

**Messung, Simulation und Modellierung von
Oberflächenabfluss und Bodenabtrag auf Wirtschaftswegen
in bewaldeten Einzugsgebieten**

Dissertation

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften,
Fachbereich 3: Mathematik/Naturwissenschaften,
Universität Koblenz-Landau

Vorgelegt

am 20.11.2014
von Julian J. Zemke

geb. am 14.06.1984 in Grevenbroich

Referent: Prof. Dr. Dieter König
Korreferenten: Prof. Dr. Johannes B. Ries und Prof. Dr. J. Herget

Datum der mündlichen Prüfung: 30.04.2015

**Abstract nach §20, Abs. 5 der Promotionsordnung des Fachbereichs 3:
Mathematik/Naturwissenschaften der Universität Koblenz-Landau, Campus Koblenz vom 02.
August 2004.**

Die vorliegende Arbeit betrachtet den Einfluss von Wald- und Wirtschaftswegen auf Abflussentstehung und Bodenerosionsraten innerhalb eines bewaldeten Einzugsgebiets im Naturschutzgebiet Laacher See. Hierfür wurden sowohl bestehende Erosions- und Akkumulationsformen im Gelände kartiert, als auch Erosionssimulationen mittels einer Kleinberegnungsanlage durchgeführt. Zuletzt erfolgte eine Modellierung des Erosionspotentials auf Grundlage der Simulationsergebnisse.

Die Analyse bestehender Erosions- und Akkumulationsformen im Gelände gab einen Hinweis auf Bodenerosionsraten von Wegoberflächen, die zwischen 27,3 und 93,5 $t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ und somit in derselben Größenordnung wie Erosionsraten unter intensiver ackerbaulicher Nutzung lagen.

Die Simulationsläufe zeigten, dass persistente Waldwege ein deutlich verändertes Infiltrationsverhalten aufwiesen. Auf natürlichen Waldböden lag der Anteil des infiltrierten Niederschlags bei durchschnittlich 96%. Im Falle von Waldwegen nahm dieser Anteil im Mittel auf 14% bis 7% ab. Besonders auffällig waren die Ergebnisse auf Rückegassen, auf denen ein erheblicher Einfluss der Bodenverdichtung durch Befahrung nachgewiesen werden konnte. Hier sank der Anteil des infiltrierten Niederschlags auf 31% in den Fahrspuren, zwischen den Spuren wurden noch 76 % infiltriert.

Während der Simulationsläufe konnten maximale Sedimentmengen von 446 g m^{-2} erodiert werden, was einer mittleren Bodenerosionsrate von $4,96 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ entspricht. Diese hohen Abtragsraten wurden auf persistenten Wegen mit geringer Befestigung gemessen. Rückegassen wiesen die geringsten Abtragswerte auf, maximal konnten 37 g m^{-2} erodiert werden, gleichbedeutend mit einer Abtragsrate von $0,41 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Die erodierten Sedimentmengen betrugen im Mittel bei Wegen 167 bis 319 g m^{-2} und im Falle von Rückegassen 17 g m^{-2} . Anhand von Vergleichsmessungen auf Waldstandorten, bei denen ein mittlerer Bodenabtrag von ca. 5 g m^{-2} festgestellt wurde, konnte eine erhöhte Erodierbarkeit für jedwede Form der Weganlage bestätigt werden.

Auf Basis der im Gelände gemessenen Abtragsraten wurden die Modellierungen kalibriert. Die Ergebnisse der ABAG / DIN 19708 zeigten für das betrachtete Untersuchungsgebiet eine mittlere jährliche Bodenerosionsgefährdung von $2,4 - 5,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für persistente Wege und von $0,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für Rückegassen. Im Vergleich zum Mittelwert weitgehend unbeeinflusster Waldflächen im Untersuchungsgebiet von $0,1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ zeigte sich abermals ein erhöhtes Abtragspotential. Die physikalisch basierte Modellierung der Beregnungsversuche mittels WEPP zeigte ein zufriedenstellendes Ergebnis bei der Einschätzung des Abflussverhaltens, so wurden für persistente Wege nur Abweichungen von maximal -5% festgestellt. Die Abflussmodellierung auf Rückegassen sowie die generelle Modellierung der Bodenerosion während der Beregnungsversuche zeigte sich im Kontrast hierzu noch fehlerbehaftet, was ursächlich mit der für ein physikalisches Modell relativ geringen Eingangsdatentiefe zu begründen ist.

Es wurde nachgewiesen, dass Waldwege einen bedeutenden Einfluss auf den Wasserhaushalt und das Bodenerosionsgeschehen haben. Der Rückhalt von Niederschlägen wird gemindert und es kommt zu intensivierten Bodenerosionsprozessen. Schlecht befestigte Wege zeigten einen stark erhöhten Bodenabtrag, der zu ökologischen Folgeschäden führen kann. Der Abtrag kann ebenso zu einer Beeinträchtigung der Befahrbarkeit führen. Anhand der Folgen lässt sich die Relevanz der Betrachtung von Abfluss- und Bodenerosionsprozessen auf Wald- und Wirtschaftswegen deutlich machen. Die vorliegende Arbeit stellt die erste Studie dar, innerhalb derer Abfluss- und Bodenerosionsprozesse für Walderschließungsnetzwerke in Mitteleuropa untersucht wurden.

Für Jakob

Danksagung

Die Anfertigung einer so umfangreichen und aufwendigen Arbeit ist ohne helfende Hände und gute Ratschläge nur schwer möglich. Daher möchte ich an dieser Stelle den vielen Menschen danken, die mir während der Anfertigung zur Seite gestanden haben.

Ich danke Prof. Dieter König dafür, dass er mir ermöglicht hat, diese Arbeit in der Abteilung Geographie zu verfassen. Er stand mir als Betreuer stets mit fachlichem Rat zur Seite und war immer ein verlässlicher Ansprechpartner, der mich geduldig durch so manche fachliche und sprachliche Untiefe geleitet hat. Für das in mich gesetzte Vertrauen kann ich mich nicht genug bedanken.

Ebenso danke ich Prof. Johannes B. Ries für seine Bereitschaft, als Korreferent der Arbeit zu dienen. Auch möchte ich mich bei ihm und seiner Arbeitsgruppe an der Universität Trier für die Zurverfügungstellung des LNM und die hilfreichen Anregungen zur praktischen Umsetzung der Berechnung im Gelände bedanken. Besonderer Dank gilt in diesem Zusammenhang auch Dr. Christoph Müller, der den Kontakt nach Trier hergestellt hat und ebenfalls mit Ratschlägen zur Umsetzung der Messverfahren hilfreich zur Seite stand.

Prof. Jürgen Herget von der Universität Bonn danke ich zum einen rückwirkend für die Arbeit in seiner Arbeitsgruppe, die mir im Studium letztlich das Rüstzeug des wissenschaftlichen Arbeitens mitgegeben hat, um diese Dissertation umsetzen zu können. Zum anderen danke ich ihm für das Interesse an meiner Arbeit über die Anstellung in Bonn hinaus. Mein Dank gilt auch Dr. Thomas Euler, der mir während der Anfertigung meiner Diplomarbeit viele Methoden beigebracht hat, die auch in dieser Arbeit Anwendung finden.

Auch die gesamte Abteilung Geographie der Universität Koblenz-Landau hat durch die freundschaftliche Arbeitsatmosphäre einen nicht unerheblichen Anteil an der Fertigstellung dieser Arbeit. So gilt mein Dank allen Kollegen, da sie auch manche unvermeidlich schwierige Zeit während der Bearbeitung vergessen ließen. Besonders hervorheben möchte ich an dieser Stelle allerdings Dipl.-Geogr. Florian Hamm für seine Hilfe bei der Elektrik der KBA und vor allem Ulli Bange für Hilfe in Labor und Gelände sowie sein stets offenes Ohr bei jedweden Problemen, ohne ihn wäre die Arbeit in der vorliegenden Form nicht möglich gewesen.

Nicht zuletzt danke ich meiner Familie, die mir immer wieder einen Anstoß in die richtige Richtung gegeben hat, wenn das Vorankommen bei der Arbeit zu stocken schien. Meiner Frau Nina, die während der letzten Jahre immer hinter mir stand und den Rücken freigehalten hat, und auf so manches gemeinsame Wochenende verzichten musste, weil wieder einmal ein Waldweg beregnet werden musste. Sie hat mich immer aufgebaut, wenn ich mich in einer Sackgasse wähnte. Und ich danke meinen Eltern, die mir immer einen sicheren Rückhalt gegeben haben und mich seit dem Studium in meiner Arbeit bestärkt haben. Auch hätte ohne ihre Hilfe die KBA nicht gebaut werden können.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, Julian Johannes Zemke, geb. am 14.06.1984 in Grevenbroich, dass ich die vorgelegte Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe, und dass die inhaltlich und wörtlich aus anderen Werken entnommenen Stellen und Zitate als solche gekennzeichnet sind. Ich habe die Dissertation oder Teile hiervorr nicht für eine staatliche oder andere wissenschaftliche Prüfungsarbeit eingereicht. Außerdem habe ich die gleiche oder eine andere Abhandlung der Dissertation nicht in einem anderen Fachbereich oder an einer anderen wissenschaftlichen Hochschule als Dissertation eingereicht.



Glees, 20.11.2014

Lebenslauf

Dipl.-Geogr. Julian Johannes Zemke

Geb. am 14.06.1984 in Grevenbroich

Jun. 2003	Abitur am Hugo-Junkers-Gymnasium in Mönchengladbach-Rheydt
Okt. 2003 – Jul. 2004	Zivildienst an der Förderschule Dahlener Straße, Förderschwerpunkt geistige Entwicklung in Mönchengladbach-Rheydt
Okt. 2004 – Feb. 2011	Diplomstudium der Geographie, Bodenkunde und Geologie an der Rheinischen-Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn
Feb. 2011	Erlangung des Grades Diplom-Geograph. Titel der Abschlussarbeit: „Modellierung fluvialer Hindernismarken an geneigten Hindernissen.“
Seit Apr. 2011	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Integrierte Naturwissenschaften, Abteilung Geographie. Universität Koblenz-Landau, Campus Koblenz.

Inhalt

Inhalt	1
1 Zusammenfassung / Abstract	4
1.1 Zusammenfassung	4
1.2 Abstract.....	6
2 Einleitung	8
2.1 Anlass und Problemstellung	8
2.2 Zielsetzung der Arbeit.....	9
3 Theoretische Grundlagen	10
3.1 Bodenerosion durch Wasser	11
3.1.1 Splasherosion.....	12
3.1.2 Erosion durch Oberflächenabfluss.....	23
3.2 Wegeerosion: Grundlagen.....	38
3.3 Stand der Forschung.....	45
4 Untersuchungsgebiet.....	58
4.1 Lage und Topographie	58
4.2 Geologie und Oberflächenformen.....	63
4.3 Pedologische Ausstattung	77
4.4 Regionalklima	84
4.5 Hydrologie	92
4.6 Vegetation und Landnutzung	93
5 Methoden und Instrumente	97
5.1 Digitale Erfassung des Untersuchungsgebiets.....	97
5.2 Kartierung und Parametrisierung des Wegesystems	101
5.3 Messung von Erosionsraten	106
5.3.1 Sedimentfänge.....	106
5.3.2 Kartierung und Aufnahme von Erosions- und Depositionsformen	107
5.4 Simulation von Erosionsereignissen	108
5.4.1 Aufbau der Beregnungsanlage	110
5.4.1.1 Wasserkreislauf & Elektrik.....	110
5.4.1.2 Korpus der Beregnungsanlage.....	112
5.4.1.3 Abgrenzung der Untersuchungsflächen	114
5.4.2 Kalibration der Beregnungsanlage	117
5.4.2.1 Räumliche Verteilung und Intensität des Niederschlags.....	118
5.4.2.2 Tropfenspektrum	123

5.4.2.3 Kinetische Energie und Impuls	134
5.4.3 Konzeption der Versuchsläufe.....	136
5.4.4 Probenaufbereitung	137
5.4.5 Statistische Bearbeitung der Messwerte.....	142
5.5 Modellierung von Erosionspotentialen	144
5.5.1 ABAG / DIN19708	144
5.5.1.1 R-Faktor	146
5.5.1.2 K-Faktor	148
5.5.1.3 LS-Faktor	150
5.5.1.4 C-Faktor	155
5.5.1.5 Berechnung der DIN19708	157
5.5.2 Water Erosion Prediction Project (WEPP)	158
5.5.2.1 Benutzeroberfläche	159
5.5.2.2 Klimadatensatz und Klimamodul CLIGEN	160
5.5.2.3 Morphometrie	163
5.5.2.4 Bodendaten	164
5.5.2.5 Landnutzung	169
5.5.2.6 Datenauswertung	170
6 Ergebnisse	171
6.1 Wegnetzdichte und -fläche, Morphometrie der Wegflächen	171
6.2 Messung rezenter Erosions- und Depositionsraten	173
6.3 Kalibration der Beregnungsanlage	181
6.3.1 Düsentestläufe.....	181
6.3.2 Räumliche Niederschlagsverteilung und Intensität.....	199
6.3.3 Tropfenspektrum.....	206
6.3.4 Tropfenanzahl.....	208
6.3.5 Medianer Tropfendurchmesser.....	211
6.3.6 Kinetische Energie (KER, KE) und Impuls	217
6.3.7 Abgleich mit natürlichem Niederschlag.....	231
6.4 Simulationsläufe im Gelände	239
6.4.1 Wege der Kategorie 1 – Befestigte, persistente Wege	242
6.4.1.1 Versuche 1 – 3: Fahrspurberechnungen	243
6.4.1.2 Versuche 4 – 6: Zwischenspurberechnungen.....	256
6.4.2 Wege der Kategorie 2 – Unbefestigte, persistente Wege	266
6.4.2.1 Versuche 7 – 9: Fahrspurberechnungen	268
6.4.2.2 Versuche 10 – 12: Zwischenspurberechnungen.....	279

6.4.3 Wege der Kategorie 3 – Semipersistente Wege	290
6.4.3.1 Versuche 13 – 15: Fahrspurberegnungen	291
6.4.3.2 Versuch 16 – 18: Zwischenspurberegnungen.....	301
6.4.4 Waldböden	311
6.5 Modellierung von Erosionspotentialen	322
6.5.1 ABAG / DIN19708	322
6.5.2 WEPP.....	336
7 Interpretation der Ergebnisse.....	346
7.1 Wegnetzdichte und –fläche, Morphometrie der Wegflächen	346
7.2 Interpretation der Geländemessungen	347
7.3 Interpretation der Simulationsversuche	359
7.3.1 Beurteilung des Abflussverhaltens.....	359
7.3.2 Beurteilung des Erosionsverhaltens.....	408
7.4 Interpretation der Erosionsmodellierung.....	439
8 Diskussion und Ausblick.....	452
8.1 Diskussion der Ergebnisse	452
8.2 Ausblick.....	461
9 Fazit.....	463
10 Literatur	464
i Abbildungs- und Tabellenverzeichnis	480
ii Abkürzungsverzeichnis	499

1 | Zusammenfassung / Abstract

1.1 | Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit betrachtet den Einfluss von Wald- und Wirtschaftswegen auf Abflussentstehung und Bodenerosionsraten innerhalb eines bewaldeten Einzugsgebiets im Naturschutzgebiet Laacher See. Hierfür wurden sowohl bestehende Erosions- und Akkumulationsformen im Gelände kartiert, als auch Erosionssimulationen mittels einer Kleinberegnungsanlage auf $0,64 \text{ m}^2$ großen Plots durchgeführt. Zuletzt erfolgte eine Modellierung des Erosionspotentials auf Grundlage der Simulationsergebnisse. Die Modellierung wurde für das gesamte Einzugsgebiet mit dem empirischen Bodenerosionsmodell ABAG / DIN19708 und für Kleinplots auf Basis des physikalischen Modells WEPP durchgeführt.

Die Analyse bestehender Erosions- und Akkumulationsformen im Gelände gab einen Hinweis auf Bodenerosionsraten von Wegoberflächen, die während des Beobachtungszeitraums von 183 Tagen im Maximum bei bis zu $4,69 \text{ kg m}^{-2}$ und im Minimum bei $1,37 \text{ kg m}^{-2}$ lagen. Extrapoliert man die gemessenen Bodenerosionsraten mit Hilfe des Jahresgangs der Niederschlagserosivität auf ein Jahr, so liegen diese zwischen $27,3$ und $93,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ und somit in derselben Größenordnung wie Erosionsraten unter intensiver ackerbaulicher Nutzung.

Während der Simulation von Starkregenereignissen war es durch minutengenaue Messung der Abfluss- und Sedimentmengen möglich, zeitlich hoch aufgelöste Daten über das Aufsättigungsverhalten und die Erodierbarkeit der Wegoberflächen zu sammeln. Die Berechnungen umfassten jeweils ein simuliertes Niederschlagsereignis von 90 Minuten Dauer und einer Intensität von 45 mm h^{-1} mit einer kinetischen Energie von $4,6 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$. Aufgrund der unterschiedlichen baulichen Ausführung der Wege im Untersuchungsgebiet waren Unterschiede bei Infiltrationsverhalten und Bodenabtragspotential anzunehmen. Daher wurde eine dreistufige Kategorisierung vorgenommen, um die Wege hinsichtlich ihrer Befestigung zu differenzieren. Zusätzlich wurden Kontrollmessungen auf weitgehend ungestörten Waldoberflächen durchgeführt, um das Ausmaß der Beeinflussung durch Wald- und Wirtschaftswegen einordnen zu können. Auch wurde zwischen Fahr- und Zwischenspurbereichen differenziert.

Die Simulationsläufe zeigten, dass persistente Waldwege ein deutlich verändertes Infiltrationsverhalten aufwiesen. Auf natürlichen Waldböden lag der Anteil des infiltrierten Niederschlags bei durchschnittlich 96 %. Im Falle von Waldwegen nahm dieser Anteil im Mittel auf 14 % bis 7 % ab, so dass es zu starkem Oberflächenabfluss kam. Besonders auffällig waren die Ergebnisse auf Rückegassen, auf denen ein erheblicher Einfluss der Bodenverdichtung durch Befahrung nachgewiesen werden konnte. Bei dieser Form von Wirtschaftswegen, die über keinerlei gesonderte Befestigung verfügen, handelt es sich lediglich um selten befahrenen Waldboden. Dennoch sank der Anteil des infiltrierten Niederschlags auf 31 % in den Fahrspuren, zwischen den Spuren wurden noch 76 % infiltriert. Es zeigte sich, dass die Infiltrationsrate und die Wasserleitfähigkeit des Pedons allein durch die Befahrung stark gemindert wurden. Dieser Effekt ließ sich sogar in den Zwischenspuren nachweisen, auf denen nur eine indirekte Beeinflussung stattgefunden hatte.

Während der Simulationsläufe konnten maximale Sedimentmengen von 446 g m^{-2} erodiert werden, was einer mittleren Bodenerosionsrate von $4,96 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ entspricht. Diese besonders hohen Abtragsraten wurden auf Wegen mit nur geringer Befestigung gemessen. Wege, die über eine Tragschicht aus Schotter verfügten, zeigten im Maximum eine erodierte Sedimentmenge von 265 g m^{-2} , beziehungsweise eine Abtragsrate von $2,94 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Rückegassen wiesen generell die geringsten Abtragswerte auf, maximal konnten 37 g m^{-2} erodiert werden, das ist gleichbedeutend mit einer Abtragsrate von $0,41 \text{ g m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Die erodierten Sedimentmengen betragen im Mittel bei Wegen 167 bis 319 g m^{-2} und im Falle von Rückegassen 17 g m^{-2} . Aufgrund von Vergleichsmessungen auf weitgehend unbeeinflussten Waldstandorten, auf denen ein mittlerer Bodenabtrag von ca. 5 g m^{-2}

² festgestellt wurde, konnte eine erhöhte Erodierbarkeit für jedwede Form der Weganlage bestätigt werden.

Auf Basis der im Gelände gemessenen Abtragsraten wurden abschließend die Modellberechnungen kalibriert. Die Ergebnisse der ABAG / DIN 19708 zeigten für das betrachtete Untersuchungsgebiet eine mittlere jährliche Bodenerosionsgefährdung von $2,4 - 5,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für persistente Wege und von $0,5 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für Rückegassen. Im Vergleich zum Mittelwert weitgehend unbeeinflusster Waldflächen im Untersuchungsgebiet von $0,1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ zeigte sich abermals ein erhöhtes Abtragspotential, das aus der Erschließung durch Wege resultiert. Die modellierten Maximalwerte zwischen $26,1$ und $79,1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ lagen hierbei in einer Größenordnung, die aufgrund der Ergebnisse der Kartierungen als realistisch anzusehen sind.

Die physikalisch basierte Modellierung der Beregnungsversuche mittels WEPP zeigte ein zufriedenstellendes Ergebnis bei der Einschätzung des Abflussverhaltens, so wurden für persistente Wege nur Abweichungen von maximal -5 % festgestellt. Die Abflussmodellierung auf Rückegassen sowie die generelle Modellierung der Bodenerosion während der Beregnungsversuche zeigte sich im Kontrast hierzu noch fehlerbehaftet, was ursächlich mit der für ein physikalisches Modell relativ geringen Eingangsdatentiefe zu begründen ist.

Es konnte mit unterschiedlichen Methoden nachgewiesen werden, dass Waldwege und Rückegassen einen bedeutenden Einfluss auf den Wasserhaushalt und das Bodenerosionsgeschehen eines Einzugsgebietes haben. Der Rückhalt von Niederschlagswasser in der Fläche wird gemindert, es kommt zu einer vermehrten Bildung von Oberflächenabfluss mit und zu intensivierten Bodenerosionsprozessen. Schlecht befestigte und steile Wege zeigen einen stark erhöhten Bodenabtrag, der langfristig zu ökologischen Folgeschäden führen kann. Diese sind vor allem durch den möglichen Eintrag des abgetragenen Sediments in angrenzende Vorfluter gegeben. Hier kann es zu einer Eutrophierung kommen, aber auch zu einer Zerstörung natürlicher Brutplätze und Habitate, da Porenräume der Gewässersohle durch eingetragenes Feinmaterial verfüllt werden. Nicht zuletzt ist auch die bauliche Wegestruktur gefährdet. Der verstärkte Abtrag kann zu einer Beeinträchtigung der Befahrbarkeit führen, die durch aufwändige Erhaltungsmaßnahmen wiederhergestellt werden muss. Anhand der genannten Folgen lässt sich die Relevanz der Betrachtung von Abfluss- und Bodenerosionsprozessen auf Wald- und Wirtschaftswegen deutlich herausstellen. Die vorliegende Arbeit stellt die erste Studie dar, innerhalb derer Abfluss- und Bodenerosionsprozesse explizit für Walderschließungsnetzwerke in Mitteleuropa empirisch untersucht wurden. Durch die hohe raumzeitliche Datenauflösung und die multimodale Betrachtung können wichtige Rückschlüsse auf die Verstärkung von Oberflächenabfluss und Bodenerosion durch Wege gezogen werden.

1.2 | Abstract

This study examines the influence of forest roads and skid-trails on runoff generation and soil erosion rates in a forested catchment area located in the nature reserve Laacher See. Therefor, existing erosional and depositional features in the field were mapped and simulation runs with a small scale rainfall simulator on 0,64 m² sized plots were conducted. In a final step the modelling of the soil erosion potential was carried out based on the results of the simulation runs. The empirical soil erosion model ABAG / DIN19708 was used for the whole catchment while the physical model WEPP was used to model small plots.

The analysis of the existing erosional and deposition features indicated for a given period of 183 days soil erosion rates between 1,37 and 4,69 kg m⁻² on road surfaces. If extrapolated to a whole year by using the long time average of the rainfall erosivity, soil erosion rates between 27,3 and 93,5 t ha⁻¹ a⁻¹ can be expected. These values are comparable to erosion rates on intensively used arable land.

During the simulation of rainfall events, it was possible to collect precise datasets of hydrological characteristics and erodibility of the road surfaces due to runoff- and sediment-sampling with a temporal resolution of one minute. A single simulation run consisted of a rainfall event with a duration of 90 minutes, an intensity of 45 mm h⁻¹ and a kinetic energy of 4,6 J m⁻² mm⁻¹. Because of the diverging constructional layout of the observed roads and skid trails, varying infiltration rates and soil erosion potentials were expected. Because of that, a three-level categorization was defined to differentiate the road network on basis of their fortification. Additionally, confirmatory measurements on widely undisturbed forest topsoil were carried out to estimate the magnitude of the influence caused by roads and skid trails. Also, a distinction between rutted and unrutted areas on the road surface was made.

The simulation runs showed, that persistent forest roads had a clearly altered infiltration pattern. On nearly undisturbed forest topsoil, mean infiltration rate was 96 %. On road surfaces, the percentage of infiltrated rainfall decreased to 14 – 7 %, leading to a significant surface runoff. Noticeable results were obtained on skid trails, showing a significant influence of traffic induced soil compaction. Though this type of road represents only sporadically overpassed forest soil, the percentage of the infiltrated rainfall decreased to 31 % in rutted areas and 76 % in unrutted areas. These findings lead to the conclusion, that even the sole overpassing reduced the infiltration rate and the saturated conductivity of the soil. This effect was also detected in the unrutted areas, in which only an indirect impact could be supposed.

During the simulation runs, maximum sediment amounts of 446 g m⁻² could be eroded, equating to a mean soil erosion rate of 4,96 g m⁻² min⁻¹. These notably increased erosion rates were observed on roads with just minor fortification. Roads with an additional, fortifying gravel layer showed a maximum sediment yield of 265 g m⁻², equating to a rate of 2,94 g m⁻² min⁻¹. Skid trails showed generally the lowest erosion rates with a maximum of 37 g m⁻², equating to 0,41 g m⁻² min⁻¹. The mean sediment yield off of persistent forest roads was 167 – 319 g m⁻² and 17 g m⁻² off of skid trails. Because of confirmatory measurements on forest topsoil, where only 5 g m⁻² of sediment was yielded, an increased erodibility for any kind of road surface could be verified.

In a final step, the erosion modelling was carried out on basis of the in situ measured erosion rates. The results of the ABAG / DIN 19708 showed for the examined catchment a mean annual soil erosion of 2,4 – 5,8 t ha⁻¹ a⁻¹ for persistent forest roads and 0,5 t ha⁻¹ a⁻¹ for skid trails could be predicted. Compared to the mean value of nearly undisturbed deciduous forest of 0,1 t ha⁻¹ a⁻¹, an increased potential for soil erosion because of forest exploitation was once again confirmed. The modelled maximum values between 26,1 and 79,1 t ha⁻¹ a⁻¹ seemed realistic compared to the results of the field mapped erosional forms.

The physically based remodelling of the simulation runs using WEPP showed satisfactory results regarding the estimated runoff properties with only a maximum deviation of -5 % on persistent

roads. The modelled runoff on skid trails and the whole results of the soil erosion rates were in contrast to these findings non-satisfying, most likely because of the lacking depth of input data for a physically based model.

A major impact of forest roads and skid trails on water budget and soil erosion of a catchment was proven by using different methodical approaches. The retention of rain water is diminished and an increased runoff generation with associated soil erosion processes is taking place. Inadequately fortified and steep roads showed a highly increased sediment yield, which can lead to subsequent ecological damages in the long run. These damages are mainly caused by the input of sediment in adjacent stream systems. Because of that, eutrophication is possible and additionally the loss of natural breeding areas and habitats if the interstitial is clogged by fine sediment. Also, the constructional stability of the roads is potentially endangered. The increased abrasion may lead to a downgraded trafficability, which can require cost-intensive conservation actions. Because of the illustrated consequences, it was possible to emphasize the relevance of monitoring and studying runoff- and soil erosion-processes in the spatial surroundings of forest roads and skid trails. This study represents the first empirical survey of runoff- and soil erosion processes with an explicit view on forest road networks in Central Europe. Because of the high temporal and spatial resolution of the collected data, important conclusions regarding the increase of runoff and soil erosion caused by forest roads could be drawn.

2 | Einleitung

2.1 | Anlass und Problemstellung

Während die prozessualen Grundlagen der behandelten Thematik in den jeweiligen Unterkapiteln dargelegt sind, soll einleitend eine Definition und Festlegung der grundsätzlichen Leitziele der Arbeit erfolgen.

Bodenerosion ist ein Prozess, welcher die anthropogen induzierte Verlagerung von Bodenmaterial bezeichnet (AHNERT 2009, 115). Die Umverlagerung von Bodenmaterial kann ernsthafte Folgeerscheinungen für ökosystemare Funktionen mit sich bringen. Wichtig zu unterscheiden ist bei den bodenerosionsbedingten Schäden zwischen Onsite-Schäden, den direkten Auswirkungen der Bodenerosion am Standort selbst, und Offsite-Schäden, den indirekten Schadwirkungen der Bodenerosion, die sich an räumlich entfernten, jedoch mit den Erosionsereignissen assoziierten Standorten ergeben. (RICHTER 1998^a, 83 ff.)

Der Fokus der empirischen und theoretischen Erforschung von Bodenerosionsprozessen und deren Folgeerscheinungen liegt auf ackerbaulich genutzten Flächen (HUDSON 1995, 15 ff.). Grund hierfür ist vor allem der Umstand, es bei dieser Nutzungsform zu einer starken anthropogenen Veränderung der Steuergrößen für Bodenerosion kommt. Auch fallen die ökonomischen Folgen der Bodenerosion in diesem Wirtschaftszweig am deutlichsten ins Gewicht. Dies betrifft Onsite-Schäden, da der sukzessive Bodenverlust zu Ertragsminderungen führen kann, aber auch Offsite-Schäden, wie den latenten Eintrag von Feinsediment und an transportierte Bodenpartikel gebundenen Düngemitteln in Vorfluter (SYMADER 1998, 51 ff.).

Aufgrund dieser Schwerpunktsetzung gibt es auch nach etwa einem Jahrhundert Erosionsforschung nach wie vor Teilgebiete innerhalb der wissenschaftlichen Betrachtung der Bodenerosion, in denen erheblicher Forschungsbedarf besteht. Einem dieser Forschungsfelder soll sich die vorliegende Arbeit widmen, der Bodenerosion im räumlichen Kontext von Wald- und Wirtschaftswegen in bewaldeten Einzugsgebieten.

Durch die anthropogene Einflussnahme bei der Anlage eines Wegesystems ergibt sich eine spezifische Ausgangslage, welche die wegeinduzierte Bodenerosion zu einem eigenständig zu erklärenden Prozess werden lässt. Grund hierfür sind die Änderungen der Bodeneigenschaften, der kleinräumigen hydrologischen Prozesse und des Reliefs, die der Bau eines Weges mit sich bringen. Diese Änderungen sind nur schwerlich mit den üblicherweise betrachteten Änderungen der erosionsbedingenden Faktoren, beispielsweise im Zuge ackerbaulicher Nutzung, zu vergleichen. Zusätzlich weisen GROTE ET AL. (2005, 110) die Persistenz des Einflusses eines Wegenetzes als einen entscheidenden Unterschied zu beispielsweise ackerbaulicher Nutzung aus. Wo letztere meist zyklische Spitzen der Bodenerosion innerhalb des Jahresganges aufweist, besteht der Einfluss der Weganlage dauerhaft.

Daher ist es nicht zulässig, Kennwerte und Kausalzusammenhänge aus Publikationen, die sich nicht explizit mit dem räumlichen Umfeld eines Wegesystems beschäftigen, ungesieht zu adaptieren. Zu beachten ist, dass sich alle ökonomischen und ökologischen Folgen der Erosion von Bodenmaterial auch im räumlichen Umfeld von Wegesystemen finden lassen (COLLINS 2008, 2). Meist werden diese jedoch vor einem rein ingenieurwissenschaftlichen Hintergrund betrachtet, da das Hauptaugenmerk auf dem möglichst langfristigen Erhalt des Wegesystems in seiner Funktion als Transport- und Erschließungskorridor liegt.

Werden nun aber die Erkenntnisse der bisherigen Bodenerosionsforschung auf die Wegoberflächen und die angrenzenden Böschungsbereiche übertragen, wird deutlich, dass aus dem Abtrag von Bodenmaterial in diesen Raumeinheiten ein enormes ökologisches Schadpotential resultiert. Dieses Problem verschärft sich in bewaldeten Untersuchungsgebieten dahingehend, als dass Forstwege nach derzeitigem Forschungsstand erosionsbedingte Sedimentquellen darstellen, bewaldete Gebiete

jedoch in der Fachliteratur als weniger anfällig für Erosionsereignisse gelten (AUERSWALD ET AL. 2009, 183). Somit besteht die Gefahr, dass aufgrund der übergeordneten Landnutzung dieser Gebiete eine Generalisierung hinsichtlich einer geringen Erosionsgefährdung geschieht, diese jedoch in räumlicher Nähe zu Wegsystemen de facto nicht gegeben ist. Hierdurch kann sich durch das mangelnde Prozessverständnis hinsichtlich der Wegeerosion eine deutliche Unterschätzung des Schadpotentials bezogen auf das Einzugsgebiet ergeben.

2.2 | Zielsetzung der Arbeit

In Anlehnung an die beschriebene Problemstellung der vorliegenden Arbeit ergaben sich folgende Zielsetzungen:

- Die Erfassung und Parametrisierung des Wegesystems eines Einzugsgebietes hinsichtlich seiner erosionsrelevanten Eigenschaften.
- Die Messung von aktuellen Erosionsraten auf verschiedenen Wegetypen in Abhängigkeit von saisonalen Schwankungen der Witterung und etwaiger Störungsimpulse.
- Die Simulation von erosionsrelevanten Niederschlagsereignissen bei gleichzeitiger in-situ-Messung des Oberflächenabflusses und des Bodenabtrags.
- Die Beurteilung des Infiltrationsverhaltens von Wegen und die Ermittlung von durchschnittlichen Zeitintervallen bis zum Einsetzen des Oberflächenabflusses.
- Hierauf aufbauend die kleinskalige prozessuale Erfassung systeminhärenter Schwellenwerte der Sedimentmobilisierung und Deposition.
- Die Überprüfung der Adaptierbarkeit grundsätzlicher Trends und Aussagen vergleichbarer Studien zur wegeinduzierten Erosion.
- Die Durchführung von empirischen und physikalischen Modellierungen potentieller Erosionsvulnerabilität von Wegeringen.

Anhand der Leitziele der Arbeit ist zu erkennen, dass ein multimodaler Ansatz zur Quantifizierung der Erosionspotentiale gewählt wurde. Neben der in situ Messung werden dabei Simulationsläufe mittels Berechnungsversuchen, aber auch Modellierungen durchgeführt. Zusätzlich sollen die Schäden, die aus der wegeinduzierten Bodenerosion resultieren, interdisziplinär beleuchtet werden.

3 | Theoretische Grundlagen

Im nachfolgenden Kapitel sollen die Grundlagen der wichtigsten betrachteten Erosionsprozesse beschrieben werden. Im Anschluss hieran erfolgt eine spezielle Beschreibung der Teilprozesse im räumlichen Umfeld von Wald- und Wirtschaftswegen. Abschließend wird der derzeitige Forschungsstand zur Thematik der Wegeerosion dargelegt, gegliedert nach Kennwerten und methodischen Ansätzen zur Datengewinnung.

Der Begriff Bodenerosion beschreibt den durch anthropogenen Einfluss verstärkten Abtrag und Verlust von Bodenmaterial. Hierdurch unterscheidet sich der Begriff vom geomorphologischen Terminus „Erosion“, welcher die natürlichen Abtragsprozesse beschreibt, die auch ohne die verstärkende Wirkung des menschlichen Eingriffs stattfinden (AHNERT 2009, 115; MURAWSKI & MEYER 2010, 20). Hauptgrund für die Beschleunigung des Bodenabtrags ist vor allem die anthropogene Veränderung der natürlichen Standorteigenschaften zur ackerbaulichen Nutzung. Hierdurch ist ein Anstieg des Bodenverlustes zu konstatieren (ERDMANN & SCHELL 2002, 1 ff.; MORGAN 1999, 6 – 7; BREBURDA & RICHTER 1998, 21).

Steuergrößen für das Bodenerosionspotential eines Standortes sind vor allem die Art der anthropogenen Nutzung und die damit verbundene Veränderung des Vegetationsbestandes und der bodenhydrologischen Eigenschaften. Für Bodenerosion durch Wasser (vgl. Kapitel 3.1) ist vor allem entscheidend, wie schnell Niederschlagswasser vom Bodenkörper aufgenommen werden kann. Bei niedrigen Infiltrationskapazitäten und Wasserleitfähigkeiten kommt es bereits bei sehr geringen Niederschlagshöhen zur Ausbildung von Oberflächenabfluss. War der Boden vor einem Regenereignis bereits vollständig aufgesättigt, so wird von Dunne'schem, beziehungsweise Sättigungsflächenabfluss gesprochen. Ist der Boden hingegen lediglich nicht in der Lage, die Menge an Niederschlagswasser schnell genug aufzunehmen, wird dies als Horton'scher Abfluss bezeichnet (vgl. z.B. MANIAK 2010, 289). Hierdurch kann es zu den in Kapitel 3.1.2 beschriebenen Erosionsprozessen kommen.

Geringe Infiltrationskapazitäten und Wasserleitfähigkeiten können durch natürliche pedogenetische Prozesse an einem Standort gegeben sein. Vor allem Böden mit einer feinen Korngröße weisen diese Eigenschaften auf, bedingt durch das feine Porenstrom. In dieses kann Niederschlagswasser nur vergleichsweise langsam infiltrieren und nur ebenso langsam innerhalb der Bodenmatrix bewegt werden, da die Kapillarkräfte der Bodenmatrix in den Feinporen stärker ausgebildet sind. Zum einen wird hierdurch Wasser, welches in das Porenstrom gelangt ist, effektiv gebunden, was eine Entwässerung im Nachgang eines Niederschlagsereignisses erschwert, zum anderen ist aber auch die Wiederaufnahme von Wasser durch die kleinen Porenräume erschwert. Da Böden in Mitteleuropa durchweg eine pedogenetische Tendenz zur Verlehmung im Zuge der Tonmineralneosynthese während der Silikatverwitterung aufweisen (BLUME ET AL. 2010, 283; LIEDTKE & MARCINEK 2002, 257), ist dieses Wirkungsgeflecht hauptsächlich für die Ausbildung von Oberflächenabfluss verantwortlich (vgl. z.B. BONELL ET AL. 1984, 57).

Eine reduzierte Wasserleitfähigkeit kann darüber hinaus auch durch das Vorhandensein eines stauenden Bodenhorizonts gegeben sein. Dieser kann sich im Laufe der Pedogenese, beispielsweise durch fortschreitende Lessivierung, ausbilden. Stauende Horizonte verlangsamen die Weiterleitung des perkolierenden Wassers innerhalb der Bodenmatrix und können verhindern, dass unterhalb liegende Horizonte Wasser aufnehmen und vom Standort ableiten können. Hierdurch kann sich im Extremfall eine vollständige Aufsättigung oberhalb des stauenden Horizontes einstellen, obwohl unterhalb des stauenden Horizonts eine potentielle Wasseraufnahmekapazität gegeben wäre.

Im Zuge anthropogener Nutzung kommt es jedoch über die natürlichen Faktoren hinaus zu einer Verdichtung des Bodens, beispielsweise durch Befahrung mit schwerem Gerät. Diese Bodenverdichtung führt ebenfalls zu einer teils drastischen Reduzierung der Infiltrationskapazität und der Wasserleitfähigkeit. Der schadhaften Einfluss durch Befahrung wird in Kapitel 3.2 vor dem speziellen Hintergrund der forstwirtschaftlichen Nutzung dezidiert beschrieben.

Hohe Bodenerosionspotentiale bestehen vor allem deshalb auf landwirtschaftlich genutzten Standorten, weil der Vegetationsbestand deutlich bis vollständig verändert wird. Üblicherweise wird die Thematik der Bodenerosion vor allem auf landwirtschaftlichen Nutzflächen betrachtet. Dies hat zum einen den Grund, dass hier ein Kausalzusammenhang zwischen Verlust von standortökologischen Funktionen und dem Bodenmaterial besteht, der sich anhand von Ertragsminderungen quantifizieren lässt. Zum anderen ist hier der anthropogene Eingriff in die schützende Vegetation am deutlichsten ersichtlich.

Auf einem natürlichen oder naturnahen Standort, welcher in Mitteleuropa einer Buchenmischwaldpopulation entsprechen würde (KÜHL ET AL. 2009, 675 ff.), ist durch den intakten Stockwerkbau der Vegetation eine Verminderung der Erosivität von Niederschlägen gegeben. Baumkronen fangen zwar den direkten Tropfenimpakt in Distanz zur Bodenoberfläche ab, jedoch sammeln sich Tropfen an Blattoberflächen und fallen von dort auf die Oberfläche. Durch die potentiell größeren Tropfen – gerade im Falle von ausgekämmtem Nieselregen oder Nebel – sorgen Bäume allein für eine leichte Erhöhung der Erosivität von Niederschlägen im Jahresgang (vgl. VIS 1986; MOSLEY 1982). Erst durch die bodennahen Gewächse, die für eine nahezu vollständige Bedeckung des Bodens sorgen, erfolgt ein entsprechender Erosionsschutz der Vegetation (GHAHRAMANI ET AL. 2011, 40; SIEPEL ET AL. 2002, 113). Zusätzlich wird das auf den Standort fallende Niederschlagswasser durch den Interzeptionsspeicher der Pflanzen partiell zurückgehalten und kommt nicht in seiner Gesamtsumme gleichzeitig auf der Erdoberfläche an.

Darüber hinaus verfügen ungestörte Standorte unter Waldbeständen über einen bisweilen mehrere Zentimeter mächtigen organischen Auflagehorizont, in dem fermentierte und humifizierte Pflanzenteile aus der Laub- und Nadelstreu enthalten sind. Auch ohne einen entsprechenden bodennahen Bewuchs wird an dieser ersten Kontaktfläche die kinetische Niederschlagsenergie effektiv abgebaut, noch bevor der Regentropfen den mineralischen Oberboden erreicht. Ebenso dient dieser organische Auflagehorizont als temporärer Zwischenspeicher für das Niederschlagswasser, so dass Intensitätsspitzen während eines Regenereignisses abgepuffert werden können und sich die zu infiltrierende Niederschlagsmenge um die Streuinterzeptionsverdunstung vermindert (GHAHRAMANI ET AL. 2011, 40).

Ein bewaldeter Standort mit einem lockeren, humosen Oberboden weist durch das Edaphon, die Gesamtheit des Bodenlebens, eine intensive Turbation auf. Hierdurch resultiert ein Poresystem im Oberboden, welches in seiner Durchmesserverteilung sehr heterogen ist und durch Grab- und Wühlgänge viele Makroporen aufweist. Dies bedingt hohe Infiltrationskapazitäten und nur selten auftretenden Oberflächenabfluss (WILPERT, 2001, 6 ff.; BONELL 1993, 218 ff.). Daher kann an solchen Standorten im Grundsatz von einer sehr geringen Bodenerosionsrate ausgegangen werden, die in der ungefähren Größenordnung der Bodenneubildungsrate liegt. Diese Standorte weisen somit hinsichtlich der lokalen Materialbilanz ein nahezu ausgeglichenes Verhältnis auf (BREBURDA & RICHTER 1998, 21 ff.).

3.1 | Bodenerosion durch Wasser

In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff der Bodenerosion auf Erosionsprozesse durch Wasser beschränkt. Zwar kann Bodenerosion auch durch äolische Prozesse induziert werden (vgl. z.B. HASSENPLUG 1998), diese Erosionsform ist jedoch im Untersuchungsgebiet und im Kontext der Fragestellung als untergeordnet anzusehen, da innerhalb Deutschlands vor allem ackerbaulich genutzte Flächen der kontinentaleren Klimate in Nordostdeutschland von dominanter Winderosion betroffen sind (FUNK ET AL. 2004, 177). Der dichte, winderosionsmindernde Bewuchs auf bewaldeten Flächen und das ozeanisch geprägte Klima des Untersuchungsgebietes sorgen für einen als gering anzusehenden Anteil des äolischen Abtrags.

Die Bodenerosion durch Wasser wird als dreiphasiger Prozess aufgefasst. Zwei Phasen umfassen die Partikelmobilisierung und den Partikeltransport. Ist nicht mehr genug Transportenergie vorhanden, schließt sich die dritte Phase, die Ablagerung der Partikel, an (MORGAN 1999, 8; AUERSWALD 1998, 33). Die Phasen können wiederum durch verschiedene erosive Prozesse induziert werden. Im Falle der wasserbedingten Bodenerosion im zeitlichen Umfeld von Niederschlagsereignissen sind zwei Prozessgruppen zu differenzieren: Die flächenhaft wirkenden erosiven Prozesse, welche durch den Impakt von Regentropfen (Splash-Erosion) und flächenhaften Oberflächenabfluss (Sheet-Erosion) gesteuert werden, und jene erosiven Prozesse, die durch die Konzentration von Oberflächenabfluss in Rillen und Rinnen bedingt werden (HUDSON 1995, 42; MORGAN 1999, 9).

Prinzipiell ist jedweder Erosions- und Akkumulationsprozess das Ergebnis des Zusammenspiels erosiver und resistenter Kräfte. Wichtige Termini dieses Wirkungsgefüges sind Erosivität und Erodibilität. Die Erosivität drückt das Maß der erosiven Kräfte eines Agens aus, während die Erodibilität die Resistenz des Standortes gegenüber der Erosivität beschreibt. Im nachfolgenden Kapitel werden die Prozesse der Sheet- und der Rillen-/Rinnenerosion innerhalb eines Unterkapitels zu Erosion durch Oberflächenabfluss abgehandelt, während die Splasherosion als theoretische Grundlage der Berechnungssimulation in einem gesonderten Unterkapitel behandelt wird.

3.1.1 | Splasherosion

Ausgangspunkt für die meisten wasserinduzierten Erosionsprozesse ist die Partikelablösung, welche zur Transportaufbereitung der Bodenpartikel beiträgt. Hauptagens dieser Partikelablösung ist der auf der Erdoberfläche auftreffende Niederschlag, der in Abhängigkeit von seinen physikalischen Eigenschaften verschieden starke erosive Kräfte auf den Oberboden ausüben kann. Beim Auftreffen eines Regentropfens auf der Erdoberfläche wird die kinetische Energie, die durch seine Masse und seine Fallgeschwindigkeit bedingt ist (vgl. Gleichung (4)), als potentiell erosive Krafteinwirkung auf die Bodenpartikel des Oberbodens übertragen.

Beim Aufschlag eines Tropfens erfolgt sowohl eine Verdichtung, als auch eine Verdrängung von Bodenmaterial. MORGAN (1999, 11) spricht hierbei von konsolidierenden und dispergierenden Kräften. Die Verdichtung ist Resultat des direkten Impakts des Tropfens. Gerade Tropfen mit einem großen Äquivalentdurchmesser besitzen hohe Fallgeschwindigkeiten, die bei bis zu 9 m s^{-1} liegen können (vgl. z.B. ATLAS ET AL. 1973; AUERSWALD 1998; GUNN & KINZER 1949; MÄTZLER 2002). Durch den Impakt mit hoher Geschwindigkeit werden die Bodenpartikel kompaktiert, da die bestehenden Poresysteme innerhalb der Bodenmatrix durch die Verdichtung beim Aufschlag geschlossen werden. Zusätzlich kann sich Bodenmaterial, welches durch das Auftreffen von Regentropfen bereits mobilisiert wurde, in noch bestehenden Poren des Oberbodens anlagern. Beide Effekte, Bodenverdichtung und Verfüllung, sorgen für die Ausbildung einer dünnen oberflächlichen Kruste, deren Infiltrationskapazität stark herabgesetzt ist. Dieser Teilprozess wird als Verschlämung bezeichnet (MORGAN 1999, 35). Bei längeren Niederschlagsereignissen sorgt die verminderte Infiltrationskapazität für eine verstärkte Bildung von Oberflächenabfluss mit assoziierten Erosionsprozessen (vgl. Kapitel 3.2).

Beim Impakt eines Regentropfens überwiegen jedoch vor allem die erosiven Kräfte. Ist der Boden vor Beginn des Niederschlags sehr trocken und weist somit vor allem luftgefüllte Poren auf, beginnt die Erosivität durch Splash vor allem durch den Prozess der Luftsprengung (AUERSWALD 1998, 34). Hintergrund dieses Prozesses ist der schnelle Einschluss und die durch den Tropfenaufschlag verursachte Kompression von Bodenluft in Poren. Der Abschluss der Poren kann entweder durch die Verdichtung beim Aufschlag eines Tropfens erfolgen, oder aber durch eindringendes Oberflächenwasser bedingt sein.

AUERSWALD (1998, 34) beschreibt mögliche Drücke von bis zu 10^6 Pa im Aggregatinneren. Durch Druckentlastung können im Oberboden Risse entstehen, die bestehende Gefügefragmente zerkleinern können. Dies führt zu einer Aufbereitung des Bodenmaterials für den späteren Abtransport, da die nunmehr kleineren Aggregate leichter mobilisiert werden können.

Bei weiter aufgesättigten Böden und vor allem dann, wenn bereits ein dünner Wasserfilm den Oberboden bedeckt, kommt es durch den Impakt der Tropfen zum Transport einzelner Bodenpartikel. Wie stark dieser Abtrag ausgeprägt ist, hängt neben der Hangneigung vor allem von den bodenphysikalischen Randbedingungen ab. So werden Partikel ihrer Korngröße entsprechend selektiv erodiert. Besonders Partikel der Korngröße Grobschluff, Fein- und Mittelsand werden durch die Splasherosion verlagert, da bei dieser Fraktion ein Minimum der kinetischen Niederschlagsenergie für den Transport benötigt wird. MORGAN (2005, 19) gibt ein Maximum für den Korndurchmesser 0,125 mm an, die Spanne der maximalen Ablöserate liegt zwischen 0,063 und 0,250 mm (vgl. Abb. 3.1).

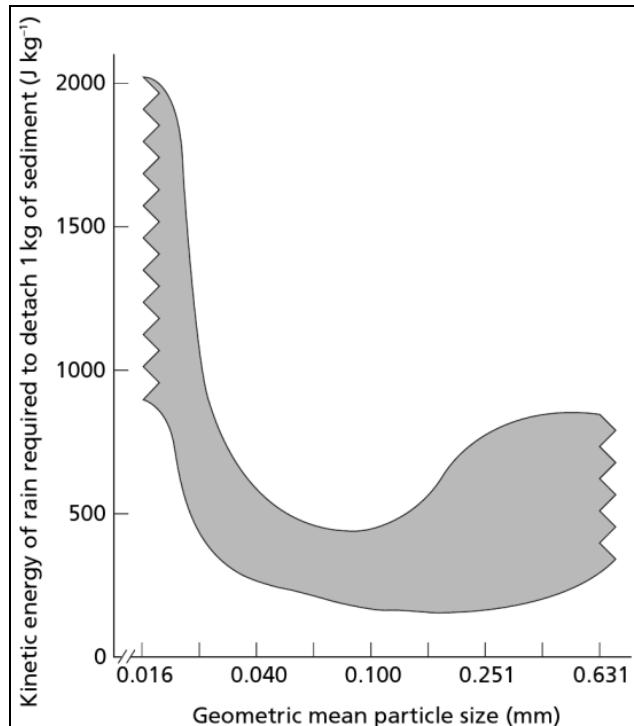


Abb. 3.1: Abhängigkeit zwischen Partikeldurchmesser und benötigter kinetischer Niederschlagsenergie zur Ablösung. Der graue Bereich kennzeichnet die Spanne der in empirischen Untersuchungen festgestellten Werte nach POESEN (1992) (MORGAN 2005, 19).

Dieser Effekt der selektiven Ablösung mit folgendem Partikeltransport ließ sich im Zuge der Simulationsläufe der vorliegenden Arbeit im Feld reproduzieren. Zu erkennen war bei einigen Versuchsläufen die sukzessive Verarmung von feinem Bodenmaterial, welche in der Herauspräparierung größerer Bodenpartikel resultierte (vgl. Abb. 3.2).



Abb. 3.2: Residuale Anreicherung von Grobmateriel nach Beregnung einer Wegoberfläche.

Zu begründen ist diese selektive Partikelablösung durch die hohen Kohäsionskräfte bei Partikeln, die einen kleineren Durchmesser aufweisen als die Kornfraktion mit der höchsten Erodibilität und dem hohen Gewicht der Partikel größeren Durchmessers. Kleinere Partikel bilden somit größere, zusammenhängende Aggregate, die aufgrund Ihres Gewichts schwerer mobilisiert werden können, bei größeren Partikeln sorgt das Eigengewicht der Einzelkörner für einen analogen Effekt. Dieser Zusammenhang ist auch bei der Erosion durch Oberflächenabfluss zu konstatieren, wie in Kapitel 3.1.2 ausführlich beschrieben wird.

Entscheidend ist neben der Korngröße des Bodens auch dessen Scherfestigkeit, die Resistenz der Bodenmatrix gegenüber scherenden Kräften, die von außen auf sie einwirken. Der Transport von Bodenpartikeln durch Splash erfolgt in einem sich radial um die Impaktzone ausbreitenden Bereich, in welchem Niederschlagswasser, das nicht sofort in den Boden infiltrieren kann, ausweicht. Dieser, nun nicht mehr senkrecht zum Boden gerichtete, sondern vielmehr seitlich anliegende Geschwindigkeitsvektor sorgt für eine scherende Krafteinwirkung auf die Bodenmatrix. Die Geschwindigkeiten, die beim Wegspritzen des Niederschlags von der Oberfläche erreicht werden, können nach AUERSWALD (1998, 34) bei bis zum zweifachen der ursprünglichen Fallgeschwindigkeit liegen. Dieser Effekt ist umso stärker, wenn sich bereits ein initialer Wasserfilm auf dem Boden gebildet hat, der zum einen eine effektive Infiltration in den Oberboden verhindert und zum anderen bereits gelöste Bodenpartikel mit sich führen kann. Beim Auftreffen der Tropfen auf diesen sedimentführenden Wasserfilm kann durch das laterale Wegspritzen zusätzlich Material über den Splashprozess transportiert werden. AUERSWALD (1998, 34) führt beispielhaft Kenngrößen dieses Effektes an, jedoch ist bei der Betrachtung der Werte zu beachten, dass in diesem Falle ein Tropfen mit sehr hoher Fallgeschwindigkeit von 9 m s^{-1} gewählt wurde (vgl. Abb. 3.3).

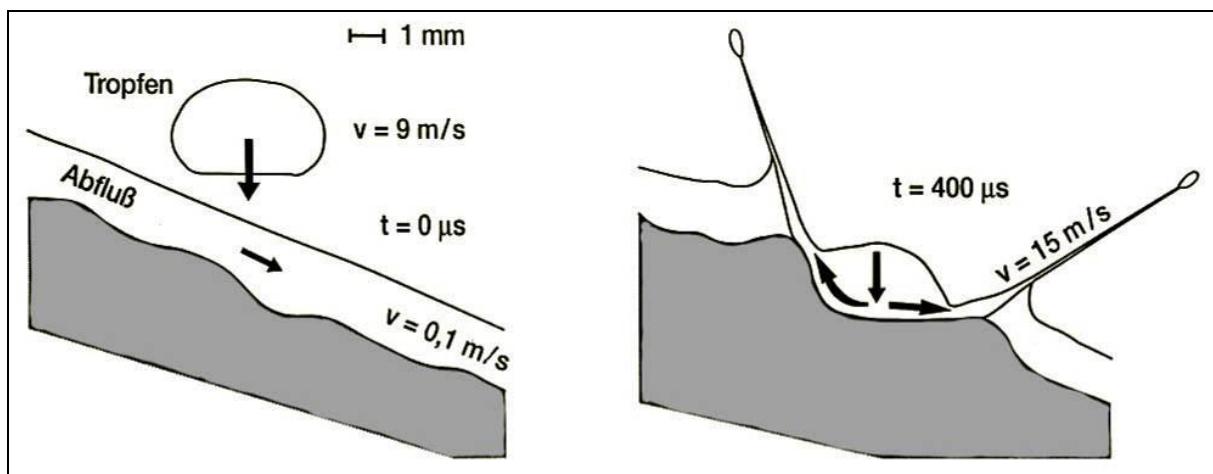


Abb. 3.3: Darstellung der Splasherision bei Auftreffen eines Tropfens auf einen Wasserfilm (AUERSWALD 1998, 34).

MORGAN (1999, 13) führt jedoch in einer vergleichenden Zusammenfassung verschiedener Studien (PALMER 1964; TORRI & SFALANGA 1986; MUTHLER & YOUNG 1975) an, das zwar die Erosivität des Splashprozesses mit der Zunahme der Dicke eines oberflächlichen Wasserfilms ansteigt, jedoch ab einer kritischen Wassertiefe wieder eine Abnahme zu beobachten ist. Diese ist dadurch zu erklären, dass ab dieser kritischen Wassertiefe der auftreffende Tropfen nicht mehr in Kontakt mit der eigentlichen Bodenoberfläche kommt und somit seine kinetische Energie vollständig im Austausch mit dem Wasserfilm abbauen kann. Nach wie vor ist hierfür jedoch kein einheitlicher, empirisch ermittelter Wert etabliert, nach MORGAN (1999, 14) rangieren die Werte der Wassertiefe zwischen dem 0,2- und 1-fachen des mittleren Tropendurchmessers.

Selbst spezialisierte Studien wie beispielsweise KINNELL (2005) weisen keine pauschalen kritischen Wassertiefen aus, erläutern jedoch, dass bei steigender Wassertiefe der Winkel des wegspritzen Wassers steiler wird und somit die scherende – und letztendlich effektiv partikelablösende – Komponente verringert ist.

Ebenfalls zu beachten ist der Einfluss der Neigung der beregneten Oberfläche. Bei größerer Hangneigung kann das Bodenmaterial, welches durch das radial wegspritzende Wasser transportiert wird, hangabwärts weiter transportiert werden. Hinzu kommt eine hangabwärtsgerichtete, verdrängende Komponente innerhalb der Bodenmatrix, da bei geneigter Oberfläche die Kompaktion des Oberbodens nicht mehr nur senkrecht innerhalb der Bodenmatrix stattfindet, sondern zusätzlich durch die geneigte Aufschlagsfläche eine seitliche Verdrängung feststellbar ist. GOUDIE (2009, 396) zeigt diesen Zusammenhang und die bereits beschriebenen Teilprozesse an einer beispielhaften, schematischen Darstellung (Abb. 3.4).

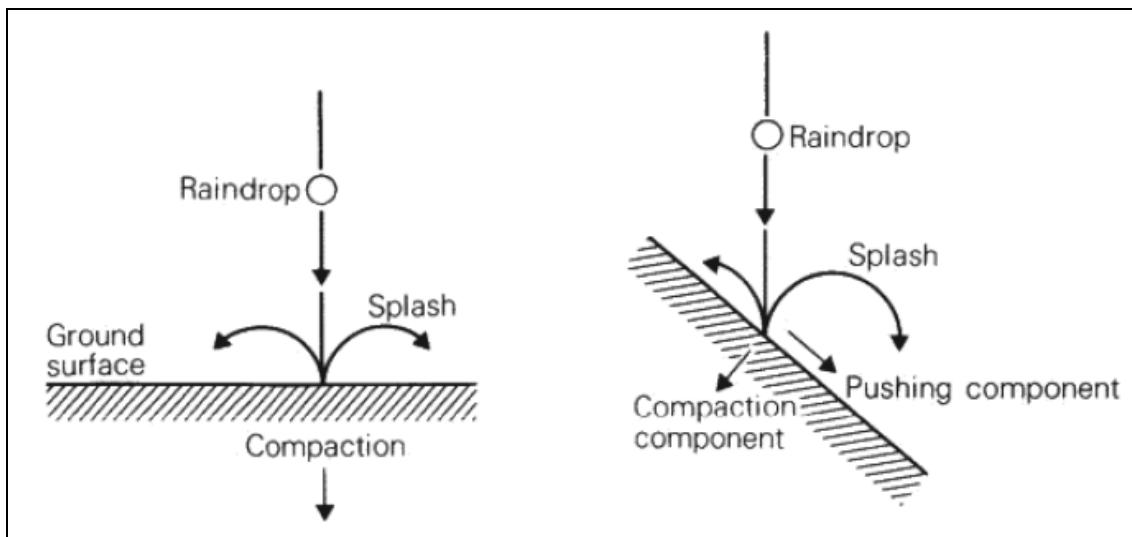


Abb. 3.4: Prozesskomponenten der Splasherosion, vergleichende Darstellung verschiedener Hangneigungen (GOUDIE 2009, 396).

Bestimmend für die beschriebenen Transport- und Depositionsprozesse sind das Tropfenspektrum des Niederschlags und die hieraus resultierende Erosivität desselben. Das Tropfenspektrum beschreibt die Verteilung der Fallgeschwindigkeiten und Durchmesser der einzelnen Tropfen während eines Niederschlagsereignisses. Die Verteilung der Tropfendurchmesser in natürlichem Niederschlag ist bereits frühzeitig durch empirische Betrachtungen in meteorologischen Studien beschrieben worden. Nach wie vor gelten die Arbeiten von LAWS & PARSONS (1943) und MARSHALL & PALMER (1948) als Standard für die empirisch basierte Aussage über die Tropfendurchmesserverteilung (vgl. z.B. ISERLOH ET AL. 2012, 134; HUDSON 1995, 61).

Beide Studien beschreiben die Verteilung der Tropfendurchmesser in Abhängigkeit von der mittleren Niederschlagsintensität eines Ereignisses. Niederschläge höherer Intensitäten weisen eine Tendenz zu durchschnittlich größeren Tropfendurchmessern auf. Der von MARSHALL & PALMER (1948, 165) ermittelte Zusammenhang zwischen Intensität und Tropfendurchmesserverteilung, bezeichnet als Marshall-Palmer-Distribution (MPD), findet in einer Vielzahl von meteorologischen und erosionsbezogenen Publikationen als Eingangsgröße für die Herleitung des Tropfenspektrums Beachtung. Vor allem deshalb, weil ein komplettes Tropfenspektrum im Geländeinsatz nur schwer messbar ist.

Gleichung (1) zeigt die Berechnung der MPD, Gleichung (2) die Berechnung des intensitätsabhängigen Korrekturfaktors Λ nach MARSHALL & PALMER (1948, 165). Zu erkennen ist, dass einzig die Niederschlagsintensität, die methodisch recht einfach über ein Pluviometer ermittelt werden kann, als im Feld zu erhebende Niederschlagseigenschaft gemessen werden muss.

$$N_d = N_0 * e^{-\Lambda * d} \quad (1)$$

Mit: N_d = Tropfvolumen aller Tropfen bis zu Durchmesser d je mm Niederschlag [$m^3 \text{ mm}^{-1}$]

N_0 = Empirischer Korrekturwert der MPD-Funktion für $d = 0$ ($= 0,08 \text{ const.}$)

Λ = Empirischer Korrekturwert der Niederschlagsintensität

d = Tropfendurchmesser

$$\Lambda = 41 * I^{-0,21} \quad (2)$$

Mit: I = Niederschlagsintensität [mm h^{-1}]

Anhand dieser Gleichungen lassen sich die Verteilungen der Tropfendurchmesser näherungsweise für gewählte Intensitäten ermitteln. Die entsprechenden Werte ergeben sich aus den gewählten Tropfendurchmessern. In der Anwendung wird üblicherweise ein fester Abstand zwischen den betrachteten Tropfendurchmessern gewählt, so dass hierüber feste Klassenbreiten betrachtet werden können. Über die Bildung der relativen Anteile der einzelnen Klassen kann eine generalisierte Darstellung für bestimmte Intensitäten erzielt werden (vgl. Gleichung (3)).

$$N_d \text{ rel} = \frac{N_{di}}{\sum N_{di}} \quad (3)$$

Mit: $N_d \text{ rel}$ = relativer Anteil aller Tropfen bis zu Durchmesser d je mm Niederschlag [%]

N_{di} = Tropfenvolumen aller Tropfen bis zum i -ten Durchmesser je mm Niederschlag [$\text{m}^3 \text{ mm}^{-1}$]

Abbildung 3.5 zeigt einen beispielhaften Plot der relativen Tropfendurchmesserverteilung bei verschiedenen Niederschlagsintensitäten, zwecks besserer Übersicht logarithmisch skaliert dargestellt.

