurden die im folgenden beschriebenen Labormethoden angewendet. Durch diese Analysen konnte man die Schicht- bzw. Horizontgrenzen im Untergrund genau identifizieren und nach Möglichkeit zeitlich einordnen. Eine detaillierte Beschreibung siehe bei SCHLICHTING et al. (1995). Für die Analyseverfahren wurden die DIN-Vorschriften verwendet.

##### 4.6.1 KORNGRÖßENANALYSE

Unter Körnung des Bodens wird die gewichtsmäßige Zusammensetzung des Bodens aus verschiedenen Fraktionen von Einzelkörnern mit bestimmtem Korndurchmesser verstanden (BRAUN-BLANQUET 1964). Die Korngrößenanteile werden im Labor nach DIN 19683 bestimmt. Bei der Korngrößenanalyse, d. h. der Bestimmung der Anteile unterschiedlicher Korngrößenfraktionen, müssen die Bodenarten zuerst voneinander getrennt werden. Dies geschah mittels Siebung, die im Nasssiebungsverfahren manuell durchgeführt wurde. Der Bodenprobe wurde nach Zerstörung des organischen Materials vollständig das Wasser entzogen und anschließend wurde sie gewogen. Die Bestimmung

des organischen Materials wurde mittels Wasserstoffperoxyd ( $H_2O_2$ ) durchgeführt. Diese Methode bewirkt einen Abbau der organischen Substanz mittels Oxidation. Hierbei entsteht ein Gewichtsverlust, der gemessen werden kann. Die Probe wurde in ca. 250 ml destilliertem Wasser gelöst. Die Kies- und Sandfraktionen wurden mittels eines Siebsatzes mit definierten Porengrößen getrennt. Die Schluff- und Tonfraktion wurde nicht voneinander isoliert und in den Darstellungen deshalb zusammengefasst. Das Trockengewicht der so erhaltenen Korngrößenfraktionen wird prozentual zur Bodenprobe errechnet. Die Darstellung der Zusammensetzung der Bodenarten erfolgt mittels Balkendiagramm, das vor allem das Verhältnis zwischen der Sand-Fraktion und den Schluff/Ton-Fraktionen darstellen soll.

#### 4.6.2 DATIERUNG

Aus den Aufschlüssen und Bohrkernen gewonnene Sedimentproben beinhalten unterschiedliche Mengen und Arten datierbaren Materials. Daher musste für jede Probe die unterschiedliche Datierungsart entschieden werden. Die Informationen über die Datierungsvorgänge und deren Einsatzmöglichkeiten wurden bei EHLERS (1994), GEYH (1980 & 1983), LANG et al. (1992) und WAGNER (1995) entnommen.

- *Radiokarbondatierung ( $^{14}C$ -Datierung)*

Nach zahlreichen Bohrungen und Grabungen wurde aus manchen Proben eine zur Datierung ausreichende Menge organischen Materials entnommen. Die meisten Proben wurden im VAN DE GRAAFF LABORATORIUM in Utrecht/ Niederlande mittels Beschleuniger AMS  $^{14}C$ -Datierung untersucht, da der Durchmesser der Bohrkern 50 mm betrug und damit zu wenig datierbares Material (Mindestmenge des Kohlenstoffs nach chemischer Vorbehandlung ist 1 mg) vorlag. Der zweite Teil der Proben wurde am INSTITUT FÜR UMWELTPHYSIK der Universität Heidelberg (B. KROMER) datiert.

- *Pollenanalysen*

Pollenanalysen von ausgewählten Proben wurden am GEOGRAPHISCHEN INSTITUT der Universität Mainz (M. STUMBÖCK) durchgeführt. Sie sollten über die  $^{14}C$  Altersdatierungen hinaus die zeitliche Einordnung ermöglichen, da in den aus den Bohrkernen entnommenen Proben sehr selten  $^{14}C$ -datierbares Material vorkam. Die meisten Proben beinhalteten eine ausreichende Menge an interpretierbaren Pollen, da diese am besten unter anaeroben Bedingungen, wie z.B. in wassergesättigten Sedimenten, gut erhalten bleiben. Die aus den Pollenanalysen resultierenden Diagramme wurden gemeinsam mit Herrn STUMBÖCK interpretiert und mit den Ergebnissen der  $^{14}C$ -Datierung verglichen.

- *Thermolumineszenz (TL-Datierung)*

In den auf dem Schuttkegel durchgeführten Grabungen war kein organisches Material, aber ausreichend gebleichter Lösslehm vorhanden. Daher wurde das Alter der gewonnenen Proben mit Hilfe der Lumineszenz-Datierung bestimmt. Die Probenaufbereitung nach Feinkorntechnik und die Durchführung der TL-Datierung erfolgten nach den bei ZÖLLER (1996) beschriebenen Verfahren am MAX-PLANK INSTITUT FÜR KERNPHYSIK, Heidelberg (L. ZÖLLER, A. LANG & B. MAUZ).

## 5 HISTORISCHE KARTEN UND LUFTBILDER

### 5.1 HISTORISCHE KARTEN DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Eine Antwort auf die Frage zu finden, wann und in welchem Ausmaß ein intensiver anthropogener Einfluss im Finkenbach-Untersuchungsgebiet einsetzte, ist schwer feststellbar. Die Pollenanalysen und die <sup>14</sup>C Datierungen zeigen eindeutig früh- und hochmittelalterliche Flusssedimente (siehe Abschn. 7). Anhand dieser Untersuchungen kann man aber keine eindeutige Aussage über den Verlauf und die Intensität der Sedimentation machen. Aus diesem Grund ist das Heranziehen von historischen Karten bei allen raumbezogenen Fragestellungen sehr nützlich (s. Verzeichnis im Anhang). Durch die dabei meist angewandte chronologische Ordnung kann man sich relativ schnell einen Überblick über die Aussagemöglichkeiten der gezeigten Karten verschaffen.

Schon auf den ältesten Regionalkarten Südwestdeutschlands – „Heydelberger becirck uff 6 meilen beschriben“ (nach 1528) findet man die Bezeichnung „Hirschhorn“ (Abb. 15). Diese Karte wurde von Sebastian Münster hergestellt und ist das Ergebnis seiner eigenen Vermessungen und Beobachtungen (SCHEUERBRANDT 1996). Das Umland von Hirschhorn wird auf dieser Karte gebirgig und bewaldet dargestellt.

Der „Wirtenburgum“ im Maßstab 1:1 200 000 von Abraham Ortelius 1576 gilt als die älteste Karte des Herzogtums Württemberg (Abb. 16). Als Vorlage könnte der Holzschnitt „Wahrhaft und gründliche Abconterphebung des Hochl, Fürstentums Wirtenberg“, der 1558 und 1559 in Tübingen erschienen ist, gedient haben (RÖMER 1988). Der Odenwald bzw. das Untersuchungsgebiet ist in der Karte als ein bewaldetes Gebiet (Laubwaldsymbole) dargestellt. Die Orte Hirschhorn, Finkenbach sowie der Finkenbachfluss sind nicht eingezeichnet. Auch in den großen Rheinlaufkarten des 16. Jahrhunderts findet man die Hirschhornerburg und den Finkenbachfluss. Die Landnutzung ist in diesen Werken leider nicht erkennbar. Die Tatsache, dass Hirschhorn auf den Karten des Rheinstroms dargestellt wurde, zeigt seine wichtige Rolle während des Mittelalters. Als Beispiel kann man folgende Karten nennen:

- Die „Geographia“ von Sebastian Münster (Basel 1544). Sie besteht aus drei zusammensetzbaren Tafeln und weist mit etwa 1:750 000 einen kleinen Maßstab auf.
- Die Rheinstromkarte „Rheni omnium Germaniae, amnium Celeberi“ von Caspar Vopel (Köln 1555). Eine Holzschnittkarte im Maßstab 1:550 000.
- Die Rhein-Neckar-Karte „Neue Beschreibung der Rhein Stromes“ von David Funk (Nürnberg 1589). Eine Handzeichnung im Maßstab 1:500 000.

Für die in der Kartographie des 16. Jahrhunderts so typische Landtafelmanier gibt es aus dem Untersuchungsgebiet ein schönes Beispiel. Ein unbekannter Autor hat die auf der Abbildung 17 dargestellte Karte mit großem Detailreichtum zu gestalten versucht (2. Hälfte des 16. Jahrhunderts). Dies ist ihm teilweise gelungen, aber die Orientierung und die Entfernungen zwischen den Orten sind sehr ungenau. Dennoch kann man auf der Plankarte in etwa die Verteilung der Landnutzung und der Waldbedeckung (Laubwald) erkennen.

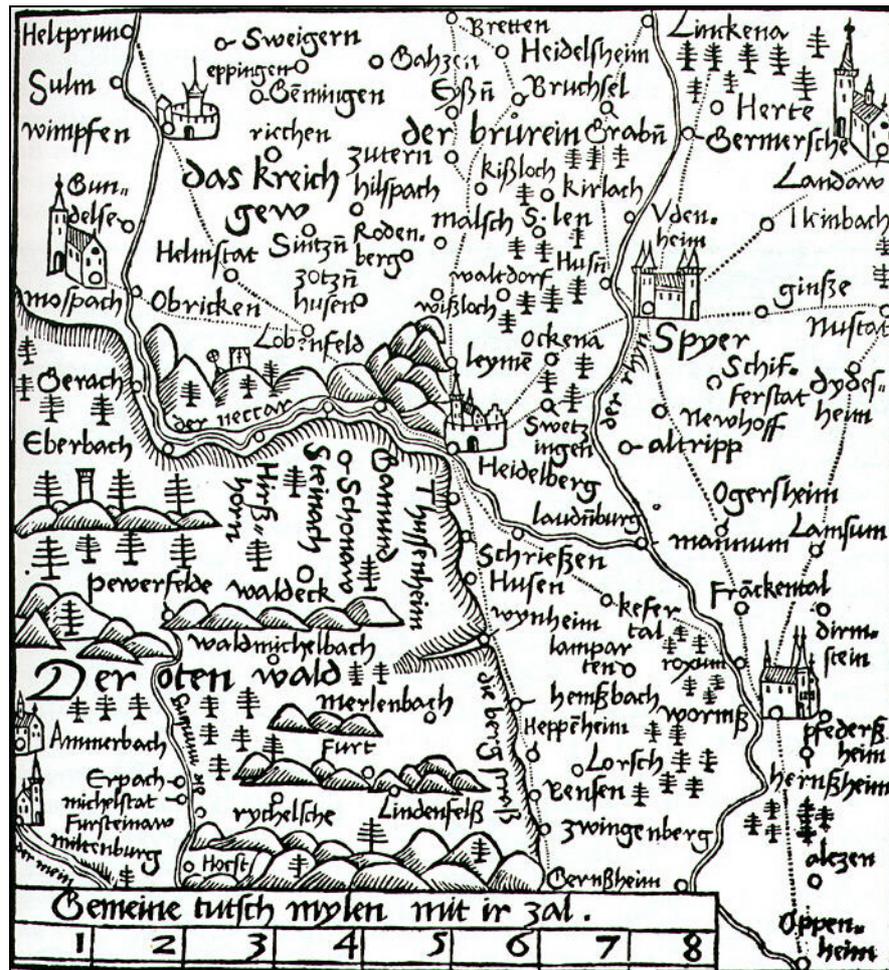


Abbildung 15: Heydelberger becirck uff 6 meilen beschriben (MÜNSTER 1528)

Die im Verlauf des 30jährigen Krieges und danach entstandenen Karten stellen nur Kompilationen aus älteren Vorlagen dar. Erst als ab 1670 die militärischen Auseinandersetzungen zwischen Frankreich und dem Deutschen Reich im Oberrheinland stattfanden, wird der Anstoß zu umfangreichen Aktivitäten der Militärkartographie gegeben, die mit nur kurzen Unterbrechungen über ein Jahrhundert anhalten sollten (MUSALL 1996). Die Darstellungen auf den Karten dieses Zeitraumes sind im Vergleich zu den älteren Ausgaben erheblich präziser geworden (genaue Orientierung, einheitlicher Maßstab, feinere Symbole). Da die Landnutzung und das Relief in diesen Werken fehlen, können sie für eine eindeutige Interpretation nicht herangezogen werden. Auffallend ist die genaue Eintragung der kleinen Orte wie Hainbrunn (*Henbrun, Heunbrun*), Finkenbach (*Firckenbach, Finckenbach*), Falken-Gesäß (*Falckengeßen, Falckensegen*), Beerfelden (*Beurfelden*), Rothenberg (*Rodenberg*). Als Beispiel sind folgende Karten zu erwähnen:

- Die „Erpach Comitatus“ Karte von Pieter von der Keere (1690). Ein Kupferstich im Maßstab 1: 200 000.
- Die Rheinstromkarte „Neuste Beschreibung des ganze Rheinstrohms“ von Johan Christoph Lochner (Nürnberg ca. 1690). Ein Kupferstich im Maßstab 1:400 000.
- Die „Oberrheinkarte von Lauterburg bis Germesheim“ von C. H. Iaillot (1700) (Abb. 18). Der kolorierte Kupferstich im Maßstab 1:259 200 ist äußerst sorgfältig gezeichnet (RÖMER 1988). In dieser Karte sind im Bereich des Kraichgaus und des östlichen

Odenwaldes üppige Wälder eingezeichnet. Im Gegensatz dazu fehlt auf der Karte im Bereich des Untersuchungsgebietes und dessen angrenzenden Regionen (z.B. Eberbach) die Waldsignatur völlig. Daher kann man vermuten, dass das Untersuchungsgebiet zu diesem Zeitpunkt stark abgeholzt war.

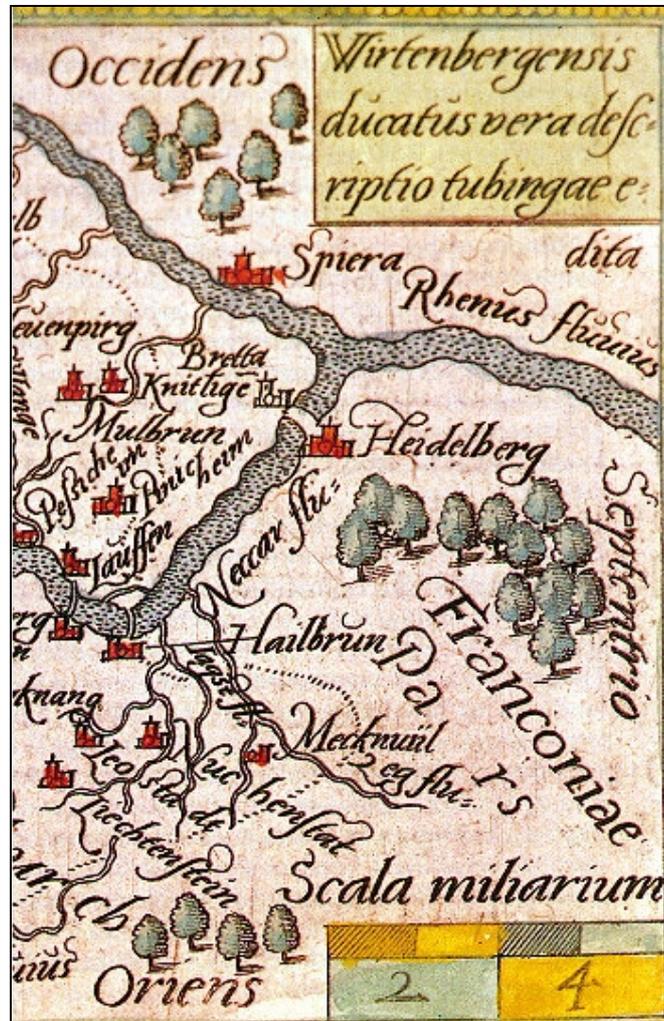


Abbildung 16: Wahrhaft und gründliche Abconterphebung des Hochl, Fürstentums Wirtemberg (ORTELIUS 1576)

Eine Abholzung des Untersuchungsgebietes Ende des 17. und Anfang des 18. Jahrhunderts lässt sich ferner in verschiedenen Karten dieser Zeit nachweisen. Beispielhaft können folgende Werke genannt werden:

- Die Karte „Estats situes pres & sur le Rhein & le Nekre“ von Henri Sengre (offene Datierung - 1680er Jahre). Eine im Maßstab ca. 1:180 000 angelegte Übersichtskarte bietet erstmals den Eindruck einer flächendeckenden Wiedergabe mit nahezu kontinuierlicher Geländedarstellung des Gebietes, wozu auch die deutlich hervortretende Waldbedeckung und Feuchtvegetation beiträgt.
- Die aus drei Blättern bestehende Karte „Cours du Rhin depuis Bale jusqu'a Bonne“ von Guillaume de l'Isles (1704). Als Grundlage für dieses im Maßstab 1:300 000 gestochene Werk soll die Segnerische Karte gedient haben.

- Die Karte „Suevia Universa IX Tabulis Dilineata...“, aus 9 Blättern bestehend von Jacques Michal (1725). Der kolorierte Kupferstich im Maßstab 1:170 000 ist eine der bedeutendsten Arbeiten dieser Zeit (Abb. 19). Aber nach Schätzung verschiedener Autoren (s. RÖMER 1988 & MUSALL 1996) sind die nördlichen Teile (bzw. der Odenwald) der Karte nicht sorgfältig erkundet und enthalten deswegen viele Fehler.
- Die Manuskriptkarte „Carte Particuliere du Pays d'entre le Rhin et le Neckre depuis Philisbourg jusqu'a Hailbronn“ von 1734 (Abb. 21). Die Karte wurde von einem bisher unbekanntem Kartographen hergestellt, der eine völlig andere Geländedarstellung anwendet, die die Hügellandschaft im Kraichgau teilweise sehr gut zum Ausdruck bringt, sich allerdings im Odenwald zu merkwürdigen Berg- und Hangformen versteigt. Das Untersuchungsgebiet im Gegensatz zum nördlichen Kraichgau wird als nur teilweise bewaldet dargestellt.

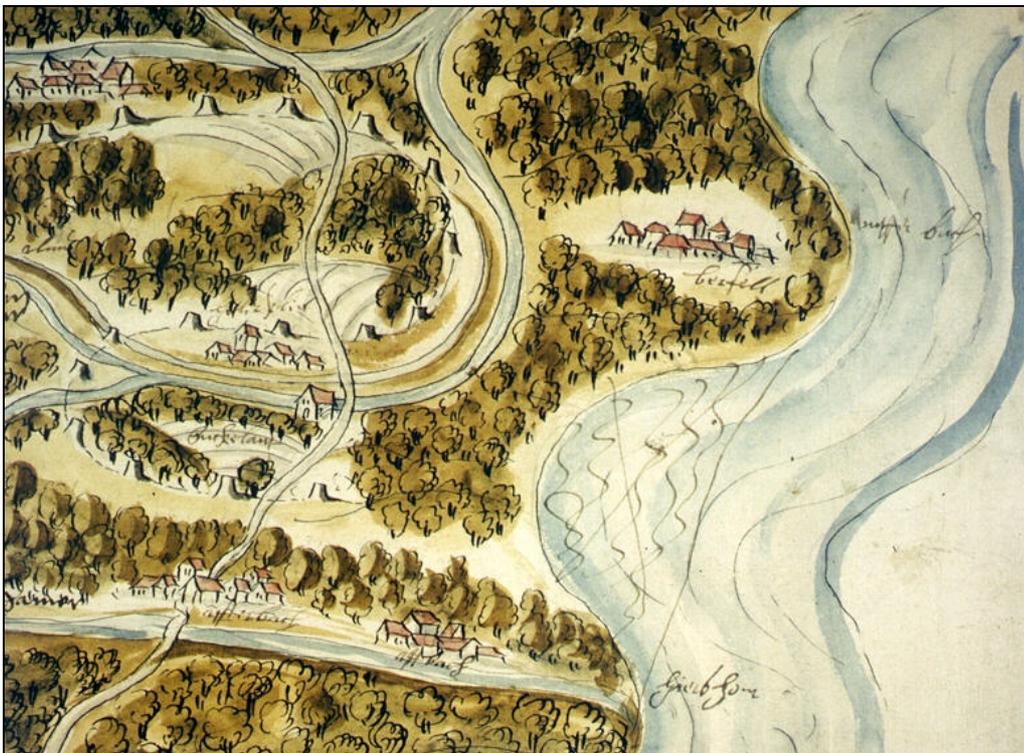


Abbildung 17: Ohne Titel (Autor unbekannt, 2. Hälfte des 16. Jahrhunderts)

- Die Oberrheinische Karte „Les Environs du Rhin depuis Spire iusqu a Mayence“ vermutlich von Riecke (1735). Auf einem kolorierten Kupferstich im Maßstab ca. 1:86 400 kann man die Verteilung der Landnutzung sehr deutlich erkennen. Im südlichen Odenwald bzw. im Untersuchungsgebiet sind die Gebirgshänge dicht bewaldet (die Signatur - kleine Laubbäume) und die Hochflächen als Äcker und Wiesen dargestellt (die Signatur - gepunktete Linien). Basierend auf dieser Karte soll Le Rouge (1745) eine exakte Kopie erstellt haben (RÖMER 1988). In diesem Werk ist die Flächennutzung noch detaillierter aufgeführt. Die Wälder sind in drei unterschiedlichen Signaturen sehr naturgetreu dargestellt (stilisiert gezeichnete Laubbäume, Nadelbäume und Gebüsch).

Nach einer detaillierten Interpretation kann man zur Schlussfolgerung gelangen, dass die letzten drei beschriebenen Karten von 1734, 1735 und 1745 als erste naturgetreue und realistische Werke betrachtet werden können. Sie zeigen, dass das Untersuchungsgebiet ab

dem 16. Jahrhundert unter einem intensiven anthropogenen Einfluss stand. Die steilen Hänge der Flusstäler wurden für eine Mittel- und Niederwaldwirtschaft genutzt. Die Hochflächen und Flusstalsole wurden beackert oder als Grünland verwendet. Diese Aussage wurde durch das Studium weiterer Karten bekräftigt:

- Die Karte - „Waldgrenzstreitigkeiten bei Hirschhorn am Neckar“ von Philipp Mayer (1725). Eine ausgezeichnete Federzeichnung im Maßstab ca. 1:11 000 zeigt Hirschhorn und die umliegenden Gebiete und mutet für ihre Entstehungszeit recht modern an (Abb. 20). Die Grenzen der großen Waldungen an den steilen Hängen der Region, die zu etwa 90 % als Niederwald bewirtschaftet wurden und der Brennholzgewinnung dienten, waren zu Beginn des 18. Jahrhunderts noch nicht überall klar festgelegt (RÖMER 1988). Die obengenannten Grenzstreitigkeiten weisen deutlich auf Knappheit des Holzes hin. Die steilen Hänge sind mehr bewaldet (Niederwaldwirtschaft) als die Hochflächen (Wiesen und Äcker) und die Flussaue. Leider liegt das obere Finkenbachtal außerhalb der Kartengrenzen.
- Die Plankarte - „Grund Ris über den ausersehenen District eines Wildparks“ von Jäger und Kettner (1787). Die im Maßstab von ca. 1:10 000 gehaltene, kolorierte Federzeichnung ist fein gearbeitet. Die Wälder (*Spitzen Hackwald*, *Delige Hackwald* oder *Hunger Hackwald*) sind stilisiert, als eine Mischung aus kleinen Laubbäumen und einzelnen großen Bäumen (vermutlich Eichen) eingezeichnet. Ein Berg ohne Waldsignatur wird als *Heide Berg* bezeichnet.

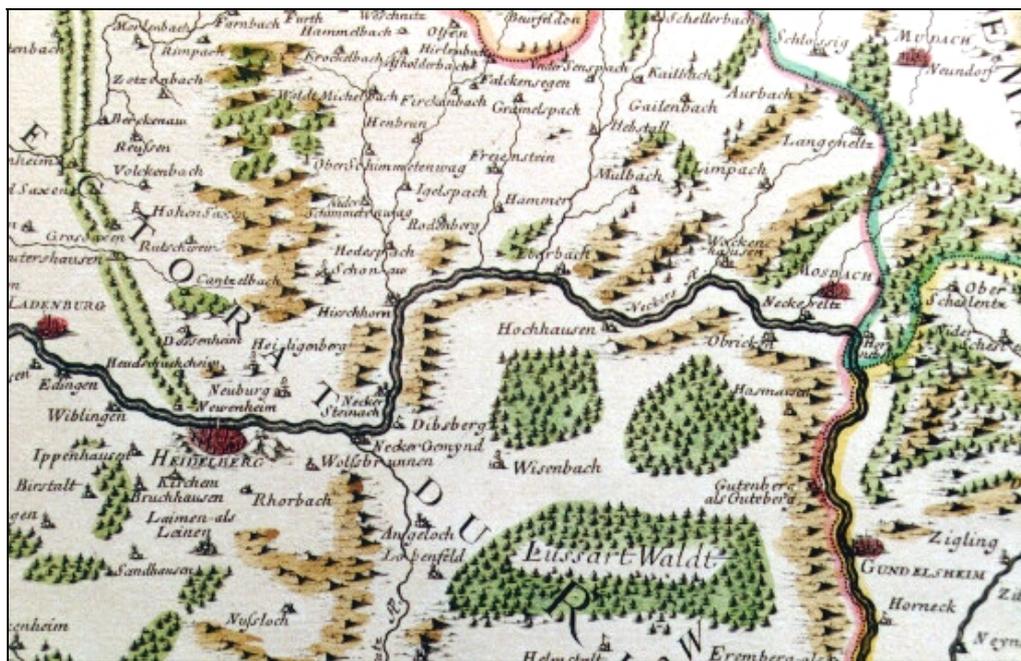


Abbildung 18: Oberrheinkarte von Lauterburg bis Germesheim (AILLOT 1700)

- Die Übersichtskarte – „Lauf des Neckars von Heilbronn bis Mannheim“ von Peter Dewarat (1789). Nach vielen in seiner amtlichen Tätigkeit für den Dienstgebrauch handgezeichneten Forstkarten stellte er diese hervorragende im Maßstab 1:190 000 gehaltene Übersichtskarte her (Abb. 22). Die relativ geringe Bewaldung des Kraichgaus im Gegensatz zum nördlich anschließenden Odenwald kommt in dieser Karte recht gut zum Ausdruck. Anscheinend wegen Zeitdrucks werden viele Dinge

vereinfacht oder vergrößert dargestellt (z.B. Waldsignatur) bzw. die Differenzierung zwischen Grün- und Ackerland entfällt (RÖMER 1988). Insgesamt zeichnet sich die Karte durch eine beachtliche Genauigkeit aus.

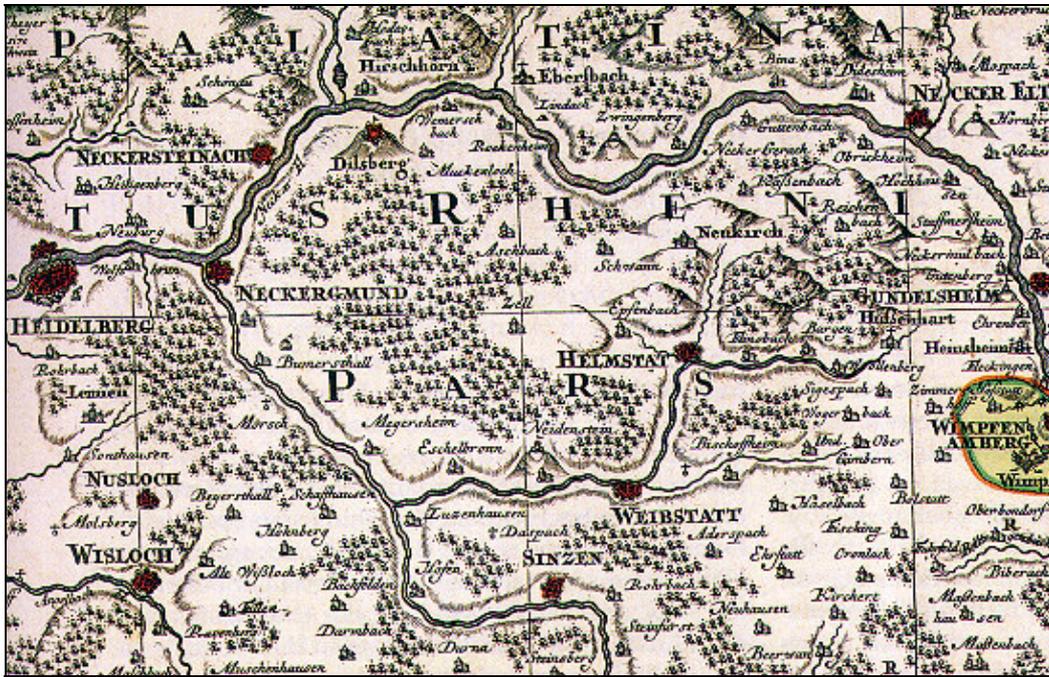


Abbildung 19: Suevia Universa IX Tabulis Dilineata (MICHAL 1725)

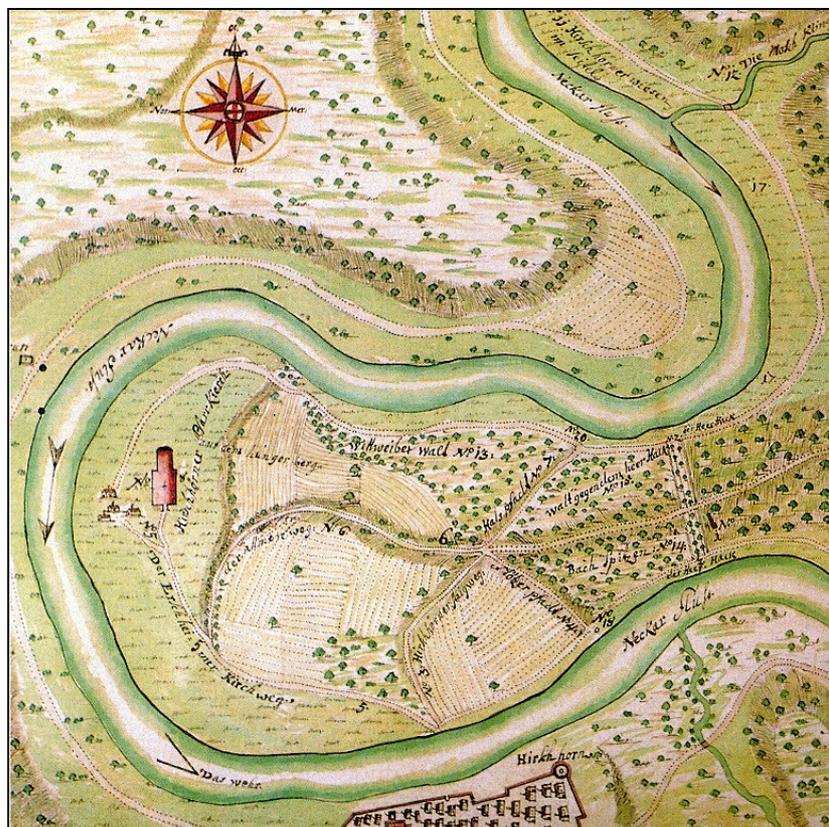
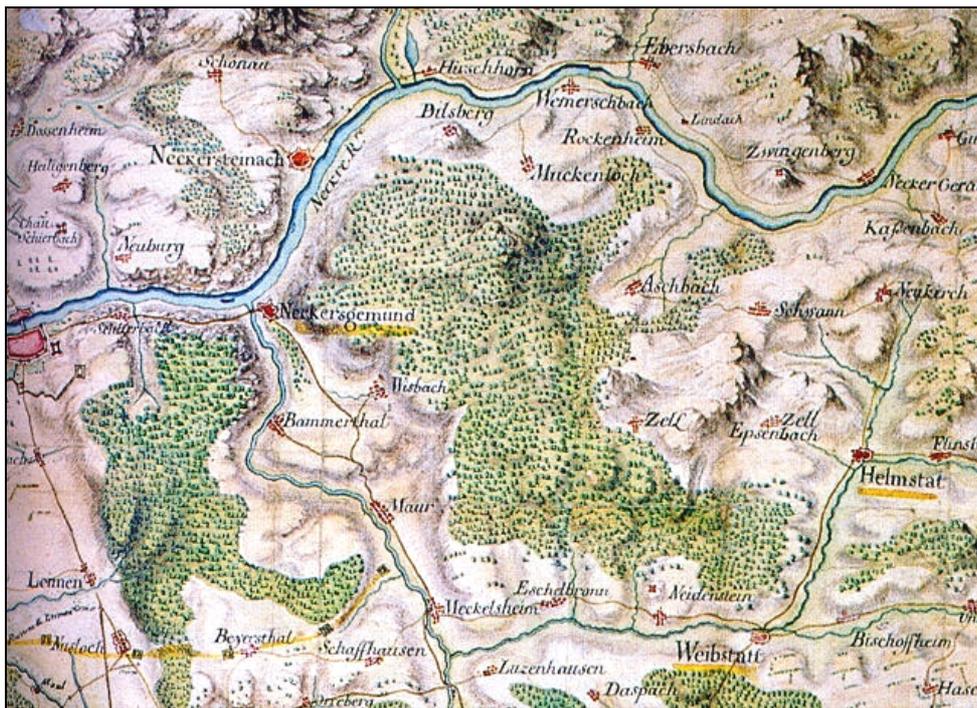


Abbildung 20: Waldgrenzstreitigkeiten bei Hirschhorn am Neckar (MAYER 1725)

Die interessantesten Karten bezüglich der Landschaftsentwicklung und Landnutzung im Untersuchungsgebiet sind die sogenannten „HAAS‘SCHEN“ Karten (Abb. 23). Auf zwei im Maßstab 1:30 380 ausgeführten Blättern (Heidelberg 1806 und Merlenbach 1812) wurde detailliert das ganze Einzugsgebiet des Finkenbaches dargestellt. Außer einem präzise gezeichneten Relief (Schraffenmethode) wird in diesen Karten naturgetreu und ausführlich das Gewässernetz und die Vegetation wiedergegeben. Wälder unterscheidet der Autor dabei in Laub- und Nadelwald und gibt auch Buschwerk gesondert an. Zwar sind die dafür gesetzten Signaturen in Regionen mit ebenem Relief sehr gut zu erkennen, aber im Gebirge leidet die Übersichtlichkeit wegen der Schraffen. Man kann in den Karten deutlich drei Typen der Landnutzung unterscheiden:

1. In den Flussauen feuchte Wiesen (Punktierung) mit einzelnen Bäumen entlang des Flussufers.
2. Dichter Wald auf steilen Hängen.
3. Wiesen und vermutlich Äcker auf den Hochflächen und um die Siedlungen.

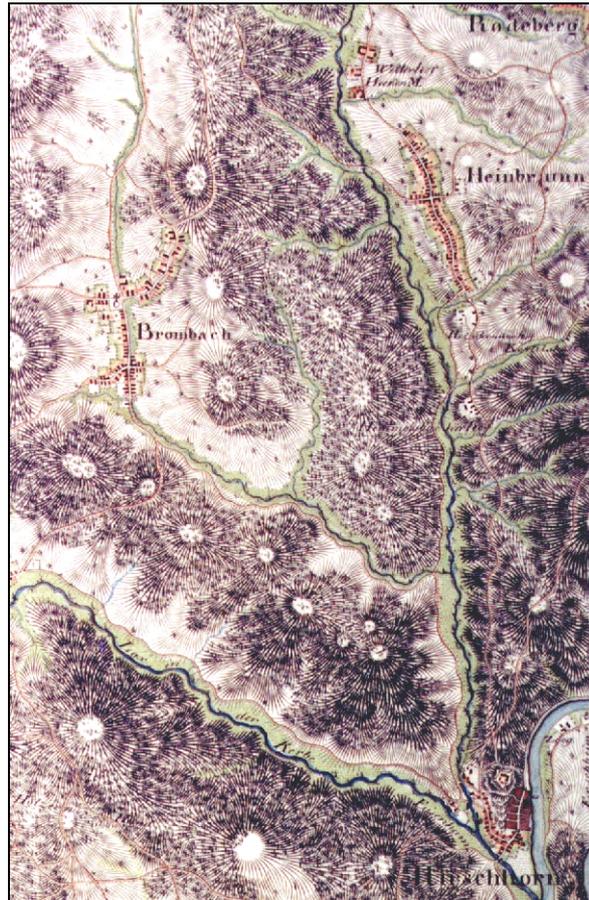
Kartenwerke wie die HAAS‘SCHEN Karten sind damit als Einblicke in den frühneuzeitlichen, in vielem noch seit dem Mittelalter kaum veränderten Kulturraum von fundamentaler Bedeutung (KREMB 1975).



**Abbildung 21: Carte Particuliere du Pays d'entre le Rhin et le Neckre depuis Philisbourg jusqu'a Hailbronn (Autor unbekannt 1734)**

Die Karte aus dem Topographischen Atlas für das Großherzogtum Baden 1:50 000 (1841) und die Katasterkarten des Großherzogtum Hessen 1:25 000 (Beerfelden 1893-95 und Hirschhorn 1901-03) wurden für vielerlei Zwecke der Staatsverwaltung angefertigt (MUSALL 1996). Aus diesem Grund werden das Relief (Flusstäler, Hänge usw.), das Straßennetz und die Siedlungen sehr detailliert dargestellt. Im Gegensatz dazu ist in den Karten die Landnutzung generalisiert worden. Der Vergleich mit den modernen





**Abbildung 23: Topographische Übersichtskarte von Heidelberg und Umgebung (HAAS 1806)**

Betrachtet man die topographischen Karten des Untersuchungsgebietes, so stellt man fest, dass in den Orts-, Wald- und Flurnamen die Nadelhölzer vollkommen fehlen, während allein in den Wald- und Flurnamen mehr als 30 Laubholzbezeichnungen auftreten. Dies lässt den Schluss zu, dass seit Beginn der Besiedlung bis zur Aufforstung im 19. Jahrhundert nur Laubholz vorhanden war. Pollenanalytische Untersuchungen in den folgenden Abschnitten der Arbeit haben gezeigt, dass Buchen- und Eichenmischwald bis zur Waldbauzeit vorherrschend waren. Diese Entwicklung des Baumbestandes im Odenwald bestätigen auch JAESCHKE 1935, WILD 1970 und WAGNER 1992.

Die Tatsache, dass Hirschhorn auf den ältesten regionalen Karten dargestellt wurde, zeigt die wichtige Stellung des Ortes im Mittelalter. Mittels einfacher Symbole gezeichnete dichte Baumbestände weisen darauf hin, dass der schon während des Frühmittelalters besiedelte südliche Odenwald trotzdem naturnah blieb. Das bedeutet, dass geomorphologische Prozesse unter dichter Vegetation nicht sehr wirksam waren. Dies änderte sich aber vermutlich ab Ende des 17. Jahrhunderts. Die Wälder wurden bis zu etwa 90 % als Niederwald bewirtschaftet und die landwirtschaftlich genutzten Flächen wuchsen drastisch. Die Karten des 17. und 18. Jahrhunderts zeigen eindeutig, dass das Untersuchungsgebiet unter einem intensiven anthropogenen Einfluss stand. Daher kann man zur Schlussfolgerung gelangen, dass reliefbildende Vorgänge (wie Oberflächenabspülung und Erosion) sich in diesem Zeitabschnitt erheblich intensivierten und das heutige Erscheinungsbild des Reliefs deutlich prägten. Seit dem 19. Jahrhundert wurde das Untersuchungsgebiet aufgeforstet. Die sogenannten "Hass'schen" Karten und

die späteren kartographischen Werke stellen die Wälder, die bis zu 70-80 % der gesamten Fläche des Untersuchungsgebietes bedecken, als Laub- und Nadelwald dar. Die landwirtschaftliche Nutzung war dabei auf die Hochflächen, sowie auf die Nähe der Siedlungen und die Flussauen beschränkt. Der Vergleich der genannten Karten mit den aktuellen topographischen Karten weist darauf hin, dass das Erscheinungsbild der Landschaft seit den letzten 200 Jahren im Wesentlichen unverändert blieb. Durch fortwährende Aufforstung des Finkenbacheinzugsgebietes und durch eine deutliche Abnahme der Wiesen- und Grünflächen ließen vermutlich die reliefbildenden Prozesse deutlich nach. Die heutigen morphologischen Prozesse des Untersuchungsgebietes sind wahrscheinlich genauso wie seit Beginn der Aufforstung im Vergleich zum Mittelalter weniger intensiv. Nur während der Kriegszeiten wurden brachliegende Flächen landwirtschaftlich intensiver genutzt.

## 5.2 LUFTBILDINTERPRETATION

In der vorgelegten Arbeit wurden die Luftbilder der verschiedenen Jahren nicht nur für die Analysen der schwer zugänglichen Reliefformen und als hervorragende Ergänzung zu den topographischen Karten verwendet, sondern auch als Informationsträger über die Entwicklung der Landschaft in den letzten 70 Jahren genutzt. Für das Untersuchungsgebiet wurden zur Interpretation Luftbilder von 1935, 1953, 1973 und 1993-94 herangezogen. Bei der vergleichenden Betrachtung sind Veränderungen der Flächen und der Flächennutzung erkennbar geworden. Besonders die Zunahme von Gehölzen lässt sich mittels Luftbilder eindeutig beweisen.

Auf den Luftbildern von 1935 im Maßstab 1:25000 ist deutlich eine umfangreichere Wiesen- und Ackernutzung zu erkennen, ferner sind noch große Flächen der Niederwaldwirtschaft zu sehen. Die landwirtschaftlich genutzten Flächen befinden sich in der Nähe der Siedlungen und in den Flussauen des Finkenbaches und der Nebenflüsse. Vielfach sind noch die Parzellen der Waldwirtschaft zu erkennen. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf die frühere Nutzung als Niederwald oder Waldweide.

Die Luftbilder von 1953 im Maßstab 1:21000 verdeutlichen die Abnahme der Weidenutzung. Die Zunahme der Flächen des Hochwaldes ist eindeutig festzustellen. Obwohl die Ausbreitung der Ackerflächen konstant bleibt, verbuschen brachliegende Areale und Weiden, die anschließend zum Holz aufwachsen.

Der Vergleich der Luftbilder von 1973 im Maßstab 1:12000 und 1993-94 im Maßstab 1:13000 zeigte, dass in diesem Zeitabschnitt im Untersuchungsgebiet kaum Veränderungen auftreten. Die Ausdehnung der Landnutzung bleibt gleich. Der Vergleich mit den älteren Bildern zeigt aber eine deutliche Veränderung in der Finkenbachflussaue. Der Baumbestand wuchs in diesem Bereich erheblich. Dies deutet darauf hin, dass die Wiesenwirtschaft in den letzten Jahren zum größten Teil aufgegeben wurde und die Flächen brachliegen.

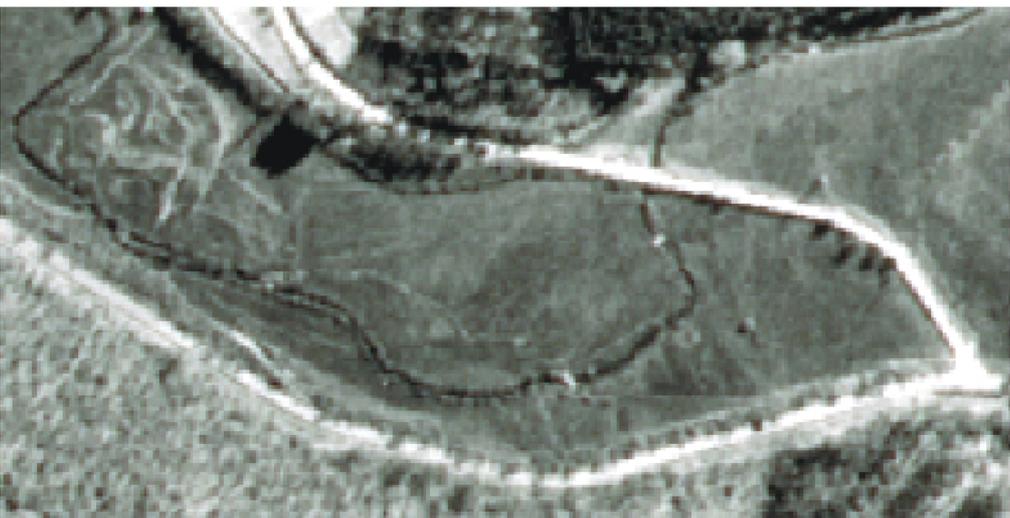
Die Reliefformen und das Flussnetz des Finkenbaches und seiner Nebenflüsse sind auf allen Luftbildern der unterschiedlichen Jahre unverändert geblieben. Nur durch die Straßen- und Hausbautätigkeit sind kleinere Veränderungen der Landschaft zu



Luftbild von 1993, 1:13 000 (6,5fach vergrößert)



Luftbild von 1973, 1:12 000 (6fach vergrößert)



Luftbild von 1953, 1:21 000 (10fach vergrößert)

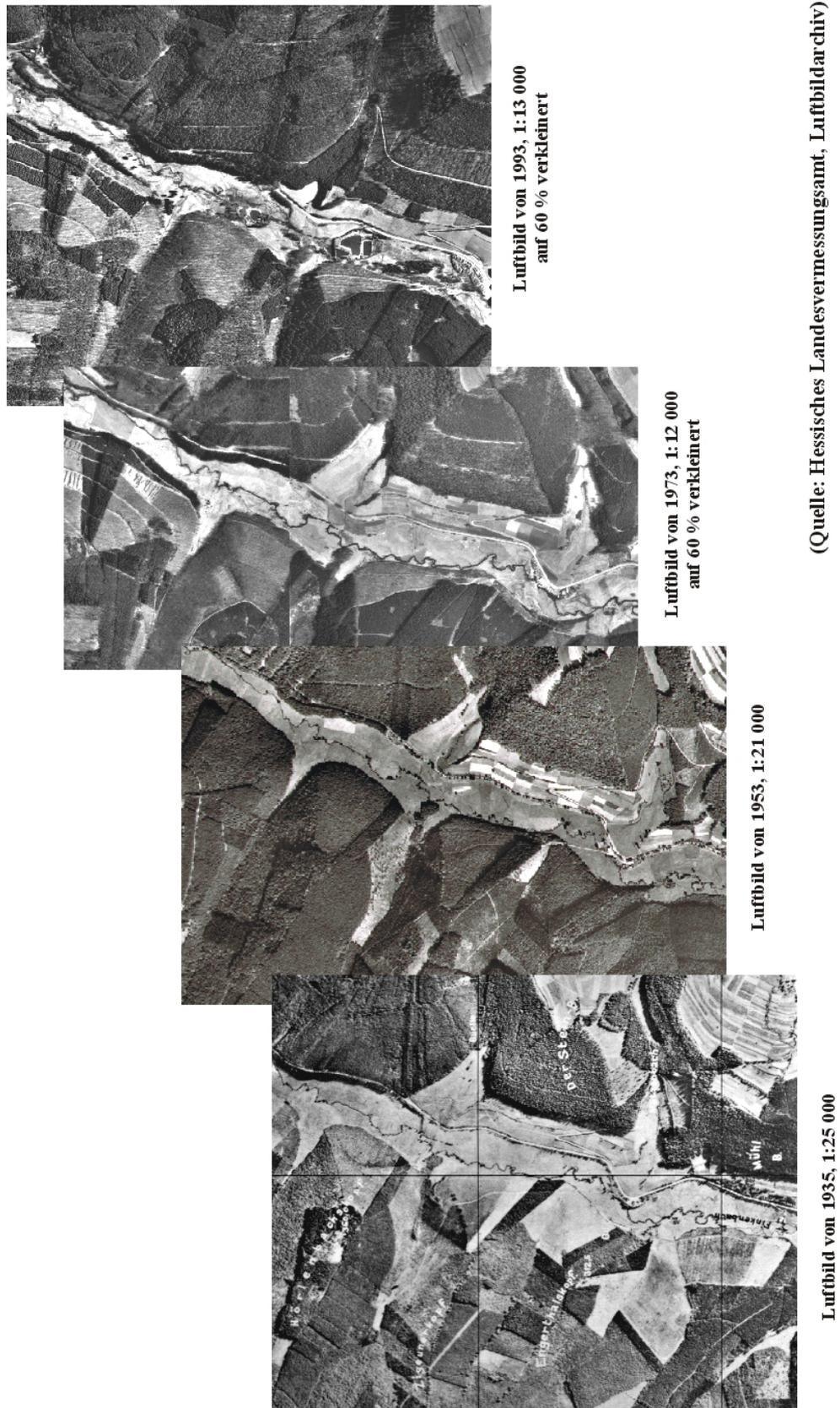
Abbildung 24: Abschnitt auf der Finkenbachaue "Im Hainbrunner Tale" 1953, 1973 und 1993  
(Quelle: Hessisches Landesvermessungsamt)

verzeichnen. Damit ist die Schlussfolgerung zulässig, dass die reliefbildenden Prozesse in den letzten 70 Jahren keine größeren Auswirkungen auf die Landschaft des Untersuchungsgebietes hatten, wie es vermutlich ebenso während des Frühmittelalters gewesen sein sollte.

Als Beispiel wurde mittels Luftbilder ein Abschnitt des Finkenbachtals detailliert interpretiert. Für den Abschnitt "Im Hainbrunner Tale" wurden Luftbilder von 1953, 1973 und 1993-94 herangezogen (Abb. 24) und ein Vergleich im Gelände durchgeführt. Besonders die Zunahme von Gehölzen lässt sich mittels Luftbilder beweisen. Bei der vergleichenden Betrachtung sind Veränderungen der Fläche erkennbar, die aufgrund von Helligkeitsunterschieden deutlich werden. Das Luftbild von 1993 ist nahezu mit der aktuellen Vegetationsdecke identisch. So ist der dunkle Bereich im Süden des Untersuchungsgebietes mit der Pflanzengesellschaft der aktuell vorhandenen Schwarzerlen – Uferau ( *Stellario-Alnetum* ) übereinstimmend, wobei ein heller Streifen im Ostwest Verlauf die Fläche teilt, welcher heutzutage nicht mehr vorhanden ist. Der etwas hellere Bereich im Bogen des Finkenbaches stimmt mit der heutigen Binsenwiese überein. An diese Fläche grenzt im Norden (im Mittelpunkt des Bildes von 1993) eine mehr oder weniger einheitlich erscheinende Fläche an, die im Osten zwei dunklere parallel verlaufende Linien und im Westen einige schwache Schattierungen aufweist. Solche kleineren Helligkeitsunterschiede können u.a. auf unterschiedliche Reflektionseigenschaften zurückzuführen sein. So könnte die Vegetationsdecke im westlichen Teil des Gebietes einen dichteren Bewuchs besitzen, welche z.B. ein ungemähtes Grünland aufweist im Gegensatz zum gemähten, was im Osten und Norden anzutreffen ist. Diese relativ einheitliche Fläche auf dem Bild stellt in der Natur die Pflanzengesellschaft des *Arrhenatheretum Medioeuropaeum* dar. Die linear verlaufenden Strukturen wurden in der Natur als kleinere Gräben identifiziert, die der Ent- und Bewässerung dienen.

Auf den Luftbildern von 1973 und 1953 sind die Flächen hinsichtlich ihrer Helligkeitsunterschiede weniger differenziert dargestellt im Vergleich zu 1993-94. Die Aufnahme von 1953, 1973 und 1993 erfolgten im gleichen Abschnitt der Vegetationsperiode. Dies lässt vermuten, dass zu den jeweiligen Zeitpunkten die Vegetationsdecke gleiche Wuchsbedingungen hatte. So zeigen die Unterschiede der Luftbilder den Wandel der Nutzung. Der Süden des Ausschnittes weist weder auf dem Luftbild von 1953 noch auf dem Luftbild von 1973 in der Aue einen Baumbestand auf, der auf dem Luftbild von 1993 eindeutig erkannt werden kann. Entlang des Finkenbaches ist der Baumbestand 1953 so gut wie nicht ausgeprägt, d.h. die den Fluss säumende Vegetation wurde zurückgedrängt, was auf eine intensivere Nutzung als 1970 zurückzuführen ist. Im Norden des Gebietes sind 1953 östlich des Flusses linienartige Strukturen vorhanden. Einige dieser Linien könnten Gräben zur Ent- bzw. Bewässerung darstellen und andere sind wohl Wege. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass eine Abnahme der Intensität der wirtschaftlichen Nutzung im Untersuchungsgebiet "Im Hainbrunner Tale" von 1950 bis 1993 stattfand.

Der Abschnitt „Großwiese“ befindet sich im Mittellauf des Finkenbaches. Der Vergleich der Luftbilder von 1935, 1953, 1973, 1993-94 verdeutlicht die Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet (Abb. 25). Der Vergleich der Luftbilder von 1935 und 1953 zeigt, dass die steilen Hänge des Finkenbaches und seiner Nebenflüsse während dieses Zeitraums nicht mehr landwirtschaftlich genutzt wurden. Nur die breite Aue des Finkenbaches zeigt



(Quelle: Hessisches Landesvermessungsamt, Luftbildarchiv)

Abbildung 25: Abschnitt des Finkenbacheinzugsgebietes bei "Großwiese" 1935, 1953, 1973 und 1993. Die Luftbilder wurden zu verschiedenen Wachstumszeiten aufgenommen, daher sind die Äcker von 1953 auf den Bildern von 1935 und 1973 weniger gut zu erkennen

noch keine deutliche Änderung. Die Verbuschung weiterer Flächen kann man auf dem Luftbild von 1973 beobachten, obwohl das gesamte Landschaftsbild des Abschnittes im Gegensatz zur Aufnahme von 1953 konstant bleibt. Eine deutliche Änderung der Landschaft zeigt das Luftbild von 1993. Auf dem Bild sind ehemalige Wiesen und Äcker nicht mehr zu sehen. Die Waldfläche nimmt deutlich zu. Trotz eines künstlichen Sees auf der Finkenbachaue kann man mit großer Sicherheit sagen, dass die Landnutzung seit 1973 sichtlich zurückgegangen ist.

Der Vergleich weiterer Luftbilder hat gezeigt, dass sich die Schlussfolgerungen, die für die einzelnen Abschnitte des Finkenbaches erzielt wurden, für die generelle Entwicklung der Landwirtschaft und der Landnutzung von 1935 bis 1993 in dem gesamten Untersuchungsgebiet verallgemeinern lassen.

## 6 UNTERSUCHUNGEN AUF DEN SCHUTTKEGELN

Da das Finkenbachtal mit einem etwa 50 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet für eine detaillierte Untersuchung zu groß war, wurden im Untersuchungsgebiet, aus den Luftbildern sowie den topographischen und thematischen Karten, Abschnitte ausgesucht, die besonders mannigfaltige Reliefformen aufweisen. Diese Abschnitte wurden detailliert untersucht und anschließend beschrieben.

Während der laufenden Untersuchungen wurden komplexe Zusammenhänge zwischen der Flussaue des Finkenbaches (Haupttal) und den Nebentälern festgestellt. Tektonik und Kluftsystem im Untersuchungsgebiet bedingen, dass die Täler der Nebenflüsse i.d.R. orthogonal ins Haupttal münden. Sie sind maximal 1 km lang und verfügen über ein starkes Gefälle. Der Finkenbach selbst hat im Oberlauf 3,7% und am Unterlauf 1,3% Gefälle, während die Zuflüsse Hörlenbach (17,7%), Gutel (22,7%), Hämmelsbach (11,8%) und Herrenrain (15,6%) sehr viel steiler sind. Weite Abschnitte des Finkenbaches und der Nebenbäche sind kerbtalartig eingeschnitten. Dies ist auf die hohe Reliefenergie durch die große Basisdistanz bei hohen vertikalen Unterschieden und relativ kurzer Laufstrecke zurückzuführen.

Eine der interessantesten Reliefformen im Forschungsgebiet sind die Schuttkegel, die sich in den Mündungsbereichen der Nebenflüsse gebildet haben (Abb. 26). Die erste Information über Verbreitung, Dimension etc. der Schuttkegel lieferten Karten und Luftbilder verschiedener Jahrgänge. Um die Morphologie der Schuttkegel genauer zu erfassen, wurden mit Hilfe eines Theodoliten zahlreiche Vertikal- und Horizontalprofile vermessen. Durch das regelhafte Auftreten großer Blöcke im oberflächennahen Untergrund waren die Pürckhauer-Bohrungen und Rammkern-Sondierungen oft auf 1 bis 2 m beschränkt. Profilgrabungen verdeutlichen dieses Phänomen. Um dennoch über den tieferen Untergrund flächenhafte Informationen zu bekommen, so z.B. über die Mächtigkeit des Lockermaterialkörpers, wurden mit einer Hammerschlagseismik auf den meisten untersuchten Schuttkegeln mehrere refraktionsseismische Profile aufgenommen.

Die Substrataufnahme erfolgte mittels der bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994). Zusätzlich wurden Sedimentanalysen, wie z.B. Korngrößenbestimmung, im Labor durchgeführt. Stellenweise fand sich in Aufschlüssen oder Profilgrabungen organisches Material, das über <sup>14</sup>C altersdatiert wurde. Pollenanalysen von ausgewählten Proben wurden von Max STUMBÖCK (Mainz) durchgeführt. Sie sollten über die Altersdatierungen hinaus die zeitliche Einordnung ermöglichen.

### 6.1 ABSCHNITT „GROBWIESE“

Der Abschnitt „Großwiese“ zählt zum Naturschutzgebiet „Finkenbachtal bei Finkenbach“ und befindet sich zwischen den Ortschaften Ober-Hainbrunn und Finkenbach. Hier münden in das Finkenbachtal die Nebenbäche Hörlenbach, Gutel und Steingrund ein. Diese bilden auf der flachen nur leicht geneigten, aber etwa 200 m breiten Finkenbachaue bis zu etwa 10 m hohe Schuttkegel (Abb. 27).