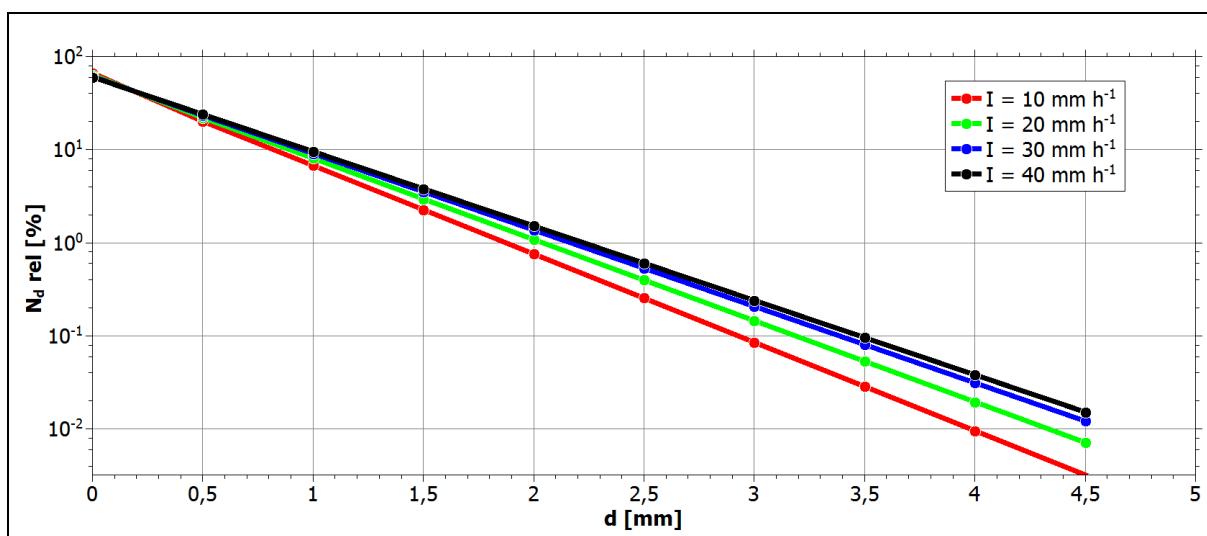


Abb. 3.5: Relative Anteile einzelner Tropfendurchmesser in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität nach MARSHALL & PALMER (1948), logarithmische Notation.

Vor allem vor dem Hintergrund der Kalibration der innerhalb der vorliegenden Arbeit verwendeten Kleinberegnungsanlage ist die MPD von großer Bedeutung, hilft sie doch, das erzeugte Tropfenspektrum der Anlage mit theoretisch hergeleiteten, natürlichen Tropfendurchmesserverteilungen abzulegen (vgl. Kapitel 5).

Ist der Tropfendurchmesser bekannt, kann bei natürlichem Niederschlag eine direkte Beziehung zur Fallgeschwindigkeit gezogen werden. Die erste empirische Studie zu diesem Zusammenhang wurde durch LAWS (1941) durchgeführt und durch GUNN & KINZER (1949) aufgegriffen und bestätigt. GUNN & KINZER waren durch berührungslose Messungen unter Laborbedingungen in der Lage, auf Basis von mehr als 1.500 Einzelmessungen die in Abbildung 3.6 gezeigte Abhängigkeit zwischen Äquivalentdurchmesser und Fallgeschwindigkeit herzuleiten.

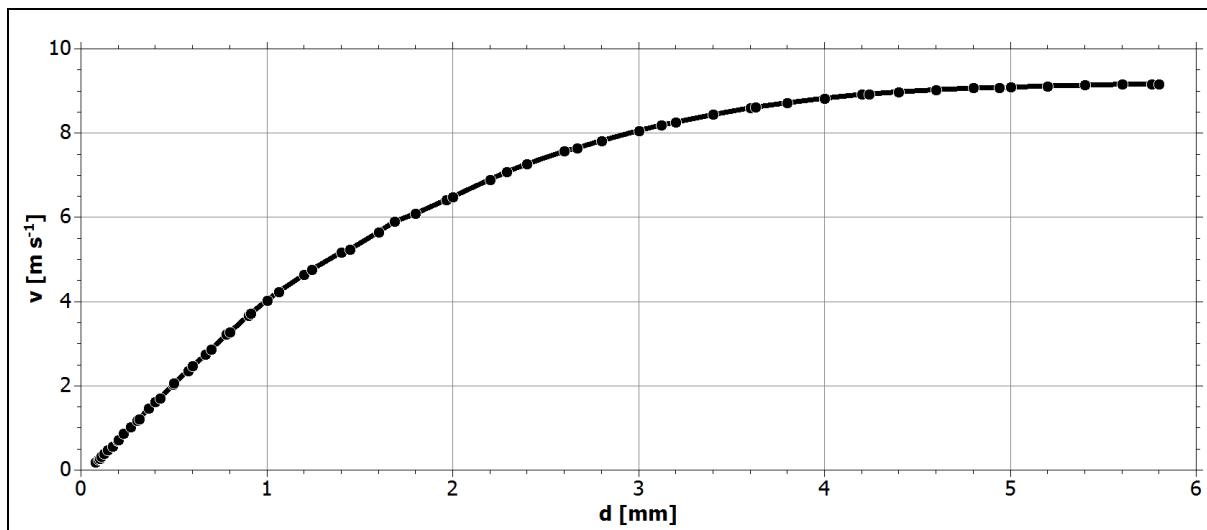


Abb. 3.6: Abhängigkeit zwischen Fallgeschwindigkeit und Tropfendurchmesser. Daten nach GUNN & KINZER (1949, 246).

Die Erosivität eines Niederschlagsereignisses wird meist mithilfe seiner kinetischen Energie beurteilt. Die kinetische Energie, die durch den Regen an der Bodenoberfläche übertragen wird, ist abhängig vom Durchmesser und der Geschwindigkeit der einzelnen Tropfen, hierdurch ergibt sich die Relevanz der Bestimmung des Tropfenspektrums nach MARSHALL & PALMER (1948).

Die kinetische Energie beschreibt die Energie, welche im Sinne der Bodenerosion für die Partikelablösung und den Partikeltransport zur Verfügung steht und wird durch den Umsatz potentieller Energie induziert. Jede definierte Wassermenge, sei diese als Niederschlag oder als Oberflächenabfluss vorliegend, wandelt durch die Bewegung zwischen zwei unterschiedlich hohen Bezugspunkten gespeicherte potentielle Energie in kinetische Energie um. In der einfachsten Vorstellung wird die kinetische Energie über Gleichung (4) dargestellt (MORGAN 1999, 8).

$$KE = \frac{1}{2}mv^2 \quad (4)$$

Mit: KE = Kinetische Energie [J]

m = Masse [kg]

v = Geschwindigkeit [m s⁻¹]

Somit sind Masse und Geschwindigkeit eines Tropfens die entscheidenden Einflussgrößen für die Herleitung seiner kinetischen Energie. Die theoretisch ermittelte Summe der kinetischen Energie aller Tropfen eines Niederschlags auf einer definierten Bezugsfläche gibt hiernach die kinetische Gesamtenergie eines Ereignisses an. Somit ergibt sich, dass das Tropfenspektrum eines Niederschlags gleichzeitig auch für die Berechnung der kinetischen Energie genutzt werden kann.

MORGAN (1999, 9) gibt zu den jeweiligen Verhältnissen zwischen theoretisch vorhandener und letztendlich für die Erosion verfügbarer kinetischer Energie einen allgemeinen Überblick. Anhand Tabelle 3.1 lassen sich folgende, allgemeine Zusammenhänge für Erosionsprozesse annehmen, wenn die Masse eines Niederschlags als dimensionslose Größe R angeführt wird:

Erosionsform	Masse	\bar{v} [m s ⁻¹]	KE [J]	Verfügbare Erosionsenergie [J]
Splash / Regentropfen	R	6,0	18 R	0,036 R
Oberflächenabfluss	0,5 R	0,01	$2,5 * 10^{-5} R$	$7,5 * 10^{-7} R$
Konz. (Rinnen-)abfluss	0,5 R	4	4 R	0,12 R

Tab. 3.1: Typische Erosionsenergien nach MORGAN (1999, 9, verändert).

Postuliert wird hierbei für die einfache Modellrechnung, dass durchschnittlich die Hälfte der durch den Niederschlag eingebrachten Menge an Wasser für Oberflächenabfluss zur Verfügung steht (0,5 R), da das restliche Wasser in den Oberboden infiltrieren kann. Ähnliche Verhältnisangaben finden sich beispielsweise ebenfalls bei HUDSON (1995, 70 ff.).

Zu erkennen ist, dass die Splasherosion durch Regentropfen die größte Masse und die höchste Geschwindigkeit des Massentransportes aufweist. Hieraus resultiert, Gleichung (4) folgend, die höchste Gesamt-KE. Wird jedoch die letztendlich für die Erosionsprozesse verfügbare kinetische Energie betrachtet, so fällt auf, dass nur ein geringer Teil zur Verfügung steht. Hintergrund ist die Form des Energieumsatzes, welche beim Auftreffen eines Regentropfens auf die Oberfläche zu konstatieren ist. Hauptsächlich bestehen die Verluste zwischen theoretischer und reeller Erosionsenergie aus Reibungs- und Wärmeverlusten. MORGAN (1999, 9) beschreibt nach PEARCE (1976), dass im Falle der Splasherosion nur durchschnittlich 0,2% der theoretischen KE für den Partikeltransport zur Verfügung steht. Im Kontrast hierzu sind im Falle von Abflussprozessen 3 – 4 % der Gesamt-KE verfügbar.

Dadurch lässt sich anschaulich aufzeigen, dass der Niederschlag zwar über hohe theoretische KE verfügt, diese jedoch nur zu einem kleinen Teil für die eigentliche Erosion zur Verfügung steht – gerade auch deshalb, weil auftreffende Regentropfen im Impaktbereich wie eingangs beschrieben nicht nur erosive, sondern auch verdichtende Wirkung haben, und somit ein Großteil der KE beim Aufschlag abgebaut wird. Ebenfalls auffällig ist die erhöhte Erosivität im Falle des Oberflächenabflusses, sobald dieser konzentriert abfließt.

Gerade neuere Studien (vgl. z.B. BRODIE & ROSEWELL 2007) schlagen darüber hinaus den Impuls des Niederschlags als entscheidende Steuergröße für die Partikelbewegung vor. Der Impuls, mit dem Formelzeichen M (engl. Momentum) bezeichnet, beschreibt das Produkt der Masse und der Geschwindigkeit eines Objektes (Gleichung (5)):

$$M = m * v \quad (5)$$

Mit: $M = \text{Impuls} [\text{kg m s}^{-1}]$

$m = \text{Masse} [\text{kg}]$

$v = \text{Geschwindigkeit} [\text{m s}^{-1}]$

Stellt die kinetische Energie lediglich eine skalare Größe dar, das heißt einen ungerichteten Betrag, weist der Impuls neben seinem Betrag auch eine Richtung auf; daher handelt es sich bei diesem um eine Vektorgröße, die folglich gerichtet notiert werden kann.

Prinzipiell beschreibt die kinetische Energie nur die potentiell für Erosionsprozesse verfügbare Energie eines Tropfens, der Impuls hingegen drückt den Übertrag der kinetischen Energie des Tropfens auf einen Bodenpartikel aus. Je massereicher oder schwerer der Tropfen ist, desto stärker ist der Impuls beziehungsweise die Wucht des Aufpralls und somit die gerichtete, verdrängende Wirkung des Impakts. Anhand von Gleichung (4) und (5) wird deutlich, dass KE und M in direktem Zusammenhang stehen: KE ist die skalare, inhärente Energie eines Tropfens, M beschreibt als Vektor den gerichteten Übertrag der kinetischen Energie zwischen Regentropfen und Bodenpartikel.

Beide Kennwerte sind direkt Abhängig vom Durchmesser und der Fallgeschwindigkeit der Regentropfen während eines Niederschlagsereignisses. Im Falle natürlicher Niederschlagsereignisse steigt, der MPD folgend, der mediane Tropfendurchmesser und die daran gekoppelte Fallgeschwindigkeit mit der Intensität des Niederschlags an (GUNN & KINZER 1949; LAWS & PARSONS 1943; MARSHALL & PALMER 1948).

Daher ist es bei der Betrachtung natürlicher Niederschlagsereignisse möglich, eine statistische Beziehung zwischen Niederschlagsintensität und den resultierenden Erosivitätsparametern herzustellen. Der Hintergrund für das Heranziehen dieses empirisch ermittelten Zusammenhangs ist, wie auch bei der Ermittlung des Tropfenspektrums, die vergleichsweise einfache Messung der Intensität bei natürlichen Niederschlagsereignissen im Gegensatz zur genauen Messung einzelner Tropfendurchmesser und -fallgeschwindigkeiten. Für diese Messung wird üblicherweise ein einfacher Pluviometer verwendet, um die Niederschlagsmenge in einem definierten Zeitraum zu ermitteln. Durch die bekannte Bezugsfläche, über der der Niederschlag aufgefangen wurde, lässt sich die Intensität herleiten. Üblicherweise wird diese in [mm h^{-1}] notiert (vgl. Kapitel 5.4.2.1).

Die Beurteilung der Erosivität eines Niederschlagsereignisses ist anhand des oben beschriebenen Zusammenhangs für natürliche Ereignisse durch empirische Formelwerke möglich. Hierfür wird eine breite Spannweite an möglichen Formeln – meist kalibriert für spezifische Einzugsgebiete – in der Fachliteratur aufgeführt. Einen umfassenden Überblick über häufig verwendete Gleichungen, die Intensität und Erosivität miteinander in Beziehung setzen, geben VAN DIJK ET AL. (2002) in einer Metastudie über die bis dahin bekannten Publikationen zur Thematik. Als Kernaussage geben sie eine allgemeingültige empirische Formel zur Herleitung der kinetischen Energie eines natürlichen Niederschlagsereignisses an (Gleichung (7)), basierend auf der Betrachtung von 19 verschiedenen Studien aus 24 unterschiedlichen Untersuchungsgebieten (vgl. VAN DIJK ET AL. 2002, 8).

$$KE = 28,3 * (1 - 0,52 * e^{-0,042*I}) \quad (7)$$

Mit:
 KE = Kinetische Energie [$\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$]
 I = Niederschlagsintensität [mm h^{-1}]

Diese Studie ist nach derzeitigem Stand nach wie vor der fachwissenschaftliche Standard in der Betrachtung dieses Zusammenhangs für ein nicht näher definiertes Untersuchungsgebiet. Sie findet in einer Vielzahl von nachfolgenden Publikationen, sowohl für die allgemeine Betrachtung des Themengebiets (MORGAN 2005, 48), als auch für die Anwendung im Bereich der Berechnungsanlagenkalibration (ISERLOH ET AL. 2013) und der Simulation von Erosionsereignissen in Laborumgebungen (AKSOY ET AL. 2013) Anwendung. Studien wie beispielsweise PETAN ET AL. (2010, 318) weisen einschränkend aus, dass in kontinental geprägten Regionen eine Tendenz zur Unterschätzung der KE bei der Berechnung nach Gleichung (7) vorliegt.

Üblicherweise wird bei der Berechnung der kinetischen Energie anhand der Niederschlagsintensität die kinetische Energie pro Raumeinheit und Regenmenge berechnet. Diese wird, den Publikationen von ISERLOH ET AL. folgend, als KE bezeichnet. Maßeinheit für KE ist [$J \text{ m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$], demnach die Energie pro Millimeter Niederschlag, welche auf einem Quadratmeter einwirkt. Eine weitere Möglichkeit der Angabe der kinetischen Energie ist der Bezug auf eine raumzeitliche Basis, diese wird den genannten Publikationen folgend als KE_R bezeichnet. Maßeinheit in diesem Falle ist [$J \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$], somit die Summe der Energie, die pro Stunde auf einen Quadratmeter Bezugsfläche einwirkt.

Der Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und kinetischer Energie wird durch die empirischen Gleichungen zumeist als Exponentialfunktion, in seltenen Fällen als Logarithmusfunktion beschrieben, früheste Gleichungen gehen bereits zurück auf MARSHALL & PALMER (1948), wie anhand der Aufstellung in Tabelle 3.2 ersichtlich wird.

Gleichung	Autoren	Kommentar
$\text{KE} = 8,95 + 8,44 \log_{10} I$	MARSHALL & PALMER (1948)	Auf Grundlage des Tropfenspektrums gebildet
$\text{KE} = 29 (1 - 0,72 e^{-I/20})$	BROWN & FOSTER (1987)	Verwendung in RUSLE
$\text{KE} = 28,3 (1 - 0,52 e^{-0,042 I})$	VAN DIJK ET AL. (2002)	Universelle Gleichung

Tab. 3.2: Auswahl empirischer Gleichungen zum Verhältnis zwischen Niederschlagsintensität I und kinetischer Energie KE (MORGAN 2005, 48, verändert).

Wird Gleichung (7) über einen Bereich von Niederschlagsintensitäten gezeichnet, zeigt sich, dass große relative Unterschiede vor allem bei niedrigen Intensitäten auftreten. In Bereichen hoher Niederschlagsintensitäten werden die relativen Unterschiede zunehmend geringer (vgl. Abb. 3.7).

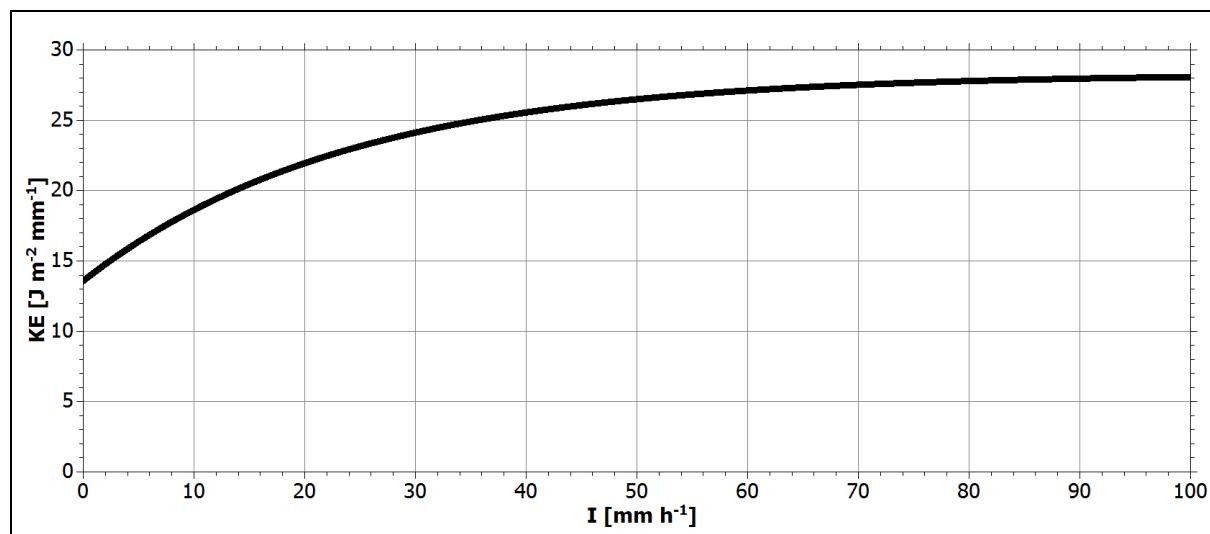


Abb. 3.7: Abhängigkeit zwischen KE und I nach VAN DIJK ET AL (2002).

Es bleibt festzuhalten, dass auch die universelle Gleichung nach VAN DIJK ET AL. (2002) Schwächen aufweist. In stark ozeanisch geprägten Klimaten wird eine Unterschätzung der KE von maximal 26%, in stark ariden Gebieten eine Überschätzung von maximal 21% angegeben (VAN DIJK ET AL. 2002, 14).

Das Untersuchungsgebiet der Metastudie, welches dem in der vorliegenden Arbeit am ähnlichsten ist, lag in Gembloux, Belgien, ca. 30 km südöstlich von Brüssel, und wurde von BOLLINE ET AL. (1984) beschrieben. Hierfür können VAN DIJK ET AL. (2002, 14) eine Überschätzung von 4% ausweisen, so dass die universelle Gleichung als geeignet für das Untersuchungsgebiet im NSG Laacher See angesehen werden kann. Somit soll diese, dem Forschungsstand nach aktuellste, Formel als Grundlage der klimatischen Beschreibung des Untersuchungsgebietes (vgl. Kapitel 4) dienen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass ein direkter Zusammenhang zwischen Niederschlagsintensität und medianem Tropfendurchmesser besteht. Hierdurch kann gleichzeitig angenommen werden, dass Niederschläge höherer Intensität größere Beträge an kinetischer Energie auf die Oberfläche einwirken lassen. Im Falle natürlicher Niederschlagsereignisse bestehen valide empirische Formelwerke, die eine Einschätzung dieses Zusammenhangs anhand der Niederschlagsintensität ermöglichen. Wird dies als gegeben betrachtet, lassen sich abschließend einfache proportionale Zusammenhänge der Partikelablösungsrate und der Transportrate durch Splash mit den jeweils zugrundeliegenden, bestimmenden Niederschlags- und Geländeparametern erkennen.

MORGAN (1999, 14) führt hierfür einfache Abhängigkeiten auf (Gleichungen (8), (9), (10)). Zu erkennen ist, dass trotz der bekannten Abhängigkeit von einzelnen Steuergrößen empirische Korrekturwerte voneinander sind, die eine allgemeingültige, praktikable Umsetzung der Zusammenhänge erschwert. Die Spannweite der entsprechenden empirischen Parameter ist nach MORGAN (1999, 14) in der Formellegende angegeben.

$$Ar_s \propto I^a * S^c \quad (8)$$

$$Ar_s \propto KE^b * S^c * e^{-dh} \quad (9)$$

$$Tk_s \propto I^j * S^f \quad (10)$$

Mit: Ar_s = Ablöserate durch Splash

I = Niederschlagsintensität

S = Hangneigung

KE = Kinetische Niederschlagsenergie

e = Euler'sche Zahl

TK_s = Transportkapazität durch Splash

a, b = Empirische Korrekturfaktoren für die Korngröße. Gemittelte Werte $a = 2,0$; $b = 1,0$

Anpassbar nach: $a = 2 - (0,01 * \% \text{ Ton})$ und $b = 0,8$ für sandige Böden und $b = 1,8$ für tonige Böden

c, d = Texturabhängige, empirische Korrekturfaktoren. Spannen: $c = 0,2 - 0,3$; $d = 0,9 - 3,1$

j, f = Hangneigungsabhängige Korrekturfaktoren. $j = 1,0$; $f = 1,0$ mit $f < 1,0$ für Hangneigungen $> 18^\circ$

Hauptsächlich steuernd für die Partikelablösung und den Transport sind somit die Intensität des Niederschlags und die Geländeneigung. Abweichend kann für die Partikelablösung auch die kinetische Energie des Niederschlags herangezogen werden (Gleichung (9)), wenngleich diese im Feldversuch ungleich schwerer zu messen ist.

3.1.2 | Erosion durch Oberflächenabfluss

Die Erosion von Bodenmaterial durch Oberflächenabfluss umfasst zwei Teilprozesse, die initiale Partikelablösung und den Transport des Materials durch das Medium. Für die Partikelablösung sind vor allem die Strömungseigenschaften im Sohlumfeld ausschlaggebend. In der Literatur sind für die Beschreibung dieser Strömungseigenschaften verschiedene Parameter genannt, welche in korngrößenabhängig kritischen Bereichen für die Lösung von Partikeln sorgen können. Diese werden nachfolgend vergleichend beschrieben. Der Transport der abgelösten Bodenteilchen unterliegt daraufhin vor allem der Transportkapazität des Abflusses. Die einflussnehmenden Kenngrößen werden ebenfalls in einer vergleichenden Aufstellung betrachtet.

Die Erosion von Bodenpartikeln durch entstehenden Oberflächenabfluss ist maßgeblich durch dessen Strömungseigenschaften definiert. Für die Beschreibung der Strömungseigenschaften werden vor allem zwei dimensionslose Kennwerte herangezogen, die Reynoldszahl $R [-]$, welche die Strömungsart beschreibt und die Froudezahl $Fr [-]$, welche den Strömungszustand beschreibt (vgl. MORGAN 1999, 15).

Der Strömungszustand eines Abflusses kann als unkritisch ($Fr < 1$) oder superkritisch ($Fr > 1$) (MORGAN 1999, 15), beziehungsweise strömend ($Fr < 1$) oder schießend ($Fr > 1$) (ZANKE 2002, 97) beschrieben werden. Die Froudezahl drückt aus, in wie weit sich Wellen entgegen der Strömungsgeschwindigkeit ausbreiten können. Bei stehendem Gewässer breiten sich Oberflächenwellen konzentrisch in alle Richtungen aus, mit zunehmender Geschwindigkeit des Fluids verschiebt sich die Ausbreitung der Wellen stromabwärts (vgl. Abb. 3.8).

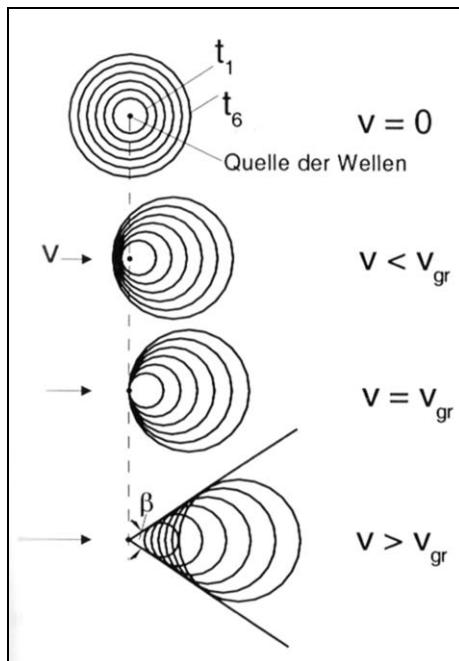


Abb. 3.8: Wellenausbreitung in Abhängigkeit von v und v_{gr} (ZANKE 2002, 97).

Um dies relativ auszudrücken, wird die Grenzgeschwindigkeit (v_{gr}) als Referenzgröße eingeführt. Diese beschreibt die Geschwindigkeit, bei der keine Ausbreitung der Wellen gegen die Strömung erfolgt. Die Grenzgeschwindigkeit ist definiert nach Gleichung (11) und abhängig vom Verhältnis zwischen Fließtiefe und Geschwindigkeit (ZANKE 2002, 95 ff.).

$$v_{gr} = \sqrt{g * d} \quad (11)$$

Mit:
 v_{gr} = Grenzgeschwindigkeit [m s^{-1}]
 g = Schwerkraftbeschleunigung = $9,81 \text{ m s}^{-2}$
 d = Fließtiefe [m]

Die Froudezahl drückt das Verhältnis zwischen v_{gr} und der aktuellen Fließgeschwindigkeit aus (Gleichung (12)).

$$Fr = \frac{v}{v_{gr}} \quad (12)$$

Mit:
 Fr = Froudezahl [-]
 v = Fließgeschwindigkeit [m s^{-1}]
 v_{gr} = Grenzgeschwindigkeit [m s^{-1}]

Superkritische Strömungen sind erosiver, dieser Strömungszustand ist jedoch allenfalls bei konzentriertem Rinnen- und Rillenabfluss zu beobachten, da die Fließgeschwindigkeit bei diffusem Abfluss meist nicht ausreicht, um die Grenzgeschwindigkeit zu überschreiten (MORGAN 1999, 15).

Der Terminus der Strömungsart umfasst hingegen die Unterteilung der Strömung in laminare und turbulente Regime. Bei laminarer Strömung bewegen sich die einzelnen Flüssigkeitsteilchen auf parallelen Bahnen, es bilden sich Schichten aus, zwischen denen keine Vermischung stattfindet. Bei turbulenter Strömung hingegen liegt ein instabiles Abflussgeschehen vor, und es kommt zu chaotischen Strömungsbedingungen, die emergente Turbulenzen ausbilden (ZANKE 2002, 65). Eine generelle Voraussagemöglichkeit für resultierende Strömungsrichtungen und Geschwindigkeitsvektoren ist hierbei nicht mehr möglich. Anschaulich wird dies anhand von Abbildung 3.9.

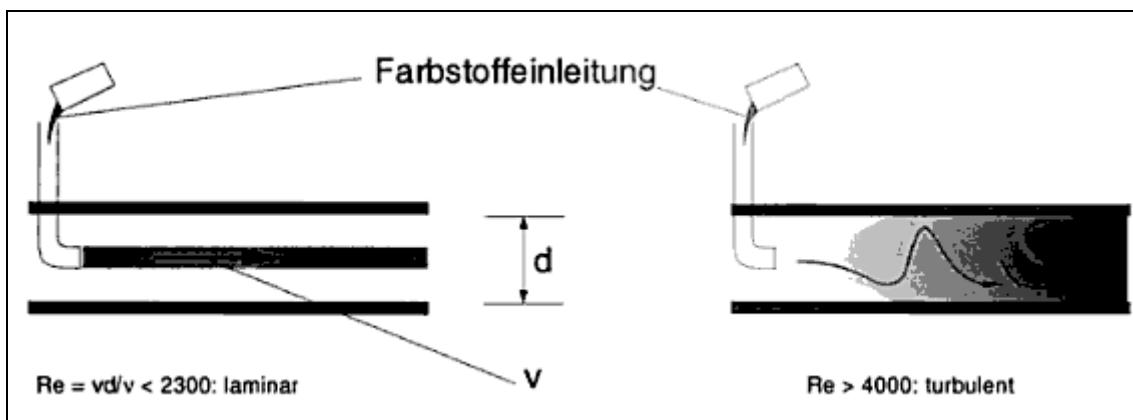


Abb. 3.9: Schematisches Mischungsverhalten laminarer und turbulenter Strömungen (ZANKE 2002, 65).

Zwar können die Turbulenzen im speziellen nicht vorausberechnet werden, es können jedoch Aussagen getroffen werden, ob allgemein ein turbulenter oder ein laminarer Abfluss vorliegt. Hierzu ist die dimensionslose Reynoldszahl Re die entscheidende Kenngröße. Die Berechnung der Reynoldszahl erfolgt nach Gleichung (13).

$$Re = \frac{v * d}{\nu} \quad (13)$$

Mit: Re = Reynoldszahl [-]

v = Mittlere Fließgeschwindigkeit [$m s^{-1}$]

d = Fließtiefe [m]

ν = Kinematische Viskosität [$m^2 s^{-1}$]

Die kinematische Viskosität ist hierbei Abhängig von der Wassertemperatur und drückt aus, wie groß die innere Reibung innerhalb eines Fluids ist. Hohe innere Reibungen resultieren in einer geringeren Mobilisierbarkeit des Fluids. Ein häufig genutztes Beispiel für ein Fluid mit hoher Viskosität ist beispielsweise Honig, der nur sehr langsam einem externen, bewegungsinduzierenden Impuls folgt. Wasser hingegen weist eine vergleichsweise niedrige Viskosität auf, die Dichtezunahme mit sinkender Temperatur führt jedoch zu einer Erhöhung der Viskosität. Die kinematische Viskosität kann nach ZANKE (2002, 9) wie folgt berechnet werden.

$$\nu = \frac{1,78 * 10^{-6}}{1 + 0,0337 * T + 0,00022 * T^2} \quad (14)$$

Mit: ν = Kinematische Viskosität [$m^2 s^{-1}$]

T = Wassertemperatur [$^{\circ}C$]

Analog zu den Angaben in Abb. 3.9 kann bei einer Reynoldszahl < 2300 von einer laminaren Strömung ausgegangen werden, bei $Re > 4000$ von vollständig turbulenten Fließverhältnissen. Zwischen diesen Grenzwerten liegt ein wechselnder Übergang zwischen laminarem und turbulentem Fließen vor (ZANKE 2002, 65).

Je nach Publikation wird die Fließtiefe des Gerinnes aus Gleichung (8) durch den so genannten hydraulischen Radius substituiert, beispielsweise nach MORGAN (1999, 15). Der hydraulische Radius R [m] beschreibt die Fließquerschnittsfläche geteilt durch den benetzten Umfang. Letzterer beschreibt die Länge der vom Wasser benetzten Seiten in einem gedachten Querprofil des Fließquerschnittes. Für rechteckige Fließquerschnitte ergibt sich die Berechnung nach Gleichung (15).

$$R = A / P \quad (15)$$

Mit: R = Hydraulischer Radius [m]

A = Fließquerschnitt [m^2]

P = Benetzter Umfang [m]. Für rechteckige Fließquerschnitte: $P = 2d + w$

Abbildung 3.10 zeigt diesen einfachsten Fall eines rechteckigen Querschnitts. Deutlich wird hieran, dass der hydraulische Radius nicht mit dem durchflossenen Querschnitt gleichzusetzen ist. Bei gleichen Fließquerschnitten kann je nach Gerinnetiefe ein anderer hydraulischer Radius resultieren. Der hydraulische Radius ist vor allem dann von Bedeutung, wenn die Außenseiten eines Fließquerschnittes betrachtet werden sollen, an denen Reibungsverluste auftreten. Daher findet er beispielsweise auch in entsprechenden Formeln zur Ermittlung der Fließgeschwindigkeit (vgl. Gleichung (19)) Eingang.

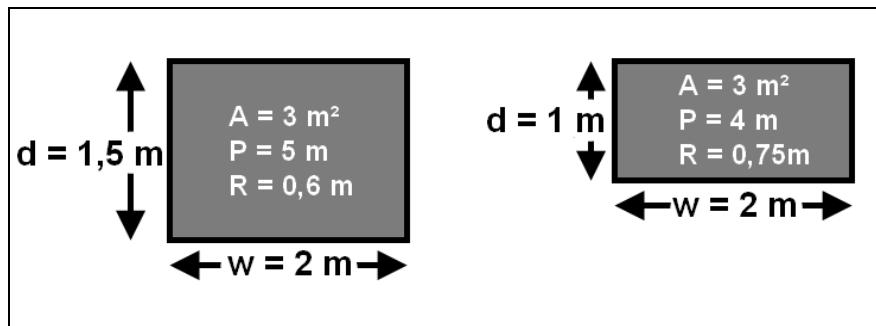


Abb. 3.10: Beispiel für die Berechnung des hydraulischen Radius für einen rechteckigen Querschnitt.

Bei der Verwendung des hydraulischen Radius ändern sich die kritischen Schwellenwerte vom Übergang in turbulente Strömungsbedingungen. Bei $R < 500$ herrscht laminare Strömung vor, bei $R > 2000$ turbulente Strömung (MORGAN 1999, 15).

Die Kenntnis über die Strömungsart ist vor allem deshalb wichtig, weil in turbulenten Strömungen Rückströmungen und Wirbel entstehen können, die für eine vermehrte Ablösung von Bodenpartikeln sorgen. Hintergrund dieses Zusammenhangs ist, dass die an der Sohle wirksamen Scherkräfte nicht mehr nur einen Vektor aufweisen, sondern vielmehr aus einer Vielzahl von Richtungen am Korngefüge anliegen können. Abbildung 3.11 zeigt die partikelablösend wirkenden Kräfte an der Gerinnesohle. Den resistenten Kräften der Partikelreibung und der Gravitationskonstante wirken Scherkräfte („drag force“) und hebende Kräfte („lift force“) entgegen. Letztere basieren auf der Strömungswegverlängerung beim Überströmen eines Hindernisses. Hierdurch entsteht ein geringer Unterdruck oberhalb des Hindernisses, der in einer Auftriebsbewegung resultieren kann.

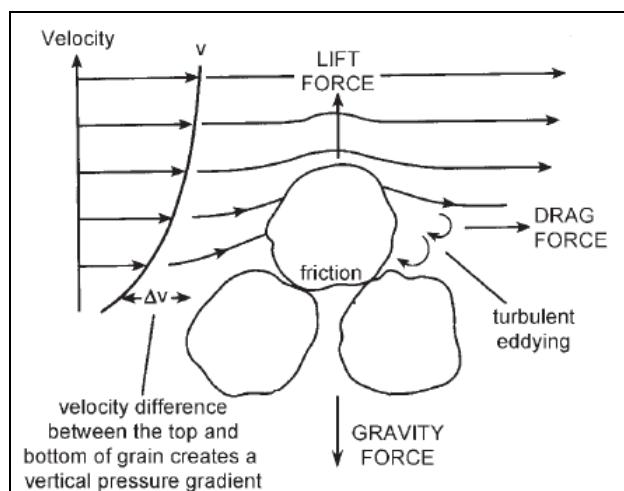


Abb. 3.11: Beteiligte Kräfte an der sohnahen Partikelablösung (KNIGHTON 1998, 108).

Zu erkennen ist darüber hinaus das so genannte „turbulent eddying“, welches eben jene turbulenten Strömungen bezeichnet, die bei hohen Reynoldszahlen entstehen. Aber auch ein in die Strömung eingebrachtes Partikel kann durch die Umströmung selbst Turbulenzen im Leebereich induzieren. Dieser Effekt kann auf Einzelkornbasis als Hindernis-Reynoldszahl Re_d beschrieben werden. Diese wird nach Gleichung (16) berechnet.

$$Re_d = \frac{v * D_{\text{Partikel}}}{\nu} \quad (16)$$

Mit: Re_d = Hindernis-Reynoldszahl [-]

v = Mittlere Fließgeschwindigkeit [m s^{-1}]

D_{Partikel} = Partikeldurchmesser [m]

ν = Kinematische Viskosität [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

Nach ZANKE (2002, 53) bilden sich ab $Re_d > 1$ turbulente Fließbedingungen im Lee eines Hindernisses aus (Abb. 3.12).

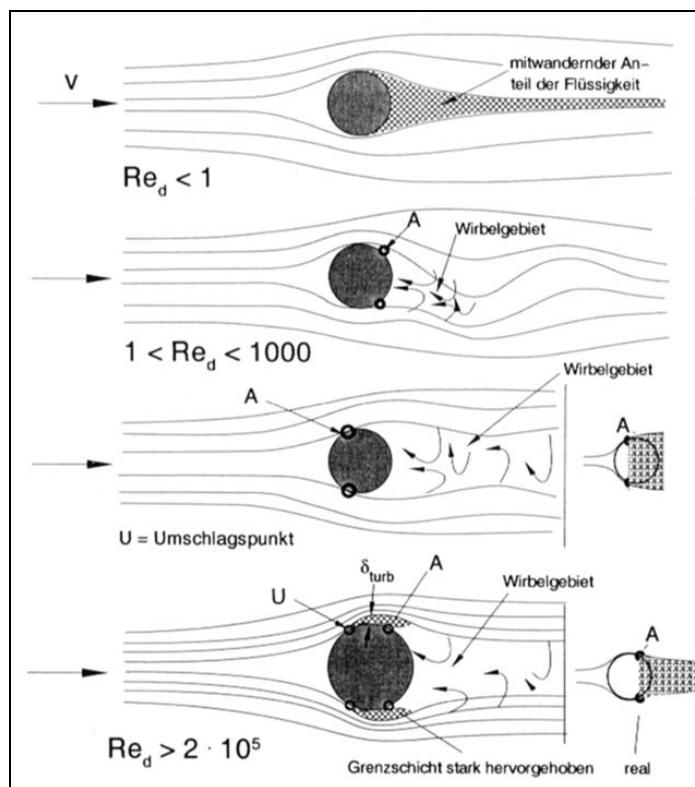


Abb. 3.12: Ausbildung von Leewirbeln in Abhängigkeit von Re_d (ZANKE 2002, 53).

Aufgrund der nur schwer im Gelände zu ermittelnden Eingangsdaten zur Strömungsart – die meisten in der Literatur erfassten Kennwerte wurden mittels Strömungskanalversuchen unter Laborbedingungen ermittelt – muss konstatiert werden, dass genaue Aussagen über den Einfluss der Strömungsturbulenz nur bedingt bis nicht zu treffen sind. Gerade wenn bei einem

Niederschlagsereignis zusätzliche, fortwährende Störungen durch einschlagende Regentropfen bei gleichzeitig enorm heterogener Oberflächenstruktur gegeben sind. Meist erfolgt aufgrund der nur sehr geringen Fließtiefe eines flächenhaften Abflusses ein quasilaminarer Abfluss, nur bei einer größeren Fließtiefe, beispielsweise durch Konzentration des Abflusses in Rinnen und Rinnen, bilden sich ausgeprägte, turbulente Strömungen aus (MORGAN 1999, 16).

Prinzipiell besteht daher immer das Bestreben, anhand besser ermittelbarer Randparameter die Partikelablösung zu bestimmen. Hierfür haben sich in der Literatur zwei mögliche Eingangsgrößen etabliert, die Schubspannung τ [N m^{-2}] und die Fließgeschwindigkeit v [m s^{-1}], bzw. Schergeschwindigkeit U [m s^{-1}].

Die Kraft, welche hinter beiden Eingangsgrößen steht, ist in Abbildung 3.11 als „drag force“ bezeichnet und bezieht sich auf die Scherkraft des Oberflächenabflusses, die durch den Verlauf seines vertikalen Geschwindigkeitsprofils begründet ist. Jedwedes vertikale Geschwindigkeitsprofil eines Fluids, welches über eine raue Oberfläche fließt, weist eine Verlangsamung der Geschwindigkeit zu den Grenzbereichen auf. Im Falle des vertikalen Geschwindigkeitsprofils resultiert dies in einer Abnahme der Geschwindigkeit zur Sohle hin. Hintergrund der Verlangsamung ist der sukzessiv größer werdende Einfluss der Reibungsverluste. Diese werden umso größer, je rauer die Oberfläche eines Gerinnebettes ist.

Im einfachsten Falle, der laminaren Strömungsart, ist zwischen Geschwindigkeitsmessungen in verschiedenen Bezugstiefen ein definierter Versatz festzustellen, direkt an der Sohle kann eine mittlere Fließgeschwindigkeit nahe 0 m s^{-1} postuliert werden (Abb. 3.13).

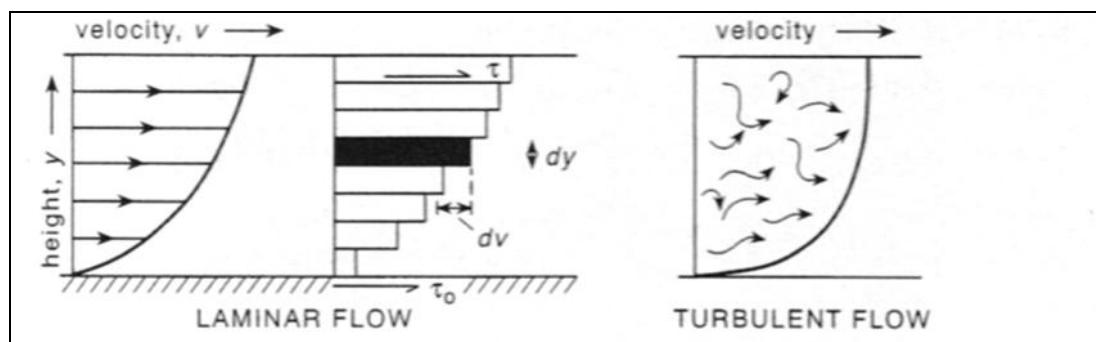


Abb. 3.13: Vertikale Fließgeschwindigkeitsprofile in laminarer und turbulenten Strömung (KNIGHTON 1998, 98).

Zwischen zwei Bezugstiefen kann somit eine Geschwindigkeitsdifferenz gemessen werden. In Verwendung der Variablenbezeichnung nach Abbildung 3.13 kann aus dem Geschwindigkeitsversatz zwischen zwei Fließtiefen unter Berücksichtigung der dynamischen Viskosität die Schubspannung zwischen zwei Tiefen berechnet werden (Gleichung (17) nach KNIGHTON 1998, 97).

$$\tau = \mu * \frac{dv}{dy} \quad (17)$$

Mit: τ = Schubspannung [N m^{-2}]

μ = Dynamische Viskosität [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

dv = Geschwindigkeitsdifferenz [m s^{-1}]

dy = Tiefendifferenz [m]

Die dynamische Viskosität bezeichnet das Produkt der kinematischen Viskosität und der Dichte des Fluids und ist somit noch stärker Temperaturabhängig als die kinematische Viskosität (Gleichung (18)) (ZANKE 2002, 9).

$$\mu = \nu * \rho \quad (18)$$

Mit: μ = Dynamische Viskosität [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

ν = Kinematische Viskosität [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

ρ = Dichte des Fluids [kg m^{-3}]

Deutlich wird anhand von Abbildung 3.13, dass im Falle von turbulenten Fließverhältnissen dieser einfache Determinismus streng genommen nicht mehr gültig ist. Aufgrund des dominanten Einflusses der Schubspannung im Vergleich zur Partikelablösung durch turbulente Teilströmungen wird im Falle von Geländeerhebungen meist vom vereinfachten Modell eines laminaren Abflusses ausgegangen, vor allem, da turbulente Strömungen aufgrund ihres emergenten Charakters nicht hinreichend modelliert oder vorhergesagt werden können. Zusätzlich weist die gemittelte Fließgeschwindigkeitsverteilung auch bei postuliert turbulenten Strömung den vertikalen Verlauf auf, der letztendlich für die Schubspannung in Hauptströmungsrichtung verantwortlich ist (vgl. Abb. 3.13).

Auch die Schubspannung selbst ist jedoch bei Feldversuchen nur schwer zu messen, da die Erstellung eines vertikalen Geschwindigkeitsprofils aufgrund der meist geringen Fließtiefen und der hohen Varianz der Geschwindigkeiten bei natürlichen Abflussereignissen nur schwerlich umzusetzen ist. Daher werden zur Abschätzung kritischer Schubspannungen oder Fließgeschwindigkeiten in der Regel empirische Formelwerke genutzt, die auf möglichst genau determinierbaren Laborversuchen basieren.

Die einfachste zu treffende Annahme ist das direkte Verhältnis von Fließgeschwindigkeit und Partikelablösung, -transport und -ablagerung. Bei dieser Grundannahme wird angenommen, dass in Verbindung mit steigender Fließgeschwindigkeit eine größere Schubspannung zu erwarten ist, die letztendlich zu einer verstärkten Partikelmobilisierung führt. Eine häufig verwendete graphische Darstellung dieses Zusammenhangs ist das Hjulström-Diagramm (Abb. 3.14).

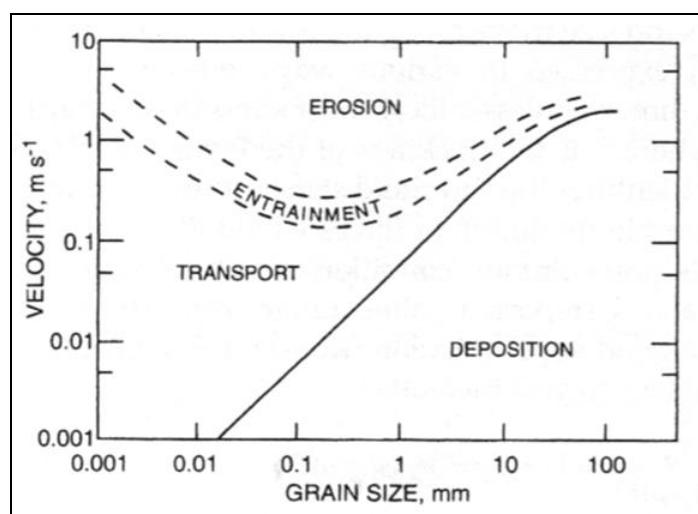


Abb. 3.14: Hjulström-Diagramm (KNIGHTON 1998, 110).

Anhand empirischer Messungen konnte nachgewiesen werden, dass – ähnlich zur Splasherosion – ein kritischer Korngrößenbereich besteht, in dem die geringsten mittleren Fließgeschwindigkeiten zur Mobilisierung vonnöten sind. Auch in diesem Zusammenhang stellen kleinere Partikel über kohäsive Bindungen theoretisch größere Partikel dar, die nur schwer mobilisiert werden können. Genuin größere Partikel weisen aufgrund Ihres höheren Eigengewichts eine höhere Resistenz auf. Bei der Partikelablagerung fällt der Einfluss der kleinen Korngrößen weg. Sind diese einmal mobilisiert, bleiben sie selbst bei minimalen Fließgeschwindigkeiten im Transportbereich und senken sich erst in Stillwasserbereichen ab. Zwar kann dieser Zusammenhang einen ersten Anhaltspunkt für die Erosions- und Ablagerungsverhältnisse geben, die mittlere Fließgeschwindigkeit stellt jedoch – gerade aufgrund der nur selten vorhandenen, stabilen Abflussverhältnisse – einen allenfalls groben Überblick. Gerade auch, weil die mittlere Fließgeschwindigkeit nur bedingt die entscheidenden Geschwindigkeitswerte in Sohlennähe widerspiegeln kann. Eine der am häufigsten zur Ermittlung der mittleren Fließgeschwindigkeit verwendeten Formeln ist die Manning-Strickler-Formel, welche explizit die Oberflächenrauigkeit der Sohle und die hiermit verbundenen Reibungsverluste in Betracht zieht. Hierfür wird eine große Bandbreite von empirischen Korrekturfaktoren je nach Sohlbeschaffenheit in der Literatur angeführt (ARCEMENT & SCHNEIDER 1989, 15).

$$v_m = k_{str} * R^{2/3} * S^{1/2} \quad (19)$$

Mit: v_m = Mittlere Fließgeschwindigkeit [m s^{-1}]

k_{str} = Rauigkeitsbeiwert nach Strickler [-]

R = Hydraulischer Radius [m]

S = Sohlgefälle [m m^{-1}]

Annäherungen an die Problematik der jedoch nur schwerlich erfassbaren, sohlnahen Fließgeschwindigkeiten bieten empirische Formeln, die eine kritische Geschwindigkeit an der Sohle berechnen, ab der eine Partikelmobilisierung einsetzt. Hierzu wird die so genannte Schergeschwindigkeit U , bzw. kritische Schergeschwindigkeit U^* , ab der eine Partikelmobilisierung einsetzt, verwendet. Diese wird meist über die Sohlenschubspannung τ_0 , also derjenigen Schubspannung zwischen Sohle ($v = 0 \text{ m s}^{-1}$) und dem sohlennahen Strömungsbereich, errechnet (GOVERS 1985, 38). So gilt der Zusammenhang zwischen beiden Größen nach Gleichung (20). Ist sowohl die Dichte als auch die Schubspannung unbekannt, kann ersatzweise Gleichung (21) herangezogen werden.

$$U = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \quad (20)$$

Mit: U = Schergeschwindigkeit [m s^{-1}]

τ = Schubspannung [N m^{-2}]

ρ = Dichte des Fluids [kg m^{-3}]

$$U = \sqrt{g * R * S} \quad (21)$$

Mit:
 U = Schergeschwindigkeit [m s^{-1}]
 g = Schwerkraftbeschleunigung = $9,81 [\text{m s}^{-2}]$
 R = Hydraulischer Radius [m]
 S = Sohlgefälle [m m^{-1}]

Erste umfassende Studien über den Zusammenhang zwischen Schergeschwindigkeit im Sohlenbereich und mobilisierter Korngröße erfolgten durch SAVAT (1982) (vgl. MORGAN 1999, 16). In GOVERS (1985) werden diese Ergebnisse, gemeinsam mit eigenen empirischen Studien und einer weiteren Vergleichsarbeit von VERREYDT (1981) gegenübergestellt. Allesamt sind diese Arbeiten in Laborumgebung durchgeführt worden, um möglichst störungsbefreite Aussagen über den Zusammenhang von Schergeschwindigkeit und mobilisierter Korngröße zu treffen. Bei allen Studien wurde zwischen bindigem und nicht bindigem Material unterschieden, da bindiges, also tonreiches Material stärker zur Ausbildung von Aggregaten neigt. Es wird hier die kritische Schubgeschwindigkeit U^* für einen entsprechenden, medianen Korndurchmesser D_{50} einer Bodenprobe ermittelt. Abbildung 3.15 zeigt die entsprechenden Graphen in Ihrem jeweiligen Gültigkeitsbereich, Tabelle 3.3 führt die entsprechenden empirischen Formeln auf.

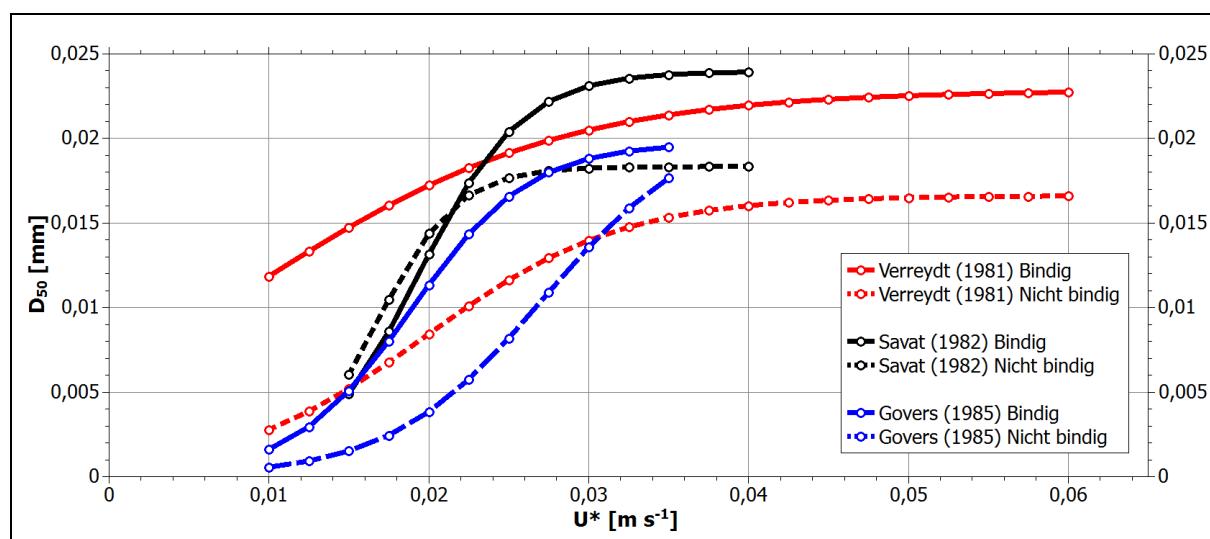


Abb. 3.15 Übersicht verschiedener empirischer Gleichungen zur Ermittlung von U^* .

Autor	Nicht bindiges Material	Bindiges Material
SAVAT (1982)	$D_{50} = 0,409 / (0,0223 + 18,33 * e^{-4 * U^*})$	$D_{50} = 1,39 / (0,058 + 24 * e^{-3,11 * U^*})$
VERREYDT (1981)	$D_{50} = 10,47 / (0,63 + 16,04 * e^{-1,634 * U^*})$	$D_{50} = 143,51 / (6,28 + 16,56 * e^{-1,045 * U^*})$
GOVERS (1985)	$D_{50} = 1,47 / (0,0698 + 20,94 * e^{-2,1 * U^*})$	$D_{50} = 2,19 / (0,111 + 18,91 * e^{-2,72 * U^*})$

Tab. 3.3: Vergleich verschiedener empirischer Formeln zur Ermittlung von U^* (nach GOVERS 1985, 39).

Sowohl die Betrachtung der mittleren Fließgeschwindigkeit im Falle des Hjulström-Diagramms, als auch die Betrachtung einer kritischen Schergeschwindigkeit wie beispielsweise nach GOVERS (1985) zeigen zwar einen methodisch vergleichsweise einfach zu messenden Strömungsparameter auf, dieser ist jedoch nur ein indirekter Nachweis der eigentlich wirksamen Scherkräfte, die durch eine vorherrschende Strömung auf die Bodenpartikel wirken. Um diese Kräfte zu bestimmen, wird häufig der dimensionslose Shields-Parameter θ nach SHIELDS (1936) herangezogen, welcher die bisher getroffenen Erkenntnisse über Schergeschwindigkeit, Schubspannung, turbulente Strömungseinflüsse und Auftriebseffekte im Falle versenkter Partikel mit einbezieht. Er dient bei der Ermittlung der kritischen Schergeschwindigkeit, aber auch bei der Berechnung einer kritischen Sohlenschubspannung als Korrektiv hinsichtlich der Strömungseigenschaften.

Der Shields-Parameter kann entweder über die bekannte, kritische Schubspannung für die Bewegung eines Partikels berechnet werden (vgl. Gleichung (22) nach GRAF 1998), oder aber über die ermittelte kritische Schergeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Fluideigenschaft (vgl. Gleichung (23) nach MORGAN 1999). In erstem Fall wird postuliert, dass die Sohlenschubspannung gleich der kritischen Schubspannung ist, die Umwandlung zwischen Gleichung (22) und Gleichung (23) folgt dem Zusammenhang zwischen Schergeschwindigkeit und Schubspannung nach Gleichung (20).

In beiden Fällen werden die Parameter durch den Term $(g * (\rho_s - \rho_w) * D_{50})$ dividiert. Die Differenzbildung zwischen Dichte des Sediments und Dichte des Wassers repräsentiert hierbei den Auftrieb, der auf ein einzelnes Korn wirkt.

$$\theta = \frac{\tau_{crit.}}{g * (\rho_s - \rho_w) * D_{50}} \quad (22)$$

Mit: θ = Shields-Parameter [-]

$\tau_{crit.}$ = Kritische Schubspannung [$N m^{-2}$]

g = Schwerkraftbeschleunigung = $9,81 [m s^{-2}]$

ρ_s = Dichte Sediment [$kg m^{-3}$]

ρ_w = Dichte Wasser [$kg m^{-3}$]

D_{50} = Medianer Korndurchmesser [m]

$$\theta = \frac{\rho_w * U^{*2}}{g * (\rho_s - \rho_w) * D_{50}} \quad (23)$$

Mit: U^* = Kritische Schergeschwindigkeit [$m s^{-1}$]

Aufgrund der nur schwer im Gelände zu messenden Eingangsparameter, die zur Berechnung des Shields-Parameters benötigt werden, liegen für übliche Fließbedingungen quasikonstante Werte vor, die der Shields-Parameter annehmen kann. Diese schwanken je nach betrachteten Strömungseigenschaften zwischen 0,01 für flache, laminare Strömungen bis hin zu 0,045 in voll ausgebildeten, vertikalen Fließgeschwindigkeitsprofilen mit turbulenten Oberströmung (MORGAN 1999, 16). Diese Werte sind Ergebnis langfristiger, empirischer Untersuchungen und weichen bereits deutlich vom ursprünglich durch SHIELDS (1936) angenommenen Wert von 0,06 ab.

Wird ein konstanter Wert bei der Betrachtung vorausgesetzt, kann Gleichung (22) nach $\tau_{crit.}$, beziehungsweise Gleichung (23) nach U^* aufgelöst werden, um direkt messbare Schwellenwerte der

Schubspannung und der Fließgeschwindigkeit ableiten zu können. Anwendung findet der Shieldsparameter meist in einem logarithmisch skalierten, kartesischen Koordinatensystem. Hierbei wird er auf der Ordinate notiert, auf der Abszisse werden je nach Quelle entweder die Hindernis-Reynoldszahl (Gleichung (16)) oder aber die hydraulische Rauigkeit der Sohloberfläche (Gleichung (24)) aufgetragen.

$$\frac{D_{50}}{\delta_0} \quad (24)$$

Mit:
 D_{50} = Medianer Korndurchmesser [m]
 δ_0 = Dicke der laminaren Unterschicht [m]

Bei der Berechnung nach Gleichung (24) drückt ein Wert < 1 eine glatte, ein Wert > 1 eine rauhe Oberfläche aus (KNIGHTON 1998, 110). Es wird von einer vorhandenen, laminaren Strömungsschicht in direkter Sohl Nähe ausgegangen, wie sie beispielsweise in Abbildung 3.16 als viskose Unterschicht angedeutet ist. Diese Unterschicht stellt sich durch die sohnahen Reibungseinflüsse ein, welche im Gegensatz zu den Turbulenzeffekten in den oberen Strömungsbereichen einen dominanten Einfluss bilden und eine nahezu vollständig laminare Verlangsamung des Fluids zur Sohle hin bedingen.

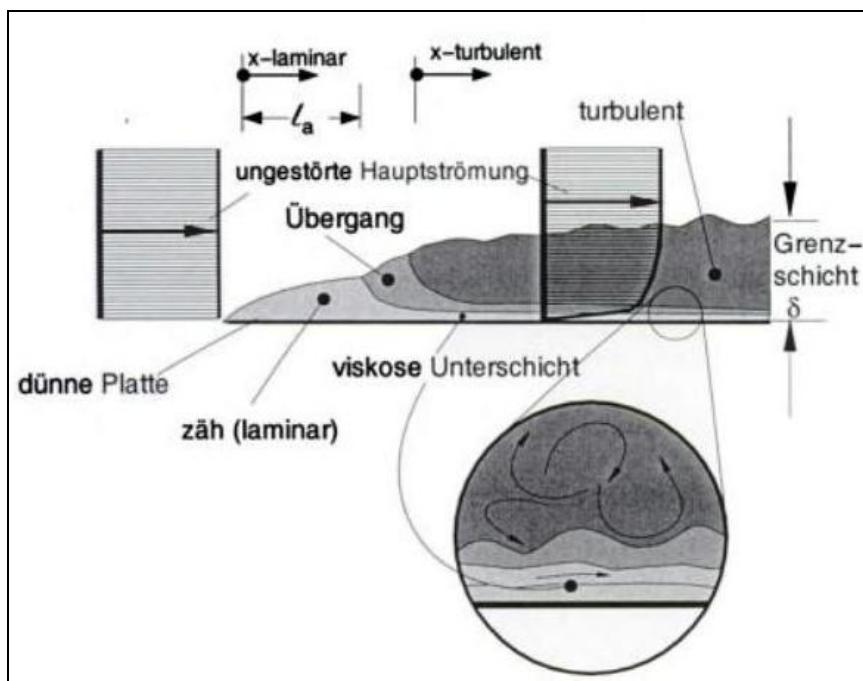


Abb. 3.16: Prinzip der Grenzschichtbildung bei laminarer Anströmung einer Platte (ZANKE 2002, 66)

Die Rauigkeit drückt somit aus, ob der mediane Partikeldurchmesser so groß ist, dass er in die turbulenten Strömungsbereiche hinein ragt. Ist dies der Fall (> 1), so unterliegt er zusätzlichen Turbulenzeffekten, welche die Partikelablösung begünstigen können (vgl. Abbildung 3.11). Im Falle der alternativen Notation von Re_D auf der Abszisse wird – Gleichung (16) folgend, auch vom Einfluss turbulenter Sekundärströmungen ausgegangen, diese sind jedoch durch die Größe des Partikels selbst beeinflusst – wie erläutert kann ein umströmter Partikel ab kritischen Hindernis-Reynoldszahlen eine Wirbelschleife mit turbulenten Fließeigenschaften ausbilden.

Somit betrachten beide Varianten den Einfluss turbulenter Teilströmungen, jedoch in einem Fall vor dem Hintergrund bereits bestehender Turbulenzen und in einem Falle vor dem Hintergrund partikelinduzierter Teilströmungen. Ein Beispiel für eine mögliche Notation zeigt das Shieldsdiagramm nach KNIGHTON (1998, 110).