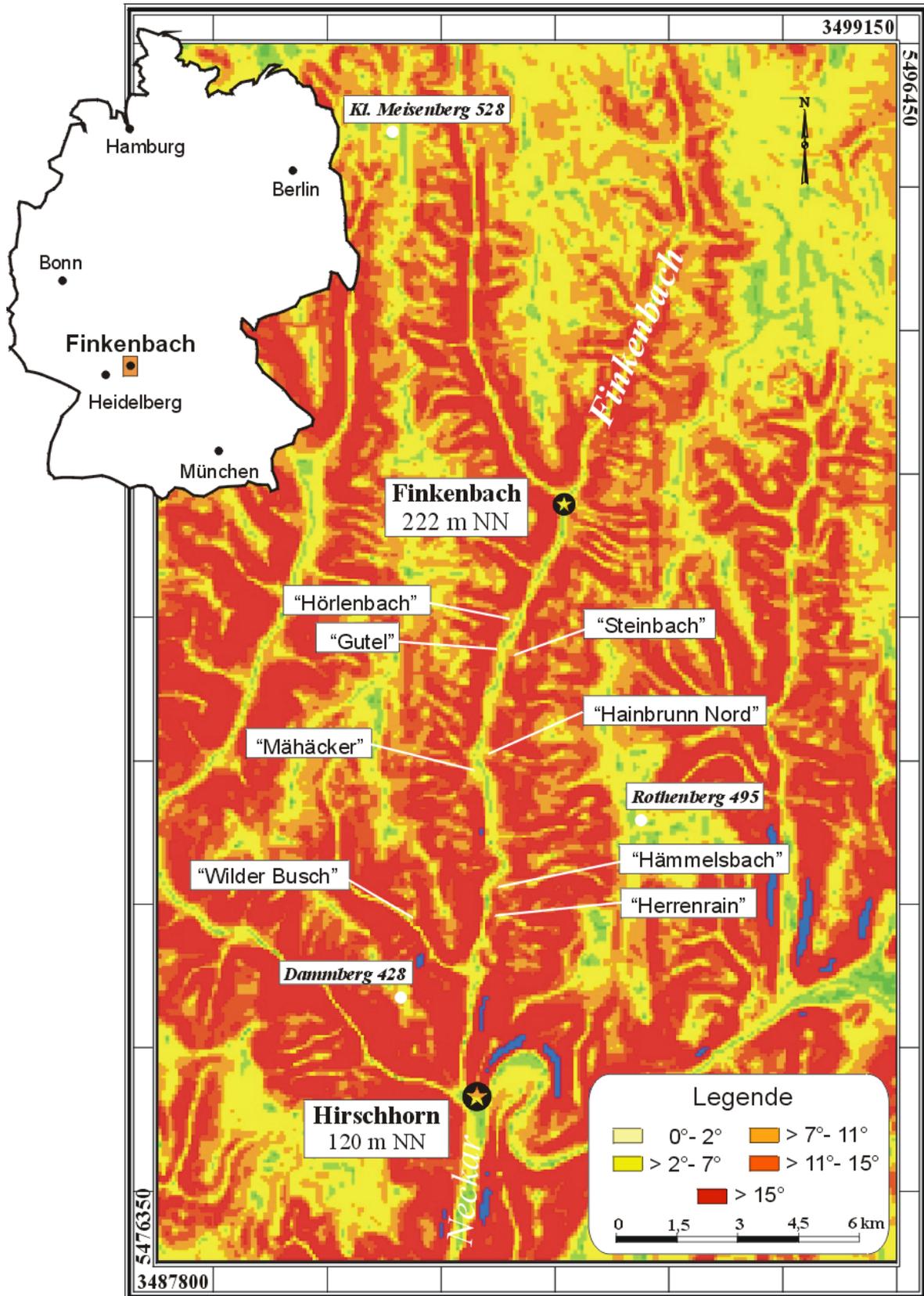


Abbildung 26: Hangneigungskarte und Lage der untersuchten Schuttkegel im Finkenbach  
(Quelle: Eigene Darstellung aus den Topographischen Karten 1: 25 000)

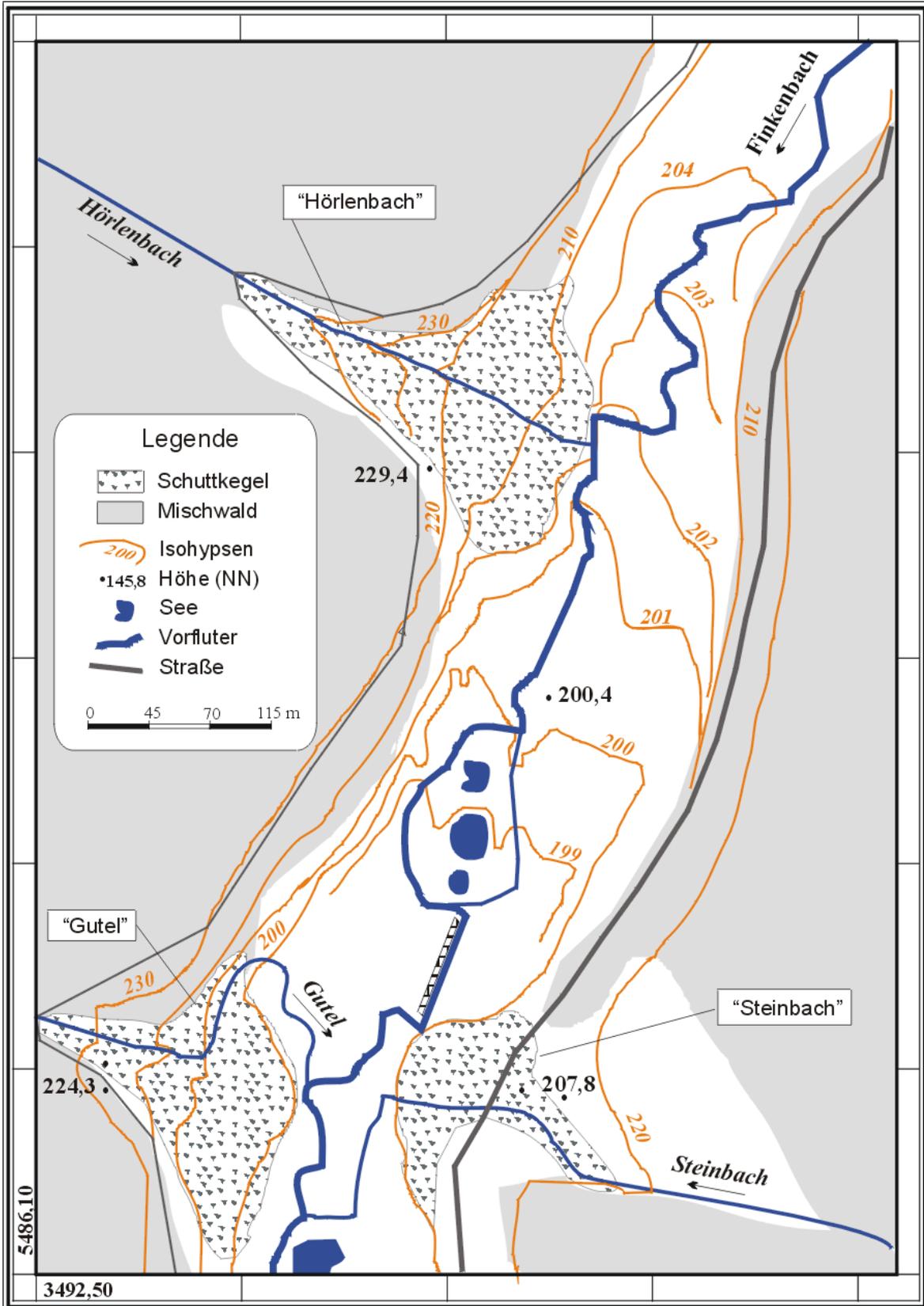


Abbildung 27: Schuttkegel „Hörlembach“, „Gutel“ und „Steinbach“ im Gewann „Großwiese“ (Grundlage: Deutsche Grundkarte 1 : 5000 - Finkenbach-Südwest F1-9286)

Die genannten Schuttkegel weisen einen komplexen Bau auf. Sie sind hauptsächlich aus zwei Schichten aufgebaut. Die obere Schicht besteht aus einer Mischung von Lößlehm (Lößderivate) und Sand (in diesem Fall Zersetzungsprodukt des Buntsandsteins). Unterhalb des weichen, oberflächennahen Untergrundes folgt eine mächtige Schicht, die überwiegend aus Buntsandsteinblöcken und einem kleinen Anteil Fein- und Grobsanden besteht, der die Hohlräume zwischen den großen Steinen ausfüllt.

### 6.1.1 VERMESSUNG

Das Ziel der Vermessungsarbeiten war die genaue Lokalisierung der Standorte für die Detailuntersuchungen. Durch die Lagebestimmungen im Gelände wurde der räumliche Zusammenhang zwischen der Grenze der Flussaue und den Schuttkegeln verdeutlicht. So konnten die untersuchten Objekte mit verschiedenen Kartiermethoden in Karten und Profilen dargestellt werden.

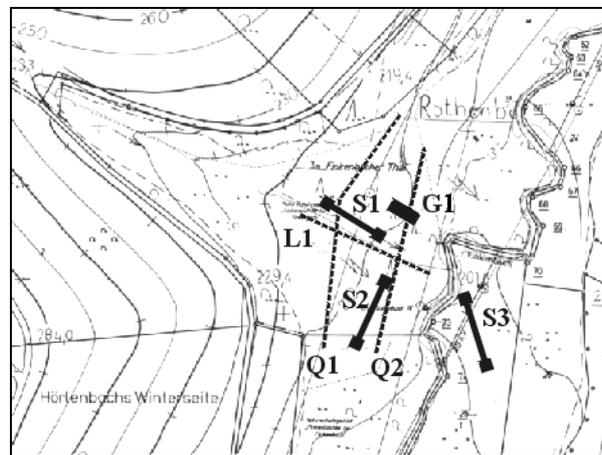


Abbildung 28: Ausschnitt aus der DG im Maßstab 1:5 000. Bereich „Hörlebach“ mit Hinweisen auf die Lage der Vermessungsprofile (L1; Q1 & Q2), der refraktionsseismischen Profile (S1; S2 & S3) und der Grabung (G1)

Die vermessenen Querprofile Q1 und Q2, die den Schuttkegel etwa orthogonal schneiden und damit parallel zum Finkenbach verlaufen, sowie das Längsprofil L1 (Abb. 28) des Hörlebachschuttkegels zeigen eindeutig seine konvexe Reliefform im Mündungsbereich. Er ist außerdem flussabwärts deutlich gewölbt. Die Höhe des Schuttkegels erreicht 6 m über der Finkenbachaue. In dem Schuttkegel ist der rezente Fluss „Hörlebach“ eingetieft, der nur die obere, weichere ungefähr 1 m mächtige Schicht erodieren konnte (Abb. 29 b und c) und heute in einem engen, aus großen Buntsandsteinblöcken bestehenden Gerinnebett fließt. Die Profile zeigen ein ziemlich gleichmäßiges Relief.

Das Querprofil Q3 (Abb. 30 & 31) auf dem Schuttkegel Gutel zeigt eine Höhe von 9 m und ebenfalls eine konvexe Reliefform wie bei dem Hörlebach Schuttkegel. Der rezente Fluss – „Gutelbach“ ist wie der Hörlebach ungefähr bis zu 1,5 m in den Schuttkegel eingetieft. Im Gerinnebett des Baches kann man große Blöcke beobachten, die nicht durch Hochwasser transportiert wurden, sondern die untere Schicht des Schuttkegels präsentieren. Das Profil zeigt einen fast 2 m deutlichen Knick, der über den ganzen Schuttkegel verläuft. Dies ließ die Vermutung zu, dass der Schuttkegel aus zwei

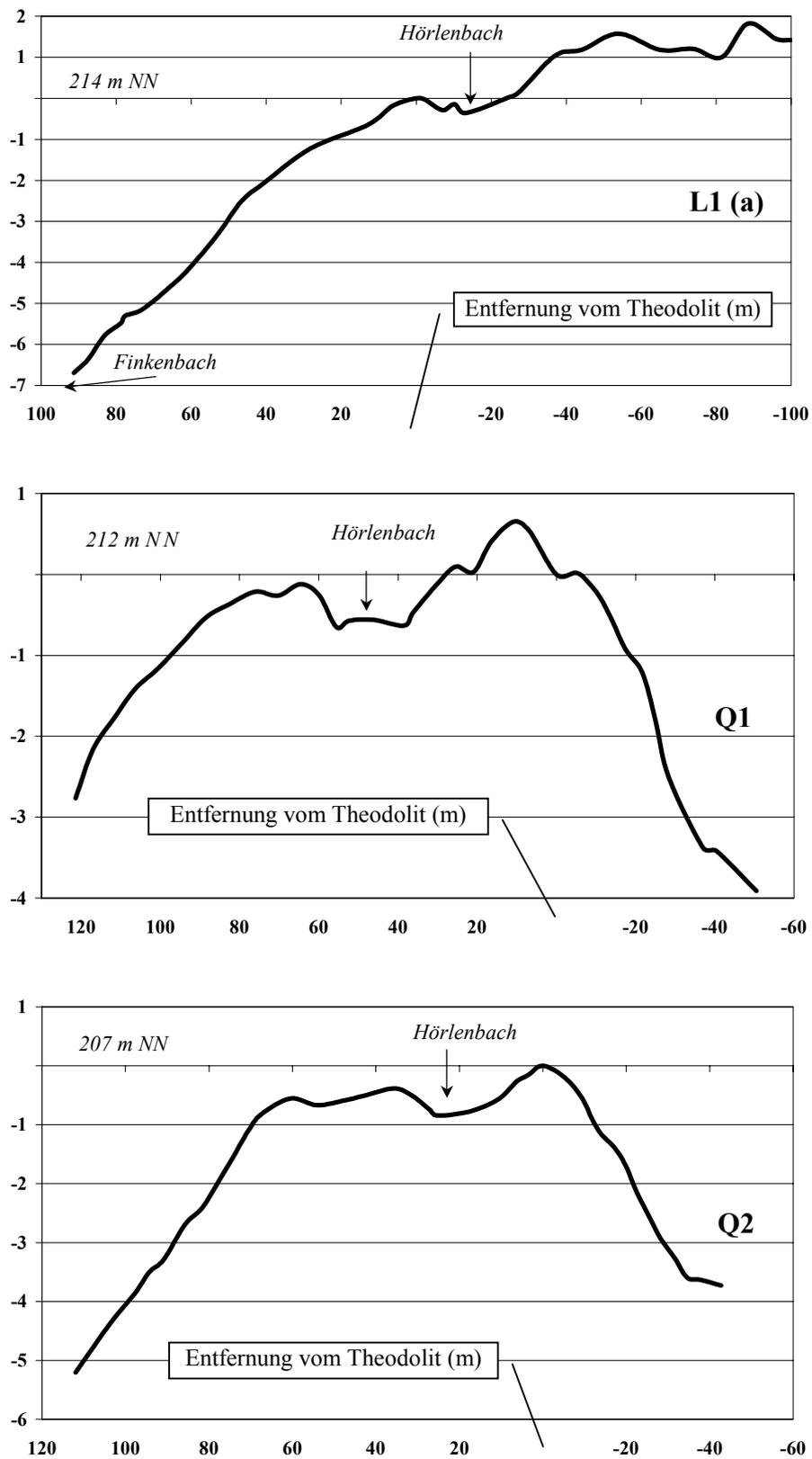


Abbildung 29: Mit Hilfe des Theodoliten vermessene Längs- L1 (a) und Querprofile Q1 & Q2 (b & c) im Stirnbereich des "Hörlenbach" - Schuttkegels. Die Lage der Profile (s. Abb. 28)

aufeinanderliegenden Reliefkörpern besteht. Aber während der seismischen Aufnahmen wurde in Höhe der Untergrenze des Knickes kein Schichtwechsel registriert.

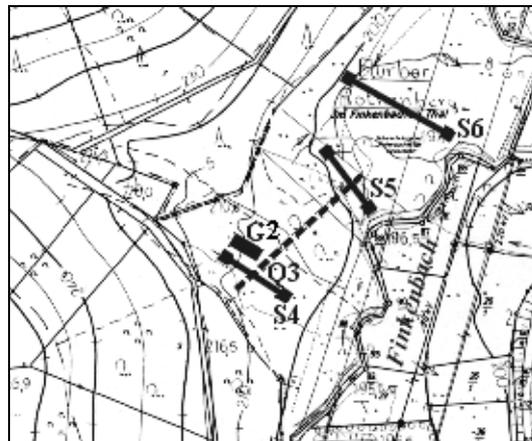


Abbildung 30: Ausschnitt aus der DG im Maßstab 1:5 000. Bereich „Gutelbach“ mit Hinweisen auf die Lage der Vermessungsprofile (Q3), der refraktionsseismischen Profile (S4; S5 & S6) und der Grabung (G2)

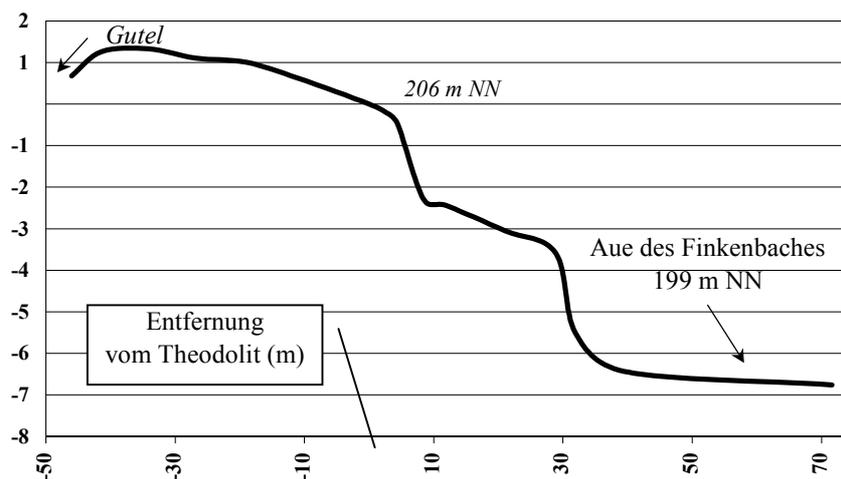


Abbildung 31: Querprofil Q3 im Stirnbereich des „Gutel“ – Schuttkegels

Die vermessenen Schuttkegel sind mit einer steilen Stirn relativ weit in die Aue des Finkenbaches vorgeschoben, die auf den Abbildungen dargestellten Profile verdeutlichen dieses Phänomen. Die Vermessungen haben das überdurchschnittliche Ausmaß der Schuttkegel relativ zu den kleinen Flusstälern bestätigt. Um festzustellen, wie diese Schuttkegel aufgebaut sind, wurden geophysikalische Methoden (in unserem Fall – Refraktionsseismik) und bodenkundliche Methoden (Bohrung und Aufschluss) angewendet.

### 6.1.2 ERGEBNISSE DER BOHRUNGEN UND GRABUNGEN

Auf den Schuttkegeln und der angrenzenden Talau des Finkenbaches wurden zahlreiche Bohrungen und einzelne Profilgrabungen vorgenommen. Beispielhaft für den oberflächennahen Aufbau eines Schuttkegels zeigt Abbildung 32 ein 2 m mächtiges Profil (G1). Es wurde direkt oberhalb der steilen Stirn auf dem Schuttkegel des Hörlenbaches

gegraben, der ostexponiert ist und hier ca. 10 m über dem Niveau der Finkenbachau liegt. Die Bodenbildung hat hier einen etwa 25 cm mächtigen, humosen, dunkelbraunen Oberboden entstehen lassen (Ah, Ap). Bis etwa 40 cm schließt sich ein sehr schwach ausgebildeter Bv-Horizont mit kräftig brauner Farbe an. Lessivierungs- oder Podsolierungserscheinungen lassen sich nicht feststellen. Es zeigen sich lediglich einige Oxidationsflecken aber keine Reduktionsmerkmale, so dass von Marmorierung oder Pseudovergleyung nicht gesprochen werden kann. Von Bedeutung sind die Sandbändchen, die zwischen 25 und 70 cm in dem sandig-schluffigen Substrat (Schwemmlöß) neben vereinzelt Steinen (2-7 cm) auftreten. Bei 70 cm zeigt sich zudem eine dünne Lage mit Geröllen. Diese beiden Phänomene sind deutliche Anzeiger für fluvialen Eintrag. Sie sind mit einbezogen in die relativ junge Bodenbildung - Kolluvisol Ah-Bv/M-IIC. Unterhalb der Schichtgrenze bei 70 cm ist der hohe Skelettanteil in der sandig-schluffigen, karbonat- und humusfreien Matrix (Su4) sehr gut erkennbar. Auffallend ist, dass die Steine mit 10-30 cm Kantenlänge keine Einregelung zeigen. Die rötliche Farbe (5YR 5/8) spiegelt den höheren Anteil aus verwittertem Buntsandstein wider. Unterhalb von 120 cm folgt eine Schicht, die sich von den oberen deutlich unterscheidet (vgl. auch Ergebnisse der Refraktionsseismik). Sie besteht hauptsächlich aus Buntsandsteinblöcken, die eine Kantenlänge bis 2 m erreichen. In Abbildung 32 zeigt der größte Block eine horizontale

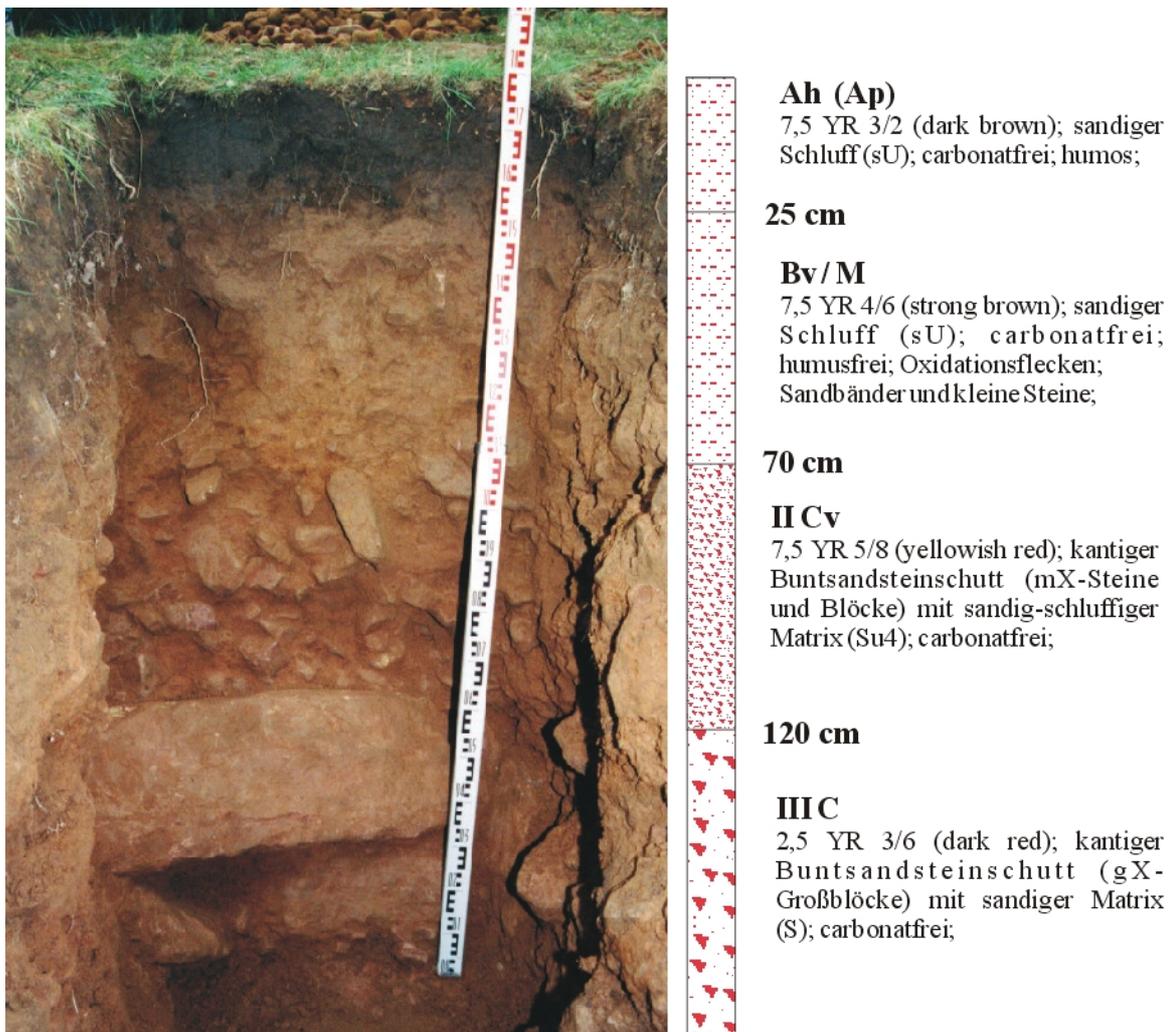


Abbildung 32: Profil der Grabung (G1) auf dem Schuttkegel "Hörlenbach" 210 m NN

Einregelung, im allgemeinen sind die Blöcke aber nicht eingeregelt. Die dazwischenliegenden Steine sind meistens kantig oder kantengerundet. Sie sind zwischen 5 und 20 cm lang. Die Matrix zwischen den Steinen besteht ausschließlich aus Sand.

Der für den Schuttkegel des Hörlenbachs beschriebene stratigraphische Aufbau zeigt sich auch in vergleichbarer Form auf dem Schuttkegel „Gutel“ (Abb. 33). Das Bodenprofil (G2) wurde nach dem Ausheben eines 150 cm tiefen Grabens erstellt. Eine tiefere Grabung war durch meterlange Buntsandsteine IIC-Horizont undurchführbar geworden. Oberhalb dieser Schicht verläuft der Schichtwechsel (Ah/Bv/IICv Horizonte) identisch mit dem oben bereits beschriebenen Profil. Diese Profile befinden sich ungefähr 500 m voneinander entfernt auf zwei unterschiedlichen Schuttkegeln, zeigen aber trotzdem einen sehr ähnlichen Aufbau. Die seismischen Aufnahmen haben den ähnlichen stratigraphischen Bau der Schuttkegel bestätigt.

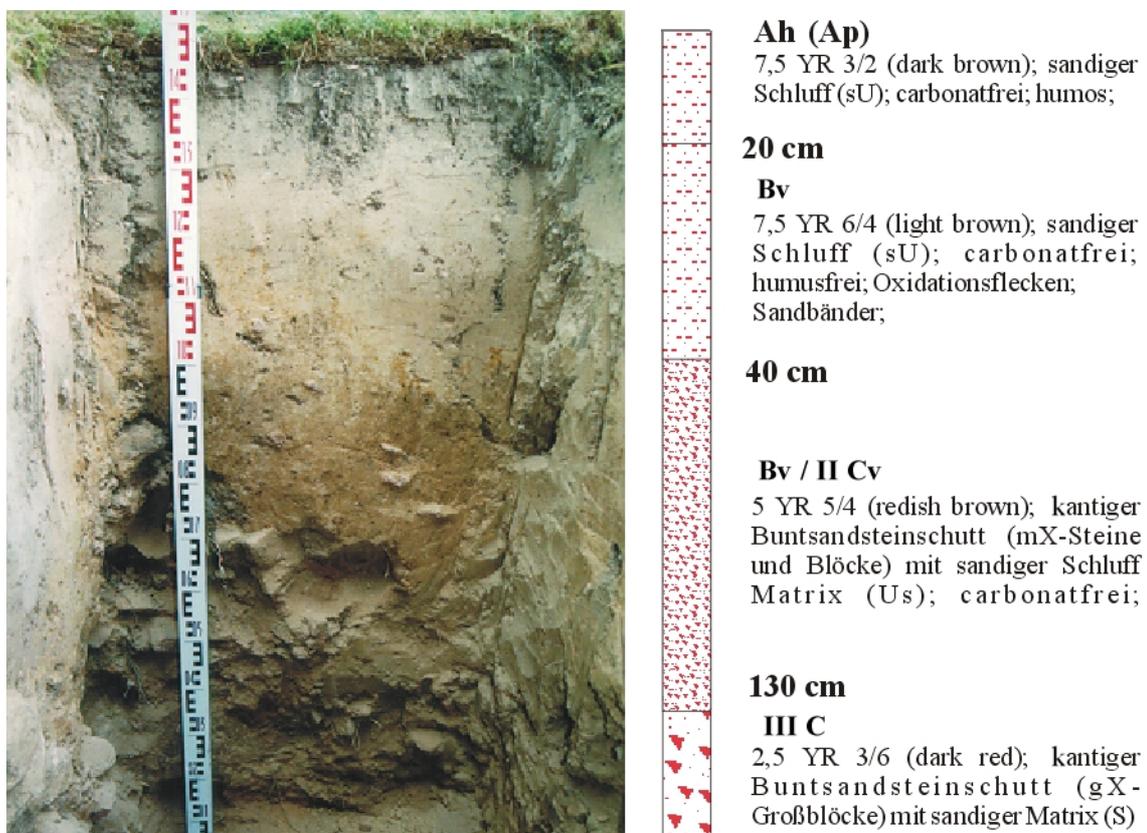


Abbildung 33: Profil der Grabung (G2) auf dem Schuttkegel "Gutel" 210 m NN



Abbildung 34: Die ausgegrabenen Steine wurden in drei Gruppen aufgeteilt

Die über den großen Blöcken ausgegrabenen Steine wurden in drei Gruppen aufgeteilt (Abb. 34). Die Gruppe der großen Blöcke wies zu 10 % kantengerundetes Material auf. Die zweite Größengruppe war bereits zu 80 % kantengerundet und die mittleren sowie kleinen Steine zu mehr als 90 %. Die gerundeten Kanten lassen auf eine länger andauernde Bewegung schließen. Die Kanten wurden bei einem langsamen Transport abgeschliffen, soweit die Steine nicht schon durch die Verwitterung zugerundet waren.

Im zentralen Teil des Schuttkegels „Hörlembach“ auf der Aue des Nebenbaches wurde eine Pürckhauer Bohrung (Bohrung I) durchgeführt. Das Bodenprofil zeigt einen mächtigen Auengley. Dem nur 15 cm mächtigen Ah-Horizont folgt der Go-Horizont. Er besteht aus reinem oder sandigem Schluff und deutet auf Oxidation des Eisens hin. Demnach schwankt der Wasserspiegel bis in eine Tiefe von ca. 50 cm. Der Gr-Reduktionshorizont reicht bis 190 cm und wird durch feinsandigen, stark organischen Schluff präsentiert. Dieses Profil zeigt, dass der Nebenfluss „Hörlembach“ im Auenbereich mächtige fluviale Ablagerungen akkumuliert hat. Die zeitliche Einordnung dieser Schichten haben die Pollenanalysen ermöglicht (Abb. 36). Aus dem Bohrkern wurden Proben aus 25, 40, 60, 80, 140, 170 und 190 cm Tiefe entnommen und anschließend pollenanalytisch untersucht. In allen Tiefen war die Pollensumme ausreichend. Das dabei erzielte Pollendiagramm belegt eine Zeitstellung der Schwemmlöß- und Feinsandschichten bis in eine Tiefe von 190 cm - jünger als 1.000 Jahre v.h. Dies wird abgeleitet aus dem gleichförmigen Verlauf des Pollendiagramms sowie aus den ständig auftretenden anthropogenen Pollentypen wie Walnuss (*Juglans*) oder Getreide (*Cerealialia*). Insgesamt spiegeln die Analysen eine Kulturlandschaft wider. Dabei dominieren vom Menschen genutzte Mischwälder mit u.a. Buche (*Fagus*) und Kiefer (*Pinus*) die Hanglagen. Der in den oberen Tiefenstufen deutliche Rückgang der Erle (*Alnus*) bei gleichzeitig vermehrtem Aufkommen von Sauergräsern (*Cyperaceae*) und Süßgräsern (*Poaceae*) spricht für eine verstärkte Abholzung und zunehmende landwirtschaftliche Nutzung.

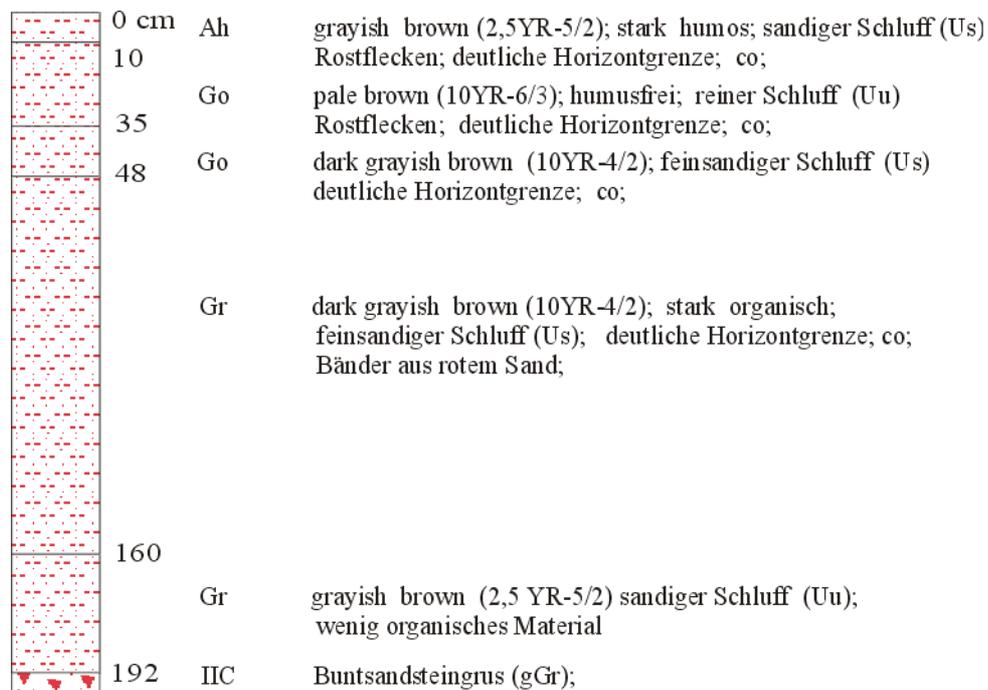


Abbildung 35: Pürckhauer Bohrung I auf dem Schuttkegel „Hörlembach“ in der Nähe des Baches (Auenbereich) 220 m NN

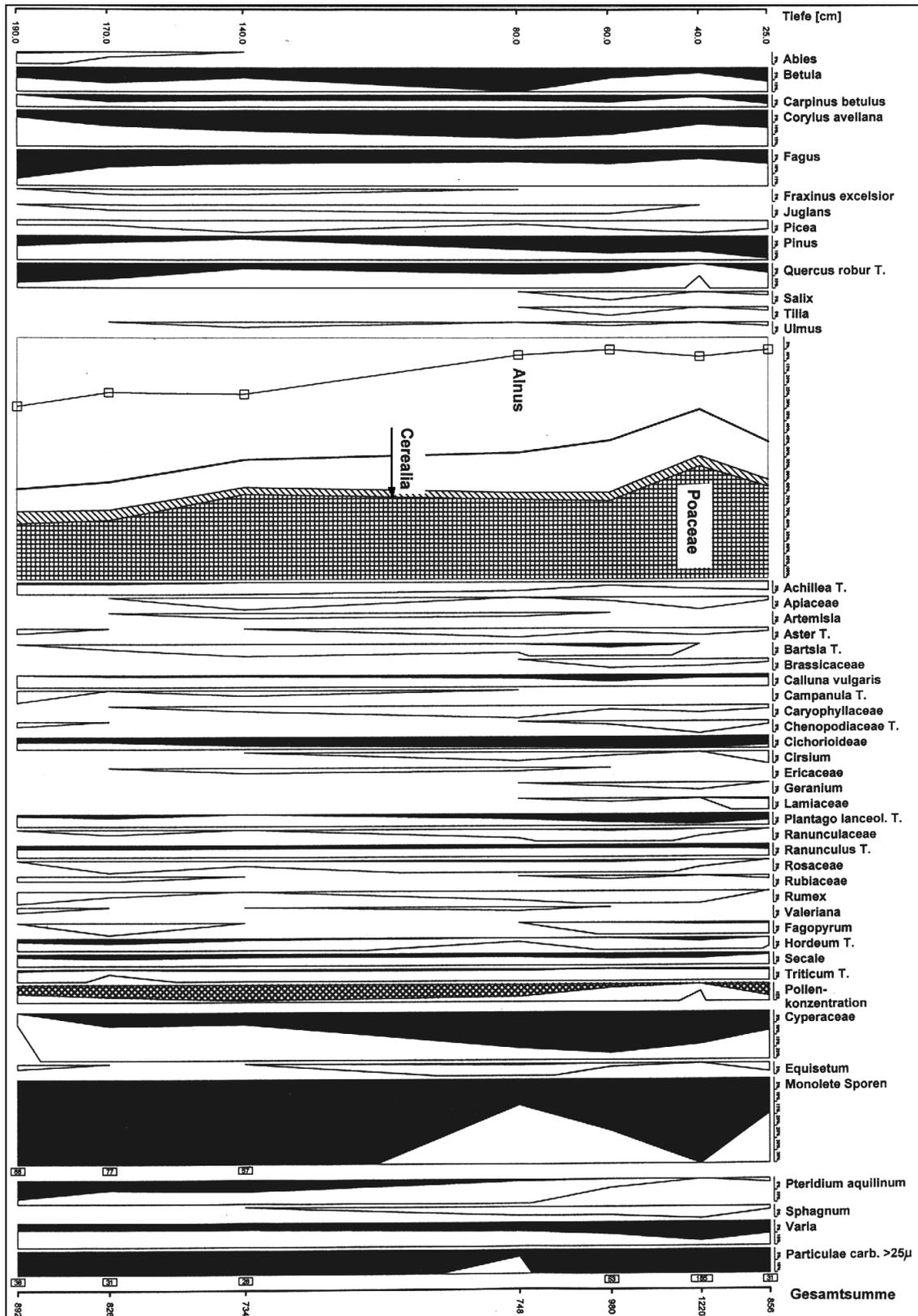


Abbildung 36: Relativdiagramm des Profils „Hörlenbach“ 220 m NN. Die 100 % Summe umfasst alle Pollentypen von Abies bis Triticum (die Typen Cyperaceae bis Particulae carbonae - Holzkohle sind ausgeschlossen). Das Hauptdiagramm gibt neben verschiedenen Pollentypen (Quadrate – Alnus; schräg schraffiert – alle Cerealia; kreuzschraffiert – Poaceae) auch die Summe aller Baumpollen und Nichtbaumpollen, getrennt durch die durchgehende Linie, wieder

### 6.1.3 REFRAKTIONSSEISMIK

Auf den Schuttkegeln Hörlenbach wurden zwei seismische Profile geschlagen. Die Ergebnisse der Aufnahmen wurden in Diagrammen dargestellt. In der Abbildung 37 ist das seismische Profil S1 dargestellt. Das etwa senkrecht dazu geschlagene Profil S2 zeigt einen sehr ähnlichen Aufbau. Beide Profile weisen einen deutlichen Schichtwechsel bei einer Tiefe von 1 bis 2 m auf. Diese Schicht entspricht der bei den Grabungsergebnissen beschriebenen, aus Lößlehm und Sand bestehenden oberen Schicht mit kleinen Steinen im unteren Teil. Die weitere Schichtgrenze wurde durch Wechsel der Longitudinalgeschwindigkeiten in einer Tiefe von 7 m festgestellt. Die von 2 bis 7 m gemessene Geschwindigkeit der P-Wellen von 800 bis 1000 m/s deuten auf ein Schuttmaterial hin, das während der Grabung ab einer Tiefe von 1,5 bis 2 m zu sehen war. Die unterste Schicht hat eine Geschwindigkeit der P-Wellen von 1800 bis 2900 m/s gezeigt, die typisch für starkzerklüftete, anstehende Buntsandsteine sind. Die seismischen Aufnahmen haben unsere Vermutung bestätigt, dass die während der Grabung erreichte Schicht mit den über 1 m langen Buntsandsteinblöcken den inneren Kern des Schuttkegels präsentiert.

Das seismische Profil S4 wurde auf dem Schuttkegel des Gutelbaches aufgenommen (Abb. 30 & 38). Der Schichtwechsel in der Tiefe von ca. 1 m ist sehr unklar. Die obere weiche Schicht war durch Dauerregen übersättigt. Sie zeigte daher fast gleiche Geschwindigkeiten der P-Wellen (434-477 m/s) wie die darunter liegende aus Buntsandsteinblöcken bestehende Schicht (668-689 m/s). Die Schichtgrenze in einer Tiefe von ca. 11 m wurde eindeutig festgestellt. Die unterste Schicht mit einer Longitudinalgeschwindigkeit von ca. 2500 m/s deutet auf anstehende Buntsandsteine hin. Wie das oben beschriebene Profil S1 auf dem Schuttkegel Hörlenbach zeigt das Profil S3, dass der innere Kern des Gutelbachschuttkegels in einer Tiefe von 1 bis 11 m auch aus Buntsandsteinblöcken besteht und dass die beiden Schuttkegel sehr ähnlich aufgebaut sind. Die durch die Vermessung festgestellten Höhen stellen die tatsächliche Größe des Schuttkegels dar.

Die Auswertung dieser Daten hat gezeigt, dass die obengenannten Schuttkegel aus zwei Schichten bestehen. In allen Fällen tritt zumeist ein eindeutig bestimmbarer Wechsel von einer Ausbreitungsgeschwindigkeit aus dem Bereich I in den Bereich III auf:

Schicht	P-Wellen	Hörlenbach (S1 & S2)	Gutelbach (S4)
I	$V_1$	$v_{\emptyset}$ : 385 m/s	$v_{\emptyset}$ : 460 m/s
II	$V_2$	$v_{\emptyset}$ : 1065 m/s	$v_{\emptyset}$ : 673 m/s
III	$V_3$	$v_{\emptyset}$ : 1796 m/s	$v_{\emptyset}$ : 2477 m/s

Die Geschwindigkeiten der P-Wellen aus dem Bereich I sind typisch für die lockeren Sedimente (Deckschichten). Sie wurden sowohl in der Lößlehm- und Lehmüberdeckung mit einzelnen Steinen im unteren Teil als auch in den feinen Flusssedimenten gemessen. Die Werte der Geschwindigkeiten aus dem Bereich II beschreiben die Schuttschichten, die unterhalb des weichen, oberflächennahen Untergrundes folgen. Diese Schuttschicht besteht hauptsächlich aus großen Buntsandsteinblöcken, zwischen denen Schluff- und Sand-Substrate zu finden sind. Die zum Bereich III gehörenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten können als Indiz für die Erfassung des anstehenden Buntsandsteins gewertet werden. Der Buntsandstein des Odenwalds besitzt eine unterschiedlich ausgeprägte Klüftigkeit, dadurch kann man die weitere Streuung der gemessenen Werte erklären.

Die seismischen Aufnahmen auf der Aue des Finkenbaches, die in einer unmittelbaren Nähe der Schuttkegel geschlagen wurden, weisen einen völlig anderen Aufbau als die Profile auf den Schuttkegeln auf. Die Profile S3, S5 und S6 (s. Tabelle 8) zeigen nur einen Schichtwechsel in einer Tiefe von 1 bis 2 m. Die Geschwindigkeiten der P-Wellen (347-434 m/s) der oberen Schicht deuten auf eine Feinsedimentschicht. Dies wurde durch zahlreiche Bohrungen auch bewiesen. Die untere Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 1500 bis 2248 m/s präsentiert in diesem Fall nicht anstehende Buntsandsteine, sondern einen durch das Wasser (Wasserspiegel des Finkenbaches) durchsättigten Buntsandsteinschotter. Dieser Schotter bildet die Talsohle des Finkenbaches und ist möglicherweise im Pleistozän unter Zuhilfenahme des „Eisrinden-Effektes“ nach BÜDEL (1981; S. 79) als Formungsagens entstanden. Die Mächtigkeit dieser Schicht konnte durch die seismischen Aufnahmen nicht gemessen werden.

**Tabelle 8: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Hörlembach“ und „Gutle“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ - $V_4$  m/s) und der Schichtgrenzen ( $h_1$ - $h_3$  m)**

<b>Profile Hörlembach - Mündung 200 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>	<b><math>V_4</math></b>	<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>	<b><math>h_3</math></b>
S 1 (Geoph. 1) 213 m NN Schuttkegel	277	740	932	1728	0,4	2,8	6,8
S 1 (Geoph. 2) 211 m NN Schuttkegel	292	1942			2,1		
S 2 (Geoph. 1) 210 m NN Schuttkegel	370	794	2147		0,9	4,8	
S 2 (Geoph. 2) 210 m NN Schuttkegel	350	930	2932		1,1	7,3	
S 3 (Geoph. 1) 201 m NN Finkenbachaue	344	1830			1,1		
S 3 (Geoph. 2) 201 m NN Finkenbachaue	218	1494			1,8		
<b>Profile Gutlebach - Mündung 196 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>	
S 4 (Geoph. 1) 211 m NN Schuttkegel	477	668	2454		1,1	11,8	
S 4 (Geoph. 2) 210 m NN Schuttkegel	434	689	2500		0,9	10,9	
S 5 (Geoph. 1) 196 m NN Finkenbachaue	385	1475			1,8		
S 5 (Geoph. 2) 196 m NN Finkenbachaue	347	2248			2,5		
S 6 (Geoph. 1) 197 m NN Finkenbachaue	434	1580			0,9		
S 6 (Geoph. 2) 198 m NN Finkenbachaue	361	2036			1,5		

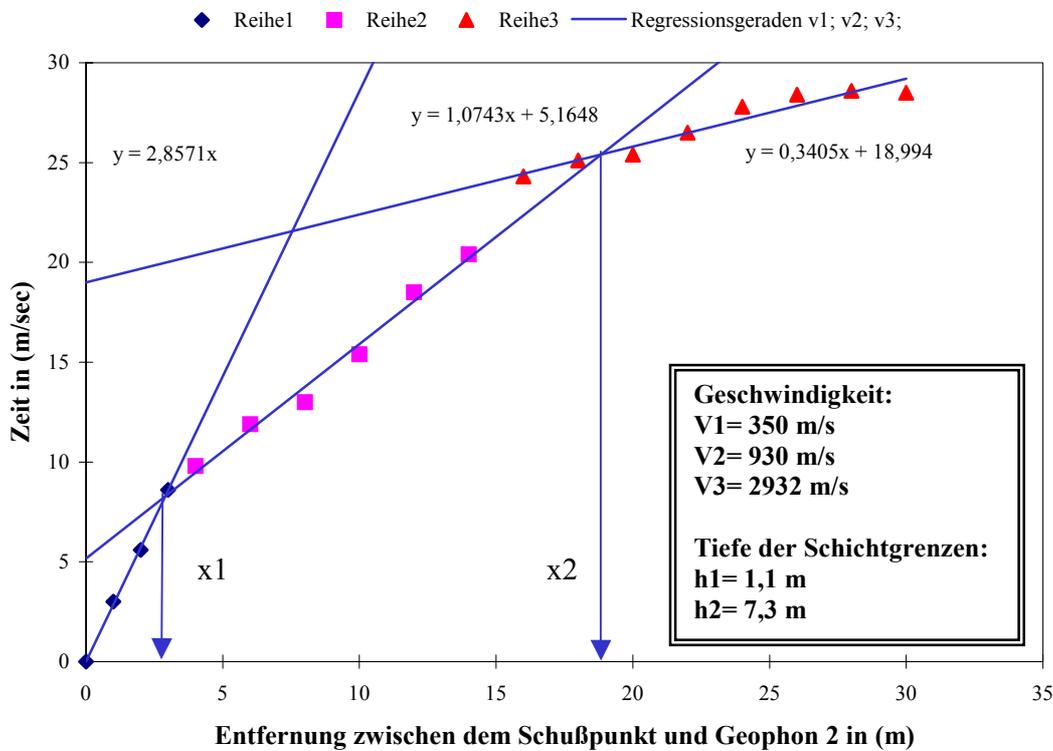
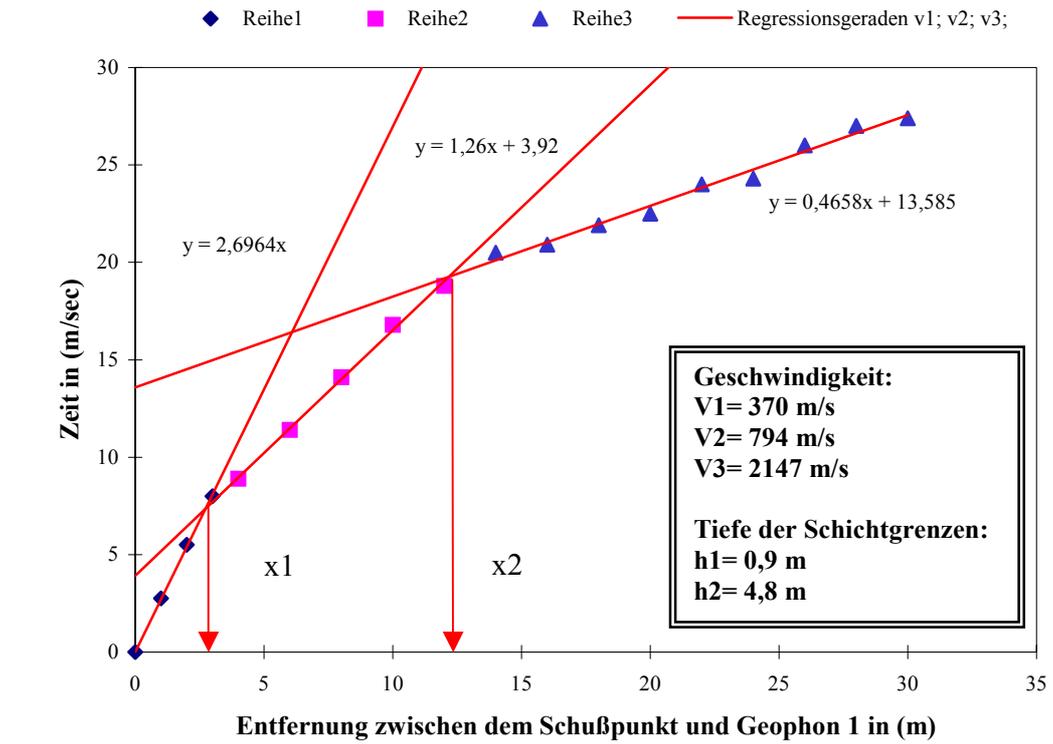


Abbildung 37: Profil S1 gemessen auf dem Schuttkegel Hörlenbach. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

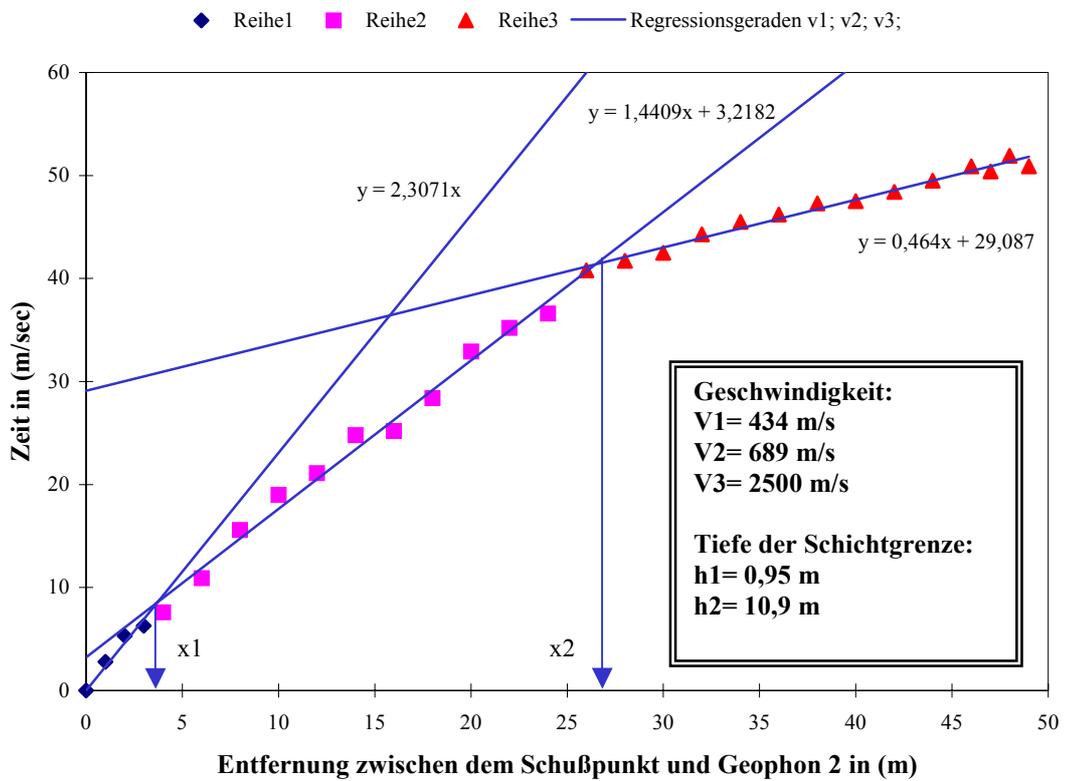
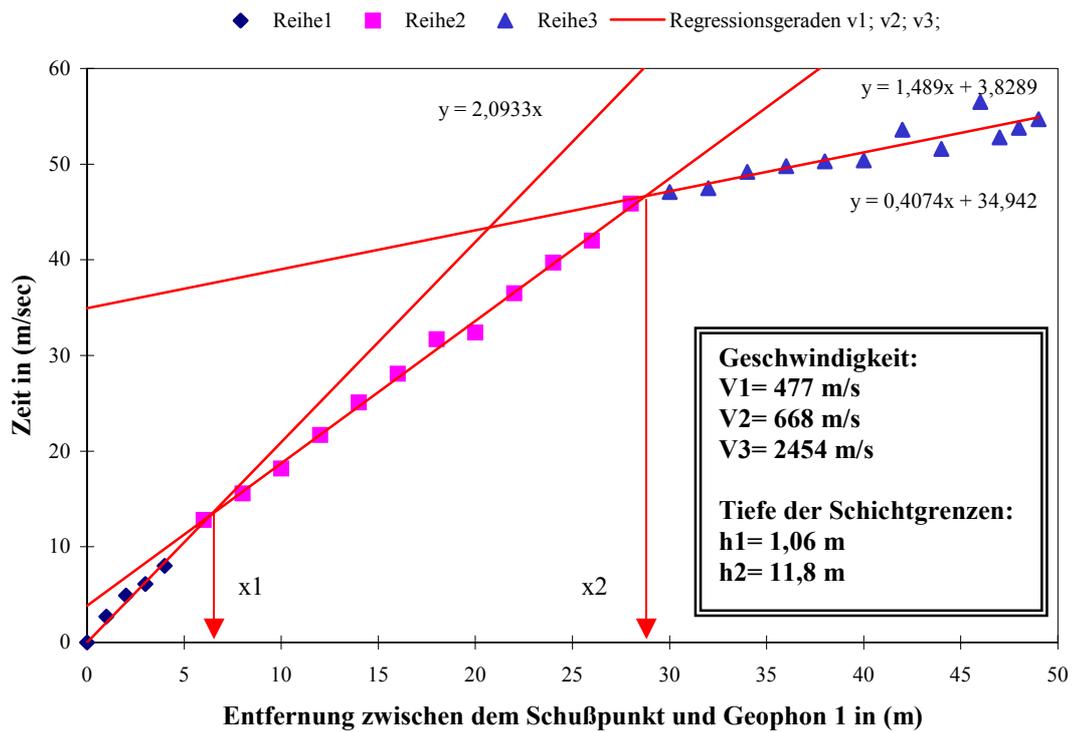


Abbildung 38: Profil S4 gemessen auf dem Schuttkegel Gutelbach. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

## 6.2 ABSCHNITT „MÄHÄCKER - MÜHLBERG“ BEI OBER HAINBRUNN

Der Abschnitt „Mähäcker“ befindet sich westlich der Gemeinde Ober-Hainbrunn auf einer sich süd-nördlich erstreckenden Erhebung. Interpretationen der Luftbilder und topographischen Karten deuteten auf einen Schwemmkegel „Mähäcker“, der aus drei nebeneinander verschachtelten Schuttkörpern „Seufzergrund“, „Wegsgrund“ und „Zweckgrund“ besteht. Dieser Kegel rückt so weit in die Aue des Finkenbaches vor, dass die Breite des Tales an dieser Stelle nur noch 50 m misst. Dabei wird in dem Bereich die Stirn des Schuttkörpers durch eine mehr als 5 m hohe steile Kante gebildet (Abb. 40). Da diese Reliefform von ihrer Struktur eine große Ähnlichkeit mit den beschriebenen Schuttkegeln zeigte, wurden in diesem Abschnitt die gleichen Untersuchungen durchgeführt. Zusätzlich wurde der gegenüberliegende Schuttkegel „Mühlberg“ untersucht.