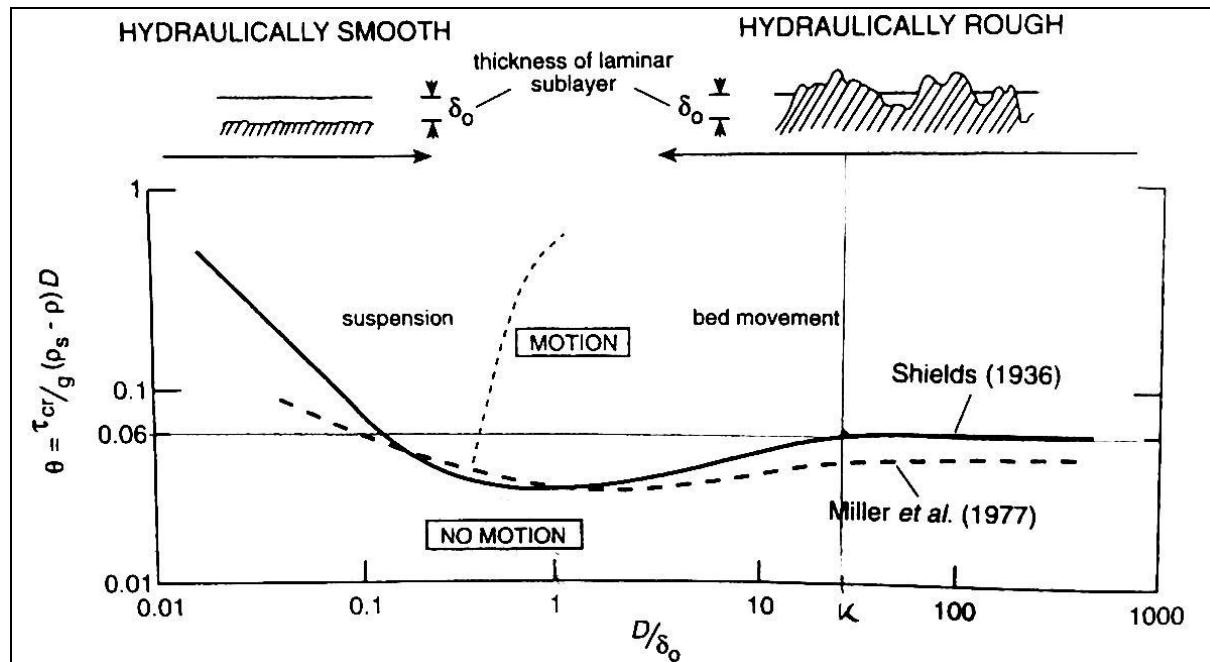


Abb. 3.17: Shieldsdiagramm (KNIGHTON 1998, 110)

Der Transport von Partikeln ist jedoch, wie eingangs erläutert nicht allein von der Erosivität des Abflusses abhängig. Zwar besteht ein direkter Zusammenhang zwischen Fließgeschwindigkeit und Transportvermögen (vgl. bspw. Abb. 3.14), jedoch ist zusätzlich die bereits bestehende Sedimentkonzentration im Fluid zu betrachten. Je größer die aktuelle Sedimentkonzentration im Abfluss ist, desto geringer ist die Transportkapazität des Oberflächenabflusses. Ist die theoretisch maximal mögliche Sedimentkonzentration erreicht, erfolgt zum einen nahezu keine weitere Partikelablösung mehr, zum anderen aber auch keine Aufnahme der bereits transportaufbereiteten Partikel. Nimmt die Transportkapazität des Oberflächenabflusses durch beispielsweise nachlassende Niederschläge ab, kommt es bei der Ablagerung hierdurch auch zu einer Gradierung des akkumulierten Sediments. Zuerst können die größeren Partikel nicht mehr transportiert werden. Lagen diese in Suspension vor, erfolgt ein sukzessiver Übergang in den rollenden Transport an der Gerinnesohle, bis es letztendlich zu einer Ablagerung kommt. Feinmaterial wie beispielsweise Tonpartikel können – wie beschrieben – noch bei sehr geringen Fließgeschwindigkeiten transportiert werden und lagern sich daher bei Stillwasserverhältnissen ab. Diese Gradierung erfolgt sowohl in Hauptstromrichtung, das heißt dass feine Partikel am weitesten von Ihrem Ursprung abgelagert werden können, aber auch senkrecht zur Hauptströmung. Gerade bei linearen Erosionsformen können in den Randbereichen, wo größte Reibungsverluste herrschen und somit geringere Fließgeschwindigkeiten zu konstatieren sind, größere Partikelzusammensetzungen vorgefunden werden.

Abschließend lässt sich deutlich aufzeigen, dass keine allgemeingültige, empirische Berechnungsmöglichkeit für den Zusammenhang zwischen Oberflächenabfluss, initialer Sedimentmobilisierung und dem Partikeltransport gibt. Vielmehr ist eine große Bandbreite verschiedener Randparameter gegeben, die zwar allesamt die Mobilisierung eines Partikels theoretisch beeinflussen, aufgrund der kleinsträumig extrem komplexen Teilprozesse jedoch nur

Näherungswerte bieten können. Zusätzlich weisen selbst empirische Formelwerke, die unter determinierbaren Laborbedingungen erstellt wurden, deutliche Abweichungen voneinander auf.

Diese weite Verteilung in der Abhängigkeit zwischen kritischer Sohlenschubspannung und dem Beginn der Sedimentmobilisierung wird beispielweise von KNIGHTON (1998, 110) nach WILLIAMS (1983) für den Fall grober Sedimentfracht ($D_{50} > 10 \text{ mm}$) aufgezeigt (Abb. 3.18).

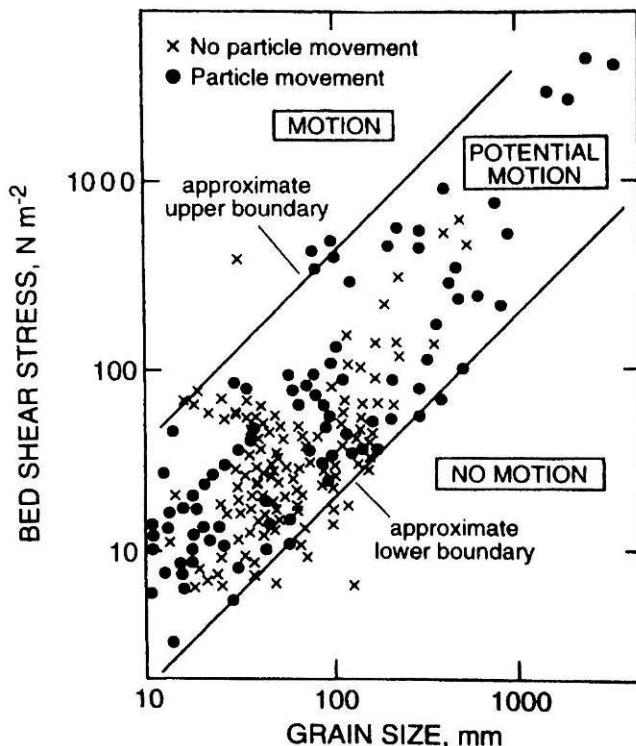


Abb. 3.18: Abhängigkeit der Partikelbewegung von Korngröße und Sohlenschubspannung nach Williams (1983) (KNIGHTON 1998, 110)

Die angedachten oberen und unteren Grenzwerte der Sohlenschubspannung repräsentieren Shields-Parameter von 0,01 – 0,25. Eine noch allgemeinere Betrachtung der breiten Spanne möglicher kritischer erosiver Strömungscharakteristika bietet KNIGHTON (1998, 110) für ein nicht uniformes Korngrößengemisch (Abb. 3.19). Die grau unterlegten Bereiche stellen hierbei verallgemeinerte, dimensionslose Schwankungsbereiche dar, die in empirischen Studien festgestellt werden konnten.

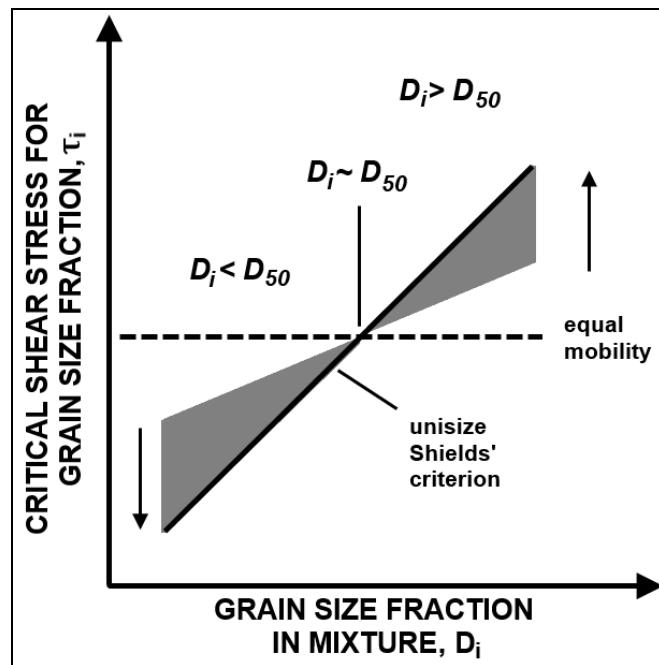


Abb. 3.19: Theoretische Schwankungsbereiche kritischer Sohlenschubspannungen in Abhängigkeit der Korngröße (nach KNIGHTON 1998, 110)

Nicht zuletzt ist die im Gelände nur schwer vorzunehmende Trennung zwischen den einzelnen wasserinduzierten Abtragungsprozessen zu nennen. MORGAN (1999, 16) diskutiert beispielsweise den Shields-Parameter vor dem Hintergrund der Arbeiten von GOVERS (1987), GUY & DICKINSON (1990) und TORRI & BORSELLI (1991) dahingehend, dass der Shields-Parameter allein nicht für belastbare Aussagen über die Partikelmobilisierung geeignet ist, da weitere Störeffekte, wie der simultane Einschlag von Regentropfen, zu beachten sind.

Auch wird die Transportkapazität und die vorherrschende Sedimentfracht bei allen Angaben zur Partikelmobilisierung unzureichend bis nicht betrachtet – daher eignen sich diese vor allem nur zu Aussagen hinsichtlich von Mindestwerten, die erreicht worden sein müssen, um im Gelände festgestellte, mediane Korndurchmesser zu bewegen. Auch der mediane Korndurchmesser selbst ist als Eingangsgröße kritisch zu betrachten, da dieser zwar einen guten Anhaltspunkt für die Erodibilität des Materials gibt, aber gerade im Falle von kohäsiven Partikeln, beispielsweise bei hohen Tongehalten der Bodenprobe, in seiner Bedeutung abnimmt.

Gerade im Falle der Berechnungssimulation ist allerdings aufgrund der kleinen Plotgröße von dominanter Partikelablösung durch Splasheffekte auszugehen. Die maximale Fließweglänge von 0,64 m reichte in den Versuchen nicht aus, deutliche Abflusskonzentrationen auf der Versuchsfläche zu induzieren. Vielmehr war zu beobachten, dass durch den meist langsam, flächenhaften Abfluss zuvor durch Splash aufbereitetes Material verlagert wurde.

Die nachträgliche Feststellung von Sedimentkonzentrationen im Oberflächenabfluss kann anhand kartierter Akkumulationsformen rückwirkend nur schwer bis nicht nachgewiesen werden. Hier ist allein möglich, eine Gradierung innerhalb der Form zu überprüfen, also darauf zu achten, ob feinere Korngrößen weiter transportiert werden konnten als gröbere. Dahingegen kann die Sedimentkonzentration im Falle der Berechnungssimulationen sehr genau bestimmt werden, da in diesem Falle sowohl Sedimentmenge, als auch Abflussmenge simultan gesammelt wurden und direkte Aussagen zur Abhängigkeit zwischen beiden Parametern getroffen werden können.

So lassen sich bezüglich der Partikelablösung, dem Transport und der Ablagerung durch Oberflächenabfluss lediglich allgemeine Abhängigkeiten von Strömungscharakteristika feststellen. Nichtsdestotrotz sind diese Erkenntnisse trotz all ihrer inhärenten Unwägbarkeiten wichtig, um eine

Beurteilung der vorzufindenden Strukturen und Erosionsprozesse ermöglichen zu können. Diese lassen sich als Proportionalitäten zwischen dem entsprechenden Erosivitätsparameter und den abhängigen Variablen bezeichnen. MORGAN (1999, 17) führt die gebräuchlichsten proportionalen Abhängigkeiten auf. Bezuglich der Ablöserate des Oberflächenabflusses bei diffusem Abfluss kann nach ein Verhältnis nach Gleichung (25) angenommen werden.

$$Ar_o \propto Q^{1,12} * S^{0,64} \quad (25)$$

Mit: Ar_o = Ablöserate durch Oberflächenabfluss

Q = Oberflächenabfluss [$m^3 s^{-1}$]

S = Hangneigung [$m m^{-1}$]

Gleichzeitig muss angemerkt werden, dass Gleichung (25) nur für völlig klare Strömung zutrifft, die noch kein Sediment mitführt. Die Ablöserate bei sedimentführendem Abfluss ist zusätzlich abhängig von der theoretisch maximalen Sedimentkonzentration C_{max} und der aktuellen Sedimentkonzentration C des Fluids (Gleichung (26)). Bei $C = C_{max}$ ist definitionsgemäß eine Ablöserate von 0 anzunehmen.

$$Ar_o \propto (C_{max} - C) \quad (26)$$

Mit: Ar_o = Ablöserate durch Oberflächenabfluss

C_{max} = Maximale Sedimentkonzentration [$g l^{-1}$]

C = Aktuelle Sedimentkonzentration [$g l^{-1}$]

Die maximale Sedimentkonzentration C_{max} kann nach MORGAN (1999, 18) anhand von Gleichung (27) ermittelt werden.

$$C_{max} = a * (S * v - 0,4)^b \quad (27)$$

Mit: C_{max} = Maximale Sedimentkonzentration [$g l^{-1}$]

a, b = Korngrößenabhängige, empirische Beiwerte

S = Hangneigung [$m m^{-1}$]

v = Mittlere Fließgeschwindigkeit [$m s^{-1}$]

Den Partikeltransport betreffend können ebenfalls proportionale Zusammenhänge aufgezeigt werden. Auch in diesem Falle sind Abflussmenge und Neigung des Geländes die bestimmenden Eingangsgrößen. Nach MORGAN (1999, 18) ergibt sich der Zusammenhang nach Gleichung (28).

$$Tk_O \propto Q^{2,13} * S^{2,27} \quad (28)$$

Mit: Tk_O = Transportkapazität des Oberflächenabflusses

Q = Oberflächenabfluss [$m^3 s^{-1}$]

S = Hangneigung [$m m^{-1}$]

Aufgrund der prinzipiell stärker wirkenden Scherkräfte und der damit verbundenen höheren Erosivität des Abflusses im Falle von konzentrierten Rillenabflüssen müssen zusätzlich abweichende Abhängigkeiten angenommen werden. Im Falle der Ablöserate gilt für konzentrierten Oberflächenabfluss der Zusammenhang nach Gleichung (29), die maximale Sedimentkonzentration kann durch Gleichung (30) hergeleitet werden (MORGAN 1999, 18).

$$Ar_O = K_r * (\tau - \tau_c) \quad (29)$$

Mit: Ar_O = Ablöserate durch konzentrierten Oberflächenabfluss

K_r = Kornerodibilität

τ = Aktuelle Scherkraft des Oberflächenabflusses [$N m^{-2}$]

τ_c = Kritische Scherkraft des Bodens [$N m^{-2}$]

$$C_{\max} = a * (3,52 * Q^{0,294} - 0,0074) * Q \quad (30)$$

Mit: C_{\max} = Maximale Sedimentkonzentration [$g l^{-1}$]

a = Korngrößenabhängiger, empirischer Beiwert

Q = Konzentrierter Oberflächenabfluss [$m^3 s^{-1}$]

3.2 | Wegeerosion: Grundlagen

Gerade im Falle bewaldeter Einzugsgebiete stellen die Wegflächen und die Böschungsbereiche der Wege eine Sonderstellung im Kontext erosionsspezifischer Fragestellungen dar. Häufig werden bewaldete Flächen in Studien von der Betrachtung des Erosionspotentials ausgenommen, da hier näherungsweise von einem Gleichgewicht zwischen Bodenneubildungs- und Abtragsrate ausgegangen werden kann (vgl. Kapitel 2).

Wege können je nach Benutzungsanspruch und gewünschter Persistenz des Weges auf verschiedene Arten angelegt werden. Hierzu besteht für die forstwirtschaftliche Nutzungspraxis eine breite Literaturbasis, welche sowohl die räumliche Strukturierung eines Erschließungsnetzes als auch den Wegebau selbst behandelt. Ein Standardwerk der Walderschließung für den deutschsprachigen Raum stellt DIETZ ET AL. (2011) dar. Dieses vor allem auf die forstwirtschaftliche und ingenieurtechnische Anwendung zugeschnittene Lehrbuch behandelt die wichtigsten Aspekte des Waldwegebaus umfassend. Wenn die betrachteten gesetzlichen Grundlagen zwar auf dem Stand der ersten Auflage des Jahres 1984 beruhen, so hat sich die ingenieurtechnische Wegebaupraxis hingegen nur rudimentär verändert. Aktuell werden die baulichen Ausführungen befestigt

Wegeanlagen in der Forstwirtschaft durch das Arbeitsblatt DWA-A 904 „Richtlinien für den ländlichen Wegebau der Deutschen Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA 2005) definiert. Hierin werden für Endanwender verbindliche Handreichungen hinsichtlich der Wegenetzplanung, der Bemessung von Wegen und des Wegebaus gegeben.

DIETZ ET AL. (2011, 368 ff.) weisen aus, dass nahezu 90% der in Deutschland vorliegenden Walderschließungswege in bindemittelfreier Bauweise ausgeführt werden. Dies bedeutet, dass mit anstehendem Material und teilweisem Zusatz von allochthonem Material allein durch Verdichtung der Oberfläche eine Befestigung erzeugt wird. In den seltensten Fällen erfolgt eine zusätzliche Befestigung mit beigegebenen Bindemitteln. Als Grund für diesen Verzicht auf weitergehende Befestigung wird die Wirtschaftlichkeit des Wegebaus angeführt. Auch die in der vorliegenden Arbeit betrachteten Wege im Bereich des Wassenacher Waldes (vgl. Kapitel 4) sind allesamt bindemittelfrei angelegt worden.

Entsprechend der angesprochenen Benutzungsanforderungen an den Weg wird jedoch auch bei der bindemittelfreien Anlage zwischen verschiedenen aufwendigen Tragdeckenbefestigungen unterschieden. Im Falle intensiver Befahrung und dem hiermit verbundenen Wunsch nach größtmöglicher Belastbarkeit wird meist auf eine Tragdecke aus sortiertem Gestein zurückgegriffen. Hierbei wird in den Untergrund eine Schottertragschicht eingebracht, auf der dann – meist autochthones – Feinmaterial aufgetragen und verdichtet wird. Im Gegensatz hierzu können auch sogenannte naturfeste Wege angelegt werden, bei denen auf einen Eintrag einer Tragschicht verzichtet wird. In diesem Falle wird das Oberbodenmaterial lediglich mittels Planierer und Grader freigeräumt, geglättet und verdichtet. Die am wenigsten befestigten Weganlagen stellen Rückegassen dar, diese sind meist nicht gesondert verfestigt, sondern stellen lediglich häufig genutzte Fahrspuren von Traktoren und Vollerntern dar, die durch Auflastverdichtung und Entfernung der Vegetation eine Ausbildung von erkennbaren Fahrspuren aufweisen.

Vor diesem bautechnischen Hintergrund kann nunmehr deutlich gemacht werden, wieso gerade das räumliche Umfeld von Wegesystemen in bewaldeten Einzugsgebieten eine besonders große, relative Bedeutung für die Beurteilung des Bodenerosionspotentials besitzt.

Durch die Anlage eines Wegesystems erfährt der Standort auf mehreren Ebenen Störungen, die in einer erhöhten Erosionsgefährdung resultieren. Diese umfassen die bodenphysikalische, die hydrologische und die morphometrische Ebene. Jedwede Anlage eines Weges erzeugt morphometrisch lineare Strukturen der Oberfläche, die meist über eine Verflachung des Reliefs im direkten Bereich der Fahrbahn verfügen. Gerade im Falle von Wegen, die auf Hängen angelegt werden, erzeugt dies lokal ein im Vergleich zur Ausgangslage stark verflachtes Relief.

Prinzipiell ist hiermit sogar von einer Verminderung des Erosionspotentials auszugehen, da eine flachere Oberfläche tendenziell weniger starken verdrängenden Komponenten des Splashes und geringeren Scherkräften des Oberflächenabflusses unterlegen ist (vgl. Kapitel 3.1). Dem entgegen wirkt jedoch die kanalisierte Wirkung, die eine solche lineare Struktur innerhalb des lokalen Reliefs besitzt. Oberflächenwasser kann sich hier auf einer ungestörten Fließbahn konzentrieren und resultierend erosivere Bedingungen erzeugen (vgl. z.B. TEMPTEL 2006, 31 ff.; BACKES 2005, 3).

Ein zusätzliches Problem hinsichtlich der Erosivität ist – ebenfalls gerade im Falle von einer Weganlage innerhalb eines Hangsystems – der Wegböschungsbereich. Hier ist zwischen der Innen- und der Außenböschung zu unterscheiden. Bei der Wegbefestigung wird meist die Innenböschung angeschnitten und stark versteilt, die Außenböschung hingegen unterliegt einer Terrassierung, um eine ausreichend breite Fahrbahn anlegen zu können (vgl. Abb 3.20).

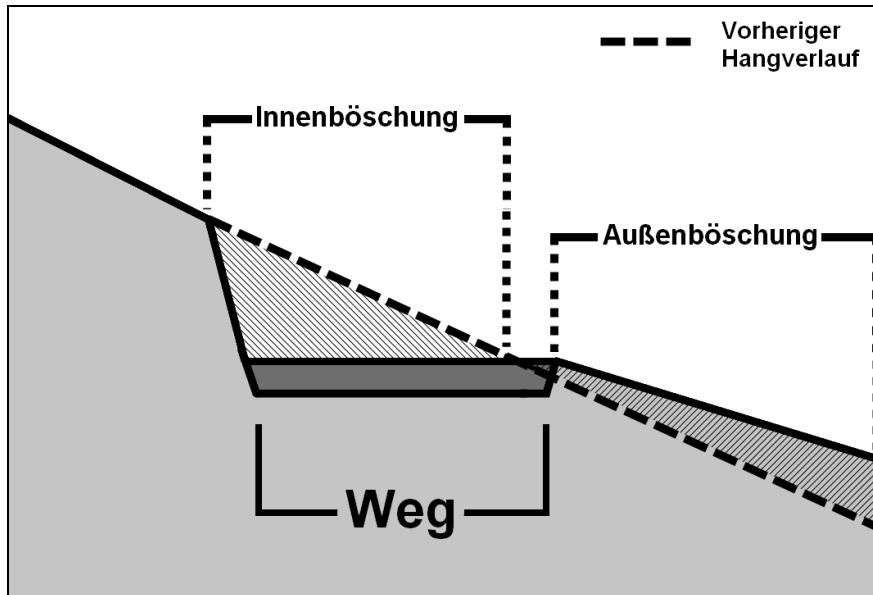


Abb. 3.20: Schematische Reliefveränderungen bei Anlage eines Weges an einem Hang.

Die entsprechenden englischen Fachbegriffe (*cutslope* = Innenböschung, *fillslope* = Außenböschung) unterstreichen diesen formenden Einfluss noch deutlicher. Im Falle der Innenböschung besteht eine lokale Versteilung des Reliefs mit entsprechend größerer Erosionsgefährdung. Zudem wird der Oberboden abgetragen und im extremsten Falle ein nahezu senkrechter Einschnitt in den Bodenkörper vorgenommen. Das nunmehr nicht durch die umliegende Bodenmatrix oder die Vegetation gehaltene Material kann aus der Böschung herauserodiert werden. Häufig lässt sich dies durch freigelegte Wurzelsysteme erkennen, Abbildung 3.21 zeigt ein Beispiel hierfür aus dem Untersuchungsgebiet.



Abb. 3.21: Durch Böschungserosion der Innenböschung freigelegter Wurzelstock, Wassenacher Wald.

Dieser Effekt ist maßgeblich durch die fehlende Vegetation am Böschungseinschnitt zu erklären, so konnte SWIFT (1984^b, 214) beispielsweise einen Rückgang der Sedimentlieferung von Innenböschungen um 97% verzeichnen, wenn diese direkt nach der Anlage des Weges durch Graseinsaat mit einer schnell wachsenden Vegetationsbedeckung ausgestattet wurden.

Gleichzeitig kommt es durch den Anschnitt der Innenböschung zur möglichen Rückführung von bereits infiltriertem Niederschlagswasser an die Oberfläche. Somit wird Interflow, das heißt oberflächennah fließendes Wasser der Pedosphäre, wieder in Oberflächenabfluss umgewandelt, der letztlich erosiv wirken kann. Dieser Teilprozess der Abflussbildung wird üblicherweise als return flow bezeichnet. Im Falle einer anthropogenen Weganlage ist die Benennung als anthropogener return flow anzudenken, da der eigentliche Auslöser für die Bildung des Rückflusses anthropogenen Ursprungs ist (TEMPEL ET AL. 2011; JONES ET AL. 2009; WEMPLE & JONES 2003; TAGUE & BAND 2001). Schematisch sind die veränderten Fließwege des oberflächennahen Wassers im Falle verschiedener Weganlagen anhand von Abbildung 3.22 ersichtlich.

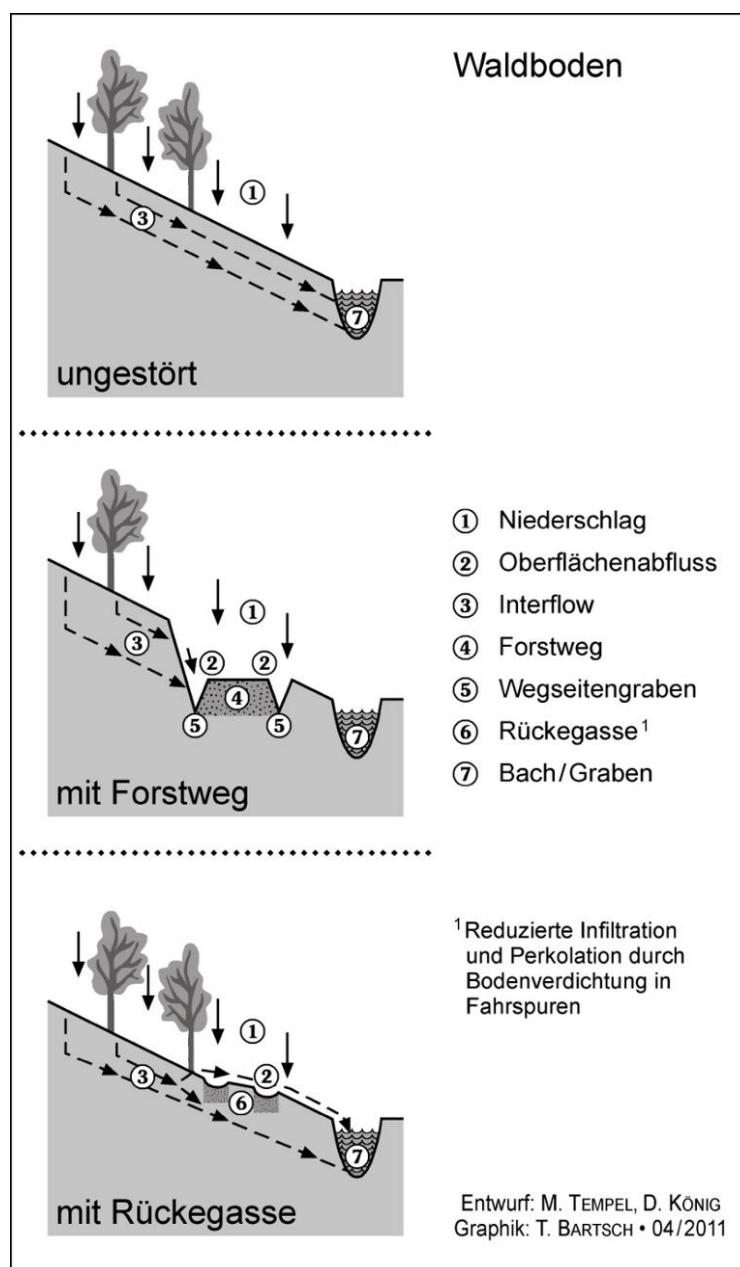


Abb. 3.22: Hydrologische Teilprozesse an einem Modellhang unter Berücksichtigung verschiedener wegebaulicher Anlagen (TEMPEL ET AL. 2011, 120).

Neben diesen morphometrischen Eingriffen im Zuge des Wegebaus werden auch die bodenphysikalischen Eigenschaften im Bereich der Fahrbahn je nach Wegetyp mehr oder minder verändert. Hier fällt vor allem die Art und Weise der baulichen Weganlage ins Gewicht. Diese kann wie erläutert von semipersistenten Wegen wie beispielsweise Rückegassen bis hin zu stark verfestigten und mit Bindemittel versehenen Oberflächen reichen. Allen Formen der Weganlage gemein ist die Verdichtung des Oberbodens, welche durch die Druckauflast der Befahrung bedingt ist. Diese findet Ihr Maximum in den Fahrspuren, während die Böschungs- und Zwischenspurbereiche indirekt betroffen sind. Die Ausbreitung des Auflastdruckes kann durch die Notation der Linien gleichen Drucks, der so genannten Druckzwiebel (engl. pressure bulb), im Boden visualisiert werden (vgl. Abb. 3.23). Zusätzlich erschwerend bei der Bodenverdichtung durch Auflast ist, dass looser gelagerte Böden zu einer tieferen Verteilung des Auflastdruckes tendieren als dichter gelagerte Böden. Hierdurch erfahren tendenziell looser gelagerte Waldböden eine tiefgehende Verdichtung (BLUME ET AL. 2010, 205).

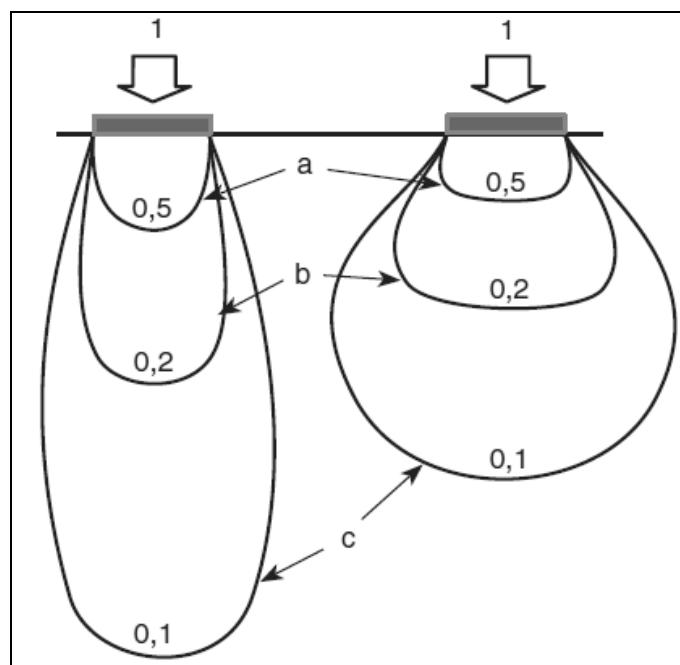


Abb. 3.23: Schematische Verteilung von Äquipotentialen (Linien gleichen Drucks) in lockerem (links) und dichtem (rechts) Boden (verändert, nach BLUME ET AL. 2010, 205).

Die Ausbreitung des Druckes innerhalb der Bodenmatrix ist von einer Vielzahl von Eingangs faktoren abhängig, die sowohl in Verbindung mit den vorherrschenden bodenphysikalischen Gegebenheiten, aber auch mit der technischen Ausstattung des verwendeten Fahrzeugs zusammenhängen. Einen Überblick über die grundlegenden Gesetzmäßigkeiten zwischen Bodeneigenschaften, Befahrungstechnik und resultierender Verdichtung bieten beispielsweise HAMZA & ANDERSON (2005) oder SOANE ET AL. (1981^a, 1981^b), welche stellvertretend für eine Vielzahl von ähnlichen Publikationen mit Bezug auf landwirtschaftliche Nutzung stehen.

So ist technisch gesehen vor allem die Vergrößerung der Auflastfläche das probateste Mittel, um der Verdichtung des Bodens entgegenzuwirken. Dies kann entweder durch eine Erhöhung der Achsanzahl an Erntemaschinen erreicht werden, oder aber durch die Absenkung des Reifendruckes, so dass der Reifen eine größere Auflagefläche bietet. In der speziellen Anwendung der forstwirtschaftlichen Nutzung kommt jedoch erschwerend hinzu, dass oftmals flüssigkeitsgefüllte Reifen genutzt werden, die eine erhöhte Traktion in schwierigem Gelände ermöglichen sollen. Hierbei werden bis zu 75% des ursprünglichen Luftvolumens durch Wasser, teils versetzt mit

Frostschutzmitteln, substituiert (vgl. EBEL 2006, 13). Es ergibt sich eine umso größere Druckbelastung des Oberbodens, da das Auflastgewicht deutlich erhöht wird.

Festzuhalten ist, dass die schadhafte Wirkung der Verdichtung extrem lang anhaltend ist. In Studien von HÅKONSSON ET AL. (1988) wird beispielsweise auf die Persistenz der Bodenverdichtung auf mehreren landwirtschaftlich genutzten Testparzellen eingegangen, für Forstgebiete konnten ähnliche Trends überprüft werden. Während sich hier die oberen Bodenlagen durch die stete Turbation des Edaphons vergleichsweise schnell regenerieren können, verbleibt auch nach langen Zeiträumen die Verdichtung im Unterboden. THORUD & FRISSELL (1976) konnten für Rückgassen aufzeigen, dass innerhalb von neun Jahren nach einmaliger Befahrung die Oberbodenverdichtung nicht mehr messbar war, ab einer Tiefe von 15 cm jedoch noch unverändert verdichtete Bereiche zu verzeichnen waren. Ähnliche Ergebnisse beschreiben FROELICH ET AL. (1985) für einen Zeitraum von 23 Jahren, hier nahm ebenfalls die Oberbodenverdichtung ab, während ab einer Tiefe von ca. 15 cm eine dauerhafte Verdichtung zu verzeichnen war.

Von Seiten der Bodeneigenschaften sind vor allem Böden mit dominierenden Tonanteilen und hohem Bodenwassergehalt zum Zeitpunkt der Befahrung von der Verdichtung durch Druckauflast betroffen, da diese über das größte Maß an plastischer Verformbarkeit verfügen und selbst nach einmaliger Belastung dauerhafte Verdichtungen zeigen.

Spezialisierte Literatur zur Bodenverdichtung durch forstwirtschaftliche Nutzung findet sich durchaus – vor allem vor dem Hintergrund der standortökologischen Folgen der Befahrung (z.B. HORN ET AL. 2004; EBEL 2006; SCHÄFFER 2002). Hier wird jedoch nicht auf den Verlust von Bodenmaterial und somit den Prozess der Bodenerosion als Folge der Befahrung eingegangen. Vielmehr wird die möglichst flächenschonende Planung der Forsterschließung nahegelegt, da die Bodenverdichtung nicht nur Folgen für die lokalen bodenhydrologischen Prozesse, sondern vielmehr direkte und langfristige Folgen für die Wuchsbedingungen im Befahrungsbereich hat.

Da diese einen indirekten Hinweis auf bodenphysikalisch relevante Standorteigenschaften im Sinne der Infiltrationsrate und -kapazität des Wegeabschnittes bieten, sollen beispielhaft ausgewählte Ergebnisse zur Minderung der Standortqualität durch Fahrspurverdichtung aufgezeigt werden. So konnte SCHÄFFER (2002) nachweisen, dass die Sauerstoffkonzentration im Bereich einer Rückgassenfahrspur deutlich abnimmt, hiermit verbunden ist auch eine signifikante Abnahme der Durchwurzelung im direkten Fahrspurbereich (vgl. Abb. 3.24). Beide Kennwerte sind ein deutlicher Hinweis auf die Verdichtung der Fahrspuren durch die Auflast schweren Geräts.

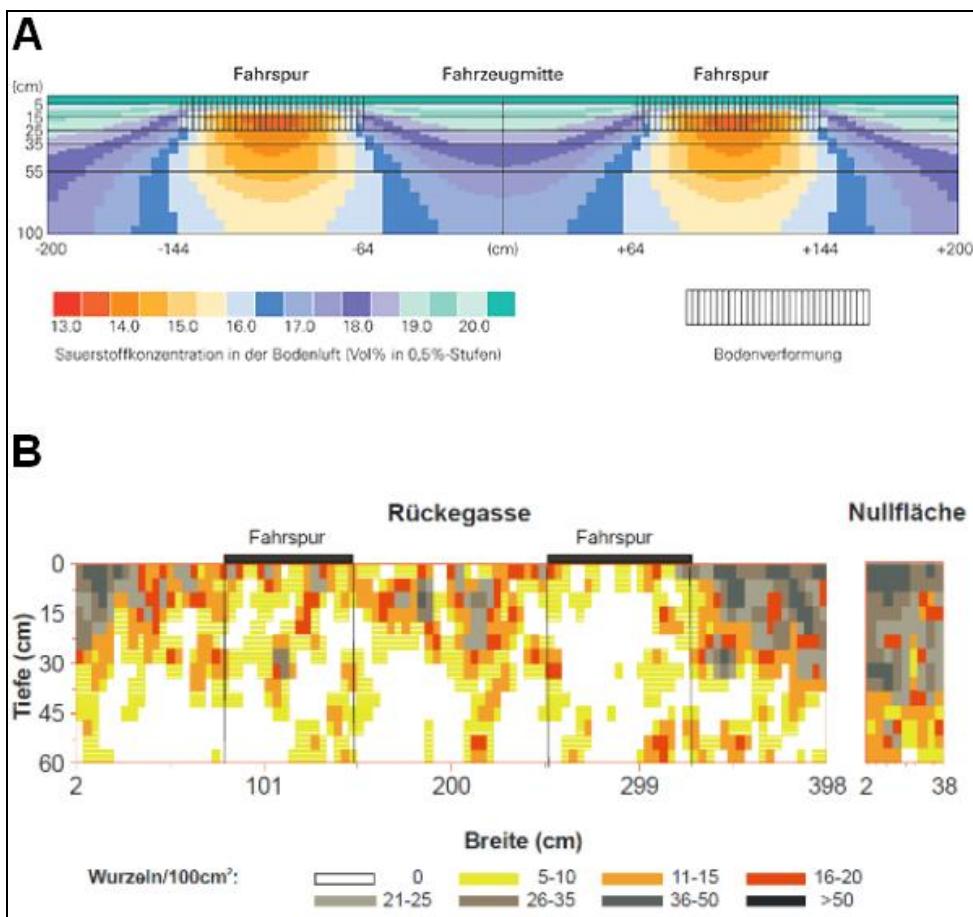


Abb. 3.24: Sauerstoffkonzentration (A) und Durchwurzelungsintensität (B) im Bereich von Rückgassenfahrspuren (SCHÄFFER 2002, verändert).

Rückgassen eignen sich besonders für die Beurteilung der Verdichtung durch Befahrung, da die Oberfläche in der Regel keiner gesonderten Befestigung unterliegt und somit eine direkte Beanspruchung ansonsten ungestörter Waldbodenoberfläche gegeben ist. Hieran lässt sich ebenfalls verdeutlichen, dass die Auswirkungen der Bodenverdichtung in die Tiefe des Pedons bis zu mehreren dm reichen können (vgl. Abb. 3.24).

Neben der Verdichtung der Oberfläche durch Befahrung und Wegebau kommt auch die Veränderung der Korngrößenzusammensetzung im Bereich des Weges auf der bodenphysikalischen Ebene hinzu. Dies betrifft vor allem diejenigen Wege, welche nicht naturfest angelegt wurden und demnach eine Tragschicht aus Grobmaterial besitzen. Dieses Grobmaterial weist – bedingt durch die erschwerte Mobilisierbarkeit durch Abfluss und Splash – in der Regel eine geringere Erosionsgefährdung auf, als das ursprünglich anstehende Material. Da jedoch in der bindemittelfreien Bauausführung meist eine Überdeckung mit Feinmaterial erfolgt, tritt diese verminderde Erosivität erst dann in den Vordergrund, wenn die Deckschicht bereits bis auf Tragschichtniveau abgetragen worden ist. Dies kann im Falle von Fahrspureintiefungen beschleunigt werden. Durch die zusätzlich meist unbedeckte Bodenoberfläche kann der Splasherosionsprozess, welcher normalerweise durch bodennahe Vegetation abgemindert wird, ungehindert erosiv an der Wegoberfläche wirksam werden.

Im direkten Vergleich zwischen ursprünglicher Waldbodenoberfläche und einer Wegoberfläche kann grundsätzlich die Aussage getroffen werden, dass durch die Anlage eines Weges die Grundlage für ein erhöhtes Erosionspotential gelegt wird. Dieses erhöhte Erosionspotential weist einen direkten Kausalzusammenhang mit den Veränderungen der beschriebenen bodenphysikalischen und morphometrischen Eigenschaften auf. Beide führen in letzter Instanz zur Veränderung der dritten Parameterebene, der lokalen Hydrologie (LUCE & WEMPLE 2001, 111).

Wie anhand der zuvor abgehandelten Ebenen aufgezeigt werden konnte, führen die linearen Wegstrukturen zu einer Kanalisierung des potentiell entstehenden Oberflächenabflusses. Dieser würde auf einem bodenphysikalisch unveränderten Standort unter Wald- und Forstnutzung allenfalls nur bei sehr hohen Niederschlagsintensitäten entstehen. Durch die Veränderung der bodenphysikalischen Eigenschaften, zuvorderst der angesprochenen Verdichtung, kommt es jedoch zu einer deutlichen Herabsetzung der Infiltrationskapazität und der Wasserleitfähigkeit der Oberböden im Bereich eines Weges. Daher kommt es auch zu einer ebenso vermehrten Häufung von oberflächlichen Abflussereignissen durch Horton'schen Oberflächenabfluss (vgl. BACKES ET AL. 2007; BACKES 2005; LUCE 2002; BONELL 1993).

In einer Metastudie von GRANT ET AL. (2008), die im Pazifischen Nordwesten der USA durchgeführt wurde, konnte beispielhaft der deutliche Einfluss der Wegesysteme auf die Abflussbildung aufgezeigt werden. Hierbei wurden Gebiete während der Holzernte hinsichtlich der Zunahme des Oberflächenabflusses untersucht. Es konnte festgestellt werden, dass die Intensität des Holzschlags im Bezug auf die Zunahme des Abflusses in einem Gebiet unerheblich ist, sobald der relative Anteil der Wegflächen am Gesamtgebiet größer als 2% ist. Ab diesem Schwellenwert überprägte der Einfluss der Wege vollständig das Ausmaß und die Intensität der Holzernte.

Durch die Veränderungen der Morphometrie, der bodenphysikalischen Ausstattung und der damit resultierenden abweichenden hydrologischen Teilprozesse kann festgestellt werden, dass Wege zur Generierung von Oberflächenabfluss in einem Einzugsgebiet maßgeblich beitragen. Durch die entsprechende Kanalisierung desselben und die meist ungeschützte Bodenoberfläche kommt es hierdurch zu einer entsprechend höheren Erosionsgefährdung, welche sich in einer signifikant nachweisbaren Erhöhung des Sedimenttransports nachweisen lässt.

3.3 | Stand der Forschung

Der aktuelle Forschungsstand zur Erosionsgefährdung durch Waldwege zeigt eine enorme Heterogenität in Abhängigkeit der betrachteten Untersuchungsräume und der verwendeten Methodik. Daher soll innerhalb dieses Kapitels der Stand der Forschung sowohl nach den untersuchten Räumen, aber auch hinsichtlich der angewandten Methodik zur Erosionsmessung und -modellierung gegliedert aufgezeigt werden.

Forschungshistorisch sind dezidierte Publikationen zur Wegeerosion schon frühzeitig durchgeführt worden. Bereits GILBERT (1917) betrachtete in seiner Studie über die Quantifizierung von Erosionsereignissen im Zuge bergbaulicher Tätigkeiten den gesonderten Anteil von Sediment, welches von Straßen- und Wegeoberflächen generiert wurde. Quantitative Studien, welche die Wegeerosion in das Zentrum der Betrachtung rücken, sind vor allem ab den 1950er Jahren zu finden. Beispielhaft hierfür steht der Beitrag von HOOVER (1952), welcher den Einfluss von Wegen auf die Wasserqualität und die Abflussgenerierung unter Forstbestand eruierte. Vor allem die frühen Arbeiten von Walter F. Megahan des United States Forest Service (bspw. MEGAHAN 1977) zeigen eine Intensivierung der Forschungsaktivität in den 1970ern und 1980ern, die den Grundstock des heutigen Verständnisses für den Einfluss von Wegen auf hydrologische und erosionsbezogene Eigenschaften eines Einzugsgebietes legte. Es folgten mit den immer stärker zur Verfügung stehenden Möglichkeiten der computergestützten Analyse erste Modellansätze für die Abschätzung der Erosionsgefährdung von Wegen (vgl. z.B. ELLIOT ET AL. 1999; ELLIOT & HALL 1997).

Dennoch stellt LUCE (2002) – 50 Jahre nach den Betrachtungen von HOOVER (1952) – fest, dass zwar die grundsätzlichen Einflüsse von Wegen auf ein Einzugsgebiet bekannt sind (vgl. Kapitel 3.2), Wirkungsgefüge zwischen Wegen und ihrem räumlichen Umfeld sowie Schwellenwerte der Sedimentmobilisierung und Abflussgenerierung jedoch nicht. An diesem Stand hat sich bis zur Anfertigung der vorliegenden Arbeit wenig geändert (vgl. z.B. ANDERSON & LOCKABY 2011; FU ET AL. 2010; SHERIDAN ET AL. 2008), zudem ist für den betrachteten Raum der europäischen Mittelgebirge

aufgrund der nur wenigen Publikationen (vgl. BUTZEN ET AL. 2014; TEMPEL ET AL. 2011; BACKES ET AL. 2007; TEMPEL 2006; BACKES 2005) ein noch größerer Forschungsbedarf zu sehen.

Es ist festzustellen, dass die umfassendste Betrachtung der Thematik in Regionen stattfindet, welche in Ihrer Ausprägung der erosionsrelevanten Randbedingungen nicht mit mitteleuropäischen Mittelgebirgen im allgemeinen und dem Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit im speziellen zu vergleichen sind. Dies betrifft vor allem die klimatischen Randbedingungen, aber auch die Ausprägung des Reliefs und die Nutzungspraxis.

Ein bedeutender Forschungscluster findet sich im Nordwesten der USA und betrachtet hierbei konkret vor allem Einzugsgebiete in der Kaskadenkette der US-Bundesstaaten Oregon und Washington, sowie Untersuchungsflächen in den westlichen Ausläufern der Rocky Mountains im Bundesstaatendreieck von Idaho, Oregon und Washington. Charakteristisch für diese Gebiete ist eine intensive forstwirtschaftliche Nutzung mit Großgeräten, zusätzlich sind Jahressniederschläge mit bis zu $> 3.000 \text{ mm a}^{-1}$ zu verzeichnen, die Nutzung findet in Höhenstufen bis über 2.000 m NN statt. Federführende Autoren dieser Region sind Beverly C. Wemple und Julia A. Jones von der Oregon State University, Charlie Luce und Walter F. Megahan (USFS Boise Aquatic Sciences Lab, Idaho) in Zusammenarbeit mit Mary Ann Madej (Emeritus USGS Western Ecological Research Center, Kalifornien), sowie William J. Elliot und Randy B. Foltz (USFS Moscow Forestry Science Lab, Idaho).

Die Schwerpunktsetzungen der einzelnen Forschungsgruppen sind methodisch divers. Während der Fokus der Gruppe um WEMPLE und JONES vor allem auf der Inventarisierung von Erosionsformen und der in situ Kartierung liegt (vgl. z.B. WEMPLE ET AL. 2001; WEMPLE 1998), betrachten insbesondere ELLIOT und FOLTZ Modellierungsansätze mit physikalisch basierten Bodenerosionsmodellen wie WEPP:Road (ELLIOT ET AL. 1999; ELLIOT & HALL 1997, vgl. zudem Kapitel 5.5.2) und die Simulation mittels Beregnungsversuchen (FOLTZ ET AL. 2009). Diese Herangehensweise wird auch von LUCE & MEGAHAN vorangetrieben, jedoch liegt hier der Fokus häufig auf hydrologischen Fragestellungen (z.B. LUCE 2002), wenn auch explizite Erosionsbetrachtungen zu finden sind (z.B. MEGAHAN ET AL. 2001).

Vor allem auf Basis dieser Forschergruppen wurde im Jahre 2001 die Special Issue: Hydrological and Geomorphic Effects of Forest Roads des Journals Earth Surface Processes and Landforms (Vol. 26, Iss. 2) veröffentlicht. Diese Sonderausgabe stellte zum damaligen Zeitpunkt den aktuellen Status quo der Wegeerosionsforschung dar, wenn auch eine starke regionale Einschränkung auf eben jene Regionen im NW der USA gelegt wurde. Neben diesem regionalen Großcluster findet sich eine Betrachtung von Studien zur Waldwegeerosion für Neuseeland, diese werden in der Metastudie von FRANSEN ET AL. (2001) zusammengefasst. Ebenso findet sich mit der Forschergruppe um Jacky Croke und Simon Mockler eine Betrachtung von Waldwegeerosionsereignissen in SE Australien (CROKE & MOCKLER 2001).

Diese Gebiete stellen im Großteil der internationalen Publikationen den regionalen Schwerpunkt der Betrachtung dar. Für übrige Regionen liegen nur vereinzelte Studien, beispielsweise aus dem Iran (AKBARIMEHR & NAGHDI 2012), Spanien (ARNAEZ & LARREA 1995), Thailand (ZIEGLER ET AL. 2001) oder China (SIDLE ET AL. 2011) vor, ohne jedoch eine vergleichbare Datendichte oder eine methodisch koordinierte Vorangehensweise zu besitzen.

Für den deutschsprachigen Raum liegt eine breite Literaturbasis allein zur Thematik der Befahrungsschäden in der forstwirtschaftlichen Praxis vor. Diese behandelt zumeist Auswirkungen der Walderschließung, welche nachteilige Folgen auf die ökologische Standortqualität haben. Sie umfassen die Bodenverdichtung und die damit verbundenen Effekte im Bezug auf die Lagerungsdichte, die Durchwurzelung und die Verfügbarkeit von Bodenluft im Porenraum (z.B. FRITZ ET AL. 2013; GRÜLL 2011; LÜSCHER ET AL. 2005; SCHÄFFER 2002). Hierdurch liegt kein Fokus im Bereich des Verlustes von Bodenmaterial. Zusätzlich wird nahezu ausschließlich qualitativ argumentiert, quantitative Studien sind selten und haben Ihren Fokus weniger in der forstwirtschaftlichen Praxis, sondern vielmehr in Themenkomplexen der kleinräumigen hydrologischen Prozessdynamik von Mittelgebirgshängen (TEMPEL 2006; BACKES 2005).

Eines der wenigen Beispiele für die quantitative Betrachtung der Bodenerosionsgefährdung ist die Publikation von BUTZEN ET AL. (2014), welche – vergleichbar zur vorliegenden Arbeit – mit einer Kleinberegnungsanlage Versuchflächen von $0,28 \text{ m}^2$ an drei verschiedenen Mittelgebirgsstandorten in Rheinland-Pfalz, dem Saarland und Luxemburg beregneten. Hierbei entfielen neben der Berechnung von verschiedenen genutzten Wald- und Ackerstandorten auch insgesamt 12 Berechnungen auf Rückegassen und Forstwege. Die Ergebnisse der Wegeberegnung im Vergleich zu den Wald- und Ackerstandorten zeigen, dass Forstwege sogar höhere Sedimentlieferungen und Abflusskoeffizienten aufweisen, als ackerbauliche Flächen, welche ansonsten in der Literatur als bedeutendste Sedimentquellen gelten (vgl. Abb. 3.25 und 3.26).

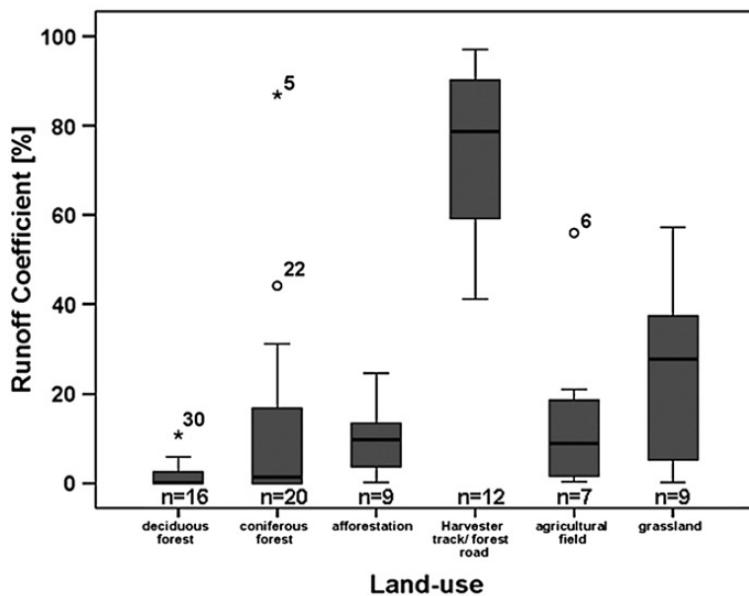


Abb. 3.25: Abflusskoeffizienten von Kleinberegnungsversuchen in Abhängigkeit verschiedener Landnutzungsformen (BUTZEN ET AL. 2014, 208).

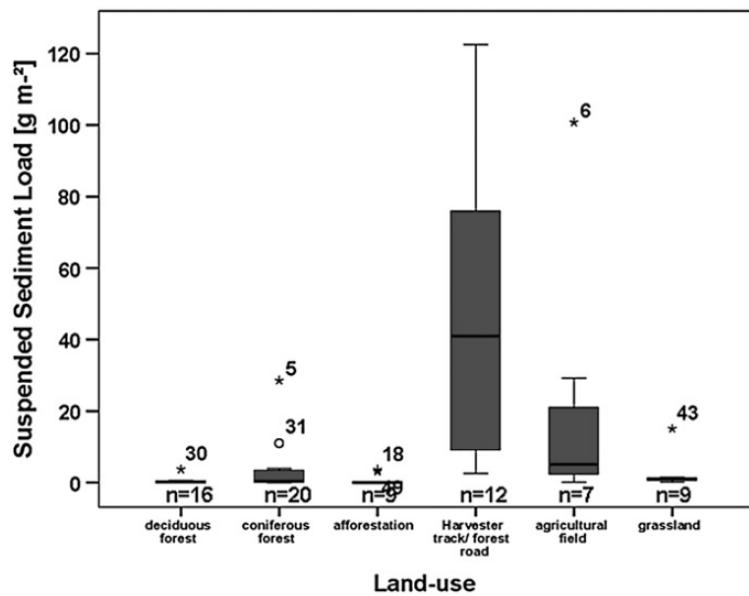


Abb. 3.26: Sedimentlieferung von Kleinberegnungsversuchen in Abhängigkeit verschiedener Landnutzungsformen (BUTZEN ET AL. 2014, 208).

Diese Ergebnisse bestätigen den in der englischsprachigen Literatur zu findenden, grundsätzlichen Trend der hohen Abfluss- und Sedimentlieferung von Forsterschließungswegen. Beispielhaft hierfür soll die Studie von ROBICHAUD ET AL. (2010) aus dem Pazifischen Nordwesten der USA stehen, in der ähnliche Unterschiede zwischen ungestörtem Waldoberboden und Rückegassen festgestellt werden konnten (Abb. 3.27).

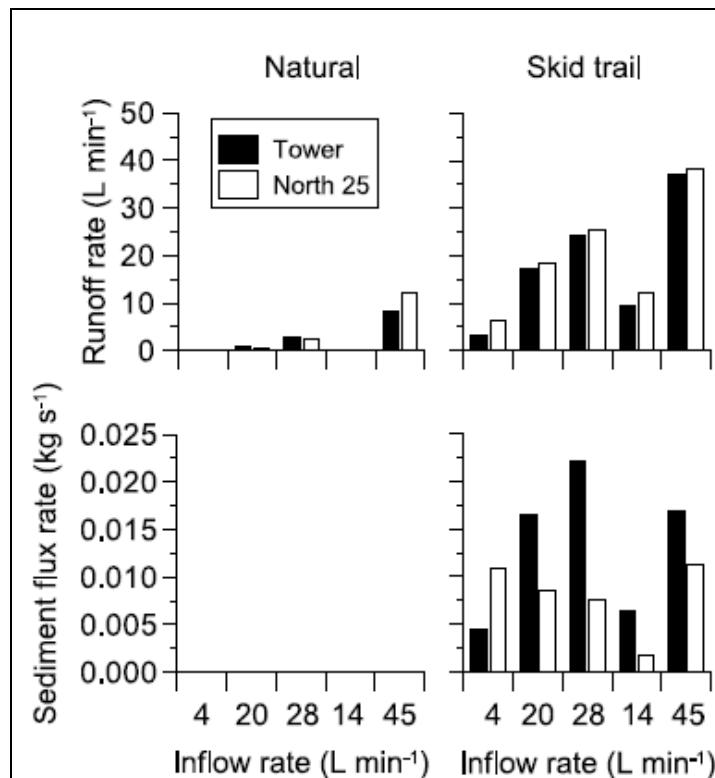


Abb. 3.27: Abflusskoeffizient und Sedimentlieferung zweier Untersuchungsflächen (Tower, North 25) während Beregnungsversuchen (ROBICHAUD ET AL. 2010, 11, verändert).

Auf Anwenderebene findet im deutschsprachigen Raum zusätzlich eine Betrachtung der Befahrbarkeit von Wegen statt. So richtet sich die Beurteilung der Wegeerosion vor allem nach dem Maße, in wie weit sie die Nutzung eines Weges beeinflusst (vgl. DIETZ ET AL 2011, 340). Dennoch finden sich einige Handreichungen, welche für die qualitative Einschätzung der schadhaften Bodenverdichtung durch Befahrung gegeben werden. Beispielhaft sei an dieser Stelle ein dreistufiges System der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft (LWF) zu nennen. In Merkblatt 22 (LWF 2012) wird ein stark vereinfachtes Verfahren zur Bodengefährdung durch Befahrung gegeben, wenn auch der direkte Bezug zur Bodenerosion nicht gegeben ist (vgl. Abb. 3.28).

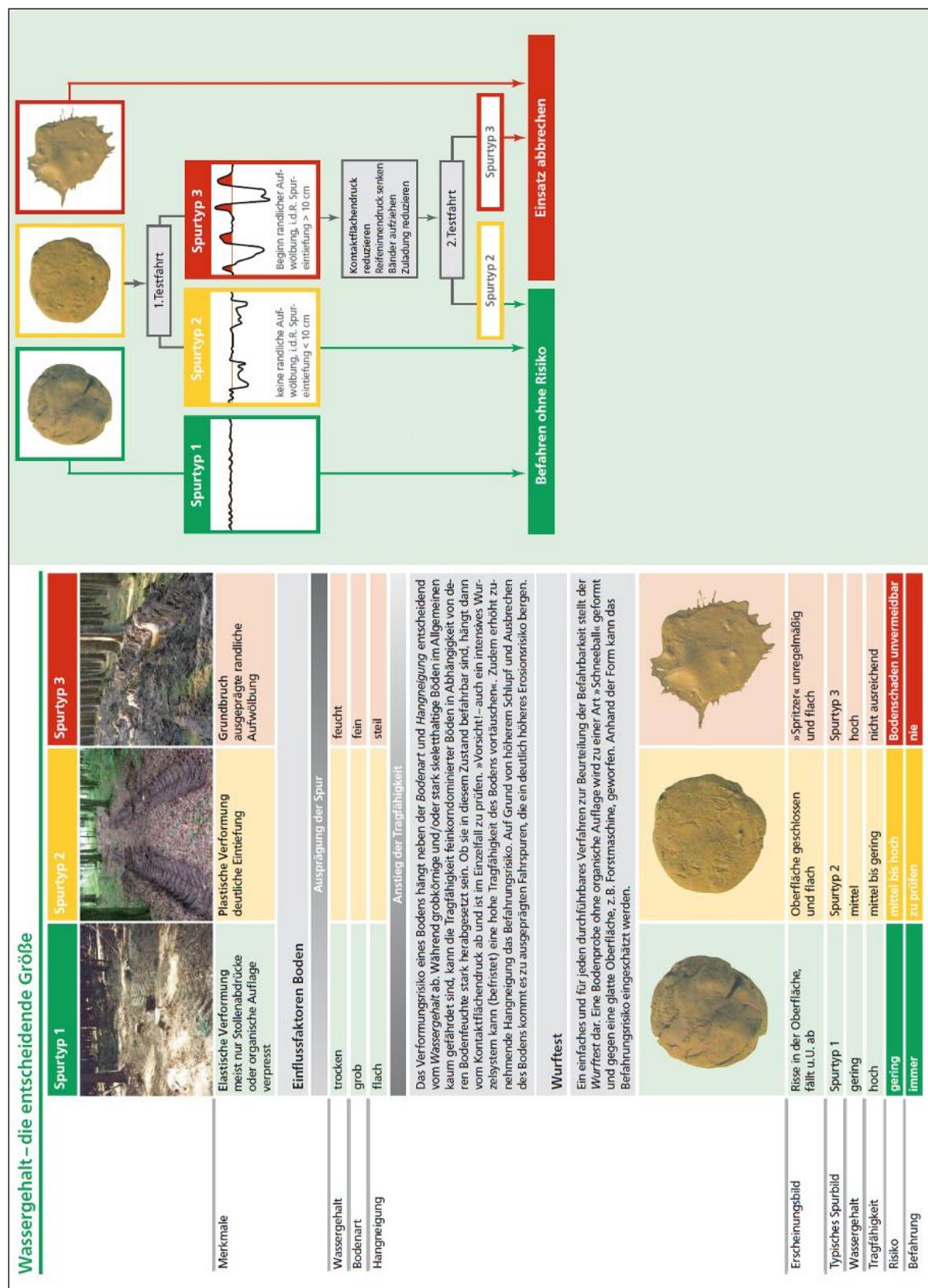


Abb. 3.28: Qualitativer Test zur Einschätzung der schadhaften Bodenverdichtung durch forstwirtschaftliche Nutzung (LWF 2012, verändert).

Dies unterscheidet die deutschsprachige Literatur deutlich von der anwenderorientierten Quellenlage der englischsprachigen Literatur. Durch den USFS (United States Forest Service) ist beispielsweise mit BURROUGHS & KING (1989) ein Technical Report erschienen, der unter dem

expliziten Titel „Reduction of Soil Erosion on Forest Roads“ eine sowohl quantitative, als auch anwenderadressierte Betrachtung der Thematik als Handreichung zum erosionsmindernden Wegebau bietet.

In der Zusammenschaus der vorliegenden Fachliteratur lassen sich dennoch – trotz der enorm heterogenen Untersuchungsräume – übergeordnete Trends und Methoden erkennen. Methodisch gesehen unterscheidet sich die Erforschung der wegeinduzierten Bodenerosion nicht oder nur marginal von den Verfahren zur Quantifizierung von Bodenerosionsereignissen im landwirtschaftlichen Kontext. Diese umfassen sowohl die Kartierung von *in situ* Formen, die Simulation von Erosionsereignissen mittels Berechnung und die Modellierung von Erosionspotentialen und Sedimentlieferaten sowohl für Einzelereignisse, als auch für Jahresgänge.

Betreffend der Kartierung und Kategorisierung von Erosionsformen sind die Publikationen von WEMPLE (1998) und WEMPLE ET AL. (2001) als wegweisend zu betrachten. So erfolgte durch WEMPLE ET AL. (2001, 193) erstmals eine explizite Ausweisung theoretisch vorkommender Erosionsformen, welche durch Anlage eines Weges ausgelöst werden (vgl. Abb. 3.29).

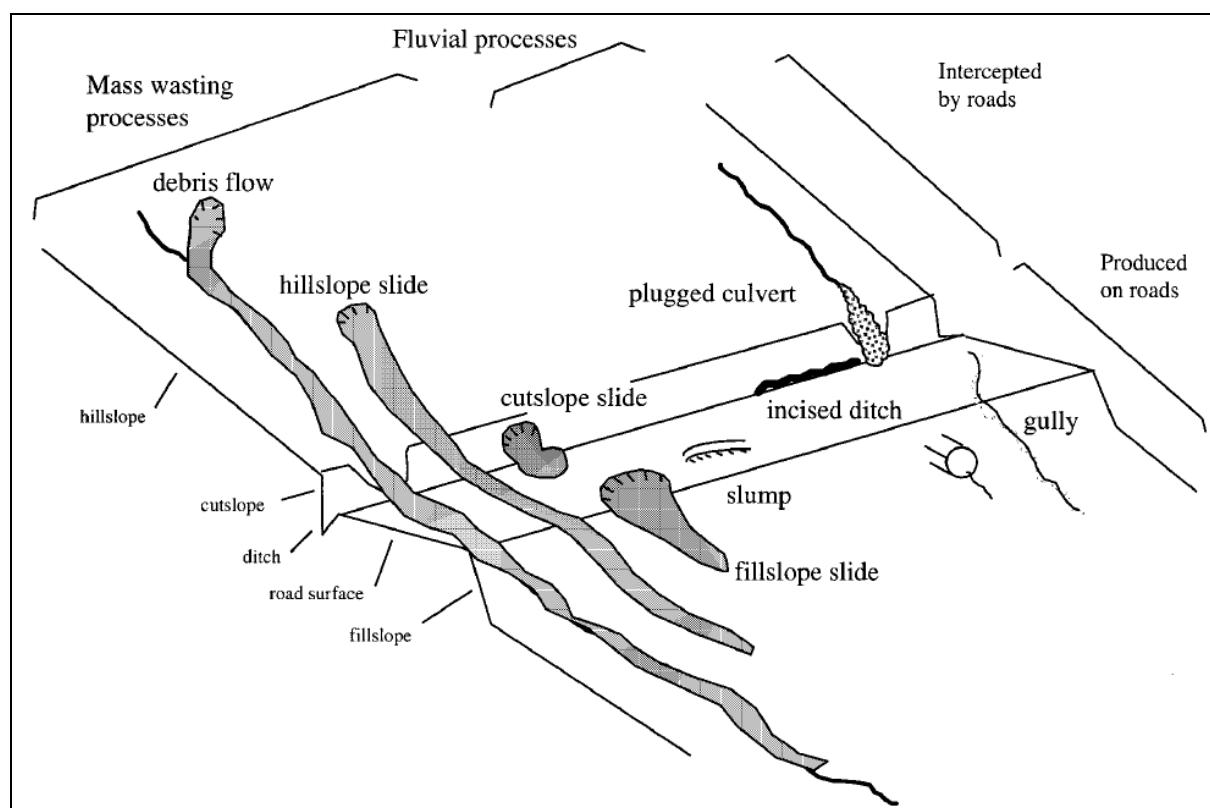


Abb. 3.29: Erosionsformen im Wegeumfeld (WEMPLE ET AL. 2001, 193).

Erkennbar ist, dass hierbei eine Kategorisierung der Erosionsformen nach gravitativen und hangfluvialen Prozessen, sowie nach räumlichem Ursprung vorgenommen wird. Letzterer wird danach unterschieden, ob die Weganlage eine bestehende Erosionsform unterbricht, oder ob die entsprechende Erosionsform auf der Wegoberfläche ursächlich Ihren Ursprung hat. Die Menge des bewegten Materials wird in den Publikationen von WEMPLE ET AL. (2001) und WEMPLE (1998) meist im Nachgang von Sturmereignissen mit entsprechend hohen Niederschlägen quantifiziert. Hierfür erfolgt kein fester Einbau von Messparzellen, vielmehr werden entstehende Formen mit uniformem Quarzsand verfüllt und die zur Verfüllung benötigte Menge ermittelt.

Bezüglich direkter Sedimentmengenmessungen wird in der Literatur jedoch ebenso häufig auf feste Einbauten zurückgegriffen, die über einen definierten Zeitraum die Sedimentlieferung von

abgesteckten Wegeparzellen sammeln (vgl. z.B. AKBARIMEHR & NAGHDI 2012; WELSH 2008; DOUGLAS 2003; CROKE ET AL. 2001; LUCE & BLACK 1999).

Grundsätzliches Problem beim Einbau fester Sedimentfänge ist die mitunter simultan stattfindende Nutzung und Befahrung des Weges. Nur in seltenen Fällen ist es möglich, dauerhafte Einbauten auf der Wegeoberfläche vorzunehmen, die im Zuge einer weiterhin stattfindenden Frequentierung des Weges Bestand haben. Die Studie von CROKE ET AL. (2001) soll hierfür stellvertretend sein. Abbildung 3.30 zeigt den prinzipiellen Aufbau eines solchen fest eingebauten Messplots. Hervorzuheben ist, dass dieser aufwendige Einbau nur deshalb durchgeführt werden konnte, weil Rückgassen nach einer Holzernte beprobt wurden, diese sind im Untersuchungszeitraum nicht wieder befahren worden.

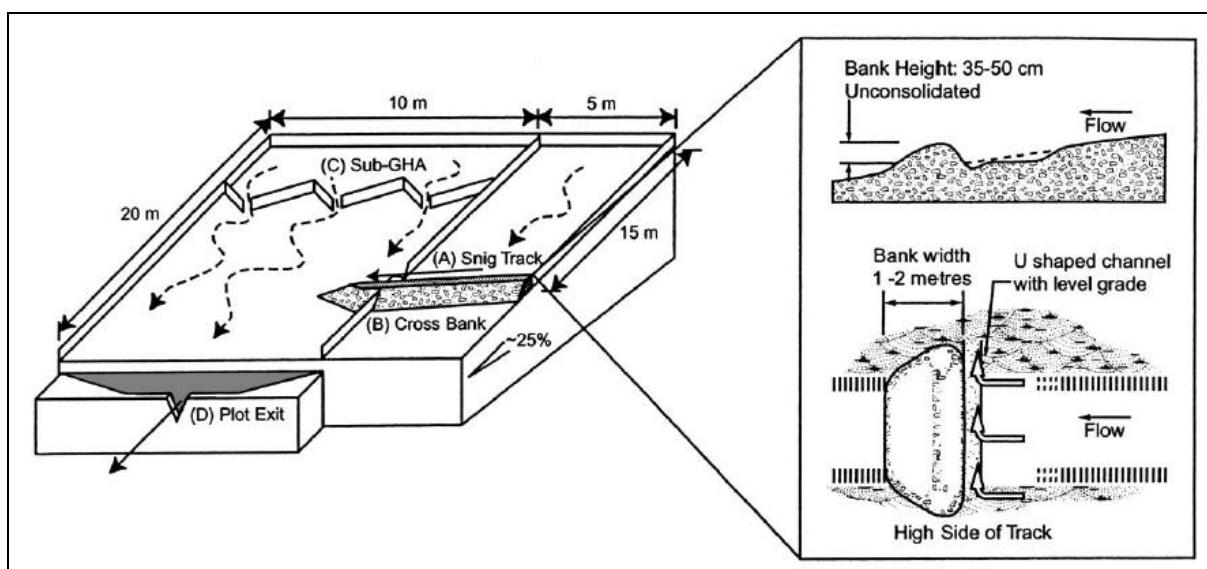


Abb. 3.30: Aufbau einer Erosionsmessparzelle auf einer Rückegasse (CROKE ET AL. 2001, 6).

Dem gegenüber stehen Einbauten auf befahrenen Wegen, die vor allem dann sinnvoll eingesetzt werden können, wenn Abflussquerableiter auf der Wegeoberfläche installiert wurden. Diese Einbauten sind häufig auf trassierten Wegen in Gebieten steilerer Hang- und Wegeneigungen zu finden, um abfließendes Oberflächenwasser von der Wegeoberfläche ableiten zu können.

Eine einfache Methode zur Messung besteht dann in der Installation von Auffangbehältern unterhalb der Auslässe. Dies wird vereinzelt von der Gruppe um WEMPLE & JONES durchgeführt, ein anschauliches Beispiel zeigen AKBARIMEHR & NAGHDI (2012) in Ihrem Methodensetup (vgl. Abb. 3.31).

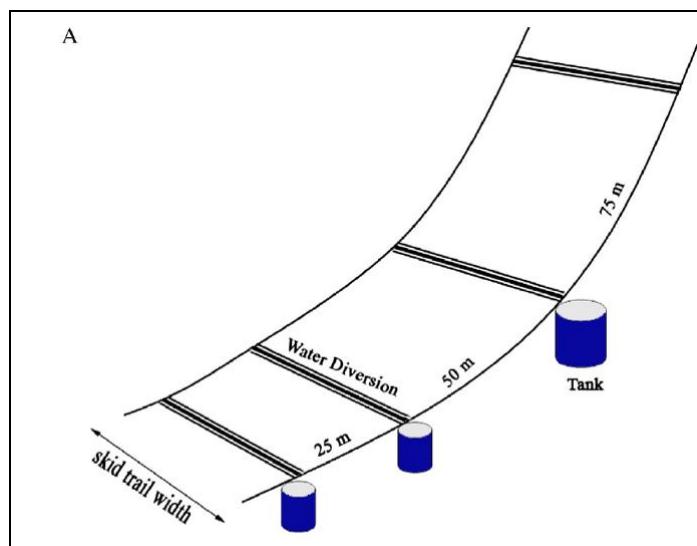


Abb. 3.31: Nutzung von Querableitern zur Erosionsquantifizierung auf Wegoberflächen (AKBARIMEHR & NAGHDI 2012, 70).

Es findet jedoch nicht nur direkte Messung von Sedimenttransporten statt, vielmehr wird auch mittels Beregnungsversuchen die Simulation von erosionsrelevanten Niederschlagsereignissen auf Wegeoberflächen durchgeführt. Eine detaillierte Beschreibung der Methodik findet sich in Kapitel 5.4, da diese Methode den Kern der vorliegenden Arbeit darstellt. In der Betrachtung der vorliegenden Fachliteratur ist vor allem die Gruppe um W. J. Elliot und R. B. Foltz zu nennen, die Beregnungsversuche auf Wegeoberflächen durchgeführt hat (vgl. FOLTZ ET AL. 2009; FOLTZ & COPELAND 2009). Neben diesen Publikationen finden sich ebenso Anwendungen dieser Methodik bei einer Vielzahl von weiteren Autoren (z.B. BUTZEN ET AL. 2014; ROBICHAUD ET AL. 2010; BACKES 2005; ZIEGLER ET AL. 2001; BURROUGHS & KING 1998), die Spannweiten der berechneten Parzellengrößen und der Niederschlagseigenschaften schwanken jedoch beträchtlich. So liegen die angelegten Intensitäten des artifiziellen Niederschlags zwischen 40 (BUTZEN ET AL. 2014) und 122 (ZIEGLER ET AL. 2001) mm h^{-1} , zusätzlich werden neben Kleinstparzellen (BUTZEN ET AL. 2014) ganze Wegetransekte von mehreren Metern Länge und der gesamten Wegbreite berechnet (vgl. z.B. BURROUGHS & KING 1989). Abbildung 3.32 zeigt beispielhaft die entsprechenden Unterschiede auf.

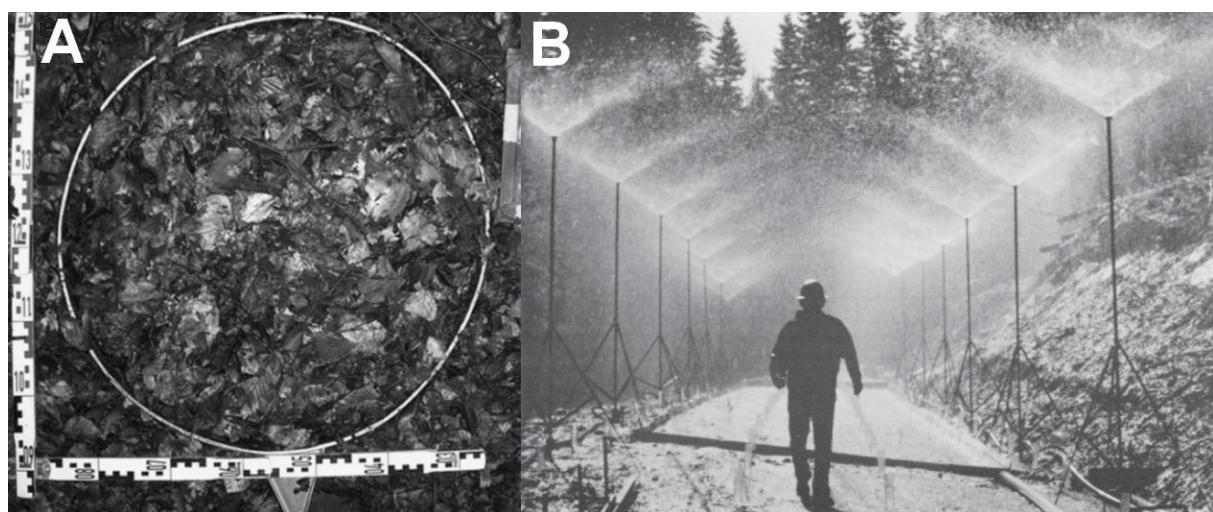


Abb. 3.32: Vergleich verschiedener Plotgrößen bei Beregnungsversuchen auf Wegeoberflächen. A: BUTZEN ET AL. (2014, 206) B: BURROUGHS & KING (1998, ii)

Da bei erosionsbezogenen Fragestellungen häufig der Wunsch nach Prognostizierbarkeit besteht, stellt die Berechnung von Modellen zur Erosionsrate und -gefährdung einen häufigen Ansatz dar. Auch im Bereich der Wegeerosion sind entsprechende Bestrebungen zu verzeichnen. Einen Überblick zu Modellen, welche sich explizit mit der Thematik der Wegeerosion beschäftigen, bieten FU ET AL. (2010) und SKAUGSET ET AL. (2011) in vergleichenden Metastudien, die zum Zeitpunkt der Anfertigung der vorliegenden Arbeit als allumfassende Betrachtungen der bestehenden Modellansätze zur Wegeerosion gelten können.

Hauptsächlich werden nur wenige unterschiedliche Modelle für die Betrachtung der Wegeerosion angewandt. Hierunter fallen naturgemäß diejenigen Modelle, welche speziell auf die Gegebenheiten von Wegoberflächen angepasst wurden. Zuvordest sind das Washington Road Surface Erosion Model (WARSEM) nach DUBÉ ET AL. (2004) und das Modul WEPP:Road nach ELLIOT ET AL. (1999) zu nennen, letzteres ist eine spezialisierte Weiterentwicklung des Modells WEPP nach FLANAGAN & LIVINGSTON (1995).

Neben diesen spezialisierten Modellen werden ebenso entsprechend kalibrierte, nicht genuin wegebezogene Modelle verwendet. Diese umfassen beispielsweise die Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), bzw. die deutschsprachige Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG) / DIN19708, oder aber das Kernmodul des Water Erosion Prediction Program (WEPP) ohne spezifische Nutzung des Zusatzmoduls WEPP:Road. Hiervon abweichend sind nur vereinzelte Modellansätze zu finden, die jedoch dann meist spezialisiert auf ein betrachtetes Untersuchungsgebiet hin entwickelt wurden (vgl. z.B. JHA ET AL. 2007, RAMOS-SCHARRÓN & MACDONALD 2007).

Wie bei allen Bodenerosionsmodellen ist auch im Falle der Betrachtung von Wegen zwischen empirischen und physikalisch basierten Modellen zu unterscheiden. Empirische Modelle, hierunter fallen die ABAG / DIN 19708 oder das spezialisierte WARSEM, basieren auf dem statistisch hergeleiteten Zusammenhang zwischen im Gelände zu erhebenden Eingangsparametern. Sie benötigen somit eine möglichst breit aufgestellte Datenbasis, bei der zum einen die bestimmenden Faktoren für Bodenerosion an einem Standort bekannt sind, zum anderen aber auch der Einfluss derselben anhand von empirischen Korrekturfaktoren möglichst genau beschrieben wird. Gerade letzteres bedingt, dass Messwerte sowohl in großer Menge, als auch in möglichst langen Zeitreihen erhoben werden. Sind diese Faktorausprägungen für die jeweiligen Eingangsparameter bekannt, weisen empirische Modelle üblicherweise den Vorteil einer für den Endanwender einfachen Nutzung auf, da meist anhand von Korrekturwerttabellen der direkte Wert für einen Eingangsfaktor abgelesen werden kann. Ein großer Nachteil ist jedoch bei solchen Modellen, dass meist nur ein Erosionspotential für eine betrachtete Flächeneinheit ermittelt wird, Depositionsverhalten oder aber Wechselwirkungen zwischen benachbarten Flächen können nur bedingt (WARSEM) bis nicht (ABAG) betrachtet werden (MORGAN 1999, 73 ff.).

Dem gegenüber stehen die physikalisch basierten Erosionsmodelle wie WEPP, welche auf Grundlage der realen physikalischen Gegebenheiten und Gesetzmäßigkeiten den Stofftransport auf einer Bezugsfläche modellieren können. Hierbei ist es auch möglich, echte Transportpfade durch die betrachtete Raumeinheit zu modellieren, zusätzlich lassen sich auch Aussagen über die mögliche Stoffdeposition in der Fläche treffen. Ein großer Nachteil ist jedoch die benötigte Datentiefe, die Eingabewerte für physikalisch basierte Modelle sind bedeutend umfangreicher, als es bei den empirischen Erosionsmodellen der Fall ist. Abbildung 3.33 zeigt eine Übersicht verschiedener wegebezogener Erosionsmodelle nach FU ET AL. (2010, 9), gegliedert hinsichtlich der benötigten Datentiefe und der raumzeitlichen Auflösung des Modellansatzes.

Models	Type	Data requirements ^a	Temporal scale	Spatial scale	Modelled features	Process representation ^b	Sediment size fraction
WARSEM	Empirical	Medium	Annual average	Road network	Surface, drain, cutslope, fillslope	Erosion and delivery	Single
USLE and modifications	Empirical	Small	Annual average	Road network	Surface, cutslope	Erosion only	Single
ROADMOD	Empirical	Medium	Annual average	Road network	Surface	Erosion and delivery	Single
STJ-EROS	Empirical	Medium	Annual average	Road network	Surface, cutslope	Erosion and delivery	Multiple
WEPP	Physics-based	Large	Annual average	Road segment	Surface, drain, cutslope, fillslope	Erosion and delivery	Multiple
KINEROS2	Physics-based	Large	Event based	Plot-small catchment	Surface	Erosion only	Multiple
GA-UH and GA-KW + rating curve	Coupled physics-based and empirical	Medium	Event based	Road segment	Surface	Erosion and delivery	Single

^a Data requirements are based on the number of model inputs and parameters, as well as the accessibility to these values, including the involvement of field work.
^b Process representation includes the consideration of road surface erosion and the delivery of sediment from road to stream.

Abb. 3.33: Datentiefe und Modelleigenschaften ausgesuchter Modelle zur Wegeerosionsmodellierung (FU ET AL. 2010, 9).

Den speziell auf die Wegeerosion zugeschnittenen Modellen ist gemein, dass bei ihnen meist der Sedimenteintrag eines Weges in einen anliegenden Vorfluter berechnet werden soll. Daher stellt beispielsweise die Entfernung des Vorfluters eine entscheidende Eingangsgröße der Modellparameter dar. Somit ist hier der Fokus hauptsächlich auf den ökologischen Folgeschäden gelegt, entsprechend sind auch die Eingabeparameter gestaltet.

Obwohl es bereits explizite Bodenerosionsmodelle für wegeinduzierte Bodenerosion gibt, bleibt festzuhalten, dass im Gesamtbild die Modellierung von Wegeerosion bislang nur eingeschränkt möglich ist. Dies hat vor allem seine Ursache in der starken regionalen Eingrenzung der Modellkalibrierung, abermals auf den pazifischen Nordwesten der USA. Lediglich WEPP:Road besitzt Klimadatensätze, die entsprechend auf andere Untersuchungsräume anpassbar sind. Zusätzlich merken SKAUGSET ET AL. (2011, 3) kritisch an, dass die verschiedenen Modelle zur Beurteilung der Erosionsgefährdung von Wegeoberflächen allesamt eine Überschätzung der zu erwartenden Sedimentfracht aufweisen.

Es muss bezüglich des aktuellen Standes der Modellierung wegeinduzierter Erosionsereignisse festgestellt werden, dass bis dato kein allgemein akzeptiertes und durch eine entsprechende Anwendung in verschiedenen Regionen validiertes Modell vorliegt. Letzterer Kritikpunkt kann vor allem durch die Verwendung eines physikalisch basierten Modells umgangen werden, da hier nur ein Minimum an empirischen Zusammenhängen aus Feldversuchen in die Modellalgorithmen eingeht. Eine andere Möglichkeit ist die Anpassung eines bereits bestehenden empirischen Modells, welches Eingangsparameter und Korrekturfaktoren aufweist, die bereits für das Untersuchungsgebiet kalibriert sind. Eine dahingehend sowohl von FU ET AL. (2010, 6) als auch von SKAUGSET ET AL. (2011, 3) angedachte Alternative stellt die Verwendung der ABAG mit entsprechend an Wegoberflächen angepasste Eingangs faktoren dar. Begründet wird dies durch die vergleichsweise einfache Modellarchitektur der ABAG und die inzwischen für viele betrachtete Untersuchungsraume bestehende Modellkalibration. Dem gegenüber steht jedoch die bereits erläuterte, mangelnde Detailtiefe des Modells im Vergleich zu fortschrittlichen, physikalischen Erosionsmodellen. Problematisch ist zudem, dass bisher noch keine Ansätze zur Anpassung der ABAG für Wegeoberflächen bestehen.

Diesem Forschungsstand folgt die vorliegende Arbeit. Die Wahl bei der Modellierung wegeinduzierter Bodenerosion fiel auf die ABAG / DIN 19708 und WEPP, um sowohl den Einsatz eines empirischen als auch eines physikalisch basierten Modells zu erproben. Die beiden Modelle sind prinzipiell geeignet, wegeinduzierte Bodenerosion zu modellieren, stellen jedoch hinsichtlich ihrer benötigten Datentiefe die zwei konträren Ansätze dar. Genaue Erläuterungen zu den verwendeten Modellen und der entsprechenden Kalibrierung finden sich im entsprechenden Methodenkapitel (Kapitel 5.5).

Nach dieser Aufstellung häufig genutzter Methoden können bezüglich der generellen Bedeutung von Wald- und Forstwegen im Kontext der Bodenerosionsproblematik trotz aller methodischer und regionaler Heterogenität in der vorliegenden Literatur einige grundlegende Aussagen getroffen

werden. Es wird deutlich, dass Wege gerade in bewaldeten Einzugsgebieten den Hauptanteil der mobilisierten Sedimentmengen liefern (LUCE 2002, 2901). So beschreibt SWIFT (1984^a, 657) einen Anteil von 90% von Wegesediment an der erodierten Gesamt sedimentmenge im Zuge forstwirtschaftlicher Nutzung. Einzelne Studien weisen sogar höheres Erosionspotential als ackerbauliche Standorte aus (BUTZEN ET AL. 2014, 208).

Wege stellen zudem eine bedeutende Quelle von vor allem Feinsediment dar, was bei einem Eintrag in einen assoziierten Vorfluter Folgen für die dort vorkommende Biozönose hat. Studien zu ökologischen Off-Site Schäden von Wegen sind beispielsweise von SHERIDAN & NOSKE (2005), SPIES ET AL. (2002), TROMBULAK & FRISSELL (2001) und FLANAGAN ET AL. (1998) durchgeführt worden.

Diese betreffen vor allem Fisch- und Makrozoobenthospopulationen, da es durch den Feinsedimenteintrag zur Kolmation des hyporheischen Interstitials kommen kann. Dieser Prozess beschreibt die Verfüllung des Porensystems innerhalb des Sohlensubstrats durch Feinsedimente. Hierdurch gehen bedeutende Lebens- und Laichzonen innerhalb eines fluvialen oder limnischen Lebensraums verloren. Es finden sich spezielle Quellen, die den genauen Einfluss von Wege- und Straßensediment auf beispielsweise Fischpopulationen untersuchen (bspw. LANE & SHERIDAN 2002; HARR & NICHOLS 1993; CEDERHOLM ET AL. 1980). Allesamt weisen diese Studien die nachteilige Wirkung von Wegesystemen aus, so nicht für eine Erosionsminderung auf den Flächen gesorgt wird und gleichzeitig ein Eintragspfad für die mobilisierten Sedimente in einen Vorfluter besteht.

Ebenso wird die Bedeutung von Wegen in Bezug auf die vermehrte und schnellere Generierung von Oberflächenabfluss hervorgehoben (vgl. z.B. GRANT ET AL. 2008; TEMPEL 2006; BONELL 1993). Dies hat gerade bezüglich des Wasserrückhaltes dieser Gebiete und dem damit verbundenen, erhöhten Risiko von Hochwasserereignissen eine übergeordnete Rolle, da Wege die Eigenschaft von Waldgebieten als dezentrale Hochwasserschutzkomponenten unterminieren.

Entscheidender Faktor für die Ausprägung und Schwere von Erosions- und Abflussereignissen ist studienübergreifend die bauliche Ausführung der Weganlage. Wird die Ausbildung von eingetieften Fahrspuren nicht stringent unterbunden, kommt es zu einer deutlichen Erhöhung der Sedimentlieferung eines Wegetransektes (RIEDEL ET AL. 2007; McGINTY 2007; MADEJ 2001; BURROUGHS & KING 1998). Auch die Dichte des Wegenetzes hat einen signifikanten Einfluss auf die Sedimentlieferung in den vorliegenden Studien, je dichter die Walderschließung in einem betrachteten Gebiet vorangetrieben wurde, desto größer war der zu beobachtende Sedimentoutput (vgl. z.B. ANDERSON & LOCKABY 2011; SURFLEET 2007; MADEJ 2001; BURROUGHS & KING 1998). Die Raten schwanken hierbei jedoch je nach betrachtetem Gebiet erheblich.

Neben diesen Trends lassen sich zudem räumliche und zeitliche Muster erkennen. So ist mit der Störung der Wegoberfläche durch Befahrung eines Weges eine Reaktion der Erosionsraten zu erkennen. Es konnte nachgewiesen werden, dass die Sedimentmenge, die von einem Wegetranekt mobilisiert werden kann, direkt nach der Befahrung deutlich zunimmt und erst – keine erneute Störung vorausgesetzt – sukzessiv abnimmt. Ähnlich verhält es sich mit dem Gesamtaalter einer Weganlage, junge Wegesysteme liefern eine höhere Sedimentmenge als diejenigen, die bereits über einen längeren Zeitraum etabliert sind (ANDERSON & LOCKABY 2011; CROKE ET AL. 2001; STRINGER & TAYLOR 1998; BURROUGHS & KING 1989; KING 1984; REID & DUNNE 1984; MEGAHAN 1974).

Ein anschauliches Beispiel für diesen zeitlichen Trend der Bodenerosion nach einem Störungsereignis beschreiben CROKE ET AL. (2001) für Rückegassen in New South Wales, Australien. Beprobte Rückegassen auf drei verschiedenen Substraten zeigten in einem fünfjährigen Messzeitraum eine deutliche Abnahme der Sedimentlieferung nach einmaliger Befahrung (vgl. Abb. 3.34). Der Anteil der erodierten Sedimentmenge des ersten Beprobungsjahres an der gesammelten Gesamtmenge lag bei den verschiedenen Untersuchungsflächen zwischen 65 und 99%.

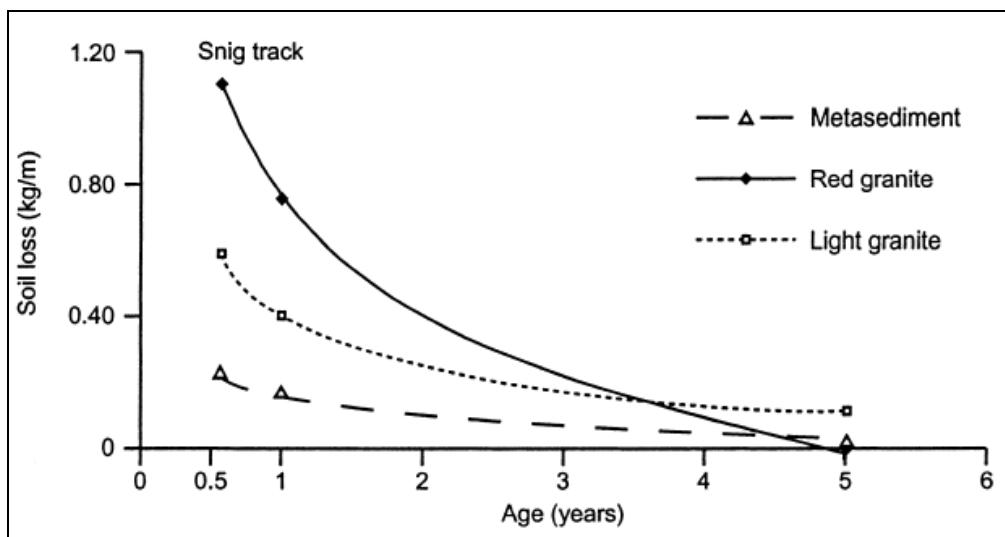


Abb. 3.34: Abnahme des Bodenverlustes auf Rückgassen mit zeitlicher Distanz zur Befahrung (CROKE ET AL. 2001, 9).

Gleichzeitig sind die zeitlichen Muster der großen Erosionsereignisse naturgemäß an vereinzelt vorkommenden Starkregen- und Sturmereignissen gebunden. Die Sedimentbilanz eines Jahresgangs betreffend sind die maximalen Erosionsraten vor allem im Umfeld eben jener Starkregenereignisse zu finden, wenn auch eine durchweg höhere Sedimentmobilisierung durch Wege über das Gesamtjahr zu verzeichnen ist (z.B. FRANSEN ET AL. 2001; MACDONALD ET AL. 2001; ARNÁEZ & LARREA 1995). Dahingehend unterscheidet sich die wegeinduzierte Bodenerosion nicht von Erosionsereignissen, wie sie beispielsweise auf landwirtschaftlichen Nutzflächen beobachtet werden können.

Gerade bei Rückbau und Auflassung von Wegen kann diese Tendenz auch über längere Zeitreihen betrachtet werden (THOMPSON & SESSIONS 2010; COOK & DRESSER 2007; DUNKLEY ET AL. 2004; SWITALISKI ET AL. 2004; MADEJ 2001). Es konnte festgestellt werden, dass der schadhbare Einfluss eines Weges im Bezug auf die Sedimentlieferung vergleichsweise schnell nachlässt. Dies hat ursächlich mit der raschen Ausbildung einer schützenden Vegetations- und Streuschicht zu tun. Die hydrologischen Folgeerscheinungen, die meist aufgrund der Verdichtung des Bodens in den Fahrspuren zu verzeichnen ist, können jedoch – wie in Kapitel 3.2 beschrieben – deutlich länger Auswirkungen auf die Standortqualität und die Abflussbildung haben (FROEHLICH ET AL 1985; THORUD & FRISSELL 1976). Generell bedingen Rückbau und Aufgabe von Wegen jedoch die Abnahme der Sedimentlieferung und der Abflussbildung in einem Untersuchungsgebiet (STRINGER & TAYLOR 1998, 1).

Räumliche Muster betreffen konnte nachgewiesen werden, dass meist besonders erosionsvulnerable Wegabschnitte den Großteil der erodierten Sedimentmenge innerhalb eines beobachteten Gebietes erzeugen (ANDERSON & LOCKABY 2011, 308). Gründe für diese besonders starke Erosionsgefährdung bestimmter Abschnitte sind vor allem die Konzentration des Oberflächenabflusses in Fahrspuren und eine hohe Hangneigung der Wegoberfläche. Auch Bereiche im direkten Umfeld von Auslässen oder Dükern sind durch die Konzentration des Oberflächenabflusses besonders erosionsgefährdet (CROKE & MOCKLER 2001; TAGUE & BAND 2001; STRINGER & TAYLOR 1998; KETCHESON & MEGAHAN 1996; HAGANS ET AL. 1986).

Darüber hinaus kommt es in Kurvenbereichen zum gegenteiligen Effekt, der Sedimentakkumulation, da hier der Oberflächenabfluss mitunter die Tiefenlinie der Fahrspuren verlassen kann und dispers in die Böschungsfläche übertritt. Durch die plötzliche Vergrößerung des Fließquerschnittes nimmt die Fließgeschwindigkeit des Abflusses ab, was in einer Sedimentation des mitgeführten Bodenmaterials resultiert (vgl. z.B. KETCHESON & MEGAHAN 1996).

Der aktuelle Forschungsstand der wegeinduzierten Bodenerosion weist somit zusammengefasst folgende Erkenntnisse aus:

- Wege stellen in bewaldeten Einzugsgebieten die Flächennutzung mit dem höchsten Bodenerosionspotential dar, obwohl meist nur ein geringer relativer Flächenanteil von Wegen eingenommen wird.
- Das Bodenerosionspotential von Wegen wird maßgeblich durch die bauliche Ausführung und der Topographie der Wegoberfläche beeinflusst.
- Das Bodenerosionspotential von Wegen steigt mit zunehmender Befahrungshäufigkeit und ist umso größer, je jünger der betrachtete Weg ist.
- Die wegeinduzierte Bodenerosion kann durch Auflassung von Wegen vergleichsweise schnell unterbunden werden, wenn auch die bodenphysikalischen Folgeerscheinungen von Befahrungen deutlich persistenter sind.

4 | Untersuchungsgebiet

4.1 | Lage und Topographie

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Thematik der wegeinduzierten Bodenerosion innerhalb eines abgegrenzten Untersuchungsgebiets. Dieses umfasst den hauptsächlich den Wassenacher Wald, ein Wald- und Forstgebiet im Bereich des Veitskopfes, einem alkalibasaltischen Schlackenkegel im Norden des Naturschutzgebiets Laacher See bei Mendig (Landkreis Mayen-Koblenz). Das Naturschutzgebiet um den Laacher See erstreckt sich nördlich der Stadt Mendig (Kreis Mayen-Koblenz) auf einer Gesamtfläche von 21,42 km² inklusive der Seefläche des Laacher Sees von 3,3 km². Es wurde bereits im Jahre 1940 durch die Verordnung 13110 der damaligen höheren Naturschutzbehörde in Koblenz als Naturschutzgebiet ausgewiesen (Gebietsnummer NSG-7131-006). Die damalige festgelegte Fläche von ca. 18 km² wurde schrittweise durch Neuverordnungen in den Jahren 1982 und 1987 auf die heutige Fläche von ca. 21 km² ausgeweitet. Heute erstreckt sich das Naturschutzgebiet auf Gebietsteile der Verbandsgemeinden Andernach-Land, Brohltal und Mendig der Landkreise Ahrweiler und Mayen-Koblenz (RLP 1940 – 1996). Abbildung 4.1 zeigt die übergeordnete Lage des Naturschutzgebiets innerhalb von Rheinland Pfalz.

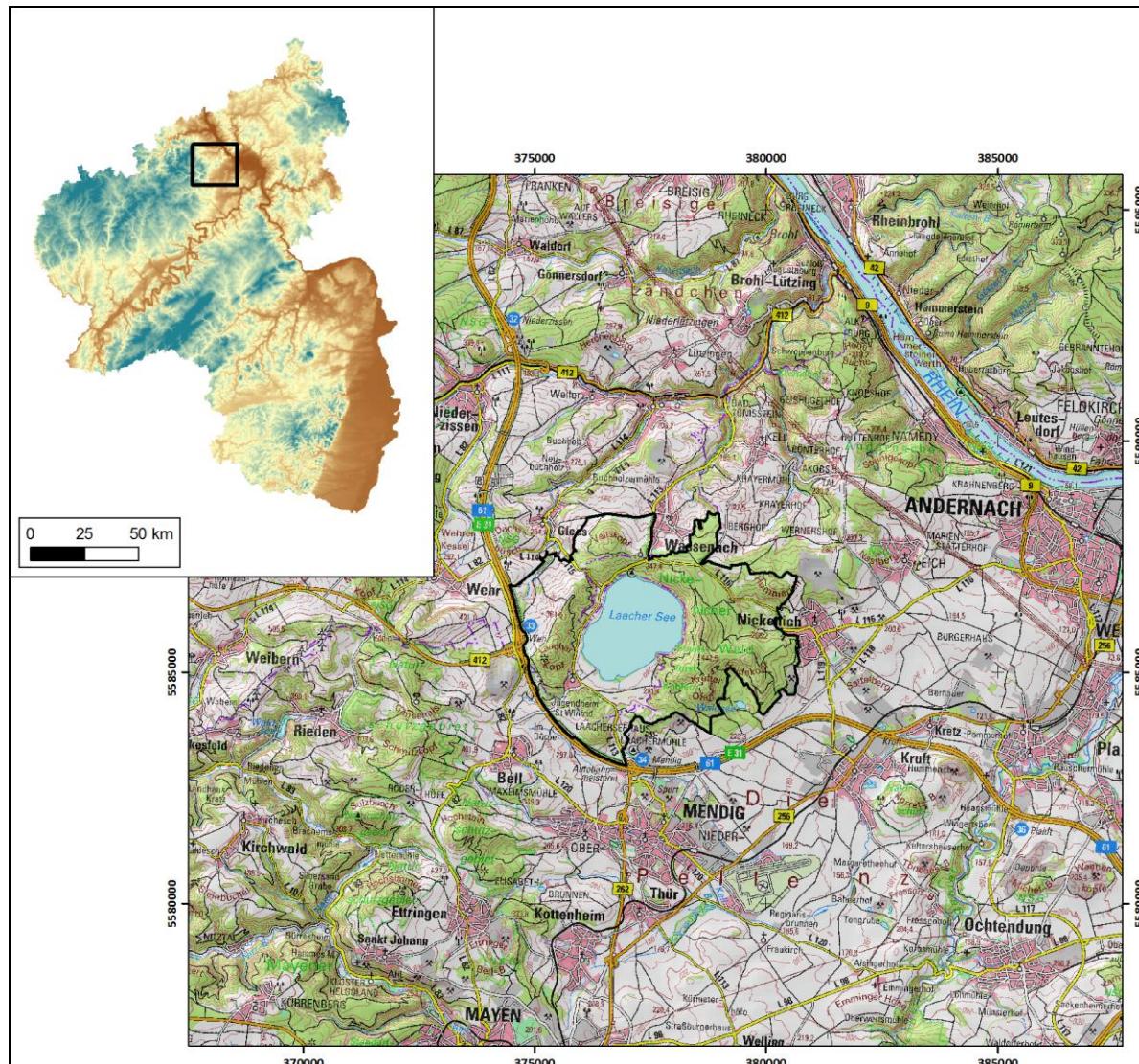


Abb. 4.1: Grenzen und Lage des Naturschutzgebiets Laacher See (NSG LS) innerhalb von Rheinland Pfalz. Datengrundlage DGM: SRTM-Daten (NASA GLCF) Kartengrundlage: DTK100 (LVerGeo RLP). UTM-referenziert.

Innerhalb des Naturschutzgebiets wurde im Norden eine Untersuchungsfläche abgegrenzt, welche insgesamt eine Fläche von 1,96 km² umfasst. Begrenzt wird sie im Süden und Osten von der L113, im Westen und Norden bildet die Grenze des Naturschutzgebiets und die L115 die Abgrenzung des Untersuchungsgebietes.

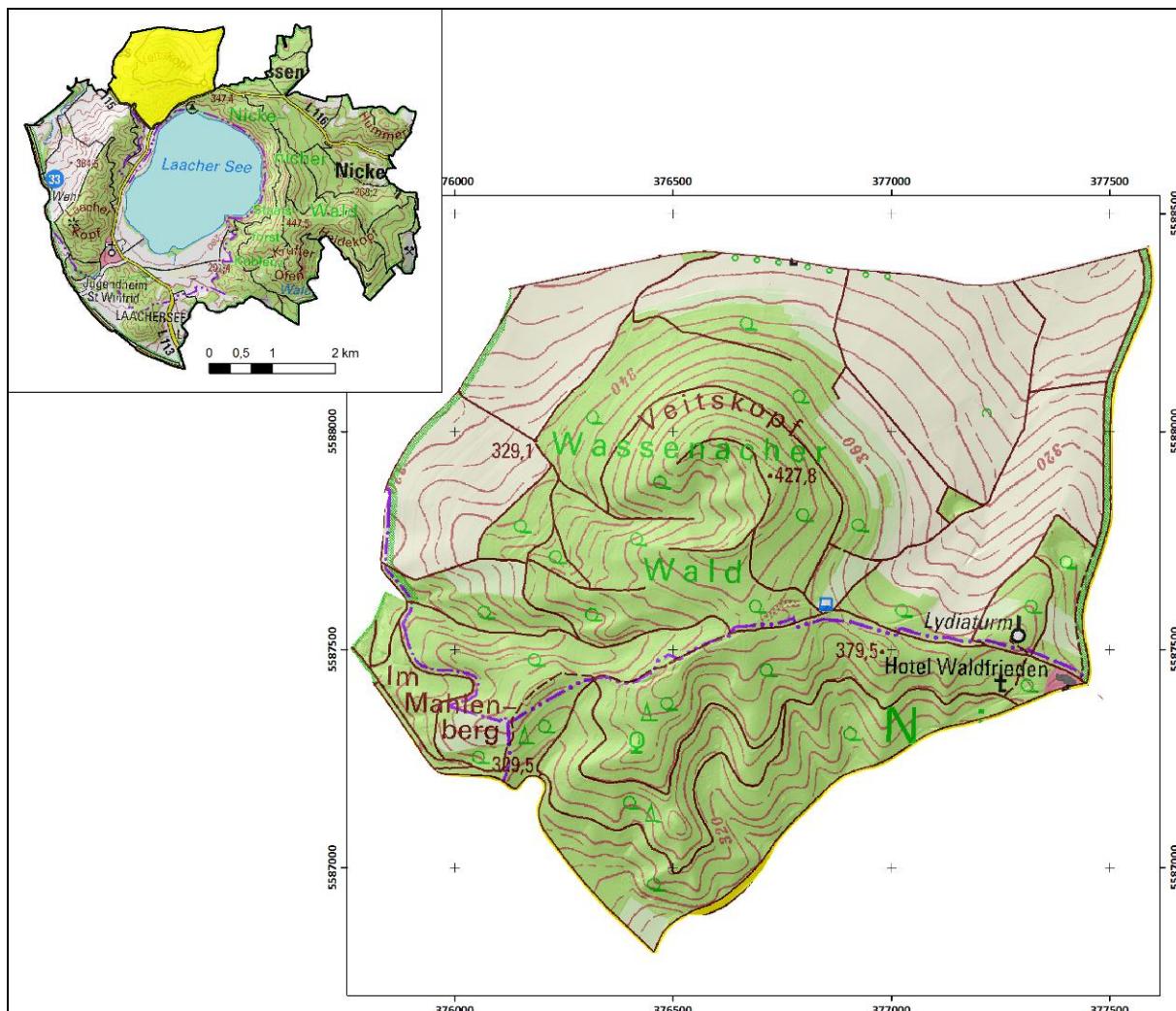


Abb. 4.2: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets Veitskopf innerhalb des Naturschutzgebiets Laacher See (NSG LS), eigene Darstellung. Datengrundlage DGM: SRTM-Daten (NASA GLCF), LIDAR-DGM1 (LVerMGeo RLP) Kartengrundlage: DTK100, DTK25 (LVerMGeo RLP). UTM-referenziert.

Hauptsächliches Auswahlkriterium für die Flächenabgrenzung war die von vornehmerein geplante, detaillierte Betrachtung eines kleinen Teilgebietes innerhalb des Naturschutzgebietes. Daher wurde ein Gebiet gewählt, welches über ein möglichst diverses aber gleichzeitig dichtes Wegenetz verfügt, um ein Höchstmaß an verschiedenen Wegekategorien bei möglichst homogenen übrigen Randbedingungen beproben zu können. Innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen insgesamt drei Waldgebiete, die Grenzen sind anhand Abbildung 4.2 erkennbar.

Die violette Liniensignatur, welche in Ost-West-Richtung durch das Untersuchungsgebiet führt und sich im Osten um den Schlag Im Mahlenberg aufteilt, markiert die Grenzen der jeweiligen Flächen. So findet sich der Wassenacher Wald, welcher zum Forstrevier Wassenach gehört, nördlich der Grenze im Bereich des Veitskopfkegels und Teile des Nickenicher Waldes, der ebenso wie das Gebiet Im Mahlenberg zum Forstrevier Laacher See zählt, südlich der Grenzlinie. Höchste Erhebung und

dominante morphometrische Einheit im Untersuchungsgebiet ist der Veitskopf, welcher eine Höhe von 427,8 m ü. NN erreicht, die niedrigsten Bereiche des Untersuchungsgebietes liegen im äußersten Süden und im Nordwesten des Gebietes auf einer Höhe von ca. 280 m ü. NN (vgl. Abb. 4.3).

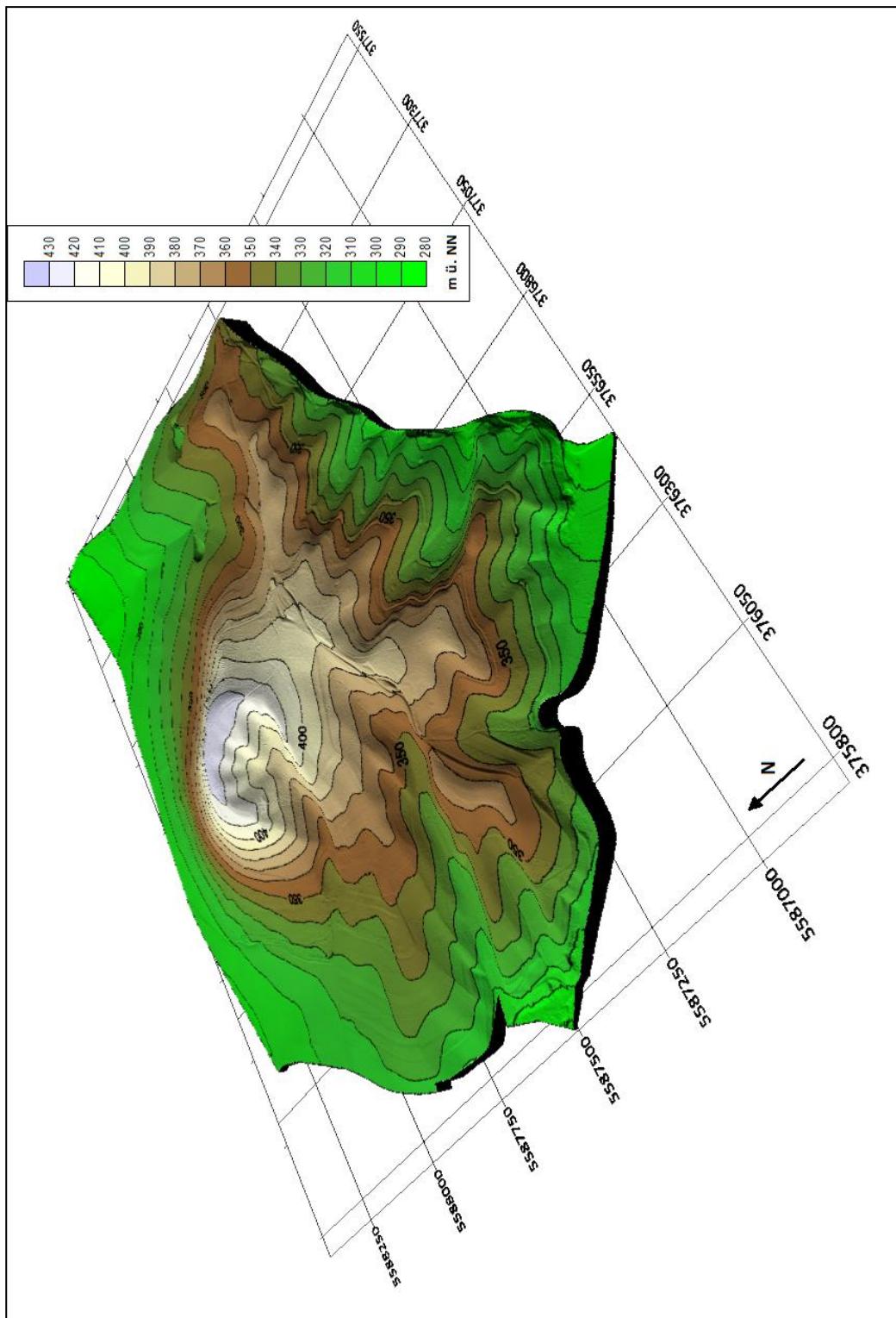


Abb. 4.3: Perspektivische Ansicht des Untersuchungsgebiets, Blickrichtung 40°, eigene Darstellung. Datengrundlage: LIDAR-DGM1 (LVerMGeo RLP). UTM-referenziert.

Die hypsometrische Kurve des Gebietes (Abb. 4.4) zeigt eine deutliche Häufung der Flächen in Höhenlagen zwischen 300 und 350 Metern ü. NN, jeweils nur knapp 10% der Fläche liegt oberhalb von 375 m ü. NN, respektive unterhalb von 300 m ü. NN.

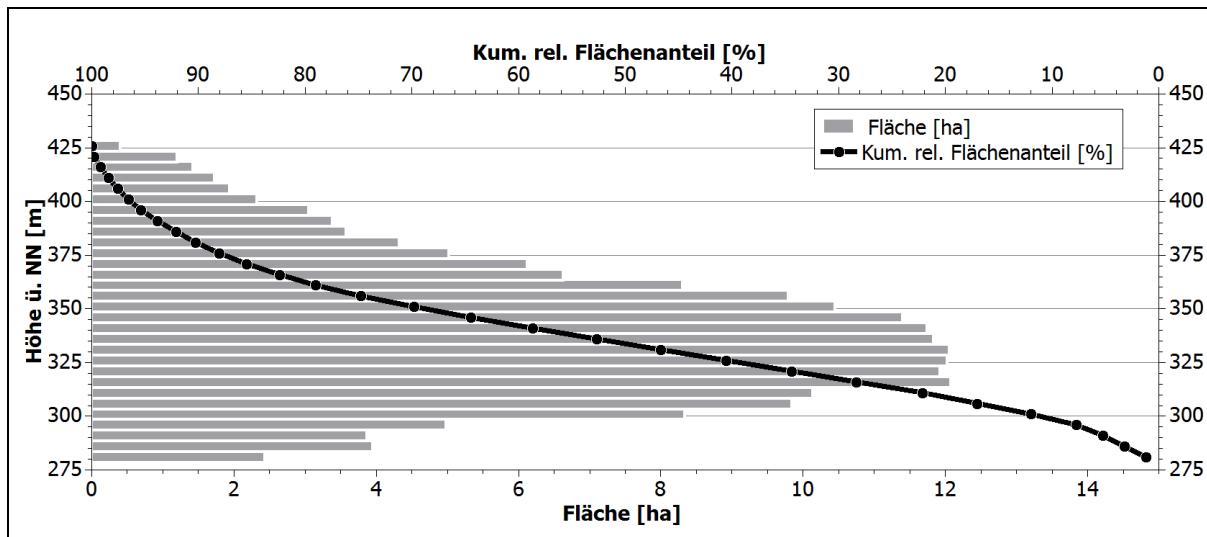


Abb. 4.4: Hypsometrische Kurve des Untersuchungsgebietes.

Durch den steilen Abfall der Hänge des Veitskopfs in Richtung der Laacher See Caldera im Süden ergeben sich auf kurze Strecken teils beträchtliche Höhenunterschiede, die sich in entsprechenden Hangneigungen niederschlagen. Abbildung 4.5 zeigt die Hangneigungskarte des Gebietes auf Basis der Neigungsklassen der 5. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5) (AD-HOC AG BODEN 2005). Vor allem die landwirtschaftlich genutzten Flächen im Norden des Untersuchungsgebietes sind durch flache Hangneigungen geprägt, während die angesprochenen, steileren Bereiche vor allem im Süden an den Hängen der Laacher See Caldera zu finden sind und somit vornehmlich unter Wald- und Forstnutzung fallen (vgl. Kapitel 6.1). Jedoch weist auch das direkte Umfeld des Veitskopfkraters hohe Hangneigungen auf.

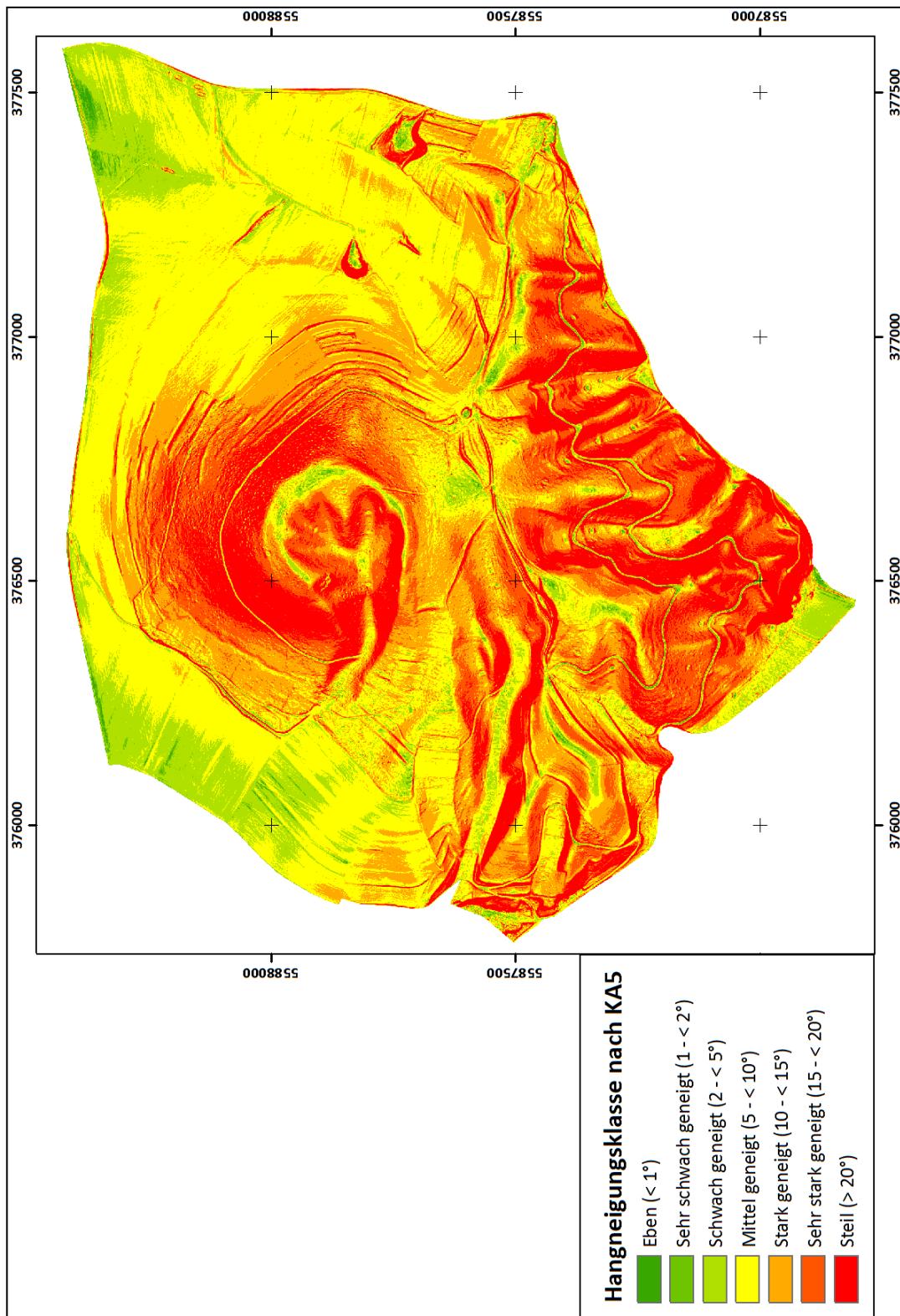


Abb. 4.5: Hangneigungskarte des Untersuchungsgebiets, eigene Darstellung. Datengrundlage: LIDAR-DGM1 (LVerMGeo RLP). UTM-referenziert.

4.2 | Geologie und Oberflächenformen

Das Naturschutzgebiet Laacher See und sein direktes Umfeld sind vor allem durch Gesteine quartären Ursprungs geprägt. Diese gliedern sich in die dominanten quartären Vulkanite des Laacher See Vulkans und ältere Pyroklastika, sowie in vereinzelt auftretende Sedimentite des Pleistozäns und Holozäns. Zusätzlich finden sich Gesteine des Unterdevons in diskordanter Lagerung, Gesteine des Mesozoikums, des Perms und des Karbons sind nicht anstehend. Abbildung 4.6 zeigt die geologische Karte des NSG LS und seinem Umfeld, basierend auf den Daten der Geologischen Übersichtskarte im Maßstab 1:300.000 (GÜK300) des Landesamtes für Geologie und Bergbau des Landes RLP (LGB RLP). Nachfolgend sollen Geologie und Reliefgenese des Untersuchungsgebietes erläutert werden, hierbei wird ein spezieller Fokus auf den Eifelvulkanismus und die Geologie des Veitskopfes als dominanter morphologischer Struktur im Untersuchungsgebiet gelegt.

Naturräumlich betrachtet liegt das Untersuchungsgebiet innerhalb der Großseinheit des Rheinischen Schiefergebirges, welches zur Formation des Ardennisch-Rheinischen-Schiefergebirges gehört. Dieses erstreckt sich in einem SW-NE laufenden Band vom Pariser Becken im Westen bis zur Hessischen Senke im Osten. Nördliche Grenzen stellen das Brabanter Massiv, die Niederrheinische Bucht und das Ruhrgebiet dar, südlich ist es durch die Saar-Nahe-Senke und das Mainzer Becken abgegrenzt. Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich des Osteifeler Hauptsattels (vgl. Abb. 4.7 nach WALTER 2007, 178).

Das Rheinische Schiefergebirge entstand während der variszischen Orogenese, einer Gebirgsbildungsphase, welche vom Unterdevon bis zum Perm andauerte. Paläogeographische Ausgangslage dieser Gebirgsbildungsphase war der im Norden liegende Old-Red-Kontinent, welcher einen Zusammenschluss der altpaläozischen Schilde Laurentia, Avalonia und Baltica darstellte. Zu Beginn der variszischen Orogenese am Übergang zwischen Spätsilur und Unterdevon lag diese große Landmasse ungefähr im Bereich des Äquators (vgl. Abbildung 4.8).

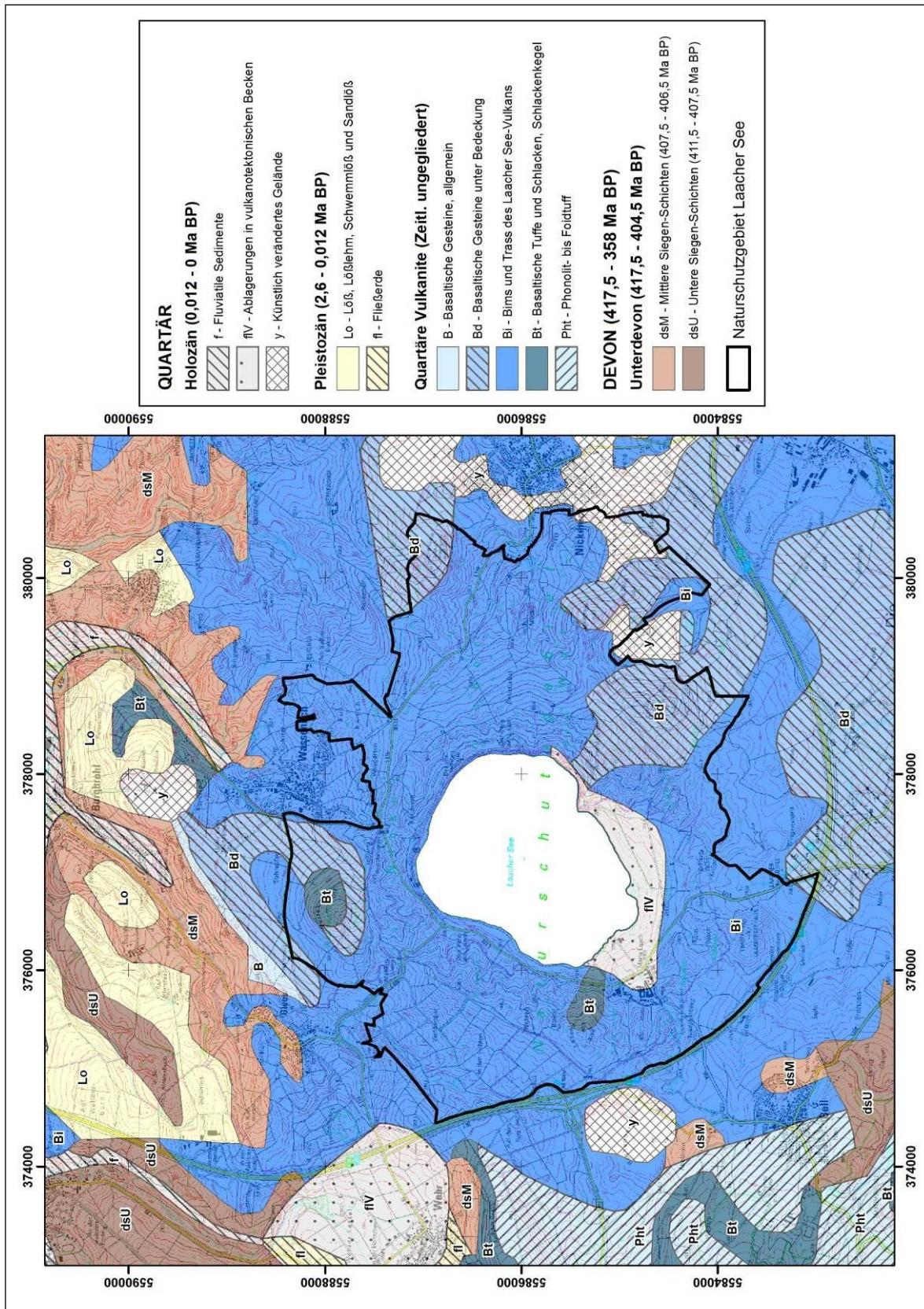


Abb. 4.6: Geologische Übersichtskarte des NSG LS und seines Umfeldes. Eigene Darstellung, Datengrundlage: GÜK300 (LGB RLP), UTM-referenziert.