### 6.2.1 VERMESSUNG

Die Vermessungsprofile wurden sorgfältig auf dem Schuttkegel Mähäcker ausgesucht, damit sie dessen Reliefform und Geomorphometrie verdeutlichen. Das Längsprofil des Schuttkegels „Seufzergrund“, der den südlichen Teil des Mähäckerschuttkegels präsentiert, deutet auf seine beachtliche Größe (Abb. 39). Das dargestellte Profil wurde aus drei Teilprofilen (L2; L3 & L4) zusammengesetzt. Der Schuttkegel, der sich bei der Mündung des nur ca. 2 km langen Nebenbaches Seufzergrund gebildet hat, ist ca. 450 m lang und in der Mitte fast 20 m hoch. Er weist eine gestreckt-konvexe Form auf und ist außerdem flussabwärts deutlich gewölbt. Auf einer Höhe von 5 m relativ zur Finkenbachaue zeigt das Profil eine Stufe. Diese leichtgeneigte Stufenfläche ist 50 m lang und wird intensiv landwirtschaftlich genutzt.

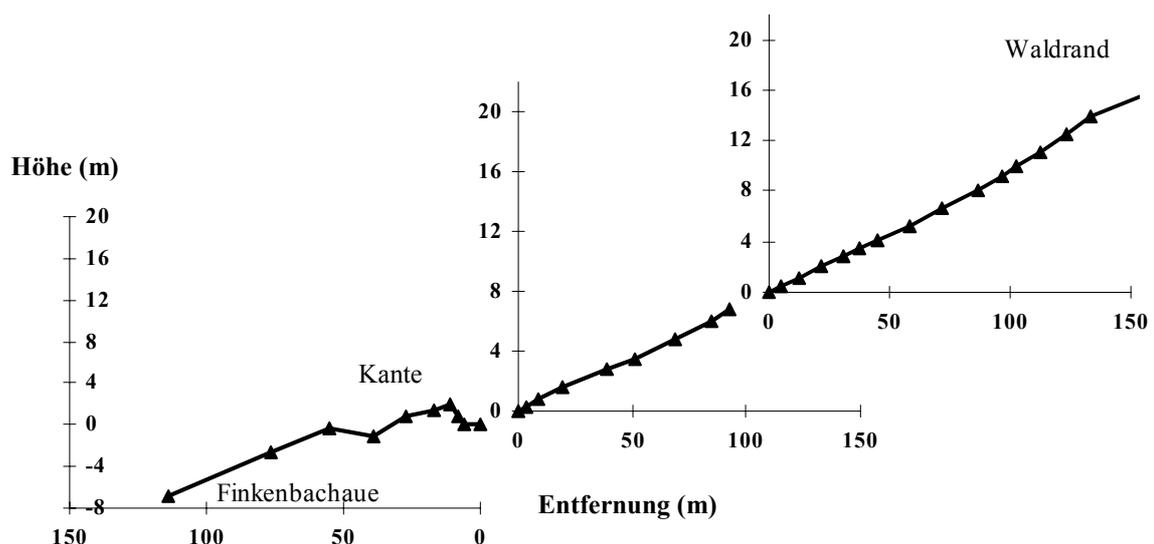


Abbildung 39: Längsprofil des Schuttkegels Seufzergrund, südlicher Teil des Mähäckerschuttkegels. Zusammengesetzt aus drei Profilen (L2; L3 & L4)

Ähnliche Ergebnisse zeigt das aus zwei Teilprofilen bestehende Profil des Schuttkegels „Wegsgrund“ (Abb. 41). Er stellt den mittleren Teil des Schuttkegels „Mähäcker“ dar.



Der Schuttkegel "Mähäcker" bei Ober-Hainbrunn von Osten gesehen. Dieser fast 600 m breite Schuttkörper bildet in der Aue des Finkenbaches (im Vordergrund des Bildes) eine ca. 5 m hohe steile Kante

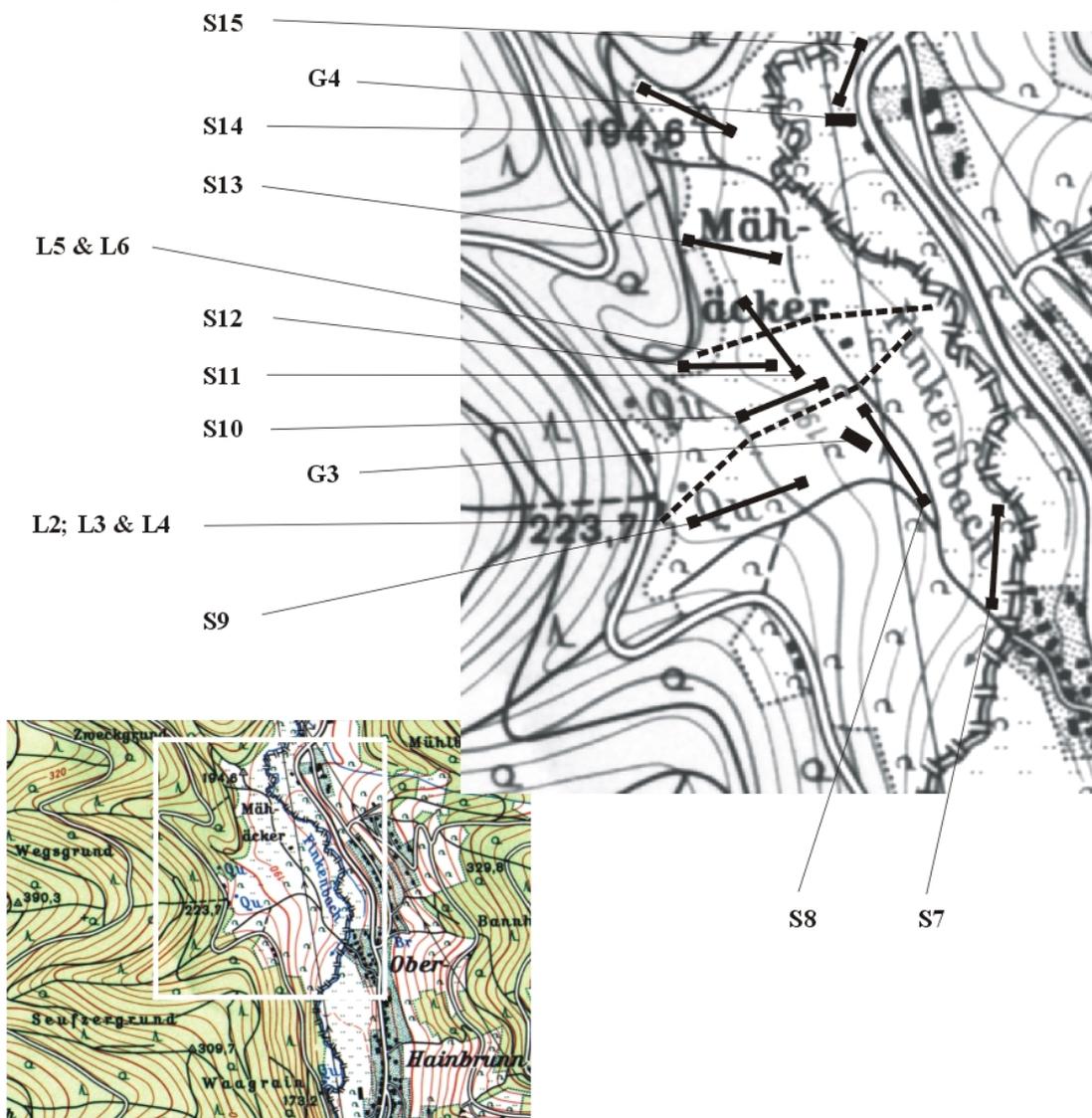


Abbildung 40: Ausschnitt aus der TK im Maßstab 1:25 000. Bereich "Mähäcker" (2-fach vergrößert) mit Hinweisen auf die Lage der Vermessungsprofile (Q4 & Q5), der refraktionsseismischen Profile (S7; S8; S9; S10; S11; S12; S13; S14 & S15) und der Grabungen (G3 & G4), sowie ein Foto des Kegels

Das fast 350 m lange Vermessungsprofil zeigt eine deutlich gestreckt-konvexe Reliefform und eine Höhe von etwa 15 m über der Talaue des Finkebachs in der Mitte des Kegels. Die 5 m hohe Stufe, die durch den Mähäckerschuttkegel in der Finkenbachaue gebildet wird, kann man in diesem Profil besonders deutlich sehen. Die Aue des Finkebaches ist in diesem Bereich nur 50 m breit. Dies ließ die Vermutung zu, dass während der Entstehung dieser Schuttkegel noch weiter in die Talsohle des Finkebaches vorrückte. Danach wurde der Stirnbereich des Kegels durch den Finkebach unter schnitten und die beschriebene steile Kante geformt. Die beiden Längsprofile zeigen eine sehr große Ähnlichkeit mit den im Abschnitt „Großwiese“ vorgestellten Vermessungsprofilen. Der Unterschied besteht darin, dass der aus mehreren Teilschuttkegeln bestehende Mähäckerschuttkegel fast doppelt so groß ist wie der andere.

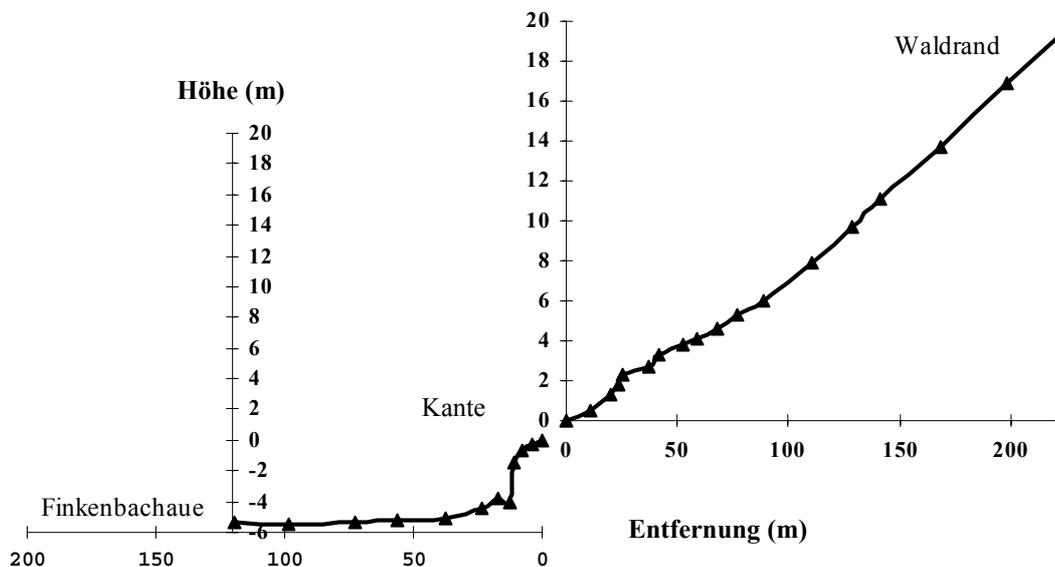


Abbildung 41: Längsprofil des Schuttkegels Wegsgrund, mittlerer Teil des Mähäcker Schuttkegels. Zusammengesetzt aus zwei Profilen (L5 & L6)

### 6.2.2 ERGEBNISSE DER BOHRUNGEN UND GRABUNGEN

Ziel der Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes war es, nähere Informationen über das in Form von Sedimenten und Verwitterungsdecken abgelagerte Lockermaterial und das Ausgangsmaterial der Verwitterung zu gewinnen, sowie den anthropogenen Einfluss auf die Reliefentwicklung abzuschätzen.

Auf dem Gewinn Mähäcker wurde die bodenkundliche Aufnahme an dem südlichen der drei dort ausgebildeten Schuttkegel durchgeführt. Um die räumliche Ausdehnung der abgelagerten Schichten und deren Eigenschaften zu erkennen, den Boden in seine verschiedenen Horizonte zu untergliedern und Proben zu entnehmen, wurde auf einer Fläche von 100 cm x 170 cm eine Grube von 130 cm Tiefe ausgehoben und so ein Bodenprofil (G3) geschaffen (Abb. 42). Die Grube befand sich auf einer im Vergleich zur Flussaue des Finkebaches 5 m höheren Stufe und wurde ca. 30 m westlich der Flusstalsole des Finkebaches ausgegraben. Die Stufe, auf der die Grabung durchgeführt wurde, fällt mit etwa 5° Neigung zur Flussaue hinein. Das Gelände wurde zur Zeit der Untersuchung als Streuobstwiese genutzt. Wenige Jahre zuvor wurde noch intensivere Landwirtschaft betrieben (Hinweis des Landwirtes).

Bis in 35 cm Tiefe reicht der A-Horizont. Bei diesem Aufschluss liegt ein durch anthropogene Bewirtschaftung überformter Ap-Horizont vor, der eine dunkelbraune (10 YR 3/3) Farbe hat. Dieser Bereich ist stark durchwurzelt und humos. Die Bestimmung der Bodenart im Gelände durch die Durchführung einer Fingerprobe zeigte für die ersten 35 cm sandigen Schluff (Us). Der mächtige Bv-Horizont reicht von 35 bis 100 cm Tiefe und ist zweifach zu unterteilen in einen M (Bv)-Horizont von 35 bis 70 cm, einen Bv-Horizont von 70 bis 100 cm. Die obere Schicht zeigt eine braune Farbe (7.5 YR 4/4) mit einem rötlichen Stich. Die Bodenart ist sandiger Schluff mit einem geringen Tonanteil. Es kommen viele kantengerundete Steine mit einem Durchmesser von 1 - 3 cm vor. Der Bv-Horizont ist braun mit einem gelblichen Stich (10 YR 4/4), die Bodenart ist hier sandiger Schluff (Sand bis ca. 30 %). Es kommen vereinzelt Steine mit einem Durchmesser >4 cm vor. Der IICv-Horizont von 100 bis 130 cm Tiefe weist eine braune Färbung (7.5 YR 4/4) mit einem rot-braunen Stich auf. Bei der Bodenart handelt es sich in dieser Tiefe um sandigen Schluff (Sand bis 40 %). Ein Schichtwechsel vom Bv-Horizont zum IICv-Horizont ist besonders deutlich, wobei die stärkere Kompaktheit des unteren Horizontes auffällt. Diese Schicht zeigt eine große Ähnlichkeit mit dem gleichnamigen Horizont bei der Grabung (G1) auf dem Schuttkegel „Hörlebach“ auf. Ab einer Tiefe von 130 cm steht Buntsandstein in Form von Steinen und großen Blöcken an, welche durch ein fein und grob sandiges Gemisch aufgefüllt sind.

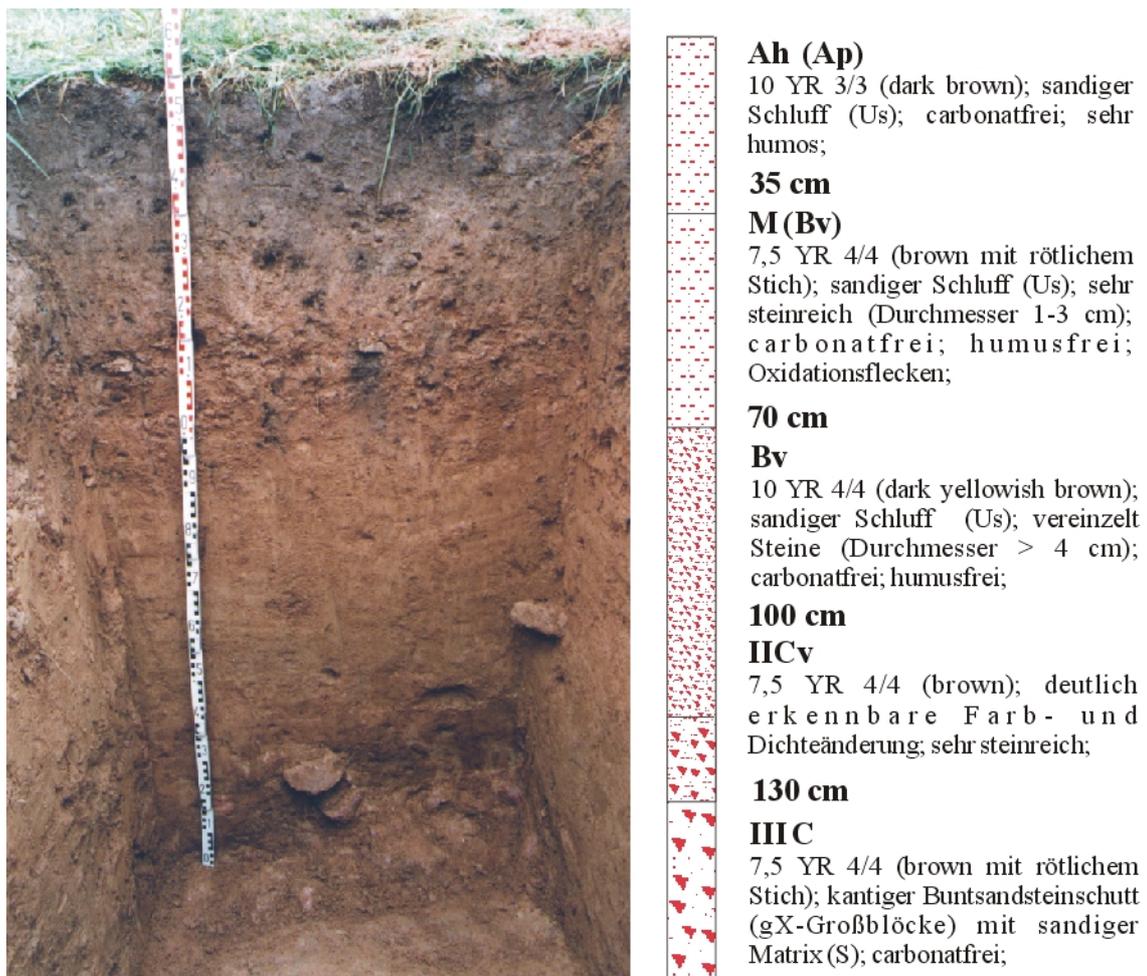


Abbildung 42: Bodenprofil (G3) auf dem Schuttkegel „Seufzergrund“ (Mähäcker) 185 m NN

Dieser Abschnitt des Bodenprofils ist als IIIC-Horizont zu bezeichnen. Die Färbung ist braun mit rötlichem Stich (7.5 YR 4/4). Keiner der Horizonte ist carbonathaltig (C<sub>0</sub>). Im Gelände wurden Proben der einzelnen Horizonte mit 10 %-iger Salzsäure beträufelt, ohne dass dabei eine Reaktion sichtbar geworden wäre, die auf ein Vorkommen von Carbonat hingewiesen hätte.

- *Ergebnis der Pollenanalyse*

In der Grube wurden aus den Tiefen 30, 50, 90, 130 und 150 cm die Proben für die Pollenanalyse entnommen. Die Proben bei 90, 130, und 150 cm sind mit unter 50 Pollen/cm<sup>3</sup> praktisch pollenfrei und damit nicht analysierbar. Gründe dafür könnte eine sehr schnelle Akkumulation pollenfreier mineralischer Substanz oder eine extreme Degradation des Pollenmaterials sein. Die Probe bei 30 cm weist eine normale Pollenkonzentration auf, während das Sediment bei 50 cm schon relativ pollenschwach ist. In beiden Tiefen dominiert eine offene Landschaft mit Kulturzeigern aus *Poaceae* und *Cichorioideae*, sowie aus Getreidebau (vor allem Roggen, Weizen und Gerste). Die Baumpollensumme ist mit weit unter 10 % außerordentlich schwach.

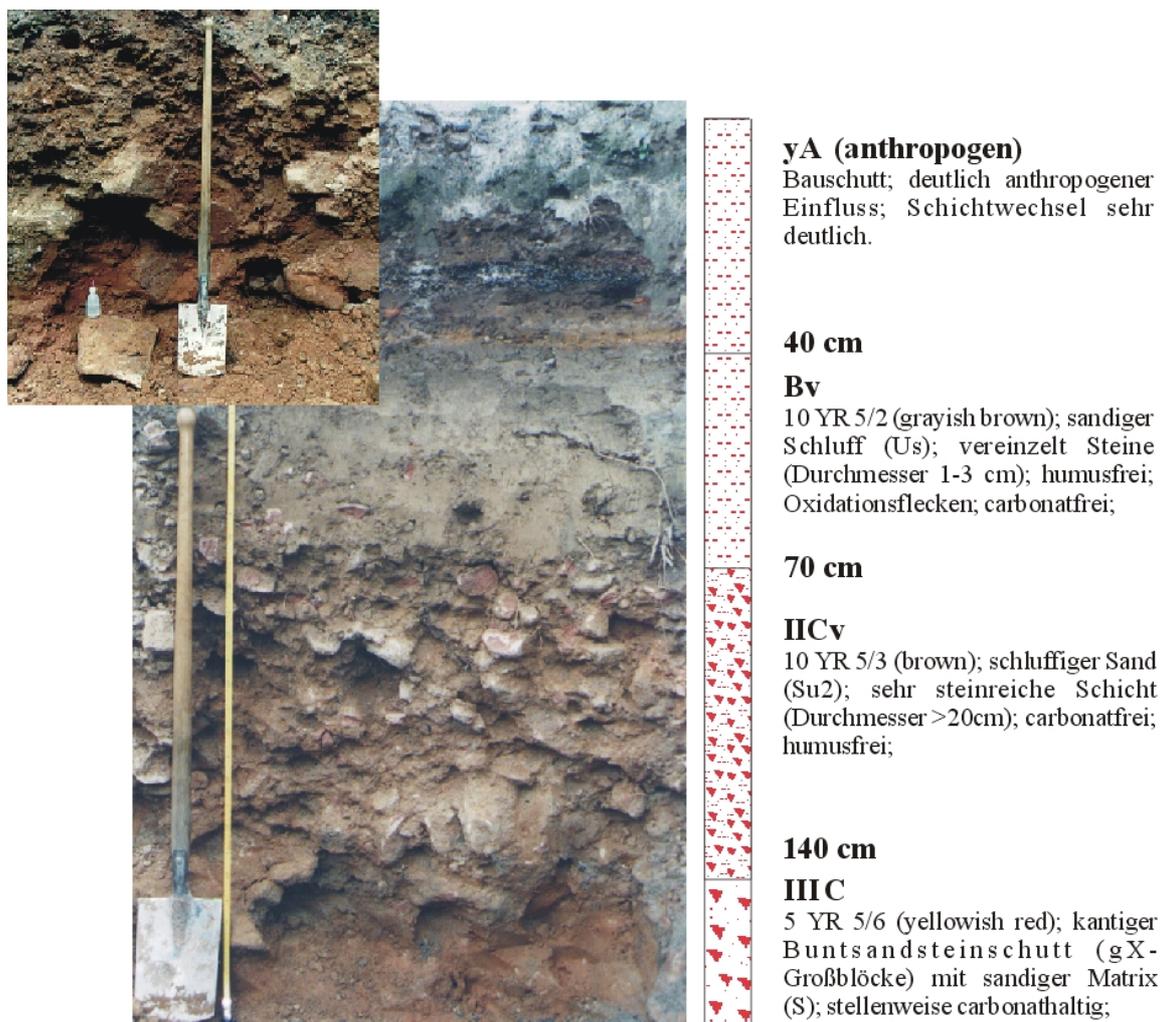
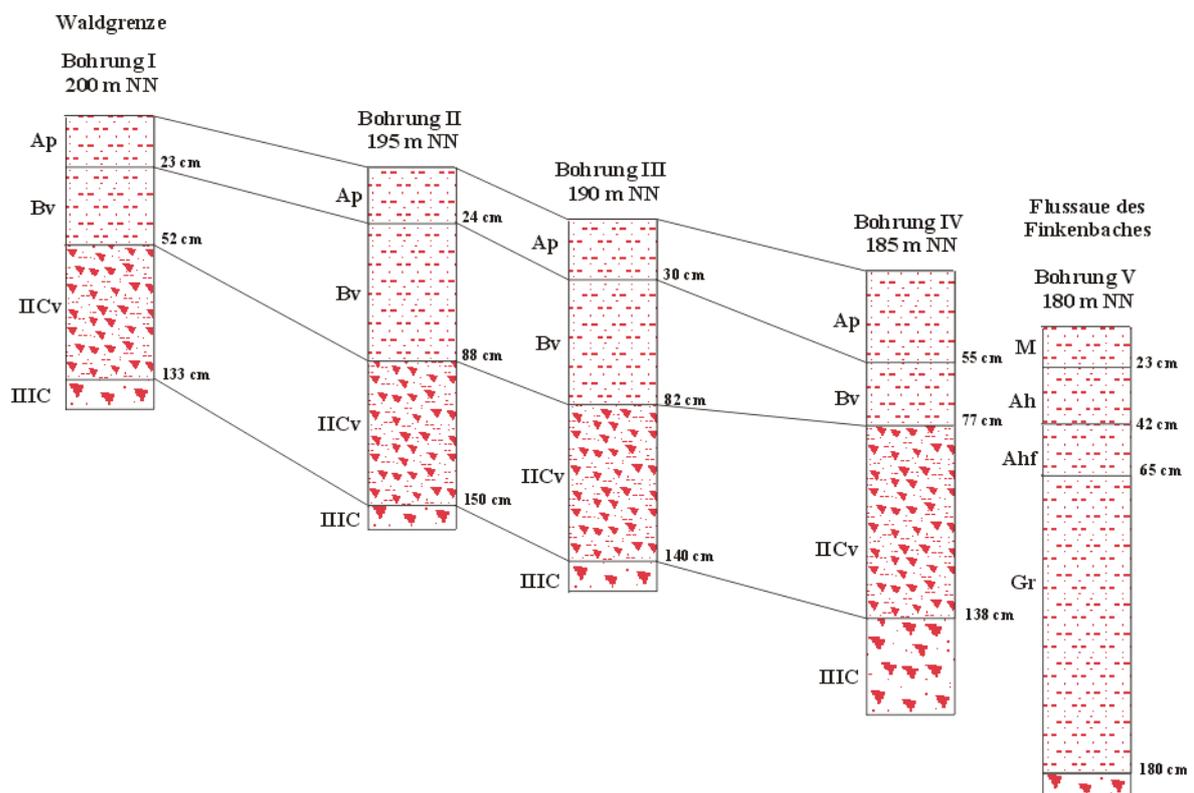


Abbildung 43: Bodenprofil (G4) (West- und Nordwand) auf dem Schuttkegel „Mühlberg“ 189 m NN

Das Bodenprofil (G4) wurde auf dem Schuttkegel „Mühlberg“ ausgegraben. Dieser Schuttkegel befindet sich ca. 150 m nord-östlich vom Schuttkegel „Mähäcker“ und ist deutlich kleiner als dieser. Die auf einer Höhe von 189 m NN durchgeführte Grabung (Abb. 43) und die anschließende seismische Aufnahme zeigten, dass er einen gleichen Aufbau wie der Schuttkegel „Mähäcker“ aufweist. Die obere Schicht yA-Horizont reicht bis 40 cm Tiefe und ist sehr anthropogen überprägt. Die zweite Schicht unterscheidet sich deutlich von der oberen. Diese besteht aus Lößlehm (sandiger Schluff) mit kleinen Buntsandsteineinschlüssen (bis 3 cm) und zeigt eine große Ähnlichkeit mit dem Bv-Horizont des Mähäckerprofils. Sie ist nicht so mächtig, was man mit dem anthropogenen Abtrag erklären kann. Der darauf folgende IICv-Horizont ist sehr steinig und die Zwischenräume sind mit einer Mischung aus Lößlehm und Sand ausgefüllt. In dieser Schicht wurde in einer Tiefe von 80 cm eine Bodenprobe aufgenommen.

Die aus Lößlehm und Sand (im Übergangsbereich Feinmaterial/Buntsandsteinschutt) bestehende Probe (HDS 0634) wurde am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg mittels des Thermolumineszenz-Verfahrens datiert und zeigt ein Alter von  $19,06 \pm 5,66$  [ka]. Dadurch wurde die Vermutung bekräftigt, dass die stein- und blockreichen Schichten der untersuchten Schuttkegel während der Kaltzeiten, also unter periglazialen Klimabedingungen, entstanden sind. Der unterste IIIC-Horizont besteht hauptsächlich aus meterlangen Buntsandsteinblöcken. Die Zwischenräume sind mit rötlichen Fein- bis Grobsanden und stellenweise eingespültem Lößlehm gefüllt.



**Abbildung 44:** Transekt auf dem Schuttkegel „Wegsgrund“. Bohrungen I bis IV wurden entlang der Vermessungsprofile L5 & L6 und Bohrungen I bis IV entlang der Vermessungsprofile L5 & L6 und Bohrungen I bis IV entlang der Vermessungsprofile L5 & L6 aufgenommen

Auf dem Schuttkegel „Wegsgrund“ wurden mittels eines Pürckhauers Bohrungen durchgeführt. Der Transekt in der Abbildung 44 zeigt deutlich, dass die beschriebenen

Grabungsprofile den Aufbau der Schuttkegel generell präsentieren. Das bestätigten außerdem die seismischen Querprofile (Abb. 46 & 47).

### 6.2.3 REFRAKTIONSSEISMIK

Durch zahlreiche seismische Vermessungen wurde der komplexe Aufbau des Schuttkegels verdeutlicht. Auf diesem Schuttkegel wurde ein neues Gerät eingesetzt, das mit einer Auslagemöglichkeit von 66 m und 12 Geophonen noch präzisere Messungen zuließ. Die Tiefenmessung konnte durch die Vergrößerung der Auslage verbessert werden und durch größere Kraft einen größeren Anfangsimpuls und somit stärkere Wellen erzielen.

Die seismischen Profile S9 & S10 (Abb. 40) auf dem Teilschuttkegel „Seufzergrund“ zeigten erwartungsgemäß eine große Mächtigkeit der Schuttschicht. Beim ersten Messpaar (S9 - s. Abb. 45) kann man von einer Deckschicht bis zu maximal 2 m Tiefe (P-Wellen 326 m/s) ausgehen, die im oberen Teil einer anthropogen veränderten Ap-Horizont hat. In einer Tiefe etwa von 2 bis 10 m trifft man dann auf den Buntsandsteinschutt mit P-Wellen Geschwindigkeiten von 750 bis 888 m/s. Die unterste Schicht ab einer Tiefe von ca. 10 m mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 1710 bis 2315 m/s deutet auf den anstehenden Buntsandstein.

Beim zweiten Messpaar (S10) bestätigten sich die Ergebnisse der Bohrungen. Die Versuche Bodenproben im weiter hangabwärts gelegenen Gebiet des Schuttkegels zu nehmen, endeten etwa bei 1,70 m, da dann Buntsandstein anstand. Wir können also von einer Deckschicht (sandiger Lößlehm mit kleinen Steinen und mit den Geschwindigkeiten der P-Welle von 240 bis 364 m/s) bis in knapp 2 m Tiefe ausgehen, an die sich die Buntsandsteinschuttschicht (von 789 bis 857 m/s) anschließt. In etwa 8 m Tiefe gibt es erneut einen Schichtwechsel zu höheren Geschwindigkeiten, also zum anstehenden Buntsandstein. Insgesamt wurden die Ergebnisse der Bohrungen im oberen Schichtbereich bestätigt. Für die unteren Schichten lassen sich Rückschlüsse über die Zusammensetzung aufgrund der seismischen Aufnahmen vornehmen.

Das Profil S8 wurde senkrecht zu den Profilen S9 & S10 (Abb. 40) auf einer Verflachung in dem Stirnbereich des Schuttkegels „Seufzergrund“ aufgenommen. Hier wurde die Grenze der ersten Schicht bei einer Tiefe von ca. 1,5 m registriert. Das in diesem Bereich gegrabene Bodenprofil bestätigt dieses Ergebnis. Die untere Schicht in der Grabung bestand aus meterlangen Buntsandsteinblöcken. Sie weist die Longitudinalgeschwindigkeit von ca. 1000 m/s auf und reicht bis in eine Tiefe von ca. 7 m. Ab dieser Tiefe steigt die Geschwindigkeit der P-Wellen bis ca. 1750 m/s, dies deutet auf den anstehenden Buntsandstein hin. Also zeigt dieses Profil den gleichen Aufbau des Schuttkegels wie die bereits beschriebenen S9 und S10 Profile.

Die seismischen Profile S11 und S12 (Abb. 40) wurden senkrecht zueinander aufgenommen. Beide zeigen einen sehr ähnlichen Aufbau des Schuttkegels „Wegsgrund“. Das Profil S11 (Abb. 46) gab die Möglichkeit, den Querschnitt durch den ganzen Schuttkegel darzustellen, da das neue Gerät 12 Messpunkte zuließ. Die obere Schicht besteht bis zu einer Tiefe von 2,5 m aus Lößlehm mit kleinen Steinen und hat eine Geschwindigkeit der P-Wellen von ca. 270 m/s. Die nächste Schicht reicht bis zu einer Tiefe von 13 m und zeichnet sich durch deutlich größere Longitudinalgeschwindigkeiten bis ca. 1800 m/s aus. Sie erfüllt eine fast 4 m tiefe Delle. Dadurch lässt sich annehmen, dass diese aus Buntsandsteinblöcken bestehende kaltzeitliche Schuttschicht eine

präexistente Reliefform völlig überprägt hat. Eine weitere Schicht mit einer Geschwindigkeit von etwa 2700 m/s weist auf den anstehenden Buntsandstein hin. Das Querprofil verdeutlicht die Dimension und den schichtartigen Aufbau des Schuttkegels. Weitere seismische Aufnahmen wurden auf dem nördlich des „Wegsgrundes“ angrenzenden Schuttkegel „Zweckgrund“ durchgeführt. Die parallel zueinander und ca. 100 m voneinander entfernt geschlagenen Profile S13 und S14 (Abb. 40) zeigen eine sehr große Ähnlichkeit, da beide auf eine obere ca. 3 m mächtige Schicht hinweisen. Die Geschwindigkeit der P-Wellen beträgt etwa 330 m/s. Die nächste Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 898 bis 1334 m/s deutet wiederum auf die Verbreitung des blockreichen Buntsandsteinschuttes hin. Diese Schicht reicht an dieser Stelle bis zu einer Tiefe von ca. 14 m. Unterlagernd ist eine Schicht, die die für den anstehenden Buntsandstein typischen Longitudinalgeschwindigkeiten von 2129 bis 3529 m/s aufweist.

Als Vergleich zu allen beschriebenen Profilen wurde im Mündungsbereich auf dem gegenüber dem Mähäckerschuttkegel liegenden Schuttkegel „Mühlberg“ eine seismische Aufnahme S15 (Abb. 40) durchgeführt. Da dieser Schuttkegel deutlich kleiner als der Mähäcker ist, wurden auch die geringere Mächtigkeit der blockreichen Schicht erwartet. Dies bestätigt das seismische Profil. Die obere aus Lößlehm mit Einschlüssen von kleinen Steinen bestehende Schicht zeigt eine Geschwindigkeit der P-Wellen von etwa 250 m/s und ist max. 2 m mächtig. Die daran anschließende Schicht (P-Wellen ca. 1000 m/s) reicht nur bis 5,8 m Tiefe. Die unterste Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von etwa 1900 m/s weist auf den anstehenden Buntsandstein hin. Das anhand der seismischen Aufnahmen dargestellte Querprofil (Abb. 47) weist einen schichtartigen Bau auf und zeigt einen ähnlichen Querschnitt wie das Querprofil des Schuttkegels „Wegsgrund“ (mittlerer Teil des Mähäckerschuttkegels).

Unterschiedliche Longitudinalgeschwindigkeiten der Schichten können dadurch erklärt werden, dass die gegenüberliegenden Schuttkegel durch unterschiedlichen Buntsandstein aufgebaut sind. Dazu kommt noch, dass die Profilaufnahmen während unterschiedlicher Jahreszeiten durchgeführt wurden. Dies beeinflusst deutlich den Wasserhaushalt der Schichten und dadurch die gemessenen Geschwindigkeitswerte.

Die seismische Aufnahme auf der flachen Finkenbachaue in unmittelbarer Nähe des Schuttkegels „Mähäcker“ zeigte einen deutlichen Unterschied zu den auf den Schuttkegeln aufgenommenen seismischen Profilen (Tabelle 9). Das Profil S7 (Abb. 40) weist einen Schichtwechsel in einer Tiefe von 1,5 bis 2 m auf. Die Longitudinalgeschwindigkeiten in der oberen Schicht betragen ca. 300 m/s. Dies ist ein Indiz dafür, dass diese Schicht aus angeschwemmten Sanden und Lehm besteht, was durch die Pürckhauer Bohrung bestätigt wurde (Abb. 44). Die zweite Schicht weist deutlich höhere Geschwindigkeiten der P-Welle (2014-2988 m/s) auf und zeigt damit, dass ab einer Tiefe von ca. 2 m in der Finkenbachaue Buntsandsteinschotter ansteht. Dabei muss man beachten, dass die Messpunkte nicht immer eindeutig bestimmbar waren, da diese untere Schicht inhomogen ist und die seismische Messung durch die Wasserspiegel des Finkenbaches beeinflusst wird.

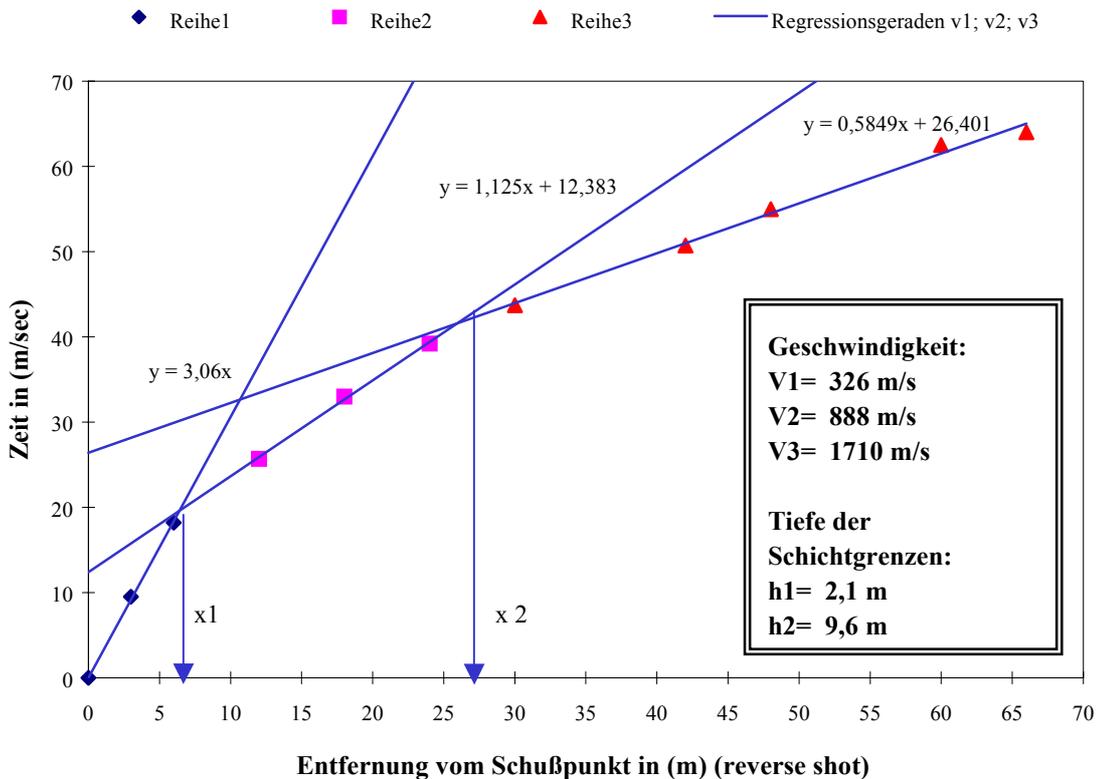
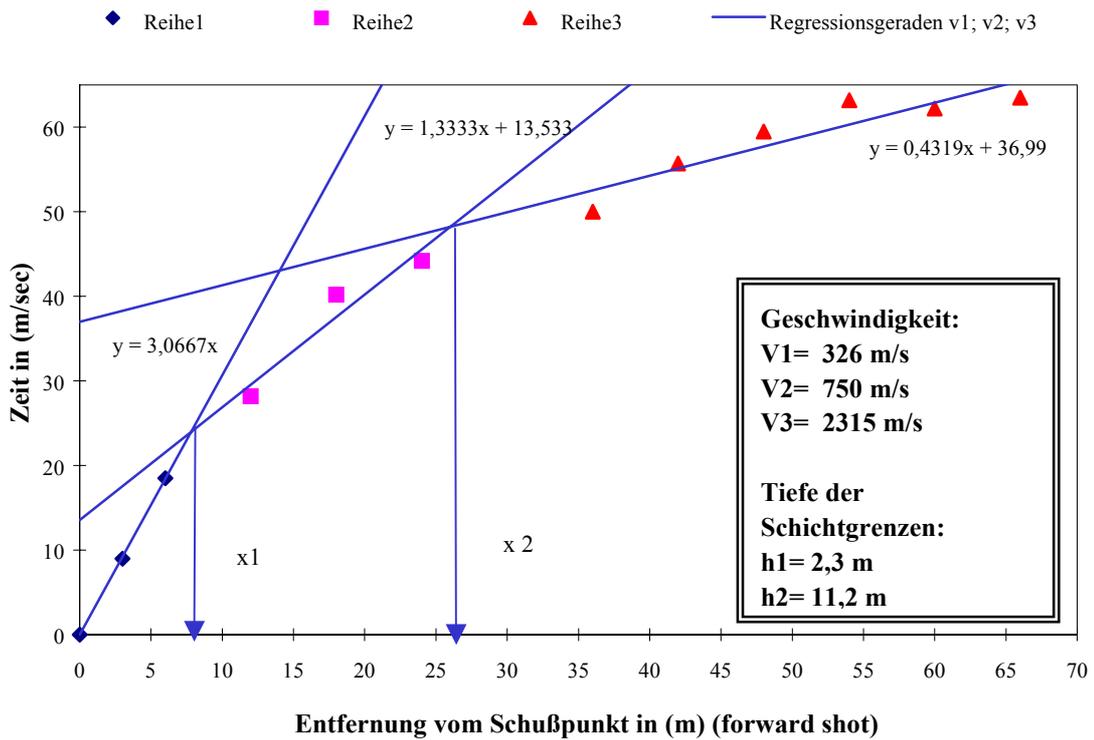


Abbildung 45: Profil S9 (s. Abb. 40) gemessen auf dem Schuttkegel des Seufzergrundes 205 m NN. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

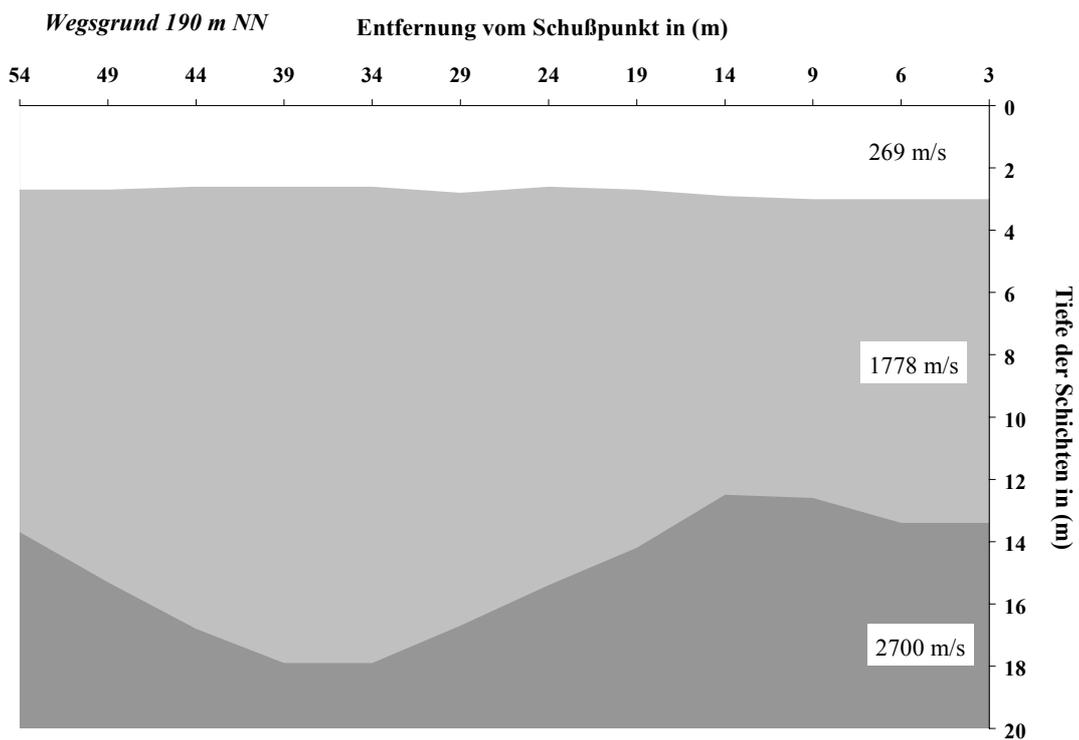


Abbildung 46: Querschnitt des Schuttkegels "Wegsgrund" (mittlerer Teil des Mähäckers), der anhand der seismischen Aufnahme S11 (s. Abb. 40) berechnet wurde

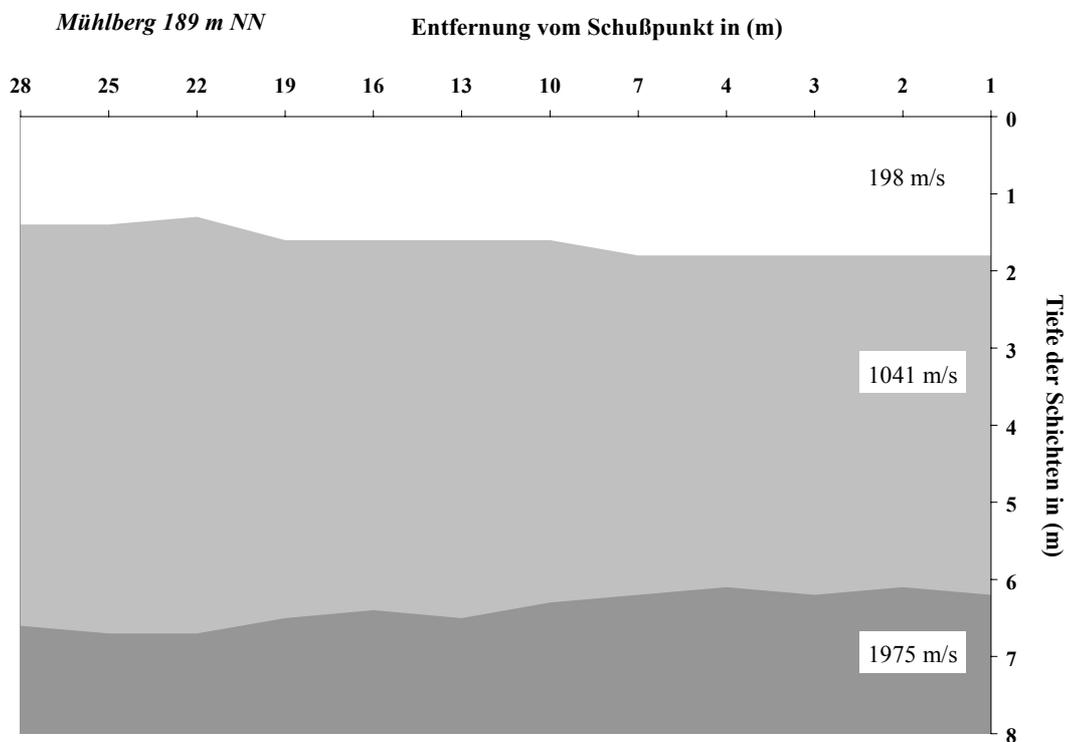


Abbildung 47: Querschnitt des Schuttkegels "Mühlberg", der anhand der seismischen Aufnahme S15 (s. Abb. 40) berechnet wurde

**Tabelle 9: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Mähäcker“ und „Mühlberg“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ - $V_4$  m/s) und der Schichtgrenzen ( $h_1$ - $h_3$  m)**

<b>Profile Hörlembach - Mähäcker 180 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>	<b><math>V_4</math></b>	<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>	<b><math>h_3</math></b>
S 7 (Geoph. 1) 180 m NN Finkenbachaue	327	2988			2,2		
S 7 (Geoph. 2) 180 m NN Finkenbachaue	333	2014			1,3		
S 8 (Geoph. 1) 185 m NN Schuttkegel	209	1142	1700		2,2	7,9	
S 8 (Geoph. 2) 185 m NN Schuttkegel	188	868	1818		1,1	7,9	
S 9 (Geoph. 1) 202 m NN Schuttkegel	326	750	2315		2,3	11,2	
S 9 (Geoph. 2) 200 m NN Schuttkegel	326	888	1710		2,1	9,6	
S 10 (Geoph. 1) 191 m NN Schuttkegel	239	789	1942		1,8	8,2	
S 10 (Geoph. 2) 191 m NN Schuttkegel	364	857	1668		1,7	8,1	
S 11 (For) 190 m NN Schuttkegel	300	1860	2380		3,1	13,4	
S 11 (Rev) 190 m NN Schuttkegel	180	1700	2990		2,2	13,7	
S 12 (Geoph. 1) 191 m NN Schuttkegel							
S 12 (Geoph. 2) 191 m NN Schuttkegel							
S 13 (Geoph. 1) 196 m NN Schuttkegel	337	1195	2428		2,9	13,9	
S 13 (Geoph. 2) 198 m NN Schuttkegel	331	898	3529		3,1	14,3	
S 14 (Geoph. 1) 196 m NN Schuttkegel	327	1043	2129		2,9	11,7	
S 14 (Geoph. 2) 195 m NN Schuttkegel	326	1334	2222		3,1	13,3	
<b>Profile Hörlembach – Mühlberg 181 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>	<b><math>V_4</math></b>	<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>	<b><math>h_3</math></b>
S 15 (For) 190 m NN Schuttkegel	228	1000	1960		1,9	5,8	
S 15 (Rev) 190 m NN Schuttkegel	198	1010	1648		1,7	5,6	

### 6.3 ABSCHNITT „HÄMMELSBACH - HERRENRAIN“ BEI UNTER HAINBRUNN

Dieser Abschnitt befindet sich südlich von Unter Hainbrunn (Abb. 48). Das Finkenbachtal ist in diesem Abschnitt deutlich enger. Die hier beschriebenen Nebentäler „Hämmelsbach“ und „Herrenrain“ münden von Osten in den Finkenbach ein. Beide bilden die großen Schuttkegel, die teilweise bewaldet sind. Sie werden heute nur begrenzt landwirtschaftlich genutzt. Mit besonderem Interesse wurde der Schuttkegel „Hämmelsbach“ untersucht, da dieser durch den gleichnamigen rezenten Fluss bis zu einer Tiefe von 7 m angeschnitten wird. Dadurch bietet sich die seltene Möglichkeit, die untersten Schichten des Kegels zu untersuchen.

#### 6.3.1 VERMESSUNG

Da die Oberfläche des Schuttkegels „Hämmelsbach“ im Mündungsbereich waldbedeckt ist, war es schwierig die Vermessungsarbeiten durchzuführen. Aus diesem Grund wurden mehrere Profile vermessen. Anhand der topographischen Karten und der Luftbilder wurden anschließend aus diesen Profilen die Querprofile des Schuttkegels angefertigt (Abb. 49). Die aus je zwei Profilen zusammengeführten Profile Q4-5 und Q6-7 zeigen sehr deutlich



Der Stirnbereich des Schuttkegels "Hämmelsbach" bei Unter Hainbrunn von Norden gesehen. Der Nebenfluss schneidet sich in den Schuttkegel bis zu 7 m Tiefe ein, so dass riesige, meterlange Buntsandsteinblöcke zu sehen sind.

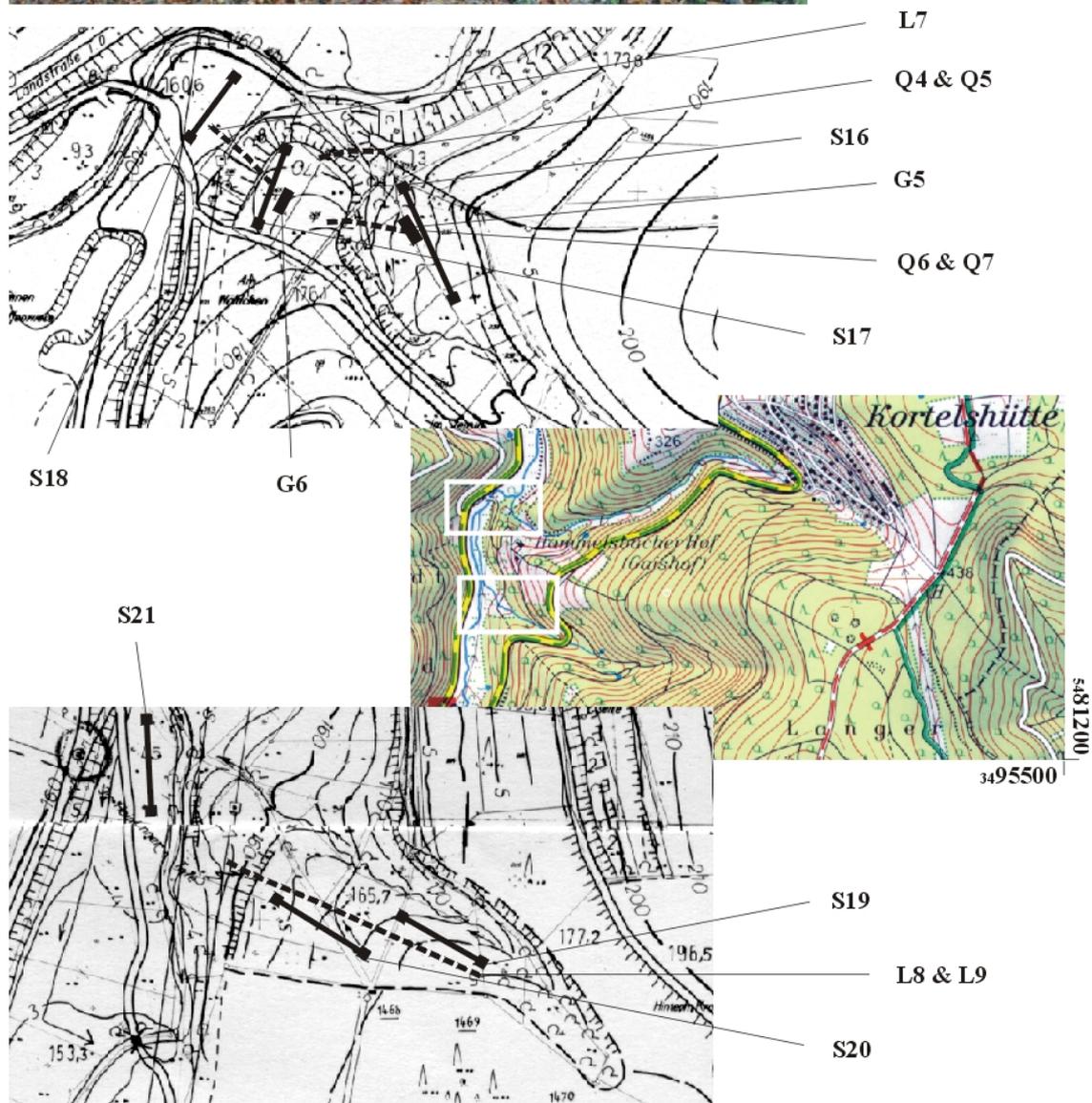


Abbildung 48: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereiche "Mähäcker" und "Herrenrain" (150% vergrößert) mit Hinweisen auf die Lage der Vermessungsprofile (Q4-5; Q6-7; L7; L8 & L9), der seismischen Profile (S16; S17; S18; S19; S20 & S21) und der Grabungen (G5 & G6), sowie ein Foto des Kegels

wie tief der rezente Fluss sich in den Schuttkegel eingeschnitten hat. Auf der linken Seite des Hämmelsbachufers macht sich ein Knick bemerkbar. Mittels der Geländebegehung wurde festgestellt, dass diese Reliefform eine Rutschung ist, die durch die Erosion des Hanges verursacht worden ist. Diese Profile verdeutlichen auch die Dimension des Schuttkegels „Hämmelsbach“, dessen Oberfläche an beiden Seiten des Nebenflusses flach und leicht geneigt ist (Abb. 49). Die Vermessung des Stirnbereichs des Kegels (Profil L7) weist auf seine konvex-gestreckte Reliefform hin. Diese Kante ist sogar auf der DG 1:5000 dargestellt. Die Vermessung hat bestätigt, dass der Schuttkegel des Hämmelsbaches durch den rezenten Bach bis zu 7 m erodiert wurde. Die gesamte Höhe des Kegels beträgt relativ zur Finkenfachaue mehr als 12 m. Die große Höhe des Schuttkegels kann man dadurch erklären, dass dieser in dem hier sehr engen Tal des Finkenbachs nicht in die Breite auslaufen konnte und daher in die Höhe sedimentierte.

Die Abbildung 56 präsentiert die Ergebnisse der Vermessung auf dem Schuttkegel „Herrenrain“. Das Längsprofil verdeutlicht, dass der fast 200 m lange Schuttkegel eine gestreckt-konvexe Form mit einer ausgeprägten Kante im Stirnbereich aufweist. In der Mitte ist er 10-15 m mächtig. Der Schuttkegel „Herrenrain“ zeigt also gleiche geomorphometrische Parameter wie alle bereits beschriebenen. Auf der Geologischen Karte von HASEMANN (1926) werden diese Reliefformen als Gehängeschutt dargestellt.

### **6.3.2 ERGEBNISSE DER BOHRUNGEN UND GRABUNGEN**

Um eine Vorstellung von der Zusammensetzung der oberen Schicht und der Bodenbildung auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ zu bekommen, wurden zwei Grabungen durchgeführt. Die dadurch erhaltenen Aufschlüsse bieten einen Einblick in die Entstehungsgeschichte des Gebietes, wobei z. T. mehrere Interpretationsmöglichkeiten gegeben sind.

Grabung G5 befand sich auf dem Rücken des Schuttkegels etwa 20 m östlich des Hämmelsbaches (Abb. 50). Das Gefälle der Fläche beträgt hier ca. 3°. Der Bewuchs besteht aus trockener Wiesenvegetation. Die Tiefe der Grabung betrug 185 cm. Der Aufschluss ließ sich aufgrund der unterschiedlichen Bodenfarben sowie den verschiedenen Korngrößen in sechs Horizonte unterteilen.

Der obere Ah-Horizont besitzt eine Mächtigkeit von ca. 15 cm. Die dunkle Farbe ist auf den hohen Humusgehalt zurückzuführen und durch die landwirtschaftliche Nutzung des Gebietes bedingt. Er besteht fast ausschließlich aus Schluff mit einem nur geringen Tonanteil (ca. 5 bis 10 %). Im darauffolgenden Bv-Horizont, der bis in eine Tiefe von 50 cm reicht, fallen vor allem die Oxidationsflecken auf. Bei der Bodenart handelt es sich hier um Schluff mit einem Tonanteil von ca. 20 %. An diesen Horizont schließt sich ein fluvialer M-Überlagerungshorizont an. Er besteht aus rötlich bis dunkelbraunen Sandbändern und hellbraun bis gelblichen Schluffbändern und reicht bis in eine Tiefe von 70 cm. Da in diesem Bereich des Schuttkegels das Bachbett nicht mehr als 1 m tief eingeschnitten ist, kann man mit großer Sicherheit annehmen, dass während des Hochwassers die Oberfläche des Schuttkegels regelmäßig überschwemmt worden war. Die nächste Schicht bis 130 cm wird als IIBv/Cv-Horizont bezeichnet, da der hier anzutreffende hellbraune Löß gleichzeitig als Gestein und Boden gilt. Allerdings handelt es sich hier mit hoher Wahrscheinlichkeit um Schwemmlöß, d.h. um sekundär abgelagerten

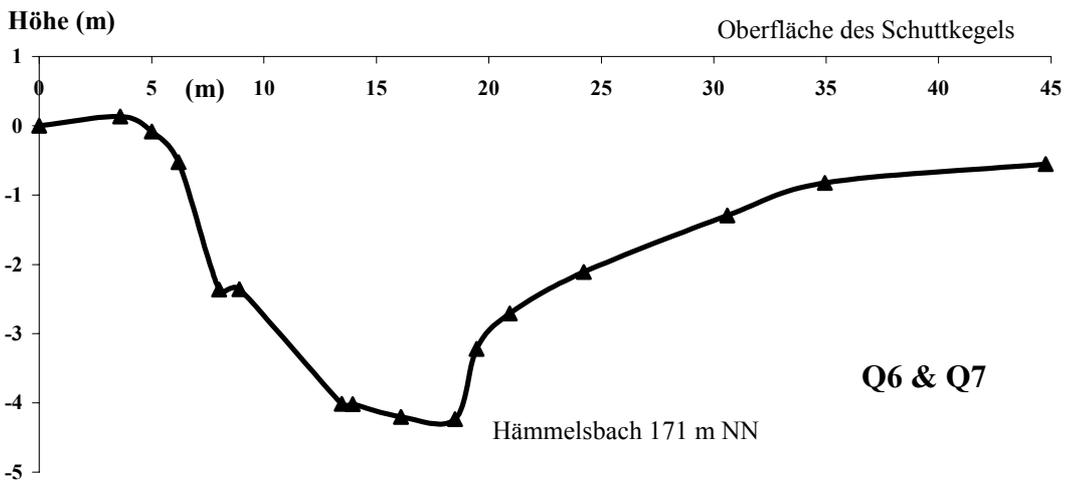
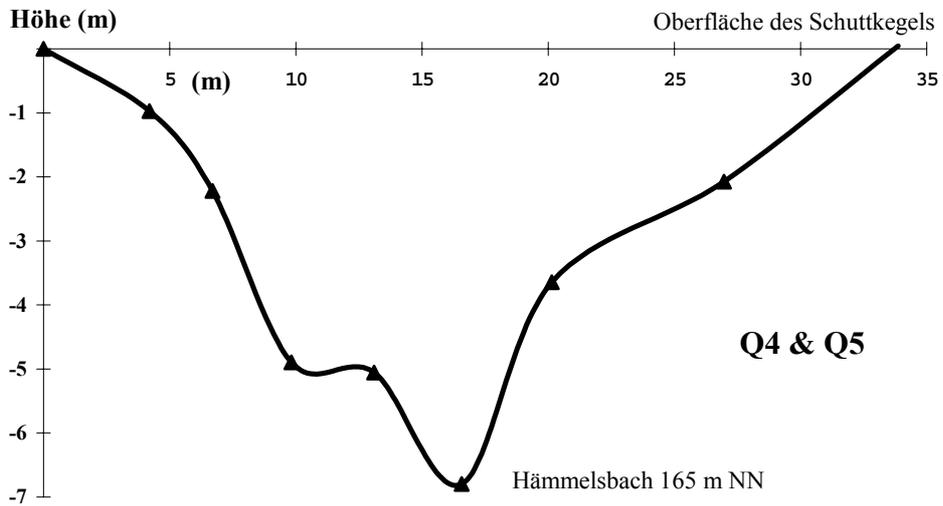
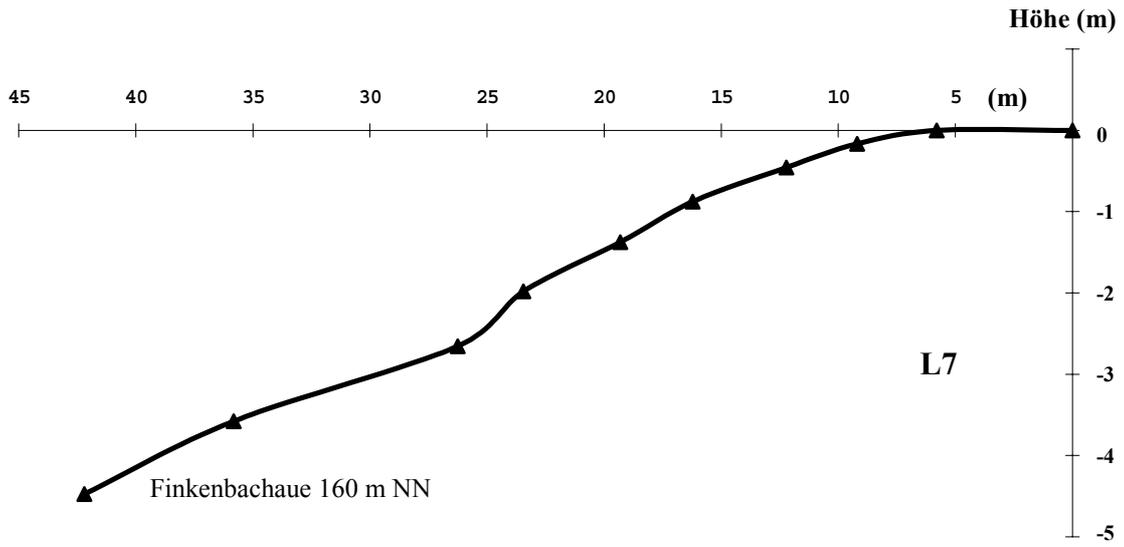


Abbildung 49: Mit Hilfe des Theodoliten vermessene Längs- (L7) und Querprofile (Q4-5 & Q6-7) auf dem Schuttkegel "Hämmelsbach" (s. Abb. 48)

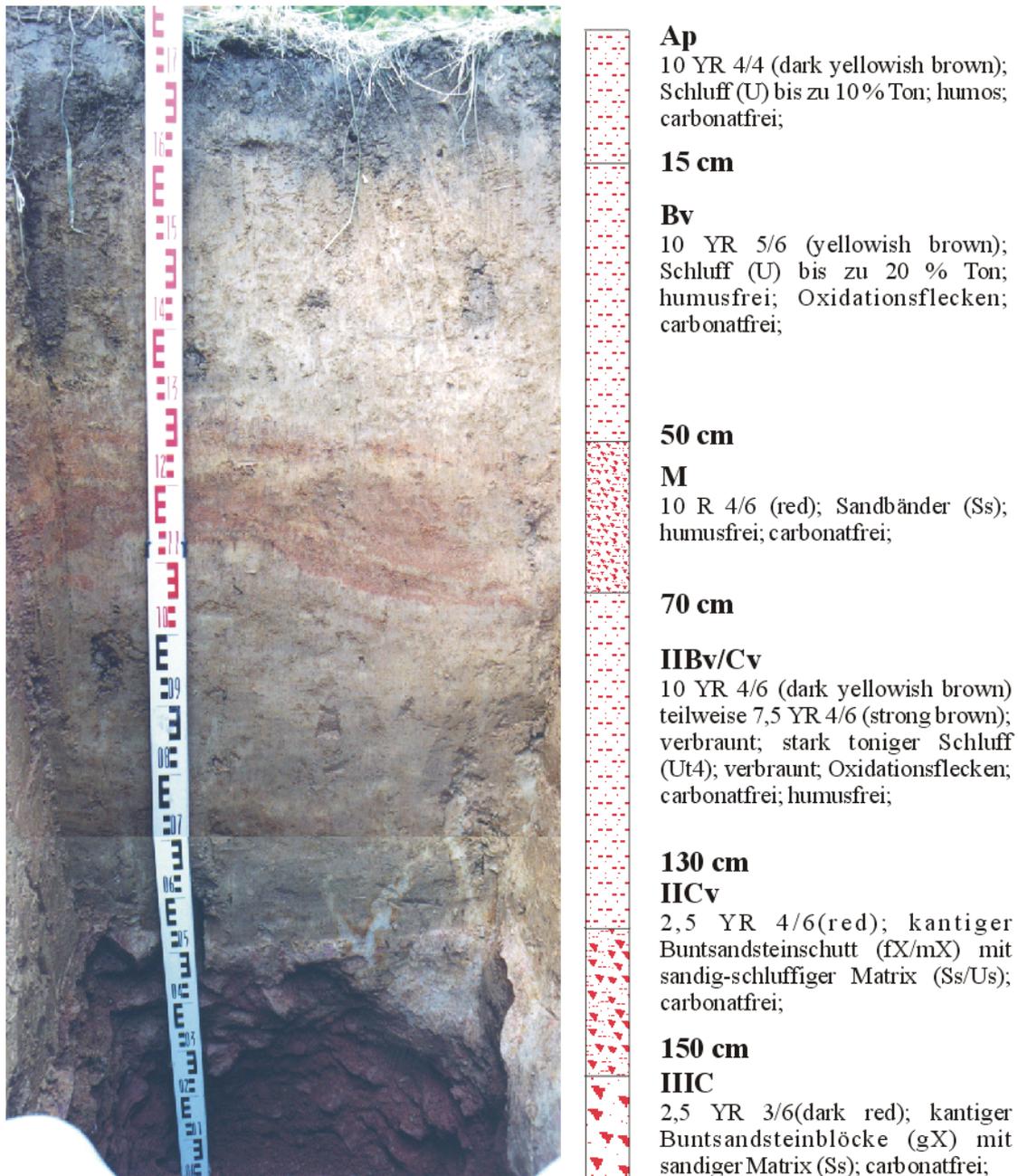


Abbildung 50: Bodenprofil (G5) auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ 175 m NN

Löß, der aus Schluff mit einem Tonanteil von etwa 30 % besteht. An diesen schließt sich ein Buntsandsteinschutthorizont IICv-Horizont an, der bis 155 cm Tiefe hinabreicht. Die Hohlräume des Schutts sind dabei mit einer Lößlehm/Sandmischung (Us/Ss) aufgefüllt. Diese Schicht kann mit den IIC-Horizonten der Bodenprofile des Schuttkegels „Mähäcker“ und „Mühlberg“ gleichgesetzt werden. Der unterste Horizont IIIC-Horizont bis 185 cm Tiefe besteht vorwiegend aus Buntsandsteinblöcken sowie aus kleineren Bruchstücken des Gesteins. Die Matrix besteht hier allerdings nur aus Fein- und Grobsand. Mit Hilfe des Salzsäuretests wurde ermittelt, dass keiner der beschriebenen Horizonte Kalk enthält. Die Korngrößenanalyse hat die Ergebnisse der Fingerproben im Gelände bestätigt. Der Anteil der Sande nimmt im Bodenprofil mit zunehmender Tiefe deutlich zu (Abb. 51).

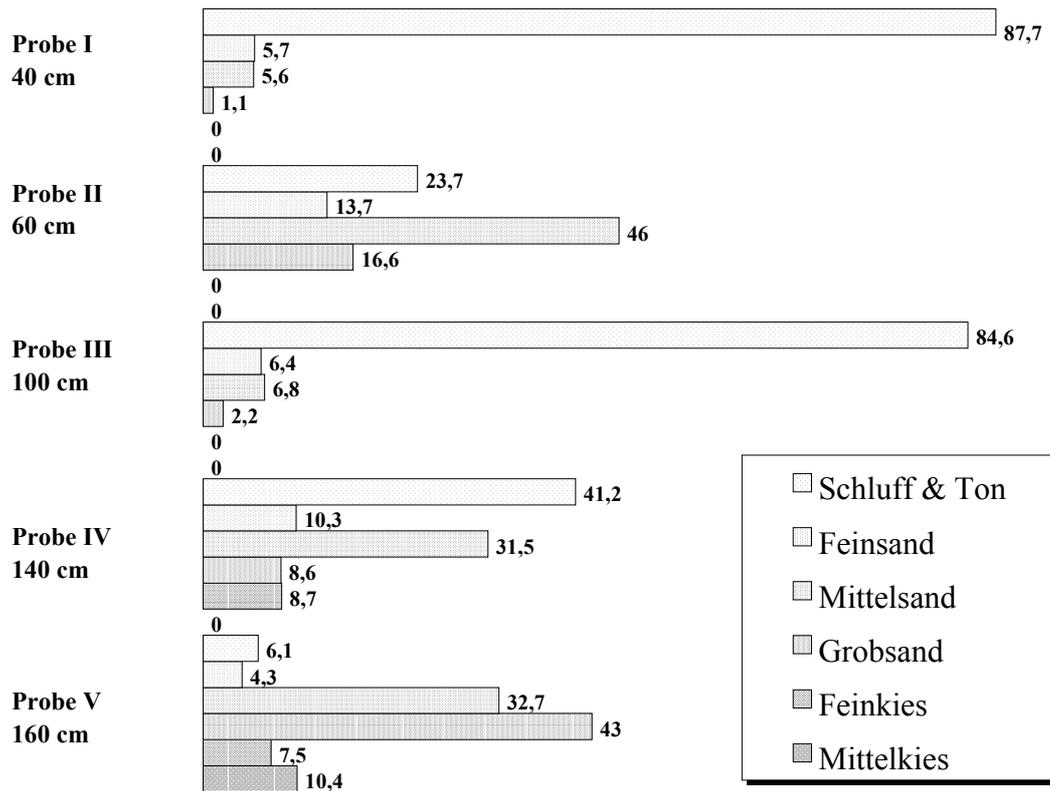


Abbildung 51: Ergebnis der Korngrößenanalyse aus den Bodenproben der Grabung (G5)

Grabung G6 (Abb. 52) befand sich an der Stirnseite des Schuttkegels etwa 30 m vom Finkenbach und etwa 10 m von dessen Talaue entfernt. Das Gefälle beträgt hier ca. 1 bis 2°. Der Bewuchs besteht wie bei Grabung G5 aus trockener Wiesenvegetation. Die Tiefe der Grabung betrug 110 cm. Der oberste, humushaltige Ap-Horizont hat hier eine Mächtigkeit von 20 cm und besteht aus Schluff mit einem Tonanteil von ca. 20 %. An der unteren Grenze des Ap-Horizontes ist außerdem ein Ziegelstück erkennbar, das auf die anthropogene Beeinflussung des Bodens hindeutet. Der darauffolgende Bv-Horizont bis 60 cm Tiefe hat eine hellere bräunlichere Farbe als der Ap-Horizont und besteht aus Schluff, in den allerdings große kantig-gerundete sowie kantige Steine eingelagert sind. An den Bv-Horizont schließt sich der bis in 90 cm Tiefe reichende IICv-Horizont. Dieser besteht aus Buntsandsteinschutt mit einer schluffig-sandigen Mischung in den Zwischenräumen. Der unterste Horizont bis 110 cm Tiefe des Aufschlusses besteht aus Buntsandsteinblöcken. Die Hohlräume sind mit Sand und einem geringen Anteil an Schluff gefüllt, worauf sich auch die rötliche bis leicht gelbliche Farbe zurückführen lässt. Das Bodenprofil ist carbonatfrei.

Der Schuttkegel „Hämmelsbach“ wird durch den gleichnamigen rezenten Fluss bis zu einer Tiefe von 7 m angeschnitten. Dadurch bietet sich die seltene Möglichkeit, die untersten Schichten des Kegels zu beschreiben. An der Erosionswand wurden von der Oberfläche aus in 1 m Abstand die ca. 0,5 m tiefen Grabungen durchgeführt, und die Proben für die Pollenanalyse entnommen (Abb. 54). Nur die obere Schicht des Schuttkegels bis zu einer Tiefe von ca. 1 m besteht aus Schluff und schluffigem Sand. Das schluffige Material, das den Lößlehm (Schwemmlöß) repräsentiert, ist entkalkt.

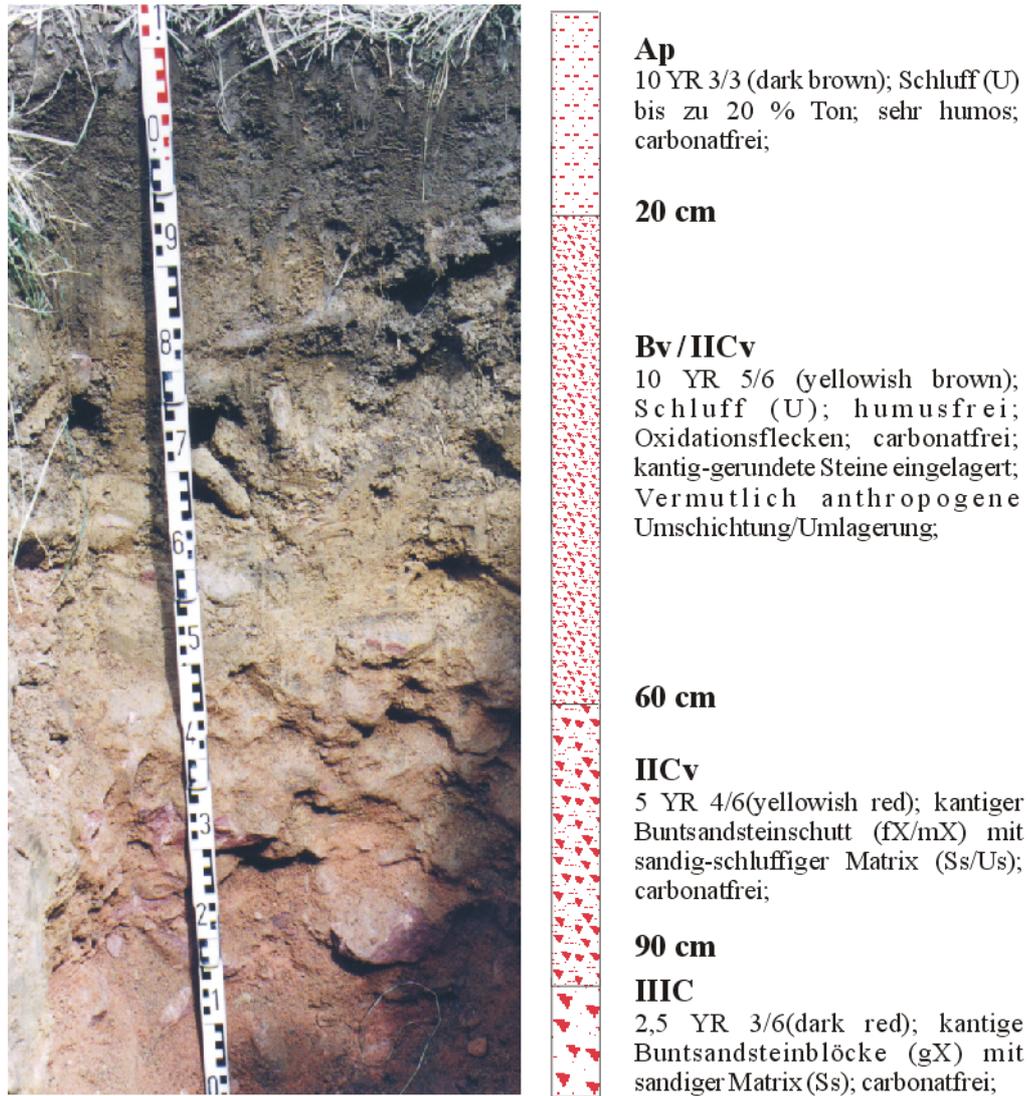


Abbildung 52: Bodenprofil (G6) auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ 171 m NN

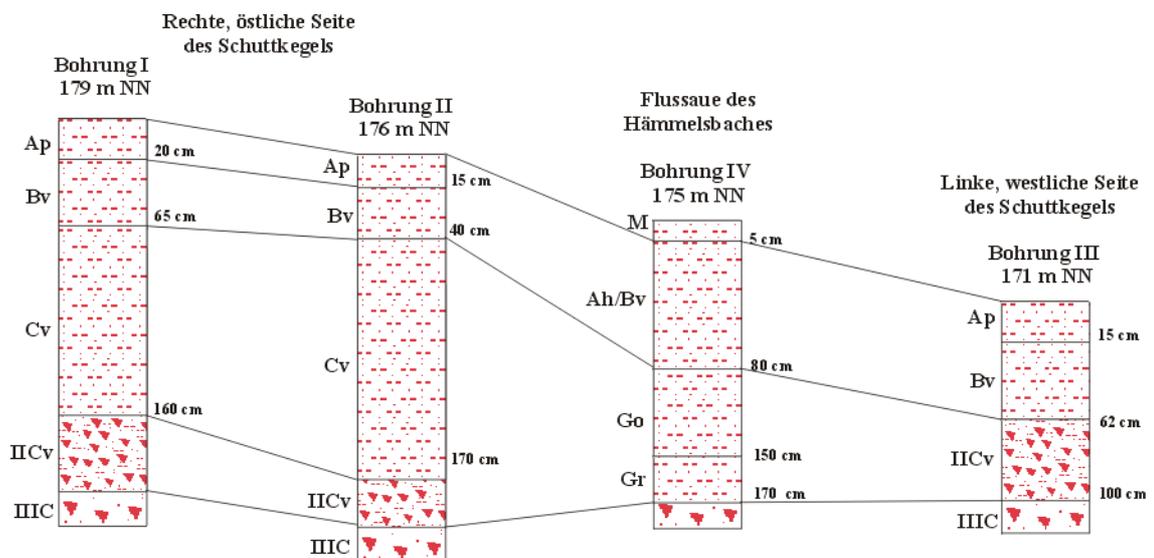


Abbildung 53: Transekt auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“. Bohrungen I bis III wurden auf der Oberfläche des Kegels und Bohrung IV auf der Aue des Hämmelsbaches aufgenommen

Aus der steilen Erosionswand ragen bis zu 2 m lange und 1 m breite Buntsandsteinblöcke heraus, die auch im Flussbett liegen. Die Zwischenräume sind mit einer Mischung aus schluffigem und reinem Sand ausgefüllt. Der Anteil der Sande nimmt mit zunehmender Tiefe zu, so dass ab einer bestimmten Tiefe die Zwischenraumfüllung nur noch aus reinem rötlichem Sand (ein Produkt der Buntsandsteinverwitterung) besteht.

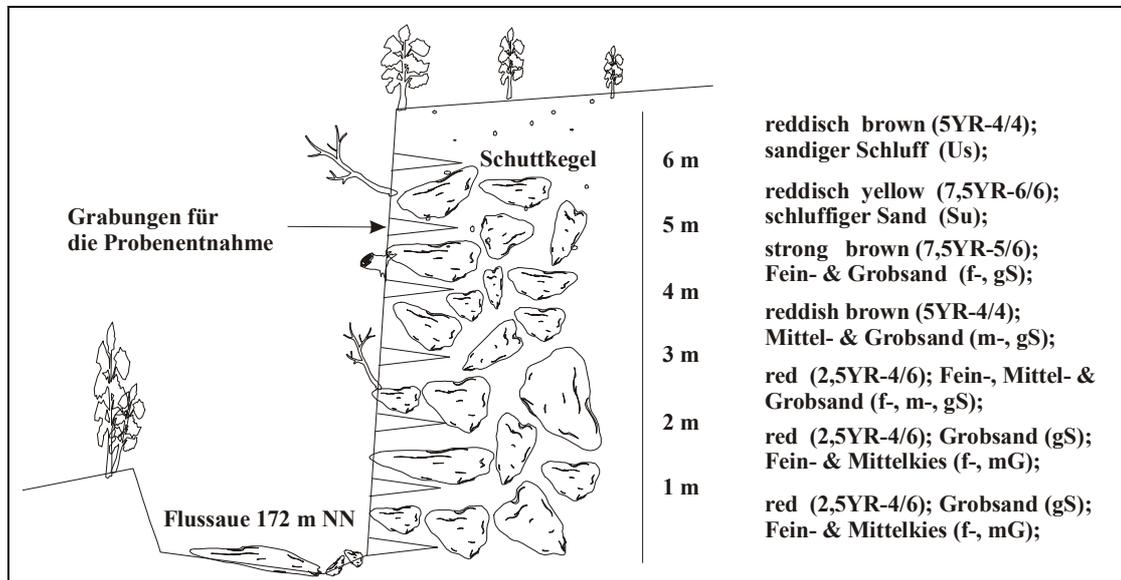


Abbildung 54: Querschnitt durch den Hämelsbach 172 m NN. Der ca. 10 m mächtige Schuttkegel wurde von dem Bach schluchtartig eingeschnitten

- *Ergebnis der Pollenanalyse*

An diesem Aufschluss wurden die Tiefenstufen 120, 200, 300, 400, 500, 600 und 700 cm beprobt. Das Standarddiagramm dürfte maximal 1000 Jahre alt sein (Abb. 55). Es spiegelt einen lichten Mischwald wider mit Ahorn, Eiche und Hainbuche. Bei 700 cm waren die Wälder wohl stark aufgelichtet. Ackerbau (Gerste und Roggen) und Grünlandwirtschaft spielten eine größere Rolle. Bemerkenswert ist ein extremer Gipfel von Linden und Farnen bei 200 cm, der einen lokalen farnreichen Lindenwald belegt. Das Konzentrationsdiagramm zeigt nur für 120 cm eine höhere Pollenkonzentration im Sediment an. Dies spricht für eine langsamere Akkumulation des mineralogenen Materials in dem obersten Abschnitt. Die anderen Tiefenstufen zeigen eine geringe Pollenkonzentration und lassen damit auf höhere Sedimentationsgeschwindigkeiten schließen. Der anhand des Sedimenttyps erhoffte Zeitsprung zwischen der sandig-schluffigen und der rein sandigen Schicht wurde durch die Pollendiagramme nicht bestätigt. Mit großer Wahrscheinlichkeit wurden die pollenhaltigen Sedimente von oberen Schichten in die unteren eingeschwemmt. Insofern ist die zeitliche Einordnung der Sedimentation durch das Pollendiagramm ungewiss.

Die Bohrungen mittels des Pürckhauer Bohrers bestätigten die Ergebnisse der Grabungen. Das abgebildete Transekt (Abb. 53) verdeutlicht, dass auf der östlichen Seite des Schuttkegels eine mächtige Lößlehmauflage den mineralischen Untergrundhorizont (Cv) des Bodens bildet (vgl. Grabung G5). Auf der westlichen Seite des Schuttkegels ist dieser Horizont überhaupt nicht vorhanden, also liegt der Bv-Horizont direkt auf dem IICv-Horizont und ist daher sehr steinreich (vgl. Grabung G6).

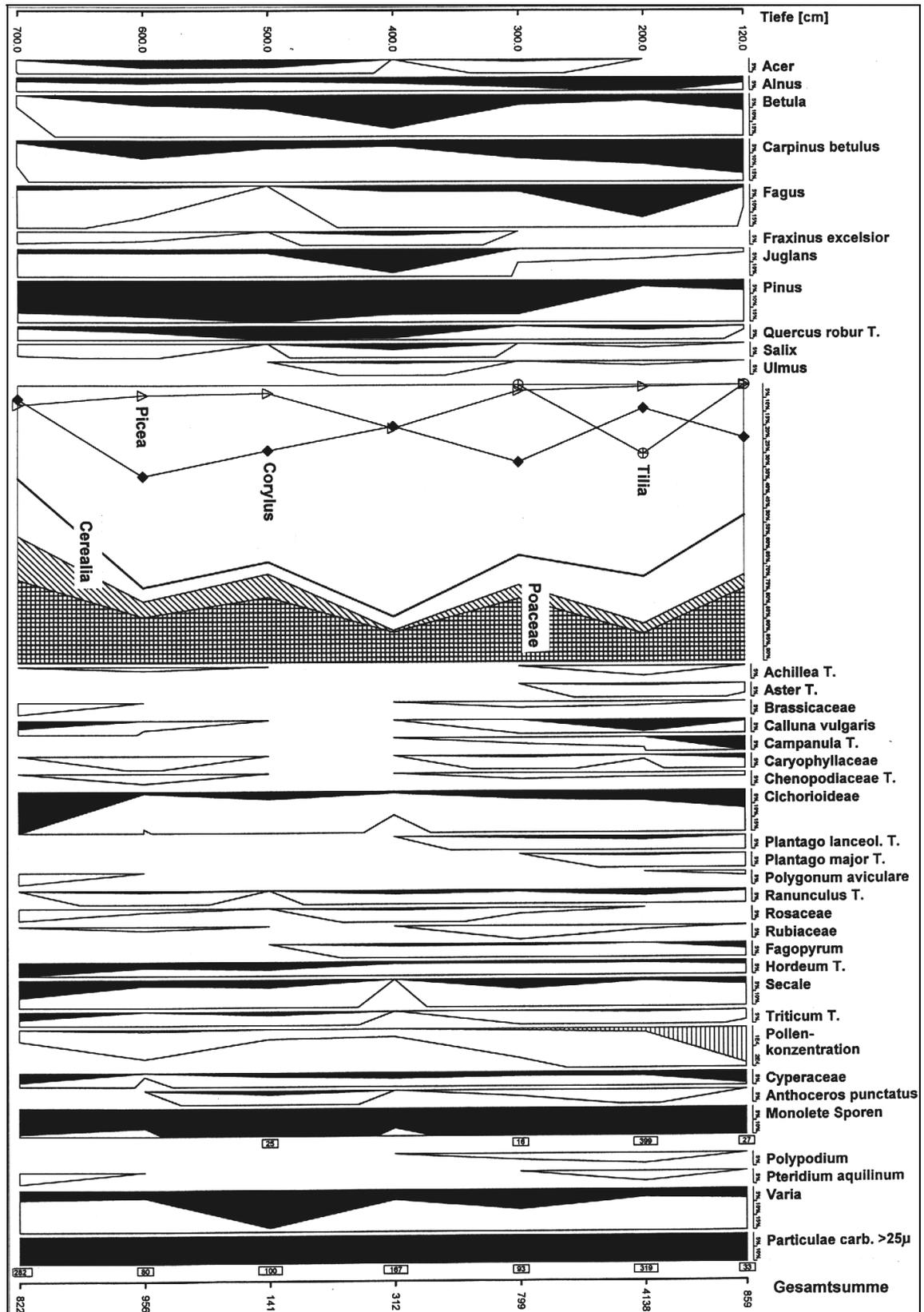


Abbildung 55: Relativdiagramm des Aufschlusses Hämmelsbach 172 m NN (vereinfacht). Die 100 % Summe umfasst alle Pollentypen von Acer bis Triticum (die Typen Cyperaceae bis Particulae carbonae - Holzkohle sind ausgeschlossen). Das Hauptdiagramm gibt neben einzelnen Pollentypen auch die Summe aller Baumpollen und Nichtbaumpollen, getrennt durch die durchgehende Linie, wieder

Diese Fläche liegt am Stirnbereich des Schuttkegels in unmittelbarer Nähe des Finkenbaches und wird nordöstlich durch den Hämmelsbach abgeschnitten. Aus diesem Grund wurde die intensiv landwirtschaftlich genutzte Oberfläche des Schuttkegels erodiert, wodurch sich das Ausbleiben der Lößlehmschicht erklären lässt. Die Bohrung IV wurde auf der Hämmelsbachau zwischen den östlichen und westlichen Seiten des Schuttkegels durchgeführt. Diese zeigt, dass das Bachbett in einem lößlehm- und sandhaltigen Material liegt, das einen typischen Auenboden bildet.

Auf dem Schuttkegel „Herrenrain“ wurden entlang der Vermessungsprofile L8 & L9 die Pürckhauer-Bohrungen durchgeführt. Der Transekt auf der Abbildung 56 visualisiert die Ergebnisse dieser Bohrungen. Am Ausgang des Schuttkegels aus der Talenge des Herrenrains ist die Mächtigkeit der lößlehmhaltigen Schicht sehr gering. Die Bohrung I (175 m NN) war sehr schwer durchführbar, da alle Horizonte sehr steinreich gewesen sind. Die Bohrungen II und III (172 und 165 m NN) waren dagegen bis in einer Tiefe von ca. 2 m einfach ausführbar. Diese zeigen einen mächtigen Cv-Horizont, der hauptsächlich aus Lößlehm besteht und praktisch steinfrei ist. Diese Schicht kann mit großer Sicherheit mit dem Cv-Horizont auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“ verglichen werden (vgl. Grabung G5 - s. Abb. 50). Im Stirnbereich des Schuttkegels wurden zwei Bohrungen (IV und V) aufgenommen. Beide weisen die deutliche Abnahme der Lößlehmschicht auf. Der Bv- sowie Cv-Horizont sind steinreich und dadurch war die Durchführung der Bohrung sehr behindert.

Die Bohrung VI wurde in der Finkenbachau geschlagen. Diese unterscheidet sich deutlich von allen anderen und kann als ein klassischer Gley mit einem Ah/Go/Gr Profil angesprochen werden. Ein Vergleich der Transekte (Abb. 53 & Abb. 56) verdeutlicht, dass der Aufbau der beiden Schuttkegel sehr ähnlich ist. In der Mitte des Kegels bildet sich eine mächtige Lößlehmauflage, die im Stirnbereich erodiert wurde.

### **6.3.3 REFRAKTIONSSEISMIK**

Das seismische Profil S16 wurde auf dem östlichen Teil des Schuttkegels „Hämmelsbach“ in unmittelbarer Nähe der Grabung G5 aufgenommen (Abb. 48 und 57). Das Profil weist zwei deutliche Schichtgrenzen auf. Die obere Schicht reicht bis in eine Tiefe von 1,5 m und weist mit ihren Geschwindigkeiten der P-Wellen (ca. 200 m/s) auf die Verbreitung der Lößlehmsedimente hin. Die darauf folgende Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 524 bis 684 m/s ist etwa 11 m mächtig. Wie die Grabung G5 zeigte, ist ab einer Tiefe von ca. 1,5 m die blockreiche Buntsandsteinschicht vorhanden. Daraus kann man schließen, dass diese Schicht in diesem Bereich des Kegels bis zu 11-12 m Tiefe reicht. Die unterste Schicht mit den Geschwindigkeiten der P-Wellen von 3041 bis 3664 m/s deutet auf den anstehenden Buntsandstein hin.

Die seismische Aufnahme S17 (Abb. 48) im Stirnbereich des Schuttkegels wies einen deutlichen Unterschied zu der oben beschriebenen auf. Wie die Grabung bereits zeigte (vgl. Grabung G6), bleibt in diesem Teil des Schuttkegels die Lößlehmauflage fast völlig aus. Dadurch ist der Bv-Horizont sehr steinreich und wird daher durch die seismischen Aufnahmen nicht erfasst. Aus diesem Grund zeigt das Profil S17 nur zwei Schichten. Die obere mit den Geschwindigkeiten der P-Wellen von 383 bis 511 m/s reicht bis in eine Tiefe von ca. 6 m und stellt alle vier Horizonte Ap-Bv-IICv-IIIC als eine Einheit dar (vgl. Abb. 52).

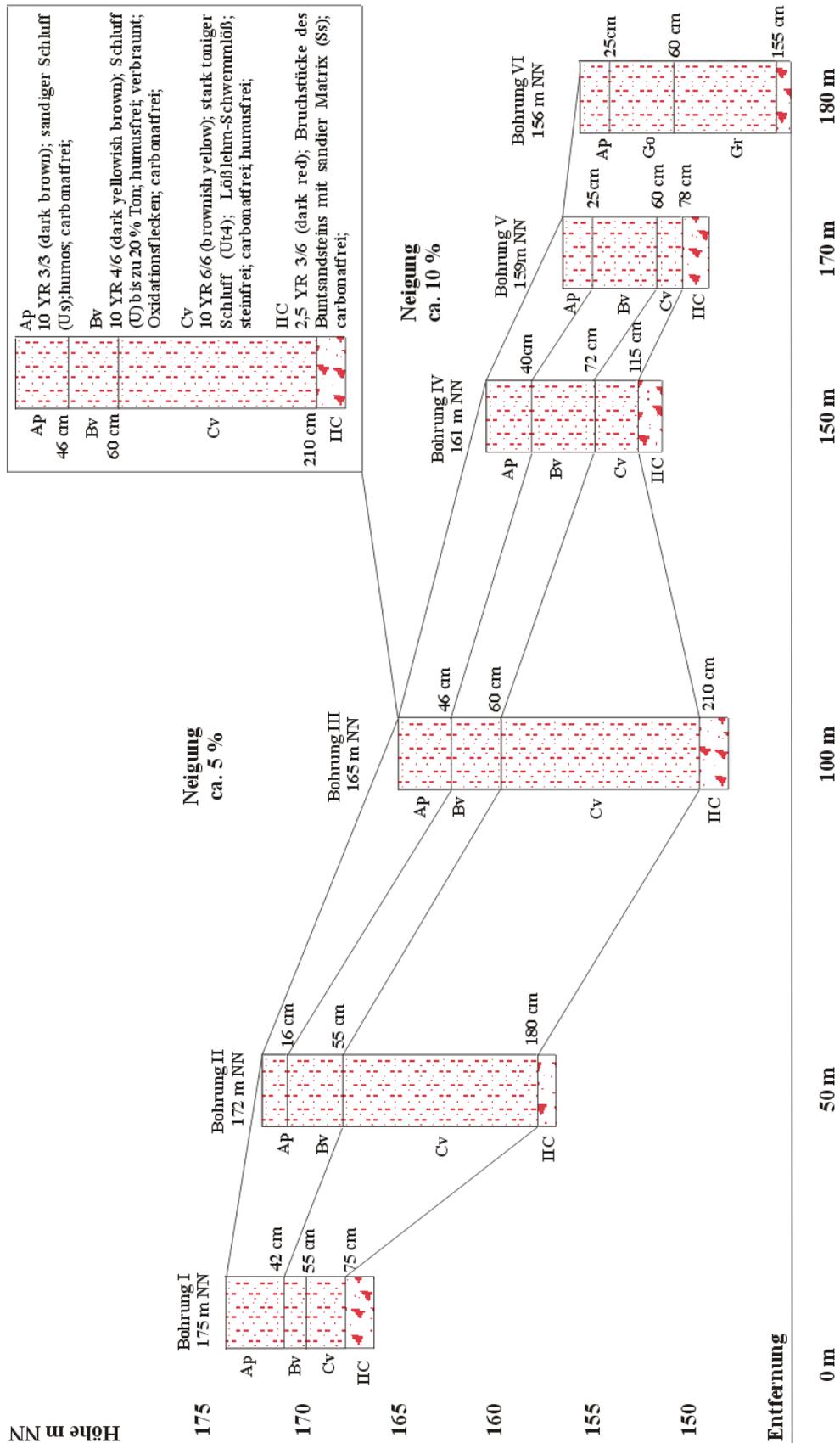


Abbildung 56: Transekt auf dem Schuttkegel „Herrenrain“. Bohrungen I bis V wurden entlang der Vermessungsprofile L8 & L9 und Bohrung VI auf der Finkenbachau aufgenommen. Die Bohrung III wird repräsentativ detailliert dargestellt

Die untere Schicht mit der Longitudinalgeschwindigkeit von ca. 1500 m/s deutet auf den anstehenden Buntsandstein hin. Dadurch wird das Ergebnis der Vermessung bestätigt, das im Stirnbereich des Schuttkegels auf eine Höhe von ca. 5 m über der Talaue des Finkenbachs hinweist (vgl. Längsprofil L7).

Das seismische Profil S18 wurde auf der Finkenbachaue in unmittelbarer Nähe des Schuttkegels geschlagen. Die Ergebnisse der Aufnahmen sind besonders wertvoll, da diese auf die Mächtigkeit des Finkenbachtalschotters hindeuten. Die obere Schicht mit den niedrigen Longitudinalgeschwindigkeiten von ca. 350 m/s besteht erwartungsgemäß aus einer lößlehm-sandigen Mischung und reicht bis zu 2-2,5 m Tiefe. Die darauf folgende ca. 6 m mächtige Schicht weist die Geschwindigkeiten der P-Wellen von etwa 1000 m/s auf. Dadurch kann diese Schicht als kaltzeitlich entstandener Buntsandsteinschotter der Finkenbachtalsole identifiziert werden. Die unterste Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von ca. 3000 m/s stellt den anstehenden Buntsandstein dar. Das vor dem Schuttkegel „Herrenrain“ auf der Finkenbachaue geschlagene Profil S21 (Abb. 48) zeigt im Gegensatz zum Profil S18 nur zwei Schichten. Die obere Schicht ist auch 2-2,5 m mächtig und besitzt die niedrigen P-Wellengeschwindigkeiten (404-512 m/s). Die untere inhomogene Schicht hat die Longitudinalgeschwindigkeiten von 1835 bis 2307 m/s. Diese Geschwindigkeiten sind sehr schwierig in einen bestimmten Horizont einzuordnen. Wie bei den meisten Profilen in der Finkenbachaue weist auch dieses Profil darauf hin, dass das Untergrundwasser in der Aue ein großes Hindernis für die seismischen Messungen darstellt.

Das seismische Profil S20 auf dem Schuttkegel „Herrenrain“ präsentiert sehr deutlich den inneren Aufbau des Kegels (Abb. 48 & 58). Die obere Schicht mit den Geschwindigkeiten der seismischen Wellen von 333-340 m/s besteht aus Lößlehm. Dies haben die Bohrungen auch bewiesen. Die zweite mächtige Schicht reicht bis in eine Tiefe von etwa 12 m und weist mit ihren Longitudinalgeschwindigkeiten von ca. 700 m/s auf die Verbreitung des blockreichen Buntsandsteinschutttes hin. Das seismische Profil befand sich auf einer Höhe von 10-12 m relativ zur Finkenbachaue, demzufolge zeigt die seismische Aufnahme die tatsächliche Höhe des Schuttkegels. Die darauf folgende Schicht mit den Geschwindigkeiten der P-Wellen von 1607 bis 2409 m/s weist auf die Präsenz des anstehenden Buntsandsteins hin. Das Profil S19 wurde im Ausgangsbereich des Schuttkegels Herrenrain aufgenommen. Die Interpretation des Profils zeigt, dass die Mächtigkeit des Schuttkörpers an diesem Punkt mit nur ca. 5 m geringer ist als beim Profil S20 (Tabelle 10). Außerdem werden durch die seismischen Wellen die Ah-, Bv- und C-Horizonte als eine einheitliche Schicht gedeutet. Die weitere Schicht von 5 bis 18 m Tiefe beschreibt mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von etwa 1100 m/s nicht die Schuttschicht, sondern den stark zerklüfteten anstehenden Buntsandstein. Dies ergibt sich aus der Interpretation der morphometrischen Parameter des Schuttkegels und dessen Umgebung, denn bei einer Tiefe von 18 m würde der Schuttkörper ca. 7 m unter der Talaue des Finkenbachs liegen, was nicht denkbar ist.

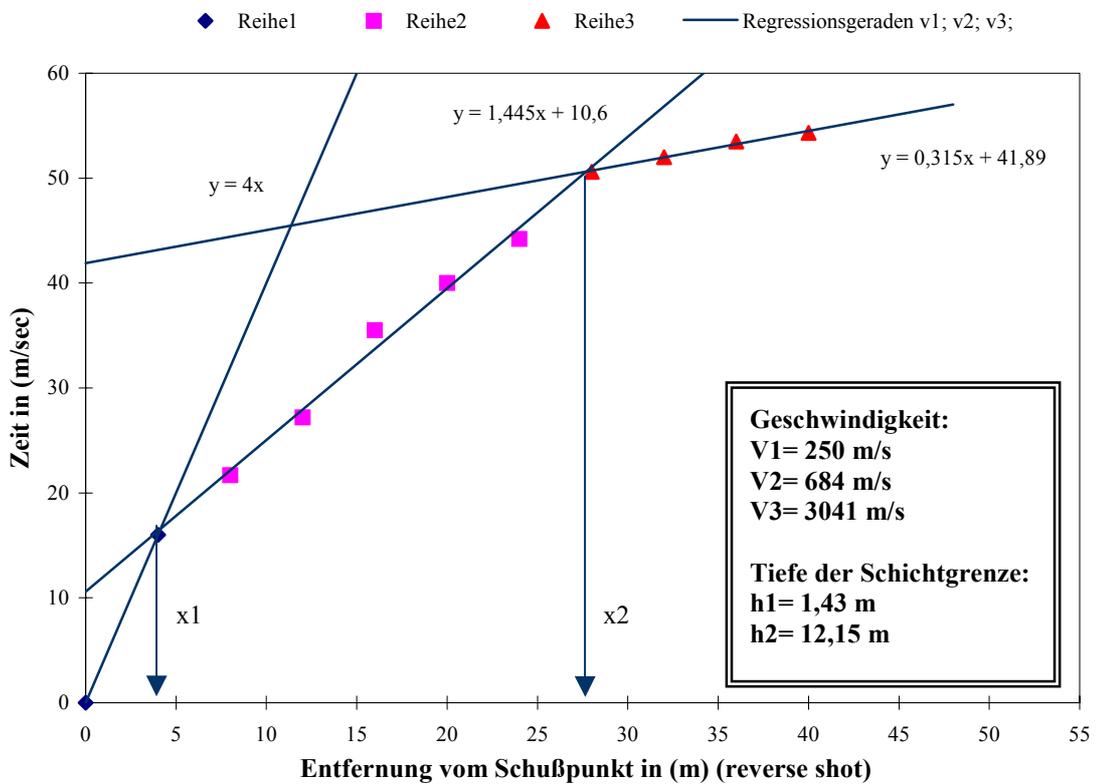
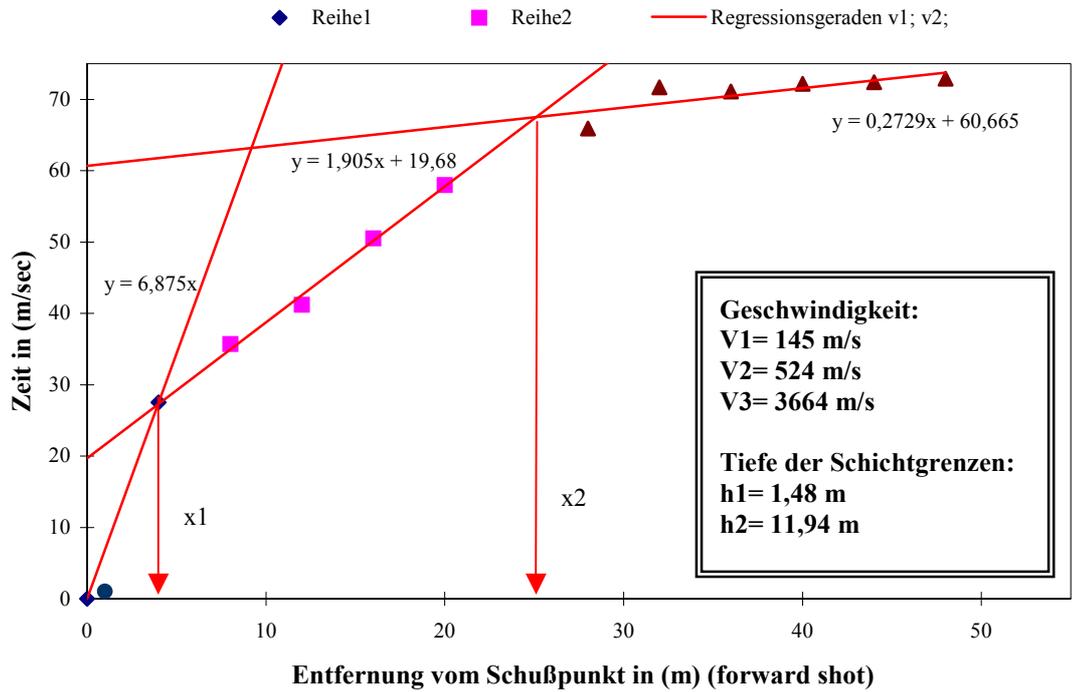


Abbildung 57: Profil S16 gemessen auf dem Schuttkegel Hämmelsbach. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

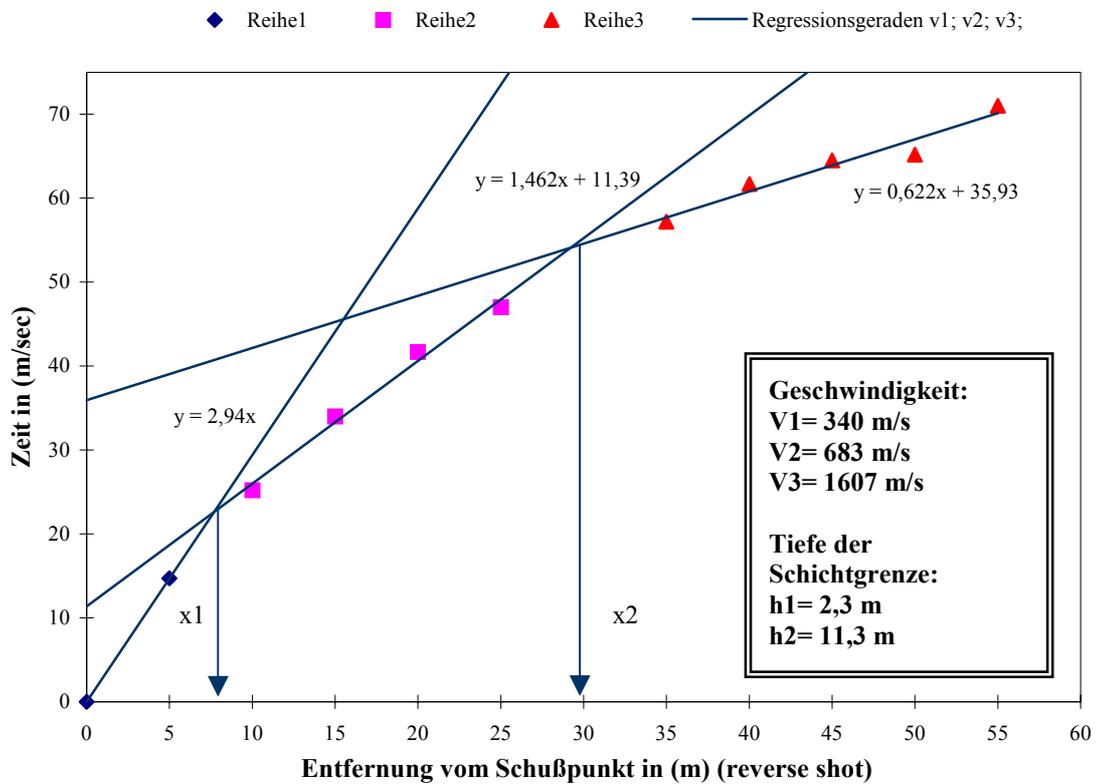
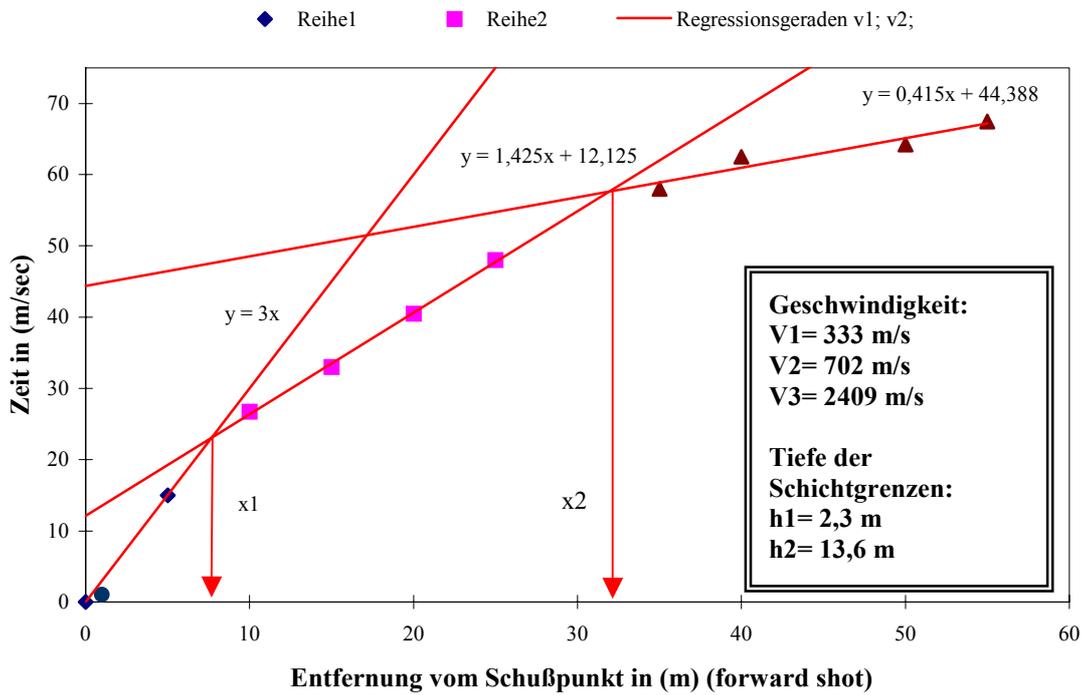


Abbildung 58: Profil S20 gemessen auf dem Schuttkegel Herrenrain. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

**Tabelle 10: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Hämmelsbach“ und „Herrenrain“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ - $V_3$  m/s) und der Höhendifferenz der Schichtgrenzen ( $h_1$ - $h_2$  m)**

<b>Profile Hämmelsbach - Mündung 160 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>
S 16 (For) 175 m NN Schuttkegel	145	524	3664		1,48	11,94
S 16 (Rev) 175 m NN Schuttkegel	250	684	3041		1,43	12,15
S 17 (For) 170 m NN Schuttkegel	383	1787	-		-	6,06
S 17 (Rev) 170 m NN Schuttkegel	511	1238	-		-	6,4
S 18 (For) 160 m NN Finkenbachaue	360	1333	3335		2,4	6,8
S 18 (Rev) 160 m NN Finkenbachaue	511	1238	2899		1,7	5,0
<b>Profile Herrenrain - Mündung 155 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>
S 19 (For) 175 m NN Schuttkegel	352	1000	4166		4,6	17,6
S 19 (Rev) 175 m NN Schuttkegel	352	1219	3225		5,2	18,1
S 20 (For) 165 m NN Schuttkegel	333	702	2409		2,3	13,6
S 20 (Rev) 165 m NN Schuttkegel	340	683	1607		2,3	11,3
S 21 (For) 155 m NN Finkenbachaue	404	1835	-		2,8	-
S 21 (Rev) 155 m NN Finkenbachaue	512	2307	-		2,1	-

#### 6.4 VERGLEICHENDE UNTERSUCHUNGEN AN ANDEREN SCHUTTKEGELN

Diese Untersuchungen wurden außerhalb der bereits beschriebenen Abschnitte durchgeführt. Mittels der Interpretation der geologischen und topographischen Karten und der Luftbilder sowie aufgrund der Geländebegehungen wurden diese Standorte ausgesucht.

##### 6.4.1 „WILDER BUSCH“

Der Untersuchungsstandort befindet sich unterhalb des Bergs „Bannholz“ 480 m NN auf der linken Seite des Flusses „Brombacher Tal“ (Abb. 59). Der Schuttkegel des Nebenflusses „Wilder Busch“ ist in der leichtgeneigten Aue des Brombachs so weit eingerückt, dass die Breite des Flusstals in diesem Bereich nur noch 10 m beträgt. Er bildet auf der Brombachaue einen ca. 10 m hohen Hügel, der im Stirnbereich eine konvexe Form hat und auffallend steil ist. Der Wilde Buschbach selbst ist ein relativ kleiner Fluss, dessen Tal eine deutliche V-Form mit steilen Hängen aufweist. Das Tal des Bachs ist nur etwa 1500 m lang, aber der Höhenunterschied zwischen der Quelle (ca. 400 m NN) und der Mündung (205 m NN) beträgt ca. 200 m.