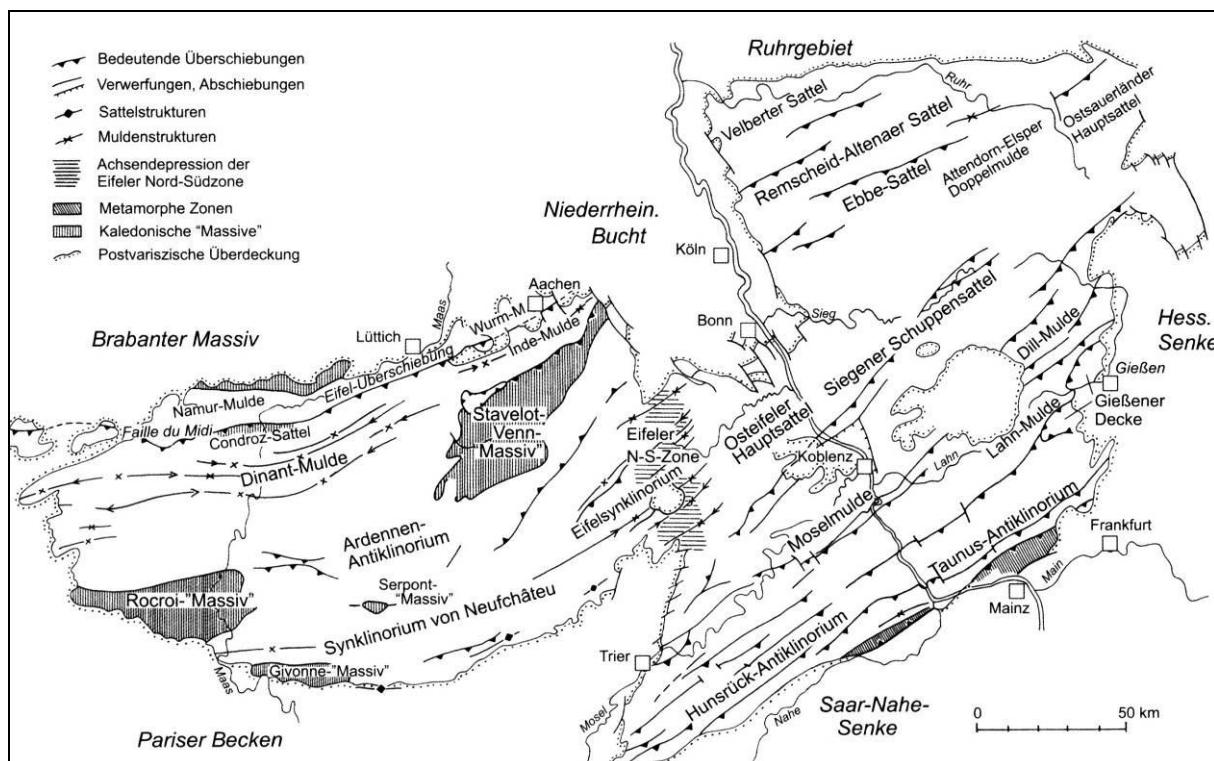


Abb. 4.7: Gliederung und Abgrenzung der Varisziden im Rheinischen Schiefergebirge nach WALTER (2007, 178).

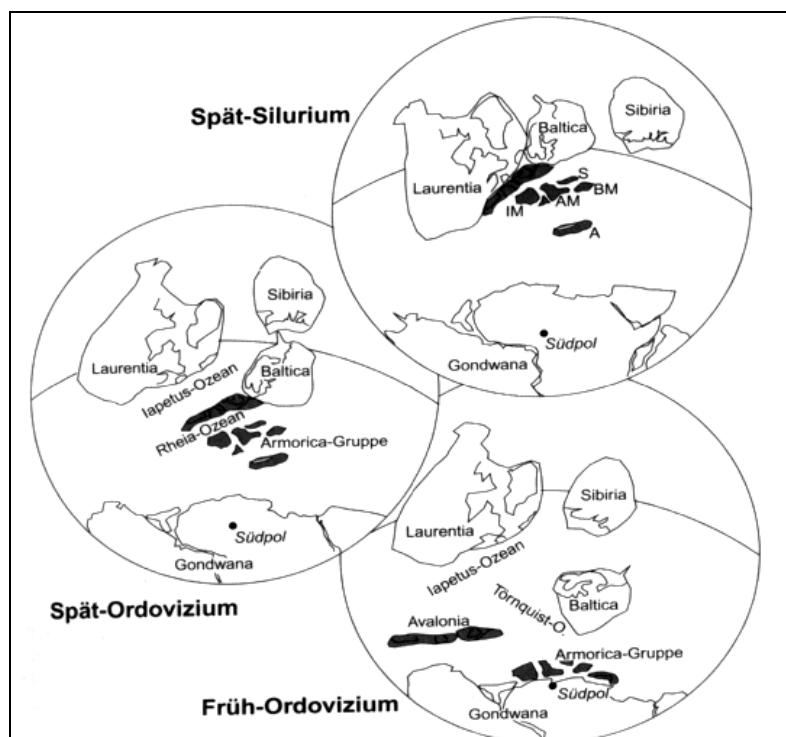


Abb. 4.8: Prävariszische Paläogeographie nach WALTER (2007, 18).

Bereits in Abbildung 4.8 sind einzelne, ursprünglich von Gondwana abstammende Terranes zu erkennen, welche als Armorica-Gruppe bezeichnet werden und aus altpaläozoischen kristallinen Metamorphen bestehen (WALTER 2007, 18 f.). Diese beginnen durch einen nordwärts gerichteten Kontinentaldrift mit Beginn des Unterdevons auf den Südrand des Old-Red-Kontinents zu treffen. Abbildung 4.9 zeigt die Land- und Meerverteilungen zu Zeiten des Unter- und Mitteldevons. Zu erkennen ist das Auftreffen der Terranes Armorica, Saxothuringia und Bohemia. Hierdurch wurde der zwischen dem Old-Red-Kontinent und den auftreffenden Terranes liegende Rheia-Ozean sukzessiv geschlossen.

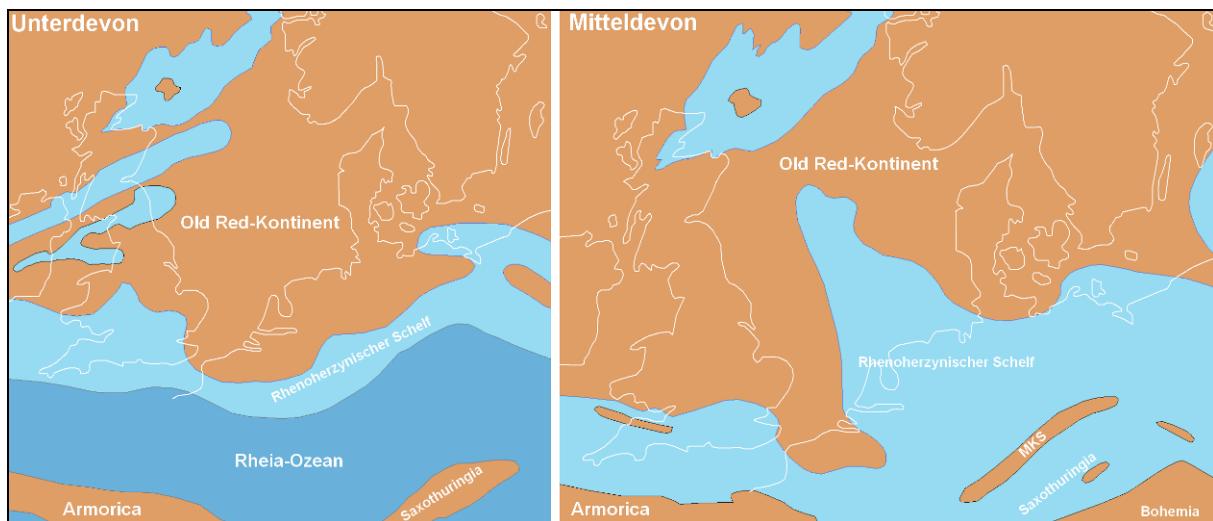


Abb. 4.9: Landmassenverteilung Nordwesteuropas in Unter- und Mitteldevon. Heutige Küstenlinien zur Veranschaulichung eingezeichnet. Eigene Darstellung nach WALTER (2007, 22 f.). MKS = Mitteldeutsche Kristallinschwelle

Petrographisch ist anhand von Abbildung 4.10 zu erkennen, dass der Rheia-Ozean im Unterdevon einen Schelfbereich aufwies, in dem vor allem Ton- und Sandsteine sowie Flysch abgelagert wurden. Dieser wurde durch die von Süden auftreffenden Terranes zunehmend verflacht, so dass zum Mitteldevon zusätzlich flachmarine Kalksteine entstanden. Die küstennahen Bereiche stellten weiterhin vor allem Ablagerungsbereiche für Sandsteine dar.

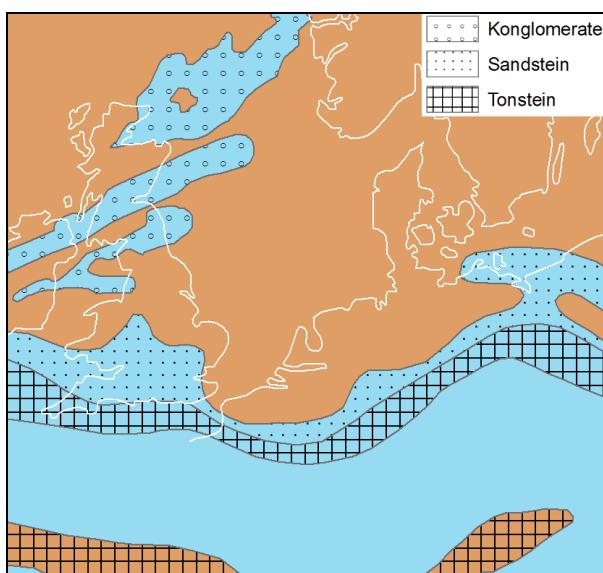


Abb. 4.10: Petrographische Ansicht des Unterdevons in Nordwesteuropa nach WALTER (2007, 22).

Zum Unterkarbon kann eine fast vollständige Schließung des Rheia-Ozeans angenommen werden. Abbildung 4.11 zeigt den Querschnitt des plattentektonischen Modells der einzelnen auftreffenden Terranes mit den verbundenen Subduktionszonen.

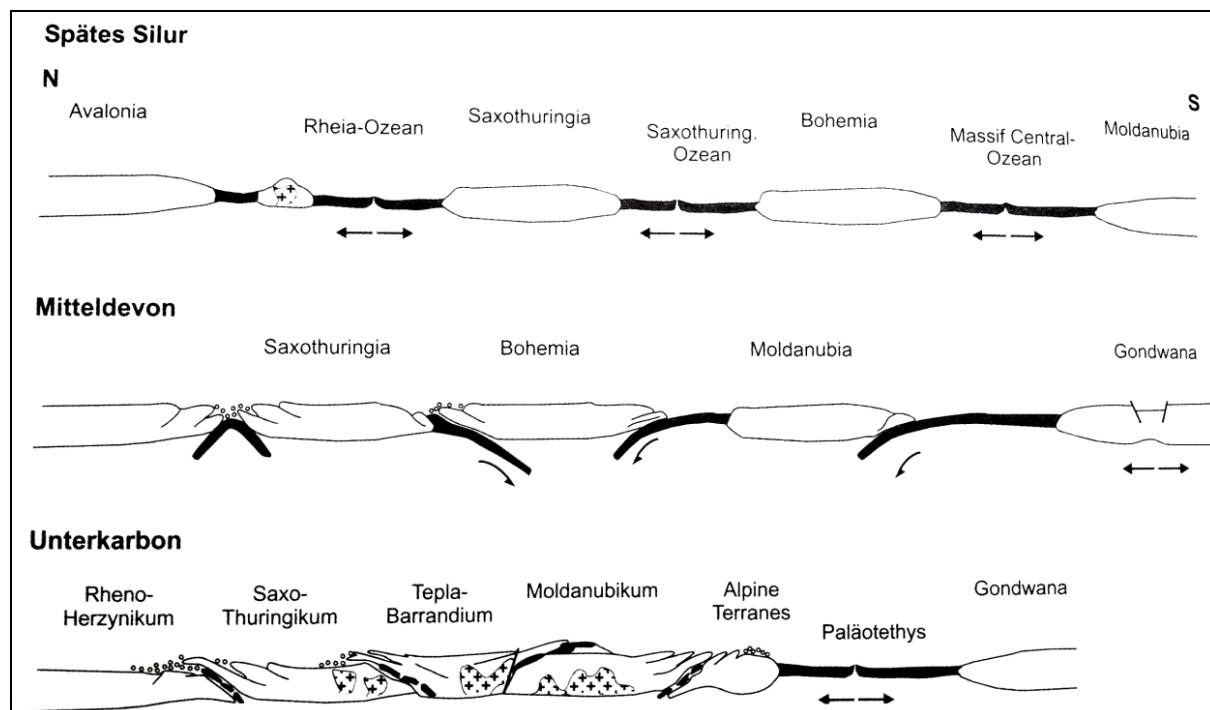


Abb. 4.11: Plattentektonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden nach WALTER (2007, 26).

Der Untersuchungsraum ist aufgrund der nicht mehr nachweisbaren marinen Ablagerungen spätestens seit dem Oberkarbon als Landmasse auszuweisen. Das variszische Gebirge hob sich mit der fortschreitenden Aufschiebung der von Süden auftreffenden Terranes immer weiter über den Meeresspiegel. Verbunden mit dieser tektonischen Beanspruchung der anstehenden Gesteine setzte bereits ab dem Unterdevon eine Regionalmetamorphose ein (WALTER 2007, 22 ff.). Diese ist Ausgangspunkt der heute im Rheinischen Schiefergebirge anstehenden Metamorphite. Die heutige Differenzierung des variszischen Grundgebirges vollzieht sich nach den entsprechenden Ablagerungsbereichen und den hiermit verbundenen anstehenden Gesteinen. In Mitteleuropa erfolgt die Trennung nach Rhenoherzynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum. Die beiden letztgenannten Einheiten stellen die alten Terranes Saxothuringia und Bohemia dar. Diese sind als alte Kontinentalplatten vor allem durch kristalline Metamorphite wie Gneise geprägt (WALTER 2007, 27). Das Untersuchungsgebiet ist dem Rhenoherzynikum zuzuordnen, diese Einheit stellt den durch Metamorphose beeinflussten Ablagerungsbereich des Rhenoherzynischen Schelfs dar. Die Streichrichtung der dominanten Subduktionszonen (vgl. Abbildung 4.11) sorgt für eine charakteristische, SW-NE verlaufende Trennung der Einheiten, die als variszisches Streichen bezeichnet wird (Abbildung 4.12).

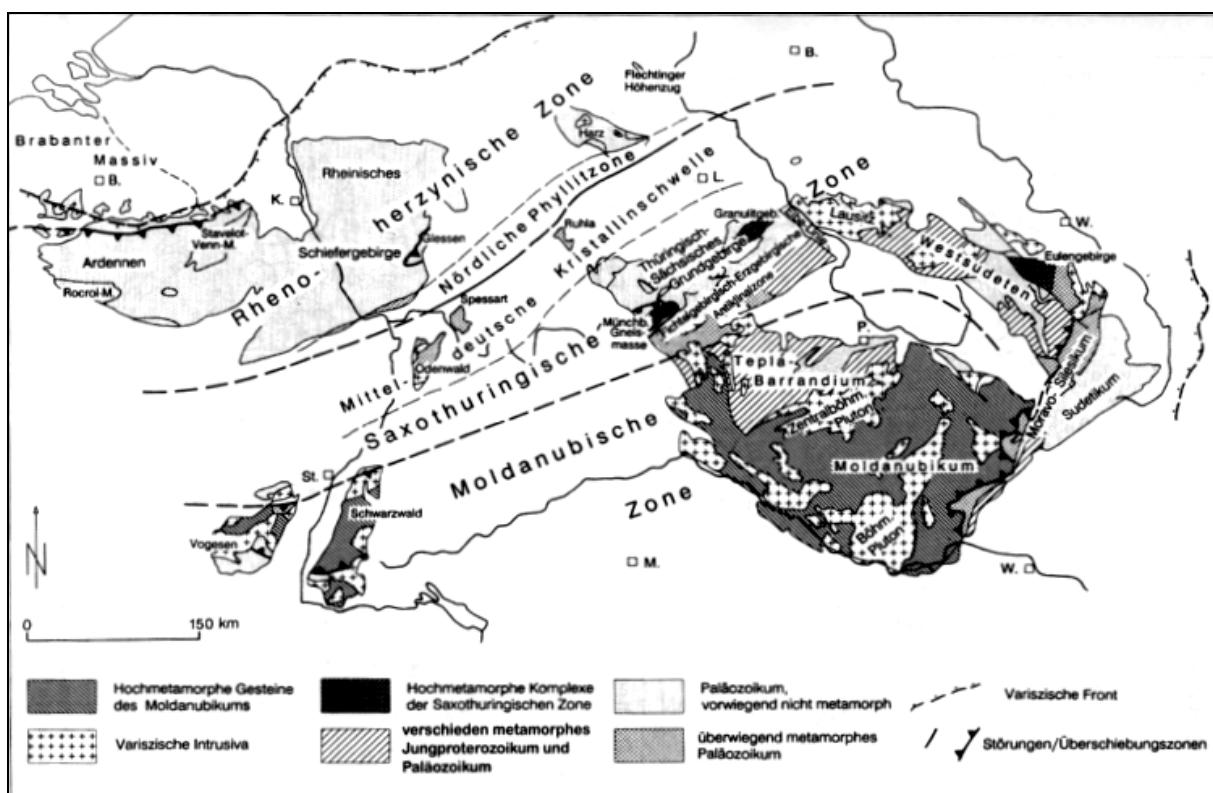


Abb. 4.12: Unterteilung der mitteleuropäischen Varisziden nach WALTER (2007, 27).

Hauptsächlich wurde der anstehende Sandstein in Quarzit umgewandelt, der Tonstein- und Flyschanteil des Rhenohercynischen Schelfs in Tonschiefer. Beide Gesteine bilden im Rheinischen Schiefergebirge übergeordnet die bestimmenden Gesteine (WALTER 2007, 185). Die in Abbildung 4.6 aufgeführten unterdevonischen Schichten der mittleren und unteren Siegen-Schichten fallen ebenfalls hierunter. Die Schichten des Untersiegen (Sig. dsU) bestehen petrographisch vor allem aus Ton- und Siltsteinen mit Einschlüpfungen von Sandstein, die Schichten des Mittelsiegen (Sig. dsM) aus Wechsellschichten von Ton-, Silt und überwiegend Sandstein, WALTER (2007, 184) weist diese Schichtfolgen als bis zu 7.000 m mächtige Serien aus. Durch den dominanter werdenden Anteil des Sandsteins lässt sich bei den jüngeren Schichten des Mittelsiegen die erläuterte Verflachung des Rhei-Ozeans mit verbundener Änderung der Sedimentationsräume nachvollziehen.

Im Untersuchungsgebiet und weitestgehend auch in der übergeordneten Raumeinheit des Rheinischen Schiefergebirges sind keine, beziehungsweise nur vereinzelte Ablagerungen aus Karbon, Perm und dem gesamten Mesozoikum zu verzeichnen. Ursächlich ist dies dadurch zu erklären, dass das variszische Gebirge während des gesamten Zeitraums oberhalb des Meeresspiegels lag und hierdurch keine ausgeprägten Ablagerungsräume aufwies. Vielmehr wurde das Gebirge unter intensiver, chemischer Verwitterung erodiert. Diese war ursächlich aufgrund der äquatornahen Lage gegeben. WALTER (2007, 192) beschreibt, dass im Maximum ein bis zu 6.000 m oberhalb des heute angeschnittenen Schichtkörpers liegendes Gebirge bestand, welches im Großteil bereits im Laufe des Perm eingeebnet wurde. Durch diesen Umstand sind weite Teile des Rheinischen Schiefergebirges und das gesamte betrachtete Untersuchungsgebiet durch eine deutliche Diskordanz gekennzeichnet. Abbildung 4.6 zeigt auf, dass die nächstjüngeren, erhaltenen Ablagerungen im Untersuchungsgebiet erst im Quartär erfolgt sind.

Dennoch erfuhr das Rheinische Schiefergebirge vor allem aufgrund der im Tertiär beginnenden alpidischen Orogenese eine tektonische Beanspruchung des variszischen Grundgebirges. Als Reaktion auf die Kollision zwischen Eurasischer und Afrikanischer Kontinentalplatte kam es zur Ausbildung des europäischen Grabensystems. Im Bereich des Rhenohercynikums kam es zu einem Zerbrechen des

Grundgebirges in einzelne Bruchschollen bei gleichzeitiger Hebung der gesamten Großeinheit (WALTER 2007, 43, 192 ff.; REGENAUER-LIEB 1999, 4 ff.).

Mit dem Aufsteigen des Rheinischen Schildes im Zuge der alpidischen Orogenese kam es im Gebiet der Eifel bereits ab dem Tertiär zu Phasen vulkanischer Tätigkeit, die anhand von immer noch stattfindenden Ausgasungen von CO₂ im Bereich des Laacher Sees als rezent aktiv zu bezeichnen sind (SCHMINCKE 2010, 131 f.). Die vulkanische Aktivität im Gebiet der Eifel kann zeitlich und räumlich differenziert werden. Räumlich gesehen finden sich drei Hauptzentren des Eifelvulkanismus, das Hoch-, West- und das Osteifelvulkanfeld. Diese lassen sich wiederum zeitlich voneinander abgrenzen. Während der Hocheifelvulkanismus vor allem im Tertiär seinen Höhepunkt hatte, sind die Vulkane der West- und Osteifel in Tertiär und Quartär zu datieren (vgl. z.B. FEKIACOVA ET AL. 2003; LIPPOLT, 1982; MEYER 1988; SCHMINCKE 2001; WALTER 2007).

Die Ursachen für den räumlich sehr scharf abgrenzbaren vulkanisch aktiven Bereich innerhalb der Eifel sind nach aktuellem Stand der Forschung als multifaktoriell zu bezeichnen. Die erste wichtige Erkenntnis bei der Erforschung des Eifelvulkanismus ist die, dass es sich um die Sonderform des Intraplattenvulkanismus handelt, das heißt Vulkanismus, der nicht an eine aktive Plattengrenze gebunden ist. Erster und lange verfolgter Erklärungsansatz für das Auftreten des Intraplattenvulkanismus in der Eifel war die beschriebene Bruchschollentektonik des Rheinischen Schiefergebirges. Durch die Erkenntnis, dass nicht alle Bruchschollen in gleichem Maße am Aufstieg des Rheinischen Massives teilnehmen, resultierte die Annahme, dass es anhand der Sprünge und Verwerfungen zum Aufstieg von Magma kommen müsse, einhergehend mit resultierender vulkanischer Aktivität (MEYER 1988, 275).

Die unterschiedlichen Aufstiegsraten einzelner Bereiche der Eifel zeigen beispielsweise MEYER & STETS (2002, 220) auf. Abbildung 4.13 zeigt die anhand von Terrassenablagerungen ermittelten Aufstiegsraten innerhalb der letzten 800 ka. Zusätzlich lässt sich anhand der postulierten Werte erkennen, dass teils enorm hohe Bruchschollenaufstiege von bis zu > 250 m innerhalb dieses Zeitraums zu verzeichnen sind.

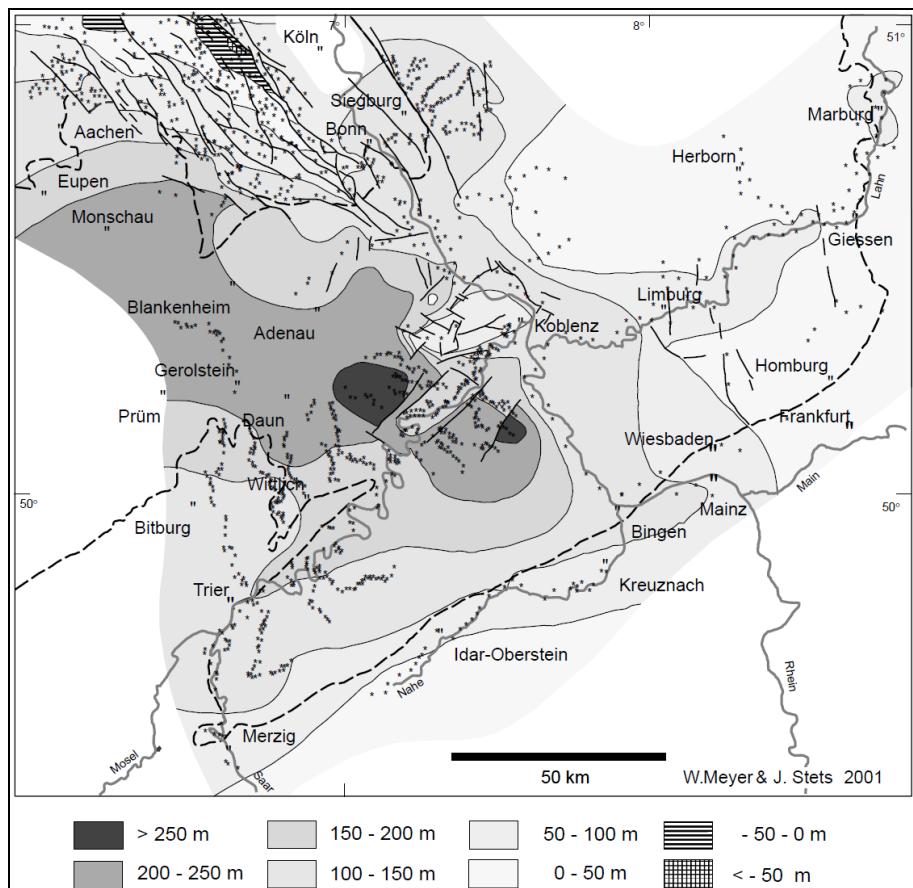


Abb. 4.13: Aufstiegsraten des Rheinischen Schiefergebirges seit 800 ka BP (MEYER & STETS 2002, 220).

Prinzipiell ist die Annahme eines durch Bruchschollentektonik bedingten Vulkanismus in der letzten Instanz richtig. Jedoch bietet sie keine hinreichende Erklärung für die scharfe räumliche Abgrenzung des Eifelvulkanismus und die generelle Hebungstendenz des Rheinischen Massivs insbesondere mit den hohen zu beobachtenden Raten innerhalb des linksrheinischen Schiefergebirges. Auch die Menge des seit dem Tertiär geförderten Materials konnte nicht allein durch das partielle Aufschmelzen von Lithosphärenplatten im Bereich lokaler Störungen der Bruchschollentektonik erklärt werden (JUNG ET AL. 2006, 1637 f.). Alle grundsätzlichen Eigenschaften des Eifelvulkanismus können jedoch durch Annahme eines so genannten Mantelplumes stichhaltig erklärt werden.

Die Annahme eines Mantelplumes oder auch Manteldiapsirs postuliert das Vorhandensein einer Aufstiegszone von Magma in den Erdmantel, die in Relation zur Bewegung der aufliegenden Platte ortsstabil ist (RITTER & CHRISTENSEN 2007, 1). Folge dieses lokalen Aufstiegs ist zum einen ein räumlich begrenzter Vulkanismus, der zum anderen – eine entsprechende Lagerung des aufliegenden Gesteinskörpers vorausgesetzt – zu einer Hebung der Oberfläche führt. Diese Vorgänge können sich, da sie nicht an Plattengrenzen gebunden sind, zusätzlich als Intraplattenvulkanismus manifestieren (RITTER & CHRISTENSEN 2007, 1 ff.; PRESS & SIEVER 2003, 126). Für das Gebiet der Eifel wurde zwar schon Anfang der 1980er Jahre das Vorhandensein eines Plumes diskutiert (vgl. RAIKES & BONJER 1983), jedoch finden sich ebenso noch jüngere Quellen, die anhand der in N-S-Richtung langgestreckten Verbreitung der Eifelvulkanfelder explizit entgegen des Vorhandenseins eines solchen Plumes argumentieren. MEYER (1988, 275) führt an, dass es bei einem diapirinduzierten Vulkanismus eher zur Bildung großer vulkanischer Komplexe mit Fließbasaltdecken wie beispielsweise am Vogelsberg gekommen wäre. Aktuelle Forschungsergebnisse können diese Annahme aber zurückweisen, wenn der Nachweis dessen sich jedoch als methodisch aufwendig darstellt.

So schlüssig das Vorhandensein eines solchen Plumes die in realiter vorkommenden geologischen Begebenheiten beschrieben kann, so schwierig ist der Nachweis eines Plumes. Erste Modelle und

Annahmen zur allgemeinen Theorie der Plumebildung wurden bereits von MORGAN (1971) postuliert, wirkliche Nachweise derselben konnten jedoch erst mit Fortschreiten der geoseismischen Methodik erfolgen. Basis des geoseismischen Nachweises eines Plumes ist die Messung der Durchgangsgeschwindigkeit von Primärwellen (P-Wellen) und Sekundärwellen (S-Wellen) eines Erdbebenereignisses. Durch die in Fortpflanzungsgeschwindigkeit gerichtete Schwingung werden P-Wellen auch als Longitudinalwellen bezeichnet. Im Gegenzug können S-Wellen (Sekundärwellen) dahingehend abgegrenzt werden, als dass sie in senkrechter Ebene zur Fortpflanzungsrichtung vorliegen. Durch sie resultiert demnach eine transversale Gesteinsbewegung relativ zur Fortpflanzungsrichtung. P- und S-Wellen eines Erdbebenereignisses können global von Seismographen erfasst werden, da sich diese im Falle von P-Wellen mit $\varnothing 5 \text{ km s}^{-1}$ und im Falle von S-Wellen mit $\varnothing 2,5 \text{ km s}^{-1}$ durch den Mantel ausbreiten (PRESS & SIEVER 2003, 506 ff.). Entscheidend für den indirekten Nachweis eines Plumes ist die Tatsache, dass im Bereich des aufsteigenden Magmas eine Verringerung der Durchgangsgeschwindigkeit der P-Wellen beobachtet werden kann. Diese ist Resultat der wechselnden Materialdichte, da die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer P-Welle in direkter Abhängigkeit zu dieser steht.

Erstmals wurden theoretische Vermutungen über einen Eifel-Plume von RAIKES & BONJER (1983) über Messungen der P-Wellen Geschwindigkeit validiert, da diese eine Verringerung der Durchgangsgeschwindigkeit um ca. 3% in einem Bereich zwischen 50 und 200 km Tiefe nachweisen konnten – nachfolgende Studien erhärteten diesen Befund zusätzlich (SCHMINCKE 2007, 241 ff.).

Intensiviert wurden die Nachweisbemühungen durch das von 1997 – 1999 durchgeföhrte Eifel Plume Project, das einen Zusammenschluss von Forschergruppen aus Belgien, Frankreich, Deutschland, Luxemburg, den Niederlanden und den USA unter der Leitung der Uni Göttingen darstellte. Aufbauend auf den Ergebnissen von 84 permanenten und 158 mobilen seismischen Stationen, die über einen Zeitraum von acht Monaten die Durchgangszeiten von P- und S-Wellen maßen, konnte eine Geschwindigkeitsanomalie von ca. 410 km vertikaler Erstreckung und einem Durchmesser von 50 – 60 km nachgewiesen werden (RITTER 2002, 1). Das Ergebnis der Vermessung zeigen die Abbildungen 4.14 und 4.15. Erkennbar ist eine räumliche Erstreckung, welche in ihrer Ausprägung typisch für einen angenommenen Plume ist, da eine scharf umrissene, säulenartige Struktur mit einer pilzförmigen Aufweitung zur Erdoberfläche hin zu sehen ist.

Aufbauend auf diesen Erkenntnissen wurden die Erkenntnisse über Abmaße und Tiefe des Plumes verfeinert, der Beginn des Plumes wird in einer Zone zwischen 50 und 100 km unter der Geländeoberfläche angenommen (BUDWEG ET AL. 2006; GRUNEWALD ET AL. 2001; KEYSER ET AL. 2002; SCHMINCKE 2007).

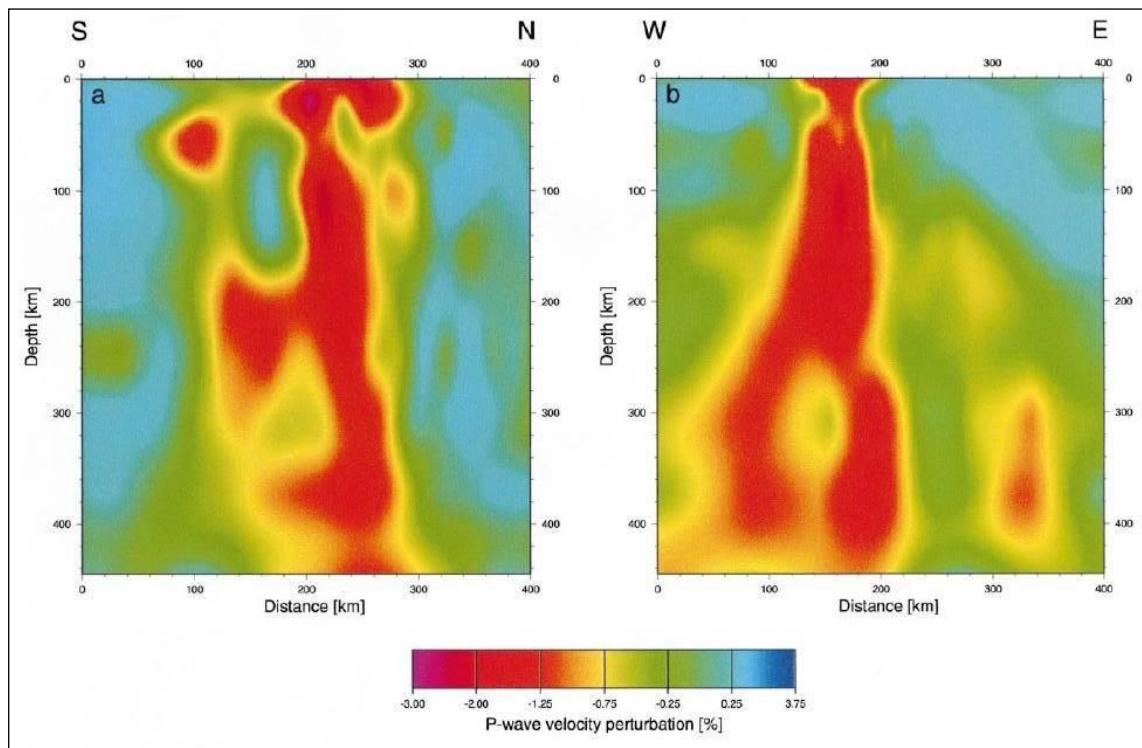


Abb. 4.14: Tiefenprofil der P-Wellen Geschwindigkeitsanomalie unterhalb des linksrheinischen Schiefergebirges (RITTER ET AL. 2001, 10, verändert). Rote Bereiche zeigen einen verlangsamten Durchgang der seismischen Wellen.

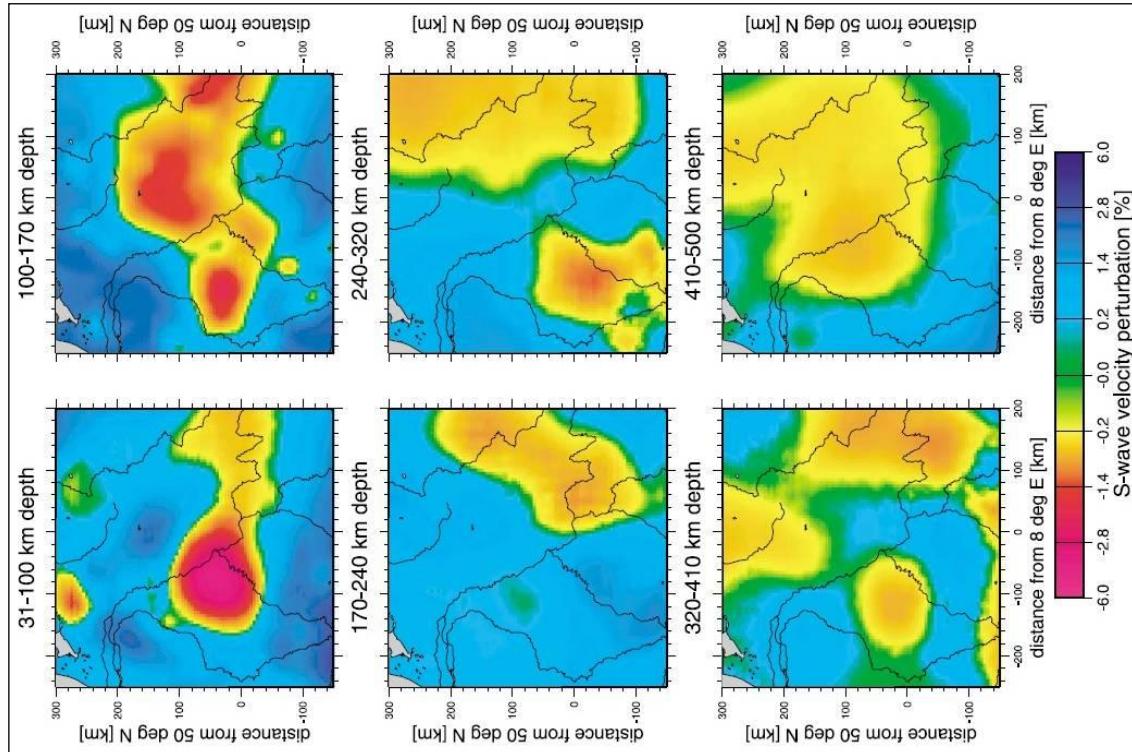


Abb. 4.15: Horizontale Tiefenschnitte der S-Wellen Geschwindigkeitsanomalie unterhalb des linksrheinischen Schiefergebirges (KEYSER ET AL. 2002). Rote Bereiche zeigen einen verlangsamten Durchgang der seismischen Wellen.

Der quartäre Eifelvulkanismus manifestiert sich in den Vulkanfeldern der West- und Osteifel. Sie stellen eine vulkanisch aktive Phase des Gebietes dar, welche vor ca. 400 ka BP begann und – wie eingangs erläutert – als rezent aktiv zu bezeichnen ist. Innerhalb dieses quartären Vulkanismus kann noch einmal eine räumliche Differenzierung vorgenommen werden. Im Westeifelvulkanfeld dominieren vor allem phreatomagmatische Eruptionsformen, die in der Ausbildung von Maaren, demnach kleinen Vulkantrichtern mit geringem Durchmesser und einem assoziierten Ringwall aus Tephra, resultierten (BÜCHEL 1993, 4). Die aktive Förderphase des Westeifelvulkanismus endete mit der Eruption des Ulmener Maars vor ca. 11.000 a BP (SCHMINCKE 2009).

Der Osteifelvulkanismus stellt die jüngste Phase des Eifelvulkanismus dar, dessen gleichzeitiger Höhe- und Endpunkt der eruptiven Tätigkeit mit dem Ausbruch des Laacher See Vulkans 12.916 a BP erreicht wurde (BAALES ET AL. 2002). Zuerst bildeten sich im Osteifelvulkanfeld vor allem alkalibasaltische und basaltische Schlackenkegel aus, welche noch heute – so sie nicht durch nachfolgende vulkanische Aktivität oder anthropogenen Abbau abgetragen wurden – im Landschaftsbild erkennbar sind.

Der abschließende Ausbruch des Laacher Sees unterscheidet sich in seiner Dimension und in der Art seiner Pyroklastika jedoch deutlich von diesen Schlackenkegeln. Hier wurden im Zuge einer mehrere Tage andauernden, plinianischen Eruption enorm große Mengen an Bimstephra gefördert. SCHMINCKE ET AL. (1999, 61) geben eine Fördermenge von knapp 6,3 km³ an. Die Aschen des Laacher See Vulkans wurden über den vorherrschenden Westwind bis nach Südschweden verweht, wo sie noch in Millimeterhäufigkeit vorgefunden werden können. In direkter Nähe zur Eruption liegen die Tephraablagerungen in mehreren Metern Mächtigkeit vor. Neben den Bimstephraablagerungen sind zusätzlich Ablagerungen von Glutlawinen in den umliegenden Flusstäler zu finden. Diese breiteten sich in den Tiefenlinien des bereits bestehenden Fließgewässernetzes aus und verfüllten sie zum Teil vollständig. Hauptsächlich folgten die Glutlawinen den Tälern der Nette und des Brohlbaches. Die austretende Glutlawine aus dem Brohltal staute zusätzlich den Rhein auf Höhe Brohl-Lützing auf (vgl. Abb. 4.16 nach SCHMINCKE ET AL. 1999, 62).

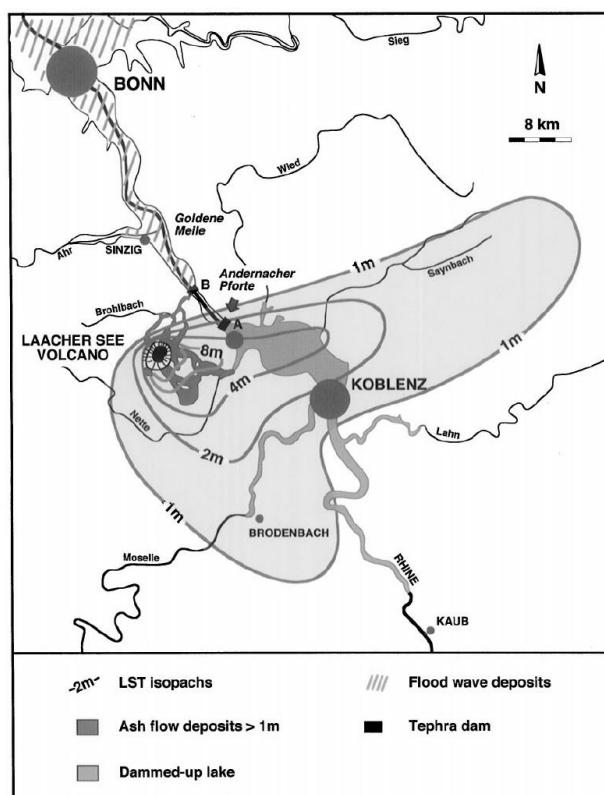


Abb. 4.16: Verteilung der Tephra- und Pyroklastika-Ablagerungen des Laacher See Vulkans (SCHMINCKE ET AL. 1999, 62).

Noch heute zeigt das Gebiet um den Laacher See eine große Anzahl an Mofetten, den Ausgasungen von CO₂ und geringen Spuren von Edelgasen. Die jährliche Ausgasung im Gebiet des Laacher Sees wird von SCHMINCKE (2007, 295) mit 5.000 t a⁻¹ angegeben.

Bei der speziellen Betrachtung des abgegrenzten Untersuchungsgebietes im Norden des NSG LS kann die lokale Stratigraphie deutlich detaillierter betrachtet werden. Abbildung 4.6 zeigt wie eingangs erläutert die lokale Geologie im Umfeld des NSG LS. Im Umfeld des Naturschutzgebietes zeigen prinzipiell alle bereits erläuterten, potentiell im Gebiet vorkommende Gesteine als Anstehendes. Das Kerngebiet des Naturschutzgebietes ist großflächig durch Bims und Trass des Laacher-See-Vulkans bedeckt (Signatur Bi), vereinzelt sind überdeckte basaltische Gesteine (Sig. Bd) zu erkennen, diese stellen Ausflüsse aus den basaltischen Schlackenkegeln im Umfeld des Laacher Sees dar. Nach Norden sind dies die Ströme des Veitskopfes, im Nordosten des Hummerichs, nach Südosten die des Krufter Ofen und des Heidekopfs. Südlich des NSG LS finden sich die weitläufigen, überdeckten Vulkanite des Thelenbergs und des Wingertsbergs. Zwei dieser Schlackenkegel sind auch noch anstehend komplett erhalten (Sig. Bt), dies ist zum einen der nachfolgend noch detaillierter beschriebene Veitskopf im eigentlichen Untersuchungsgebiet und zum anderen der Laacher Kopf im Südwesten des Laacher Sees.

In direkter Nähe zum NSG LS zeigt sich vor allem im Norden des Gebiets eine enorm heterogene Verteilung des anstehenden Gesteins. In den tief eingeschnittenen Tälern des Gleeser Bachs und des Brohlbaches sind die Vulkanite bis auf das variszische Grundgebirge abgetragen worden, hier zeigen sich vor allem Gesteine der mittleren und unteren Siegen-Schichten (Sig. dsM, dsU). Auf den Hochflächen, die zwischen den eingetieften Flusstäler liegen, wurde im Pleistozän Löss eingeweht (Sig. Lo), welcher folglich das anstehende Gestein bildet. Ganz im Westen des Kartenausschnittes ist zudem mit den Phonolith- und Foidtuffen (Sig. Pht) die Ablagerungszone des Wehrer Kessels erkennbar.

Der Veitskopf, welcher die dominante morphologische Struktur innerhalb des Untersuchungsgebietes darstellt, ist wie beschrieben deutlich älter als der direkt im Süden gelegene Laacher See. Er gehört zur Gruppe der alkalibasaltischen Schlackenkegel innerhalb des Osteifelvulkanfeldes. Resultat der stark alkalischen, basaltischen Schmelze sind die dem Veitskopf zuzuordnenden Ablagerungen von Basanit.

Dieser zeichnet sich durch einen vergleichsweise geringen Gehalt von SiO₂ (41,3 – 49,4 %) aus, bei einem gleichzeitig hohen Gehalt von Plagioklasen und Klinopyroxenen (nach LE MAITRE 1984 in MURAWSKI & MEYER 2010 und SEBASTIAN 2009). Er besitzt in Abgrenzung zum verwandten Tephrit einen Olivingehalt von > 10 % und ist der Klasse der basischen bis ultrabasischen Vulkanite zuzuordnen (LE MAITRE ET AL. 2008). Das Erscheinungsbild des Gesteins ist im Falle der Ablagerungen des Veitskopfes massig mit einer einheitlichen Matrix und einer kompakten Textur. In den oberen Lagen, folglich den jüngsten Ausbruchphasen, lässt sich ein vermehrter Gasgehalt der Schmelze erkennen, da hier deutlich porösere Basanite vorliegen, welche in ihrer Ansprache an dunkles Bimsgestein erinnern, jedoch noch eine deutlich höhere Dichte aufweisen als beispielsweise die Bimse des Laacher Sees (vgl. Abb. 4.17).



Abb. 4.17: Basanite im Untersuchungsgebiet. (A) Gasarme untere Schicht, (B) Gasreiche obere Schicht.

Die Datierung der einzelnen Ausbruchsphasen gestaltet sich aufgrund der starken Störung der Veitskopfablagerungen durch die Laacher See Eruption schwierig, da hierdurch assoziierte Schichtkörper im Hängenden und Liegenden ebenfalls in ihrer Lagerung teils massiv beeinflusst wurden. Die genauen Ausbruchszeitpunkte des Veitskopfes sind demzufolge nach wie vor nicht eindeutig geklärt, werden jedoch publikationsübergreifend in die quartäre Stufe des Mittelpleistozäns (781 – 126 ka BP nach ICS 2012) eingeordnet. SCHWICKERT (2009) hat im Zuge seiner Arbeiten zur vegetationsgeographischen Untersuchung des Laacher Kuppenlandes das Alter des Veitskopfes in einer vergleichenden Aufstellung der Datierungen nach FRECHEN (1976), KASIG (1995) und MEYER & STETS (1994) auf 220 ka BP datiert, in SCHNEPP (1996) findet sich eine Datierung auf 268 ± 30 ka BP.

SCHMINCKE (1988) beschreibt die im Gelände auffindbaren Schichtfolgen des Veitskopfes als Ergebnis aus mindestens drei Ausbruchsphasen, da drei eindeutig voneinander abgrenzbare Basanitströme im Umfeld dem Veitskopf zugeordnet werden können. Am deutlichsten aufgeschlossen ist die Wand der Mauerlay, welche sich oberhalb des Gleeser Bach Tales im Nordosten des Veitskopfes als scharfe, bis zu 30 m hohe Abbruchkante zeigt (Abb. 4.18).



Abb. 4.18: Abbruchkante des Basanitaufschlusses Mauerlay.

Dieser gut erkennbare Aufschluss des Basanitstroms ist Resultat der erst späteren Einschneidung des Gleeser Bach Tales, wodurch die aufliegenden Ablagerungen des Veitskopfes angeschnitten wurden und deutlich oberhalb der Talsohle liegen. Das heutige Erscheinungsbild als steile Abbruchkante ist mit auf den anthropogenen Steinabbau des Materials zurückzuführen, dieser begann bereits römerzeitlich, wie Spuren von Keilspaltungen zum Abbau des Gesteins bezeugen.

Die beiden weiteren Basanitströme lassen sich weniger deutlich in der Landschaft verorten, da diese nicht in Richtung Nordosten ausflossen, sondern sich in Richtung des heutigen Laacher Sees erstrecken. Durch die sehr viel spätere Eruption der Laacher See Caldera wurden die entsprechenden Ströme stark zerrüttet bis zerstört, einzelne Reste lassen sich jedoch im Umfeld ausmachen, SCHMINCKE (1988) erläutert einen Aufschluss in der Nähe der Kreuzung L113 und L116, der ebenfalls anhand eines Anschnittes des Basanitstromes zu erkennen ist, und vereinzelte Reste des ältesten Lavastroms etwa 10 m oberhalb des heutigen Seespiegels an der Kreuzung zwischen der L113 und der L115 zu erkennen. Letzterer befindet sich im äußersten Süden des abgegrenzten Untersuchungsgebietes.

Im Liegenden dieser Schichtabfolgen findet sich das ubiquitär anstehende, variszische Grundgebirge, welches jedoch durch die Veitskopferuptionen und ebenso durch die jüngere Eruption des Laacher See-Vulkans stark zerrüttet und in seiner ursprünglichen Lagerung gestört wurde. Anstehend ist das variszische Grundgebirge im Untersuchungsgebiet nicht vorzufinden, sowohl in den Böden des Gebietes, als auch in den geologischen Aufschlüssen befinden sich allenfalls zerriebene Residuale der Laacher See Eruption.

Bestimmend für die rezent anstehenden Gesteine, auf denen auch die Wegeanlagen gebaut wurden, sind zudem die sehr viel jüngeren Ablagerungen der Eruption des Laacher See-Vulkans. Im Bereich des Veitskopfes finden sich vor allem die Ausläufer pyroklastischer Ströme und Base-surges, welche

durch die Ablagerungen von Antidünen nachgewiesen werden können. Ablagerungen der mächtigen, pyroklastischen Ströme sind vor allem für die Wolfsschlucht im Tal des Tönissteiner Baches und für das tiefer liegende Brohltal dokumentiert, hier finden sich teils mehrere Zehnermeter mächtige Ablagerungen des als Trass bezeichneten Materials (vgl. SCHMINCKE ET AL. 1999, 63).

Diese jungen Pyroklastika sind lokal vermengt mit Lösslinsen, welche sich vereinzelt unterhalb der Laacher See Tephra finden lassen. Aufschlüsse im Südosten des Laacher Sees zeigen noch nicht entkarbonatisierte Lössvorkommen, welche noch deutlich auf die Zugabe von HCL reagieren. Im Untersuchungsgebiet selbst konnte kein Löss kartiert werden, aufgrund der weiten Verbreitung des äolischen Sediments ist jedoch vor allem an den nordwestexponierten Hängen des Veitskopfes mit einem Vorkommen von Löss, welcher durch LST überdeckt wurde, zu rechnen. Die Bodenkarte des Gebietes (vgl. Kapitel 4.3) weist westlich des Untersuchungsgebietes große Flächeneinheiten aus, bei denen Löss und Lösslehm das dominante Substrat bilden. Diese lassen sich auch als anstehendes Gestein in der regionalen geologischen Karte nördlich des Untersuchungsgebietes feststellen (vgl. Abb. 4.6).

Hinsichtlich der zugrundeliegenden Fragestellung kann bezüglich der geologischen Ausstattung des Gebietes die Aussage getroffen werden, dass ein hohes Erosionspotential gegeben ist. Dies ist vor allem aufgrund der anstehenden Ausgangsgesteine zu erwarten, da die Bimse und Tephrite des Laacher Sees, aber auch die älteren Lössvorkommen über besonders erosionsanfällige Korngrößenverteilungen verfügen. Ist es beim Löss vor allem der dominante Schluffanteil, verwittert der Bims der LST vor allem hin zu Feinsandfraktionen, die im Unterboden die am häufigsten vertretenen Korngrößenanteile darstellen (vgl. HAHN & OPP 2011; KLEBER & JAHN 2007^a, 324; 2007^b, 14). Gerade diese Bodenarten im Bereich zwischen Schluff und Feinsand stellen die potentiell erosionsanfälligsten Fraktionen dar (vgl. Kapitel 3.1 und 3.2).

4.3 | Pedologische Ausstattung

Die weiträumige Überprägung der Landschaft durch die Eruption des Laacher See Vulkanes bedingt, dass Bimstephra als dominantes Ausgangsgestein der Pedogenese im Gebiet vorliegt. Die Region um das Naturschutzgebiet umfasst Böden aus drei Bodenregionen (BR) und drei Bodengroßlandschaften (BGL), wie anhand von Abbildung 4.19 ersichtlich wird. Der der Abbildung zugrundeliegende Rohdatensatz stammt aus den Bodenübersichtskarten im Maßstab 1:200.000 des Landesamtes für Geologie und Bergbau des Landes RLP.

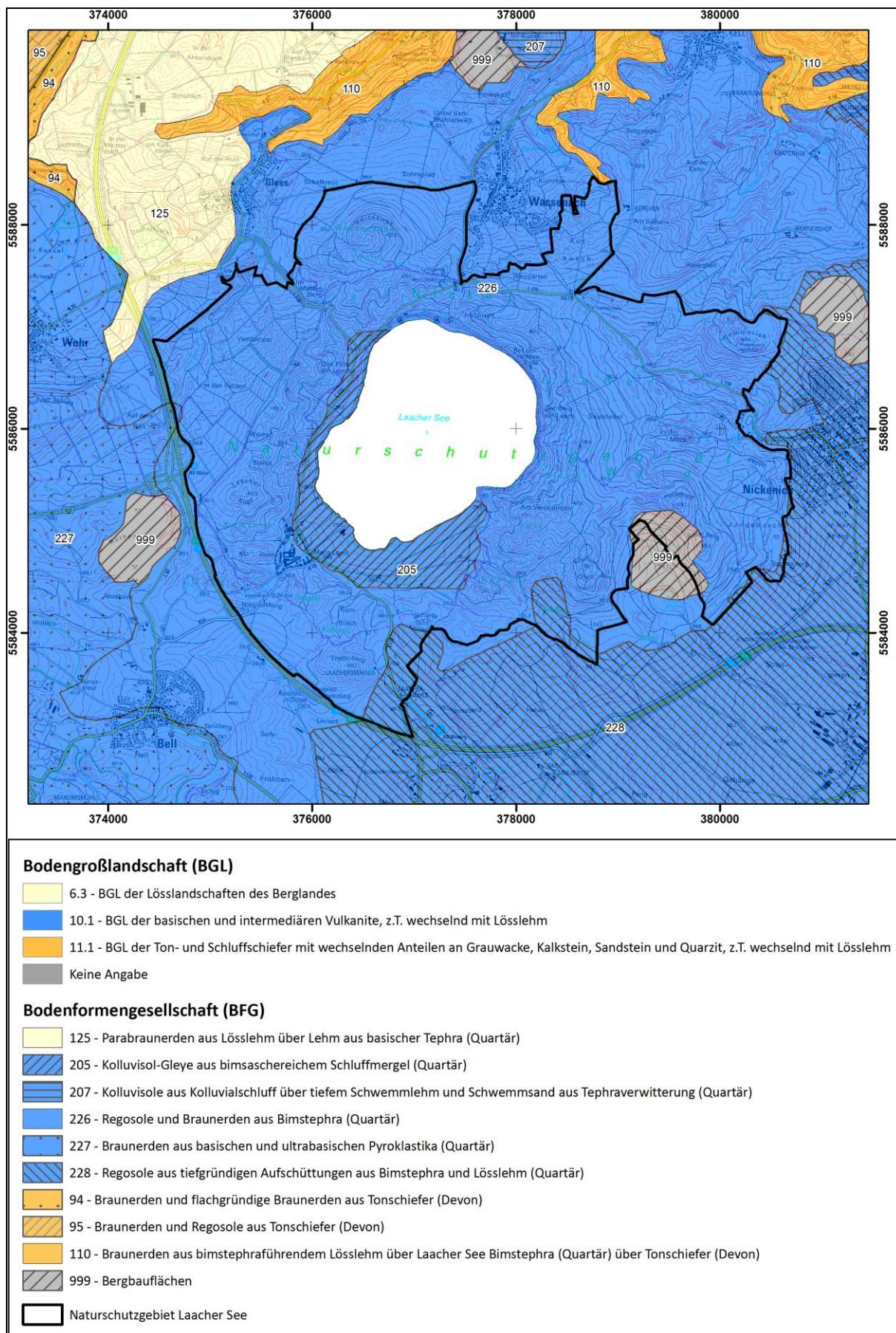


Abb. 4.19: Bodengroßlandschaften und Bodenformengesellschaften im Bereich des NSG LS, eigener Entwurf. Datengrundlage: BÜK200 des LGB RLP, DTK25 des LVerMGeo, UTM-referenziert.

Die Bodenregionen bilden in der Bodenkundlichen Kartieranleitung, 5. Auflage (KA5) nach AD-HOC-AG BODEN (2005), die höchste Hierarchieebene der räumlichen Aggregierung von bodengenetischen Eigenschaften in Deutschland. Sie werden in 12 unterschiedliche Einheiten, gegliedert nach lithogenetischen Standortfaktoren, zusammengefasst. Die lithogenetische Ausstattung ist für die überregionale Betrachtung der dominante bodenbildende Faktor, je kleinräumiger die Bodenvergesellschaftungen betrachtet werden, desto stärker rücken weitere Faktoren wie bspw. die lokale Hydrologie oder Morphometrie in den Vordergrund. Dies lässt sich auch am vorliegenden Untersuchungsraum anschaulich darlegen.

Im Umfeld des Untersuchungsgebietes sind die Bodenregionen 6, 10 und 11 vorzufinden. Diese beschreiben Böden der Löss- und Sandlösslandschaften (BR 6), der Berg- und Hügelländer mit hohem Anteil an Magmatiten und Metamorphiten (BR 10) und der Berg- und Hügelländer mit hohem Anteil an Ton- und Schliffschiefern (BR 11). Diese Einteilung bedingt sich durch die geologische Genese des Großraumes. Neben den ältesten variszischen Einheiten, die vor allem aus Tonschiefer bestehen (entspricht BR 11), finden sich jüngere Substrate wie eingewehter spätpleistozäner Löss (entspricht BR 6) und die Vulkanite des Osteifelvulkanfeldes (entspricht BR 10).

Im betrachteten Maßstabsbereich sind die Bodenregionen jedoch als deutlich zu grob gefasst anzusehen. Daher findet die Betrachtung ab der zweithöchsten Hierarchieebene, den Bodengroßlandschaften (BGL) statt. Darüber hinaus kann anhand der BÜK200 auch die Bodenformengesellschaft (BFG) als Untereinheit der BGL betrachtet werden. Diese bilden im siebenstufigen System der Bodenkundlichen Kartieranleitung die sechsthöchste Stufe und ermöglichen bereits eine Beschreibung von Bodensubtypen (AD-HOC-AG BODEN 2005).

Das gesamte Naturschutzgebiet selbst wird von Böden der BGL 10.1 eingenommen, also von Böden der basischen und intermediären Vulkanite, welche zum Teil durch Lösslehm durchmischt sind. Innerhalb dieser BGL können nun jedoch hydrologisch und reliefabhängig bedingte Abweichungen der Boden(sub)typen festgestellt werden. Im direkten Bereich des Untersuchungsgebietes am Veitskopf im Norden des NSG LS findet sich die BFG 226, die ebenfalls einen Großteil des Naturschutzgebietes bedeckt. Diese bezeichnet Regosole und Braunerden aus quartärer Bimstephra, demnach Böden, die unmittelbar auf den Tephra- und Pyroklastikaformationen des Laacher See Vulkans entstanden sind. Diese können – auch wenn es aufgrund der maßstäblich bedingten Generalisierung der BÜK200 nicht ersichtlich ist – lokal trotz alledem Lösslehm und teils unverwitterten Löss enthalten, welche in zeitlicher Nähe zur Laacher See Eruption eingeweht wurden. Meist finden sich vorhandene Lössvorkommen jedoch unterhalb der LST. Unterhalb dieser recht jungen Schichtkörper ist variszisches Grundgebirge zu erwarten, im direkten Umfeld des Veitskopfes finden sich jedoch auch Basanitdecken (vgl. Kapitel 4.2), die zwischen dem Grundgebirge und den aufliegenden Vulkaniten eingeschaltet sind.

In den nördlich des Naturschutzgebiets liegenden Flächen kommen zusätzlich noch die Bodengroßlandschaften der Ton- und Schliffschiefer (BGL 11.1) und der Lösslandschaften des Berglandes (BGL 6.3) hinzu. Zum einen finden sich diese Bereiche vor allem dort, wo an nordwestexponierten Hochflächen Löss in größerer Mächtigkeit angeweht werden konnte (BGL 6.3), oder wo die quartären Vulkanite in den Tiefenlinien durch die assoziierten Gerinnesysteme schnell ausgeräumt wurden (BGL 11.1), so dass hier die Pedogenese recht bald auf dem anstehenden variszischen Ausgangsgestein erfolgen konnte.

Die Bodenformengesellschaften betreffend findet sich sowohl im gesamten Naturschutzgebiet wie auch im direkten Untersuchungsgebiet die dominante BFG 226, welche Regosole und Braunerden aus quartärer Bimstephra anzeigen. Die Regosole sind als Böden der Klasse R (Ah/C-Böden) nach KA5 vor allem in steileren Hangbereichen des Kraterrandes vorzufinden, da hier der stete hangabwärtsgerichtete Transport von Bodenmaterial die Ausbildung tiefgründiger Böden verhindert.

Meist finden sich jedoch die für die Mittelgebirgsschwelle typischen Braunerden (vgl. LIEDTKE & MARCINEK 2002). Diese werden nach Nomenklatur der KA5 im Gebiet vornehmlich als

Lockerbraunerden bezeichnet. Voraussetzung dieser Klassifizierung ist eine Horizontabfolge von Ah/(Ah-)Bfv/IIC (AD-HOC-AG BODEN 2005, 216). Die Beschreibung des C-Horizontes mit vorangestellter römischer Ziffer bezeichnet einen geologischen Schichtwechsel, die römische Nummerierung zeigt die Bodenentwicklung auf einem jüngeren Substrat an. Unterhalb der jüngeren Ablagerungen können sich fossile Horizonte befinden, die sich auf dem ursprünglichen Ausgangsgestein des Gebietes – im vorliegenden Fall dem variszischen Grundgebirge – gebildet haben. Würden diese vorgefunden werden, müsste dies durch ein vorangestelltes geogenes Merkmal (f) angezeigt werden, das ursprüngliche Ausgangsgestein erhielt eine vorangestellte (I). Folglich ist die vorausgesetzte Notation einer Lockerbraunerde mit einem IIC ein deutlicher Hinweis auf das zwingende Vorhandensein eines jüngeren, überdeckenden geologischen Schichtkörpers.

Im Falle des Bfv-Horizontes beschreibt das pedogene Merkmal (f) ein lockeres Ge(f)üge und steht in der Horizontnomenklatur explizit nur für die Verwendung mit dem Bv-Horizont einer Lockerbraunerde zur Verfügung. Es wird nach der Kartieranleitung ein Trockenraumgewicht des Bfv-Horizontes von $< 0,8 \text{ g cm}^{-3}$ oder alternativ ein Gesamtporenvolumen $> 60\%$ vorausgesetzt (AD-HOC-AG BODEN 2005, 216). Grund für diesen lockeren Horizont ist die meist nur in Einzelaggregatlagerung vorliegende Tephradecke, welche sich in der Regel aus vereinzelten Bimslapilli ($\varnothing 2 - 64 \text{ mm}$) zusammensetzt. Hinzu kommen zusätzlich Anteile von Tonschieferpartikeln vergleichbarer Äquivalentdurchmesser, welche durch die Eruption zerkleinert und mit den Pyroklastika abgelagert wurden. Abbildung 4.20 zeigt eine gesiebte Probe aus dem Übergang zwischen dem Bfv- und dem IIC-Horizont einer Lockerbraunerde über LST, die im Gebiet des Koblenzer Stadtwaldes kartiert wurde.



Abb. 4.20: Gesiebte Bimsanteile des Bfv-Horizonts einer Lockerbraunerde über LST.