Die Ergebnisse der seismischen Aufnahme auf der Oberfläche des beschriebenen Hügels bestätigen, dass es sich tatsächlich um einen Schuttkegel handelt. Das seismische Profil S 22 (Abb. 59 & 62) weist eine obere Schicht mit einer Longitudinalgeschwindigkeit von ca. 350 m/s auf. Sie reicht bis zu einer Tiefe von etwa 3 m und präsentiert dadurch die Ah/Bv/IICv-Horizonte (vgl. Ergebnisse der Grabung G7). Die zweite Schicht mit den Geschwindigkeiten der P-Wellen von 729 bis 769 m/s erstreckt sich bis zu 12 m Tiefe und zeigt damit die Mächtigkeit des blockreichen Buntsandsteinschutttes. Die untere Schicht

besitzt die Longitudinalgeschwindigkeiten von 2684 bis 3703 m/s und deutet auf den anstehenden Buntsandstein hin. Die Grabung G7 (Abb. 60) im Stirnbereich des Schuttkegels „Wilder Busch“ zeigt eine sehr große Ähnlichkeit mit der Grabung G6 (Abb. 52) auf dem Schuttkegel „Hämmelsbach“. Der 10 cm mächtige Ap-Horizont ist humos und durchwurzelt. Die liegende Schicht weist sowohl auf den Bv-Horizont (verbraunt; Oxidationsflecken) als auch auf den IICv-Horizont (steinreich mit sandig-schluffiger Matrix) hin. Dieser Bv/IICv-Horizont reicht bis zu 100 cm Tiefe. Eine weitere Grabung war nicht mehr durchführbar, da man die meterlangen Buntsandsteinblöcke nicht bewegen konnte.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, dass der Schuttkegel „Wilder Busch“ einen ähnlichen Aufbau wie die bereits beschriebenen aufweist. Am Ausgang der relativ kleinen Nebenflüsse bilden sich auch die mächtigen Schuttkegel.

#### 6.4.2 „WETTERBERGBACH“

Der Standort „Wetterberg“ befindet sich 1 km nördlich des Abschnittes „Großwiese“ am Ausgang des Wetterbergbachs. Auf dem Schuttkegel und in unmittelbare Nähe des Kegels auf der Finkenbachau wurden seismische Aufnahmen durchgeführt. Das seismische Querprofil S23 (Abb. 61 & 63) weist einen sehr ähnlichen Aufbau wie das Profil auf dem Schuttkegel „Mähäcker“ auf (Abb. 46). Die obere Schicht mit der Geschwindigkeit der P-Wellen ca. 250 m/s reicht bis zu 2 m Tiefe. Sie deutet auf ein lockeres Material hin. Die darauf folgende fast 8 m mächtige Schicht (von 765 bis 950 m/s) zeigt die Ausbreitung der blockreichen Buntsandsteinschicht. Die unterste Folge mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von ca. 2000 m/s weist auf den anstehenden Buntsandstein hin.

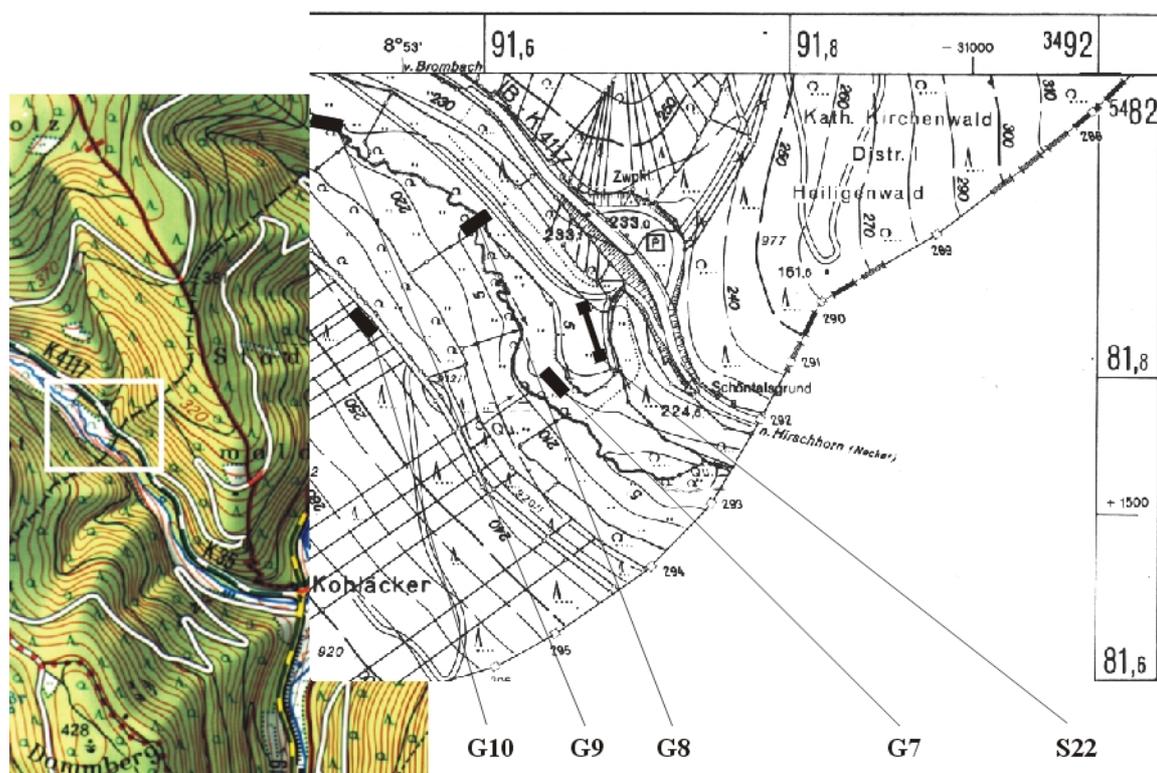


Abbildung 59: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich „Wilder Busch“ mit Hinweisen auf die Lage des seismischen Profils (S22) und der Grabung (G7)

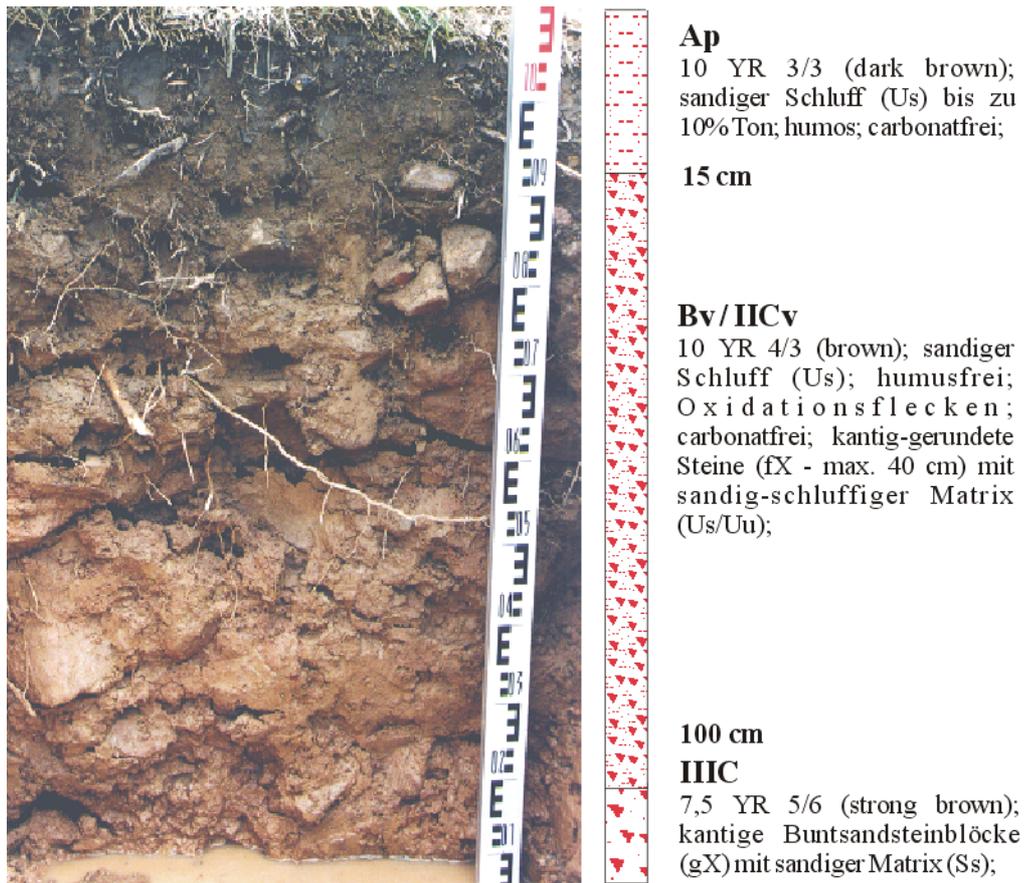


Abbildung 60: Bodenprofil (G7) auf dem Schuttkegel „Wilder Busch“ 210 m NN

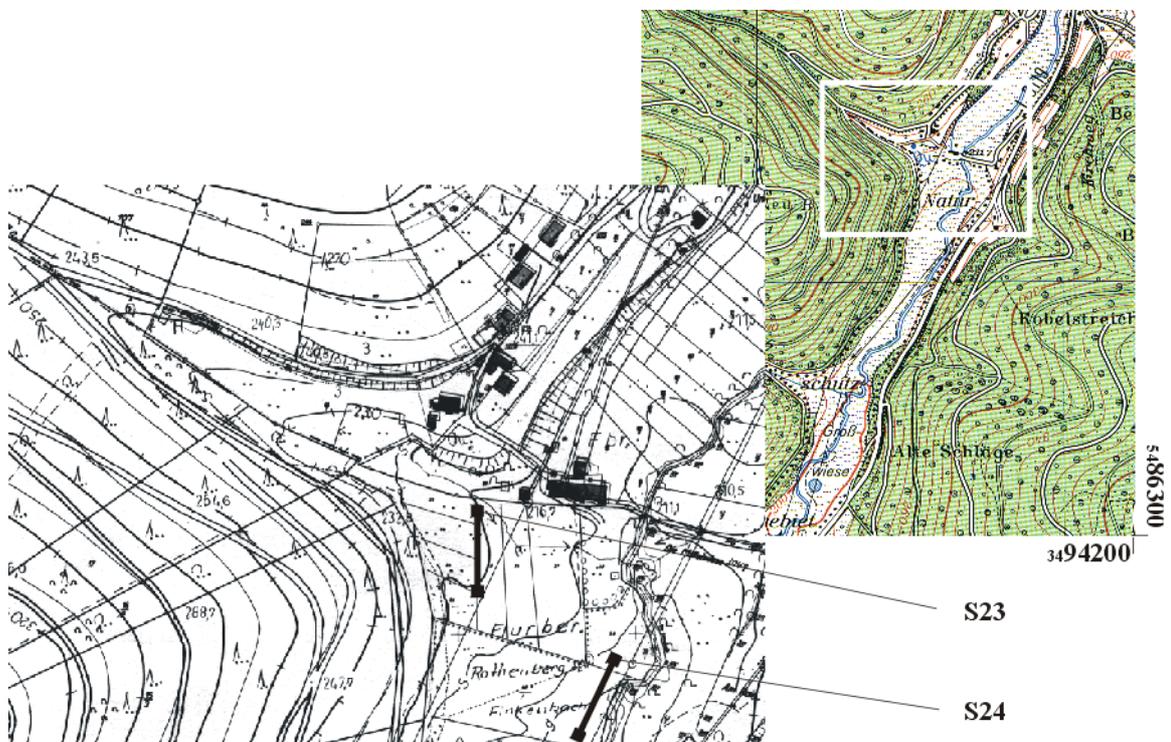


Abbildung 61: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich “Wetterbergbach” mit Hinweisen auf die Lage der seismischen Profile (S23 & S24)

Die seismische Aufnahme S24 auf der Finkenbachaue weist eine sehr große Ähnlichkeit mit den Aufnahmen S3 und S6 (s. Tabelle 11) auf. Das Profil zeigt eine obere Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 375 bis 389 m/s, die bis zu einer Tiefe von 1,2 m reicht und die aus einem sandig-schluffigen Material besteht. Die untere Schicht mit den Geschwindigkeiten der P-Wellen von 1639 bis 1885 m/s deutet auf den Buntsandsteinschotter der Finkenbachtalsole hin.

### 6.4.3 „HEILIGENWALDBACH“

Der Schuttkegel am Ausgang des Heiligenwaldbachs befindet sich ca. 700 m südlich des Untersuchungsabschnittes „Großwiese“. Dieser Schuttkegel rückt fast 100 m weit in die Finkenbachaue ein, so dass er den Verlauf des Finkenbaches deutlich beeinflusst. Der Stirnbereich des Kegels bildet eine ca. 5 m hohe Kante. Weiter aufwärts ist der Schuttkegel steil. Das seismische Profil S25 in diesem Bereich des Kegels zeigt erwartungsgemäß eine sehr große Ähnlichkeit mit dem Profil S23 des Schuttkegels „Wetterberg“ (Abb. 63). Die obere Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 232 bis 243 m/s weist auf ein sandig-schluffiges Material hin. Die folgende Schicht mit der Geschwindigkeit der P-Wellen von ca. 700 m/s deutet auf die blockreiche Buntsandsteinschuttschicht hin und reicht bis zu einer Tiefe von ca. 11 m. Die unterste Schicht (1887-2150 m/s) besteht aus dem anstehenden Buntsandstein.

Die auf den unterschiedlichen Schuttkegeln durchgeführten vergleichenden Untersuchungen verdeutlichen und bestätigen die Ergebnisse, die in den Abschnitten „Großwiese“, „Mähäcker- Mühlberg“ und „Hämmelsbach- Herrenrain“ erzielt wurden. Die in der Tabelle 11 vorgestellten Profile zeigen deutlich, dass die Schuttkegel „Wilder Busch“, „Wetterberg“ und „Heiligenwald“ aus drei Schichten bestehen. In der Finkenbachaue weisen die seismischen Aufnahmen dagegen nur zwei Schichten auf.

**Tabelle 11: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Wilder Busch“, „Wetterberg“ und „Heiligenwald“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ - $V_3$  m/s) und der Höhendifferenz der Schichtgrenzen ( $h_1$ - $h_2$  m)**

<b>Profile</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>
<b>Wilder Busch - Mündung 205 m NN</b>						
S 22 (Geo. 1) 220 m NN Schuttkegel	348	729	3703		2,9	12,5
S 22 (Geo. 2) 221 m NN Schuttkegel	336	769	2684		3,3	11,9
<b>Profile</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>
<b>Wetterbergbach - Mündung 210 m NN</b>						
S 23 (For) 222 m NN Schuttkegel	230	950	2185		1,9	10,3
S 23 (Rev) 222 m NN Schuttkegel	243	765	1400		1,2	7,5
S 24 (For) 210 m NN Finkenbachaue	375	1885			1,2	
S 24 (Rev) 210 m NN Finkenbachaue	389	1639			1,1	
<b>Profile</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>V_3</math></b>		<b><math>h_1</math></b>	<b><math>h_2</math></b>
<b>Heiligenwaldbach - Mündung 185 m NN</b>						
S 25 (For) 210 m NN Schuttkegel	348	580	1887		2,6	9,7
S 25 (Rev) 210 m NN Schuttkegel	340	746	2150		3	11,4

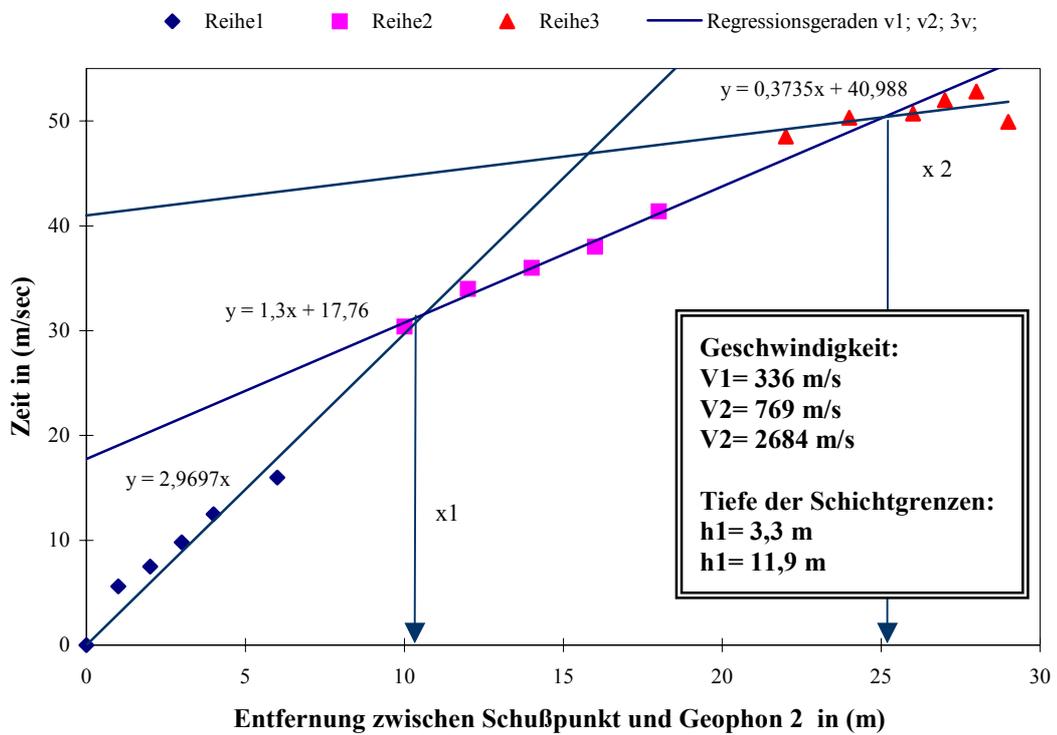
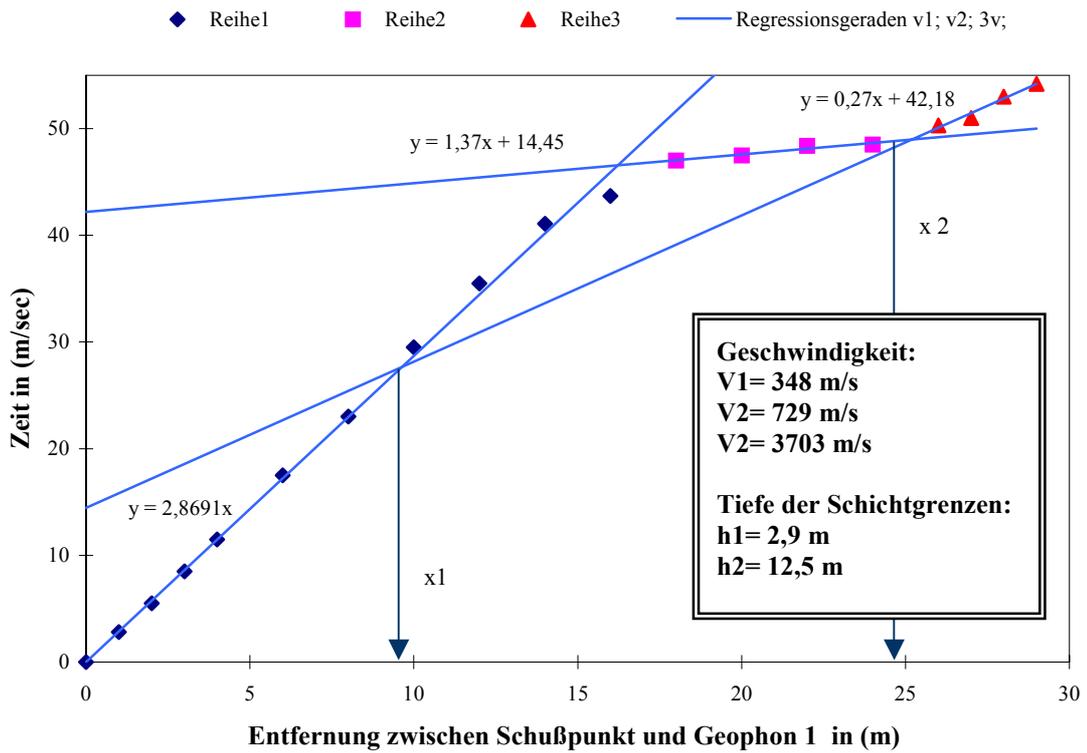


Abbildung 62: Profil S22 gemessen auf dem Schuttkegel Wilder Busch. Refraktionsseismische Laufkurven mit den Regressionsgeraden und den daraus resultierenden Berechnungen

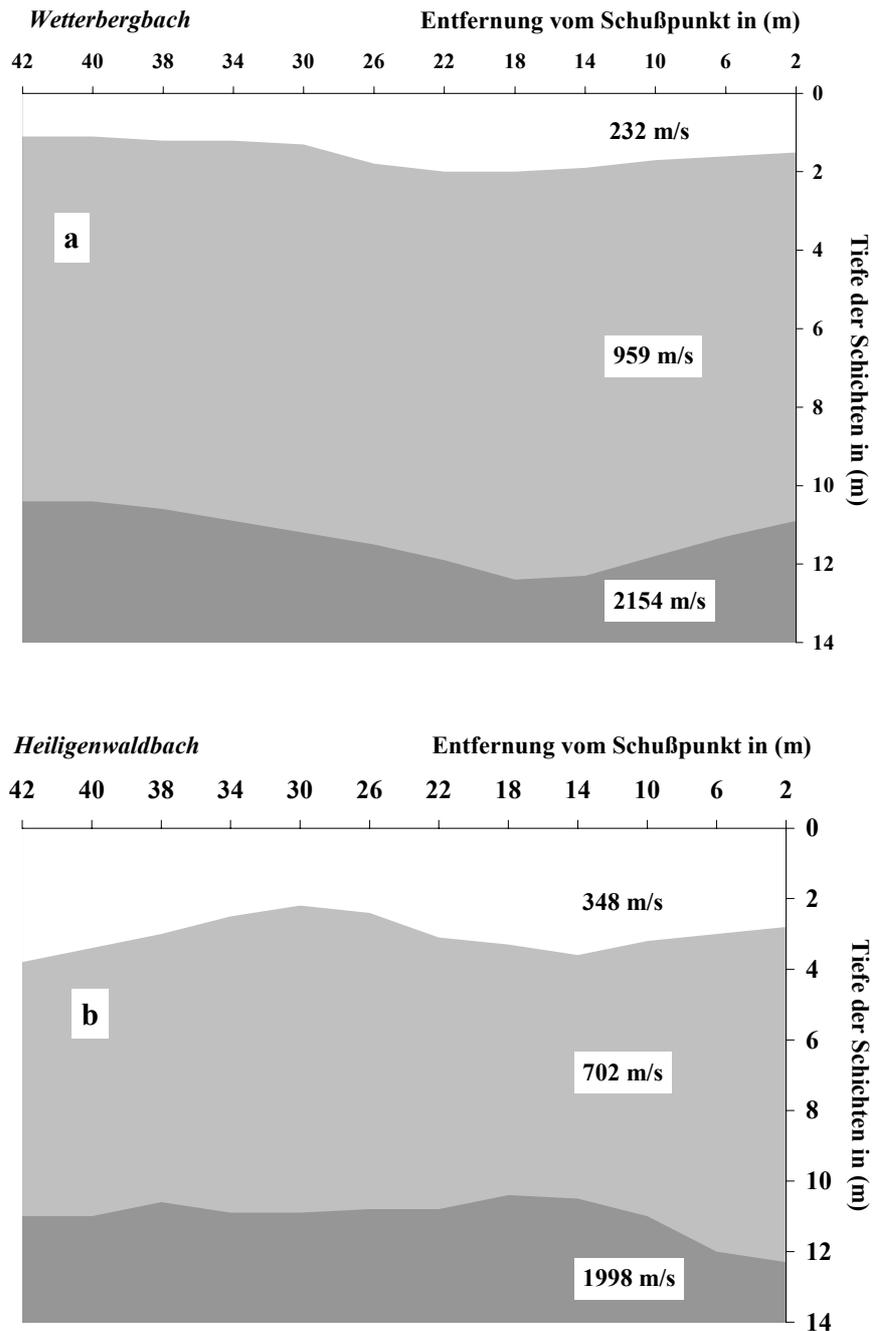


Abbildung 63: Querschnitt des Schuttkegels "Wetterberg" (a) und Längsprofil des Schuttkegels „Heiligenwald“ (b), die anhand der seismischen Aufnahmen S23 bzw. S25 erstellt wurden

## 7 UNTERSUCHUNGEN DER FINKENBACHAUE

### 7.1.1 ABSCHNITT „IM HAINBRUNNER TALE“

Das Untersuchungsgebiet "Im Hainbrunner Tale" befindet sich in einem Ausschnitt der Talaue des Finkenbaches und wird im Westen, Süden und Norden durch den Finkenbach und im Osten durch eine Böschung begrenzt. Es liegt im Norden etwa 147 m NN und im Süden etwa 145 m NN, demnach weist es einen Höhenunterschied von ca. 2 m auf (Abb. 64). Das Gebiet wird in Form von Grünlandwirtschaft mit zwei- bis dreimaliger Mahd im Jahr landwirtschaftlich genutzt, gelegentlich findet eine Beweidung mit Schafen und Wild statt.

Die Bohrung I, die das Bodenprofil des Standortes der Mitteleuropäischen Fettwiese wiedergibt, zeigt die charakteristische Horizontabfolge einer Vega mit hohem Sandanteil. Auf einen 40 cm mächtigen humosen Ah-Horizont folgt ein 15 cm mächtiger M-Horizont. In 70 cm Tiefe liegt ein Flussschotter, so dass die Bohrung hier beendet werden musste. Der Sandanteil nimmt innerhalb des Bodenprofils von oben nach unten zu. Das ist typisch für die Sedimente der Finkenbachtalaue, als ein Beispiel sei hier das Profil der Bohrung IV (Abb. 65) angeführt. Das Bodenprofil II stellt einen Auengley dar, der wie die Pflanzengesellschaft der Silikat-Binsenwiese auf eine Vernässung hinweist. Der Ah-Horizont ist 40 cm mächtig. Der folgende Go-Horizont deutet auf Oxidation des Eisens hin. Bis in eine Tiefe von 75 cm schwankt demnach der Wasserspiegel. Das Bodenprofil wird ab 75 cm durch einem Gr-Reduktionshorizont gekennzeichnet. Der Boden lässt in dieser Tiefe eine dauernde Vernässung erkennen, was aufgrund der Farbe, des charakteristischen Geruchs und der fehlenden Oxidationsflecken erschlossen werden kann. Die Bodenschicht wird in etwa 120 cm von Buntsandsteinschotter unterlagert. Schluff ist in diesem Profil die dominierende Korngröße, die von oben nach unten zunimmt. Die Flussschotter werden hier erst in 120 cm Tiefe angetroffen. Dieses und der hohe Schluffgehalt lassen vermuten, dass hier ein ehemaliger Flusslauf/-rinne aufgefüllt wurde. Die Bohrung III wurde am tiefsten Punkt des Hainbrunner Tales durchgeführt. Die dort auftretende Vegetationsdecke stellt der Eschen- und Erlenwald der Aue dar. Die oberste Schicht des Profils bis etwa 30 cm ist durch Überschwemmung abgelagertes sandiges Material. Da sowohl eine Differenzierung wie auch Anzeichen von Bodenbildung innerhalb dieses Horizonts fehlen, kann man diesen als M-Horizont bezeichnen. Der darunterliegende M/Gr-Horizont bis 50 cm Tiefe lässt Anzeichen von Reduktion (Farbe und Geruch) erkennen, d. h. es besteht ein ständiger Wassereinfluss. Der Boden wird bei ca. 100 cm durch Flussschotter begrenzt. Die akkumulierte Schicht M könnte beim letzten Hochwasser abgelagert worden sein, da sie keine deutliche Bodenbildung aufweist und kaum durchwurzelt ist. Der unterliegende Gr-Horizont stellt vermutlich den Rest eines Gleys dar. Sein A bzw. Go-Horizont könnte durch Überschwemmung abgetragen worden sein. Auf dem Auengley befindet sich nun ein Auenrohboden. Der Vergleich der Bohrungen I, II und III im Finkenbachauenquerschnitt von Westen nach Osten (Abb. 64) zeigt unter Berücksichtigung der Höhendifferenz der einzelnen Standorte erhebliche Unterschiede in den Bodenprofilen. Die Höhe über dem Grundwasser hat hierbei einen entscheidenden Einfluss auf den Bodentyp. Entsprechend der Standortbedingungen bildet sich der adäquate Bodentyp aus, der durch die Folgen starker Überschwemmungen gestört werden kann.

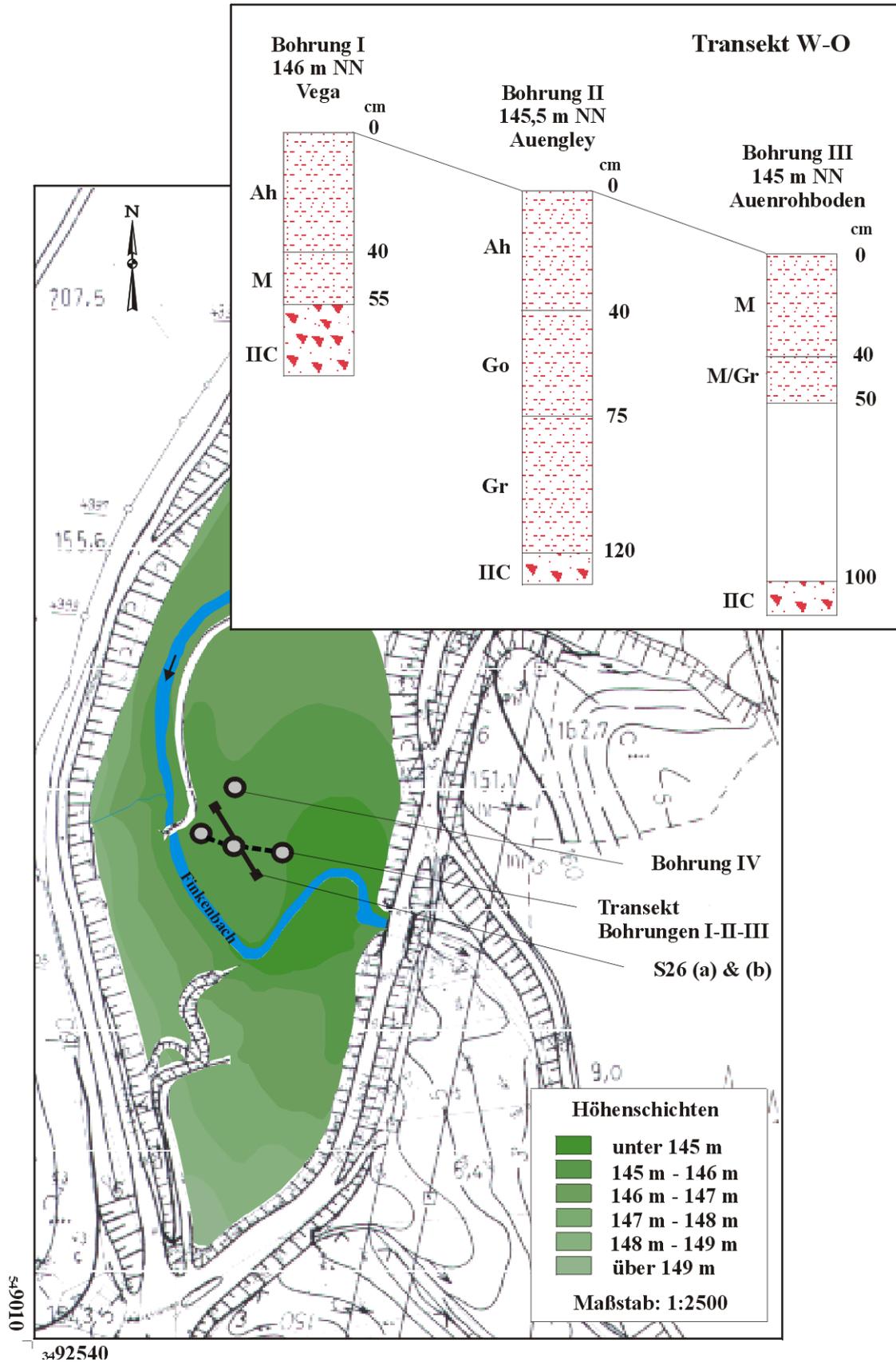


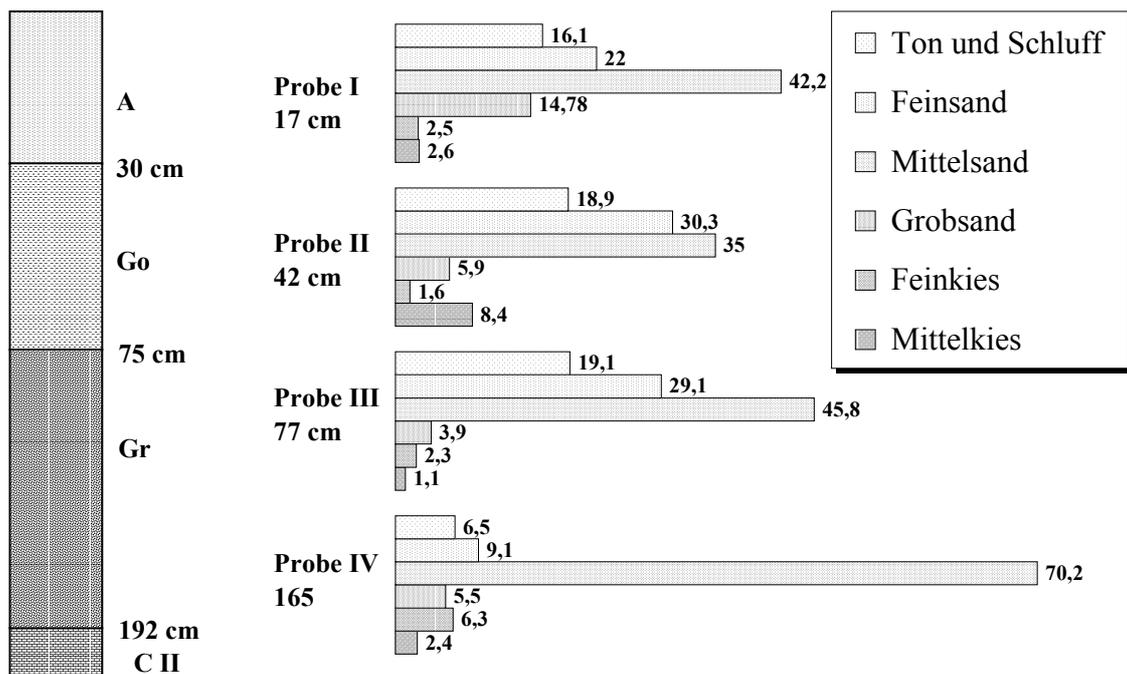
Abbildung 64: Höhenlinienkarte des Untersuchungsgebietes "Im Hainbrunner Tale". DG 1:5000 vom Hessischen Landesvermessungsamt ergänzt durch eigene Messungen. Mit Hinweisen auf die Lage des seismischen Profils (S26) und der Pürckhauer Bohrungen (I, II, III & IV)

Die Bohrung IV wurde in unmittelbarer Nähe des seismischen Profils S26 durchgeführt und zeigt das Profil eines Auengleys (Abb. 64). Der Standort der Bohrung besitzt eine trockene Oberfläche und lässt bis in eine Tiefe von ca. 30 cm einen Pflughorizont erkennen. Dieser Bereich weist als Vegetationsform eine Fettwiese auf. Die Korngrößenanalyse des Profils zeigt, dass die Bodenhorizonte einen hohen Sandanteil aufweisen und dass der Schluffanteil mit größerer Tiefe deutlich abnimmt (Abb. 65). Dieses Profil reicht bis in eine Tiefe von 192 cm, wobei grobe Sande und Kiese ab 40 cm anzutreffen sind. Ab einer Tiefe von ca. 100 cm wurde tiefer gebohrt, um sicherzustellen, dass der große Widerstand beim Eindringen des Pürckhauer Bohrers auf Flussschotter und nicht auf anstehendes Gestein zurückzuführen ist.

Dies beweist auch das seismische Profil S26a (Tabelle 12). Nach dieser Aufnahme beträgt die Mächtigkeit der oberen weicheren Schicht 88 cm. Die Longitudinalgeschwindigkeit dieser Schicht von 274 m/s deutet auf ein lockeres Material hin. Die untere Schicht mit der relativ hohen Geschwindigkeit der P-Wellen von 2130 m/s weist in der Flussaue auf den wasserdurchsättigten Flussschotter des Finkenbachs hin. Das Profil 26b wurde nach einem starken Regen aufgenommen und zeigt trotzdem eine gute Übereinstimmung mit dem Profil 26a (Abb. 64 & Tabelle 12).

**Tabelle 12: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Hainbrunner Tale. Die Aufnahme am Geophon 2 konnte nicht ausgewertet werden, da der Untergrund sehr inhomogen war**

Profile Hainbrunner Tale – 146 m NN	V <sub>1</sub> (s/m)	V <sub>2</sub> (s/m)		h <sub>1</sub> (m)	h <sub>2</sub> (m)
S 26a (Geo. 1) 146 m NN Flussaue	274	2130		0,88	-
S 26a (Geo. 2) 145 m NN Flussaue	-	-		-	-
S 26b (Geo. 1) 146 m NN Flussaue	287	2145		0,96	-
S 26b (Geo. 2) 145 m NN Flussaue	714	1612		0,47	-



**Abbildung 65: Bohrung IV im Hainbrunner Tale und Ergebnis der Korngrößenanalyse des Profils**

### 7.1.2 ABSCHNITT „IM FINKENBACHER THAL“

Das Untersuchungsgebiet "Im Finkenbacher Thal" liegt in der Flussaue im Mittellauf des Finkenbaches, nördlich des Untersuchungsgebietes "Im Hainbrunner Tale". Dieses Gebiet zählt zum Naturschutzgebiet "Finkenbachtal bei Hirschhorn". Das Untersuchungsgebiet wird im Westen und Norden durch den Finkenbach, im Süden durch ein kleines Stillgewässer (Teich mit Zulauf) und im Osten durch den Teichzulauf begrenzt. Eine kleine Stufe verläuft vom Nordwesten in südöstliche Richtung mit einem Höhenunterschied von ca. 1 m. Das „Finkenbacher Thal“ erfährt hier im Talauenbereich keine landwirtschaftliche Nutzung, d. h. es ist Brachland, wohingegen im Gebiet, das an das Naturschutzgebiet angrenzt, Landwirtschaft betrieben wird. Für die Untersuchungen des Bodens und des Substrats wurden im Untersuchungsgebiet "Im Finkenbacher Thal" Bodenbohrungen mit Pürckhauer Bohrer, Rammkernsondierungen, Refraktionsseismik (Abb. 66) und Korngrößenanalysen durchgeführt. Bei der Wahl der Standorte wurden Unterschiede in der Physiognomie der Vegetationsdecke und des Reliefs berücksichtigt.

- *Ergebnisse der Pürckhauer Bohrungen:*

Das Bodenprofil der Bohrung I stellt einen Auengley dar, der ca. 100 cm mächtig ist (Abb. 66). Der A-Horizont reicht bis etwa 10 cm Tiefe. Der anschließende G-Horizont differenziert sich in eine Oxidationsschicht (bis 15 cm Tiefe) und zwei Reduktionsschichten (ab 15 cm), die aufgrund ihrer Farbe, ihrer Korngrößen und vorhandenen Rostflecken unterschieden werden können. Bis in eine Tiefe von ca. 15 cm überwiegt der Schluffanteil. Ab ca. 15 cm dominiert die Korngröße Sand. Diese Grenze stimmt mit dem Übergang Oxidationsschicht – Reduktionsschicht überein. Flussschotter steht ab ca. 100 cm an.

Der Standort der Bohrung II besitzt als Pflanzendecke die Waldsimenwiese, die nach OBERDORFER (1994) gut durchfeuchtete bis nasse Standorte bevorzugt. Das Bodenprofil, das einen Auengley zeigt, bestätigt einen hohen Wassergehalt des Bodens (Abb. 66). In einer Tiefe von 19 cm wird der A-Horizont von dem G-Horizont abgelöst, der in drei Schichten differenziert ist. Ab 40 cm ist ein Reduktionshorizont ausgebildet mit wenig organischen Einschlüssen, der als dominierende Korngröße Sand aufweist. Zwischen 10 cm und 40 cm ist ein Go-Horizont ausgeprägt, der bei 25 cm Tiefe aufgrund seiner Farbe und seines Sandanteils nochmals unterschieden werden kann. Der Sandanteil des Bodenhorizonts nimmt von oben nach unten zu, wohingegen der Schluffanteil abnimmt. Ab einer Tiefe von ca. 100 cm wird Flussschotter angetroffen.

Die Bohrung III wurde auf dem Standort der Dominanzgesellschaft von *Carex brizoides* durchgeführt. Das Profil (Abb. 66) stellt eine Vega dar, d. h. es befindet sich zwischen dem A-Horizont und dem wasserbeeinflussten G-Horizont ein M-Horizont. Demnach wird die obere Bodenschicht wahrscheinlich nicht vom Grundwasser beeinflusst. Der G-Horizont ist differenziert in einen Go-Horizont (21-34 cm), der anhand von zahlreichen Oxidationsflecken (Rostflecken) Schwankungen des Wasserspiegels deutlich macht, und in einen Gr-Horizont (ab 34 cm), der aufgrund der Farbe, der fehlenden Rostflecken und des Geruchs auf Reduktion deutet und daher eine ständige Wasseranwesenheit signalisiert. Mit zunehmender Tiefe wird der Sandanteil und der mittlere Korngrößendurchmesser größer und der Schluffanteil kleiner. Die Bodenschicht wird in einer Tiefe von etwa 100 cm von Flussschotter abgelöst.

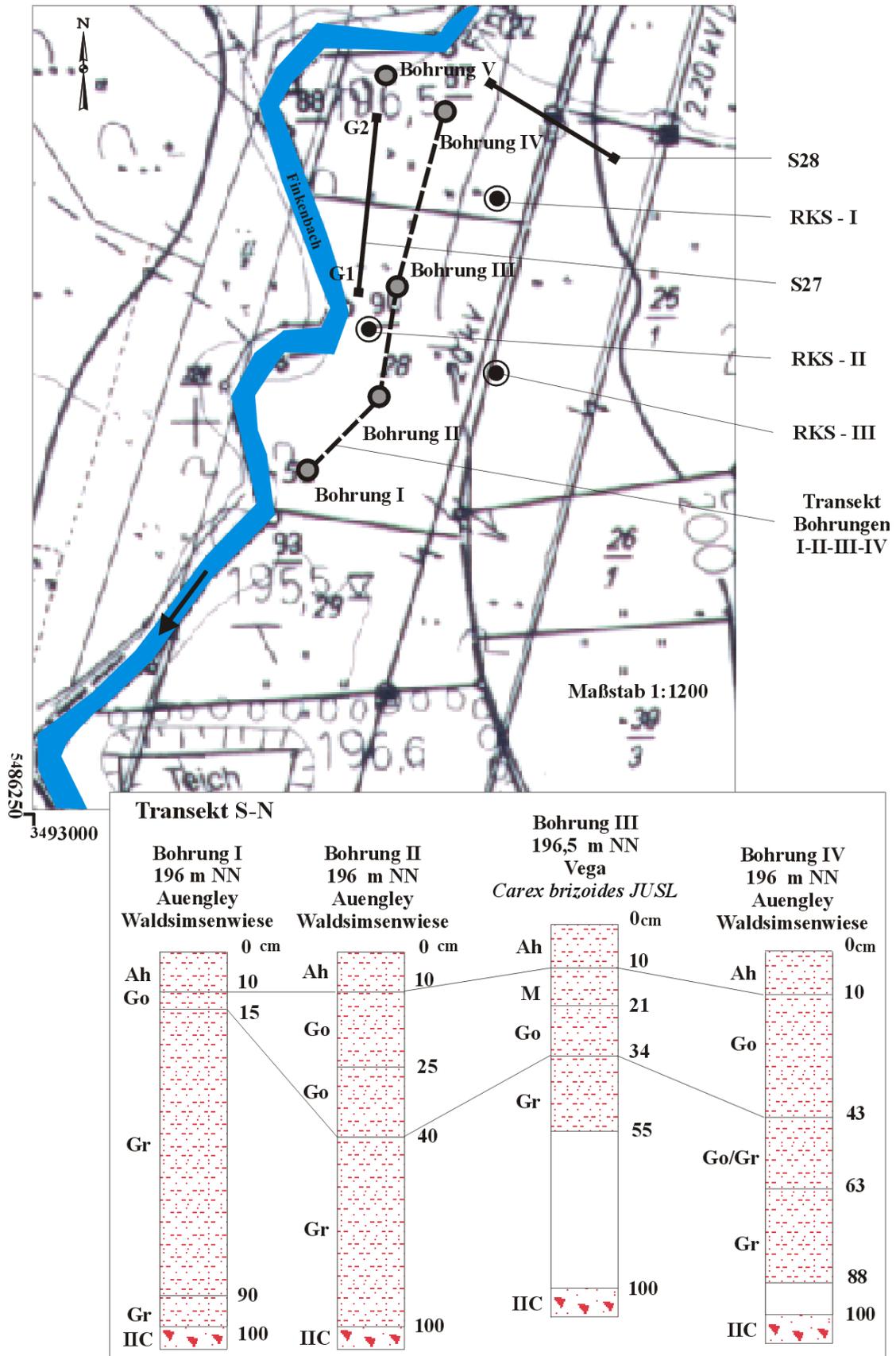


Abbildung 66: Lage der Pürckhauer-Bohrungen (I, II, III, IV & V), Rammkernsondierungen (RKS-I, RKS-II & RKS-III) und der seismischen Aufnahmen (S27 & S28) im Untersuchungsgebiet "Im Finkenbacher Thal"

Die Bohrung IV (Abb. 66) weist auf einen Auengley hin, der eine Mächtigkeit von ca. 100 cm besitzt. Der Ah-Horizont reicht bis in eine Tiefe von 10 cm. Ihm schließt sich ein G-Horizont an, der in drei Horizonte untergliedert werden kann. Einem bis 43 cm Tiefe reichenden Oxidationshorizont, der als dominierende Korngröße Schluff aufweist, folgt ein Go/Gr-Horizont, der aufgrund seiner Farbe auf Reduktionsvorgänge hinweist, aber wegen der vorhandenen Rostflecken auch auf Oxidation deutet. Ab 63 cm Tiefe ist ein Reduktionshorizont ausgebildet, der vorwiegend die Korngröße Sand aufweist. Flussschotter steht ab etwa 100 cm an.

Das Profil der Bohrung V weist eine Mächtigkeit von 182 cm auf, d. h. die Bodenschicht ist an diesem Standort fast doppelt so mächtig wie an den übrigen Bohrpunkten. Es zeigt eine Paternia, die einem Auengley aufgelagert ist. Auf einem ausgeprägten Auengley könnte sich Kolluvium oder durch den Menschen umgelagertes Material abgelagert haben, aus welchem sich die Paternia gebildet hat. Eine Zunahme des Sandanteils mit der Tiefe, wie sie bei den übrigen Bodenprofilen deutlich wird, ist hier nicht eindeutig zu verzeichnen, da die Regelmäßigkeit durch die oberste Schicht unterbrochen wird. Bis in eine Tiefe von ca. 70 cm sind die Horizonte durch Wasserschwankungen beeinflusst, d.h. dass Oxidation stattfindet. Ab ca. 70 cm wird ständige Staunässe aufgrund von Reduktionsvorgängen deutlich.

Der Transekt zeigt (Abb. 66), dass die Bodenprofile der Bohrung I, II und IV das typische Profil eines Auengleys aufweisen, wobei Unterschiede in der Mächtigkeit der einzelnen Horizonte, vor allem der Reduktionsschichten und Oxidationsschichten zu verzeichnen sind. Diese Befunde können durch unterschiedliche Entfernungen der einzelnen Standorte zum Grundwasser erklärt werden (z.B. Bohrungen I und III liegen näher am Fluss als andere).

- *Ergebnisse der Rammkernsondierung:*

Auf dem Standort der Dominanzgesellschaft der Zittergras-Segge wurde die Rammkernsondierung RKS-II durchgeführt. Das ca. 130 cm mächtige Bodenprofil zeigt einen Auengley. Einem 20 cm mächtigen Ah-Horizont folgt ein Bv/Go-Horizont. Ab 58 cm Tiefe ist ein Gr-Horizont ausgebildet. Ab 124 cm Tiefe wurde der Flussschotter aufgebohrt. Anhand der Korngrößenanalyse konnte eine Differenzierung von oben nach unten gezeigt werden. Von oben nach unten nimmt der Sand deutlich zu, der Schluffanteil hingegen ab (Abb. 67). Diese Rammkernsondierung bestätigt die Ergebnisse der Pürckhauer Bohrungen, die damit als sehr gut und präzise eingestuft werden können. Die Auswertung der Bohrkerne von RKS-II zeigt, dass die unterliegende Schicht des Bodens in der Flussaue tatsächlich der Flussschotter und nicht das Anstehende ist. Diese aus gerundeten Buntsandsteinblöcken und Steinen bestehende Schicht bildet eine mächtige Talsohle des rezenten Flusses. Die Zwischenräume des Flussschotters füllen Fein- bis Grobsand, so dass Schluff und Ton kaum vorzufinden sind. Darauf bilden sich aus fluvialen Ablagerungen unterschiedliche Böden. Die seismischen Aufnahmen bestätigen das Profil der Ablagerungen (Abb. 71).

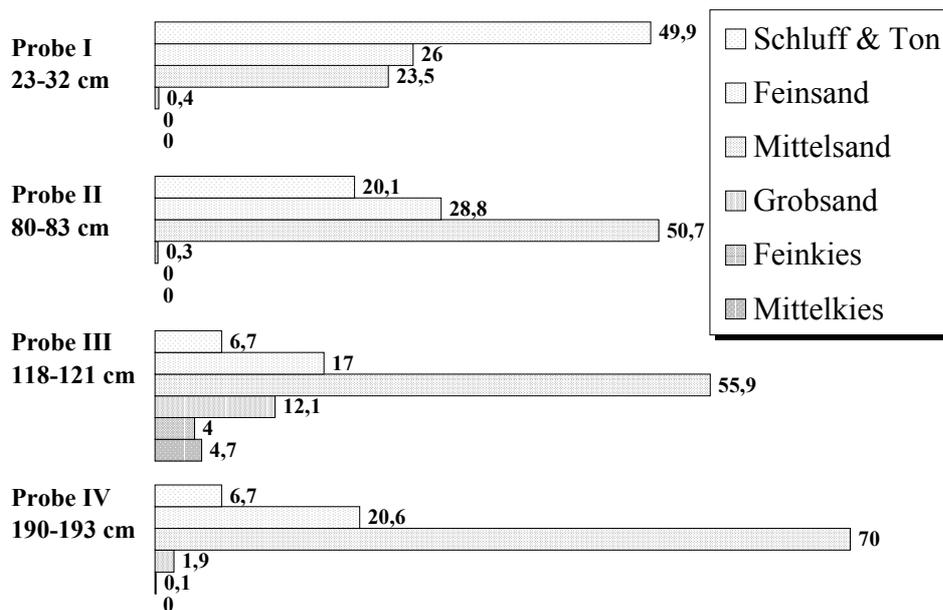
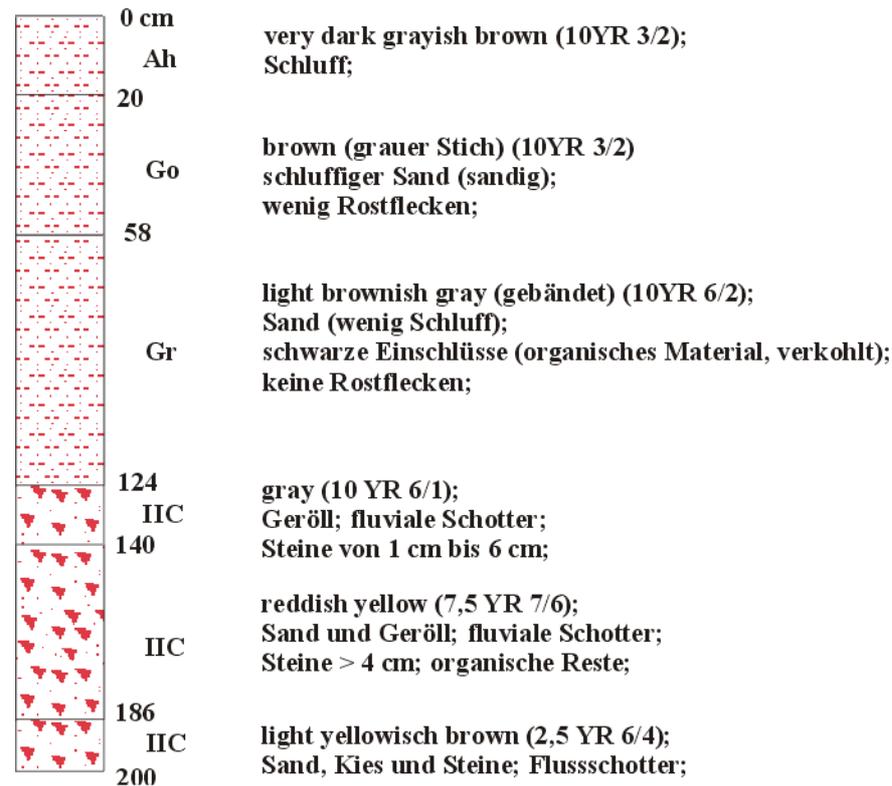
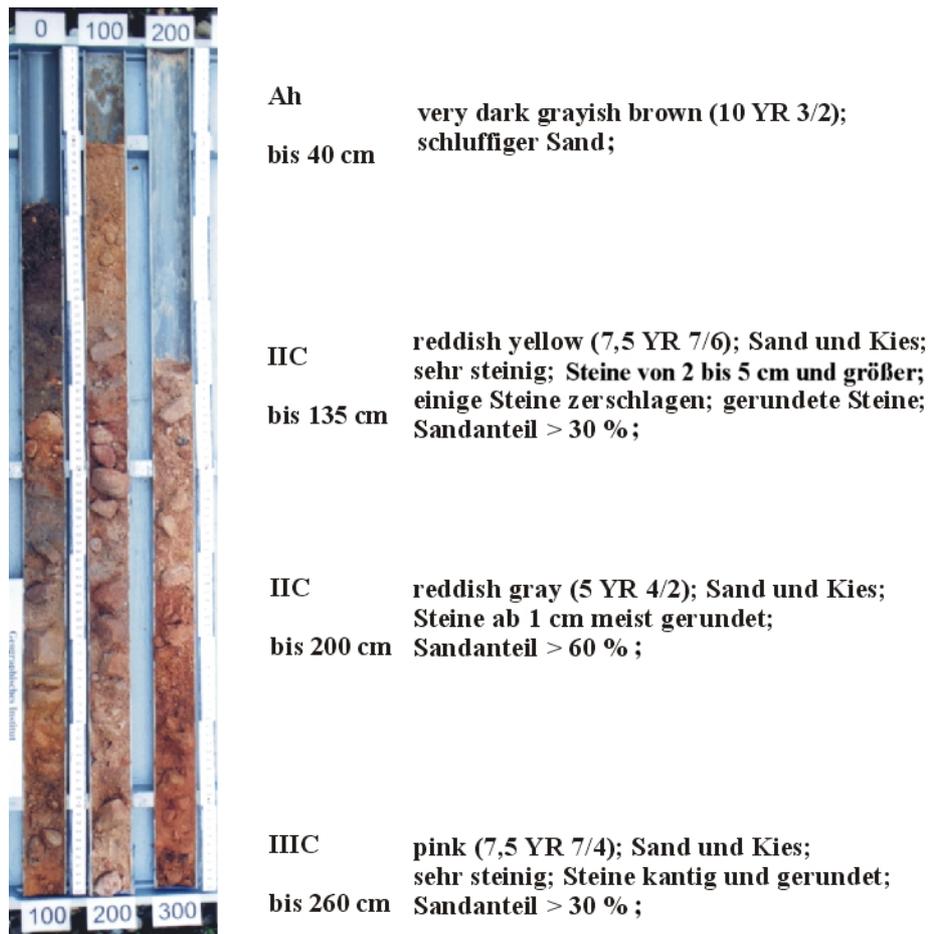


Abbildung 67: Rammkernsondierung RKS-II auf der Flussaue „Im Finkenbacher Thal“ (7 m östlich vom Bach; Dominanzgesellschaft der Zittergras-Segge; trockener Standort; 196,5 m NN), sowie das Ergebnis der Korngrößenanalyse aus den Bodenproben

Die Rammkernsondierung RKS-III (Abb.68) wurde im Übergangsbereich Talaue - Schuttkegel durchgeführt, d. h. am Fuß des Schuttkegels. Der Unterschied zu den Bohrungen auf der Talaue wird vor allem im Hinblick auf die dominierenden Korngrößen deutlich. So sind vorwiegend Sande und Kiese im Bodenprofil vertreten. Die Bohrtiefe betrug 260 cm. Der Ah/Bv-Horizont reicht bis 40 cm und wird von steinigen Schichten

abgelöst, die sich hinsichtlich ihrer Farbe voneinander unterscheiden. Der Boden ist an diesem Standort nur noch ca. 40 cm mächtig. Die unterliegende Schotter- oder Schuttschicht erreicht mehr als 2 m. Mittels unterschiedlicher Färbung wurde sie in einzelne Horizonte unterteilt. Aber die Zuordnung der Horizonte nach der Herkunft (gerundet/Schotter - fluvial oder kantig/Schutt - Schuttkegel) war leider nicht möglich, da der Bohrkern große Steine (größer > 10 cm) durchbohrte. Die Füllung aller steinreichen Horizonte bildet Fein- bis Grobsand. Also war es nicht möglich, die Grenze zwischen dem Schuttkörper (Schuttkegel) und der Flusstalsole (Flussschotter) mittels der durchgeführten Rammkernsondierung RKS-III zu identifizieren.