Im Zuge der Verwitterung bleibt das lockere Gefüge dieser Ablagerungen erhalten, wenn auch die Grobporen sukzessiv mit Feinmaterial, welches Resultat der fortschreitenden Verlehmung ist, in der pedogenetischen Entwicklung des Standortes verfüllt werden. Dennoch bleibt festzuhalten, dass aufgrund der Verwitterungseigenschaften des Bimses vor allem sandige Bodenarten an den Standorten dominieren. Diese Beobachtung konnte durch Arbeiten von MASANNEK (2012, n.v.), LOHAUS (2013, n.v.) direkt im Naturschutzgebiet und durch KLEBER & JAHN (2007^a, 2007^b) und HAHN & OPP (2011) für Böden über LST gestützt werden.

Dies hat im Sinne der vorliegenden Arbeit vor allem dahingehend eine große Bedeutung, als dass gerade die Feinsandfraktionen zu den am leichtesten erodierbaren Korngrößen gehören. Abbildung 4.21 zeigt die Häufigkeit der vorgefundenen Bodenarten über alle Tiefenbereiche aus der Arbeit von MASANNEK (2012, n.v.), durchgeführt im räumlichen Umfeld des Laacher Sees.

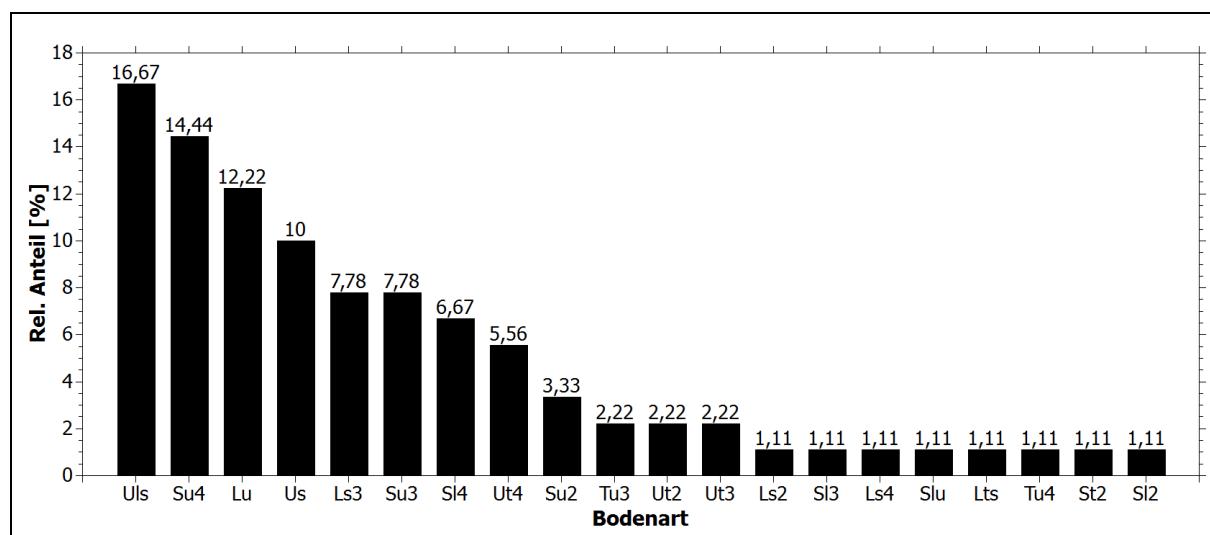


Abb. 4.21: Relative Häufigkeit von Bodenarten im Unterboden eines beprobenen Feldschlags bei Kruft, südlich des Laacher Sees gelegen. Daten nach MASANNEK (2012, n.v.).

Direkt im Untersuchungsgebiet befindet sich eine vom LGB RLP als Normbodentyp aufgeschlossene Profilgrube, welche die typische Lockerbraunerde der BFG 226 über LST zeigt. Gleichzeitig stellen HAHN & OPP (2011) einen Leitbodentyp für Böden auf LST aus dem direkten Umfeld der Caldera vor. Das entsprechende Leitprofil (Abbildung 4.22) wurde in Wassenach, also ebenfalls in direkter Nähe zum Untersuchungsgebiet erhoben und als Lockerbraunerde angesprochen.

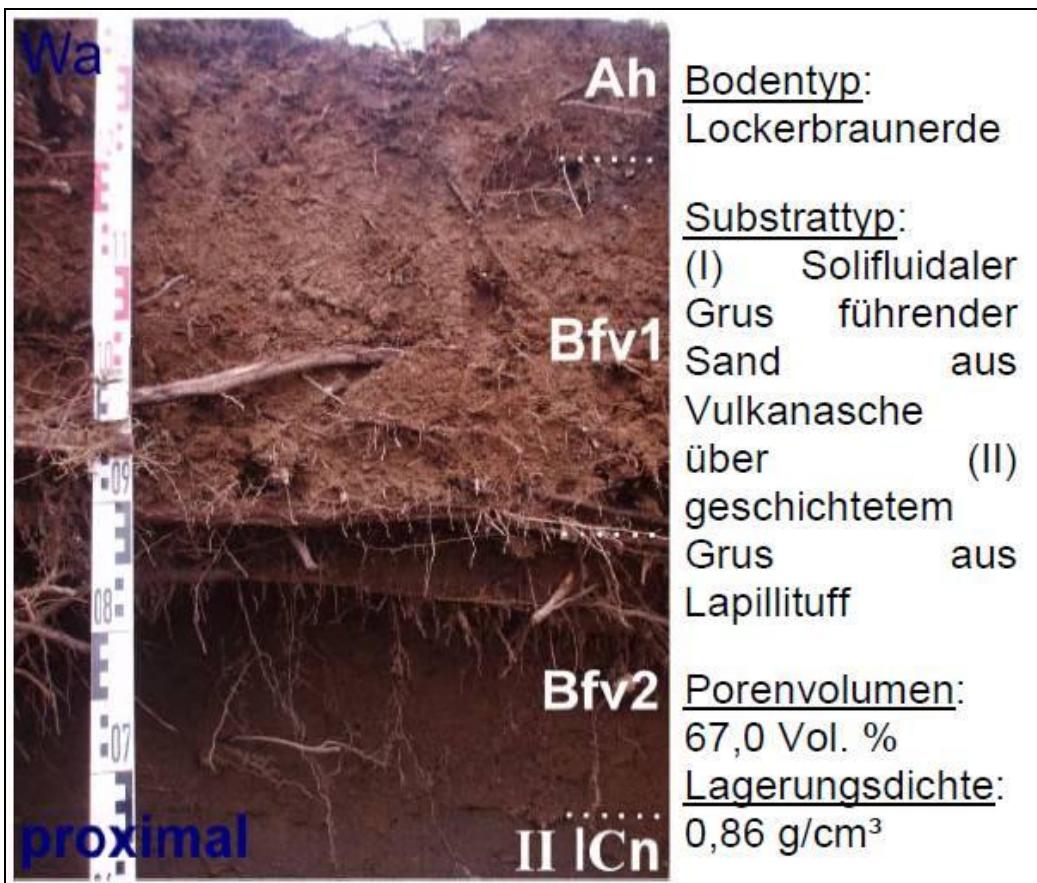


Abb. 4.22: Leitbodenprofil einer Lockerbraunerde über LST (HAHN & OPP 2011, 2).

Dennoch sind auch gerade an den Hangflächen des Veitskopfes, wo aufgrund der stärkeren Hangneigung das LST-Material schneller abgetragen werden konnte, Braunerden über Basanit vorzufinden. Diese wurden ebenfalls im Zuge der vorliegenden Arbeit während der Beregnung von Waldböden (vgl. Kapitel 6.3.4.) kartiert. In diesen Fällen muss von der Bezeichnung als Lockerbraunerde abgewichen werden, da innerhalb des Bodenkörpers kein entsprechender Bfv-Horizont vorgefunden werden konnte. Vielmehr dominierte ein mächtiger Bv-Horizont, welcher sich fast ohne Beimengung von Bimslapilli bis hin zum anstehenden Basanit des Veitskopfes erstreckte. Abbildung 4.23 zeigt Aufnahmen einer Profilgrube – deutlich ersichtlich ist das Fehlen eines ausgeprägten Bfv-Horizonts, wie er für eine Lockerbraunerde typisch gewesen wäre.

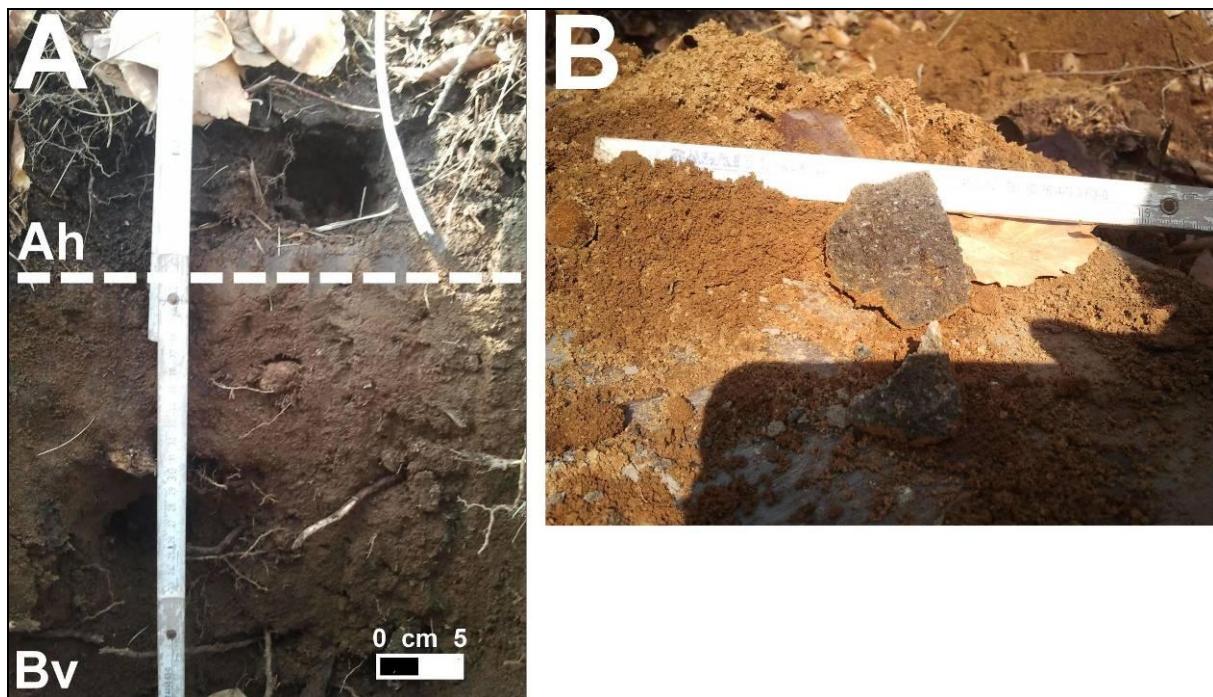


Abb. 4.23: Braunerde über Veitskopf-Basanit. (A) Typische Abfolge von Ah- und Bv-Horizont, (B) Basanit aus C-Horizont.

Somit sind Lockerbraunerden und Braunerden als dominante Bodentypen des Untersuchungsraums auszuweisen, wenn auch angemerkt werden muss, dass die Pedosphäre im Gebiet heterogener erscheint, als es die BFD200 und die vorliegende Literatur suggeriert. Vor allem das unregelmäßige Vorkommen der LST in Bereichen starker Hangneigung und in Leebereichen der Ablagerungen des Laacher Sees steuert maßgeblich die Ausbildung von Braunerden oder Lockerbraunerden, die sich jeweils in ihren bodenphysikalischen Eigenschaften deutlich voneinander unterscheiden.

Abschließend kann eine bodenhydrologische und standortökologische Beschreibung des Gebietes erfolgen. Die gemittelten Bodenflächendaten des LGB RLP im Maßstab 1:200.000 (BFD200) geben für die Böden im Gebiet des Veitskopfes einen effektiv durchwurzelbaren Bodenraum (We) von durchschnittlich 13 dm an. Die Feldkapazität im Wurzelraum (FKWe) beträgt hierbei 218 mm, die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraums (nFKWe) 127 mm. Der Standorttyp wird mit einem mittleren Wasserspeicherungsvermögen und einem schlechten bis mittleren natürlichen Basenhaushalt bezeichnet. Hieran zeigt sich der bestimmende Einfluss der Laacher See Tephra im Gegensatz zu den Lösslehmern. Im Falle dominanten Lösslehmeinflusses wäre aufgrund des im Löss enthaltenen Carbonatanteils und dem somit vorhandenen Säurepuffer eine bessere Basensättigung zu erwarten.

Die Böden der BGL 10.1 stellen hinsichtlich Ihres Wasserangebotes eine Mittelstellung im Gebiet dar. Standorte der BGL 11.1 weisen aufgrund des massiven Ausgangsgesteines, welches meist hoch ansteht, einen geringeren durchwurzelbaren Bodenraum von lediglich 10 dm auf, auch die hydrologische Ausstattung ist vergleichsweise schlechter (FKWe = 162 mm, nFKWe = 80 mm). Die Standorte der BGL 6.3 hingegen sind aufgrund des Lockersedimenteinflusses deutlich besser durchwurzelbar und verfügen über im Mittel deutlich höhere Wasserangebote (We = 15 dm, FKWe = 472 mm, nFKWe = 247 mm).

4.4 | Regionalklima

Großräumig betrachtet liegt das Gebiet der Eifel innerhalb der zyklonalen Westwinddriftzone, welche den atmosphärischen Übergangsbereich zwischen der kalten Polar- und der warmen Subtropenzone bildet. Innerhalb dieser Übergangszone werden große Temperatur- und Druckgradienten in der Troposphäre ausgeglichen. Durch stetig wechselnde, wetterbestimmende zyklonale und antizyklonale Druckgebilde herrscht eine tendenziell unbeständige Witterung, welche jedoch eine übergeordnete Westwindhäufigkeit von ca. 70% aufweist (LAUER & BENDIX 2004, 235 ff.).

Nach der effektiven Klimaklassifikation von KÖPPEN & GEIGER befindet sich der Untersuchungsraum im Klimatyp Cfb (PEEL ET AL. 2007, 1641). Dieser kennzeichnet warmgemäßigte Klimate (C) (kältester Monat 18° C bis -3° C) mit beständig (f)euchten Monaten und einem wärmsten Monat unter 22°C sowie mindestens 4 Monaten über 10° C (b) (PEEL ET AL. 2007, 1636; LAUER & BENDIX 2004, 267 ff.). Ein anschauliches Beispiel für diesen Klimatyp zeigen die Klimadiagramme der Stationen Nürburg in der Hocheifel und Bad Neuenahr-Ahrweiler in der Osteifel (Abb 4.24), basierend auf den frei verfügbaren Datensätzen des Deutschen Wetterdienstes für den Zeitraum von 1961 – 1990 (Nürburg) und 1981 – 2010 (Bad Neuenahr-Ahrweiler) (Tab. 4.1).

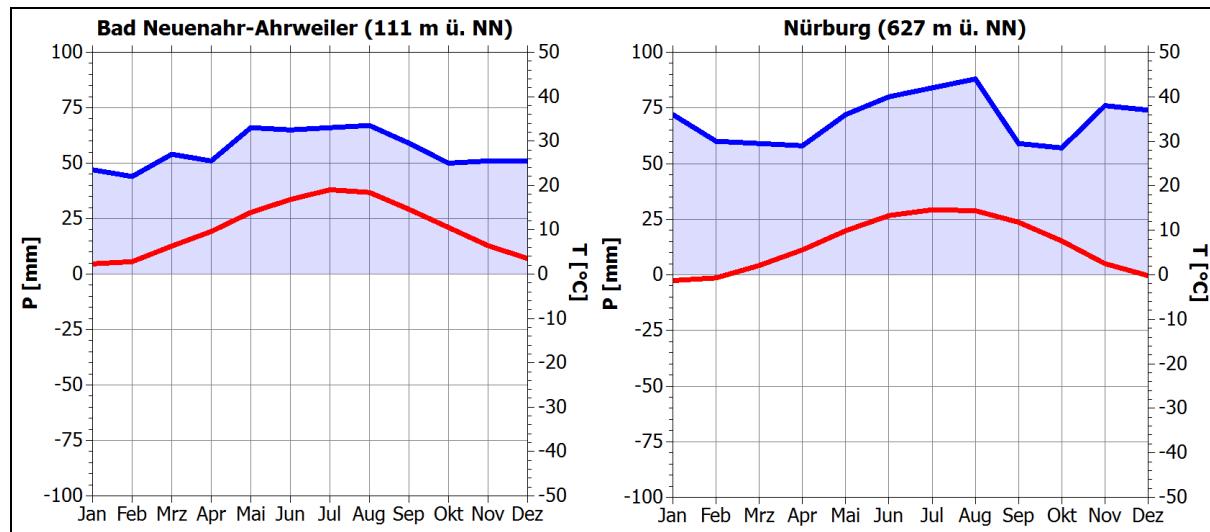


Abb. 4.24: Klimadiagramme der Stationen Bad Neuenahr-Ahrweiler und Nürburg auf Basis der DWD-Klimadaten.

Monat	Bad Neuenahr-Ahrweiler 1981 – 2010		Nürburg 1961 – 1990	
	P [mm]	T [°C]	P [mm]	T [°C]
Jan	47	2,3	72	-1,3
Feb	44	2,8	60	-0,7
Mrz	54	6,3	59	2,1
Apr	51	9,6	58	5,6
Mai	66	13,9	72	9,9
Jun	65	16,8	80	13,3
Jul	66	19	84	14,6
Aug	67	18,4	88	14,4
Sep	59	14,6	59	11,8
Okt	50	10,5	57	7,6
Nov	51	6,4	76	2,5
Dez	51	3,5	74	-0,2
Σ	671	---	829	---
Ø	56	10,3	70	6,6

Tab. 4.1: Langjährige Monatsmittel P & T der DWD-Stationen Bad Neuenahr-Ahrweiler und Nürburg..

Eine kleinräumige Betrachtung zeigt, dass sich im West-Ost-Verlauf der Eifel ein Wechsel in den lokalen Klimabedingungen vollzieht. Die Höhenzüge des Rheinischen Schiefergebirges erzeugen einen natürlichen Stauseffekt, da die hauptsächlich aus Nordwesten anströmenden Luftmassen durch das ansteigende Relief zum Aufstieg gezwungen werden. Vor allem die westlichen Ausläufer des Rheinischen Schiefergebirges, die Ardennen und die West- und Hocheifel sind von diesem Effekt betroffen. Der Aufstieg bewirkt, dass es durch feuchtadiabatische Abkühlung zu einer vermehrten Wolkenbildung mit einhergehenden, advektiven Niederschlägen kommt. Somit sind Regionen im Westen des Rheinischen Schiefergebirges vornehmlich durch höhere jährliche Niederschlagssummen gekennzeichnet, als es im Osten der Fall ist.

Im Gegenzug kommt es in den östlichen Leebereichen des Rheinischen Schiefergebirges zu meist trockenadiabatischem Absinken der Luftmassen im Windschatten der höchsten Erhebungen der Hocheifel. Einher geht dies mit der verstärkten Tendenz der Luftfeuchteabnahme bis hin zur Wolkenuflösung, so dass bereits im Bereich des Mittelrheinischen Beckens von ausgeprägten Föhneffekten des Rheinischen Schiefergebirges gesprochen werden kann. Einher geht dies mit einer tendenziell höheren Jahresmitteltemperatur in den Leebereichen, so dass ein West-Ost verlaufender Gradient zunehmender Jahresmitteltemperaturen und sinkender jährlicher Niederschlagssummen zu konstatieren ist. Von diesem Effekt ist auch das Untersuchungsgebiet um den Laacher See betroffen, da es im direkten Windschatten der höchsten Erhebungen der Eifel liegt.

SCHWICKERT (2009, 56 ff.) vergleicht in diesem Kontext die Niederschlagsmessungen ausgewählter Klimastationen im West-Ost Verlauf der Eifel, um einen zusätzlichen Effekt zu verdeutlichen. Neben der Abnahme der Jahressumme ändert sich auch die Verteilung der Niederschläge über das Jahr. Durch die abnehmende Stauwirkung bei gleichzeitig stärker werdender solarer Einstrahlung im Leebereich sind hier die Niederschlagsmaxima vor allem im Sommer zu verzeichnen, da konvektive Gewitterniederschläge den Hauptanteil der Niederschlagsmengen bilden. Im Bezug auf die dieser Arbeit zugrundeliegende Fragestellung ist dies vor allem deshalb von Bedeutung, weil eben jene konvektive Niederschläge meist mit kurzfristig sehr hohen Intensitäten einhergehen und bei diesen kurzen aber intensiven Niederschlagsereignissen im Jahresgang die Maxima der Bodenerosionsraten festgestellt werden können (vgl. Kapitel 3).

Tabelle 4.2 zeigt dahingehend eine Aufstellung der von SCHWICKERT (2009, 58) zusammengestellten Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in der Reihenfolge von West nach Ost. Die Klimastation Wassenach liegt in unmittelbarer Nähe zum Untersuchungsgebiet (vgl. Abb. 4.1) und ist daher gesondert hervorgehoben.

Station	Höhe ü. NN [m]	P [mm a ⁻¹]	Nov. – Apr. [% d. Jahressumme]	Mai – Okt. [% d. Jahressumme]
Schneifelforsthaus	657	1146,8	56	44
Nürburg (WST)	627	871,6	49	51
Kempenich	465	807,8	51	49
Wassenach	305	703,4	47	53
Neuwied	91	664,0	47	53
Andernach	62	619,2	45	55

Tab. 4.2: Niederschlagssummen und -verteilungen ausgewählter DWD-Klimastationen (Zeitraum 1961 – 1990) nach SCHWICKERT (2006, 58, verändert).

Die beschriebenen Effekte lassen sich zusätzlich anhand kartographischer Aufbereitung erkennen. Die Klimakarte der Rheinlande von BÖHM (1964) stellt nach wie vor die räumlich differenziertesten Betrachtungen der übergeordneten klimatischen Gegebenheiten im Untersuchungsraum dar. Für die vorliegende Arbeit wurde die Karte digitalisiert, um einen georeferenzierten Klimadatensatz zu erhalten (vgl. Abb. 4.26 & Abb. 4.27).

BÖHM unterscheidet bei seiner Klimaklassifikation des Rheinlandes nach der hygrischen und thermischen Kontinentalität. Hauptunterscheidungskriterium ist hierbei die jährliche Niederschlagssumme und die Jahrestemperaturamplitude. Diesen entsprechend vergibt er hydrothermische und thermische Kennziffern, welche wiederum in einer entsprechenden Klimaelementausprägung resultieren. Die Klimaelementausprägungen werden nachfolgend in insgesamt neun verschiedene Klimatypen aggregiert (Abb. 4.25).

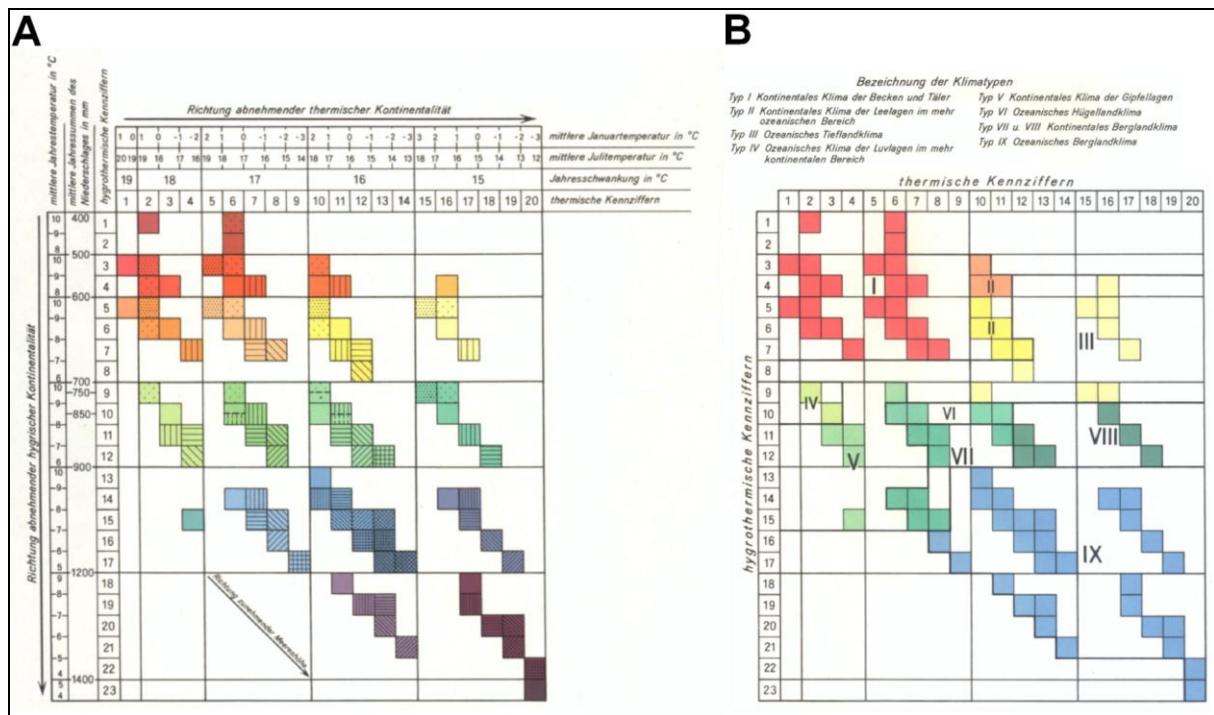


Abb. 4.25: Klimaelementausprägungen (A) und Klimaklassifikation (B) nach BÖHM (1964).

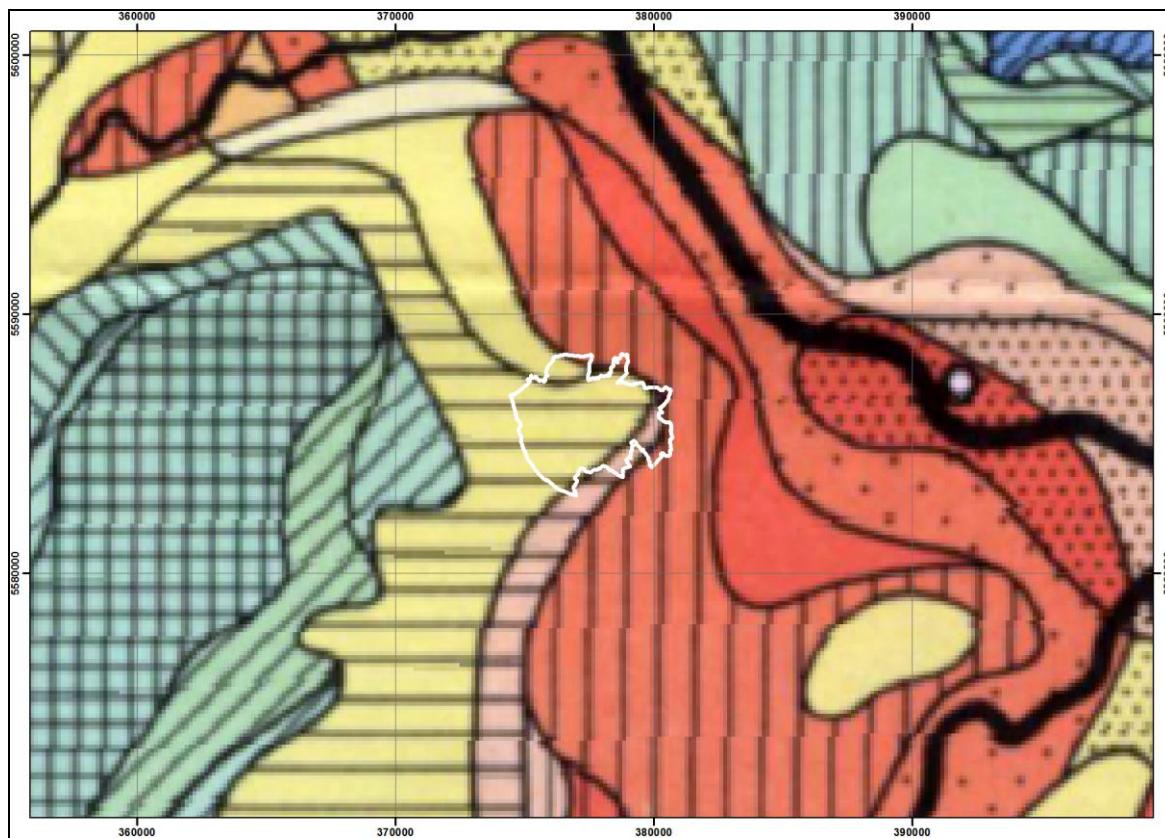


Abb. 4.26: Georeferenzierter Ausschnitt der Klimaelementausprägungen nach BÖHM (1964). NSG LS zur Orientierung angezeigt, UTM-referenziert.

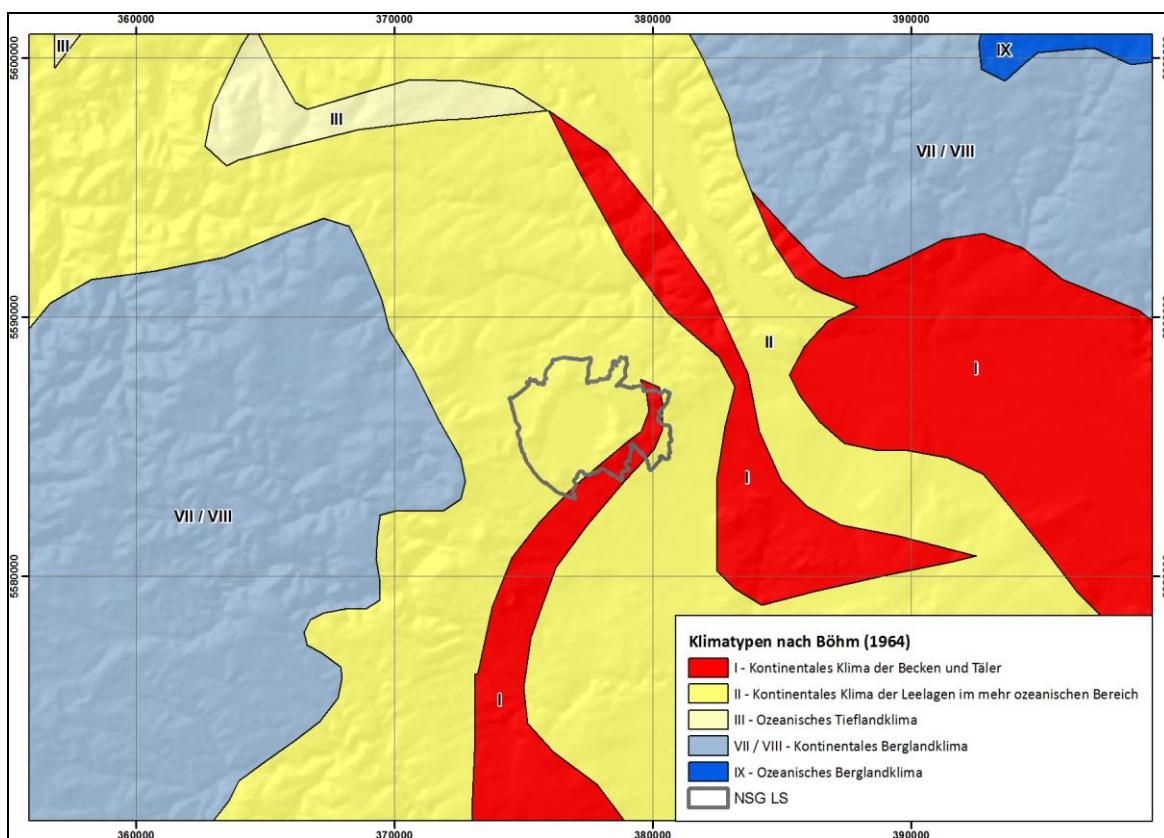


Abb. 4.27: Vereinfachter, georeferenziertes Ausschnitt der Klimaklassifikation nach BÖHM (1964). NSG LS zur Orientierung angezeigt, UTM-referenziert.

Bei der Betrachtung der Klimatypenkarte der Umgebung des NSG LS wird deutlich, dass nahezu das gesamte Naturschutzgebiet und das gesamte Untersuchungsgebiet Klimatyp II, dem kontinentalen Klima der Leelagen im mehr ozeanischen Bereich, zugeordnet werden. Dies ergibt sich aus den entsprechenden hydrothermischen und thermischen Kennwerten des Gebietes und resultiert aus den bereits beschriebenen Effekten der Windschattenlage im Osten der Eifel. Dieser Klimatyp wird nach BÖHM (1964, 205) beschrieben mit einer mittleren Jahrestemperaturamplitude von $\phi 16^{\circ}\text{C}$ und Niederschlagssummen von 500 – 700 mm a^{-1} . Abschließend bezeichnet er diesen als wintermild mit vorwiegenden Sommerniederschlägen.

Im Westen des Kartenausschnittes ist vor allem das kontinentale Berglandklima (Typen VII und VIII) dominant, bedingt durch das ansteigende Relief hin zu den Hochlagen der Eifel. Hauptsächliches Einteilungskriterium ist die niedrige Januartemperatur (im Minimum bis -2° C) und Niederschlagssummen, die im Jahr 1000 mm nicht überschreiten. Dem gegenüber stehen die im Osten des NSG gelegenen Gebiete des Klimatyps I, welcher den kontinentalsten Klimatyp des Kartenausschnitts darstellt. Die Jahrestemperaturschwankung liegt hier zwischen 17 und 19°C , die Niederschlagssummen liegen im Jahr zwischen 400 und 700 mm (BÖHM 1964, 204).

Im Kontext der Bodenerosion ist vor allem der Niederschlag im Untersuchungsgebiet genauer zu betrachten. Dies betrifft sowohl die Verteilung und Häufung von Extremereignissen, als auch deren Magnitude. Hierfür ließe sich aufgrund der räumlichen Nähe der DWD-Station Wassenach in direkter Nähe zum Untersuchungsgebiet zurückgreifen. Da die Klimadaten der Station jedoch nur in monatlicher Auflösung vorliegen und der Betrieb seit 2001 eingestellt ist, konnten diese Daten lediglich für die Beschreibung der langjährigen Messreihen herangezogen werden.

Diese zeigen für den Zeitraum zwischen 1971 und 2000, der den aktuellsten Zeitraum der Station darstellt, die bereits beschriebene Verteilung des Niederschlags im Jahresgang. So ist im langjährigen Mittel der Juli der niederschlagsreichste Monat mit einer durchschnittlichen Niederschlagssumme von 73,85 mm, die Jahresamplitude der Niederschläge liegt bei 28,28 mm (Abb. 4.28).

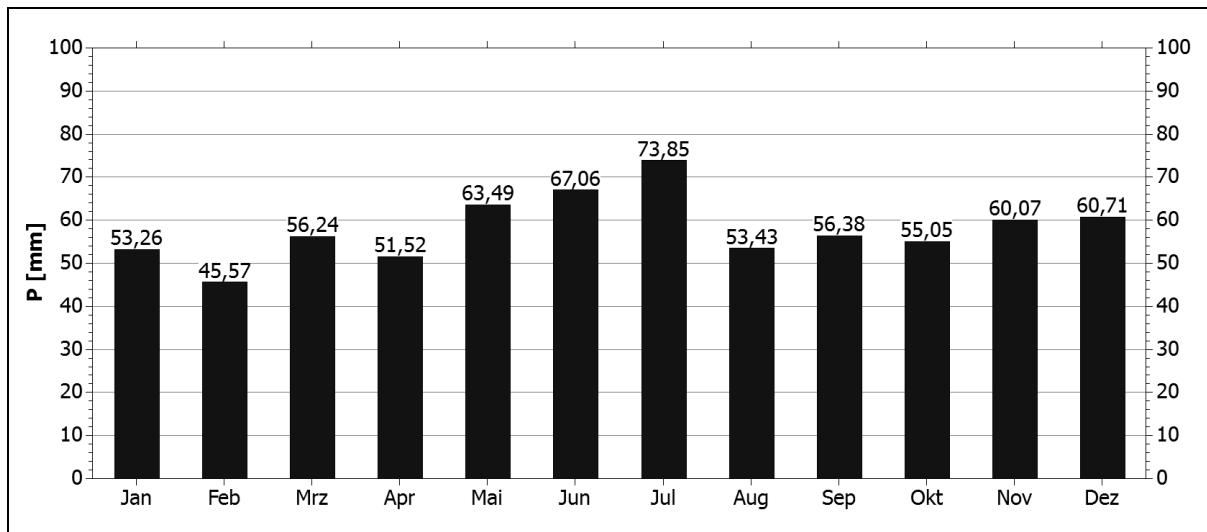


Abb. 4.28: Mittlere Monatsniederschlagssummen der Wetterstation Wassenach (Datengrundlage: DWD).

Für den Zeitraum zwischen 1971 und 2000 wurde eine durchschnittliche Niederschlagssumme von 696,09 mm a^{-1} aufgezeichnet. Damit war dieser Zeitraum geringfügig trockener als der von SCHWICKERT (2009) betrachtete Zeitraum zwischen 1961 und 1990 (vgl. Tab. 4.2).

Für die Betrachtung der Niederschläge im Untersuchungszeitraum und die Beschreibung der Maximalintensitäten des Niederschlags musste aufgrund der beschriebenen Limitierung im Datensatz des DWD auf eine benachbarte Niederschlagsmessstation der Abteilung Agrarmeteorologie des Dienstleistungszentrums Ländlicher Raum des Landes Rheinland-Pfalz (DLR RLP) zurückgegriffen werden. Diese ist die hydrometeorologische Station Weibern, welche seit dem 31.08.2011 durch das DLR RLP in Betrieb ist. Die Station liegt zirka 9 Kilometer in Richtung WSW vom Untersuchungsgebiet entfernt und etwa 100 Meter höher als die Station in Wassenach (UTM 32U 368247, 5585526, 420 m NN), jedoch in vergleichbarer Höhe wie die Staukuppe des Veitskopfes.

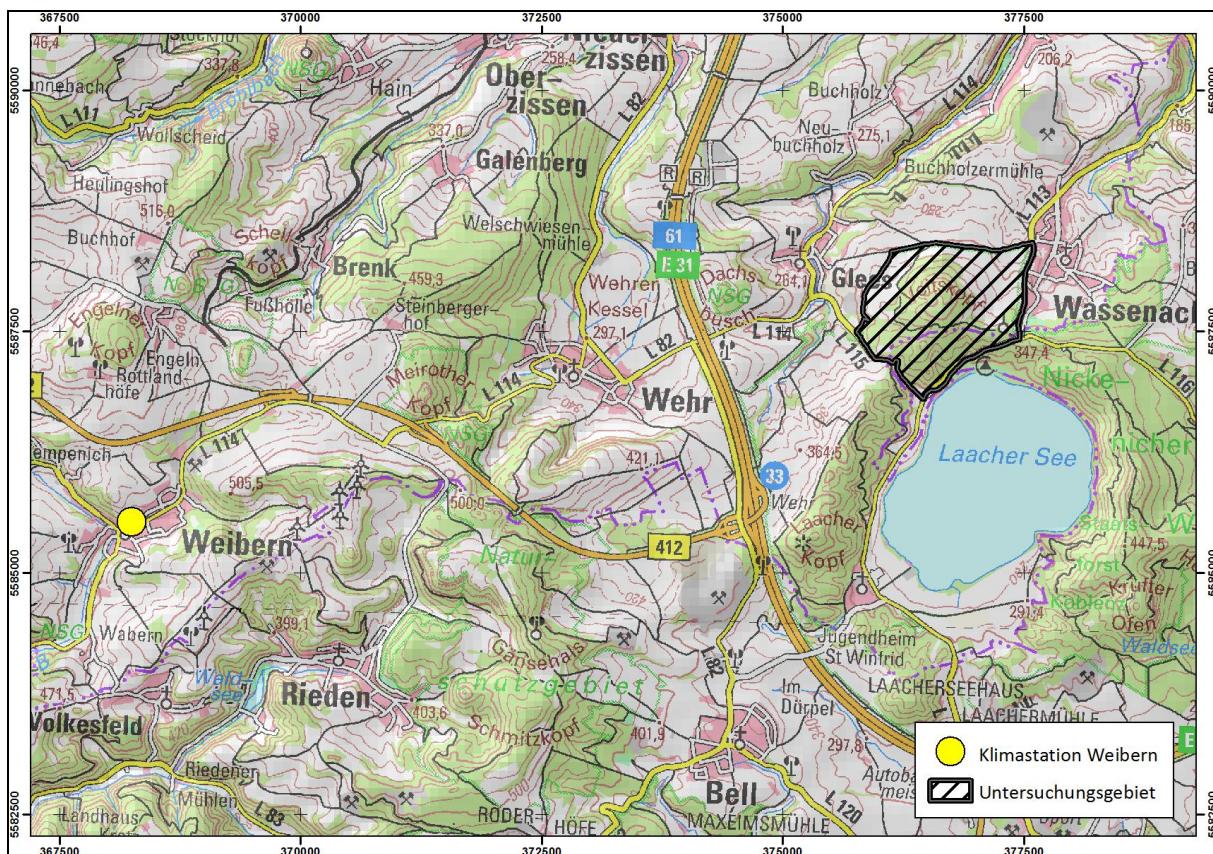


Abb. 4.29: Lage der hydrometeorologischen Station Weibern im Bezug zum Untersuchungsgebiet Veitskopf. Kartengrundlage: DTK100 des LVerMGeo RLP, UTM-referenziert.

Ausgestattet ist die Station des Typs AME Ott II mit einem Niederschlagsmesser der Auflösung 0,01 mm. Gemessen wird sowohl die Niederschlagssumme als auch die maximale Niederschlagsintensität innerhalb eines fünfminütigen Intervalls. Die maximale zeitliche Auflösung der Daten beträgt eine Stunde, gemessen wird der Freilandniederschlag in einer Höhe von 2 m über Grund.

Für die Beurteilung der aktuellen Witterungslagen und Niederschlagsverteilungen wurden tagesaufgelöste Datensätze verwendet. Betrachtet wurden für die Beschreibung von Jahresgängen die Jahre 2012 und 2013, da diese im Verlauf der Anfertigung der vorliegenden Arbeit vollständig erfasst wurden. Zusätzlich sind die Witterungsverhältnisse im direkten zeitlichen Umfeld zu Simulationsversuchen ausgewertet worden (vgl. Kapitel 6).

Die Jahresgänge der Station Weibern zeigen, dass insbesondere der Sommer des Jahres 2013 sehr trocken ausfiel (Abb. 4.30). So ist im Juli lediglich eine Niederschlagssumme von 20,34 mm gefallen, im darauf folgenden August wurden lediglich 28,83 mm gemessen. Besonders im Vergleich zu 2012, wo das beschriebene typische Sommermaximum gerade in den Juli fiel (104,80 mm) ist diese Trockenphase auffällig. Im Vergleich mit dem langjährigen Mittel der benachbarten Station Wassenach ist die niedrige Niederschlagsmenge zwar gering, im Zeitraum von 1971 – 2000 wurde hier jedoch ein Juli-Minimum von 11,8 mm gemessen. Bezüglich der maximalen Intensitäten des Niederschlags lässt sich eine Häufung intensiver Niederschlagsereignisse in den Sommer- und Spätsommermonaten aufzeigen. Einzige Ausnahme bilde hier ebenfalls die niederschlagsarmen Monate Juli und August im Jahr 2013. Besonders auffällig zeigt sich – ebenfalls im Jahr 2013 – ein Intensitätsmaximum von $38,1 \text{ mm h}^{-1}$, gemessen während eines Sommergewitters am 20.6.2013.

Die Niederschlagssummen der Jahre liegen mit $730,38 \text{ mm a}^{-1}$ (2012) und $720,56 \text{ mm a}^{-1}$ (2013) dennoch in vergleichbaren Größenordnungen, wenn auch der weniger ausgeprägte Leeeffekt im Vergleich zur niederschlagsärmeren Station in Wassenach ($\phi 696,09 \text{ mm a}^{-1}$) zu erkennen ist.

Aufgrund der Lage der Station Weibern westlich von Wassenach deckt sich dies aber mit den von SCHWICKERT (2009) und BÖHM (1964) beschriebenen Trends.

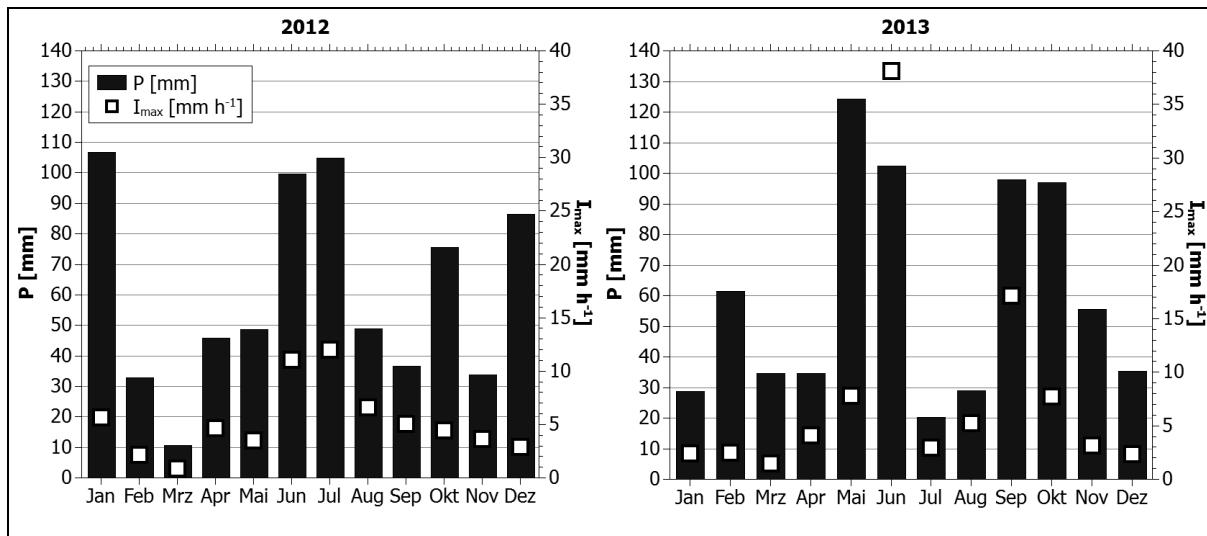


Abb. 4.30: Monatliche Niederschlagssummen und Maximalintensitäten der Station Weibern, Jahresgänge 2012 und 2013.

Anhand von Gleichung (7) kann auf Basis der maximalen Niederschlagsintensitäten zusätzlich eine Abschätzung der durch Niederschlag induzierten kinetischen Energie im Untersuchungsgebiet vollzogen werden. Für die Darstellung wurden die tagesgenauen Messungen zwischen September 2011 und März 2014 verwendet. In diesem Zeitraum entfielen insgesamt 507 Niederschlagstage auf eine Gesamtdauer von 943 Tagen, hierbei fanden sich sechs Niederschlagsereignisse mit einer Intensität $> 10 \text{ mm h}^{-1}$ (Abb. 4.31).

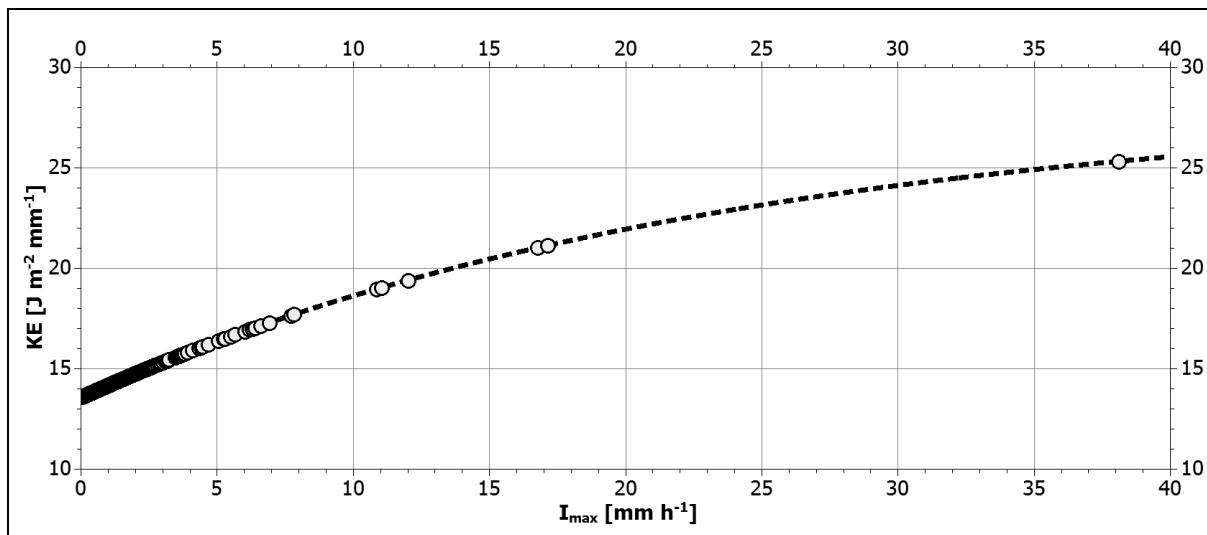


Abb. 4.31: Verteilung der Maximalintensitäten und der resultierenden kinetischen Energie nach VAN DIJK ET AL. (2002) für die Station Weibern zwischen 09/11 und 04/14.

Alle Niederschlagsereignisse mit dieser entsprechend hohen Intensität entfielen auf den Zeitraum Juni bis September, wie anhand von Tabelle 4.3 ersichtlich wird. Dies unterstreicht den dominanten Einfluss konvektiver Sommerniederschläge hinsichtlich der maximalen Niederschlagsintensitäten im Gebiet.

Datum	ΣP [mm]	I _{max} [mm h ⁻¹]	KE [J m ⁻² mm ⁻¹]
20.06.2013	54,05	38,10	25,3295
08.09.2013	24,07	17,13	21,1331
12.09.2011	46,77	16,77	21,0239
28.07.2012	29,50	12,00	19,4099
20.06.2012	29,08	11,04	19,0442
12.09.2013	34,20	10,85	18,9700

Tab. 4.3: Niederschlagsereignisse höchster Intensität der Station Weibern zwischen 09/11 und 04/14.

4.5 | Hydrologie

Durch das Untersuchungsgebiet verläuft die übergeordnete Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Nette im Süden und dem Brohlbach im Norden, welche beide in den Rhein entwässern. Die Wasserscheide wird im Norden des Laacher Sees durch den Calderarand gebildet, zu dem auch der Veitskopf gehört (vgl. Abb. 4.32).

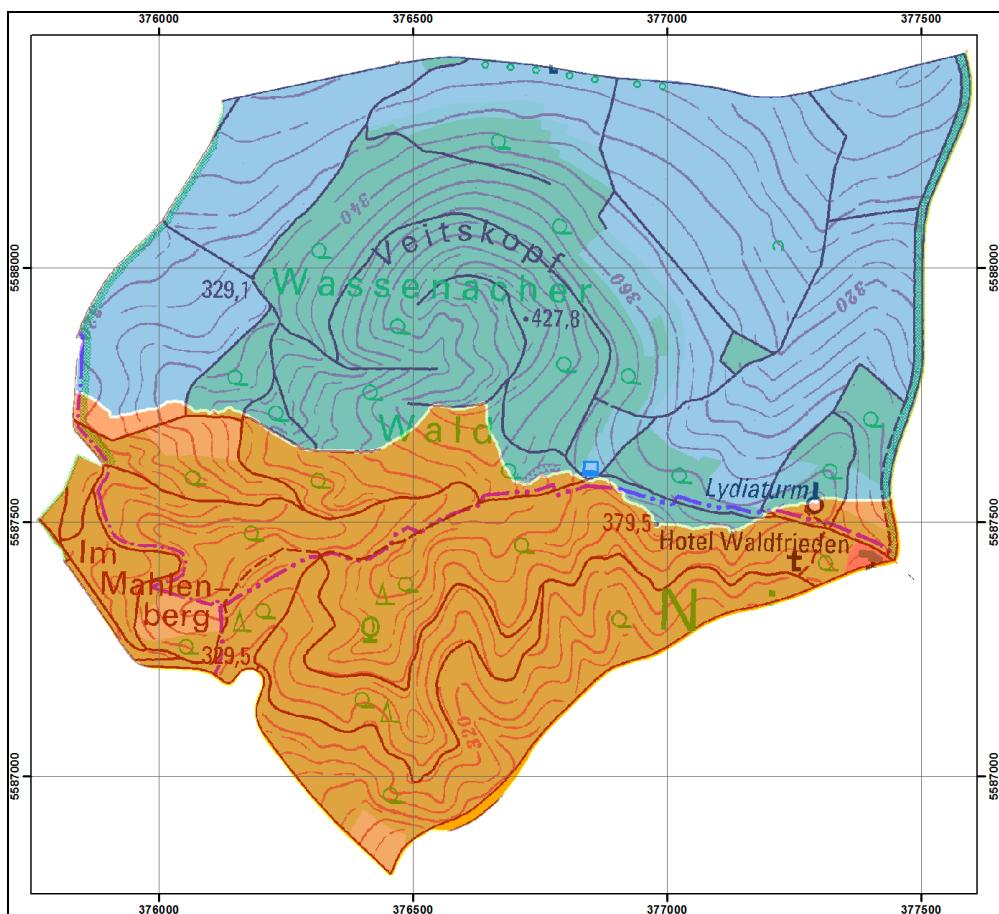


Abb. 4.32: Verlauf der Wasserscheide zwischen Brohlbach (blau) und Nette (rot) durch das Untersuchungsgebiet. Berechnung auf Basis des LIDAR-DGM1, UTM-referenziert.

Die dem Untersuchungsgebiet nächstgelegenen Fließgewässer sind der Gleeser Bach und der Tönissteiner Bach im Norden, beziehungsweise Nordosten des Gebietes, welche in den Brohlbach münden. Im Süden befindet sich mit dem Laacher See der größte natürliche See des Landes Rheinland Pfalz mit einer Seefläche von 3,3 km². Dieser weist keinen natürlichen Abfluss auf, vielmehr erfolgt die Entwässerung über den im Jahre 1844 erbauten Delius-Stollen im Süden des Laacher Sees, der einen Nachfolgebau des im 12. Jahrhundert errichteten Fulbert-Stollen darstellt (GREWE 2009, 21). Seit der Errichtung des Fulbert-Stollens, welcher zur Gewinnung von landwirtschaftlicher Nutzfläche und zum Hochwasserschutz durch die Mönche des Klosters Maria Laach angelegt wurde, erfolgt die Entwässerung des Sees über den Laachgraben in den Krufter Bach und folgend in die Nette.

Im direkten Untersuchungsgebiet des Veitskopfes sind darüber hinaus keine Oberflächengewässer vorhanden, weswegen ein direkter Eintragspfad von erodiertem Wegsediment wie beispielsweise an Furten oder Übergängen im Untersuchungsgebiet nicht angenommen werden kann.

4.6 | Vegetation und Landnutzung

Abbildung 4.33 zeigt die Landnutzungskarte des Untersuchungsgebietes, die auf Basis digitaler Orthophotos, einem hoch aufgelösten digitalen Geländemodell und Geländebegehungen angefertigt wurde. Die Wege liegen in dieser Darstellung nur differenziert nach persistentem Wegetyp und Rückegasse vor, eine genauere Klassifizierung des Wegesystems erfolgt in Kapitel 5, sowie in der späteren Ergebnisdarstellung und Interpretation (Kapitel 6, 7).

Vor allem im Norden des Gebietes finden sich landwirtschaftliche Nutzflächen, diese profitieren von vergleichsweise geringen Hangneigungen und dem nährstoffreichen Substrat der quartären Vulkanite. Der gesamte Bereich des Veitskopfkegels und der steil abfallende Calderarand im Süden sind durch Waldbestand gekennzeichnet.

Die relativen Flächenanteile (Abb. 4.34) zeigen, dass mehr als die Hälfte des gesamten Untersuchungsgebietes auf Waldflächen entfallen, die ackerbaulichen Nutzflächen im Norden des Gebietes machen zusätzlich ein weiteres Drittel der Flächen aus. Die verbliebenen 10 Prozent der Restfläche bestehen aus vereinzelten Grünlandparzellen, Resten kleinerer Steinbrüche und versiegelter Fläche. Zusätzlich kommen die Wegflächen hinzu, welche innerhalb von Kapitel 6.1 genauer beschrieben werden.

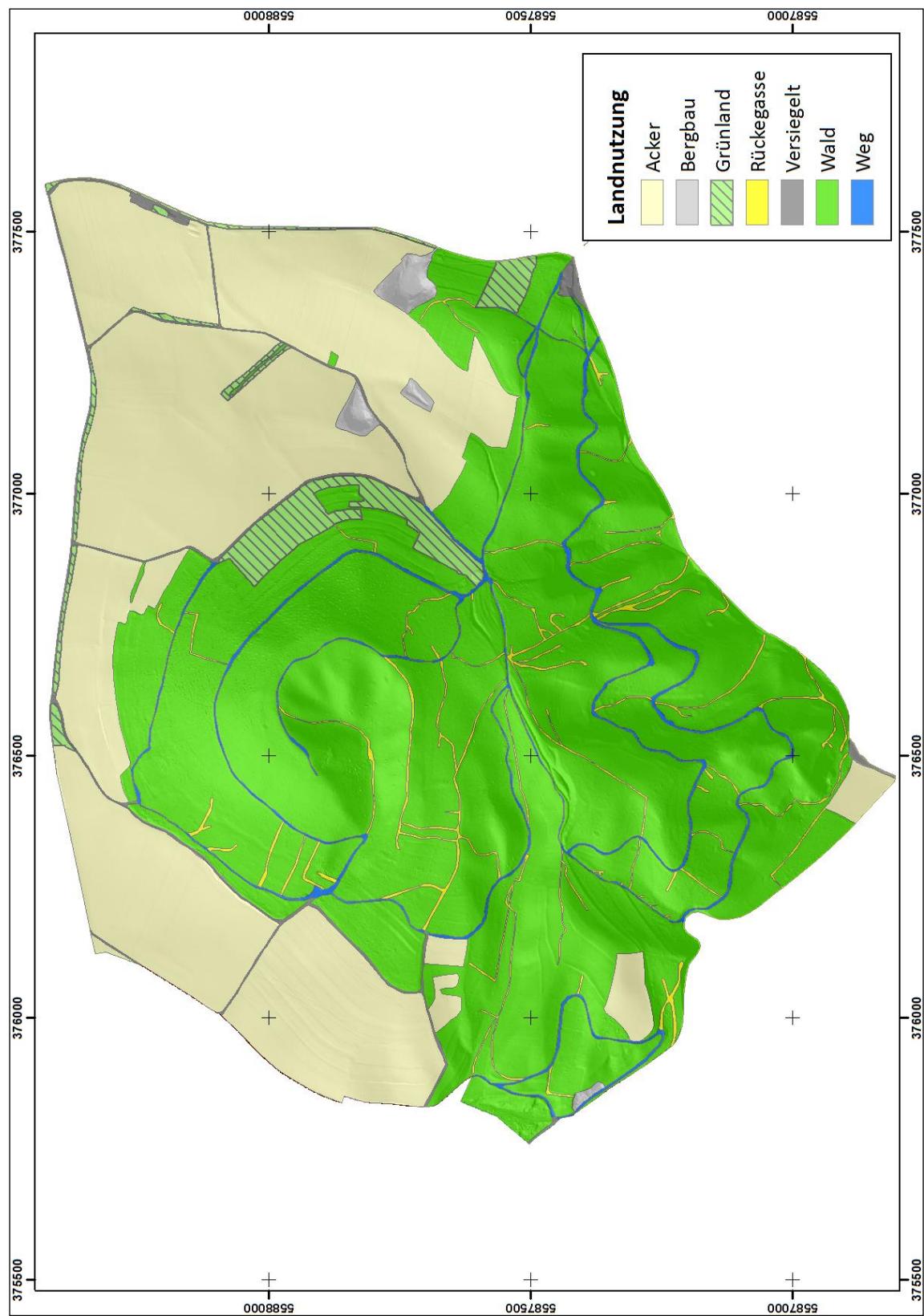


Abb. 4.33: Landnutzung im Untersuchungsgebiet Veitskopf, UTM-referenziert.

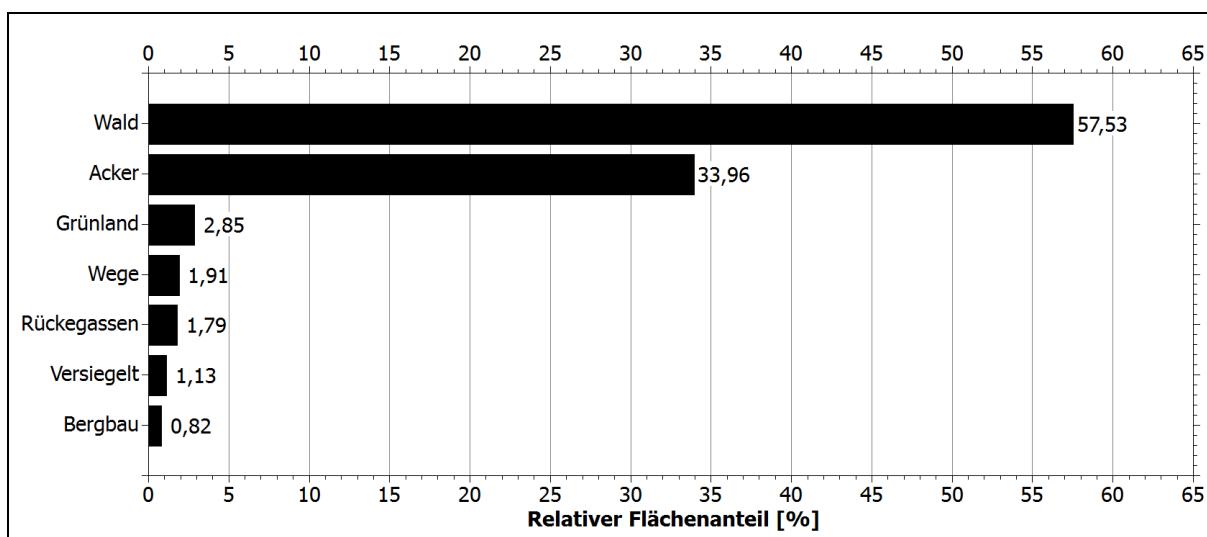


Abb. 4.34: Relative Flächenanteile verschiedener Landnutzungen im Untersuchungsgebiet Veitskopf.

Gemäß der zugrundeliegenden Fragestellung sollen vor allem die Waldgebiete innerhalb des Untersuchungsgebietes beschrieben werden. Die landwirtschaftlichen Nutzflächen wurden hauptsächlich aus Gründen der Plausibilitätsüberprüfung der Modellierungsergebnisse (vgl. Kapitel 5.5, 6.5) in das Gesamtuntersuchungsgebiet eingeschlossen.

Einen Einblick in die aktuelle forstwirtschaftliche Nutzung des Untersuchungsgebietes bietet eine Aufstellung der Bestände und des Holzschlages im 94,3 ha großen Teilgebiet des Wassenacher Waldes aus dem Jahre 2011 (ORTSGEMEINDE WASSENACH 2011). Hiernach entfallen 85% des Holzbodens auf Buchenbestände, die restlichen 15 % setzen sich hauptsächlich aus weiteren Laubbaumbeständen und nur zu kleinen Teilen aus Nadelholz zusammen. Der jährliche Holzeinschlag im Gebiet des Wassenacher Waldes beläuft sich auf zirka 200 Festmeter, es ist geplant, diese Menge in der näheren Zeit langsam zu erhöhen, diese Planungen konnten auch in mündlicher Rücksprache mit Holzwirten im Gelände bestätigt werden. Langfristig ist zusätzlich geplant, eine Verjüngung der Bestände zu erreichen.

Diese Beschreibung deckt sich auch mit der vegetationsgeographischen Untersuchung des Laacher Kuppenlandes von SCHWICKERT (2009). Dieser spricht das Gebiet um den Veitskopf als eines der wenigen typischen Hainsimsen-Buchenwald-Gebiete (*Luzulo-Fagetum typicum*) im Laacher Kuppenland an (SCHWICKERT 2009, 74 – 75). Erscheinungsbild der seltenen Altbestände ist ein ausgebildeter Hallenwald aus Rotbuchen (*Fagus sylvatica*), welcher neben nur einer Baumschicht vor allem eine Krautschicht mit der dominanten Gesellschaftskennart der weißen Hainsimse (*Luzula luzuloides*) ausbildet (vgl. Abb. 4.35). Eine Strauchsicht ist nur in den wenigsten Fällen ausgebildet, hier dominieren vor allem junge Rotbuchen (SCHWICKERT 2009, 69).

In Bereichen der lichteren Rückegassen konnten bei den Geländebegehungen auch gehäufte Vorkommen von Himbeere (*Rubus ideaus*) und Brombeere (*Rubus spec.*) vorgefunden werden, was jedoch angesichts der Eigenschaft als typische Waldpioniergehölze plausibel erscheint (vgl. Abb. 4.36).

Die Streuauflage des Bodens besteht im Gebiet vor allem aus Buchenlaub verschiedenster Zersetzungsgänge, wobei eine nahezu vollständige Bedeckung des Bodens im Falle eines ungestörten Standortes zu erkennen war. Dies ist vor allem vor dem Hintergrund der Beregnung von Waldböden und Rückegassen von Bedeutung gewesen, da die Streuauflage erosionsmindernde Eigenschaften aufwies (vgl. Kapitel 3.1).



Abb. 4.35 Typischer Hainsimsen-Buchen-Hallenwald im Bereich des Veitskopsfs.



Abb. 4.36 *Rubus spec.* im Randbereich einer frisch befahrenen Rückegasse.

5 | Methoden und Instrumente

5.1 | Digitale Erfassung des Untersuchungsgebiets

Für die Berechnungen und Digitalisierungen des Wegesystems und der Geländestrukturen innerhalb dieser Arbeit wurden verschiedene digitale Geländemodelle aus den Rohdatensätzen des Landesamtes für Vermessung und Geobasisinformation des Landes RLP (LVerMGeo) benutzt. Zur Erzeugung und Berechnung der Datensätze wurde sowohl das Softwarepaket ArcGIS Vers. 9.3 und Vers. 10.2 der Firma ESRI, als auch die Visualisierungs- und Interpolationssoftware Surfer Vers. 8 der Firma Golden Software verwendet. Nachfolgend sollen die Schritte zur Erzeugung der jeweiligen digitalen Geländemodelle (DGM) aufgezeigt werden.

Digitale Geländemodelle können vom LVerMGeo in verschiedenen Auflösungen bezogen werden. Häufigste Verwendung finden DGM mit Rasterauflösungen von 10 (DGM10) und 5 Metern (DGM5). Für die vorliegende Arbeit waren diese digitalen Geländemodelle jedoch bei weitem zu grob aufgelöst, weswegen auf Laserabtastdaten (LIDAR) zurückgegriffen werden musste, die eine maximale Auflösung von 0,5 m erlauben, wenn sich auch die Berechnung dieser Daten als aufwendiger gestaltete.

Abbildung 5.1 zeigt einen Vergleich der Rasterauflösungen anhand eines Hillshade-Rasters am Beispiel eines Ausschnitts des Untersuchungsgebietes. Es ist zu erkennen, wie erst ab einer DGM-Auflösung von 1 m Kantenlänge Waldwege und sonstige Strukturen deutlich aus dem Raster hervortreten. Diese stellen beispielsweise einen Hochwasserspeicher (A), einen Holzablageplatz (B), Rückegassen (C) und Waldwege (D) dar.

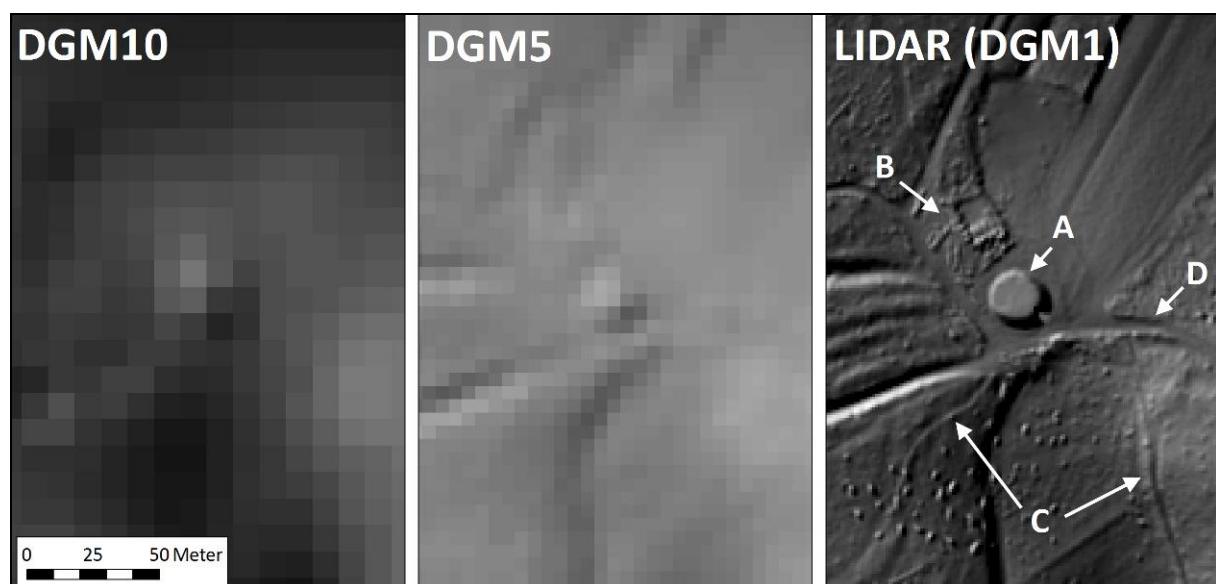


Abb 5.1: Auflösungsgrad verschiedener DGM.

Die Datensätze mit 10 und 5 Metern Rasterauflösung (DGM10 und DGM5) konnten direkt aus den vom LVerMGeo bereitgestellten Datensätzen berechnet werden. Diese werden als Punktdatensätze mit bereits voreingestelltem Punktstand im .xyz-ASCII-Format geliefert. Aufgrund der vorgefertigten, regelmäßigen Punktstände war es möglich, Rasterdatensätze direkt aus den Rohdaten zu generieren, da ArcGIS für die Erstellung eines solchen Rasterdatensatzes einen definierten Punktstand in jede Raumachse benötigt. Alle erzeugten Rasterdatensätze wurden als GeoTIFF-Dateien erstellt.

Die feiner aufgelösten DGM-Datensätze wurden im Gegensatz hierzu aus LIDAR-Befliegungsdaten berechnet. LIDAR-Daten werden durch flugzeuggestützte Laserabtastung des Geländes beim Überflug gesammelt. Diese liegen abweichend zu den DGM10 und DGM5-Daten nicht als vorbereiteter Datensatz vor, weswegen eine deutlich umfangreichere Aufbereitung der Daten vonnöten war. Die LIDAR-Daten weisen aufgrund der nicht immer konstanten Flughöhe und -geschwindigkeit während einer Befliegung unregelmäßige Punktwolken auf. Nichtsdestotrotz wird aufgrund der hohen Abtastrate ein sehr genaues Oberflächenmodell gewonnen. Die Daten werden vom LVerMGeo in unformatierten Textdateien geliefert, die jeweils 1 km² Fläche abdecken. Innerhalb dieses Quadratkilometers finden sich durchschnittlich zwischen 3.000.000 und 4.000.000 Messpunkte. Um diese unregelmäßig angeordneten Daten in einen Rasterdatensatz zu überführen, der weitergehende Visualisierung und Berechnung ermöglicht, musste eine umfassende Aufbereitung der Rohdaten erfolgen.

Aufgrund der schnelleren Rechenleistung und der besseren Justierbarkeit der Interpolation wurde von einer Verwendung der Interpolationstools von ArcGIS abgesehen. Erfahrungen in der Interpolation umfangreicher Datensätze, die in ZEMKE (2011, n.v.) gesammelt werden konnten, führten zu einer FAVORISIERUNG des Programms Surfer der Firma Golden Software.

Die Kacheln im .txt-Format konnten von Surfer direkt eingelesen werden. Auf Basis dieser eingelesenen Daten wurde ein automatisiertes Semivariogramm erstellt, welches die Ungleichverteilung der Punktdaten im Raum für die nachfolgende Interpolation kompensierte. Als eine der gängigsten und stabilsten Interpolationsmethoden für solch gelagerte Oberflächendaten (ERDOGAN 2009, 368; YANG ET AL. 2004, 779) wurde semivariogrammbasiertes Kriging verwendet. Abbildung 5.2 zeigt die Eingabemaske für die Rasterinterpolation innerhalb von Surfer.

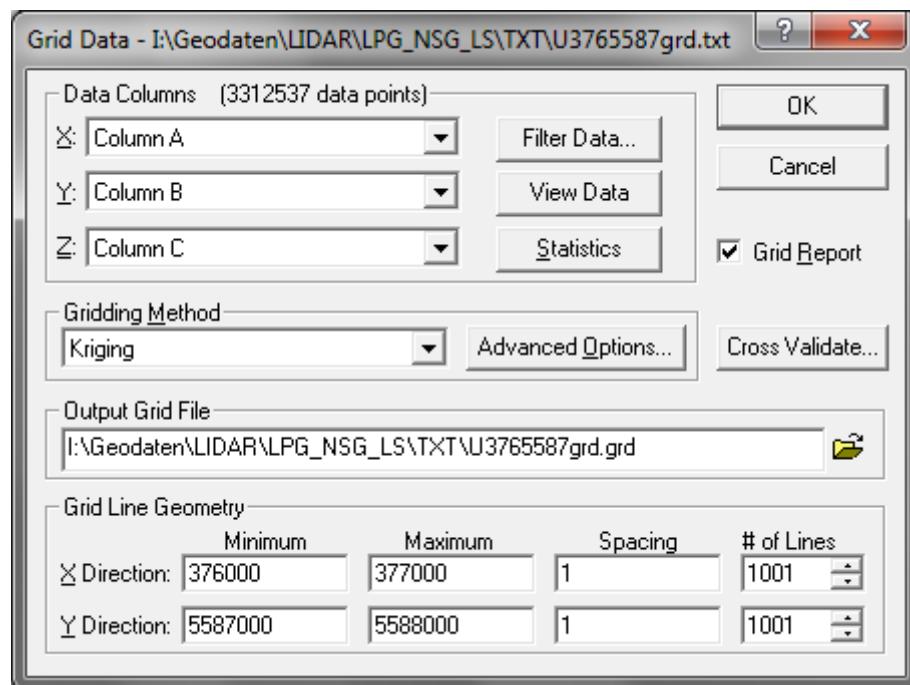


Abb 5.2: Eingabemaske für Rasterinterpolation, Golden Software Surfer Vers. 8

Im oberen Bereich findet sich die Auswahl für den Datenbereich. Dieser wird, wie beschrieben, auf Basis der tabulatorgetrennten Textdateien automatisch von Surfer erkannt. Im vorliegenden Beispiel, einer 1 km² Kachel mit den UTM32U-Eckkoordinaten (376000|5588000) und (377000|5587000), liegen 3.312.537 Einzelpunkte vor. Die Daten können gegebenenfalls noch gefiltert, eingesehen oder statistisch aufbereitet werden.

Im Feld „Gridding Method“ kann zwischen verschiedensten Interpolationsmethoden gewählt werden, in diesem Falle wurde wie erläutert Kriging verwendet. Durch die Auswahlfläche „Advanced Options“ kann beispielsweise auf die Semivariogrammeigenschaften zugegriffen werden. Das Feld „Output Grid File“ bestimmt den Dateipfad für den erstellten Rasterdatensatz. Zu erkennen ist, dass Surfer mit einem eigenen Dateiformat, dem Surfer Grid Format (*.grd) arbeitet.

Innerhalb der „Grid Line Geometry“ wird der zu berechnende Datenbereich festgelegt. Hier kann etwa nur ein Ausschnitt aus dem Gesamtdatensatz berechnet werden, oder aber auch über den bestehenden Datensatz hinaus in die Fläche interpoliert werden. Für die erzeugten Rasterdatensätze wurde stets nur der innerhalb der Datei angegebene Datenbereich herangezogen. Wichtig ist abschließend vor allem das so genannte „Spacing“, durch diesen Wert wird der Punktstand des zu erzeugenden, regelmäßigen Rasterdatensatzes definiert. Da das Bezugskoordinatensystem in Metern referenziert ist, bedeutet ein Spacing von 1 ein Setzen eines Datenpunktes alle 1 m. Durch Einstellungen in diesem Feld können somit DGM-Datensätze beliebiger Auflösung generiert werden. Als feinste mögliche Auflösung gibt das LVerMGeo einen Punktstand von 0,5 Metern an, dies konnte durch Testberechnungen unterstrichen werden. Aufgrund der massiv steigenden Dateigröße und dem damit verbundenen Bedarf an Rechenressourcen wurde – außer auf extrem klein abgegrenzten Plotflächen – ausschließlich mit einem DGM1 gearbeitet, also einer Rasterauflösung von 1 x 1 m.

Innerhalb von Surfer können die *.grd-Dateien auf vielfältige Art visualisiert und aufbereitet werden, beispielsweise als Isohypsenkarten oder als dreidimensionale Plots (vgl. Abb. 5.3).

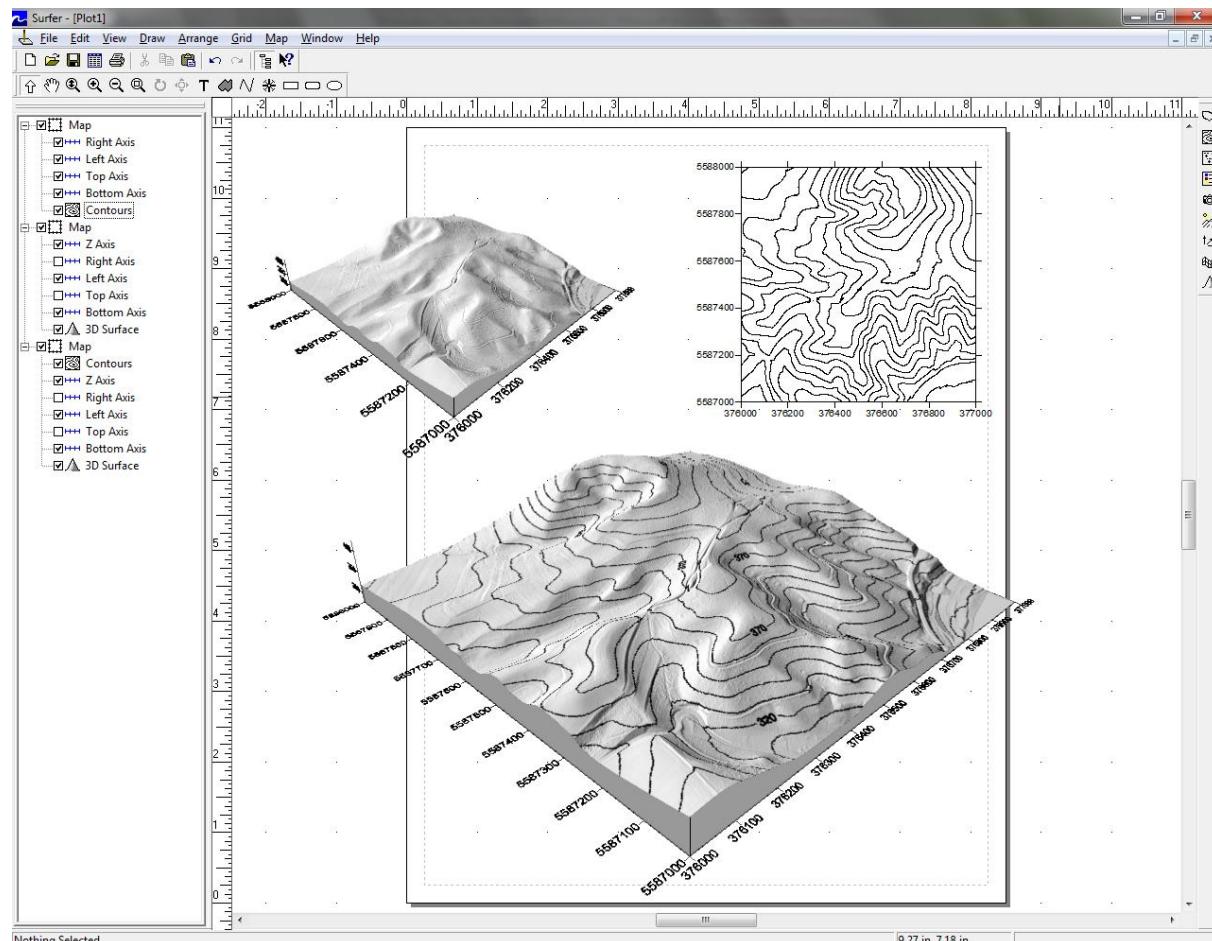


Abb 5.3: Beispiel für Rastervisualisierungen innerhalb Golden Software Surfer Vers. 8.

Surfer ist jedoch nicht dafür ausgelegt, raumbezogene Flächendaten zu digitalisieren, wie es beispielsweise innerhalb von ArcGIS mittels Punkt-, Linien- oder Polygonshapedateien möglich ist. Daher wurde Surfer hauptsächlich für die Visualisierung und Berechnung der Datensätze verwendet, die Digitalisierung des Wegenetzes wurde jedoch mittels der ArcGIS durchgeführt. Hierzu musste der *.grd-Datensatz wieder in ein ArcGIS-kompatibles Format überführt werden. Dies erfolgte durch den in Surfer 8 enthaltenen Grid Node Editor, der Bearbeitungsmaske für Rohdatensätze (Abb. 5.4).

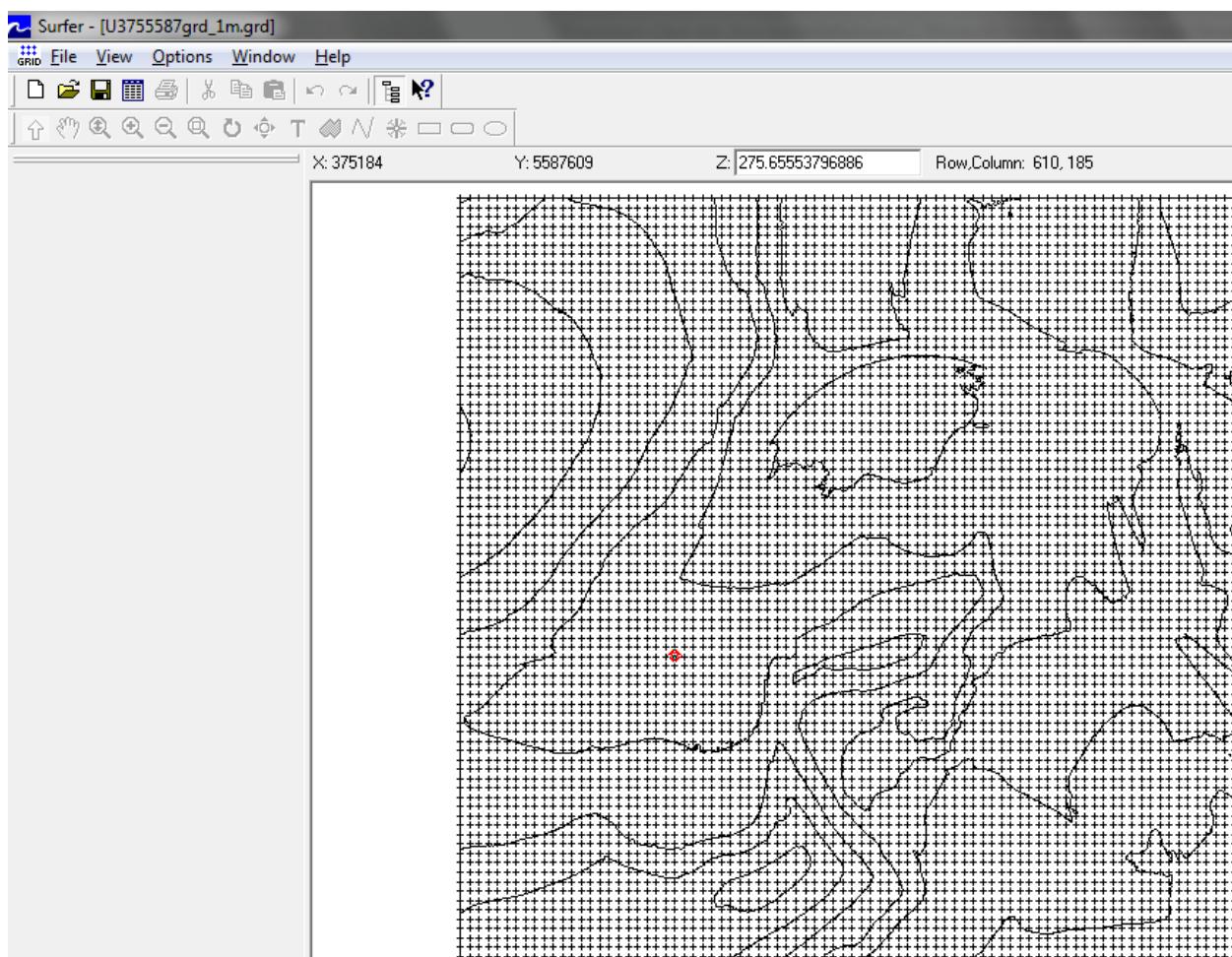


Abb 5.4: Bildausschnitt Grid Node Editor, Golden Software Surfer Vers. 8

Zu erkennen ist, dass nun ein regelmäßiges Punktraster in – in diesem Beispiel – 1 m Punktabstand erzeugt wurde. Dieser Rohdatensatz konnte durch den Grid Node Editor in eine ASCII-Datei (*.dat) exportiert werden. Zwar ist die Dateiendung eine andere, die enthaltenen Informationen in dieser Datei sind jedoch gleich den .xyz-Dateien des LVerMGeo für das DGM5 und das DGM10 aufgebaut. Somit war es möglich, durch einfache Änderung der Dateinamenendung in *.xyz, eine für ArcGIS lesbare Datei eines regelmäßig angeordneten Punktdatensatzes zu schreiben. Die letztendliche Berechnung des Rasters als TIFF-Datei erfolgte aufbauend hierauf der Beschreibung für das DGM5 und das DGM10 folgend. Dieser Schritt entfiel ab Programmversion 10.x von ArcGIS, da nunmehr ein direktes einlesen der .grd-Dateien möglich war.

Abschließend wurden die einzelnen 1 km²-Kacheln über das Werkzeug „Mosaic to new raster“ innerhalb der Data Management Toolbox von ArcGIS zu einem Gesamtdatensatz verschmolzen und mittels des Flächenpolygons des Gesamtuntersuchungsgebietes zugeschnitten.

Aufbauend auf diesen Geländemodellen konnten die abgeleiteten Datensätze betrachtet und interpretiert werden. Zur Beschreibung des Untersuchungsgebietes wurde hierfür neben der einfachen kartographischen Darstellung vor allem auf die Erstellung von Histogrammen der Rasterdatensätze zurückgegriffen. Vorteil dieser Darstellungsform ist die bessere Visualisierbarkeit von charakteristischen Gebietseigenschaften, da gerade im Falle des hoch aufgelösten DGM1 die Häufigkeit eines bestimmten Zellwertes bei kleinmaßstäblichen Karten nur schwerlich direkt aus der Karte abzuleiten ist. Auch ist mittels der Histogramme ein schneller Vergleich zwischen Gesamtflächen und bestimmten selektiven Raumeinheiten, beispielsweise Wege einer bestimmten Kategorie, möglich. Dementsprechend werden die Ergebnisse der Vermessung und Kartierung in Kapitel 6 und 7 aufbereitet.

Aufgrund der guten Erkennbarkeit von Rückgassen und Wegsystemen konnte anschließend das Wegesystem digital erfasst werden (vgl. Kapitel 5.2). Dank ebenfalls durch das LVerMGeo bereitgestellte digitale Orthophotos (DOP) konnte zusammen mit den LIDAR-DGM zusätzlich eine genaue Landnutzungskartierung erfolgen. Ergebnisse dieser Kartierung sind in die Beschreibung des Untersuchungsgebietes (Kapitel 4) eingeflossen und dienten zu einer vertiefenden Interpretation und Darstellung der Ergebnisse innerhalb von Kapitel 6 und 7.

5.2 | Kartierung und Parametrisierung des Wegesystems

Die Erfassung und Beschreibung eines stark diversen Wegesystems, wie es üblicherweise innerhalb eines forstlich genutzten Gebietes vorliegt, bedarf zuvorderst einer zielführenden und den Grundfragestellungen der Betrachtung angepassten Kategorisierung. Bereits frühe Publikationen über erosionsbezogene Fragestellungen im räumlichen Kontext von Wegesystemen bedienen sich verschiedenster Formen von Wegekategorisierungen. Diese werden zuvorderst dann verwendet, wenn nicht nur einzelne Plots innerhalb eines Gesamtsystems betrachtet werden, sondern vielmehr eine Abschätzung der Sedimentlieferung ganzer Einzugsgebiete ermittelt wird. Häufige Kriterien für die Kategorisierung sind die bauliche Ausstattung (vgl. z.B. GROTE ET AL. 2005, 111; CROKE & MOCKLER 2001; WEMPLE ET AL. 1996) oder die Lage im Relief (WEMPLE ET AL. 1996).

Für die vorliegende Arbeit wurde eine einfache Kategorisierung des Wegesystems nach baulicher Ausstattung gewählt, da diese im Falle des untersuchten Gebietes meist auch mit der Position des Weges im Gelände korrelierte. Persistente Wege wurden eher in flacheren Hangbereichen und senkrecht zur Hauptfalllinie des Geländes errichtet, Rückgassen dagegen waren eher in steileren Lagen vorzufinden. Es wurde eine dreistufige Einteilung der Waldwege genutzt, die in vergleichbarer Form für Einzugsgebiete in Deutschland von GROTE ET AL. (2005, 111) im Rahmen einer GIS-basierten Berechnung des LS-Faktors von Wegen zur Erosionsmodellierung nach DIN 19708 angewandt wurde. In den Grundzügen entspricht diese zusätzlich der Kategorisierung bindemittelfreier Wege nach DIETZ ET AL. (2011), wie Sie in Kapitel 3.2 beschrieben wurde.

Als Wege der Kategorie 1 wurden trassierte und aufgeschotterte Wege ausgewiesen, die selbst bei Befahrung eine weitestgehende morphometrische Persistenz der Oberfläche aufwiesen. Diese Wege zeigten im Untersuchungsgebiet meist eine ausgeprägte Innenböschung, da sie als Rundwanderwege mit gleichzeitiger Nutzung als Hauptschließungspfade für die forstwirtschaftliche Nutzung auf verschiedenen Höhenstufen rund um den Kraterrand der Laacher See Caldera angelegt wurden. Die Wege waren hierbei meist flach und wiesen nur geringe Oberflächenneigungen auf. Die Wegbreite betrug fast durchgehend über 3 m, im Maximum wurden Wegbreiten bis zu 8 m erreicht. Abbildung 5.5 zeigt ein Beispiel für einen Weg der Kategorie 1 nach zweiwöchiger Befahrung mit Traktoren im Zuge der Holzernte im Februar 2012. Zu erkennen ist die für diese Kategorie markante Innenböschung und die vergleichsweise ebene Wegoberfläche, die selbst nach intensiver Befahrung bei gleichzeitig hoher Bodenfeuchte im Bereich des Weges nach wie vor größtenteils intakt erschien und keine übermäßig eingetieften Fahrspuren aufwies.



Abb 5.5: Beispiel eines Weges der Kategorie 1, Aufnahme nach Holzernte im Februar 2012.

Wege dieser Kategorie wiesen das höchste Maß an Oberbodenverdichtung auf, hiermit einher geht die angenommen stärkste Tendenz zur Bildung von Oberflächenabfluss im Zuge von Niederschlagsereignissen. Zusätzlich verfügten diese Wege über eine eingezogene Schottertragschicht im Unterboden.

Als Wege der Kategorie 2 wurden im Untersuchungsgebiet diejenigen Wege ausgewiesen, die zwar auch die Befahrung mit Holzerntegerät und Traktoren ermöglichen, aber nicht über weitergehende Wegbefestigung wie eine Aufschotterung oder gesonderte Trassierung verfügten. Daher sind diese nach DIETZ ET AL. (2011) als naturfeste Wege zu beschreiben. Die Weganlage im Untersuchungsgebiet erfolgte hierbei meist durch einfache Planierung und den Einsatz von Grädern. Nach der Eintiefung besonders ausgeprägter Fahrspuren, beispielsweise nach der Befahrung mit schwerem Gerät bei hoher Oberbodenfeuchte, wurde die Wegoberfläche sporadisch durch eine Glättung mittels Anbaugrader angeglichen. Dieser Vorgang konnte im Erhebungszeitraum wiederholt beobachtet werden.



Abb 5.6: Beispiel eines Weges der Kategorie 2, Aufnahme nach Befahrung bei vorgesättigtem Oberboden im Juni 2012. Im Vordergrund ist im Kurvenbereich aus der Fahrspur geflossener Rillenabfluss zu erkennen.

Wege der Kategorie 2 neigten bereits augenscheinlich nach Regenereignissen zu einer hohen Sedimentlieferrate, da die Oberflächen häufig tiefgreifend gestört und daher für den Partikeltransport aufbereitet waren. Zusätzlich waren diese Standorte jedoch noch von einer vergleichsweise starken Bodenverdichtung gekennzeichnet, was gerade im Falle stärker geneigter Oberflächen zur schnellen Ausbildung von konzentriertem Oberflächenabfluss in den eingetieften Fahrspuren führte. In diesen konnte, der höheren Erosivität des Rillenabflusses entsprechend, vermehrte Sedimentmobilisation beobachtet werden. So waren nur an Wegen dieser Kategorie vereinzelte Sedimentationsbereiche zu erkennen, in denen allochthones Material teils in Dezimetermächtigkeit abgelagert wurde (vgl. Abb. 5.7). Diese bereits erkennbaren Schwerpunkte der Wegeerosion bildeten zu Beginn der Erhebungen auch die ersten Messflächen, da hier ein Höchstmaß an Erosionsaktivität zu vermuten war. Eine detaillierte Beschreibung eines Sedimentationsbereichs findet sich zudem innerhalb der Ergebnisbeschreibung der Feldkartierungen.



Abb 5.7: Beispiel einer Akkumulationsfläche erodierten Wegematerials. Die gezeigte Fläche bildet den direkten Anschluss an den in Abbildung 5.6 gezeigten Rillenabfluss.

Wege der Kategorie 3 stellten semipersistente Erschließungswege dar, die im Gebiet ausschließlich als Rückegassen vorlagen. Abbildung 5.8 zeigt eine typische Rückegasse im Untersuchungsgebiet. Erkennbar sind die deutlichen Fahrspuren, die teils vegetations- und streubefreit waren. Die Zwischenspurbereiche waren typischerweise noch von einer fast vollständigen Streuauflage bedeckt, diese ergibt sich vor allem aus dem dominanten Laubwaldbestand des Gebietes.



Abb 5.8: Beispiel eines Weges der Kategorie 3.

Die Wegesysteme der Untersuchungsgebiete wurden mittels Feldbegehungen und späterer Digitalisierung mithilfe von ESRI ArcGIS 9.3 und ArcGIS 10.2 kartiert. Hierbei wurde bewusst ein zweiphasiger Ansatz verfolgt, um auch rezente Störungen, die noch nicht im digitalen Datensatz des LVerMGeo enthalten waren, zu erfassen. Durch die hohe Detailgenauigkeit der LIDAR-basierten digitalen Geländemodelle konnte mithilfe einer erstellten geschummerten Oberflächendarstellung das Wegesystem digital erfasst werden. Hierzu wurden die Wegflächen und die erkennbaren Rückegassen in ArcGIS abgefahren und mit Polygonen umschlossen. Dies ermöglichte eine genaue Flächenberechnung der Wegeoberflächen.

In der zweiten Phase wurden frische Rückegassen, die zum Zeitpunkt der Befliegung noch nicht im LIDAR-Datensatz aufgenommen werden konnten, durch die Kartierung im Gelände erhoben und an den bestehenden Datensatz angehängt. Hierzu wurde ein GPS-Handgerät des Typs Garmin eTrex Legend Hcx verwendet. Durch die Tracking-Funktion des Gerätes konnten die Rückegassen abgelaufen und aufgezeichnet werden, die zurückgelegten Strecken wurden dann mithilfe des Softwarepaketes DNRGarmin des Department of Natural Resources of Minnesota in eine georeferenzierte Shapelite umgewandelt. Dies ermöglichte eine schnelle und flexible Ergänzung des Wegenetzes um neu im Gelände erfasste Strukturen.

5.3 | Messung von Erosionsraten

5.3.1 | Sedimentfänge

Im Vorfeld der Berechnungssimulation wurden auf Wegen verschiedener Kategorie temporäre Sedimentfänge installiert. Diese bestanden aus einfachen Leitblechen, die etwaige entstehenden Oberflächenabfluss und das hierdurch transportierte Sediment in eine Auffangflasche überführen sollten (Abb. 5.9).



Abb 5.9: Sedimentfang auf einem Weg der Kategorie 3.

Hintergrund dieser Messungen war vornehmlich keine genaue Quantifizierung der Sedimentmengen, vielmehr sollte zu Beginn der Erhebungen eine qualitative Abschätzung getroffen werden, in wie weit überhaupt eine Sedimentmobilisierung und die Ausbildung von Oberflächenabfluss auf den Wegen um Untersuchungsgebiet auftritt. Ein dauerhafter Einbau der Sedimentfänge wurde durch die stetig andauernde Befahrung nicht möglich.

Bei Rückgassen wurde ein Beprobungszeitraum von vier Wochen gewählt, daneben erfolgte eine Messung von Wegen der Kategorie 2. Bei letzteren reichte ein einzelnes Niederschlagsereignis mit einer maximalen Intensität von $2,87 \text{ mm h}^{-1}$ am 15.10.2012, um eine Abfluss- und Sedimentmenge zu sammeln, die die generelle Erosionstätigkeit auf Wegen im Untersuchungsgebiet zu bestätigen. Abbildung 5.10 zeigt sowohl die Sedimentmenge des vierwöchigen Messzeitraums auf der Versuchsfläche von Abbildung 5.9, als auch die angesprochene Sediment- und Abflussmenge des Einzelereignisses auf einem Weg der Kategorie 2. Da es sich wie angesprochen lediglich um qualitative Voruntersuchungen handelte, erfolgt keine dezidierte Beschreibung der gesammelten Sediment- und Abflussmengen innerhalb des Ergebnisteilbereiches der vorliegenden Arbeit.

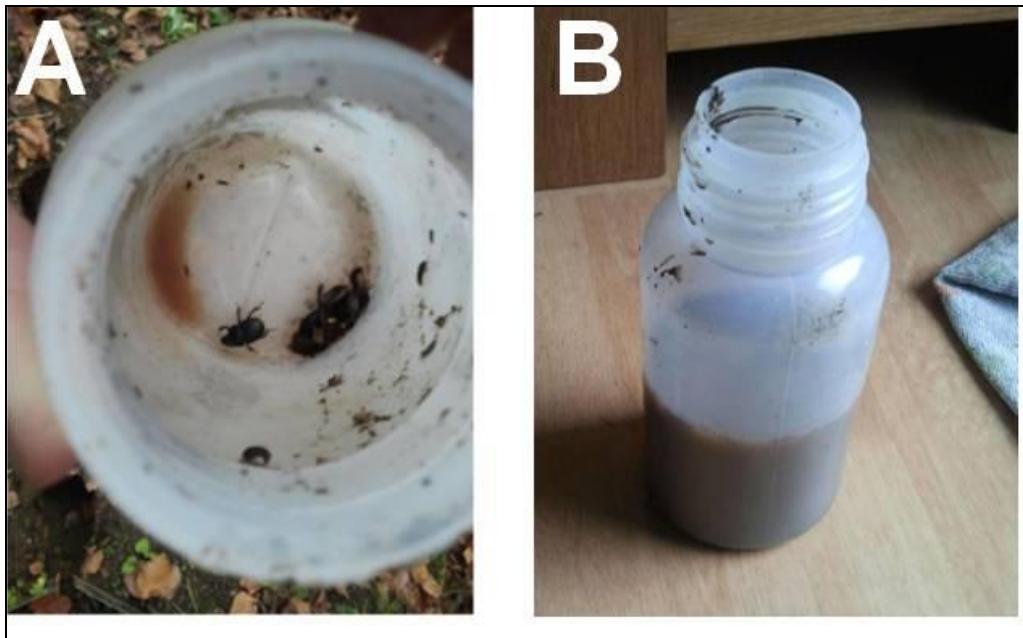


Abb 5.10: Sedimentmengen verschiedener Wegekategorien. (A): Kategorie 3, (B) Kategorie 2.

5.3.2 | Kartierung und Aufnahme von Erosions- und Depositionsformen

Neben der qualitativen Beurteilung der rezenten Abfluss- und Sedimentmenge, welche von Wegabschnitten generiert wurde, ist zusätzlich ein deutlich erkennbarer Depositionsbereich im Umfeld eines naturfesten Weges kartiert und vermessen worden. An dieser Stelle konnte der Oberflächenabfluss von der Wegoberfläche aus in den angrenzenden Böschungsbereich überreten. Dieser Effekt ist bereits anhand der Erläuterung von Wegen der Kategorie 2 in Kapitel 5.2 (Abb. 5.7) beschrieben worden.

Da an dieser gut erkennbaren Stelle eine Anhäufung von allochthonem Material zu beobachten war, wurde der Bereich sowohl nach Mächtigkeit des abgelagerten Materials, als auch nach Flächenausdehnung kartiert. Hierzu wurde ein Punktraster der Fläche aufgenommen und das Fremdmaterial in seiner Mächtigkeit gemessen. Möglich war dies durch den deutlich erkennbaren farblichen Unterschied zwischen Fremdmaterial und ehedem oberflächlich anstehendem Oberboden (vgl. Abb. 5.11).



Abb 5.11: Kartierung einer Sedimentpfanne. Allochthones, aufliegendes Material ist durch den helleren Farbton deutlich zu erkennen.

Zusätzlich erfolgte eine Beprobung mittels Stechzylinder, um die Lagerungsdichte der Akkumulationsbereiche bestimmen zu können. Darüber hinaus erfolgte eine Korngrößenanalyse, um unter natürlichen Bedingungen erodierte Kornfraktionen bestimmen zu können. Aufbauend hierauf sollte eine etwaige Gradierung mit Transportdistanz bestätigt werden. Diese hätte einen weiteren deutlichen Hinweis auf einen hangfluvialen Transport geben können, da die fortschreitend abnehmende Fließgeschwindigkeit eine verminderte Transportkapazität des Oberflächenabflusses mit steigender Distanz zum Weg bedingt hätte. Wie in Kapitel 5.2 beschrieben, wurde die Fläche als qualitativ bestimmter Hotspot der Bodenerosionsaktivität beprobt, um eine Abschätzung der potentiellen Sedimentmenge zu ermöglichen, die von Wegoberflächen im Gebiet unter natürlichen Niederschlägen erodiert wird. Eine vollständige Kartierung der im Gelände zu findenden Akkumulationsbereiche im Untersuchungsgebiet wurde durch eine der vorliegenden Arbeit angegliederten Abschlussarbeit von NEUFELD (2013, n.v.) vorgenommen.

5.4 | Simulation von Erosionsereignissen

Das wichtigste methodische Standbein der vorliegenden Arbeit stellt die Simulation von Erosionsereignissen anhand von Beregnungsversuchen dar. Der grundsätzliche Ansatz, mittels artifiziell erzeugtem Regen Bodenerosion auf definierten Messparzellen zu induzieren, ist in der Bodenerosionsforschung ein weit verbreiteter Ansatz (vgl. z.B. RIES ET AL. 2013; CLARKE & WALSH 2007; TOSSELL ET AL. 1987). Auch in Arbeiten, die sich explizit mit der Thematik der Wegeerosion beschäftigen, werden Beregnungs- beziehungsweise Kleinberegnungsanlagen für die Quantifizierung von Abfluss- und Erosionsraten verwendet (BACKES 2005; BUTZEN ET AL. 2014; FOLTZ ET AL. 2009; FOLTZ & COPELAND 2009)

Der Vorteil künstlicher Beregnung ist es, reproduzierbare Niederschlagsereignisse erzeugen zu können, so dass gewünschte Niederschlagsintensitäten und die hiermit mittelbar verbundenen Niederschlagseigenschaften wie Tropfengröße und -geschwindigkeit zu gewünschten Zeitpunkten im

Gelände vorliegen. Gerade bei der Simulation von Extremereignissen wie beispielsweise Starkregenereignissen mit geringer Frequenz im Jahresgang bietet die artifizielle Berechnung die Möglichkeit, Erhebungen zu Abflussbildung, Partikelablösung und –transport zeitlich flexibel zu planen.

Wichtig ist es im Vorfeld jedoch, den Aufbau der entsprechenden Berechnungsanlage passend zur Fragestellung zu konzipieren, sowohl bezüglich des Gerätedesigns und damit der Größe der zu berechnenden Fläche, als auch hinsichtlich des möglichen Spektrums der erzeugbaren physikalischen Niederschlagscharakteristika. Grundsätzlich bestehen die üblichen Aufbauten einer Berechnungsanlage aus einem Wasserkreislauf, der entweder über eine Düse oder über ein Kapillarsystem Tropfen in gewünschtem Spektrum sowie in gewünschter Niederschlagsintensität auf einen vorher definierten Plot berechnet. Der Plot wird meist durch einen Einschlagrahmen begrenzt, seltener sind Aufbauten mit nur oberflächlich angebrachten Begrenzungswänden.

Für die vorliegenden Untersuchungen wurde das Konzept einer Kleinberechnungsanlage (nachfolgend KBA genannt) gewählt. Bei der Abgrenzung zwischen Groß- und Kleinberechnungsanlagen gibt es keine festen Schwellenwerte, ab denen vom jeweiligen Typ gesprochen wird. Jedoch zeichnen sich KBA meist durch die Berechnung eines kleinen, durch einen entsprechenden Rahmen abgegrenzten Plot aus. Dessen Abmaße liegen nach ISERLOH ET AL. (2013, 5) unter 5 m² Fläche, in den meisten Fällen – betrachtet wurden von ihm mehr als 100 Studien seit 1938 – wird eine Plotgröße von 1 m² unterschritten.

Der Vorteil eines solch kleinen Plots ist die hohe Flexibilität des Einsatzes im Gelände. Gerade im vorliegenden Themengebiet der Wegeerosion eignet sich ein kleinerer Erosionsplot besser für die Beprobung, da durch die Wegbreite ohnehin Limitierungen hinsichtlich der Abmaße gegeben sind. Zudem erschwert das meist sehr dichte Material der Wegoberflächen das Einschlagen eines Begrenzungsrahmens, dies potenziert sich mit der Größe des Rahmens, da Beispielsweise ausgefahren Spuren auf dem Weg große Höhenunterschiede über die Breite bedingen. Im Umfeld von Wegen ist es darüber hinaus schwieriger, korrigierende Eingriffe in das Plotumfeld zum besseren Einbau durchzuführen. Zusätzlich soll auch nach der Beprobung der Weg seine Funktionsfähigkeit behalten, weswegen ein minimal invasiver Eingriff während der Berechnungsversuche anzustreben ist. Auf leichter modifizierbaren Oberflächen, wie beispielsweise Ackerböden oder Waldstandorten, wäre hingegen die Anpassung der Morphometrie des Plotumfeldes einfacher zu realisieren, ebenso bietet sich hier die Möglichkeit, eine Plotabgrenzung leichter und sicherer in die Oberfläche einzuschlagen.

Kleinere Erosionsplots haben jedoch den entscheidenden Nachteil, dass der Anteil der durch Randeffekte beeinflussten Fläche mit kleiner werdenden Plotflächen relativ ansteigt. Randeffekte ergeben sich vor allem durch den Einschlag des Begrenzungsrahmens, da durch die mechanische Beanspruchung die Bodenmatrix gestört wird und zusätzlich anhand der Fugenbereiche zwischen Rand des Rahmens und der Oberfläche vermehrt Wasser an den Wänden entlang aus dem Plot herauslaufen kann. Daher ist ein Kompromiss zwischen Flexibilität und möglichst geringem Anteil an von Wandeffekten beeinflussten Bereichen zu wählen. Zusätzlich muss das Leistungsspektrum der verwendeten Berechnungsanlage bedacht werden – auch diese kann nicht eine beliebig große Fläche homogen berechnen.

Im Verlauf der ersten Beprobungen stellte sich heraus, dass die bei Beginn der Arbeit vorliegende KBA aufgrund baulicher Defizite nicht für eine hinreichend genaue Berechnung geeignet war. Die verbaute Düse erzeugte ein nur unzureichend flächenhomogenes und ein vom Tropfenspektrum her unbefriedigendes Ergebnis. Die für den Einsatz vorgesehene Pumpe wies weitere Mängel im praktischen Einsatz auf, welche explizit im entsprechenden Unterpunkt dieses Kapitels angesprochen werden (vgl. Kap. 5.4.1.1). Daher wurde für die Simulationsläufe der vorliegenden Arbeit ein vollständig neuer Aufbau der KBA konzipiert, der im Laufe des Winters 2012/13 gebaut, und ab dem Frühjahr 2013 kalibriert und im Gelände eingesetzt wurde. Ziel war es, eine Berechnungsanlage zu entwerfen, die bezüglich ihrer baulichen Ausstattung ein Höchstmaß an Flexibilität im

Geländeeinsatz bieten, und gleichzeitig nach dem aktuellsten Stand der Forschung gemäß der Niederschlagscharakteristika kalibriert sein sollte. Basis des verwendeten neuen Aufbaus der Beregnungsanlage waren die Spezifikationen der von ISERLOH ET AL. (2012) vorgestellten KBA der Universität Trier. Grundsätzlich wurden wichtige Bauteile wie die Pumpe und die verwendete Düse übernommen, dies ermöglichte von Beginn der Kalibration an eine kritische Beurteilung der selbst erzeugten Niederschlagseigenschaften.

Durch methodischen Austausch mit dem Geographischen Institut der Universität Trier konnte die neu gebaute Anlage zudem umfassend kalibriert werden, auch war eine Einordnung der Leistungsdaten anhand einer vergleichenden Studie verschiedener europäischer KBA (ISERLOH ET AL. 2013) möglich. Im Zuge des Rainfall Simulator Workshops in Trier (30.06. – 01.07.2011) wurde ein standardisiertes Test- und Kalibrationsverfahren etabliert, dass die Erhebung von Benchmarks der Niederschlagscharakteristika von KBA auf einheitlicher Basis ermöglicht. So konnte die neu entwickelte KBA mit insgesamt 13 anderen Anlagen verglichen werden.

Explizite Erläuterungen der Spezifikationen und zur Kalibration der Anlage werden in den nachfolgenden methodischen Unterkapiteln gegeben, die Messdaten der Beregnungskalibration werden anschließend in einem eigenen Unterkapitel des Ergebnisteilbereichs besprochen und diskutiert. Der Darlegung der verwendeten Anlage und deren Kenndaten folgt die Beschreibung des grundsätzlichen Versuchsaufbaus im Gelände, deren Grundzüge sich an den Beregnungsverfahren für Wegoberflächen von FOLTZ ET AL. (2009) orientierten.

5.4.1 | Aufbau der Beregnungsanlage

5.4.1.1 | Wasserkreislauf & Elektrik

Gemäß des von RIES ET AL. (2009), ISERLOH ET AL. (2012), ISERLOH (2013), ISERLOH ET AL. (2013^b) und ISERLOH ET AL. (2013) entwickelten Aufbaus einer Kleinberegnungsanlage wurde eine elektrische Niederdruck-Bilgenpumpe für den Antrieb des Wasserkreislaufs gewählt. Analog zu den Erfahrungen, die von ISERLOH (2013) geschildert werden, sind auch bei den ersten Beregnungsversuchen im Zuge dieser Arbeit große Pumpenaggregate (Typ Gardena 3000 / 4 Jet und AL-KO GPM 1405) verwendet worden, welche jedoch entscheidende Nachteile beim Einsatz zeigten. Zum einen musste mittels eines benzingetriebenen Motoraggregats die Stromversorgung im Gelände aufwändig gewährleistet werden. Zum anderen wiesen die Pumpen eine stark schwankende Förderleistung auf, die über die Dauer eines Beregnungsversuches keine konstante Niederschlagsverteilung auf dem Plot ermöglichte.

Ein zusätzliches Problem war beim Einsatz der großen Pumpenaggregate, dass für die Erzeugung naturnaher, großer Tropfen ein möglichst niedriger Druck an der verwendeten Vollkegeldüse anliegen sollte. Der Zusammenhang zwischen dem umgekehrt proportionalen Verhältnis zwischen Druck an der Düse und der resultierenden, mittleren Tropfengröße wird in einschlägigen Publikationen beschrieben (z.B. CERDÁ ET AL. 1997, 166). Die für vergleichsweise hohe Ausgangsdrücke und Förderleistungen ausgelegten Pumpen (vgl. Tab 5.1) mussten durch einen Druckminderer in Ihrer Förderleistung und somit im daraus resultierenden Druck an der Düse eingeregelt werden. Hierdurch wurde die Förderleistung einer weiteren systeminhärenten Ungenauigkeit unterworfen, da der Druckminderer zum einen keine konstante Einreglung über lange Zeiträume ermöglichte und zum anderen die Pumpen durch die stete Arbeit gegen den Widerstand des Druckminderers über die Dauer eines Beregnungsversuches eine zunehmend schwankende Förderleistung aufwiesen. Für den in Kapitel 6 beschriebenen, letztendlich festgelegten Solldruck von $p = 0,09$ bar an der Düse waren die Großaggregate deutlich überdimensioniert.

Anhand der durch ISERLOH ET AL. (2012) erläuterten Vorteile des Einsatzes einer Niederdruck-Bilgenpumpe, zu nennen sind der geringe Energie- und Wasserbedarf sowie die konstante

Förderleistung bei niedrigen Betriebsdrücken, wurde in der methodischen Neukonzeption der KBA auf eben dieses Bauteil zurückgegriffen. Hierbei fiel die Wahl auf die von der Universität Trier ebenfalls verwendete Bilgenpumpe 02302 des Herstellers TMC.

Ein Vergleich der Leistungsdaten der alten Pumpen mit der letztendlich gewählten Bilgenpumpe zeigt deutlich, dass letztere eine geringere maximale Förderhöhe (H_{\max}) und Förderleistung (Q_{\max}) aufwies, für den Einsatz an der KBA waren diese Werte jedoch ausreichend, der Energiebedarf konnte daher zusätzlich signifikant reduziert werden (vgl. Tab 5.1).

Pumpe	H_{\max} [m]	Q_{\max} [$m^3 h^{-1}$]
AL-KO GPM 1405	60,0	6,0
Gardena 3000 / 4 Jet	35,0	3,1
TMC 02302	4,5	1,5

Tab. 5.1: Leistungsdaten der Pumpenaggregate der Abteilung Geographie in Koblenz.

Um ein gewünschtes Tropfenspektrum zu erreichen, musste aber auch diese Pumpe eingeregelt werden, hierfür reichte jedoch ein einfaches Sperrventil zum Einstellen des angestrebten Betriebsdruckes an der Düse aus (vgl. Abb.5.12 und Kapitel 6).



Abb 5.12: Sperrventil des Wasserkreislaufs an der KBA.

Um die Stromversorgung der Pumpe im Gelände zu gewährleisten, wurde ein Koffer für die Aufnahme der elektrischen Komponenten des Betriebskreislaufes umgerüstet. Die Grundlage bildete ein herkömmlicher Werkzeugkoffer aus Aluminium, in welchen die benötigte Batterie eingebaut wurde. Hierfür wurde ein 12V Blei-Vlies-Akku gewählt, die Verwendung eines mit Schwefelsäure gesättigten Vlies ermöglichte es, den Akku auch zu kippen, was gerade beim Transport des Batteriekoffers einen entscheidender Vorteil darstellte. Die Ladungsmenge des verwendeten Akkus betrug bei vollem Ladestand 12 Ah, bei einem mittleren Stromverbrauch von 3 Ah der Bilgenpumpe war somit eine theoretische Berechnungsdauer von 4 Stunden zu erreichen. Vor den ersten Geländebeprobungen wurde die maximale Berechnungsdauer ermittelt, bei der die Stromversorgung ein einheitliches Tropfenspektrum ermöglichte. Hier wurden Maximalzeiten der Berechnung von etwa

3,5 h am Stück festgestellt. Nach Ablauf dieser kritischen Dauer begann die Pumpe in Ihrer Förderleistung nachzulassen. Durch die Tatsache, dass maximal zwei Beregnungen mit einer Gesamtbetriebsdauer von 3 Stunden durchgeführt wurden, konnte jedoch stets ein ausreichend großer Zeitpuffer gewährt werden.

Die Verbindung zwischen Pumpe und Batterie erfolgte durch einen 2-Pol Stecker, der Stromkreislauf konnte mit einem Schalter, welcher ebenfalls fest im Koffer eingebaut wurde, geschlossen und geöffnet werden. Ein sicheres Starten und Beenden der Versuchsläufe war hiermit möglich. Letzte Komponente des Stromkreislaufs war eine Sicherung, die im etwaigen Falle einen Kurzschluss oder ein kurzfristiges Überschreiten der gewünschten Stromstärke mit verbundener Schädigung der Pumpe kompensieren sollte.

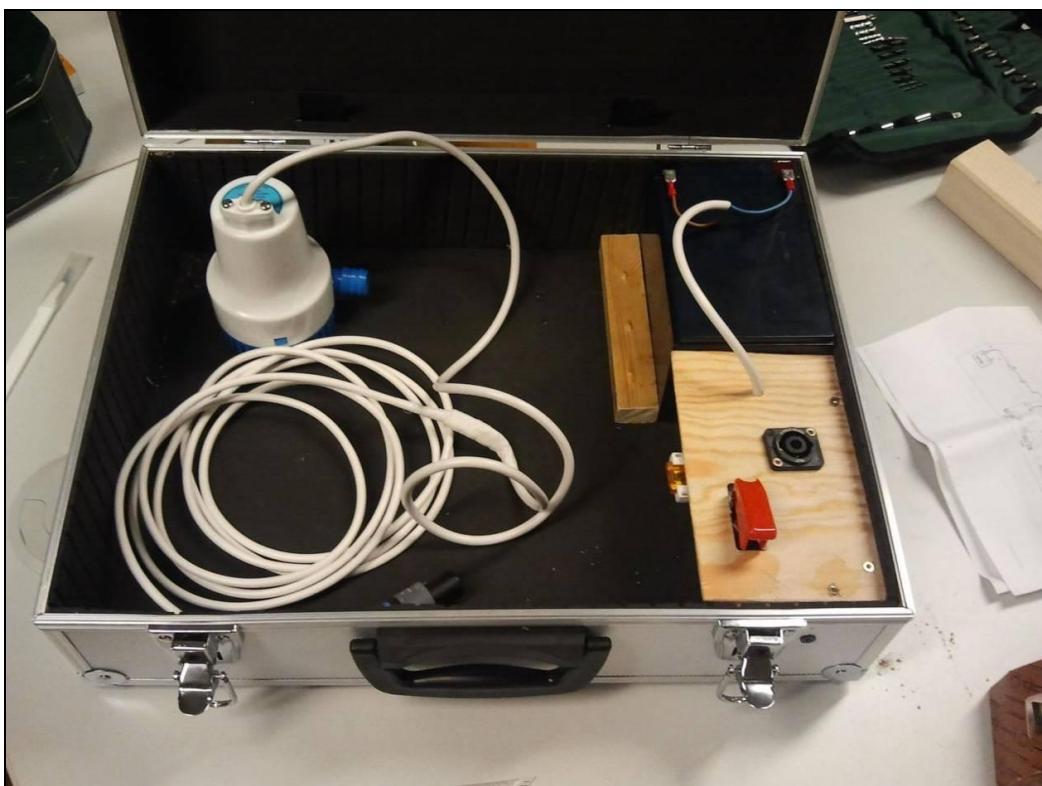


Abb 5.13: Elektrischer Kreislauf und Bilgenpumpe der KBA in Transportkoffer.

5.4.1.2 | Korpus der Beregnungsanlage

Hauptanforderung an den Korpus der Beregnungsanlage war ein möglichst geringes Gewicht bei gleichzeitig größtmöglicher Stabilität. Dies sollte den ohnehin gegebenen Mobilitätsvorteil einer KBA unterstützen, da im Untersuchungsgebiet teils längere Strecken bis zum eigentlichen Plot zu Fuß zurückgelegt werden mussten. Als bester Kompromiss stellte sich ein Aufbau aus Aluminiumgestänge heraus. Der Korpus der Beregnungsanlage besteht hierbei aus einem quadratischen Kopfteil, dessen Kantenlänge 1 m beträgt. Die Eckverbindungen wurden mittels Verschraubungen mit Edelstahlwinkeln stabilisiert. In der Mitte des Kopfteiles wurde ein quer verlaufendes Profil installiert, an dem die Düse und das daran angebaute Manometer befestigt wurden (Abb. 5.14).

An jeder Ecke des Kopfteiles wurden die Standbeine der Anlage – ebenfalls gefertigt aus Aluminiumprofilen – angebracht. Um die KBA für den Transport möglichst klein verstaubar zu realisieren, konnten die Beine der Anlage abgenommen werden, so dass Kopfteil und Standbeine getrennt transportierbar waren. Abgeschlossen werden die in ihrer Länge von 2 m starren Beine

durch flexibel einstellbare Standfüße, mittels derer Höhenunterschiede im Gelände nivelliert werden konnten. Die Füße erhielten zudem einen Stollen, der zur besseren Stabilität beim Geländeeinsatz im Oberboden versenkt werden konnte.

Die Anlage wurde für eine Fallhöhe von 2 Metern konzipiert, dieser Wert wurde bei allen Versuchen und bei allen Kalibrationen konstant eingehalten. Um diesen Wert ermitteln zu können, wurde die KBA zuerst mit einem Senklot mittig über der Plotfläche positioniert. Danach wurde mithilfe einer aufgelegten Wasserwaage das Kopfteil durch die verstellbaren Beine in Waage gebracht. Die Höhenkontrolle erfolgte mittels eines Laserdistanzmessgerätes mit einer Auflösung von 0,001 m. Dieses wurde senkrecht an der Düse angebracht und ermöglichte eine genaue Ermittlung der Höhe des Kopfteils. Als tolerabler Schwankungsbereich wurde die Grenze von +/- 1 cm definiert.

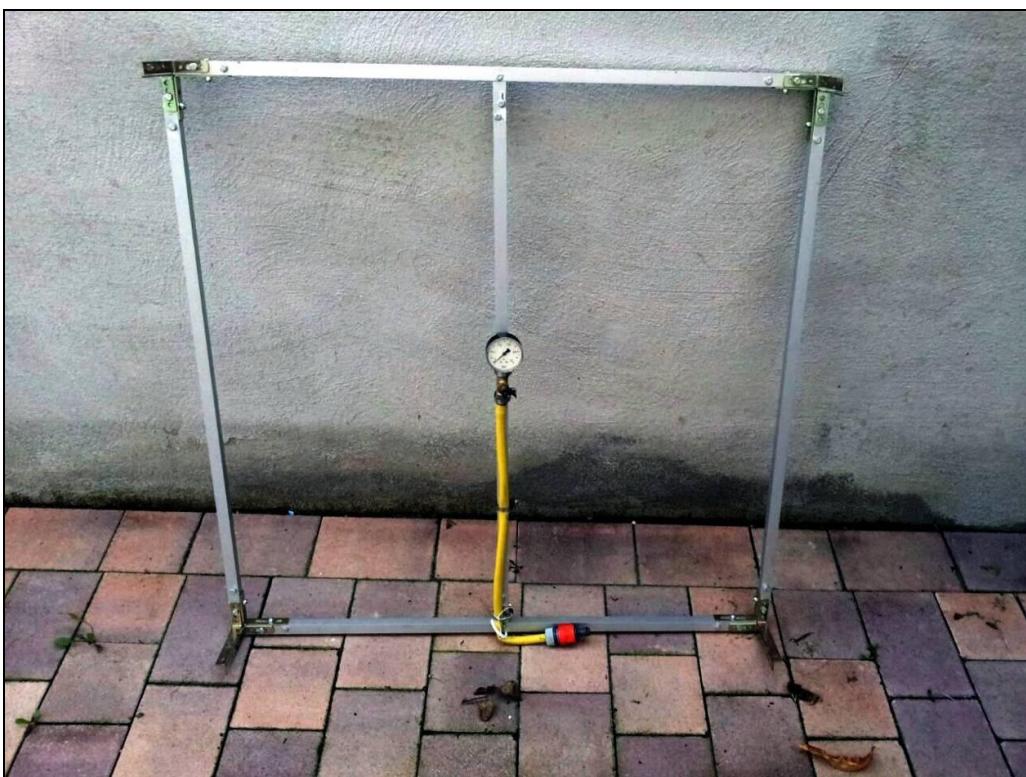


Abb 5.14: Aufbau der KBA – Kopfteil mit Beregnungsdüse.

Um eine Verfälschung und Ablenkung des Niederschlages durch Wind im Geländeeinsatz zu vermeiden, konnte zusätzlich ein Windschutz an den Korpus der Anlage angebracht werden. Hierfür wurde auf durchsichtige Plastikplanen zurückgegriffen, die mittels einfacher Plastikhaken am Kopfteil der Anlage befestigt wurden. Abbildung 5.15 zeigt einen entsprechend abgesicherten Aufbau.



Abb 5.15: Vollständig mit Windschutz ausgerüstete KBA und Verschraubung des Kopfteils an den Standbeinen.

5.4.1.3 | Abgrenzung der Untersuchungsflächen

Der verwendete Rahmen zur Begrenzung der Plots wurde in seinen Abmaßen von 80 x 80 cm entsprechend der maximal möglichen, homogenen Sprühweite der verwendeten Düse angefertigt. Zusätzlich stellte das Gestänge der KBA einen weiteren limitierenden Faktor in der Plotgröße dar, da sich dort – und zusätzlich an den Planen des Windschutzes – im Laufe eines Beregnungsversuches Tropfen sammeln und in den Plot fallen konnten. Diese nicht kontrollierbare Beeinflussung des Tropfenspektrums galt es zu vermeiden, um die Betriebswerte der KBA, welche im Zuge der Kalibration ermittelt wurden, beizubehalten zu können.

Der Rahmen wies eine quadratische Form auf, diese sorgte für ein höchstmögliche Maß an unbeeinflusstem Oberflächenabfluss innerhalb des Testplots, abgesehen von den nicht vermeidbaren Wandeffekten in direkter Nähe zum Rahmen. Es findet sich in der einschlägigen Literatur eine große Bandbreite verschiedener Rahmenformen, beispielsweise kreisförmig (vgl. ISERLOH ET AL. 2012), trapezförmig (vgl. HIKEL ET AL. 2013) oder rhombisch (vgl. CLARKE & WALSH 2007). Jedoch weisen Abweichungen von einem rechteckigen oder quadratischen Grundriss für die Betrachtung erosionsbezogener Fragestellungen allesamt den methodischen Fehler auf, dass sich der Abfluss im hangabwärts liegenden Bereich der Parzelle konzentriert. Hierdurch muss davon ausgegangen werden, dass mit der Abflusskonzentration die Erosivität desselben ebenfalls steigt, da gegebenenfalls höhere Scherkräfte wirken, die Partikel ablösen und mobilisieren.