**Abbildung 68: Rammkern der Rammkernsondierung RKS-III, der im Übergangsbereich Flussschotter-Schuttkegel (Grasland, trockener Standort, 197 m NN) durchgeführt wurde**

Die Rammkernsondierung RKS-I (Abb. 69) wurde auf dem Standort der Pflanzengesellschaft *Phalaridetum arundinaceae* (Rohrglanzgras-Röhricht) durchgeführt, der sich östlich des Teichzuflusses befindet. Die Bohrtiefe betrug 212 cm, da Buntsandsteinschotter eine tiefere Bohrung sehr erschwerte bzw. verhinderte. Das Profil zeichnet sich durch Moorablagerungen mit hohem Schluffanteil aus, das von einer Paternia mit dominierender Korngröße Sand überprägt ist. Daraus kann geschlossen werden, dass es sich hierbei um einen von einer Paternia überlagerten Anmoorgley (Bezeichnung nach SCHEFFER 1992, S. 433) handelt. Häufige Ab- bzw. Umlagerungen von Material charakterisieren diesen Boden. Dies macht vor allem die geringe Mächtigkeit der Paternia bis ca. 30 cm Tiefe deutlich. Flussschotter steht hier ab einer Tiefe von 124 cm an. Anhand

des Bodenprofils und der durchgeführten Korngrößenanalyse (Abb. 69) ist zu erkennen, dass die Korngrößenzusammensetzung der Schichten des Anmoorgleys homogen sind und die Korngröße Schluff bis auf den IVnHr-Horizont dominiert, der wiederum eine deutliche Dominanz der Sande zeigt. Dieses Bodenprofil unterscheidet sich deutlich von allen anderen. In diesem Bereich wurde ein Niedermoor angebohrt, das große Mengen des organischen Materials (Pflanzenreste und Holzkohle) aufwies. Da dieses Material gut datierbar ist, wurden aus dem Rammkern der RKS-III die Pollen- und Holzkohleproben entnommen.

- *Ergebnisse der Pollen- und Holzkohledatierung*

Aus den Tiefen 12, 25, 45, 50, 65, 100, 150, 170, 190 und 200 cm der Rammkernsondierung RKS-I wurden Pollenanalysen durchgeführt (Abb. 70). Die Probe 200 cm war nicht zu analysieren, da sich im Sediment zu wenig Pollen befanden. Die Pollen von 190 cm bis 150 cm waren leicht degradiert und die Pollen von 100 bis 12 cm leicht bis mittel degradiert. Die Tiefenstufen 190 bis 150 cm zeigen eine stärkere Bewaldung (Laubmischwald) in der Umgebung an (Buche, Eiche, Hainbuche, Hasel). Die lokale Vegetation ist Schwarzerle. Grünland und Ackerland sind in der näheren Umgebung kaum vertreten. Ab 150 cm geht die Bewaldung zurück und Grünland setzt sich durch. Ackerbauliche Nutzung ist weiter schwach. Die Erle nimmt zu, der Feuchtezeiger *Filipendula ulmaria* ist ebenfalls vertreten. Bemerkenswert ist der Einbruch der Baumpollen bei 50 cm, der mit höheren Holzkohleanteilen (Waldbrand) und zunehmenden Cerealia einhergeht. Dort könnte in nächster Umgebung, aber räumlich und zeitlich begrenzt, Getreideanbau betrieben worden sein. Die oberste Tiefenstufe bei 12 cm spiegelt etwa rezente Verhältnisse wider. Die hohen Anteile an Sauergräsern (Cyperaceae) ist Ausdruck von feuchten Standortverhältnissen (Anmoor, Feuchtgebiet). Aufgrund des homogenen Verlaufs und der Tatsache, dass Cerealia dauerhaft und weitgehend konstant vorhanden ist, wird das Diagramm jünger als 1000 Jahre eingeschätzt. Eine Holzkohledatierung (UtC 7779) aus 170 cm Tiefe mit  $946 \pm 35$  BP (von 922 bis 788 cal BP) bestätigt die Interpretation des Pollendiagramms. Die datierte Holzkohle wurde im Übergangsbereich Moor – Flussschotter (Abb. 69) gefunden. Damit liefert diese Datierung wichtige Hinweise auf die Ablagerungsvorgänge in der Talsohle des Finkenbachs. Der Zweischichtbau – Feinmaterial/Flussschotter der Flussaue wird durch die Datierung verständlich. Die Schichten unterscheiden sich also nicht nur nach ihrem Aufbau (Korngröße, Farbe usw.), sondern auch nach ihrer zeitlichen Anordnung, die mit dem Beginn der Besiedlung zusammenfällt.

- *Ergebnisse der seismischen Aufnahmen*

Die seismische Aufnahme S28 wurde auf der Flussaue in unmittelbarer Nähe der durchgeführten Bohrungen geschlagen. Das seismische Profil bestätigt die Ergebnisse der Bohrprofile. Es zeigt zwei Schichten, die sich deutlich voneinander unterscheiden. Die obere Schicht mit den Longitudinalgeschwindigkeiten von 324 bis 339 m/s zeigt auf die holozänen fluvialen Ablagerungen und die daraus entstandenen Böden. Die unterliegende Schicht mit der Geschwindigkeit der P-Wellen von 1525 bis 1954 m/s weist in der Flussaue auf den Flussschotter des Finkenbachs hin, dies bestätigen die beschriebenen Rammkernsondierungen. Die Schichttiefe des bodennahen Untergrundes am Standort des Geophons 2 der Refraktionsseismik, die nach Norden ausgerichtet war (Abb. 66),

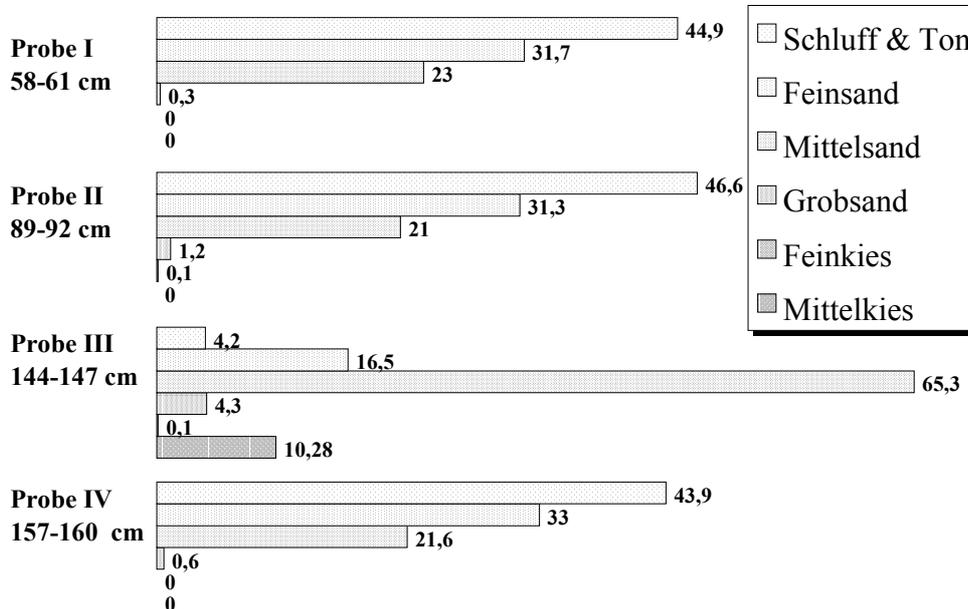
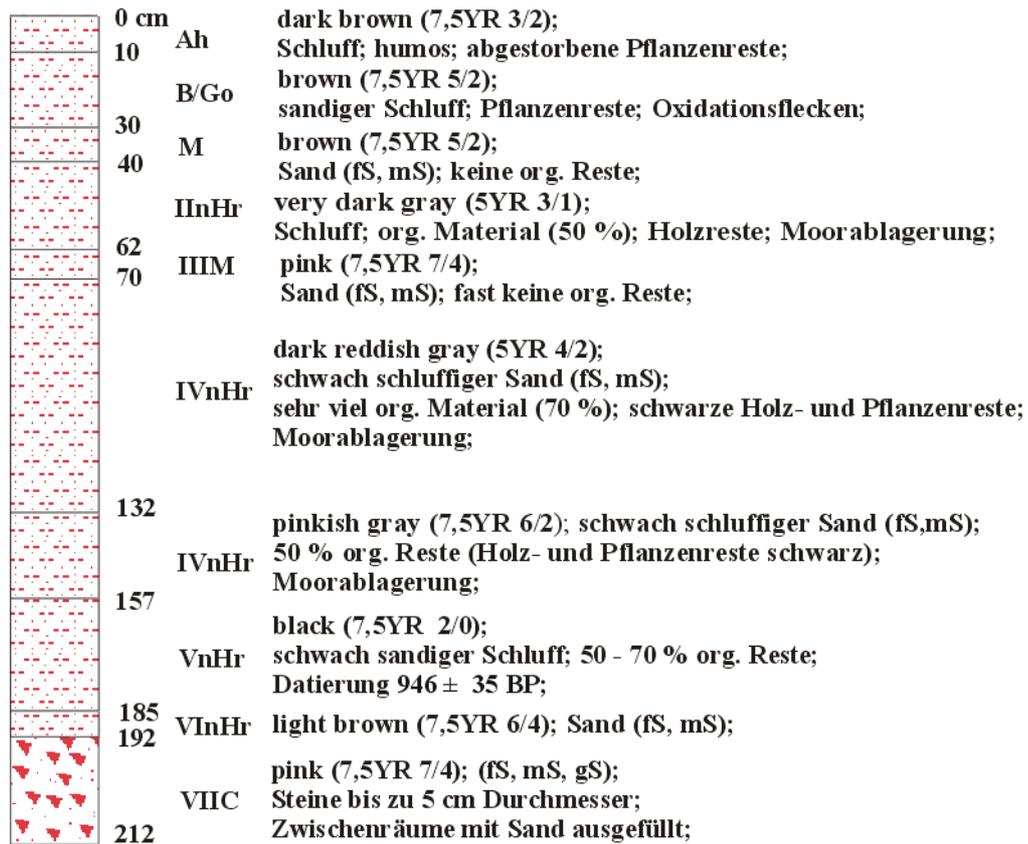


Abbildung 69: Rammkernsondierung RKS-I auf der Flussaue „Im Finkenbacher Thal“ (Dominanzgesellschaft des Rohrglanzgras-Röhrichts; feuchter Standort; 195,5 m NN), sowie das Ergebnis der Korngrößenanalyse aus den Bodenproben

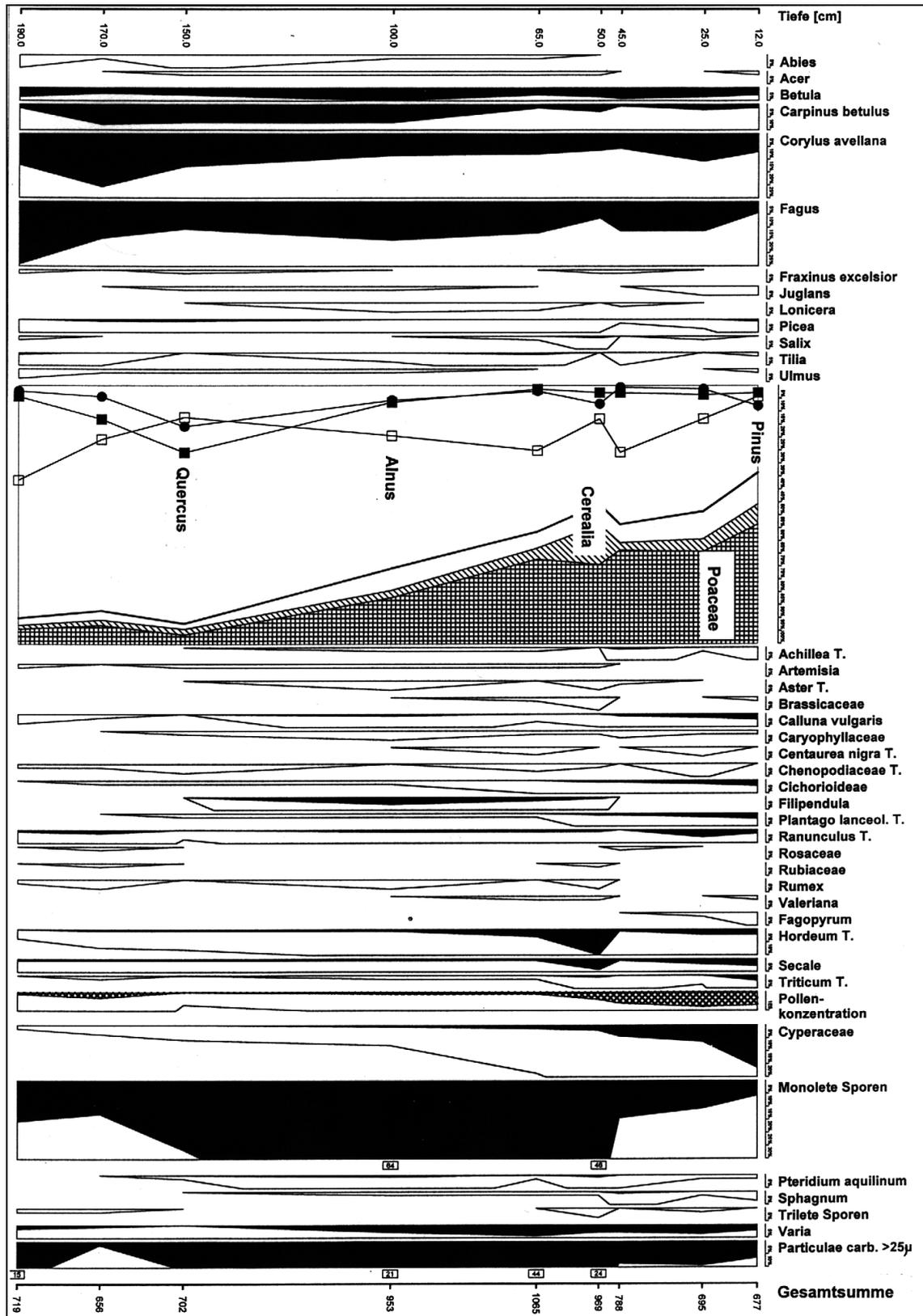


Abbildung 70: Relativdiagramm des Profils von RKS-I 195,5 m NN „Im Finkenbacher Thal“ (vereinfacht). Die 100 % Summe umfasst alle Pollentypen von Abies bis Triticum (die Typen von Cyperaceae bis Particulae carbonae - Holzkohle sind ausgeschlossen). Das Hauptdiagramm gibt neben einzelnen Pollentypen auch die Summe aller Baumpollen und Nichtbaumpollen, getrennt durch die durchgehende Linie, wieder

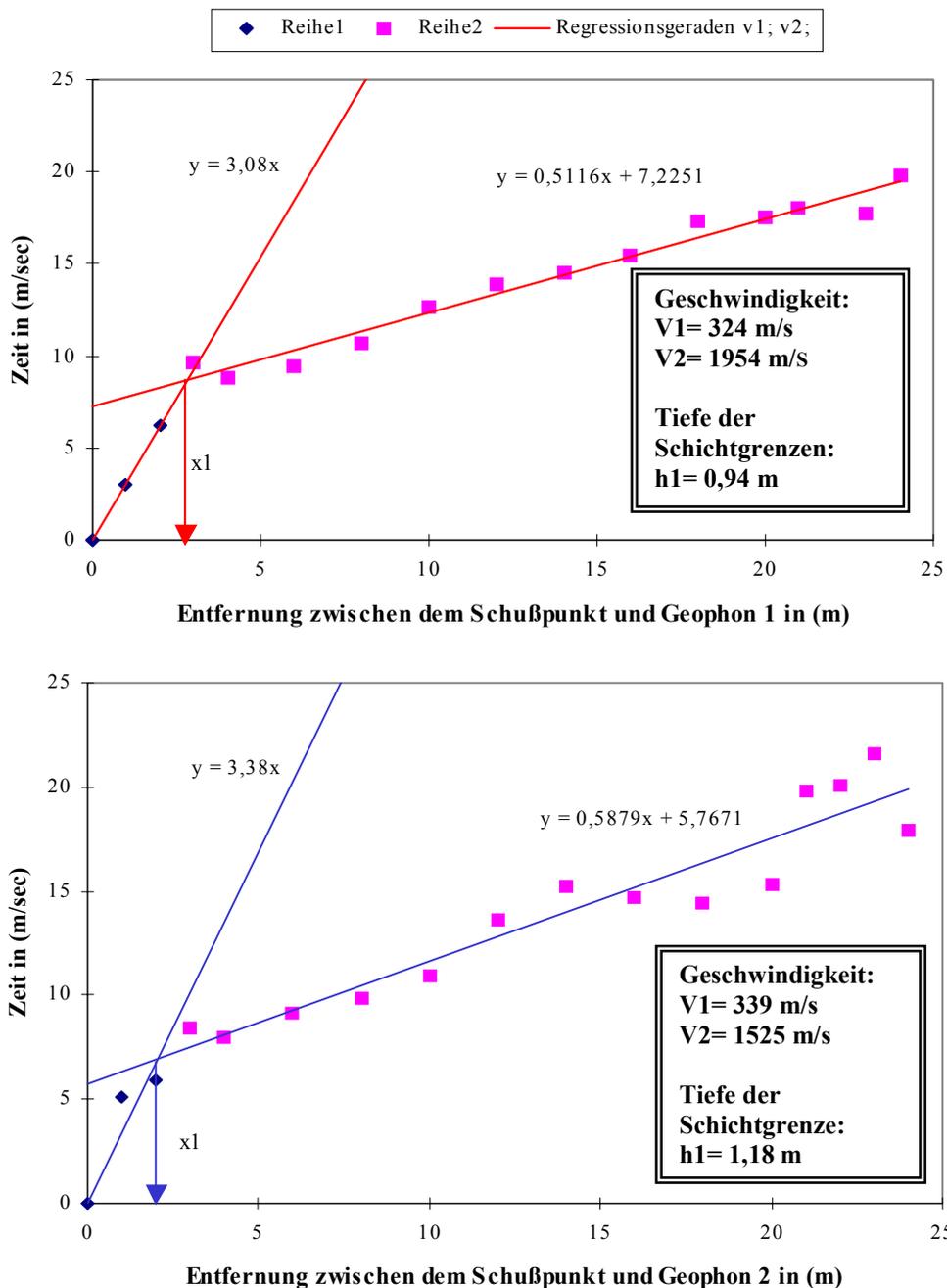


Abbildung 71: Ergebnis der seismischen Aufnahme S27 auf der Finkenbachaue „im Finkenbacher Thal“ 196 m NN

betrug 1,18 m. Die Bohrung IV, deren Standort ca. 10 m östlich des Messpunktes liegt, zeigt eine Schichttiefe von ca. 1 m. Auf dem Standort der Zittergras–Seggen Gesellschaft am Geophon 1 wurde eine Schichttiefe von 0,94 m ermittelt. Die RKS-II, die ca. 5 m südlich des Geophons 1 durchgeführt wurde, verdeutlicht eine Bodenmächtigkeit von 1,3 m, d.h. die ermittelte Differenz der Schichtmächtigkeit beider Standorte beträgt ca. 30 cm. Die seismische Aufnahme S28 wurde im Übergangsbereich Talau - Schuttkegel geschlagen. Die Laufkurven der seismischen Wellen und die daraus resultierenden Regressionsgeraden waren sehr schwer interpretierbar. Der Hauptgrund dafür war mit

großer Sicherheit ein inhomogener Untergrund. Die Rammkernsondierung RKS-III bestätigt diese Aussage, da diese ein steinreiches und wechselhaftes Profil aufweist.

Der Vergleich der Profile der durchgeführten Bodenbohrungen (Abb. 66) kann also einen dreidimensionalen Eindruck des bodennahen Untergrundes vermitteln. Dabei wurden standörtliche Unterschiede der Mächtigkeiten der Ablagerungsschichten deutlich. Diese Beobachtung kann auf die Ergebnisse der Refraktionsseismik übertragen werden. Inhomogener Untergrund bzw. Steine, die sich direkt unterhalb des Geophons in den Bodenschichten befinden, können zu verfälschten Ergebnissen führen.

**Tabelle 13: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Im Finkenbacher Thal“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ - $V_2$  m/s) und der Höhendifferenz der Schichtgrenzen ( $h_1$  m)**

<b>Profile</b> <b>Im Finkenbacher Thal – Aue 196 m NN</b>	<b><math>V_1</math></b>	<b><math>V_2</math></b>	<b><math>h_1</math></b>
<b>S 27 (Geo. 1) 196 m NN Finkenbachaue</b>	324	1954	0,94
<b>S 27 (Geo. 2) 196,5 m NN Finkenbachaue</b>	339	1525	1,18
<b>S 28 (Geo. 1) 200 m NN Aue/Schuttkegel</b>	500	1164	1,55
<b>S 28 (Geo. 2) 197,5 m NN Aue/Schuttkegel</b>	227	1832	1,1

### 7.1.3 ABSCHNITT „PFAFFENWIESE“

Der Abschnitt „Pfaffenwiese“ befindet sich südlich der Gemeinde Unter Hainbrunn auf der Flussaue des Finkenbaches. Er wird im Mündungsbereich des Hämmelsbaches in zwei Bereiche geteilt (Abb. 72). Der nördliche Teil des Abschnittes „Die große Pfaffenwiese“ ist ca. 120 m breit und wird größtenteils landwirtschaftlich genutzt. Durch den von Osten mündenden Hämmelsbach (Schuttkegel „Hämmelsbach“ Abb. 48) wird das Finkenbachtal deutlich eingengt. Der südliche Teil des Abschnittes „An der kleinen Pfaffenwiese“ ist dadurch nur noch 50 m breit, teilweise bewaldet (Auenwald) und kaum landwirtschaftlich genutzt. Für die Feststellung der Ablagerungsabfolge, deren Aufbau und Datierung wurden Rammkernsondierungen, Pürckhauer Bohrungen und zwei seismische Aufnahmen durchgeführt.

Die Pürckhauer Bohrung I (160 m NN) wurde in der Nähe des Schuttkegels „Hämmelsbach“, südlich der Hämmelsbachmündung auf der Finkenbachaue durchgeführt (Abb. 72 & 74). Das Bodenprofil stellt einen mächtigen Auengley dar. Die Pflanzengesellschaft der Silikat-Binsenwiese weist auf eine Vernässung des Standorts hin. Der Ah-Horizont ist nur 15 cm mächtig. Der folgende Bv/M-Horizont reicht bis 56 cm und besteht ausschließlich aus reinem Fein- oder Grobsand. Dies deutet auf eine rezente fluviale Ablagerung bei größeren Überschwemmungen hin (der Standort der Bohrung ist nur 10 m vom Finkenbach entfernt). Der Go-Horizont deutet auf Oxidation hin, demnach schwankt der Wasserspiegel bis in eine Tiefe von ca. 110 cm. Der unterlagernde Gr-Horizont ist durch Reduktion (Geruch und Farbe) und einen großen Anteil organischen Materials gekennzeichnet. Er besteht aus schluffigem und reinem Sand. Der Anteil des Buntsandsteinschotters konnte mittels der Pürckhauer Bohrung nicht festgestellt werden. Die Bodenschicht wird in etwa 340 cm vom Buntsandstein unterlagert.

Im Bereich „An der kleinen Pfaffenwiese“ wurde ein Querprofil durch das Finkenbachtal mittels Pürckhauer Bohrungen aufgenommen. Der anhand der Bohrungen II, III und IV dargestellte Transekt zeigt einen deutlichen Unterschied der Bodenbildung an den Hängen und auf der Flussaue des Finkenbachs (Abb. 72 & 73). An beiden Hängen findet man Braunerde (s. Bohrung II und IV), während sich auf der Finkenbachaue Auengley (s. Bohrung III) entwickelte. Die Hänge zeigen eher Erosionserscheinungen und geringere Mächtigkeiten des Bodens und auf Grund der höheren Lage besteht hier kein Grundwassereinfluss. Folgt man der Auffassung, dass Böden aus der Verwitterung des anstehenden Gesteins hervorgegangen sind, müssten im Untersuchungsgebiet an den Hängen Podsole vorherrschen. Der dominierende Typ ist aber Braunerde und ihre Subtypen. Dies legt einen Einfluss periglaziärer Lagen (SEMMEL 1964, 1968 & BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG 1996, S. 365) auf die Ausbildung der Böden nahe. Der Ah-Horizont ist nur 10-20 cm mächtig und bildet die so genannte Oberlage aus. Der darauf folgende Bv/C-Horizont zeigt sowohl Anzeichen der Bodenbildung (Verbraunung und Verlehmung) als auch des mineralischen Untergrundes (Lößlehm/Buntsandstein). Die Mächtigkeit dieses lößlehmhaltigen Horizontes (Hauptlage) hängt sehr stark von der Hanglage des Profils ab. Diese lößhaltige Lage erhöht entscheidend die Entwicklungstiefe der Böden. Auch die Körnung spielt für die Braunerdebildung eine wesentliche Rolle. Dabei ist die Kombination von Sand und Schluff von Bedeutung. Besonders die Höhe des Schluffanteils, der in überwiegendem Maße auf äolische Sedimente zurückzuführen ist, wirkte sich bodentypisch aus. Die Bodenprofile II und IV zeigen hohen Schluffgehalt und so konnten sich hier Braunerden entwickeln. Der IICv-Horizont besteht aus stark verwittertem Buntsandstein und bildet pedogenetisch die wichtige Grenze – die Basislage. Sie entsteht direkt aus dem anstehenden Buntsandstein, also aus Steinen und Blöcken mit einer sandigen Füllung; äolische, meist schluffige Komponenten fehlen. Das Bodenprofil III auf der Finkenbachaue zeigt eine große Ähnlichkeit mit dem bereits beschriebenen Profil I und wird daher nicht mehr ausführlich erläutert.

Die Rammkernsondierung RKS-IV (161 m NN) wurde nördlich der Mündung des Hämmelsbaches auf der Finkenbachaue im Abschnitt „Die große Pfaffenwiese“ ausgeführt (Abb. 72 & 74). Die Bohrung war sehr schwer durchführbar, da mehrere Bänder des Fein- und Grobsandes eine weitere Verlängerung des Bohrkerns kaum möglich machten. Das Profil weist einen Anmoorgley auf. Der obere Ah-Horizont mit Rohhumus wird ab 17 cm Tiefe durch eine humusfreie Sandschicht abgelöst. Dieser M-Horizont wurde mit großer Sicherheit bei subrezentem Hochwassern angeschwemmt und zeigt kaum eine Bodenbildung. Der darauf folgende Af/Go-Horizont reicht bis zu 69 cm, ist humos und oxidiert. Der Hr/Gr-Horizont zeigt sowohl ein Anzeichen einer Reduktionsschicht (Geruch und Farbe) als auch eines Anmoors (große Mengen des organischen Materials). Dieser Horizont (bis 163 cm) besteht aus schluffigem sowie reinem Sand und unterscheidet sich deutlich von dem unterliegenden steinreichen IIC-Horizont, der bis zu 270 cm reicht. Von 270 bis 350 cm verläuft der IIIC-Horizont. Dieser besteht aus reinem Sand und einzelnen Steinen, die gerundet sind und damit von ihrer fluvialen Herkunft zeugen. Der untere IVC-Horizont ist wieder sehr steinreich und besteht hauptsächlich aus anstehendem Buntsandstein. Da die Buntsandsteine mittels der Rammkernsondierung durchbohrt wurden, sind diese größer als 5 cm.

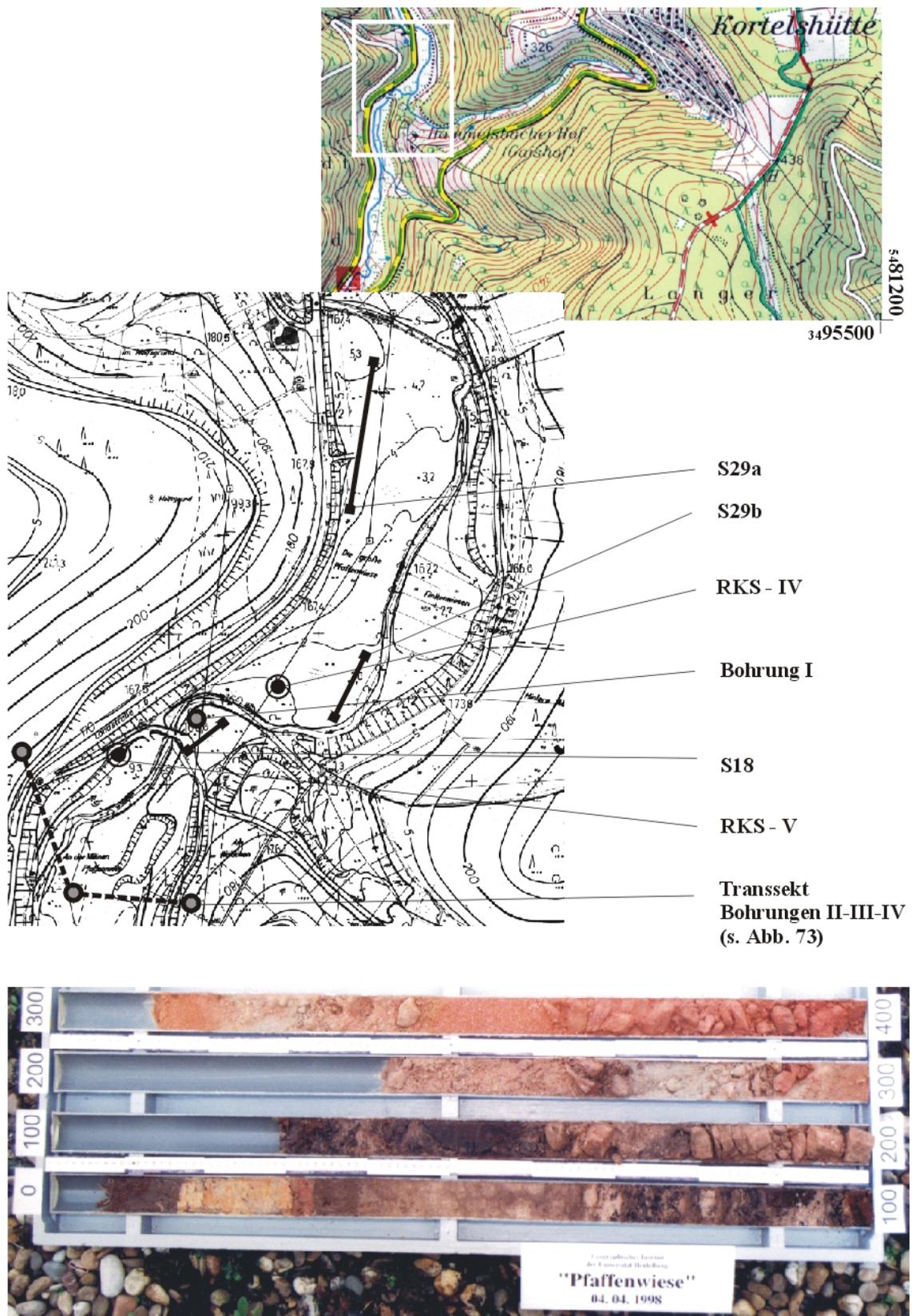


Abbildung 72: Ausschnitte aus der DG im Maßstab 1:5000. Bereich "Pfaffenwiese" mit Hinweisen auf die Lage der Pürckhauer Bohrungen I, II, III und IV; der seismischen Profile (S18 & S29) und der Rammkernsondierungen RKS-IV und RKS - V; sowie ein Bild des Rammkerns RKS-IV (Beschreibung s. Abb. 74)

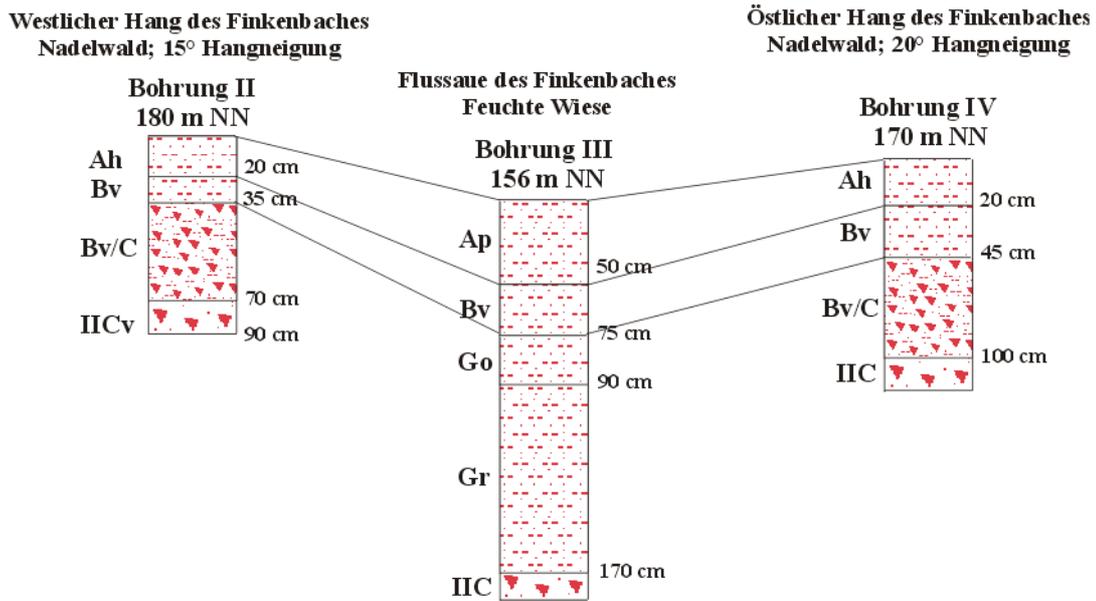


Abbildung 73: Transekt durch das Finkenbachtal im Bereich „An der kleinen Pfaffenwiese“

Die Rammkernsondierung RKS-V (159 m NN) wurde westlich des Schuttkegels „Hämmelsbach“ auf der Finkenbachaue, in der Nähe der Landstraße L 3119 durchgeführt. Die Entfernung zum Finkenbach betrug ca. 10 m. Die Bohrung konnte nur bis zu einer Tiefe von 180 cm vordringen und musste nach Erreichen einer sandreichen Flussschotterlage eingestellt werden. Die Horizontabfolge ist typisch für den Auengley. Der obere 40 cm mächtige Ah-Horizont besteht aus schluffigem Sand. Die dunkle Farbe lässt sich auf den hohen Gehalt an organischem Material zurückführen. Der darauf folgende Go-Horizont ist nur 12 cm mächtig und weist einen geringeren Schluffgehalt auf. Rote bis gelbe Oxidationsflecken deuten auf den Grundwassereinfluss hin. Der Gr-Horizont reicht bis in eine Tiefe von 122 cm, in dem sich 5-6 cm große, gerundete Steine finden. Die Zwischenräume sind mit Grobsand und kleinen Steinen gefüllt. Der untere IIC-Horizont (Flussschotterschicht) ist 58 cm mächtig und wird von großen, gerundeten Steinen dominiert, die größer als 6 cm sind, da diese bei der Bohrung teilweise durchbohrt wurden. Die Zwischenfüllung ist reiner Sand. Mit zunehmender Tiefe prägt die rötliche Farbe des Buntsandsteins diesen Horizont.

- *Ergebnisse der Pollen- und Holzkohledatierung*

Der Sedimentkern aus der Pürckhauer Bohrung I (Abb. 72 & 74a) wurde für die Pollenanalyse in den Tiefenstufen 27, 40, 66, 88, 150, 177, 277, 320 und 352 cm beprobt. Die letzten drei Tiefen (bei 277, 320, 352 cm) stellten sich als pollenschwach bzw. pollenfrei heraus und waren daher nicht analysierbar. Die Tiefenstufen 27 bis 177 cm liegen dagegen als Diagramm vor (Abb. 74b), das sich zweigliedern lässt. Von 177 - 66 cm besteht die regionale Vegetation aus dichtem Buchen-Eichen-Mischwald. Hasel, zu geringem Anteil Linde, Ulme und Esche sind ebenfalls vertreten. Die lokale Vegetation am Finkenbach ist Erlenbruchwald mit etwas Birke. Die Nichtbaumpollen sind vernachlässigbar. Bei 40 cm, verstärkt bei 27 cm, ändert sich das Bild deutlich. Eine stärkere landwirtschaftliche Nutzung der Finkenbachaue setzt ein (*Poaceae*, *Cichorioideae*, *Fagopyrum*, *Triticum*). Die hohen Sauergrasanteile (*Cyperaceae*) im Diagramm (Abb. 74b) sind Zeiger für stark feuchte Wiesen auf ehemaligem Erlenbruchwaldterrain.

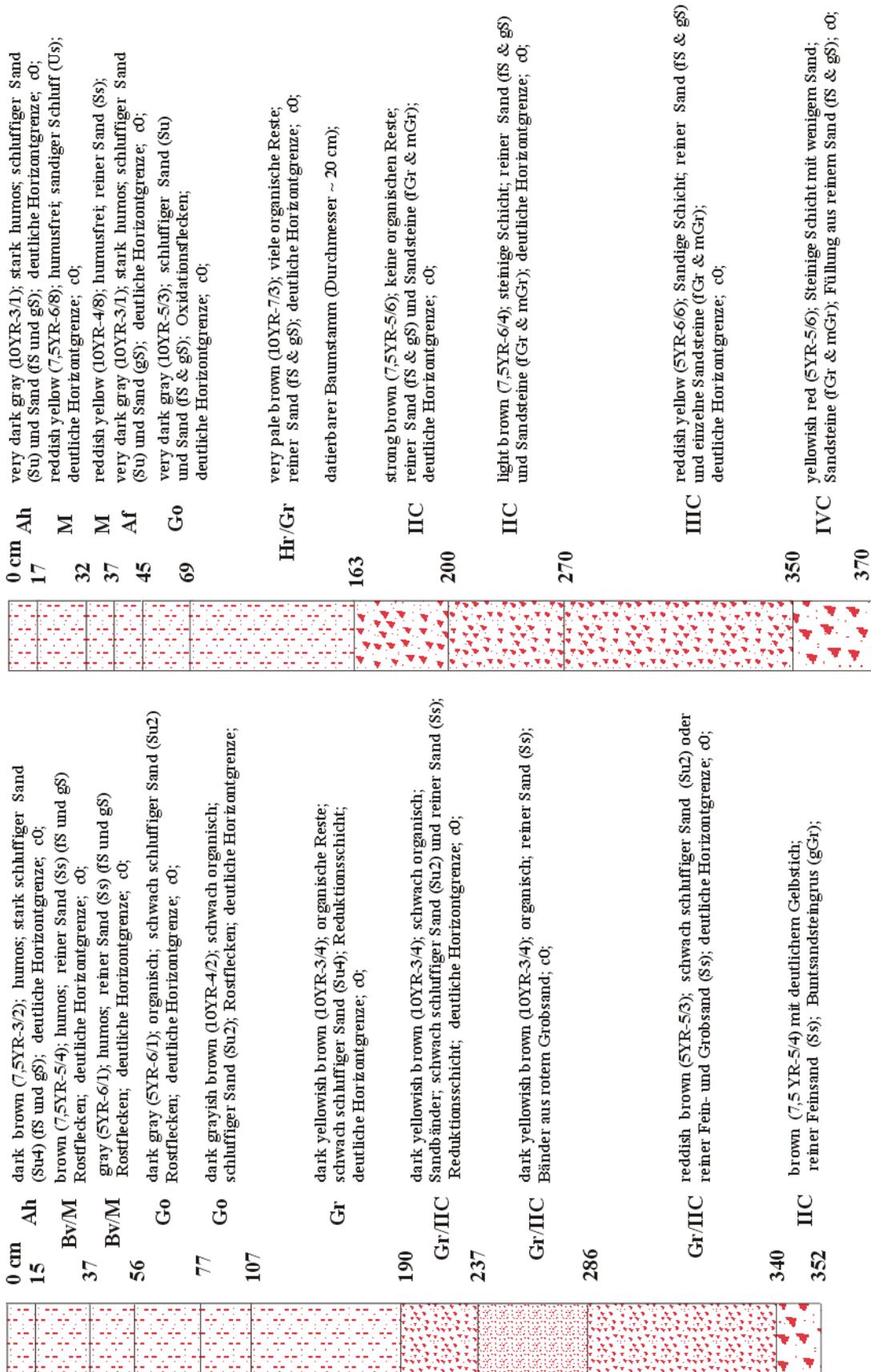


Abbildung 74a: Rammkernsondierung IV - 161 m NN (rechts) und Pürckhauer Bohrung I - 160 m NN (links) auf der Finkenbachaue bei "Pfaffenwiese"

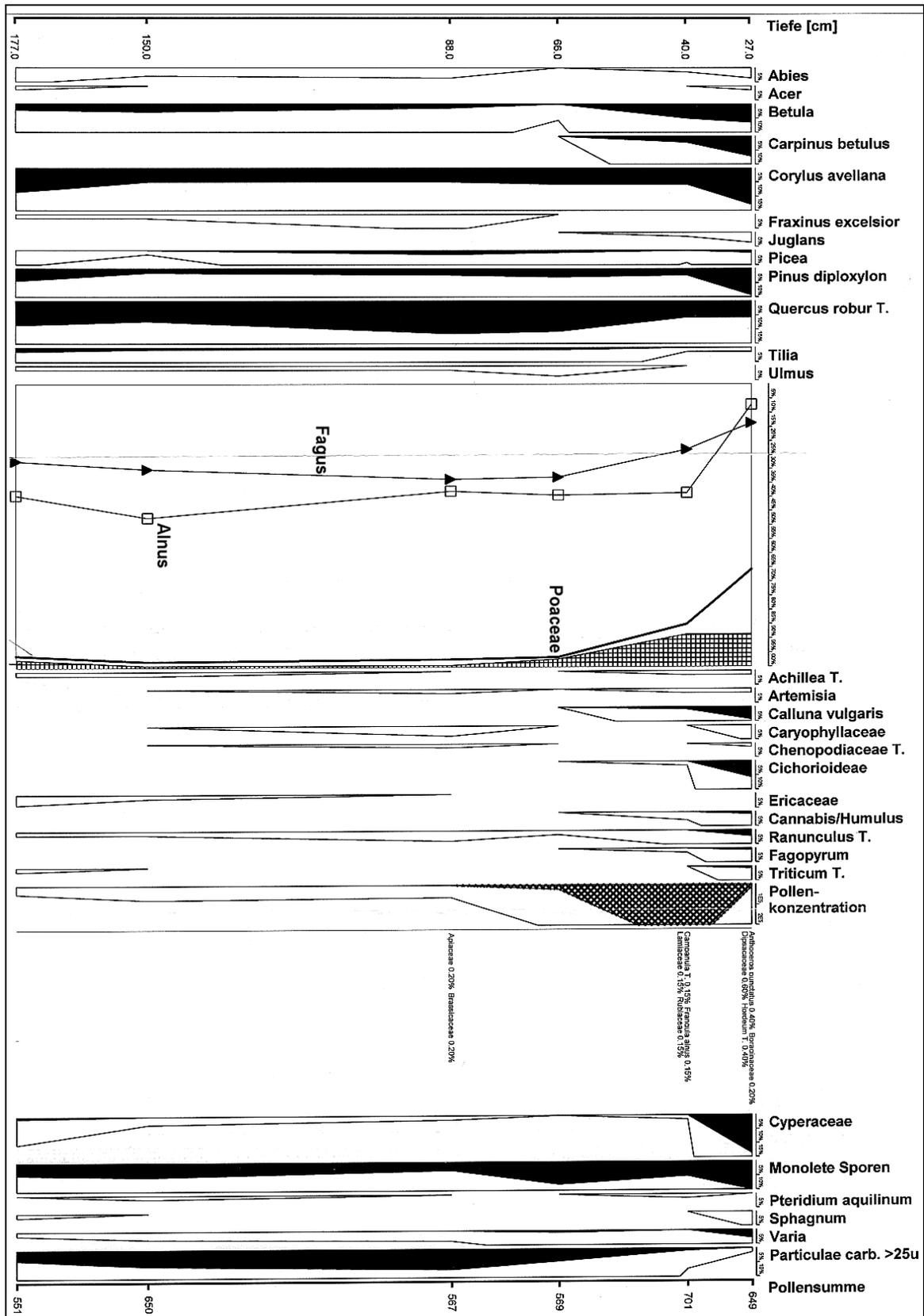


Abbildung 74b: Relativdiagramm (vereinfacht) des Profils von der Pürckhauer Bohrung I 160 m NN auf der Finkenbachaue bei „Pfaffenwiese“ (s. Abb. 72 & 74a)

Die Erle geht extrem zurück. Regional setzt ein erheblicher Rückgang in der Bewaldung ein. *Fagus*-Pollen reduzieren sich etwa auf die Hälfte. Die Interpretation des Pollenprofils zeigt, dass der untere Teil des Diagramms von 177 bis 66 cm eine Vegetation vor dem Eingriff des Menschen und der obere ab 66 cm nach dem Eingriff (deutliche anthropogene Nutzung) widerspiegelt.

Aus den Kernen der Rammkernsondierung RKS-IV (Abb. 74) wurden die Proben für eine weitere Pollendatierung entnommen. Das Pollendiagramm zeigt nach den Analysen von 15 Tiefenstufen von 10 bis 350 cm ein dreigeteiltes Diagramm (Abb. 75). Teil 1 (350 - 250 cm) ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil an Gräsern und geringere Baumpollenanteile. Teil 2 (250 - 110 cm) zeigt extrem starke Baumpollenanteile (80 - 90%). Ihr Maximum tritt bei 130 und 145 cm Tiefe auf. In Teil 3 (oberhalb von 110 cm) gehen die Baumpollen stark zurück, Gräser werden wieder stärker und auch Wiesenzeiger (u.a. *Cichorioideae*) erreichen höhere Werte. Das Diagramm als Ganzes kann mit großer Wahrscheinlichkeit zum Subatlantikum zugeordnet werden. Die Datierung eines Holzstückes (UtC 7889) aus einem Baumstamm im oberen Bereich des Schotter, also im Übergangsbereich Moor/Flussschotter (Abb. 74), in einer Tiefe von 165 cm ergab ein Alter von  $3006 \pm 48$  BP (von 3095 bis 3082 cal BP). Somit weist sein Alter auf die zeitliche Zuordnung der unterschiedlichen Sedimente (Änderung der Sedimentationsdynamik) in der Flussaue hin.

- *Ergebnisse der seismischen Aufnahmen*

Die seismische Aufnahme S29a (165 m NN) wurde auf der Finkenbachaue im Bereich „Die große Pfaffenwiese“ geschlagen (Abb. 72 & 76). Das eingesetzte refraktionsseismische Gerät mit 12 Geophonen ermöglichte eine präzise Messung. Da die seismischen Aufnahmen auf der Flussaue immer wieder nur zwei obere Schichten des Untergrundes zeigten, war es nicht möglich die Mächtigkeit des Flussschotter festzustellen. Daher wurde ein Standort ausgesucht, der möglichst trocken war und die maximale Auslage (60 m) für die Geophone bot. Die Aufnahme lieferte ein gute Ergebnis. Das „forward shot“ Profil zeigt nur zwei Schichten. Die obere mit der Geschwindigkeit der P-Wellen von 129 m/s weist eindeutig auf eine weiche schluffig-sandige Schicht hin. Die Longitudinalgeschwindigkeit von 1915 m/s der zweiten Schicht ist typisch für den wasserhaltigen Flussschotter. Die Schichtgrenze verläuft in einer Tiefe von ca. 1 m. Das „reverse shot“ Profil wies drei Schichten auf. Im oberen Bereich des Profils wurden die gleichen Longitudinalgeschwindigkeiten registriert. 131 m/s für die obere und 1709 m/s für die zweite Schicht, mit der Schichtgrenze bei ca. 1 m. Aber zusätzlich zeigt das Profil eine dritte Schicht mit der Geschwindigkeit der P-Wellen von 2429 m/s. Diese Geschwindigkeit deutet mit großer Sicherheit auf das Anstehende hin. Die Schichtgrenze verläuft bei ca. 7 m Tiefe. Das Längsprofil der Flussaue, das das neuere Seismikgerät im Gelände berechnete, bestätigt die beschriebenen Ergebnisse. Danach befindet sich in der Finkenbachaue unter einer maximal 1-2 m mächtigen schluffig-sandigen Schicht eine bis zu 6 m mächtige Flussschotter Schicht. Dies bestätigen auch die bereits vorgestellten Rammkernsondierungen.

Das Profil S29b (163 m NN) wurde 100 m südlich des Profils S29a auf der Finkenbachaue (Abb. 72) aufgenommen. Es zeigt die gleiche Mächtigkeit der oberen Schicht wie das Profil S29a. Nur die Geschwindigkeiten der P-Wellen sind ich deutlich größer (434-482 m/s).

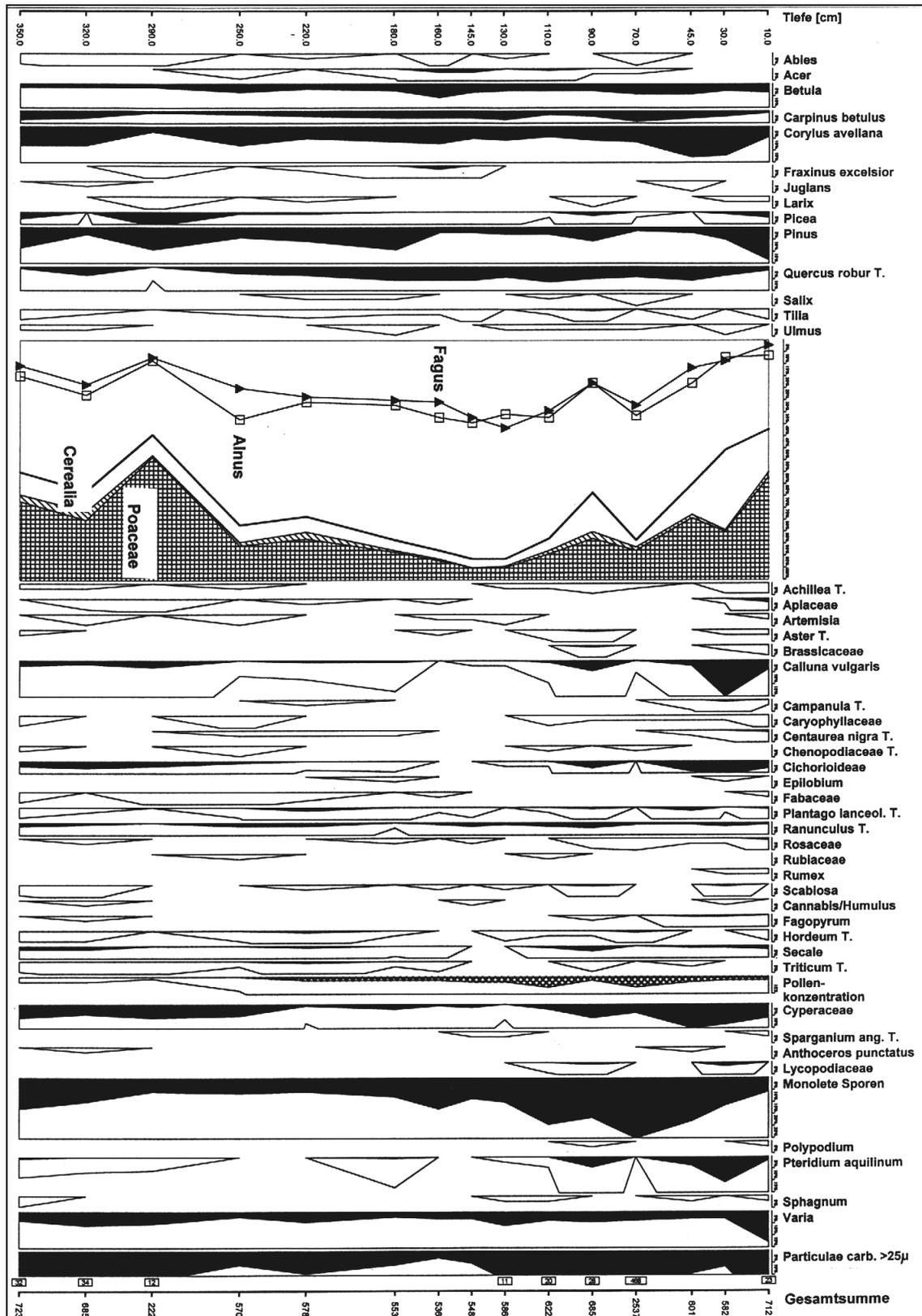


Abbildung 75: Relativdiagramm des Profils von RKS-IV 161 m NN bei „Der großen Pfaffenwiese“ (vereinfacht). Die 100 % Summe umfasst alle Pollentypen von Abies bis Triticum (die Typen Cyperaceae bis Particulae carbonae - Holzkohle sind ausgeschlossen). Das Hauptdiagramm gibt neben einzelnen Pollentypen auch die Summe aller Baumpollen und Nichtbaumpollen, getrennt durch die durchgehende Linie, wieder

Dies kann man damit erklären, dass das Profil S29b mit einem 2 Kanal-Gerät und nach einem starken Regen aufgezeichnet wurde. Die Longitudinalgeschwindigkeiten der zweiten Schicht von 1694 bis 1774 m/s deuten auf den wasserdurchsättigten Flussschotter hin.

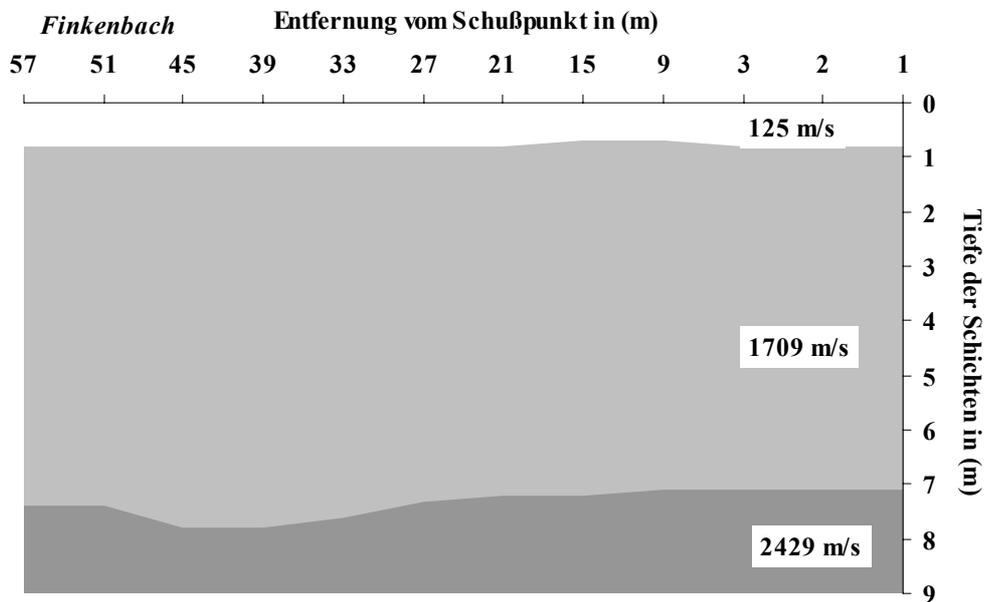


Abbildung 76: Längsprofil der Finkenbachaue an „der großen Pfaffenwiese“ 165 m NN, das anhand der seismischen Aufnahme S29 berechnet wurde

Das seismische Profil S18 (Abb. 48) wurde bereits im Abschnitt 6.3.3 beschrieben. Es zeigt drei Schichten in der Flussaue. Die obere Schicht zeigt deutlich größere Geschwindigkeiten der P-Wellen (ca. 400 m/s) als bei Profil S29. Dies kann man durch einen erheblichen Wassergehalt im Boden erklären, da während der seismischen Aufnahme der Boden sehr vernässt war. Der weitere Schicht- und Grenzverlauf des Profils weist eine große Ähnlichkeit mit dem Profil S29 auf. Die Flussschotterschicht erreicht hier auch eine Tiefe von ca. 7 m. Die Bohrungen und die seismischen Aufnahmen bestätigen den Zweischichtbau (schluffig-sandige Schicht/Flussschotterschicht) der Finkenbachaue.

Tabelle 14: Ergebnisse der seismischen Aufnahmen im Bereich „Die große Pfaffenwiese“ mit der Angabe der Longitudinalgeschwindigkeiten ( $V_1$ ;  $V_2$ ;  $V_3$ ; m/s) und der Höhendifferenz der Schichtgrenzen ( $h_1$ ;  $h_2$  m)

Profile	$V_1$	$V_2$	$V_3$		$h_1$	$h_2$
<b>Die Große Pfaffenwiese – Aue 165 m NN</b>						
S 29a (For) 165 m NN Finkenbachaue	129	1915	-		0,9	-
S 29a (Rev) 165 m NN Finkenbachaue	131	1709	2429		0,8	7,6
S 29b (For) 163 m NN Finkenbachaue	482	1774	-		1,5	-
S 29b (Rev) 163 m NN Finkenbachaue	434	1694	-		1,1	-
S 18 (For) 160 m NN Finkenbachaue	360	1333	3335		2,4	6,8
S 18 (Rev) 160 m NN Finkenbachaue	511	1238	2899		1,7	5,0

### 7.1.4 ABSCHNITT „BROMBACHER TAL“

Die vergleichende Untersuchung wurde auf der Aue des Brombacher Tals, einem Nebenfluss des Finkenbaches durchgeführt. Der Brombach bildet hier ein typisches breites Muldental. Die steilen, heute bewaldeten Hänge gehen allmählich in die landwirtschaftlich genutzte Flussaue über. Die mächtige lößlehmige Schicht der Flussaue wurde durch den rezenten Bach bis zum Flussschotter eingeschnitten. In der Aue haben sich bis zu 2 m hohe Erosionskanten gebildet, die die Ablagerungsabfolge deutlich zu erkennen geben. Aus diesem Grund wurden hier Grabungen ausgeführt (s. Abb. 59 in Kap 6.4).

Der untersuchte Abschnitt befindet sich unterhalb des Dorfes Brombach. Auf der Aue des Brombachs wurde an der ca. 1,5 m hohen Erosionskante eine Grabung (G8) bei 215 m NN durchgeführt (Abb. 59 & 77). Das Profil zeigt einen mächtigen steinlosen Braunerde-Gley auf einem blockreichen Flussschotter. Der obere Ah-Horizont ist nur 15 cm mächtig. Der folgende Bv-Horizont besteht aus schluffigem Sand und reicht bis 75 cm Tiefe. Der Bv/Go-Übergangshorizont weist deutliche Spuren der Bodenbildung, aber auch die zahlreichen Oxidationsflecken auf und ist 50 cm mächtig. Der Gr-Horizont weist aufgrund seiner Farbe und seines Geruchs auf Reduktionsvorgänge hin. Er beinhaltet eine große Menge des datierbaren, verkohlten Holzes. Der untere IIC-Horizont besteht aus blockreichen Flussschotter, dessen Zwischenräume Fein- und Grobsande füllen. Damit bildet dieser Horizont gleichzeitig auch eine Schichtgrenze. Aus dem beschriebenen Bodenprofil wurden die Proben für die Pollen- und Holzkohledatierungen entnommen.

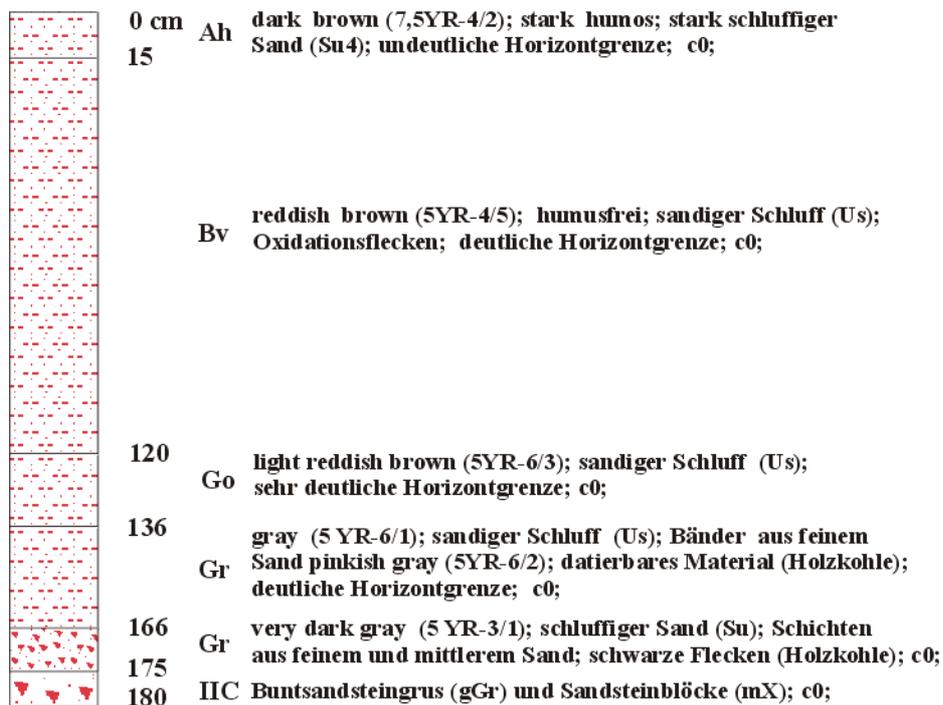


Abbildung 77: Grabungsprofil (G8) bei 215 m NN an der Erosionskante in der Brombachaue

Das Bodenprofil (G9) zeigt eine sehr große Ähnlichkeit mit der Grabung (G8) (Abb. 59 & 78). Dem nur 17 cm mächtigen Ah-Horizont folgt der Bv/Go-Horizont, der bis zu 125 cm Tiefe reicht. Dieser letztere besteht aus sandig-schluffigem Material und weist sowohl Merkmale der Bodenbildung als auch der Oxidation auf. Also befindet er sich unter einem ständigen Einfluss des Grund- bzw. Stauwassers.

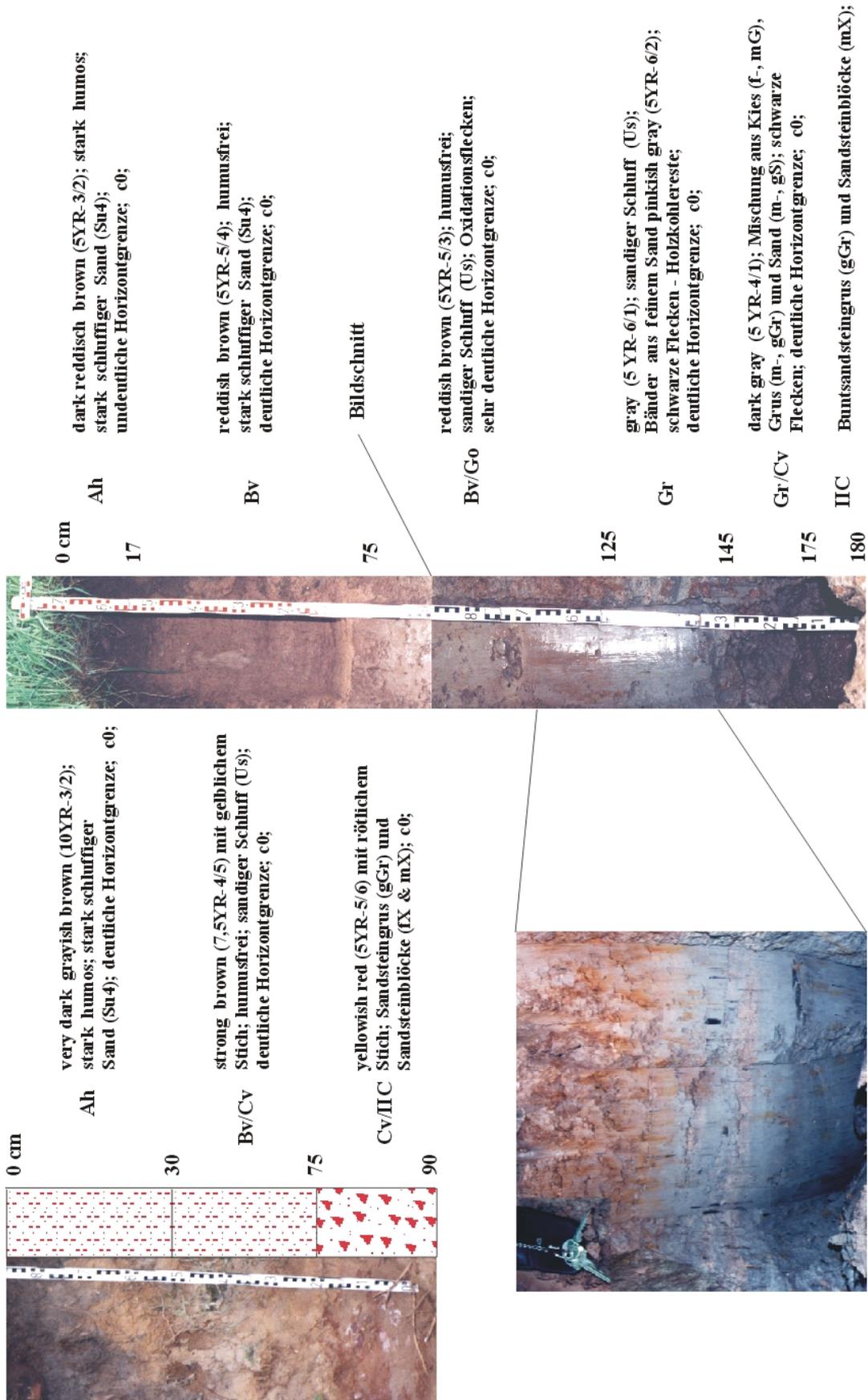


Abbildung 78: Grabungsprofil (G8) – 215 m NN (links) und Foto der Grabung (G9) – 225 m NN (rechts) an der Erosionskante in der Brombachaue

Von 125 cm bis 145 cm weist der Gr- Horizont deutliche Anzeichen der Reduktion auf. In diesem schluffig-sandigen Horizont wurde genau so wie bei der Grabung (G8) eine große Menge der Holzkohlereste gefunden. Der Gr/Cv-Horizont wird durch eine Mischung aus Sandsteinen und schluffigem Sand präsentiert, der allmählich in den aus nur Sandsteinen bestehenden IIC-Horizont (Flussschotter) übergeht.

Die Grabung (G10) bei 235 m NN wurde am ca. 15° geneigten, bewaldeten Hang des Brombachs ausgeführt und stellt eine Braunerde dar. Alle Horizonte des Profils sind steinreich. Die oberen 30 cm nimmt ein Ah-Horizont aus einem grau-braunen Schluff ein, mit hohem Humusgehalt und starker Durchwurzelung. Der folgende Bv-Horizont setzt sich durch seine dunkelbraune Färbung (mit deutlichem gelblichem Stich) ab. Er ist ca. 45 cm mächtig und besteht aus sandigem Schluff. Danach ab ca. 80 cm beginnt der Cv/IICv-Horizont, der eine Mischung aus schluffigen und reinen Sanden sowie kantigen Sandsteinen bzw. Blöcken darstellt. Er besitzt die typisch rote Färbung verwitternden Buntsandsteins. Im Vergleich zu den Bodenprofilen (G8 & G9) auf der Bachaue zeigt das Profil (G10) am Hang deutliche Unterschiede (Abb. 78). Die Mächtigkeiten der Bodenhorizonte sind hier sichtlich geringer. Die Ah- und Bv-Horizonte sind am Hang sehr steinreich und werden durch die Haupt- und Basislage deutlich beeinflusst. Die unteren Segmente des Bodens in der Aue befinden sich unter einem ständigen Stau- bzw. Grundwassereinfluss und werden daher durch einen mächtigen Go- sowie Gr-Horizont präsentiert. Dieser Einfluss fehlt am Hang gänzlich. Das Resultat dieses Vergleichs zeigt eine große Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus dem Finkenbachtal.

#### *Ergebnisse der Pollen- und Holzkohledatierung*

Aus dem beschriebenen Aufschluss (Grabung 8) wurden Proben aus 20, 40, 65, 85, 105, 115, 130, 145, 160 und 175 cm Tiefe für die Pollenanalyse entnommen (Abb. 79). Das Pollendiagramm zeigt eine Kulturlandschaft mit Grünland (*Poaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichorioideae*, *Plantago lanceolata*, *Ranunculus*) und Ackerbau mit Sommer- und Wintergetreide (*Fagopyrum bis Triticum*). Die Waldfläche ist stark reduziert und aufgelichtet (Baumpollen nur etwa 10%). Das wird besonders deutlich im Vergleich zum Pollendiagramm „der großen Pfaffenwiese“. Der Anteil des Getreides bleibt mit etwa 10% konstant im gesamten Diagramm. Der homogene Verlauf des Diagramms spricht für gleichbleibende Nutzung und eine kurze Sedimentationsdauer. Die Veränderungen in den Tiefenstufen 145, 160 und 175 cm (höhere Baumpollenwerte, geringere *Poaceae* und Getreide) spricht für stärkere Bewaldung und einen (mäßigen) Rückgang der Kulturlandschaftsfläche. Möglicherweise spiegelt sich dort die spätmittelalterliche Wüstungsperiode wider. Das Profil dürfte in den untersten Abschnitten etwa 1000 Jahre alt sein. Die Ergebnisse der Pollenanalyse werden durch die <sup>14</sup>C-Datierung bestätigt. Im Bodenprofil in einer Tiefe von 145 bis ca. 170 cm beinhaltet der Gr-Horizont <sup>14</sup>C-datierbares Material - Holzkohle (Abb. 78). Dieses Material (Labornummer HD 19703) an der Grenze von schluffig-sandigem Substrat zu Flussschotter wurde am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg auf  $891 \pm 31$  BP (890-730 cal BP) datiert.

Des Weiteren wurden Luftbilder verschiedener Jahrgänge mittels eines Stereoskops interpretiert und alte Karten wurden mit jüngeren verglichen (Abb. 80). Dadurch wurde festgestellt, dass während der letzten hundert Jahre die Landschaft im Untersuchungsgebiet erheblich verändert wurde.

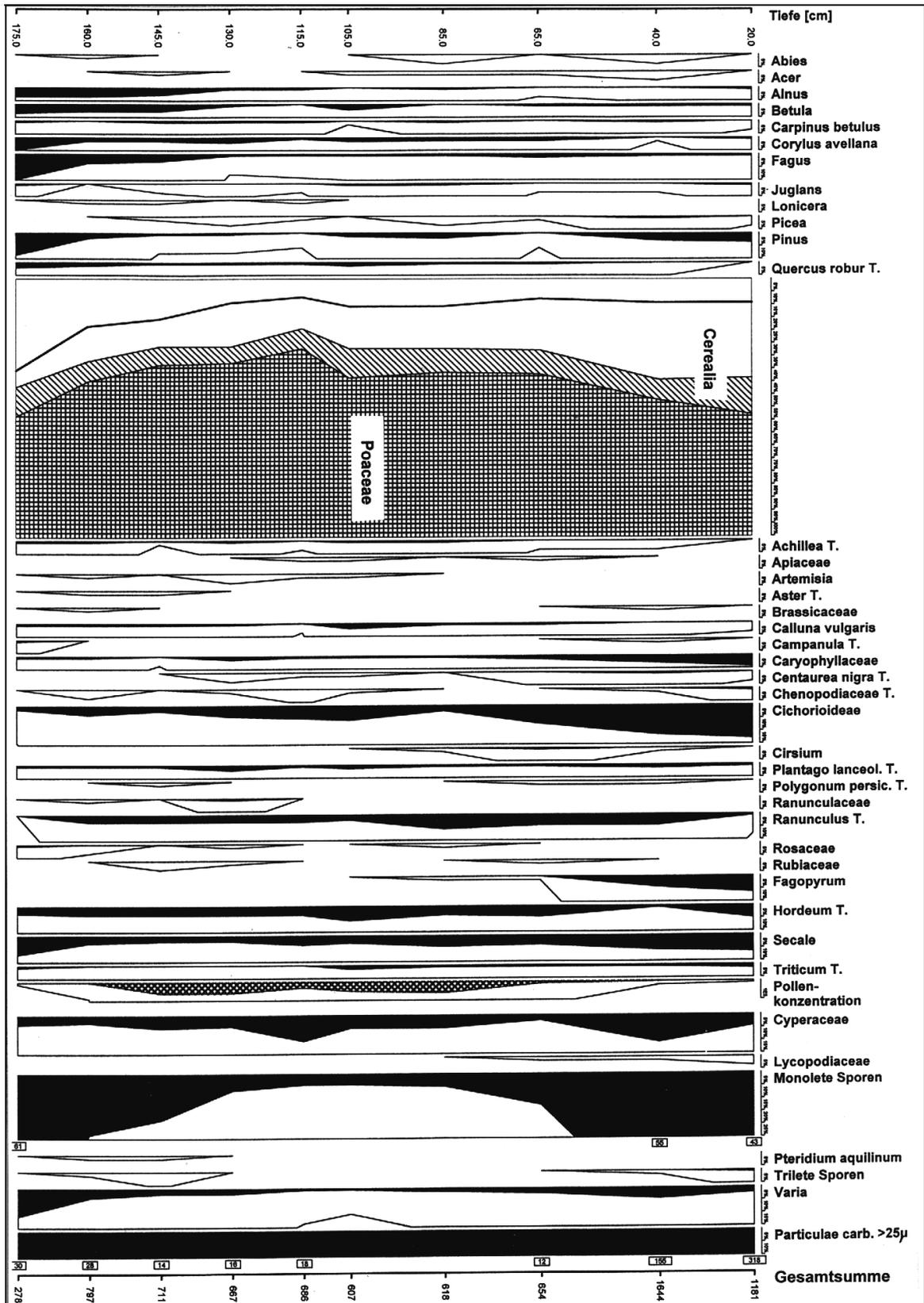
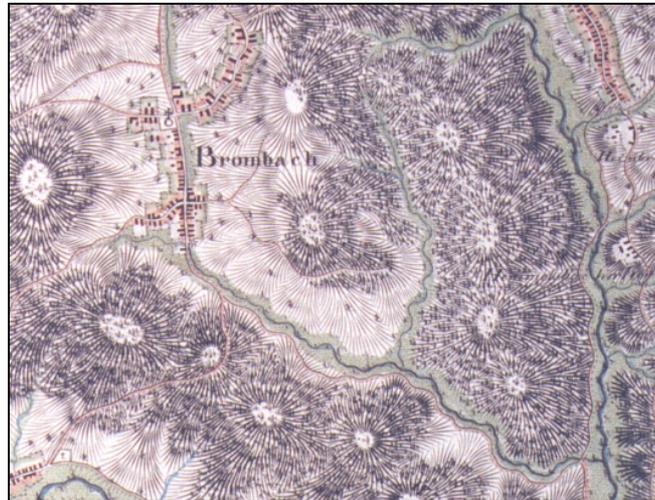


Abbildung 79: Relativdiagramm der Grabung (G8) 215 m NN auf der Brombachaue (vereinfacht). Die 100 % Summe umfasst alle Pollentypen von Abies über Süßgräser bis Triticum (die Typen Cyperaceae bis Particulae carbonae - Holzkohle sind ausgeschlossen). Das Hauptdiagramm gibt neben einzelnen Pollentypen auch die Summe aller Baumpollen und Nichtbaumpollen, getrennt durch die durchgehende Linie, wieder

Anstatt der Wälder, die heutzutage mehr als 80 % der Oberfläche bedecken, bestanden die Flächen vor hundert Jahren aus Wiesen und Äckern. Dies zeigt eindeutig, dass der anthropogene Einfluss auf das Untersuchungsgebiet in den letzten Jahrhunderten sehr groß war. Dies bedeutet wiederum, dass der Sedimenttransport, der zu einer bedeutenden Ablagerung führen konnte, während des Frühmittelalters wahrscheinlich deutlich größer war als heute.



Karte von Hass 1806, 1:30 380



Luftbild von 1973, 1:12 000

**Abbildung 80: Ausschnitt „Brombacher Tal“ aus der Karte (1:30 380) von 1806 (J. H. HASS) und aus dem Luftbild (1:12 000) von 1973 (Hessisches Landesvermessungsamt). Nördlich des Baches war das Gebiet 1806 weitgehend baumfrei, 1973 ist es dicht bewaldet**

## 8 DISKUSSION

### 8.1 REFRAKTIONSSEISMIK

Die ermittelten Longitudinalgeschwindigkeiten auf den Schuttkegeln konnten drei Geschwindigkeitsbereichen zugeordnet werden:  $v_1$ : 145-640  $\text{ms}^{-1}$ ,  $v_2$ : 740-1475  $\text{ms}^{-1}$ ,  $v_3$ : 1607-3707  $\text{ms}^{-1}$  (s. Tabelle 15). Die Longitudinalgeschwindigkeiten aus dem Bereich I sind typisch für den humosen Oberboden und die lockeren Sedimente (Deckschichten – Oberlage). Sie wurden sowohl in der Lößlehm- und Lehmüberdeckung als auch in den feinen sowie mittelgroben Flusssedimenten gemessen. Die Werte der Geschwindigkeiten aus dem Bereich II beschreiben die Schuttschichten, die darunter folgen. Diese Schuttschicht besteht hauptsächlich aus Buntsandsteinblöcken (Basislage), zwischen denen Schluff-, meist aber Sand-Substrate zu finden sind. Die zum Bereich III gehörenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten können als Indiz für den anstehenden Buntsandstein gewertet werden. Die berechneten durchschnittlichen Longitudinalgeschwindigkeiten zeigen eine gute Übereinstimmung mit den im Kleinen Odenwald durchgeführten seismischen Aufnahmen von FLÜGEL & FRIEDRICH (1988) und SCHULTE et al. (1997). Es muss allerdings erwähnt werden, dass die obengenannten Autoren ihre Untersuchungen an schuttreichen Hängen und nicht auf Schuttkegeln durchgeführt haben, womit Abweichungen beim Vergleich der Ergebnisse erklärt werden können. Des weiteren lässt sich die weite Streuung der gemessenen Werte durch die unterschiedlich ausgeprägte Klüftigkeit und den Verwitterungsgrad des Buntsandsteins erklären. Nach KLENGEL und WAGENBRETH (1984) liegen die Geschwindigkeiten für trockenen Sand bei 200-900  $\text{ms}^{-1}$  (trocken), 200-1800  $\text{ms}^{-1}$  (feucht), 1200-1800  $\text{ms}^{-1}$  (gesättigt) und für Lockermaterial allgemein bei 800-1500  $\text{ms}^{-1}$ . Dieselben Autoren geben für mesozoische Sandsteine Geschwindigkeiten von 2200-3000  $\text{ms}^{-1}$  an. KNÖDEL et al. (1997, 442) geben zusätzlich für Schotter 400-800  $\text{ms}^{-1}$  (nicht gesättigt) bzw. 1300-2000  $\text{ms}^{-1}$  (wassergesättigt) an. Deckschichten sind gekennzeichnet durch 300-800  $\text{ms}^{-1}$ . Sandstein erreicht allerdings Geschwindigkeiten von 800-4500  $\text{ms}^{-1}$ . Während der Untersuchungen im Finkenbachgebiet zeigten sich zudem Abhängigkeiten zwischen der Schallgeschwindigkeit und der Bodenfeuchte. So wurden nach starken Regenfällen oder schnellem Anstieg des Grundwassers in der Regel deutlich höhere Longitudinalgeschwindigkeiten gemessen.

**Tabelle 15:** Auf den Schuttkegeln Hörlenbach, Gutel, Mähäcker, Mühlenberg, Hämmelsbach, Herrenrain, Wilder Busch, Wetterbergbach und Heiligenwaldbach wurden insgesamt 34 seismische Profile aufgenommen. Die ermittelten Schallgeschwindigkeiten konnten drei verschiedenen Geschwindigkeitsbereichen zugeordnet werden

Bereiche	P-Wellen Min – Max (m/s)	Durchschnitt (Finkenbach) (m/s)	Durchschnitt (SCHULTE et al. 1997) (m/s)	Durchschnitt (FLÜGEL & FRIEDRICH 1988) (m/s)
Bereich I	145 – 640	$v_{1\emptyset} \sim 315$	$v_{1\emptyset} \sim 351$	$v_{1\emptyset} \sim 350$
Bereich II	740 – 1475	$v_{2\emptyset} \sim 967$	$v_{2\emptyset} \sim 1233$	$v_{2\emptyset} \sim 690$
Bereich III	1607 – 3703	$v_{3\emptyset} \sim 2292$		$v_{3\emptyset} \sim 1424$

Mittels seismischer Untersuchungen konnten die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten, sowie die gesamten Mächtigkeiten der Schuttkegel ermittelt werden (s. Tabelle 16). Die

obere Schicht ist 1 bis 3 m mächtig. Die durchschnittliche Geschwindigkeit der P-Wellen von ca. 300 m/s weist auf ein löbtlehmhaltiges sowie fein- bis grobsandiges Substrat hin. Die zweite Schicht mit der durchschnittlichen Longitudinalgeschwindigkeit von ca. 1000 m/s, die typisch für Gehängeschutt oder auch verwitterte Sandsteine ist, reicht von ca. 5 bis 14 m Tiefe. Die untere Schicht besitzt Geschwindigkeiten der P-Wellen höher als ca. 2200 m/s, deutet somit auf das Anstehende und reicht bis zu 23 m Tiefe (nur auf zwei Schuttkegeln gemessen). Die ermittelten Messwerte zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen von GEIGER (1973), FLÜGEL & FRIEDRICH (1988) und SCHULTE et al. (1997).

**Tabelle 16: Durch seismische Aufnahmen ermittelte Tiefen der Schichtgrenzen auf den Schuttkegeln, verglichen mit den Ergebnissen von Geiger (1973), Flügel & Friedrich (1988) und Schulte et al. (1997)**

Schuttkegel	Schichtgrenze I (Lößlehm & Schutt) (m)	Schichtgrenze II (Blockschutt) (m)	Schichtgrenze III (Anstehende) (m)
Hörlebach	0,4 – 1,1	2,8 – 7,3	-
Gutel	0,7 – 1,5	3,1 – 11,8	-
Mähäcker	1,1 – 3,1	5,3 – 14,3	22,8 – 22,9
Hämmelsbach	1,4 – 1,5	6,1 – 12,2	-
Mühlberg	1,7 – 1,9	5,6 – 5,8	-
Herrenrain	2,3	4,6 – 13,6	17,6 – 18,1
Wilder Busch	2,9 – 3,3	11,9 – 12,5	-
Wetterbergbach	1,2 – 1,9	7,5 – 10,3	-
Heiligenwaldbach	2,6 – 3,1	9,7 – 11,4	-
„Süd Odenwald“ (GEIGER 1973)	1,5 – 25 (Hangneigung 1- 16°)		-
„Hollmuth“ (FLÜGEL & FRIEDRICH 1988)	1,8 – 14,9 (Hangneigung 1 – 16°)		-
„Drei Eichen“ (SCHULTE et al. 1997)	1,7 – 3,3	-	-

Vergleichend wurden auf den mit dem geringmächtigen, steinreichen Lößlehm bedeckten Talhängen des Finkenbaches insgesamt 4 seismischen Profile (S30 & S31) aufgenommen. Die ermittelten Schallgeschwindigkeiten werden zwei verschiedenen Geschwindigkeitsbereichen zugeordnet (s. Tabelle 17). Die ermittelte Schichtgrenze von ca. 1 m Tiefe wurde mittels Bohrungen bestätigt.

**Tabelle 17: Die auf den geringmächtigen, mit steinreichem Lößlehm bedeckten Talhängen aufgenommenen seismischen Aufnahmen lassen sich den folgenden zwei Bereichen zuordnen**

Bereiche	P-Wellen Min – Max (m/s)	Durchschnitt (FINKENBACH) (m/s)	Durchschnitt (FLÜGEL 1988) (m/s)
Bereich I	344 – 425	$v_{1\varnothing} \sim 368$	$v_{1\varnothing} \sim 363$
Bereich II	463 – 650	$v_{2\varnothing} \sim 575$	$v_{2\varnothing} \sim 615$

Da die Schuttkegel unter einer geringmächtigen Schicht aus feinem Material bereits Grobschutt mit Blöcken bis 2 m Durchmesser aufweisen und weder mit Bohrstöcken noch Spaten tiefer beprobt werden konnten, wies die Seismik gegenüber Bohrungen und Grabungen einen wesentlichen Vorteil auf. Andererseits zeigen sie lediglich einen Wechsel von einem weichen in ein härteres Medium. Inhomogene Oberflächen oder eine in ein härteres Medium eingelagerte weichere Linse werden dagegen nicht erfasst und verfälschen das Messergebnis. Die Ergebnisse der seismischen Aufnahmen wurden daher stets in den oberen Schichten mit denen der Grabungen und Bohrungen verglichen. Für den anstehenden Buntsandstein (Festgestein) kann man von weitgehender Homogenität ausgehen.

Die Messungen im Auenbereich ergaben in allen Fällen eine Schichtgrenze zwischen 0,5 und 2,5 m Tiefe (s. Tabelle 18). Nach den Bohrungsergebnissen ist dieses nicht immer die Grenze zwischen Schotter und Auelehm, sondern wird durch den Grundwasserspiegel verursacht. Daher waren die Bohrungen im Auenbereich des Finkenbachs besonders wichtig. Sie zeigten die Schichtwechsel (Lößlehm/Flussschotter) im Bereich von ca. 1 bis 3 m. In grundwasserbeeinflussten Gebieten ist prinzipiell eine seismische Untersuchung mit S-Wellen möglich. Man benötigt allerdings Geophone, die Transversalwellen aufnehmen können; auch die Anregung von S-Wellen, die durch Wasser nicht beeinflusst werden, erfordert einen anderen Aufbau und ist mit konventionellen Hilfsmitteln nicht zu realisieren. Diese Methode war also nicht durchführbar.

**Tabelle 18: Auf der Flussaue des Finkenbachs wurden insgesamt 26 seismische Profile aufgenommen. Die ermittelten Schallgeschwindigkeiten wurden drei verschiedenen Geschwindigkeitsbereichen zugeordnet**

Bereiche	P-Wellen Min – Max (m/s)	Durchschnitt (Finkenbach) (m/s)	Schichtgrenze I (Lößlehm & Schutt) (m)
Bereich I	277 – 714	$v_{1\varnothing} \sim 380$	0,5 – 2,8 m
Bereich II	810 – 2145	$v_{2\varnothing} \sim 1720$	5,1 – 7,6 m
Bereich III	2429 – 3335	$v_{3\varnothing} \sim 2880$	

Die unterschiedliche instrumentelle Ausrüstung bei den Messungen (vgl. Kap. 4.5.1) macht sich wie folgt bemerkbar: Grundsätzlich sind sowohl mit dem älteren 2 Kanal-Gerät als auch mit den 12 Kanal-Seismographen qualitativ gute Ergebnisse erzielt worden, wobei im Auenbereich die moderneren Geräte eindeutig bessere Resultate zeigten. Die Auswertung der Weg-Zeit-Diagramme des 2 Kanal-Gerätes war nicht immer problemlos. Daher wurden gut ablesbare, sichere Punkte bereits während der Geländearbeit als solche gekennzeichnet und bei der späteren Auswertung entsprechend stärker berücksichtigt. Die 12 Kanal-Technik bietet vor allem den Vorteil, dass man durch das simultane Messen von 12 Geophonen mit erheblich weniger Schlägen auskommt. Dabei sind die Schläge der Hammerschlagseismik nicht exakt reproduzierbar. Zudem braucht die Durchführung einer seismischen Aufnahme mittels 2 Kanal-Gerät deutlich mehr Zeit. Die modernen Geräte erlauben mit ihrem graphischen Display eine genauere Identifikation der Ersteinsätze. Außerdem ist es möglich, den Verlauf der Ersteinsätze der einzelnen Geophone auf einen Blick zu erkennen, so dass sich Knickpunkte schon nach den ersten Schlägen abzeichnen.

Generell lassen sich die refraktionsseismischen Messungen dahingehend interpretieren, dass die Geschwindigkeiten  $v_1$  typisch sind für die obere, lockere Auflage. Sie wurden sowohl in der Lößlehm- und Lehmüberdeckung der Schuttkegel als auch in den feinen Flusssedimenten gemessen. Die Werte der Geschwindigkeiten  $v_2$  beschreiben die liegenden Schuttschichten (selten auch das Grundwasser), die durch einen hohen Skelettanteil gekennzeichnet sind bzw. über zahlreiche Buntsandsteine und -blöcke verfügen, zwischen denen schluffige und sandige Substrate zu finden sind. Die Geschwindigkeiten  $v_3$  stellen das Anstehende dar.

## 8.2 VERMESSUNG

Im Gelände vermessene Quer- und Längsprofile der Schuttkegel zeigen deren konvex-konvexe oder gestreckt-konvexe Form, wobei die maximalen Höhen (relativ zur Aue des Finkenbaches) unterschiedlich sind (s. Tabelle 19). Die Schuttkegel sind mit den steilen Stirnen relativ weit in die Aue des Finkenbaches vorgeschoben. Abbildungen 29, 31 und 39 verdeutlichen dieses Phänomen anhand der Schuttkegel des Hörlenbaches, Gutels und Mähäckers. Die „frisch“ erscheinende steile Form könnte durch eine junge Unterschneidung des Schuttkegelfußes durch den Finkenbach erklärt werden. Allerdings verläuft heute nur in wenigen Fällen (Hämmelsbach und Gutel) der Finkenbach direkt am Fuß des Schuttkegels. Dies ist wahrscheinlich nicht auf Umleitungen durch den Menschen zurückzuführen, sondern auf Verlagerung des Flusslaufes auf natürliche Weise.

**Tabelle 19: Vermessungs- und Berechnungsergebnisse der morphometrischen Parameter der Schuttkegel im Untersuchungsgebiet (Quelle: Luftbilder der Jahrgänge 1973, 1993 und 1994 des Hessischen Landesvermessungsamtes; TK 1:25 000 und DGK 1: 5 000 des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg; eigene Vermessungen von 1997 bis 1999)**

Schuttkegel	Höhe des Kegels (m)	Breite des Kegels (m)	Länge des Kegels (m)	Fläche des Kegels (m <sup>2</sup> )	Einzugsgebiet (EG) (ha)	Volumen (V) des Kegels (m <sup>3</sup> )	Quotient V / EG (m <sup>3</sup> /m <sup>2</sup> )
Wilder Busch	12	46	133	7070	69	24 000	3,5*
Herrenrain	8	90	100	12540	94	78 000	8,3
Hämmelsbach	9	160	135	10350	164	93 000	5,7
Seufzergrund	8	195	312	-	94	141 000	15,0
Wegsgrund	13	175	250	-	75	135 000	18,0
Zweckgrund	12	187	186	-	101	139 000	13,8
Mühlberg	10	135	245	26900	106	98 000	9,2*
Heiligenwald	10	115	240	26500	97	88 000	9,1*
Steinbach	6	115	152	10650	82	35 000	4,3*
Hörlenbach	6	161	233	20800	87	67 000	7,7
Gutel	10	158	197	16870	85	71 000	8,4
Wetterberg	9	140	270	27800	240	108 000	4,5*

\* Teil des Volumens vermutlich durch den Straßen- und Gebäudebau entfernt

Das Phänomen der steilen Stirn ist im Hinblick auf die Erosions- und Transportkapazität des Finkenbaches zu betrachten, also der Fähigkeit des Hauptvorfluters die ihm zugeführten Sedimente abzutransportieren. Wesentlich erscheint aber auch die Frage, wie der Zusammenhang zwischen der Größe der Liefergebiete (Teileinzugsgebiete) und der Dimension der Schuttkegel ausfällt. Dafür wurden die in Tabelle 19 dargestellten morphometrischen Parameter Höhe, Breite und Länge der Kegel im Gelände und aus

großmaßstäbigen Karten sowie Luftbildern ermittelt. Daraus wurden Flächen und Volumina berechnet.

Der Quotient aus dem Volumen des Kegels und der Fläche des Teileinzugsgebietes gibt ein Maß für den Zusammenhang zwischen beiden Größen. Er liegt zwischen Werten von 18 (Wegsgrund) und 3,5 (Wilder Busch). Der Vergleich weist auf einen Zusammenhang hin: Je größer das Einzugsgebiet ist, um so größer ist das Volumen der zugehörigen Schuttkegel. Der Schuttkegel Wilder Busch verfügt über einen verhältnismäßig kleinen Kegel, dabei ist dieses Teilgebiet das einzige nach Süden exponierte. Die übrigen kleinen Werte gelten für die von Westen kommenden Seitentäler des Steinbaches (4,3) und Hämmlsbaches (5,7). Die aus dem Osten mündenden Täler zeichnen sich durch vergleichbare bzw. etwas höhere Werte aus - Hörlenbach (7,7) und Gutel (8,4). Eine deutliche Unterscheidung in West- und Ost-zufließende Seitentäler lassen diese Ergebnisse aber nicht zu, weil beide Talrichtungen zu etwa gleichen Anteilen nord- und süd-exponierte Hänge aufweisen.

Eine Expositionsabhängigkeit der Schuttkegel ist also nicht so deutlich, wie man sie für einzelne Hänge feststellen kann. Diese periglazialen Blockbildungen an Hängen kann man als Ausgangsmaterial für die Blöcke in den Schuttkegeln der Nebenbäche des Finkenbachs ansehen. Sie können sowohl von ihren nördlichen als auch den südlichen Hängen stammen. Die Geländebegehung zeigte, dass Blöcke in allen Hangexpositionen auftreten können. Die Hangformen sind so gleichmäßig, dass man keine besonders starke Zufuhr von einer Seite erkennen kann. GEIGER (1974, 194 ff) weist in zwei nahegelegenen Gebieten (Umgebung Katzenbuckel und Königsstuhl) auf eine intensive Blockbildung an den NE- und E-exponierten Steilhängen hin. Am Königsstuhl befinden sich 71% der Blockmeere auf NW-, N-, NE- und E-Hängen. Es besteht also offensichtlich keine Analogie zwischen den Schuttkegeln und den von GEIGER untersuchten Hängen was die Expositionsunterschiede anbelangt.

### **8.3 ERGEBNISSE DER BOHRUNGEN UND DER BODENAUFNAHMEN**

Die Ergebnisse der refraktionsseismischen Untersuchungen wurden durch zahlreiche Bohrungen und Grabungen überprüft und ergänzt. Die meisten Profile zeigen eine deutliche Dreiteilung des Schuttkörpers. Die obere Schicht besteht ausschließlich aus Schluff (Schwemmlöß) und feinem Sand und hat eine hellbraune Farbe. Diese geologisch jüngste Deckschicht, die als Deckschutt bezeichnet wird, kann man im gesamten Untersuchungsgebiet sehr oft beobachten. Ab einer Tiefe von 50–150 cm unterhalb des feinkörnigen Deckschuttes folgt eine schluffig-sandige Schicht, die eine dunkelbraune Färbung und Buntsandsteine mit einer Kantenlänge von 2-7 cm aufweist. Unterhalb dieser zwei Lagen folgt eine Schicht, die sich völlig von den anderen unterscheidet. Sie besteht hauptsächlich aus Buntsandsteinen und -blöcken. Die Steine sind meistens kantig oder kantengerundet und unterschiedlich groß, ihre Kantenlängen liegen zwischen 5-20 cm. Die Blöcke dagegen erreichen eine Länge bis zu 200 cm. Die Zwischenräume zwischen den Steinen und Blöcken sind mit einer Mischung aus Schluff und feinem sowie grobem Sand ausgefüllt. Der Anteil der Sande in dieser Mischung nimmt mit zunehmender Tiefe zu, so dass ab einer bestimmten Tiefe die Zwischenraumfüllung nur noch aus reinem rötlichem Sand besteht. Diese Schicht kann zeitlich mit dem Basisschutt (SEMMELE 1964 & 1998) korreliert werden.

Die Pürckhauer Bohrungen und Kernsondierungen auf der Finkenbach- und der Brombachaue haben einen Zweischichtbau des Talgrundes gezeigt. Die obere Schicht besteht aus einer schluffigen/sandigen Mischung, die merkbar durch Grundwasser beeinflusst wird. Der Anteil der Sande in dieser Oberlage nimmt mit zunehmender Tiefe deutlich zu, so dass ausschließlich Fein- bis Grobsande die Zwischenräume der folgenden Flussschotter Schicht füllen. Der Schichtwechsel von einer feinkörnigen Matrix zu einem fluvialen Schotter in der Flussaue konnte im gesamten Untersuchungsgebiet kontinuierlich verfolgt werden. Dieser Wechsel findet in einer Tiefe von 1 bis max. 2 m statt und weist auf die Änderungen der geomorphologischen Prozesse hin. Die Flussschotter sind während des Periglazials durch aktive Flussarbeit entstanden. Nach BÜDEL (1981) wurde die aktive Flussarbeit durch Vorbereitung, die ihr der Eistrindeneffekt bietet, so verstärkt, dass der Flussbettbereich zur Zone exzessiver Talbildung wurde. Auf dieser periglazialen Schicht, die in der Finkenbachaue eine Mächtigkeit von mehr als ca. 5 m erreicht (nach seismischen Aufnahmen), wurden während des Holozäns die feinkörnigen (schluffig-sandigen), fluvialen Schichten akkumuliert. Die Pollenanalysen der Bohrkerne und die Radiokarbondatierungen der Holzkohlenreste zeigen im Bereich des Finkenbaches ein Alter dieser Schichten von max. 2000 Jahren und im Bereich des Brombaches sogar von nur max. 1000 Jahren. Damit hängt die Ablagerung dieser Schichten eindeutig mit der mittelalterlichen Besiedlung und landwirtschaftlichen Nutzung der Flussauen sowie der Talhänge zusammen.

Der Umbruch im Sedimentationsverhalten von einer Sand-Kies- zu einer reinen Schluff-Dynamik in der Elsenzaue wird zum einen auf die um 3000 v. Chr. einsetzende Klimaverschlechterung, zum anderen auf den neolithischen Ackerbau zurückgeführt (BARSCH et al. 1993). Da im Finkenbachtal die Erschließung erst um 800 n. Chr. einsetzte (vgl. BORMUTH 2000, SCHEUERBRANDT 1988 & WAGNER 1992), d.h. Jahrtausende später als im Altsiedelland (vgl. BARSCH et al. 1993 & SCHAAR 1989), fand der Akkumulationswechsel in der Finkenbachaue und dessen Nebentälern mit einer deutlichen zeitlichen Verzögerung statt. Der Ablagerungswechsel in den beschriebenen Flussauen zeigt also deutlich den Unterschied zwischen dem Alt- und Jungsiedelland.

Die Bohrungen an den Hängen des Finkenbaches zeigen auch einen Zweischichtbau (Lößlehm/Buntsandsteinschutt) des oberflächennahen Untergrundes. Das Holozän hat nicht nur höchst wenig an den ererbten periglazialen Reliefzügen geändert, sondern auch auf allen sanften Böschungen (unter einem Grenzwinkel von 25° Neigung) nicht einmal die vorweg mechanisch gebildete Kaltzeit-Verwitterungsdecke (Basisschutt) zerstört. Vielmehr blieb selbst der auf dem Schutt liegende, aufgewehte und verschwemmte Löß erhalten. Über das periglaziale Relief des Untersuchungsgebietes legte sich in den knapp 10 000 Jahren nur die seitdem entstandene festliegende Ortsbodendecke. Verstärkt wurde die Festlegung dieser Bodendecke durch das zugleich mit ihr und auf ihr erwachsene dichte Wald- und Waldsteppenkleid. Die Abholzung dieser Walddecke während des Mittelalters führte vielerorts zur Erosion der oberen lößlehmhaltigen Schichten (die oberen Ah-Bv/Cv-Horizonte der Böden), aber nicht der periglazialen Schuttschichten (der untere IICv-Horizont der Böden). Daher ist bis heute an den Hängen die Bodenentwicklung weitgehend durch die periglazialen Lagen geprägt und nur ca. 1 m mächtig.

Mittels zahlreicher Borungen und Grabungen wurde die Verbreitung der Böden im Finkenbach-Einzugsgebiet bestimmt. Es kann zwischen den Böden an den Hängen und den auf den Talauen des Finkenbaches und seiner Nebenflüsse unterschieden werden:

- *Braunerden*

Auf dem sandig-tonigen Buntsandsteinschutt (Hanglagen des Finkenbachtals) haben sich in aller Regel Braunerden aus lehmig-sandiger Deckschicht mit dem Ah-(Ap)-Bv/Cv-IICv Profil entwickelt. Die Grenze zwischen Bv/Cv- und IICv-Horizont bildet gleichzeitig die Grenze zwischen Deckschutt und Basisschutt bzw. Holozän und Periglazial. Die Festlegung dieser Grenze ist durchaus problematisch. Aufgrund der intensiven Rotfärbung des Ausgangsgesteines lässt sich im Gelände nur schwer feststellen, ob eine Verbraunung im Basisschutt stattgefunden hat, da hierbei keine deutliche Farbvertiefung eintritt. Hier könnten Laboranalysen auf Eisengehalt weiterhelfen, die aber aus zeitlichen Gründen nicht angefertigt wurden.

Buntsandstein Braunerden bieten nur ein geringes landwirtschaftliches Potenzial und werden deshalb vorwiegend forstwirtschaftlich genutzt. Ihre pH-Werte und somit ihre Basensättigung sind sehr niedrig. Auf den flachen Stellen der Schuttkegel im Untersuchungsgebiet sind ca. 1-1,5 m mächtige Lösslehmauflagen entstanden. Bei zunehmendem Lösslehmgehalt tendieren die Böden auf Buntsandstein-Substraten (Buntsandsteinschutt) zur Bildung von Braunerde-Pseudogleyen. Die Bodenbildung hat sich hier auf bereits entkalktem Lösslehm vollzogen. Diese Böden sind nährstoffreich und werden landwirtschaftlich genutzt.

- *Auenböden*

In den Gebieten, in denen der Finkenbach und seine größeren Nebenflüsse (Brombach, Hinterbach) eine breite Aue oder sogar eine Niederterrasse gebildet haben, sind unterschiedlichste Auenböden vorhanden. Sie haben sich aus einer fluvialen, sandig-schluffigen Deckschicht entwickelt, die auf dem mächtigen, kaltzeitlichen Flussschotter mit einer rein sandigen Füllung während des Holozäns akkumuliert wurde. Die Mächtigkeit der Auenböden im Untersuchungsgebiet reichen von wenigen Dezimetern in den Seitentälern bis zu 2 m auf der Talau des Finkenbaches. Am meisten sind dort Paternia mit aAh-aC-aG(Gr)-Profil, Vega mit aAh-M-(aC)-G-Profil und Gley mit Ah-Go-Gr-Profil zu finden. Oft kann man auch die Übergangsformen wie Braunerde-Gley feststellen. Ein anmooriger Auenboden (Anmoorgley) wurde nur an einem Ort, und zwar im Bereich des Naturschutzgebietes „Großwiese“ (Abb. 66), vorgefunden. Die Auenböden sind sehr mineralreich und werden daher stellenweise bis heute landwirtschaftlich als Weide oder Wiese genutzt.

#### 8.4 ANTHROPOGENER EINFLUSS

Das Klima, die steile Hangneigung und die daraus resultierende geringmächtige Lösslehmbedeckung beeinträchtigten im Untersuchungsgebiet die Entwicklung der Landwirtschaft (Abb. 81a). Aus diesem Grund sind die ersten Anzeichen des anthropogenen Einflusses im Finkenbach nur seit dem Frühmittelalter bekannt. In den Auslastungsstrecken zwischen den Schuttkegeln der Seitenbäche bildet der Finkenbach die Sohlentäler, in denen der Fluss in einem mehr oder weniger breiten, an manchen Stellen bis zu 200 m (Abb. 81b), nahezu horizontalem Talboden fließt. Diese boten gute Möglichkeit für die Entwicklung der Landwirtschaft. Die wichtigste Form der Landnutzung in den Flussauen war der so genannte Wiesenbau. Zur Wiesenwirtschaft

gehörte die Bewässerung trockener und die Entwässerung feuchter Wiesen. Der erste schriftliche Odenwälder-Beleg hierzu stammt von 1372 (BORMUTH 2000). Diese am Anfang des 20. Jahrhunderts völlig aufgegebene Landnutzungsform hat deutlich das heutige Erscheinungsbild der Finkenbachaue geprägt.



**Abbildung 81a:** Die steile Hangneigung und die daraus resultierende geringmächtige Lößlehmbedeckung beeinträchtigten im Untersuchungsgebiet die Entwicklung der Landwirtschaft (Quelle: Eigene Aufnahme)



**Abbildung 82b:** Abschnitt des Finkenbachs im Bereich des Naturschutzgebietes „Großwiese“. (Quelle: Eigene Aufnahme)

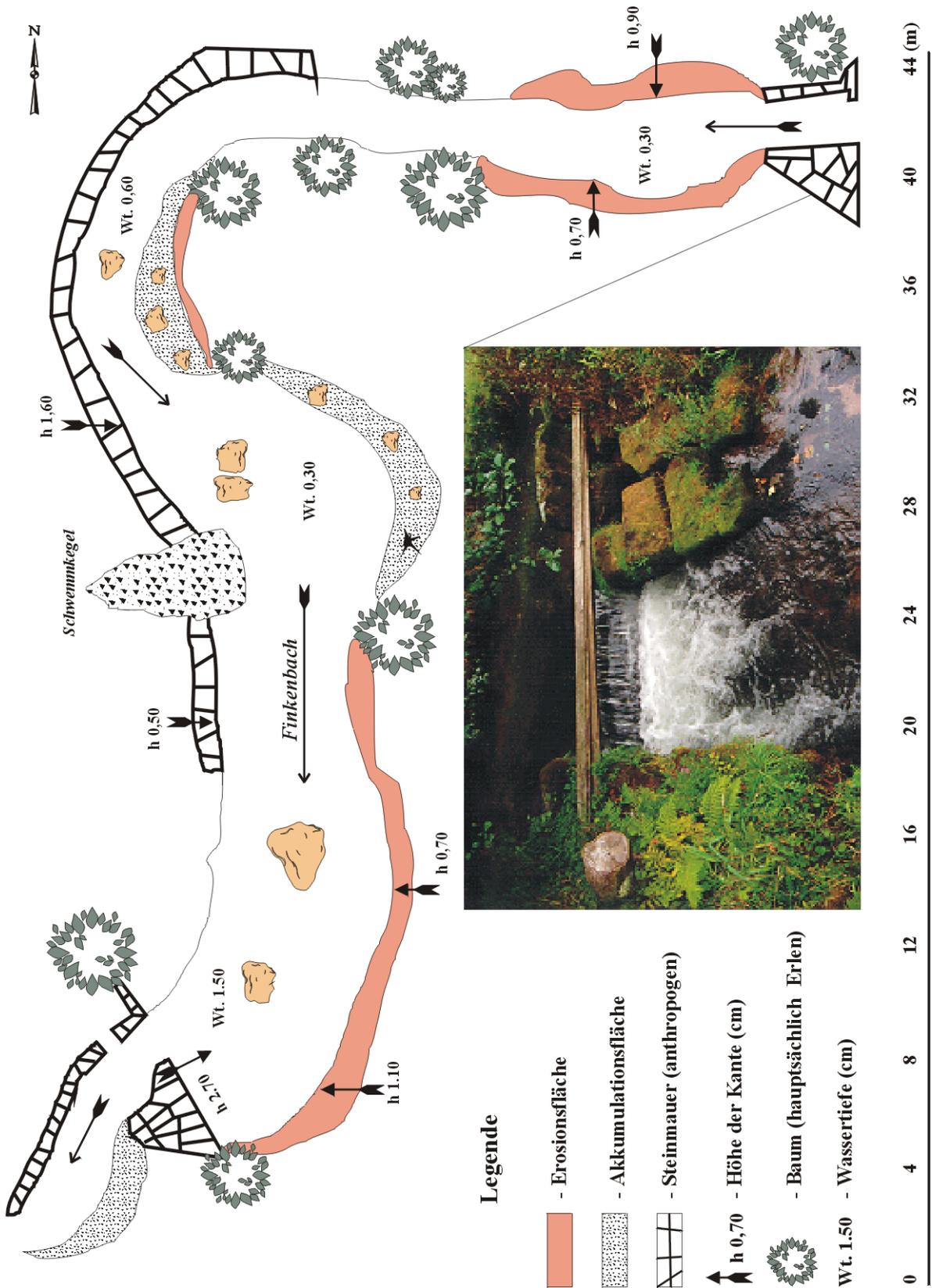


Abbildung 83: Geomorphologische Gerinnekartierung des Finkenbaches bei der „Großwiese“ 200 m NN. Die Fundamentblöcke, die aus Buntsandstein gefertigt sind, erreichen 2m x 1m x 0,30m Größe. (Quelle: Eigene Aufnahme)

Die geomorphologische Gerinnekartierung des Finkenbaches bei der „Großwiese“ verdeutlicht die Zusammenwirkung natürlicher und anthropogener Faktoren (Abb. 82). Beweise dafür sind die zahlreichen Fundamentreste der Bewässerungsanlagen und die anthropogen überformten Uferkanten. Die natürlichen geomorphologischen Vorgänge (z.B. Seiten- und Tiefenerosion, alluviale und kolluviale Ablagerungen) haben die vorhandenen anthropogenen Reliefformen und -elemente bereits zerstört oder umgeformt. An manchen Stellen liegt eine fast 0,20-0,40 cm dicke Akkumulationsschicht auf den Buntsandsteinmauern. Es lässt sich ohne weiteres feststellen, dass der anthropogene Einfluss in diesem Abschnitt wie in der ganzen Finkenbachaue sehr groß war. Die jüngsten Bildungen sind die Talauensedimente entlang des Finkenbaches und die kleinen Schwemmkegel, die durch die Nebenbäche aufgeschüttet wurden (s. Abb. 82, Mitte oben).

Die löblehmbedeckten Schuttkegel befinden sich am Ausgang der Nebentäler. Die größten liegen am Gutelbach, Hörlenbach, Mähäcker und Hämmelsbach. Zum Teil sind sie noch vollständig erhalten, zum Teil durch spätere Erosion und anthropogene Bautätigkeit mehr oder weniger stark zerstört. Sehr häufig hat das Wasser eine Rinne in sie eingegraben. Diese Rinne mündet dann meist mit einem kleinen rezenten Schwemmfächer wie beim Steingrund, Gutelbach, Hämmelsbach und Herrenrain in die alluviale Talsohle des Finkenbaches. Ein anthropogener Einfluss sollte sich auf den Schuttkegeln besonders bemerkbar machen, weil sie ein großes Gefälle haben und einen Substratwechsel aufweisen. HASEMANN (1928) beschreibt: *„Die Zerstörung der noch vorhandenen Löblehmdecken der Schuttkegel geht auch jetzt noch vor sich, und zwar nicht nur von der Oberfläche, sondern vorwiegend von der Auflagerungsfläche des Löblehms aus. Der liegende Schutt ist verhältnismäßig wasserdurchlässig, und so bewegt sich in ihm, falls seitentalaufwärts eine Quelle liegt, das Wasser derselben als Grundwasser dem Haupttal zu, den Löblehm von unten her mitnehmend. So entstehen dolinenartige einzelne Trichter. Da das Gelände der Schuttkegel mit wenigen Ausnahmen als Wiesengelände ausgenützt wird, so füllen die Besitzer die Trichter immer wieder rasch mit Steinen und Erde zu, um größere Einbußen an Wiesenland zu verhindern.“* Die erwähnten Trichter konnten bei meinen Untersuchungen weder als Formen im Gelände noch als Auffüllungen in Grabungen, Bohrungen oder seismischen Profilen gefunden werden. Die in der vorgelegten Arbeit beschriebene Zunahme der Feinsedimentschicht bei den einzelnen Schuttkegeln (z.B. beim Hämmelsbach) könnte hangabwärts durch Verspülung bedingt sein, da zumindest zeitweise auf den Schuttkegeln Ackerbau betrieben wurde, wie auf den Luftbildern von 1935 zu erkennen ist. Dies zeigt, dass im Zuge der landwirtschaftlichen Nutzung die Oberfläche der Schuttkegel umgestaltet worden ist.

## 8.5 DER AUFBAU UND DIE GENESE DER SCHUTTKEGEL

Mit Hilfe der Ergebnisse aus Bohrungen, Grabungen, Vermessungen, Refraktionsseismik, Pollenanalysen (belegen lediglich Zeiträume im Subatlantikum), <sup>14</sup>C- und TL-Datierungen kann die Geomorphogenese der Schuttkegel beschrieben werden. Danach sind die Schuttkegel zum überwiegenden Teil während des Periglazials als ca. 5 bis 12 m mächtige Blockströme entstanden (Abb. 83 und 84). Während der Ablagerung der Lössderivate wurden die löblehmigen Schichten auf den ständig überflossenen Schuttkegeln immer wieder abgetragen. Sie tragen allerdings eine 1-2 m mächtige löblehmhaltige Auflage, die das Resultat der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion darstellt.

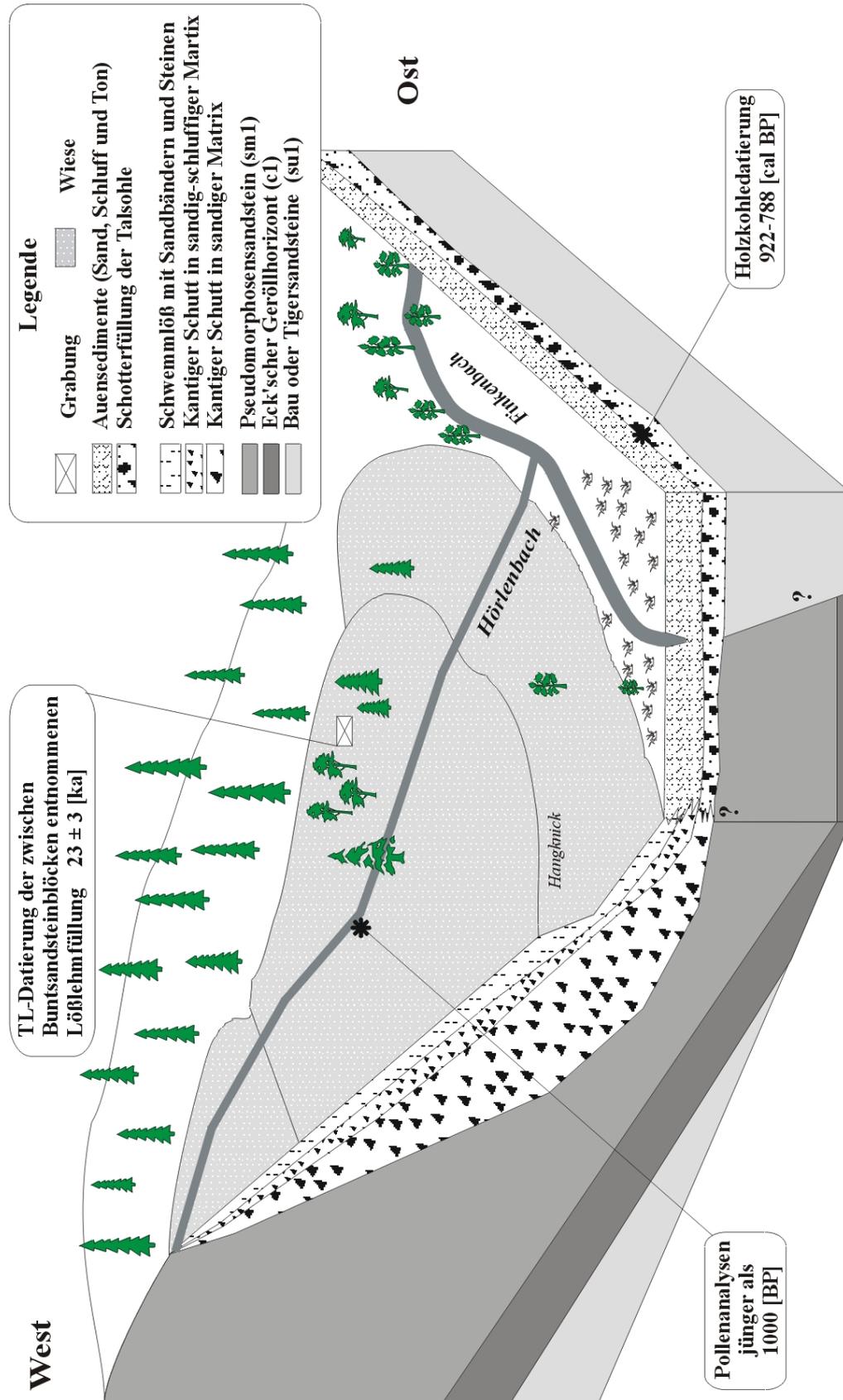


Abbildung 84: Schematischer Aufbau des Hördenbachschuttkegels und der Talae des Finkenbachs nach den Ergebnissen der Radiokarbon- sowie TL-Datierungen, Pollenanalysen, Vermessungen, seismischen Profile, Bohrungen und Grabungen

Das sehr einheitliche Pollenspektrum lässt den Schluss zu, dass es in Folge der mittelalterlichen Entwaldung an den steilen Hängen zur oberflächlichen Abspülung kam. Das vollkommen unregelmäßige Auftreten der Steine und das Vorhandensein von fluvialen Strukturen in der Matrix (z.B. Sandbändchen) lässt einen Transportprozess in Form eines hochkonzentrierten Wasser-Sediment-Gemisches vermuten. Dadurch wurden die Schuttkegel flächenhaft überschüttet. Nach der Wiederbewaldung der steilen Hänge der Nebenflüsse ist die Sedimentakkumulation deutlich geringer geworden.

Der für den Schuttkegel des Hörlenbachs beschriebene stratigraphische Aufbau (Abb. 83) zeigt sich auch auf allen Schuttkegeln des Untersuchungsgebietes in vergleichbarer Form. Hier wurde aus einer blockreichen Schicht zwischen großen Blöcken und kalkfreiem Löß ein Nest von kalkhaltigem Löß gefunden. Mittels Thermolumineszenz (TL) wurde am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg ein Alter von  $23 \pm 3$  [ka] (HDS 0635) ermittelt. Es entspricht dem Löß des letzten glazialen Maximums (LGM). Ein entsprechendes Alter von  $25 \pm 2,4$  [ka] wird von ZÖLLER (1996) in der Lößauflage über einem risszeitlich/würmzeitlichen Blockstrom unterhalb vom Königsstuhl beschrieben. Alter und Art dieses Sediments verdeutlichen, dass es sich hierbei um Material handelt, das unter periglazialen Bedingungen abgelagert wurde. Das Lößvorkommen auf dem Hörlenbach ist ein zusätzlicher Hinweis, dass die liegende Schicht periglazialen Ursprungs ist.

Die Schuttkegel im Finkenbach sind mit den aus dem Odenwald und Nordschwarzwald bekannten schutt- und blockhaltigen Formen vergleichbar, die als Blockmeer, Blockstrom, Hangschuttschleppe oder blockreiche Gehängeschuttmasse bezeichnet werden (EICHLER 1974, FEZER 1953, GEIGER 1974, ZÖLLER 1996). In den Arbeiten von EICHLER (1974), GEIGER (1973), GRAUL (1977) und ZÖLLER (1996) sind die mächtigen Blockströme periglazialen Ursprungs und die Entstehung dieser Reliefformen wie folgt beschrieben. Die durch Frostsprengung entstandenen Steine und Blöcke bewegten sich in Feinmaterial eingebettet als Solifluktuionsdecke hangabwärts in die Klängen bzw. in die Talsohle hinein. Stufen in den Blockströmen beweisen, dass diese Bewegungen zum Teil schubweise verliefen oder durch Klimaschwankungen mehrfach unterbrochen wurden. Während des Frühholozäns kamen sie zum Stillstand. Eine teilweise flächenhafte Ausspülung, durch Entwaldung und Quellen begünstigt, entfernte das Feinmaterial in den Blockströmen. Das Feinmaterial wie Löß, Lößlehm und Ton war also ein wichtiger Faktor bei der Bildung dieser Reliefformen (vgl. GEIGER 1973, WEISE 1983, WILHELMY 1974). Wenn die Entstehung der Blockströme damit geklärt erscheint, bleibt die Frage offen, ob die Genese der Schuttkegel am Ausgang der Nebentäler ähnlich verlief.

Die Schuttkegel im Untersuchungsgebiet haben den gleichen Aufbau wie die beschriebenen Blockströme. Aber die Schuttkegel liegen nicht am Hangfuß, sondern sie wurden weiter bis zu 100 m in die Finkenbachaue transportiert. Sie befinden sich am Ausgang der steilen Seitentäler und rücken an manchen Stellen mehr als 50 m in die flache, kaum geneigte Finkenbachaue vor. So bilden sie die konvex-konvex geformte, im Stirnbereich steil abfallende Reliefform und nicht die flachen gestreckten Blockströme. Diese Schuttkörper haben sogar 2 m große Blöcke, die keinerlei Einordnung in Gefällsrichtung zeigen, auf dieser merklichen Distanz mitgeführt. Die Blöcke sind fest in einer sandigen Matrix eingebunden und bilden eine mächtige einheitliche Form, so dass man ihre Entstehung nicht mit der Wanderblockbildung erklären kann. Es kommt noch dazu, dass der Sand in den Zwischenräumen der Blöcke kein gutes Gleitmittel für die

Solifluktion ist. All das spricht dagegen, dass die Entstehung der Schuttkegel nur durch Solifluktion erklärt werden kann. Sicherlich lieferte die Solifluktion die Schuttdecken am Hangfuß bzw. in das Talbett der Nebenbäche. Aber die weitere Bewegung der Blockmassen talabwärts kann wahrscheinlich mit der Bildung der Blockgletscher begründet werden. Überlegungen zur hochglazialen Depression der klimatischen Höhenstufen sowie der aktuellen Höhendistanz zwischen aktiven Blockgletschern und der Schneegrenze in den Alpen von 500 bis 600 m sowie auch der hochglazialen Schneegrenze von <1000 m im Nordschwarzwald (vgl. FEZER 1953 & ZIENERT 1973) lassen es durchaus möglich erscheinen, dass im Finkenbachtal periglazial Blockgletscher gebildet wurden.

Die Voraussetzungen für die Bildung der Blockgletscher sind nach BARSCH (1977 & 1983):

- Genügend Schutt, der durch Massenbewegung oder periglaziale Schuttbildung entsteht
- Die klimatischen, insbesondere die mikroklimatischen Verhältnisse, die negative Bodentemperaturen in 3-5 m Tiefe ganzjährig erlauben
- Die Vergletscherung ist nicht so stark, dass alle verfügbaren topographischen Positionen von Gletschern eingenommen werden
- Vorhandensein des Wassers, da gefrorene Schuttmassen einen teilweise stark variierenden Eisgehalt von ca. 50-60 % aufweisen

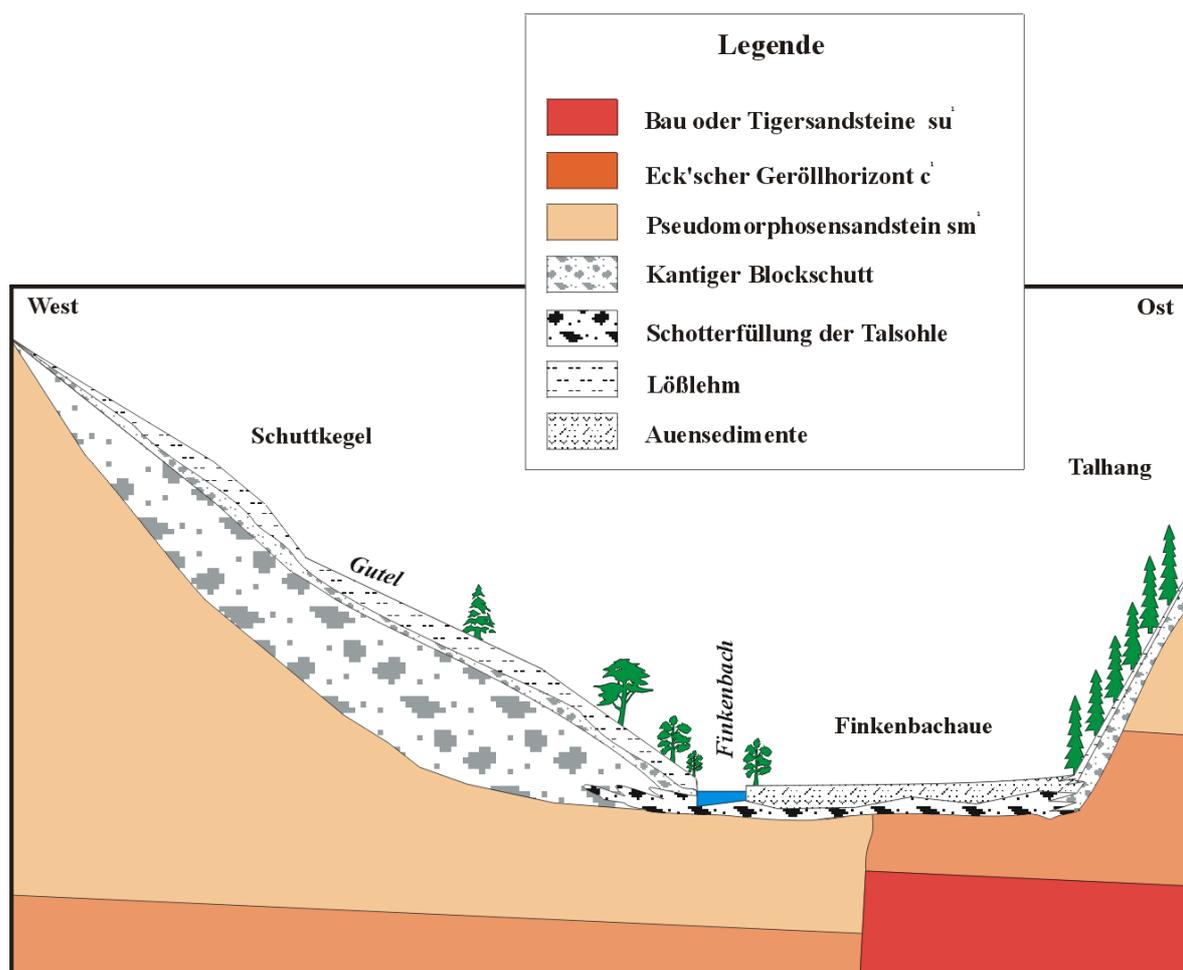


Abbildung 85: Schematische Darstellung des Querschnitts durch das Finkenbachtal bei der Mündung des Gutelbaches "Großwiese"

Die beschriebenen Voraussetzungen und die zeitliche Einordnung der Schuttkörper lassen die Vermutung zu, dass sich der an den Hängen der Nebentäler vorhandene periglaziale Schutt durch Solifluktion im Talbett der Bäche ansammelte und schließlich als eine Einheit in Form von Blockgletschern weiter in Richtung des Hauptvorfluters (Finkenbach) transportiert wurde. Die Wassermengen waren ausreichend, da sich die Schuttkegel im Talbett der Nebenbäche bildeten. Das begünstigte deutlich die Entstehung des Schutt-Transportsystems ähnlich wie Blockgletscher. Auch das Vorhandensein des Sandes ist vorteilhaft, weil das Wasser in die Zwischenräume der Blöcke eindringen konnte und schließlich in gefrorener Form eine weitere plastische Deformation bzw. den weiteren Transport der Schuttkegel bewirkte. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Schuttkegel im Untersuchungsgebiet dem periglazialen Formenschatz zugeordnet werden können. Allerdings unterscheiden sie sich deutlich von der Genese der gleichaltrigen Blockströme.

Schließt man die Pflanzen- und die nur ca. 1 bis 2 m mächtige Bodendecke aus der heutigen Landschaft des Untersuchungsgebietes aus, so wird das fossile, während des Periglazials entstandene Relief ans Tageslicht treten (Abb. 84). Die in den Kaltzeiten verstärkt angreifende Frostverwitterung führte vor allem an den Buntsandsteinhängen des Odenwaldes zur Bildung von grobem Blockschutt. Der Dauerfrostboden unterlag in seinen obersten Partien bei kurzzeitigem Auftauen der Solifluktion. Die am Hang verbleibenden Blöcke lieferten Blockströme, die bis heute im ganzen Untersuchungsgebiet zu beobachten sind. Die unteren Hangflächen sowie das Talbett der Nebenbäche wurden mit dem verlagerten Material wie Hangschuttdecken und Blockströme gefüllt. Je nach der örtlichen Situation wurden die Ablagerungen wieder ausgeräumt und weitertransportiert. So konnten sich am Ausgang der Nebentäler die 5 bis 12 m mächtigen Schuttkegel bilden, die das Erscheinungsbild des heutigen Reliefs im Finkenbachgebiet deutlich beeinflussen.

## 9 ZUSAMMENFASSUNG

Das Ziel der durchgeführten Forschungsarbeit im Finkenbachtal war, die paläogeographische Entwicklung im jüngeren Quartär aufzuzeigen, sowie den Einfluss geomorphologischer, sedimentologischer, atmosphärischer und anthropogener Faktoren auf die holozäne fluviale Dynamik zu untersuchen. Der Schwerpunkt der Arbeit lag auf der Rekonstruktion des Landschaftsbildes (insbesondere des Wandels der fluvialen Prozesse) zu Beginn der anthropogenen Einflussnahme und seiner Veränderung im Hinblick auf die aktuelle Situation. Zu Forschungszwecken wurde das Einzugsgebiet des Finkenbaches, das im Grenzbereich von Alt- und Jungsiedelland (südlicher Odenwald) liegt, ausgewählt. In diesem Gebiet war es möglich, die Landschaftsveränderungen durch den Menschen von den klimatischbedingten besser zu unterscheiden. In den Altsiedelgebieten (Kraichgau) ist der anthropogene Einfluss derart groß, dass er klimatische Veränderungen zu überdecken scheint.

Da über den Reliefaufbau und die Entwicklung des Untersuchungsgebietes kaum Informationen zur Verfügung standen, wurden für die Erforschung nach Möglichkeit unterschiedlichste Untersuchungsmethoden verwendet. Die erste Information über Verbreitung, Dimension etc. der Reliefformen lieferten Karten und Luftbilder verschiedener Jahrgänge. Um die Morphologie des Reliefs genauer zu erfassen, wurden mit Hilfe eines Theodoliten zahlreiche Vertikal- und Horizontalprofile vermessen. Durch das regelhafte Auftreten großer Blöcke im oberflächennahen Untergrund waren die Pürckhauer-Bohrungen und Rammkernsondierungen oft auf 1 bis 2 Meter beschränkt. Profilgrabungen verdeutlichen dieses Phänomen. Um dennoch über den tieferen Untergrund flächenhafte Informationen zu bekommen, so z.B. über die Mächtigkeit des Lockermaterialkörpers, wurden mit einer Hammerschlagseismik auf allen untersuchten Schuttkegeln und auf der Finkenbachaue zahlreiche refraktionsseismische Profile aufgenommen. Die Substrataufnahme erfolgte mittels der bodenkundlichen Kartieranleitung. Sedimentanalysen, wie z.B. Korngrößenbestimmung, wurden im Labor durchgeführt. Stellenweise fand sich in Aufschlüssen oder Profilgrabungen organisches Material, das über die  $^{14}\text{C}$ -Methode altersdatiert wurde. Es wurden auch Pollenanalysen und TL-Datierungen durchgeführt. Sie sollten über die Altersdatierungen hinaus die zeitliche Einordnung der untersuchten Schichten ermöglichen.

Die durchgeführten Untersuchungen auf der Finkenbachaue haben einen Zweischichtbau des Talgrundes gezeigt. Der Schichtwechsel von einer feinkörnigen Matrix zu einem fluvialen Schotter in der Flussaue konnte im gesamten Untersuchungsgebiet kontinuierlich verfolgt werden. Dieser Wechsel findet in einer Tiefe von 1 bis max. 2 m statt und weist auf die Änderungen der geomorphologischen Prozesse hin. Die untere Schicht, die in der Finkenbachaue eine Mächtigkeit von mehr als 5 m erreicht, besteht aus Buntsandsteinschutt und ist während des Periglazials durch aktive Flussarbeit entstanden. Die obere, hauptsächlich aus Schluff und Sand bestehende Schicht ist eine im Zuge der Landnutzung und Entwaldung entstandene Ablagerung. Die Pollenanalysen der Bohrkerns und die Radiokarbondatierungen der Holzkohlenreste zeigen im Bereich des Finkenbaches ein Alter dieser Schichten von max. 2000 Jahren und im Bereich des Brombaches sogar von nur max. 1000 Jahren. Damit hängt die Ablagerung dieser Schichten eindeutig mit der mittelalterlichen Besiedlung und landwirtschaftlichen Nutzung der Flussauen sowie der Talhänge zusammen.

Die Beobachtungen haben gezeigt, dass die beschriebenen Ablagerungen nicht nur als Auensedimente, sondern auch als Unterhangkolluvien auf den Schuttkegeln und am Hangfuß der Täler auftreten. Vergleicht man diese Untersuchungsergebnisse mit den aus dem Kraichgau (der Umbruch im Sedimentationsverlauf von einer Sand-Kies- zu einer reinen Schluff-Dynamik setzte hier um 3000 v. Chr. ein), kann man feststellen, dass die Erschließung des Finkenbachtals fast drei Jahrtausende später begann als im Kraichgau. Das Klima, die steile Hangneigung und die daraus resultierende geringmächtige Lößlehmbedeckung beeinträchtigten im Untersuchungsgebiet Finkenbach die Entwicklung der Landwirtschaft. Im Gegensatz dazu verlieh die Klimagunst in Zusammenarbeit mit der weitverbreiteten mächtigen Lößbedeckung und der geringeren Hangneigung dem Kraichgau schon in frühester Zeit eine große landwirtschaftliche Bedeutung. Daher ist die feinkörnige Sedimentschicht im Kraichgau deutlich mächtiger und älter als im Buntsandstein-Odenwald. Die Resultate dieser Untersuchung bestätigen die Theorie über die Entstehung und Entwicklung der Alt- und Jungsiedellandschaften. Des weiteren veranschaulichen sie einen überaus deutlichen anthropogenen Einfluss auf die Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa.

Während der laufenden Untersuchungen wurden komplexe Zusammenhänge zwischen der Flussaue des Finkenbaches (Haupttal) und den Nebentälern festgestellt. Die Schuttkegel, die sich in den Mündungsbereichen der Nebenbäche gebildet haben, stellen dabei eine der interessantesten Reliefformen im Forschungsgebiet dar. Da die Erforschung dieser Erscheinungsform mehr Klarheit in die Fragestellung bringen könnte, wie sich das Relief im Untersuchungsgebiet während des Quartärs entwickelte, wurden diese besonders detailliert untersucht und anschließend beschrieben.

Mit Hilfe der Ergebnisse aus Bohrungen, Grabungen, Vermessungen, Refraktionsseismik, Pollenanalysen und  $^{14}\text{C}$ - und TL-Datierungen konnte die Geomorphogenese der Schuttkegel beschrieben werden. Danach sind die Schuttkegel zum überwiegenden Teil während des Periglazials als Blockströme entstanden und mit den aus dem Odenwald und Nordschwarzwald bekannten schutt- und blockhaltigen Formen vergleichbar, die als Blockmeer, Blockstrom, Hangschuttsschlepe oder blockreiche Gehängeschuttmasse bezeichnet werden. Bei der Entstehung der Schuttkegel spielten zwei sich wechselseitig ergänzende geomorphologische Prozesse eine entscheidende Rolle. Auf der einen Seite die Solifluktion, die sicherlich die Schuttdecken am Hangfuß bzw. im Talbett der Nebenbäche lieferte, auf der anderen Seite die Bildung der Blockgletscher aus den Solifluktionsdecken, die den Transport der riesigen Buntsandsteinblöcke in weitere Entfernungen ermöglichten. Sie tragen allerdings eine ein bis zwei Meter mächtige Auflage, die das Produkt der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion darstellt. Das vollkommen unregelmäßige Auftreten der Steine und das gänzliche Fehlen von fluvialen Strukturen in der Matrix (z.B. Sandbändchen) lässt einen Transportprozess in Form eines hochkonzentrierten Wasser-Sediment-Gemisches bis hin zur Mure vermuten. Nach der Wiederbewaldung haben Ereignisse geringerer Sedimentakkumulation stattgefunden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Reliefbildung im Untersuchungsgebiet in zwei Hauptphasen verlief. Während im Periglazial die eigentliche Basis des heutigen Reliefs entstand, wurde im Holozän das Landschaftsbild vergleichsweise nur geringfügig überprägt, wobei der anthropogene Einfluss als einer der bedeutendsten reliefbildenden Prozesse bewertet werden kann.

## 10 LITERATUR

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 25: 230.
- AG BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – Hannover.
- AHNERT, F. (1980): Beziehung zwischen quantitativen und qualitativen Methoden. - *Z. für Geomorph. N.F.*, Suppl. 39: 1-27.
- AHNERT, F. (1987): Geomorphological models. Theoretical and empirical aspects. *Catena supplement* 10: 1-210.
- AHNERT, F. (1996): *Einführung in die Geomorphologie*. Eugen Ulmer Verlag. - Stuttgart.
- ALBERTZ, J. (1991): *Grundlagen der Interpretation von Luft und Satellitenbildern*. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. - Darmstadt.
- ANDERSON, E.C., LIBBY, W.F., WEINHOUSE, S., REID, A.F. & KIRSCHENBAUM, A.D. (1947): Natural radiocarbon from cosmic radiation. *Phys. Rev.* 72.
- ANDERSON, M. G. (1988): *Modelling geomorphological systems*. - Chichester.
- ASSMANN, A. (1999): Die Planung dezentraler, integrierter Hochwasserschutzmaßnahmen. *Schrift des Landesamtes für Flurneuordnung und Landentwicklung B-W. Heft 11*. - Kornwestheim.
- BAADE, J. (1994): Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten. *Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 94*. - Heidelberg.
- BÄHRLE, K. (1998): Untersuchung periglaziärer Lagen des Oberen Buntsandsteins bei Drei Eichen – oberhalb Boxberg. *Diplomarbeit*. - Heidelberg.
- BARSCH, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmung der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens, Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*. Band IX: 143-167.
- BARSCH, D. (1977): Eine Abschätzung von Schuttproduktion und Schutttransport im Bereich aktiver Blockgletscher der Schweizer Alpen. – *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* Band 28.
- BARSCH, D. & FLÜGEL, W. (1978): Das hydrologisch-geomorphologische Versuchsgebiet „Hollmuth“ des Geographischen Institut der Universität Heidelberg.
- BARSCH, D., MÄUSBACHER, R. & SCHUKRAFT, G. (1986): Beiträge zur Stoffbilanz der Elsenz. In Müller, G. (Hrsg.): *Neckar-Umwelt-Symposium Oktober 1986 in Heidelberg*. *Heidelberger Geowissenschaftliche Abhandlungen*. Band 5: 119-122. Heidelberg.
- BARSCH, D. & FLÜGEL W. (Hrsg.) (1988): Niederschlag, Grundwasser, Abfluß. Ergebnisse aus dem hydrologisch-geomorphologischen Versuchsgebiet „Hollmuth“. *Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 66*. - Heidelberg.
- BARSCH, D., MÄUSBACHER, R., SCHUKRAFT, G. & SCHULTE, A. (1989): Beiträge zur aktuellen fluvialen Geomorphodynamik in einem Einzugsgebiet mittlerer Größe am Beispiel der Elsenz im Kraichgau. *Göttinger Geographische Abhandlungen* 86: 9-31. - Göttingen.
- BARSCH, D., MÄUSBACHER, R., SCHUKRAFT, G. & SCHULTE, A. (1993): Die Änderung des Naturraumpotentials im Jungneolithikum des nördlichen Kraichgaus, dokumentiert in fluvialen Sedimenten. – *Z. für Geomorph. N.F.*, Suppl. 93: 175-187. – Berlin Stuttgart.
- BARSCH, D., MÄUSBACHER, R., PÖRTGE, K.-H. & SCHMIDT, K.-H. (Hrsg.) (1994): *Messungen in fluvialen Systemen*. - Berlin.

- BARTZ, J. (1971): Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg 4: 127 - 135.
- BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg 18: 121 - 178.
- BECKSMANN, E. (1970): Die Zeitliche Aufgliederung der Bruchtektonik im Odenwald und Kraichgau. Zeitschrift der dt. geol. Gesellschaft. Heft 121. - Hannover.
- BENDA, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. Gebrüder Borntraeger. – Berlin Stuttgart.
- BENTZ, A. (Hrsg.) (1961): Lehrbuch der angewandten Geologie.
- BIBUS, E. (1990): Das Mindestalter des „jüngeren Deckenschotter“ bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg 32: 223 - 234.
- BIEL, J. (1995): Anthropogene Landschaftsveränderungen im prähistorischen Südwestdeutschland. - Stuttgart.
- BLEICH, K., HÄDRICH, F., HUMMEL, P., MÜLLER, S., ORTLAM, D. & WERNER, J. (1982): Paläoböden in Baden-Württemberg. Geologisches Jahrbuch F 14: 63-100.
- BLUME, H., FELIX-HENNINGSSEN, P., FISCHER, W., HORN, R. & STAHR, K. (1997): Handbuch der Bodenkunde. Ecomed. - Bobingen.
- BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG (1996). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Länderämtern in der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.). - Hannover.
- BORCK, H. R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Landschaftsbild und Landschaftsökologie. Selbstverlag der Technischen Universität Braunschweig.
- BORCK, H. R., BORCK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H. D. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. - Stuttgart.
- BORMUTH, H. (2000): Zur Wiesenkultur im Bauland, Odenwald und an der Bergstrasse. Der Odenwald. Heft 42. - Breuberg-Neustadt.
- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. Springer-Verlag. Wien
- BREMER, H. (1960): Neuere flussmorphologische Studien in Deutschland und ausgewählte Probleme der Flussmorphologie deutscher Ströme. Berichte zur Deutschen Landeskunde. Heft 25.
- BRIEM, E., KURSAWE, K., & ZYLKA, H. (1992): Tal- und Gewässermorphologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg. 1:500 000. - Karlsruhe.
- BRUNNACKER, K. (1968): Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. Eiszeitalter und Gegenwart 15: 72 - 80.
- BRUNSDEN, D. (1996): Geomorphological events and landform change. - Z. für Geomorph. N.F., Suppl. 40: 2-15
- BÜDEL, J. (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Erg.-Heft 229.
- BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie. Gebrüder Borntraeger. – Berlin Stuttgart.
- BUCH, M. W. (1988): Zur Frage einer kausalen Verknüpfung fluvialer Prozesse und Klimaschwankungen im Spätpleistozän und Holozän - Versuch einer geomorphologischen Deutung von Befunde von Donau und Main. - Z. für Geomorph. N.F., Suppl. 70: 131 - 162.
- BUONCRISTIANI J.-F., BICHET V., BOSSUET G., CAMPY M., DIGIOVANNI C. (1996): Contribution des methodes geophysiques (sismique refraction et electrique), a l'identification des corps sedimentaires pieges dans le remplissage lacustre des Brenets (Doubs, France) depuis la dernier glaciation – In: Eclogae Geologicae Helvetiae 89.2, S 677-694.

- CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. Enke Verlag. - Stuttgart.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. & SUGDEN, D. E. (1984): Geomorphology. - London.
- CLOWES, A. & COMFORT, P. (1993): Process and Landform. Oliver & Boyd.
- CZARNERZKI, A. (1983): Zur Entwicklung des Menschen in Südwestdeutschland. In: Müller-Beck, H. (Hrsg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 217-240. Theiss Verlag. - Stuttgart.
- DANIELS, F., BOYD, C.A. & SAUNDERS, D.F. (1953): Thermoluminescence as a research tool. Science 117.
- DIKAU, R. (1986): Experimentelle Untersuchungen zum Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Messparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 81. - Heidelberg.
- DIKAU, R. (1996): Geomorphologische Reliefklassifikation und -analyse. Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 104: 15-23. - Heidelberg.
- DONGUS, H. (1974): Schichtflächen in Süddeutschland. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 40. - Heidelberg.
- ECKERT, M., PHILLIPPSON, A. & THORNBECKE, F. (Hrsg.) (1927): Düsseldorfer Geogr. Vorträge und Erortungen III. Morphologie der Klimazonen. - Breslau.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. - Stuttgart.
- EICHLER, H. (1974): Die pleistozänen Hangsedimente des Odenwaldrandes südlich von Heidelberg. (Graul-Festschrift): 147-166. - Heidelberg.
- EICHLER, H. (1977): Gestein und Struktur des Odenwaldes im Spiegel seiner Fluß- und Talnetze. In: WACHERFUß, W. (Hrsg.): Beiträge zur Erforschung des Odenwaldes und seiner Randlandschaften. Band II. - Neustadt.
- EICHLER, H. (1994): Ackern und Forschen im Kraichgauer Löß. Journal Heidelberger Geographische Gesellschaft 93-94: 58-88.
- ELLENBERG, H. (1974): Karte der Wuchsklima-Gliederung von Hessen. - Darmstadt.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. J. Geol. 63.
- ERNST, E. & KLINGSPORN, H. (1973): Hessen in Karte und Luftbild. Hessisches Landesvermessungsamt. Geographische Verlagsgesellschaft. - Berlin.
- FEZER, F. (1953): Schuttdecken, Blockmassen und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Göttinger Geographische Abhandlungen, Heft 14. - Göttingen.
- FEZER, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forsch. Dt. Landesk., 87, - Remagen.
- FEZER, F. (1971): Zur quartären Formung des Nordschwarzwaldes. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF 53: 183-194. - Stuttgart.
- FEZER, F. (1979): Topographischer Atlas Baden-Württemberg. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. K. Wachholtz Verlag. - Neumünster.
- FLÜGEL, W. & FRIEDRICH, M. (1988): Refraktionsseismische Bestimmung der Deckschuttmächtigkeiten auf dem "Hollmuth", Kleiner Odenwald. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 66. - Heidelberg.
- FORSCHUNGSGRUPPE FLIESSGEWÄSSER (1993): Fließgewässertypologie- Ergebnisse interdisziplinärer Studien an naturnahen Fließgewässern und Auen in Baden-Württemberg mit Schwerpunkt Buntsandstein-Odenwald und Oberrheinebene. Ecomed. - Landsberg.
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Vieweg Verlag. Braunschweig.
- FRENZEL, B. (1983): Die Vegetationsgeschichte Süddeutschlands im Eiszeitalter. In MÜLLER-BECK, H. (Hrsg.): Urgeschichte in Baden-Württemberg: 90 - 166. Theiss Verlag. - Stuttgart.

- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. Frankfurter Geowiss. Arbeiten. Band 4. - Frankfurt am Main.
- GEIGER, M. (1973): Die pleistozäne Hangabtragung im Heidelberger Buntsandstein-Odenwald. Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 38: 179-249. - Heidelberg.
- GEIGER, M. (1974): Blockströme und Blockmeere am Königsstuhl und Kazenbuckel im Odenwald. Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 40 (Graul-Festschrift): 185-199. - Heidelberg.
- GERMANN, R. (1963): Taldichte und Flußdichte in Südwestdeutschland. Ber. z. dt. Landeskunde. Band 31. - Remagen.
- GEYER, O. & GWINNER, P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. Schweizerbart. - Stuttgart.
- GEYH, M. (1980): Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmungen. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. - Darmstadt.
- GEYH, M. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär - Forschung. Clausth. tekt. H., 19: 1-163; - Clausthal-Zellerfeld.
- GRAF, W. (1988): Fluvial Processes in Dryland Rivers. Springer Verlag. - Heidelberg.
- GRAUL, H. (1977): Exkursionsführer zur Oberflächenformung des Odenwaldes. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 50. - Heidelberg.
- GROSSMANN, A. & KAHMEN, A. (1985): Vermessungskunde I. - Berlin.
- GROBE-BRAUCKMANN, G. (1988): Landschaftsökologisches Gutachten. Zum Flurbereinigungsverfahren in Finkenbach – Raubbach - Rothenberg. Im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Ernährung, Landwirtschaft und Landentwicklung. Allgemeiner Teil. - Darmstadt.
- GÜRTLER, W. (1996): Landschaftsplan für die Gemeinde Rothenberg (Odenwaldkreis). Im Auftrag des Regierungspräsidiums in Darmstadt. - Rothenberg & Darmstadt.
- GUDE, M. (1991): Holozäne Talgenese in der Talweitung am Unterlauf der Elsenz im Kraichgau. Diplomarbeit am Geographischen Institut. Universität Heidelberg.
- HAKE, G. (1970): Der Informationsgehalt der Karte. Merkmale und Maße. In: Grundsatzfragen der Kartographie, 119-131. - Wien.
- HANTKE, R. (1993): Flussgeschichte Mitteleuropas. - Stuttgart.
- HASEMANN, W. (1928) (Nachdruck 1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte - Blatt 6519 Eberbach. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. - Stuttgart.
- HAUBER, E. (1724): Versuch einer umständlichen Historie der Land-Charten des Schwäbischen Craißes und des Herzogtums Württemberg. Reprint FH - Karlsruhe.
- HELLWIG, R. RAINIGER, H. & STOPP, K. (1984): Landkarten der Pfalz am Rhein (1513-1803). Katalog der gedruckten Karten mit einer kartenhistorischen Einführung. - Bad Kreuznach.
- HÖVERMANN, J. (1949): Morphologische Untersuchungen im Mittelharz. Göttinger Geogr. Abh. Heft 2.
- HORTON, R. (1945): Erosial development of steams and their drainage basin: hydrological approach to quantitative morphology. Bulletin of the Geological Society of America 56.
- HÜTTERMANN, A. (1993): Karteninterpretation in Stichworten. Teil I. - Berlin.
- HUGGETT, R. J. (1985): Earth surface systems. - Berlin.
- ILLIES, J. (1971): Der Oberrheingraben. Modell eines Prinzips von Bau und Bewegung der Erde. Zeitschrift der Universität Karlsruhe. Heft 9. - Karlsruhe.

- JÄGER, K. (1978): Befunde und Aussagemöglichkeiten der Holozänstratigraphie über anthropogene Entwicklung auf den natürlichen Landschaftshaushalt - Petersmanns Geog. Mitteilungen 3/78.
- JAESCHKE, J. (1935): Zur Waldgeschichte des Odenwalds und des Taunus. Forstwiss. Zentralblatt N.F. Jg. 57. - Berlin
- KADEREIT, A. (1990): Aspekte der Gerinnegeometrie und Gerinnekodynamik an Unter- und Mittelauf der Elsenz/Kraichgau. - Diplomarbeit, geographisches Institut, Universität Heidelberg.
- KLAUSING, O. (1974): Die Naturräume Hessens. - Wiesbaden.
- KLEMENS, E. (1986): Der Schollenbau des Deckgebirges im Odenwald. - Darmstadt.
- KLEMM, G. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte - Blatt 6419 Beerfelden. Winter'sche Buchdruckerei. - Darmstadt.
- KLENGEL, K. & WAGENBRETH, O. (1984): Ingenieurgeologie. VEB Verlag für Bauwesen. - Berlin.
- KNÖDEL, K. KRUMMEL, H. & LANGE, G. (1997): Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten. Springer-Verlag. - Berlin.
- KNOCH, K. (1950): Klimaatlas von Hessen. Deutscher Wetterdienst. - Bad Kissingen.
- KOLB, A. (1931): Zur Morphologie des Nordkraichgaus und des angrenzenden Kleinen Odenwaldes. Bad. Geogr. Abhandlungen. Heft 7.
- KREMB, K. (1975): Die Haas'sche Karte - Situationskarte zwischen Rhein, Main und Neckar. Der Odenwald, Jahrgang 22, Heft 4: 111-114.
- KÜSTER, H. (1995): Geschichte der Landschaften in Mitteleuropa. - München.
- LANG, A., ZÖLLER, L. & G. SCHUKRAFT (1992): Thermolumineszenz-Untersuchungen an Auesedimenten der Elsenz / Kraichgau. In: MÜLLER, M. J. (Hrsg.): Beiträge zur Physischen Geographie und Landeskunde. Flensburger Regionale Studien, Sonderheft 2: 99-130.
- LEHMANN, O. (1933): Morphologische Theorie zur Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahresschrift d. Naturforsch. Ges. Heft 78. - Zürich.
- LEHNERT, E. (1995): Analyse und Bewertung des Landschaftsraumes Hoher Odenwald und Vorschläge für eine naturnahe Landentwicklung. Diplomarbeit. - Heidelberg.
- LENZ, L. (1993): Grundlagen der Geologie und Landschaftsformung. Deutscher Verlag für Grundstoff. - Stuttgart.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (1975): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000. Berliner Geogr. Abhandlungen. Sonderheft. - Berlin.
- LESER, H. (1993): Geomorphologie. Westermann. - Braunschweig.
- LOHMANN, E. (1984): Hirschhorner Geschichte. - Darmstadt.
- LONG A.J., GUNN C.A., GOULTY N.R., BEDLINGTON D.J. (1992): Mapping the pre-holocene surface of an infilled valley in the east Kent Fens, UK, with a shear-wave seismic refraction survey - In: Holocene 2.1, S. 57-62.
- LORENZ, N. (1999): Die substratabhängigen Vegetationsformen auf der Talau des Finkenbaches im Buntsandstein-Odenwald. Diplomarbeit. - Heidelberg.
- LOTZ, K. (1995): Einführung in die Geologie des Landes Hessen. Hitzeroth Buchverlag.
- LOUIS, H. & HOFMANN, W. (1974): Einführung in das Kartenprobenwerk. Westermann.
- LOUIS, H. (1977): Allgemeine Modellvorstellung zum Entwicklungsgang gleichlaufender Abtragungsböschungen. - Z. für Geomorph. N.F., Suppl. 28. - Berlin Stuttgart.
- LOUIS, H. (1979): Allgemeine Geomorphologie. Walter de Gruyter. - Berlin New York.
- MANGELSDORF, J. & SCHEUERMANN, K. (1980): Flussmorphologie. - München.

- MAQSUD, N. (1994): Periglaziale Hangdeckschichten im Kristallinen Odenwald. *Journal Heidelberger Geographische Gesellschaft* 93-94: 89-104.
- MAYER, E. (1975): Die Fluß- und Taldichte im Buntsandstein-Odenwald. Staatsarbeit. Geographisches Institut der Universität Heidelberg. - Heidelberg.
- MEYER DE STADELHOFEN C. (1994): Anwendung geophysikalischer Methoden in der Hydrogeologie. Übers. v. BÜCKER C. & WENDT S. Springer. - Heidelberg
- MILLER, M. & TADDEY, G. (Hrsg., 1980): Baden-Württemberg. Handbuch der histor. Stätten Deutschlands, Band 6. - Stuttgart.
- MORTENSEN, H. (1932): Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. *Z. Ges. Erdk.*
- MORTENSEN, H. (1955): Die "quasinatürliche" Oberflächenformung als Forschungsproblem. *Wiss. Zeitschr. Univ. Greifswald.* Band 4.
- MÜLLER, H. J. (1997): Wiesenwässerungsanlage. In: [www.Odenwald.de](http://www.Odenwald.de)
- MÜLLER-BECK, H. (1983): Urgeschichte in Baden-Württemberg. Konrad Theiss Verlag.
- MUSALL, H. (1996): Alte Karten vom Kraichgau. In: SCHEUERBRANDT, A. (Hrsg.): Grenzraum Kraichgau: 9-65. Heimatverein Kraichgau e. V. - Eppingen.
- NICKEL, E. (1979): Odenwald. Sammlung Geologischer Führer. Band 65. Gebrüder Borntraeger. - Berlin Stuttgart.
- OBERDORFER, E. (1994): Pflanzensoziologische Exkursionsflora. 7 Aufl. UTB. - Stuttgart
- OEHEME, R. (1961): Geschichte der Kartographie des deutschen Südwestens. - Konstanz.
- OLBERT, G. (1975): Talentwicklung und Schichtstufenmorphogenese am Südrand des Odenwaldes. *Tübinger Geographische Studien.* Heft 64.
- PASSARGE, S. (1919): Die Vorzeitformen der deutschen Mittelgebirgslandschaften. *Pet. Geogr. Mitt.* Band: 65.
- PAUL, W. (1958): Zur Frage der Reißvereisung der Ost- und Südostabdachung des Schwarzwaldes. *Jh. geol. LA B.W.* 7: 423-440.
- PENCK, A. (1879): Die Geschiebformationen Norddeutschlands. *Z. dt. geol. Ges.* 31. - Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - Leipzig.
- PENCK, W. (1924): Die Geomorphologische Analyse. - Stuttgart.
- QUIST, D. (1987): Bodenerosion - Gefahr für die Landschaft im Kraichgau? *Kraichgau.* Folge 10.
- RATHJENS, C. (1978): Die historische Dimension in der anthropogenen Forschung der Erdoberfläche. *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung.* - Wien.
- RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Oberfläche unter dem Einfluß des Menschen. - Stuttgart.
- REYNOLDS J.M. (1997): An introduction to applied and environmental geophysics. - Chichester-Wiley.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. *Geologisches Jahrbuch, A 25:* 127-132. - Hannover.
- RICHTER, G. & PECSI, M. (Hrsg., 1996): Löß Herkunft – Gliederung – Landschaften. - *Z. für Geomorph. N.F., Suppl.* 98. - Berlin Stuttgart.
- ROBERTS, N. (1997): *The Holocene an Environmental History.* Blackwell. - London.
- RÖMER, G. (Hrsg., 1988): *Der Neckar in alten Landkarten.* Selbstverlag der Badischen Landesbibliothek. - Karlsruhe.
- RÜGER, L. (1928): *Geologischer Führer durch Heidelbergs Umgebung.* - Heidelberg.
- SALOMON, W. (1916): Die Bedeutung der Solifluktion für die Entwicklung deutscher Landschafts- und Bodenformen. *Geol. Rdsch.* Heft 7.

- SAUER, A. (1985): Erläuterungen zu Blatt 6618 Heidelberg-Süd. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. - Stuttgart.
- SCHAAR, J. (1989): Untersuchungen zum Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiet im Elsenztal/Kraichgau. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 86.
- SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. Enke Verlag. - Stuttgart.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1992): Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag. - Stuttgart.
- SCHUEERBRANDT, A. (1988): Die Lande längs des Neckars bis zum frühen 19. Jahrhundert. In: RÖMER, G. (Hrsg.): Der Neckar in alten Landkarten: 13-56. Selbstverlag der Badischen Landesbibliothek. - Karlsruhe.
- SCHUEERBRANDT, A. (1996): Heidelbergs Aufstieg und Niedergang in Kurpfälzischer Zeit. In: MITTLER, E. (Hrsg.): Heidelbergs Geschichte und Gestalt: 50-87. Heidelberger Verlagsanstalt. - Heidelberg.
- SCHILLING, W. & WIEFEL, H. (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildung und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und Harzes. Geologie. Band 11.
- SCHIRMER, W. (1983): Symposium „Franken“: Ergebnisse zur holozänen Talentwicklung und Ausblick. Geologisches Jahrbuch: 355-370. - Hannover.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. - Berlin.
- SCHMIDT, E. (1954): Geomorphologische Studien im hinteren Odenwald und Bauland. Forsch. z. dt. Landeskunde, Band 86. - Remagen.
- SCHMITHÜSEN, J. (1962): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. Bundesanstalt für Landeskunde. - Remagen.
- SCHNEIDER, S. (1974): Luftbild und Luftbildinterpretation. Walter de Gruyter. - New York.
- SCHNELLE, F. (1972): Lokalklimatische Studien im Odenwald. Deutscher Wetterdienst. - Offenbach.
- SCHÖNENBERG, R. (1979): Einführung in die Geologie Europas. Verlag Rombach. - Freiburg.
- SCHOTT, C. (1931): Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. Forsch. Dt. Landeskde. Heft 29 (1).
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. - Stuttgart.
- SCHRODER, D. & BLUME, W (1992): Bodenkunde in Stichworten. Ferdinand Hirt. - Berlin.
- SCHULTE, A. (1995): Hochwasserabfluß, Sedimenttransport und Gerinnenbettgestaltung an der Elsenz im Kraichgau. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 98. - Heidelberg.
- SCHULTE, A., GÜNDRA, H. & SCHUKRAFT, G. (1997): Untersuchungen zum Untergrund im Bereich Drei Eichen. - Heidelberg (Unveröffentlicht)
- SCHULTE, A. (2000): Paläoökologische Untersuchungen zum holozänen Landschaftswandel im Hegau am Bodensee, SW- Deutschland. Habilitationsschrift. Fakultät für Geowissenschaften. Universität Heidelberg (Unveröffentlicht)
- SCHWEIZER, V. (1982): Kraichgau und südlicher Odenwald. Sammlung Geologischer Führer. Band 72. - Berlin & Stuttgart.
- SEIDESCHWANN, G. (1987): Die mittel- und jungquartäre Flußgeschichte von Main und Kinzig im Hanauer Raum. Jahrbuch der Wetterau. Ges. Naturk. - Hanau.

- SEMMELE, A. (1961): Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald. Frankfurter Geographische Arbeiten. Heft 37: 425-459. - Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. Notizblatt Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. Heft 92: 274-285. - Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. Frankfurter Geographische Hefte 45. - Frankfurt am Main.
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. B. G. Teubner. - Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1994): Periglazialmorphologie. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. - Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. - Stuttgart.
- SEMMELE, A. (1998): Anmerkung zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern. Geowiss. Mitt. von Thüringen. Beiheft 7. - Weimar.
- SHARMA P.V. (1997): Environmental and engineering geophysics. University Press. - Cambridge
- SINN, P. & LÖSCHER, M. (1998): Der Hainsbach-Schwemmkegel in Heidelberg-Handschohsheim. Geolog. Siedlungsgeogr. Studi. in der Kurpfalz. - Heidelberg.
- SPERLING, W. (1978): Anthropogene Oberflächeformung: Bilanz und Perspektiven in Mitteleuropa. Verhandl. Dt. Geographentag Mainz. - Wiesbaden.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundl. Abh. Heft 9.
- STOPP, K. & LANGEL, H. (1974): Katalog der alten Landkarten in der Badischen Landesbibliothek Karlsruhe. - Karlsruhe.
- TAVKHELIDSE, T., SCHULTE, A., STUMBÖCK, M. & SCHUKRAFT, G. (2000): Aufbau und Entwicklung der Schuttkegel im Finkenbachtal, südlicher Odenwald. Jenaer Geogr. Schriften, Band 9. - Jena.
- THÜRACH, T. (1918) (Nachdruck 1984): Erläuterung zu Blatt 6518 Heidelberg-Nord. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg. - Stuttgart.
- VÖLKELE, J. (1995): Periglaziale Deckschichten und Böden im Bayerischen Wald und seinen Randgebieten. - Z. für Geomorph. N.F., Suppl. 96.
- WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. - Stuttgart.
- WAGNER, R. (1992): Geschichte und Bewirtschaftung des Niederwaldes im südlichen Odenwald. Beitr. zur Erforschung des Odenwaldes und seiner Randlandschaften. Band V. - Breuberg-Neustadt
- WEBER, W. (1987): Hirschhorn wie es einmal war. Geiger Verlag.
- WEISE, O. (1983): Das Periglazial. - Berlin Stuttgart.
- WILD, A. (1970): Formen, Verbreitung und Rückgang der Niederwaldwirtschaft im Odenwald. - Heidelberg.
- WILHELM, F. (1993): Hydrogeographie. - Braunschweig.
- WILHELMY, H. (1974): Zur Genese der Blockmeere, Blockströme und Felsenburgen in den deutschen Mittelgebirgen. Ber. z. dt. Landeskunde 48.
- ZANKE, U. (1982): Grundlagen der Sedimentbewegung. - Berlin.
- ZIENERT, A. (1957): Großformen des Odenwaldes. Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 2. - Heidelberg.
- ZIENERT, A. (1973): Die Würmvereisung und ihre Rückzugsstadien im Westteil des Hochschwarzwaldes. Zeitschrift für Geomorphologie. Band 17: 359-366. Gebr. Borntraeger. - Berlin Stuttgart.

- ZIENERT, A. (1981): Geographische Einführung für Heidelberg und Umgebung. Carl Winter Verlag. - Heidelberg.
- ZIENERT, A. (1986): Grundzüge der Großformenentwicklung Südwestdeutschlands. Selbstverlag Heidelberg.
- ZÖLLER, L. (1996): Oberpleistozäne Hangdynamik am Westfuß der Königsstuhl-Scholle bei Heidelberg. Heidelberger Geographische Arbeiten. Heft 104: 275-286. - Heidelberg.

## 11 KARTEN, ATLANTEN UND LUFTBILDER

- GEOLOGISCHE KARTE DES GROSSHERZOGTHUMS HESSEN (1900) (Nachdruck 1994): Maßstab 1:25 000. Blatt 6419 Beerfelden, Bearb. und Erläuterung von KLEMM, G. (Hrsg.). Hessisches Landesamt für Bodenforschung.
- GEOLOGISCHE SPEZIALKARTE VON BADEN (1926) (Nachdruck 1984) : Maßstab 1:25 000. Blatt 6519 Eberbach, Bearb. und Erläuterung von HASEMANN, W. (Hrsg.). Geologisches Amt und Landes-Vermessungsamt Baden-Württemberg.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE VON SÜDWESTDEUTSCHLAND (1954): Maßstab 1:600000. Hrsg., Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES ODENWALDES (1929): Maßstab 1:100 000. Bearb. von KLEMM, G. (Hrsg.). Geologisches Amt und Landes-Vermessungsamt Baden-Württemberg.
- GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES DEUTSCHLANDS (1999): Maßstab 1:1000000. Bearb. von D. Gohl. - Frankfurt.
- LANDKARTE (1528): Heydelberger becirck uff 6 meilen beschriben. Maßstab 1:650 000. Bearb., S. Münster. Bibliotheca Vaticana.
- LANDKARTE (1544): Die erste, andere und dritte Tafel des Rheinstroms. In der „Geographia“. Maßstab 1:750 000. Bearb., S. Münster. Basel. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1555): Recent Germana Bicormus ac uvidi Rheni omnium Germaniae amnium celeberrimi. Maßstab 1:550 000. Bearb., Caspar Vopel. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1589): Neue Beschreibung des Rhein Stroms. Maßstab 1:200 000. Bearb., David Funk. Nürnberg. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (2. Hälfte 16. Jh.): Süd-Hessen bei Neckarsteinach und Hirschhorn. Bearb., Unbekannt. Generallandesarchiv Karlsruhe.
- LANDKARTE (offene Datierung 168..?): Estats situes pres & sur le Rhein & le Nekre. Bearb., Henri Sengre. Archiv National. - Paris.
- LANDKARTE (1690): Erpach Comitatus (Karte vom Odenwald). Maßstab 1:200 000. Bearb., P. von der Keere. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1700): Partie Orientale Du Palatinat et Estectorat Du Rhein (Karte vom Oberrhein). Maßstab 1:259 200. Bearb., C. H. Iaillot. Badische Landesbibliothek. - Karlsruhe

- LANDKARTE (1725): Suevia Universa IX Tabulis Delinata (Karte vom Schwäbischen Reichskreis). Maßstab 1:170 000. Bearb., I. Michel und M. Seuttero. Badische Landesbibliothek Karlsruhe.
- LANDKARTE (1725): Waldgrenzstreitigkeiten bei Hirschhorn am Neckar. Maßstab 1:11 000. Bearb., J. P. Mayer. Generallandesarchiv Karlsruhe.
- LANDKARTE (1734): Carte Particuliere du Pays d'entre le Rhin et le Neckre depuis Philisbourg jusqu'a Hailbronn. Bearb., Unbekannt. Archiv National. - Paris.
- LANDKARTE (1735): Les Environs du Rhin depuis Spire iusqu'a Mayence, avec les pais adjacents de la Rue des Montagnes appelee Bergstarsse entre les Rivieres du Rhin, de Main et de Neckar (Karte vom Oberrhein). Maßstab 1:86 400. Bearb., H. Erben. Badische Landesbibliothek. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1740): Erpach Grafschaft-Erpach Comitatus (Karte von Odenwald). Maßstab 1:170 000. Bearb., P. Fehr. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1745): Carte Topographique du Cours du Rhin de Phillisbourg a Mayence (Karte vom Oberrhein). Maßstab 1:86 400. Bearb., G. L. Le Rouge. Badische Landesbibliothek. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1787): Grund Ris über den ausersehenen District eines Widparks. Maßstab 1:10 000. Bearb., Jäger und Kettner. Generallandesarchiv. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1788): Geographische Handcarte über die Lage der von Chur-Mayntz an die Eberbacher Holtzgewerber zum abholtzen verkaufte Waldungen. Maßstab 1:65 000. Bearb., P. Dewarat. Generallandesarchiv. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1789): Carte Topographique D'Allemagne (Karte vom Neckarland). Maßstab 1:216 000. Bearb., I. W. Jaeger. Badische Landesbibliothek. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1798) (Nachdruck 1988): Lauf des Neckars von Heilbronn bis Mannheim. Maßstab 1:190 000. Bearb., P. Dewarat. Hrsg., Fachhochschule Karlsruhe.
- LANDKARTE (1806): Spezial Karte von dem Süd-Odenwald. Maßstab 1:30 380. Blatt „Heidelberg“. Bearb., J. H. Haas. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1808): Spezial Karte von dem Odenwald, dem Bauland und einem Theil des Speßarts, nebst den angrenzenden Ländern am Rhein und Neckar. Maßstab 1:216 000. Bearb., J. H. Haas. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1812): Spezial Karte von dem Süd-Odenwald . Maßstab 1:30 380. Blatt „Merlenbach“. Bearb., J. H. Haas. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1812): Recepture Nechargemünd und untern Theil des Neunkircher Forsts geherige Churfürstt (Forstgrenzkarte). Maßstab 1,3 cm : 10 mail. Bearb., P. Dewarat. Generallandesarchiv. - Karlsruhe.
- LANDKARTE (1820): Militärisch-topgraphische Charte von dem Großherzogtum Hessen. Maßstab 1:50 000. Blatt „Section Mannheim“. Bearb., G. Meister. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- LANDKARTE (1870): Karte von dem Großherzogtum Hessen und den angrenzenden Ländern. Maßstab 1:250 000. Bearb., F. Becker. Hessische Landes- und Hochschulbibliothek. - Darmstadt.
- HISTORISCHER ATLAS VON BADEN-WÜRTTEMBERG (1972): v. d. Kommission für gesch. Landeskunde in Baden-Württemberg u. v. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg (Hrsg.).

- TOPOGRAPHISCHE KARTE GROSSHERZOGTHUM BADEN (1841) (Nachdruck 1984): Maßstab 1:50 000. Hrsg., Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.
- TOPOGRAPHISCHE KARTE (1893-95): Grossherzogthum Hessen – Katasteramt. Blatt „Beerfelden“. Lith. Geogr. Anst. von C. Welzbaches. - Darmstadt.
- TOPOGRAPHISCHE KARTE (1901-03): Grossherzogthum Hessen – Katasteramt. Blatt „Hirschhorn“. Lith. Geogr. Anst. von C. Welzbaches. - Darmstadt.
- TOPOGRAPHISCHER ATLAS BADEN-WÜRTTEMBERG (1979): Bearb., F. Fezer, Hrsg. von Landesvermessungsamt Baden-Württemberg.