Während drei Seiten des Rahmens durchgehend aus 2 mm starkem Edelstahl in 10 cm Breite gearbeitet wurden, wurde eine Seite zu einem Gerlach-Trog ähnlichen Überlauf umgearbeitet (vgl. Abb. 5.16). Dies entspricht den methodischen Vorschlägen, die nach ISERLOH (2013) als Verbesserungen des publizierten Trierer KBA-Aufbaus für erosionsbezogene Fragestellungen anzustreben sind. Aufgrund der meist sehr dichten Wegoberflächen gestaltete es sich mitunter sehr schwer, den Sedimentationsrahmen tief in die Oberfläche hineinzutreiben. Daher wurde als Mindesttiefe ein Einschlag von 4 cm vorausgesetzt, diese bewegt sich in Bereichen ähnlicher

Einschlagtiefen von bspw. 5 cm für vergleichbare Rahmen nach FOLTZ ET AL. (2009) oder COVERT & JORDAN (2009). Oberhalb der 4 cm messenden Einschlagkante befand sich der Überlauf, welcher aus den übrigen 6 cm Rahmenbreite gebogen wurde. Den Abschluss bildete ein aufgeschweißter Umlauf mit einer Abflussöffnung von 2 cm Breite, vor der ein Sediment- und Wasserauffang angebracht werden konnte. Mithilfe von Gewebeklebeband wurde vor jedem Versuchslauf eine Abflusstülle an der Öffnung des Umlaufes angebracht, um eine verlustfreie Überführung des Wassers und des darin transportierten Sediments zu ermöglichen. Der Überlauf wurde während den Versuchsläufen mittels einer Abdeckung vor auftreffendem Niederschlag abgedeckt. Dies war nötig, da die zusätzliche Fläche des Überlaufs von 0,048 m², auf der zudem ein direkter Abfluss erzeugt worden wäre, eine Verfälschung der Ergebnisse bedingt hätte.



Abb 5.16: Sedimentationsrahmen der KBA. (A) Gesamtrahmen, (B) Detail Auslauf.

Für Fragestellungen, die nicht auf stark verdichteten Oberflächen überprüft werden, ist ein tieferer Einschlag zu befürworten, um den oberflächennahen Abfluss innerhalb der Bodenmatrix besser im Plot zurückhalten zu können. Damit wäre eine Aufsättigung der Messparzelle mitunter schneller und lang anhaltender möglich. Zusätzlich würde plotexterner Interflow effektiver aus der Versuchsfläche heraus gehalten. Ähnliche Sedimentrahmenaufbauten finden sich beispielsweise bei COVERT & JORDAN (2009) oder in FOLTZ ET AL. (2009) und COPELAND & FOLTZ (2009), diese wurden jeweils mit einer Grundfläche von 1 x 1 m konzipiert. Der Sedimentrahmen nach COVERT & JORDAN (2009) weist eine offene, hangabwärts gerichtete Plotseite auf, hier wird durch eine eingegrabene Plastikrinne versucht, das Sediment aufzufangen (vgl. Abb 5.17 b).

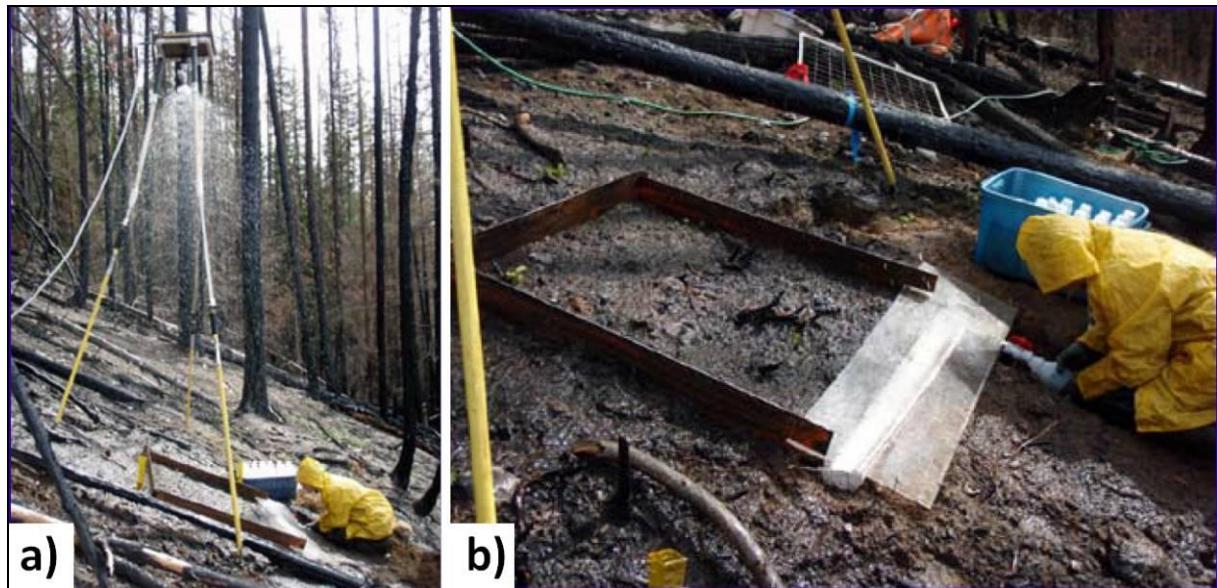


Abb. 5.17: Aufbau der KBA nach COVERT & JORDAN (2009, 5 – 7), verändert. a) KBA in Betrieb, b) Aufbau des 1 m² VersuchspLOTS. Die Auffangrinne befindet sich unter einer Plexiglasabdeckung.

Die Autoren weisen jedoch aus, dass bei diesem Aufbau ein großer methodeninhärenter Fehler zu beachten ist, so werden durchschnittlich 25% des Sediments nicht in die Auffangbehälter überführt (COVERT & JORDAN 2009, 7). Dies deckt sich mit eigenen ersten Erfahrungen, die im Zuge des versuchten Einbaus stationärer Sedimentfänge im Untersuchungsgebiet gemacht wurden. Dort sollten ebenfalls mittels versenkter Plastikrinnen der Oberflächenabfluss und das transportierte Sediment gefangen werden, jedoch wiesen diese denselben methodischen Fehler auf, weswegen von einer weiteren Verwendung abgesehen wurde. Daher stellte diese Form des Aufbaus für die stark auf Sedimentmengen ausgerichtete Fragestellung keine Alternative dar.

Der Sedimentationsrahmen der Forschergruppe des AWAE Programms des USFS um Randy Foltz entspricht in seiner baulichen Ausführung am deutlichsten dem in der vorliegenden Arbeit verwendeten Rahmen (FOLTZ ET AL. 2009; COPELAND & FOLTZ 2009). Auch in diesem Fall wurde ein geschlossener Metallrahmen für das Abstecken des Plots gewählt. Die Überführung des induzierten Abflusses und des darin enthaltenen Sediments erfolgt bei diesem Rahmen ebenfalls über einen Überlauf, der durch eine direkt mit dem Rahmen verbundene Abdeckung vor Niederschlag geschützt wird. Am Überlauf ist ein Ablaufrohr angeschweißt, welches als Verbindungsstück zum jeweils angelegten Sediment- und Wasserauffang dient. Das Ablaufrohr liegt hierbei an der Unterkante des Plots bei ca. 5 cm Tiefe unterhalb der beprobten Oberfläche (vgl. Abb 5.18).

Aufgrund der im Untersuchungsgebiet vorliegenden, meist aufgeschotterten Wege war es nicht möglich, diesen Aufbau vollständig zu übernehmen. Wie eingangs erläutert, wurde eine Mindesteinschlagtiefe von 4 cm vorausgesetzt. Der Einbau eines Überlaufes mit angeschweißtem Ablaufrohr in dieser Tiefe hätte im Feldeinsatz zu teils massiven Problemen beim Einbau geführt, weswegen auf die in Abb. 5.16 erkennbare und bereits beschriebene Ausführung mit einem Ablauf auf Oberflächenniveau zurückgegriffen wurde.



Abb. 5.18: Sedimentationsplot der KBA des USFS AWAE Programms. Abgebildet ist der Einsatz auf a) bewachsener und b) unbewachsener Wegoberfläche (Foltz et al. 2009, 2544).

5.4.2 | Kalibration der Beregnungsanlage

Die Simulation von erosionsrelevanten Niederschlagsereignissen setzt die genaue Kalibrierung der verwendeten Beregnungsanlagen voraus. Das Ziel der Kalibrierung ist die Schaffung möglichst natürlicher Randparameter des artifiziell erzeugten Niederschlages. Dieser soll – um ein realistisches Abbild natürlicher Prozesse zu ermöglichen – dem in realiter vorkommenden Niederschlag entsprechen.

Einen Überblick über die notwendigen Eingangsparameter bei einem Beregnungsversuch stellen beispielsweise BLANQUIES ET AL. (2003) vor. Sie postulieren, dass insgesamt sechs Kriterien gegeben sein müssen, um einen natürlichen Niederschlag zu simulieren. Diese umfassen (1) die räumliche Verteilung und (2) die Fallgeschwindigkeit des simulierten Regens. Zusätzlich sollen sowohl (3) Intensität und Verteilung der Tropfengröße, sowie (4) die Verteilung des Niederschlages über den Testplot bei (5) vertikalem Auftreffen desselben uniform verteilt sein. Abschließend sollen die oben beschriebenen Kriterien (6) sicher reproduzierbar sein (BLANQUIES ET AL. 2003, 4).

Im Zuge des Rainfall Simulator Workshops in Trier wurde ein standardisiertes Messverfahren zur Kalibration von KBA etabliert, das eine vergleichende Einordnung der teilnehmenden Anlagen ermöglichte (ISERLOH ET AL. 2013). Zusätzlich wurde angeregt, dieses Verfahren für die Kalibration zukünftiger Anlagen zu verwenden, um einen einheitlichen Bewertungsrahmen von KBA-Leistungsdaten zu ermöglichen. Die Kalibration der Koblenzer KBA folgte daher eben diesem einheitlichen Messablauf, als Resultat konnte sie als eine der ersten außerhalb des Workshops vorhandenen Anlagen in den bestehenden Vergleichsdatensatz eingeordnet werden. Nachfolgend sollen die einzelnen Kalibrationsverfahren detailliert beschrieben.

Diese umfassten sowohl die Messung des Tropfenspektrums hinsichtlich Durchmesser und Fallgeschwindigkeit, als auch die Ermittlung der kinetischen Energie und des Impulses des auftreffenden Niederschlags auf dem Versuchspot. Darüber hinaus wurde die räumliche Homogenität des erzeugten Niederschlages ermittelt, abschließend erfolgte eine Effizienzprüfung. Letztere überprüfte, welcher Anteil des verbrauchten Wassers auf den Messplot berechnet wurde, und im Umkehrschluss wie groß die Menge des Niederschlages war, der außerhalb der Plotoberfläche niederging. Die Ermittlung von Intensität und räumlicher Verteilung erfolgte methodisch einfach durch Niederschlagskollektoren (vgl. Kapitel 5.4.2.1), für das Tropfenspektrum wurde hingegen mit einem Laserdistrometer der Niederschlag an über den Plot verteilten Punkten gemessen (vgl. Kapitel 5.4.2.2).

Die Ergebnisse werden innerhalb von Kapitel 6 vorgestellt und diskutiert, abschließend erfolgt eine Einordnung der Koblenzer KBA in den Vergleichsdatensatz der von ISERLOH ET AL. (2013) publizierten Anlagen und ein Vergleich mit natürlichen Niederschlagsereignissen.

5.4.2.1 | Räumliche Verteilung und Intensität des Niederschlags

Die räumliche Verteilung und die Intensität des Niederschlages wurden durch unterhalb der KBA platzierte Niederschlagskollektoren ermittelt, die jeweils eine kreisförmige Öffnung von $28,27 \text{ cm}^2$ ($\varnothing = 6 \text{ cm}$) aufwiesen. Die Kollektoren wurden auf der gesamten Grundfläche der KBA von 1 m^2 homogen verteilt, so dass sich eine Gesamtanzahl von 263 Kollektoren für die Fläche ergab (vgl. Abb. 5.19). Dieser Aufbau wurde, dem standardisierten Verfahren nach ISERLOH ET AL. (2013) entsprechend, pro Kalibrationslauf für 15 Minuten berechnet. Prinzipiell ist die Dauer der Versuchsläufe jedoch nicht von einer bestimmten Berechnungsdauer abhängig, da die genommenen Werte relativ über die Zeit betrachtet, und üblicherweise auf Basis eines Stundenwertes angegeben werden.

Jeder Becher wurde vor Beginn der Kalibration einzeln nummeriert und hinsichtlich der Messung eines Tarawertes gewogen. Die Becher wurden nach der Berechnung mit dem gesammelten Niederschlag wiederum einzeln ausgewogen, so dass für jeden der 263 Messpunkte des Plots eine genaue Niederschlagsmenge ermittelt werden konnte. Abbildung 5.20 zeigt den Aufbau der Kalibration mit an der KBA angebrachtem Windschutz.

Hieraus ließ sich im Nachgang die Niederschlagsmenge [mm] und -intensität [mm h^{-1}] für jeden Kollektor einzeln ermitteln und nachträglich über den Gesamtplot interpolieren. Zusätzlich konnte für jeden Punkt die relative Abweichung vom jeweiligen Mittelwert abgeleitet werden. Im Nachgang wurde dann das Messergebnis auf die eigentliche Plotfläche von $0,64 \text{ m}^2$ reduziert, so dass sich für diese kleinere Fläche eine Kollektoranzahl von 203 ergab (vgl. Abb. 5.19).

Die Umrechnung der gewogenen Wassermenge pro Kollektor [g] in die Niederschlagsintensität [mm/h] erfolgte schrittweise nach Gleichung (31) und (32). Gleichung (31) zeigt die Umrechnung in [mm], Gleichung (32) die Berechnung der Intensität auf Basis der Niederschlagsmenge pro Stunde [mm h^{-1}].

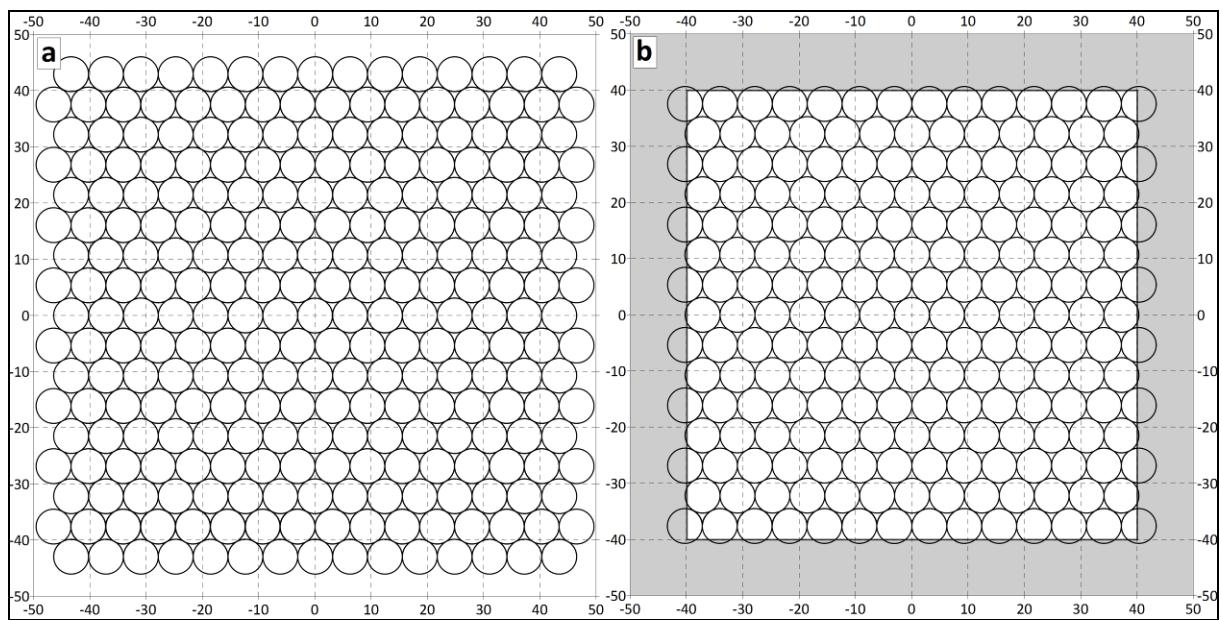


Abb. 5.19: Schematische Aufstellung der verwendeten Niederschlagskollektoren zur Kalibration der Kleinberechnungsanlage.
a) Fläche 1 m² (n = 263); b) Fläche 0,64m² (n = 203).



Abb. 5.20: Aufbau der KBA-Kalibration mit Niederschlagskollektoren.

$$P_i = \frac{(z_i / 1000)}{A_{Becher}} \quad (31)$$

$$I_i = \left(\frac{P_i}{t} \right) * 60 \quad (32)$$

Mit: P_i = Niederschlagsmenge in Kollektor i [mm]

z_i = Einwaage des gesammelten Niederschlags in Kollektor i [g]

A_{Becher} = Fläche der Kollektorenöffnung = 0,002827 m²

I_i = Niederschlagsintensität in Kollektor i [mm h⁻¹]

t = Dauer des Kalibrationslaufs = 15 min

Die Interpolation erfolgte mithilfe des Programms Surfer (Version 8) der Firma Golden Software. Als Interpolationsverfahren wurde Kriging auf Basis eines aus dem Datensatz erstellten Variogramms gewählt, eine genaue Flächeninterpolation war durch die homogene Verteilung der Kollektoren über den Plot gegeben. Die interpolierten Raster wurden mit einem Punktabstand von 1 cm erstellt, somit ergaben sich für die Gesamtfläche der KBA ($A = 1 \text{ m}^2$) ein Punktdatensatz mit 10201 Rasterpunkten und für die Fläche des Sedimentationsplots ($A = 0,64 \text{ m}^2$) ein Punktdatensatz mit 6561 Rasterpunkten.

Die uniforme räumliche Verteilung der Niederschlagsintensität ist von großer Bedeutung für die Datengüte der Beregnungsversuche. Angestrebt wird immer eine vollständig homogene Verteilung, da für jeden Punkt auf dem Versuchspot gleiche – und damit vergleichbare – Niederschlagseigenschaften gewünscht sind. Dieser Umstand ergibt sich aus der Tatsache, dass bei üblichen Versuchsaufbauten von KBA methodisch nur der Gesamtabtrag aus der Messparzelle gemessen wird. Um diesen Gesamtabtrag mit der Plotfläche in Relation setzen zu können, muss hinreichend statistisch belegt sein, dass an jedem Punkt der Parzelle gleiche Niederschlagseigenschaften angenommen werden können.

Die beschriebenen Parameter sind für die statistische Beurteilung der räumlichen Uniformität des artifiziellen Niederschlags erforderlich. Übliche Methode der Uniformitätsbestimmung ist der Christiansen-Koeffizient (CU) nach J. E. CHRISTIANSEN, welcher 1942 erstmals versuchte, systematische Aussagen über die Flächenhomogenität der Beregnung von Agrarbewässerungsanlagen aufzustellen (CHRISTIANSEN 1942).

Basis der statistischen Berechnung der Flächenhomogenität ist das Relationsverhältnis zwischen der Summe aller messpunktbezogenen Abweichungen der Niederschlagsmenge vom Mittelwert und der Gesamtsumme des auf der betrachteten Fläche niedergegangenen Niederschlags. Dieser relative Gesamtwert wird sodann von 1 abgezogen. Die Schreibweise dieser Operation weicht zwischen den betrachteten Quellen marginal voneinander ab (vgl. z.B. ELLA ET AL. 2008; HOWELL 2003; SCHNEIDER 2000), für die Darstellung in der vorliegenden Arbeit wurde die nachfolgende Schreibweise verwendet:

$$CU = 1 - \left(\frac{\sum |P_i - P_m|}{\sum P_i} \right) \quad (33)$$

Mit: CU = Christiansen-Koeffizient der Uniformität [%]

P_i = Niederschlagsmenge in Kollektor i [mm]

P_m = Mittelwert der Niederschlagsmenge aller Kollektoren [mm]

Das Resultat der Berechnung wird im Anschluss als Prozentwert notiert. $CU = 100\%$ drückt eine vollständig homogene Niederschlagsverteilung über die Fläche aus, je geringer der Wert ist, desto heterogener ist folglich die Niederschlagsverteilung. Ein einfaches Beispiel soll den Rechenweg verdeutlichen. Gegeben sind im Fallbeispiel (Abb. 5.21) sechs Kollektoren (a – f) mit Ihren entsprechenden gesammelten Niederschlagsmengen, notiert in Millimetern:

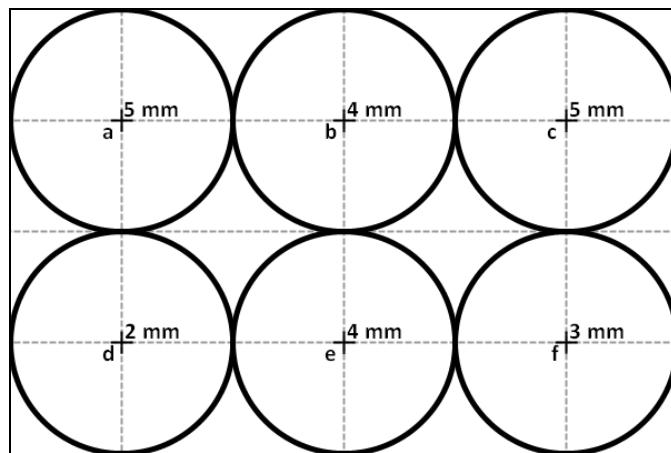


Abb. 5.21: Beispielhafte Niederschlagsmengen [mm] eines Beregnungsversuches mit sechs Niederschlagskollektoren.

Anhand der beschriebenen Formel kann der entsprechende Christiansen-Koeffizient ermittelt werden:

$$CU = 1 - \left(\frac{5,34 \text{ mm}}{23 \text{ mm}} \right) = 0,77$$

Mit: $P_m = 3,83 \text{ mm}$

$\sum P_i = 23 \text{ mm}$

$|P_a - m| = 1,17 \text{ mm}; |P_b - m| = 0,17 \text{ mm}; |P_c - m| = 1,17 \text{ mm}$

$|P_d - m| = 1,83 \text{ mm}; |P_e - m| = 0,17 \text{ mm}; |P_f - m| = 0,83 \text{ mm}$

$\sum |P_i - m| = 5,34 \text{ mm}$

Im konkreten Beispiel ist demnach ein Christiansen-Koeffizient von 77% erreicht worden. Die Einordnung eines solchen Wertes wird durch die vorliegende Literatur ermöglicht. So wird nach

einem vergleichenden Studium aller vorliegenden Quellen als absoluter anzustrebender Mindestwert beispielsweise ein CU von 70% angegeben (vgl. bspw. NATURAL ENGLAND, 2007). Häufig findet sich jedoch ein auf KELLER & BLIESNER (1990) basierender Mindestwert von $CU \geq 84\%$ als Orientierungsrahmen (vgl. z.B. MAROUPOOR ET AL. 2010, 139; KARA ET AL. 2008, 215). Letzterer soll für die vorliegende Arbeit angestrebt werden, um eine möglichst hohe Datengüte zu sichern.

Ein zusätzlicher Hintergrund für die Ermittlung der räumlichen Homogenität des artifiziellen Niederschlags ist die Festlegung der maximalen Plotgröße für definierte Betriebsdrücke der KBA. So wird die Flächenhomogenität bei steigender Plotgröße tendenziell ungenauer, da ab einer kritischen Größe die maximale, konstante Sprühweite der Düse überschritten wird, oberhalb dieser kritischen Größe werden die Randbereiche nur noch ungenau berechnet. Angestrebt war schon frühzeitig die geplante Plotgröße von $0,64 \text{ m}^2$, weswegen die Flächenhomogenitätsüberprüfung vor allem dahingehend rückversichernd Aufschluss geben sollte, ob die gewählte Düse bei gewünschtem Druck die entsprechende Fläche homogen berechnen kann.

Im Nachgang wurde die Niederschlagsintensität mithilfe eines Großkollektors ermittelt, da durch die Zwischenräume zwischen den einzelnen Niederschlagskollektoren ein nicht unerheblicher Anteil an erzeugtem Niederschlag nicht aufgefangen werden konnte. Reichten die kleineren Kollektoren für die Abschätzung der Niederschlagsverteilung in Ihrer Genauigkeit aus, musste dennoch genau ermittelt werden, wie viel Wasser auf den Gesamtplot berechnet wird. Dies war vor allem deshalb wichtig, weil nur mit einer genauen Summe des niedergegangenen Niederschlags belastbare Aussagen über das Verhältnis zwischen infiltriertem und abfließendem Wasser auf dem Plot getroffen werden konnte. Der Großkollektor wurde als $0,64 \text{ m}^2$ Grundfläche abmessender Kasten aus Holz entworfen, dessen Fugen mit Silikon abgedichtet wurden. Durch die Lackierung mit Wetterschutzlack konnte der Großkollektor für nachfolgende Messungen wiederverwendet werden.



Abb. 5.22: Großkollektor zur Intensitätsmessung der KBA.

Die Großkollektormessung der Niederschlagsintensität erfolgte gravimetrisch, die Wanne wurde während einer definierten Beregnungszeit auf eine Laborwaage (Modell Kern ECB 50K50, Auflösung $0,05 \text{ kg}$, max. Belastung 50 kg) gestellt, die Gewichtsveränderungen wurden in 5-minütigen

Intervallen festgehalten. Anhand dieser Messungen konnte mit einer Genauigkeit von 0,05 mm der Niederschlag über die Fläche des Plots ermittelt werden.

Die Umrechnung vom gemessenen Gewicht in die Niederschlagsintensität in [mm h⁻¹] wurde unter der vereinfachenden Annahme durchgeführt, dass 1kg ≈ 1l Wasser entspricht. Die temperatur- und somit dichteabhängigen Abweichungen wurden vernachlässigt, da sie bei den gemessenen Mengen nur marginale Abweichungen bedeuteten, welche unterhalb der Auflösung der verwendeten Waage lagen. Nachfolgend wurde nach Gleichung (34) die Umrechnung in [mm h⁻¹] getätigt.

$$I = \frac{P_{\text{Kollektor}} * 12}{A_{\text{Kollektor}}} \quad (34)$$

Mit: I = Niederschlagsintensität [mm h⁻¹]

P_{Kollektor} = Regenmenge in Großkollektor nach 5 Minuten Beregnungsdauer [l]

A_{Kollektor} = Grundfläche des Kollektors (0,64 m²)

Durch die Multiplikation mit 12 wurde auf Basis des 5-Minütigen Messintervalls ein Stundenwert ermittelt, dieser wurde durch die Division mit der Kollektorfläche auf 1 m² extrapoliert.

5.4.2.2 | Tropfenspektrum

Die Beschreibung des Tropfenspektrums umfasst die Quantifizierung der durchschnittlichen Häufigkeit bestimmter Tropfendurchmesser und deren jeweiliger Fallgeschwindigkeit. Für beide Parameter, Durchmesser und Fallgeschwindigkeit, steht ein weites Feld an unterschiedlichen Methoden der Erhebung zur Verfügung. Einige dieser Verfahren sollen – wenn auch nicht explizit in dieser Arbeit verwendet – als methodischer Abgleich zur Diskussion der Datengüte genannt werden.

Grundsätzlich ist es immer das Ziel, eine natürliche Kombination aus Tropfendurchmesser und der entsprechenden Fallgeschwindigkeit zu erzielen. Der Zusammenhang zwischen Fallgeschwindigkeit und Tropfendurchmesser wurde für natürlichen Niederschlag bereits in Kapitel 3 anhand der Marshall-Palmer-Distribution dargelegt (Gleichung (1)). Diese diente als Abgleichsrahmen für das von der KBA erzeugte Tropfenspektrum.

Methodisch werden in der Literatur zur Ermittlung des Tropfenspektrums abseits kostenintensiver Methodik vor allem Verfahren verwandt, die auf dem Zusammenhang zwischen der Abdruckgröße des Tropfens beim Aufschlag auf die Oberfläche und dessen ursprünglichem Durchmesser basieren. Zuvor ist die Konservierung mittels Mehlstaub zu nennen, da diese – durchgeführt von LAWS UND PARSONS (1943) – die erste empirische Untersuchung natürlicher Tropfendurchmesser darstellt.

Hierfür wurde eine dünn mit Mehlstaub ausgelegte Fläche für einen kurzen Moment der Beregnung exponiert – die Angaben für die Beregnungsdauer schwanken je nach Publikation zwischen einer und mehreren Sekunden (vgl. BRANDT 1989) – hiernach wird das Mehl getrocknet. Die von Regentropfen getroffenen Bereiche tendieren bei der Trocknung dazu, zusammenhängende Aggregate zu bilden, deren Größe statistisch in Zusammenhang mit der jeweiligen Tropfengröße zu setzen ist (vgl. z.B. LAWS & PARSONS 1943; KOHL & DEBOER 1984).

Eine vergleichbare Methode stellt der Einsatz von Filterpapieren dar, die beim Kontakt mit Niederschlagswasser durch das vorherige Versetzen mit einem Farbstoff einen Tropfenimpakt anzeigen. Eine Möglichkeit der Markierung mittels Rhodamin B-haltigen Farbstoffen, wie sie beispielsweise in Vis (1986) nach VAN HOOFF & Vis (1978) vorgeschlagen und in weiteren Publikationen empfohlen wird, ist aufgrund der karzinogenen und toxischen Eigenschaften des Materials aus heutiger Sicht deutlich nicht zu befürworten.

Als probate Alternative für das zu beregnende Material, welches den Tropfenabdruck konservieren soll, hat sich in einigen Publikationen ein schnell abbindendes Spachtelpulver erwiesen. Die grundlegende Methodik wird erstmals von BUNZA ET AL. (1985) beschrieben und von BACKES (2005) für einen Kalibrationslauf der KBA nach ISERLOH ET AL. (2012), die als Vorlage für die zu testende Anlage diente, verwendet. Der Versuchsaufbau umfasst eine Bodenplatte aus Holz, welche mit einer ca. 5 mm starken Schicht Spachtelmasse und einem dünnen Wasserfilm versehen wird (vgl. BUNZA ET AL. 1985, 13). Grundsätzlich unterscheidet sich die Verwendung der Methode von BUNZA ET AL. (1985) und BACKES (2005) nur geringfügig. Während BUNZA ET AL. (1985) einen selektierten Strahl der Vollkegeldüse verwenden, lässt BACKES (2005) die Gesamtfläche des Plots berechnen. Beide Publikationen empfehlen für die Berechnungsdauer der Spachtelmasse einen Zeitabschnitt von 2 Sekunden.

Zusätzlich kann auch auf die Verwendung photographischer Aufnahmen zur Bestimmung des Tropfendurchmessers zurückgegriffen werden. Auch dieses Verfahren wird von BUNZA ET AL. (1985, 10) beschrieben, findet sich jedoch darüber hinaus in einer Vielzahl von Publikationen zur Erosionssimulation mittels Berechnungsanlage (vgl. z.B. DE BRITO CHAVES 1985).

Neben dem Tropfendurchmesser kann vor allem auch die Fallgeschwindigkeit eines Tropfens photographisch ermittelt werden. Diese Methode wurde von LAWS (1941) erstmals für die Anwendung von simulierten Regenereignissen verwendet und durch DE BRITO CHAVES (1985) konkretisiert (vgl. CERDÀ ET AL. 1997). Inzwischen gibt es eine breite Anwenderbasis für diese Methode der Geschwindigkeitsbestimmung (vgl. z.B. BACKES 2005; CERDÀ ET AL. 1997; SALVADOR ET AL. 2009). Kern dieses Verfahrens ist das Fotografieren der sich im Betrieb befindlichen Anlage vor einem farblich homogenen Hintergrund zwecks genauer Abgrenzung einzelner Regentropfen. Um diesen farblich einheitlichen Hintergrund zu erzeugen, kann für die Kalibration eine mit schwarzem Stoff bespannte Stellwand verwendet werden, wie es beispielsweise SALVADOR ET AL. (2009) anschaulich beschreiben. Anhand eines angebrachten Referenzmaßstabes kann die Fallgeschwindigkeit der Tropfen ermittelt werden, in dem mit bekannter Belichtungszeit der simulierte, fallende Niederschlag fotografiert und die relativ zurückgelegter Distanz ausgewählter Tropfen zwischen zwei Aufnahmen anhand der Fotografien gemessen wurde.

Zur Ermittlung des Tropfenspektrums konnte in dieser Arbeit jedoch in Kontrast zu diesen recht einfachen Methoden ein Laserdistrometer der Firma Thies Clima (nachfolgend LNM (Laserniederschlagsmonitor) genannt) der Universität Trier verwendet werden. Laserdistrometer gehören im entsprechenden Anwendungsbezug zum höchst möglichen Standard der Kalibration, da mithilfe dieser Geräte eine hochauflöste, direkte und nahezu störungsfreie Echtzeitmessung möglich ist (RIES ET AL. 2009). Der LNM ist auch Basis des einheitlichen Messverfahrens nach ISERLOH ET AL. (2013). Grundsätzlich stellt der LNM einen Laseremitter und -empfänger dar, zwischen denen der hindurch fallende Niederschlag in Echtzeit hinsichtlich seines Tropfenspektrums und seiner Fallgeschwindigkeit gemessen wird. Beim verwendeten Gerät der Baureihe 5.4110 wird ein mit 173 kHz getakteter Laser mit einer Bandbreite von 785 nm emittiert. Dieser liegt somit im nicht sichtbaren, nah infraroten Spektralbereich (THIES CLIMA 2008).

Das einheitliche Kalibrationsverfahren nach ISERLOH (2013) sah eine Messung an insgesamt fünf Punkten des Plots vor. Die Koordinaten dieser Punkte auf dem Plot wurden nach dem Mittelpunkt der Messdistanz zwischen Laseremitter und -empfänger festgelegt. Diese Messdistanz liegt beim verwendeten LNM bei 0,228 m. Der emittierte Laserstrahl besitzt zudem eine Breite von 0,02 m, sodass sich eine Messfläche A_{LNM} von insgesamt 0,00456 m² ergibt (THIES CLIMA 2008).

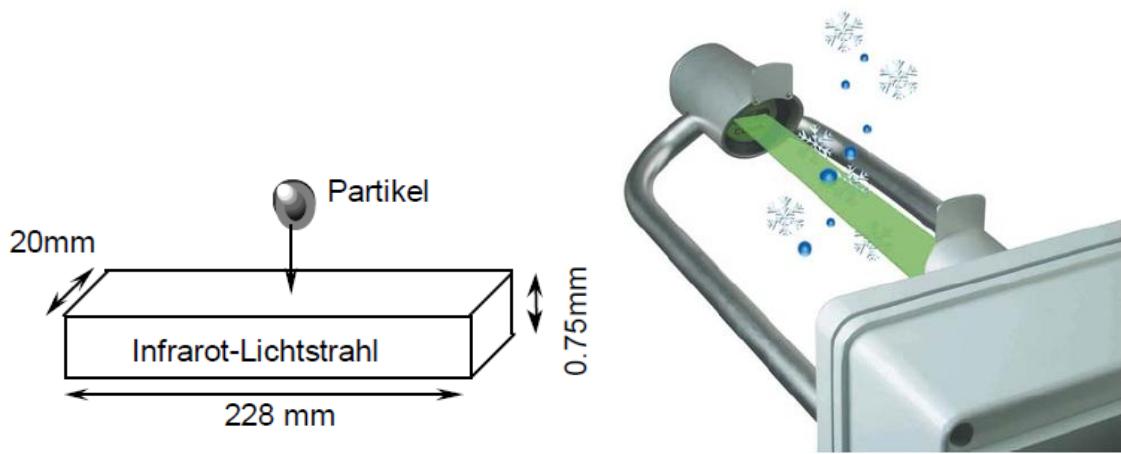


Abb. 5.22: Größe des LNM-Messbereiches und Darstellung des Messprinzips (nach THIES CLIMA 2008, 5, verändert).

Die Messung erfolgte nicht direkt auf Bodenniveau, sondern ca. 15 cm oberhalb des Bodens. Diese Abweichung war nötig, um eine Verfälschung der Messergebnisse durch Tropfen, die nach dem Aufschlag von der Erdoberfläche wieder nach oben spritzten, zu vermeiden. Diese wären beim Durchgang durch den Laser vom LNM gemessen worden, da nicht zwischen von unten oder von oben durchgehenden Tropfen differenziert werden kann. Diese Ungenauigkeit ist dadurch zu erklären, dass der LNM im üblichen Aufbau 2 m oberhalb der Erdoberfläche montiert werden soll (THIES CLIMA, 2008).



Abb. 5.23: Versuchsaufbau der LNM-Messung.

Für die vorliegende Arbeit ist das Messkonzept durch zusätzliche Punkte erweitert worden, um eine möglichst genaue Aussage über die Niederschlagscharakteristika der Messparzelle zu ermöglichen. Um dies zu erreichen, wurde auf jeder Flächenachse ein weiterer Messpunkt zum ursprünglichen Konzept festgelegt. Hierdurch ergaben sich vom Zentrum, der Düse bei Koordinate 0|0, aus gesehen in jede Richtung des Plots zwei Messpunkte. Diese wurden auf jeweils 20 und 40 cm vom Zentrum aus gesehen festgelegt, damit gleichmäßige Interpolationen bis hin zu den Grenzen des Sedimentationsrahmens erstellt werden konnten (vgl. Abb. 5.24). Die resultierenden Messbereiche lassen sich aus Tabelle 5.2 entnehmen.

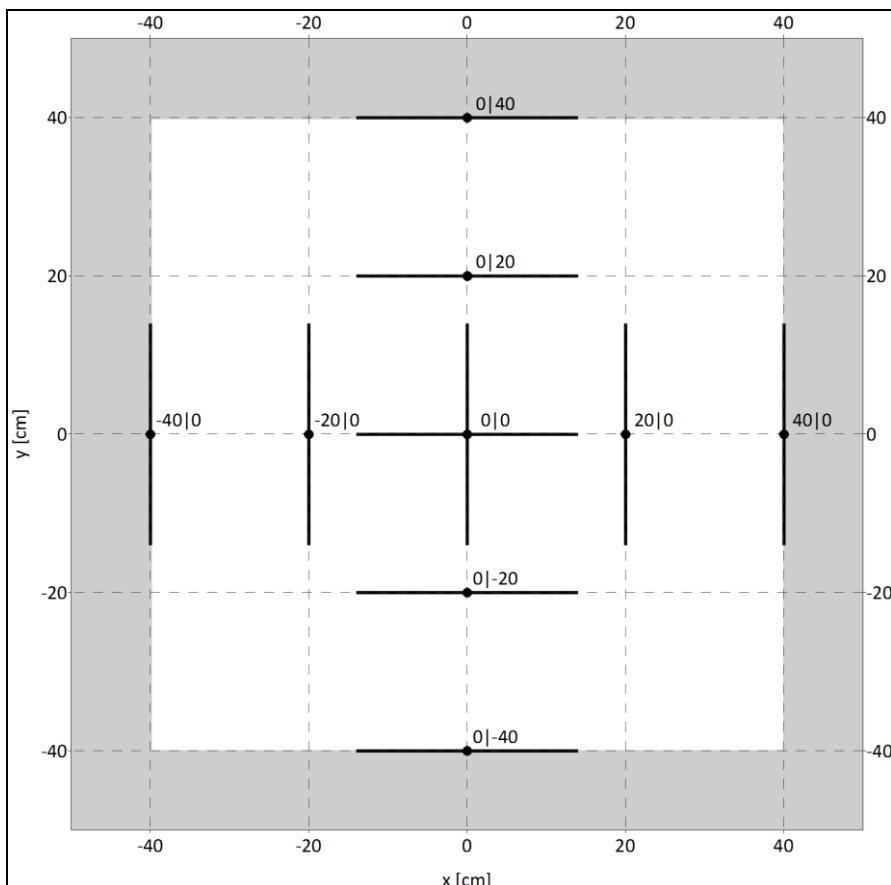


Abb. 5.24: Messpunkte der LNM-Messung. Die Messstrecke (0,228 m) ist maßstäblich gekennzeichnet, die Mittelpunkte der jeweiligen Messungen sind angezeigt.

Messpunkt	Messbereich x	Messbereich y
0 0 x	-11,4 bis 11,4	-1 bis 1
0 0 y	-1 bis 1	-11,4 bis 11,4
-40 0	-41 bis -39	-11,4 bis 11,4
-20 0	-21 bis -19	
20 0	19 bis 21	
40 0	39 bis 41	
0 -40	-11,4 bis 11,4	-41 bis -39
0 -20		-21 bis -19
0 20		19 bis 21
0 40		39 bis 41

Tab. 5.2: Messbereiche der LNM-Messung. Die aus Messstrecke (0,228 m) und der Breite des Laserstrahls (0,02 m) resultierenden Messbereiche sind im Bezugskoordinatensystem (vgl. Abb. 5.24) notiert.

Der LNM summiert bei der Messung die Tropfenanzahl pro Minute, kategorisiert nach Durchmesser und Fallgeschwindigkeit. Die Ausgabe erfolgt innerhalb der Auslesesoftware THIES Clima LNM View (Version 2.3). Ein grundsätzlicher Kritikpunkt, der auch von ISERLOH ET AL. (2012) und ISERLOH (2013) aufgegriffen wird, ist die fehlende Möglichkeit der Klassenanpassung innerhalb der Software. Obwohl der LNM die Tropfen einzeln und auch nicht klassifiziert ausmisst, ist allein die Ausgabe innerhalb der durch die Software vorgegebenen Klassen möglich. Dies erschwert beispielsweise die im Nachgang durchgeföhrte Berechnung der kinetischen Energie und des Impulses des Niederschlags (vgl. Kapitel 5.4.2.3).

Die Darstellung der Messwerte erfolgt softwareseitig als Kreuztabelle der Geschwindigkeits- und Durchmesserwerte, zusätzlich erweitert durch eine farbliche Darstellung der relativen und absoluten Häufigkeiten pro Kreuztabellenzelle (vgl. Abb 5.25).

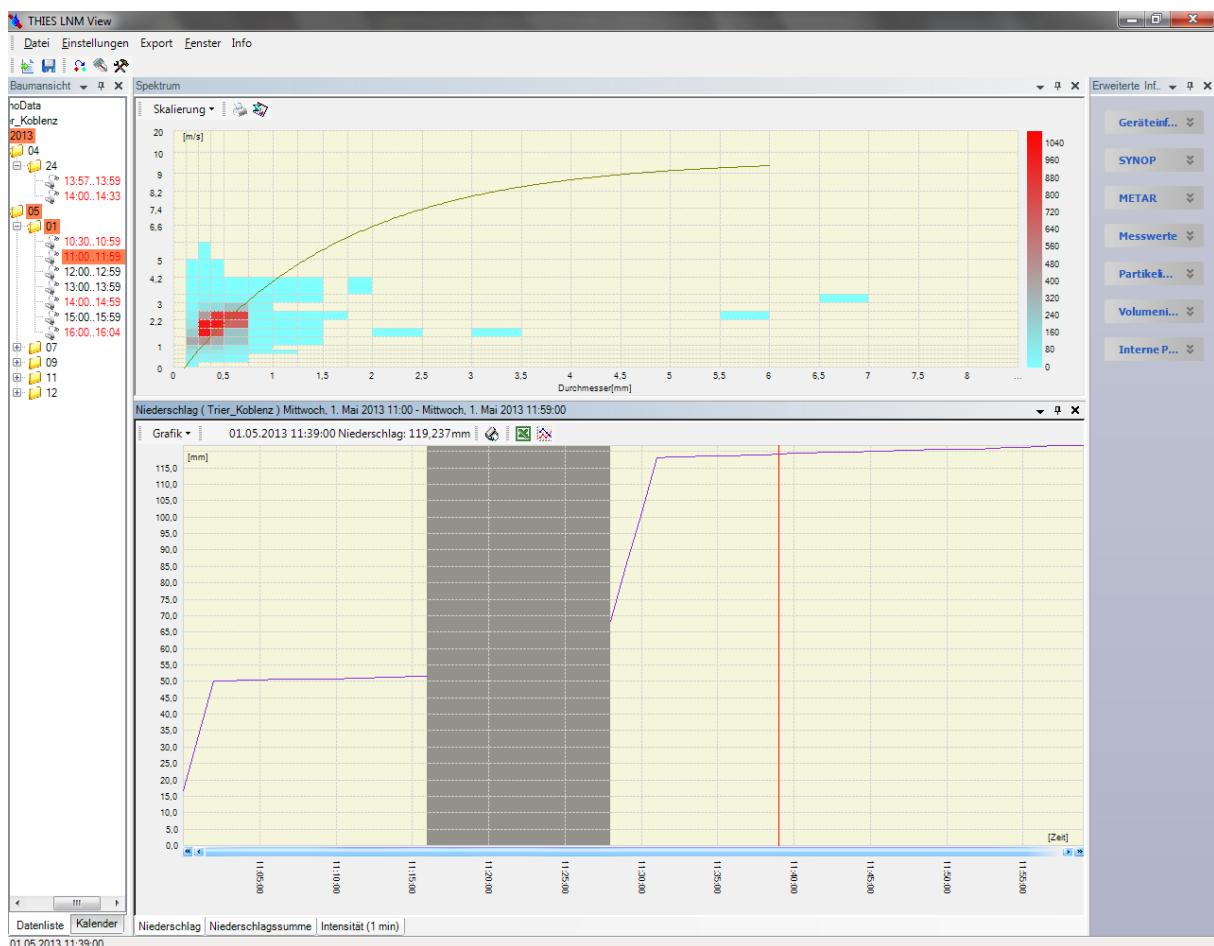


Abb. 5.25: Screenshot der Benutzeroberfläche von THIES Clima LNM View Version 2.3. Das obere Betrachtungsfenster zeigt die farblich abgesetzte Kreuztabelle, das untere Fenster die kumulierte Niederschlagsmenge einer Stunde.

Die durch LNM View ausgelesenen Daten können per Excel-Export in eine entsprechende Tabelle exportiert werden, innerhalb derer die weiterführende Datenaufbereitung stattfinden kann. Bereits für diese Aufbereitung der Daten geben ISERLOH ET AL. (2012), ISERLOH (2013) und ISERLOH ET AL. (2013) eine standardisierte Darstellung zur Einordnung in das bereits erwähnte, übergeordnete Kalibrationsverfahren vor. Vor allem bezieht sich diese Aufbereitung auf eine von LNM View abweichende Einteilung hinsichtlich der Durchmesserklassen. Anhand von Tabelle 5.3 lassen sich die verschiedenen Klasseneinteilungen aus LNM View (Index roh) und der aufbereiteten Daten (Index Iserloh) vergleichen.

Tropfen- \varnothing_{roh} [mm]	Tropfen- $\varnothing_{\text{Iserloh}}$ [mm]
0,000 – 0,125	< 0,5
0,125 – 0,250	
0,250 – 0,375	
0,375 – 0,500	0,5 – 0,99
0,500 – 0,750	
0,750 – 1,000	1,00 – 1,49
1,000 – 1,250	
1,250 – 1,500	
1,500 – 1,750	1,50 – 1,99
1,750 – 2,000	
2,000 – 2,500	2,00 – 2,49
2,500 – 3,000	2,50 – 2,99
3,000 – 3,500	3,00 – 3,49
3,500 – 4,000	3,50 – 3,99
4,000 – 4,500	4,00 – 4,49
4,500 – 5,000	4,50 – 4,99
5,000 – 5,500	5,00 – 5,49
5,500 – 6,000	5,50 – 5,99
6,000 – 6,500	Nicht betrachtet
6,500 – 7,000	
7,000 – 7,500	
7,500 – 8,000	
8,000 – 8,500	
> 8,500	

Tab. 5.3: Klasseneinteilung der Tropfendurchmesser bei LNM-Messungen. Vergleich zwischen Rohwerten aus LNM View und der Einteilung nach standardisiertem Kalibrationsverfahren nach ISERLOH ET AL. (2013).

Die Klasseneinteilung der Fallgeschwindigkeiten wurde auch von ISERLOH ET AL. (2013) analog zur Einteilung innerhalb von LNM View gewählt, diese ist anhand von Tabelle 5.4 ersichtlich.

Fallgeschwindigkeit [m/s]	
< 0,2	3,0 – 3,4
0,2 – 0,4	3,4 – 4,2
0,4 – 0,6	4,2 – 5,0
0,6 – 0,8	5,0 – 5,8
0,8 – 1,0	5,8 – 6,6
1,0 – 1,4	6,6 – 7,4
1,4 – 1,8	7,4 – 8,2
1,8 – 2,2	8,2 – 9,0
2,2 – 2,6	9,0 – 10,0
2,6 – 3,0	10,0 – 11,0
→ →	> 11,0

Tab. 5.4: Klasseneinteilung der Tropfenfallgeschwindigkeit bei LNM-Messungen.

Ein Beispiel für einen aus LNM View exportierten Datensatz zeigt Tabelle 5.5. Der Rohdatensatz zeigt die Zählung der einzelnen Tropfen innerhalb einer Minute. Zu erkennen ist, dass selbst die Rohdaten wie eingangs erläutert nur als bereits klassifizierte Datensätze ausgelesen werden können.

0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	4,2	5,0	5,8	6,6	7,4	8,2	9	10	11	Veloc. / Diam.
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	5	34	90	125	312	217	151	75	41	10	7	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0,125
0	4	8	35	72	295	529	477	248	107	33	22	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0,25
0	5	20	40	47	166	411	555	275	30	6	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0,375
0	2	10	34	52	176	322	673	325	53	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,5
0	0	2	10	8	26	73	55	47	45	21	6	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0,75
0	0	2	1	7	22	33	16	12	6	9	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
0	0	1	1	0	3	10	5	4	5	0	5	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1,25
0	0	0	0	0	6	4	0	2	3	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1,5
0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,75
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7,5
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8,5

Tab. 5.5: Beispielhafter Rohdatensatz einer LNM-Messung ($t = 1 \text{ min}$).

Für jede Position wurden mindestens 15 Minuten Beprobungsdauer gewählt. Dies ist die dreifache Dauer des von ISERLOH ET AL. (2013) vorgeschlagenen Messzeitraums von 5 Minuten. Ebenso wie bei der Ausweitung der Anzahl von Messpunkten ist auch in diesem Fall das Erreichen einer höchstmöglichen Genauigkeit der Kalibration Hintergrund für die Verlängerung des Messzeitraums. Somit konnte für jeden Punkt ein Datensatz erzeugt werden, der mindestens 15 Einzeltabellen umfasste, deren Umfang jeweils Tabelle 5.5 entsprach.

Im nächsten Schritt wurden die Einzeldatensätze summiert und in einer vorbereiteten Matrix für die vereinheitlichte Darstellung nach ISERLOH ET AL. (2013) vorbereitet. Ein Beispiel für diesen Zwischenschritt zeigt Tabelle 5.6. Die Darstellung nach ISERLOH ET AL. (2013) erfolgt in einer Kreuztabelle, deren Zellen klassifiziert nach Häufigkeit eingefärbt sind. Zusätzlich werden die summierten Werte der einzelnen minütlichen Datensätze durch die Anzahl derselben geteilt, um ein arithmetisches Mittel der Tropfenanzahl pro Zelle zu gewinnen. Letzter Informationsbestandteil der Darstellung sind Zellen, deren Rahmen hervorgehoben ist, diese repräsentieren die zu erwartende Marshall-Palmer-Distribution bei natürlichem Niederschlag. Ein Beispiel, aufbauend auf Tabelle 5.6, zeigt Tabelle 5.7 auf der Folgeseite.

Pos -40 0	\emptyset [mm]	Summe aller Versuche, Skalierung Iserloh										n=	16
		v [m/s]	< 0,50	0,50 - 0,99	1,00 - 1,49	1,50 - 1,99	2,00 - 2,49	2,50 - 2,99	3,00 - 3,49	3,50 - 3,99	4,00 - 4,49	4,50 - 4,99	5,00 - 5,49
11,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10,0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9,0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8,2	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7,4	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6,6	37	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	1
5,8	76	0	0	0	1	1	4	3	1	0	0	0	1
5,0	143	3	1	13	9	6	7	17	4	4	5	3	
4,2	383	16	87	90	62	48	38	17	10	6	2	1	
3,4	1248	316	535	166	114	68	48	19	16	2	2	0	
3,0	1634	844	329	146	75	34	26	12	8	6	3	0	
2,6	3552	2318	391	177	95	48	35	27	16	3	2	0	
2,2	7322	5348	565	245	118	86	35	14	11	2	0	0	
1,8	11987	8129	866	303	163	91	41	4	0	0	1	0	
1,4	11627	6681	1204	422	123	29	7	1	0	0	0	0	
1,0	9429	4091	1087	224	35	9	1	0	0	0	0	0	
0,8	3487	1460	187	25	2	1	0	0	0	0	0	0	
0,6	2112	847	123	15	3	0	1	0	0	0	0	0	
0,4	948	476	77	9	1	0	0	1	0	0	0	0	
0,2	260	181	29	3	0	0	0	0	0	0	0	0	
0,0	32	16	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	

Tab. 5.6: Beispieldatensatz einer vorkonvertierten LNM-Messung ($t = 16$ min).

Position (-40 0)	Tropfendurchmesser [mm]											
	< 0,50	0,50 - 0,99	1,00 - 1,49	1,50 - 1,99	2,00 - 2,49	2,50 - 2,99	3,00 - 3,49	3,50 - 3,99	4,00 - 4,49	4,50 - 4,99	5,00 - 5,49	5,50 - 5,99
Fallgeschwindigkeit [m/s]	11,0											
10,0												
9,0												
8,2	1											
7,4	1											
6,6	2											
5,8	5											
5,0	9			1	1				1			
4,2	24	1	5	6	4	3	2	1	1			
3,4	78	20	33	10	7	4	3	1	1			
3,0	102	53	21	9	5	2	2	1	1			
2,6	222	145	24	11	6	3	2	2	1			
2,2	458	334	35	15	7	5	2	1	1			
1,8	749	508	54	19	10	6	3					
1,4	727	418	75	26	8	2						
1,0	589	256	68	14	2	1						
0,8	218	91	12	2								
0,6	132	53	8	1								
0,4	59	30	5	1								
0,2	16	11	2									
0,0	2	1										

n =	Ø Anzahl Tropfen / min	< 50	50 - 99	100 - 499	> 500
16	Ø Tropfensumme / min		5870		

Tab. 5.7: Beispieldatensatz einer nach ISELOH ET AL. (2013) formatierten LNM-Messung.

5.4.2.3 | Kinetische Energie und Impuls

Aus den Messwerten des LNM konnte neben dem Tropfenspektrum auch die kinetische Energie (KE) und der Impuls (M) des Niederschlags abgeleitet werden, die im Mittel pro Minute und Messposition auf den Plot einwirkten. Wie in Kapitel 3 erläutert, stellt die kinetische Energie die Gesamtheit der theoretisch zur Partikelmobilisierung verfügbaren Energie eines Regenereignisses dar. Daher ist dieser Kennwert im Kontext der vorliegenden Arbeit von besonderer Bedeutung.

Im Sinne der Kalibration der KBA konnte zusätzlich mithilfe von Gleichung (7), der Beziehung zwischen Niederschlagsintensität und kinetischer Energie nach VAN DIJK ET AL. (2002), ein Vergleich zwischen natürlich vorkommenden kinetischen Energien und den artifiziell induzierten KE-Werten gezogen werden. Es kann bereits an dieser Stelle festgehalten werden, dass die direkte Abhängigkeit zwischen Intensität und KE, wie sie von VAN DIJK ET AL. (2002) postuliert wird, im Falle der KBA nicht zutraf. Dies hatte ursächlich mit der geringen Fallhöhe des artifiziellen Niederschlags zu tun, die eine geringere terminale Fallgeschwindigkeit der Tropfen bedingte.

Durch den zur Verfügung stehenden LNM war es jedoch möglich, nicht nur anhand der Intensität Rückschlüsse auf die Erosivität des Niederschlags zu ziehen, sondern vielmehr anhand des Tropfenspektrums sehr genaue Aussagen über die tatsächliche Erosivität zu gewinnen.

ISERLOH ET AL. (2013) schlagen für die Berechnung dieser Parameter die Gleichungen nach FORNIS ET AL. (2005) vor, welche empirisch ermittelte Berechnungsmöglichkeiten sowohl für die Rate der kinetischen Energie pro Raum- und Zeiteinheit (KE_R [$J \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$]), als auch bezogen auf die kinetische Energie pro Raumeinheit und Regenmenge (KE [$J \text{ m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$]) vorstellen. Diese Gleichungen wurden durch ISERLOH ET AL. (2013) für den speziellen Einsatz mit dem verwendeten LNM umgeschrieben (vgl. Gleichung (35)).

$$KE_R = \left(\frac{\pi}{12} \right) \left(\frac{1}{10^6} \right) \left(\frac{3600}{t} \right) \left(\frac{1}{A_{LNM}} \right) \sum n_i d_i^3 (v_{d_i})^2 \quad (35)$$

Mit: KE_R = Kinetische Energie [$J \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$]

t = Messzeitraum [min]

A_{LNM} = Messfläche des LNM [m^2]

n_i = Tropfenzahl in Durchmesser-/Geschwindigkeits-Kreuztabelle

d_i = Tropfendurchmesser [cm]

v_{di} = Tropfengeschwindigkeit [cm s^{-1}]

Die oben genannte Gleichung lässt sich in zwei Teilrechnungen aufteilen. Diese umfasst zum einen die Berechnung des Korrekturwertes für die Dauer einer Messung ($t = 1 \text{ min}$) und die Messfläche des LNM (Gleichung 35.1) und zum anderen die Summenbildung der Produkte aus Tropfenzahl, Durchmesser³ und Fallgeschwindigkeit² (Gleichung 35.2). Gleichung 35.1 stellt somit einen konstanten Korrekturwert für die Extrapolation auf 1 m^2 Fläche und die Zeiteinheit von einer Minute dar, Gleichung 35.2 beschreibt die veränderliche Summe auf Basis der gemessenen Tropfenspektren pro Plotposition.

$$KE_R 1 = \left(\frac{\pi}{12} \right) \left(\frac{1}{10^6} \right) \left(\frac{3600}{t} \right) \left(\frac{1}{A_{LNM}} \right) \quad (35.1)$$

$$KE_R 2 = \sum n_i d_i^3 (v_{d_i})^2 \quad (35.2)$$

Für jeden Zellwert einer minütlichen Kreuztabelle des Rohdatensatzes (vgl. Tab.5.5) konnte somit nach Gleichung (35.2) ein spezifischer $KE_R 2$ -Wert ermittelt werden. Die Summe dieser Zellwerte wurde abschließend – Gleichung (35) folgend – mit der Korrekturgleichung (35.1) multipliziert. Durch die Division des KE_R -Wertes mit der Intensität des Niederschlags konnte zusätzlich ein Aussagewert pro Raumeinheit und Niederschlagshöhe (KE) berechnet werden (Gleichung (36)).

$$KE = \left(\frac{KE_R}{I} \right) \quad (36)$$

Mit: KE = Kinetische Energie [$J m^{-2} mm^{-1}$]

KE_R = Kinetische Energie [$J m^{-2} h^{-1}$]

I = Niederschlagsintensität [$mm h^{-1}$]

Der Impuls des Niederschlags konnte für den vorliegenden LNM nach Gleichung (37) berechnet werden (ISERLOH 2013). Diese folgt grundsätzlich der allgemeinen Erläuterung der Berechnung, welche in Kapitel 3 beschrieben wird.

$$M_n = 10^{-3} m_n v_{Fn} \quad (37)$$

Mit: M_n = Impuls eines Niederschlagstropfens [$kg m s^{-1}$]

m_n = Masse eines Niederschlagstropfens [g]

v_{Fn} = Terminale Fallgeschwindigkeit eines Niederschlagstropfens [$m s^{-1}$]

Die Gleichung beschreibt die Herleitung des Impulses für einen einzelnen Regentropfen. Während die finale Fallgeschwindigkeit v_{Fn} durch das LNM gemessen wird, muss die Masse des Tropfens m_n hergeleitet werden. Hierfür wird im ersten Schritt das Volumen des Tropfens errechnet (Gleichung (38)), nachfolgend mithilfe Gleichung (39) das Volumen des Tropfens. Für diese Berechnung wird eine ideale Kugelform des Tropfens angenommen.

$$m_n = 10^{-3} V_n \quad (38)$$

Mit: m_n = Masse eines Niederschlagstropfens [g]

V_n = Volumen eines Niederschlagstropfens [mm^3]

$$V_n = \frac{\pi}{6} D_n^3 \quad (39)$$

Mit: V_n = Volumen eines Niederschlagstropfens [mm³]

D_n = Durchmesser eines Niederschlagstropfens [mm]

Letztendlich ergibt sich aus diesem Zusammenhang die Abwandlung von Gleichung (40), welche es ermöglichte, anhand der LNM-Werte den Impuls eines Tropfens zu berechnen:

$$M_n = 10^{-3} \left[10^{-3} \left(\frac{\pi}{6} D_n^3 \right) \right] v_{Fn} \quad (40)$$

Da wie beschrieben an mehreren Positionen unterhalb der KBA eine LNM-Messung durchgeführt wurde, konnte ein sehr genauer, interpolierter Datensatz der KE- und M-Verteilung über die gesamte Beregnungsfläche erfolgen. Hierzu wurde analog zur Erstellung der übrigen interpolierten Kalibrationsraster eine Verteilung mit einer räumlichen Auflösung von 1 cm² mittels semivariogrammbasierem Kriging durchgeführt.

5.4.3 | Konzeption der Versuchsläufe

Das Grundkonzept der Versuchsläufe wurde nach den Eckdaten von FOLTZ ET AL. (2009) übernommen. Diese beschreiben einen Versuchsaufbau dreier nacheinander folgender Messungen, um die sukzessive Aufsättigung des Messplots zu erreichen. Es wird dabei zwischen einem „trockenen“, „nassen“ und „sehr nassen“ Versuchslauf differenziert, in Abhängigkeit der Vorsättigung des Plots durch die vorhergehende Beregnung.

Einzig die zeitlichen Abstände zwischen den Messläufen wurden im Gegensatz zur ursprünglichen Konzeption angepasst. Dies war vor allem bedingt durch die hohe Beregnungsintensität der KBA von FOLTZ ET AL., da diese mit einer Intensität von 100 mm h⁻¹ berechnet wurden. Dies ermöglichte es ihnen, den ersten („trockenen“) Versuchslauf am ersten Tag der Messreihe durchzuführen und die nachfolgenden zwei Versuchsläufe am Folgetag. Im Gegensatz zu dieser zeitlichen Abfolge fanden die drei Beregnungsläufe in dieser Arbeit mit einem zeitlichen Versatz von 5 Minuten zwischen den Läufen statt.

Das kurzzeitige Aussetzen der Beregnung diente vor allem der Abschätzung des Ansprechverhaltens des Oberflächenabflusses. So sollte hierdurch überprüft werden, wie schnell der sukzessiv immer weiter aufgesättigte Plot auf ein abermals einsetzendes Niederschlagsereignis reagierte und in welchem Zeitraum wieder eine konstante Abflussmenge pro Minute erreicht wurde. Hierdurch war es möglich, qualitative Rückschlüsse auf die Reaktion der Wegoberfläche auf Niederschlagsereignisse bei verschiedenen Vorsättigungen zu ziehen. Der entstehende Oberflächenabfluss wurde zusammen mit der entsprechenden Sedimentlieferung in einer einminütigen Auflösung gesammelt. Möglich war dies durch den Wechsel der Auffangflasche nach jeweils einer Minute des Beregnungslaufes, so dass am Ende einer Beregnung insgesamt 90 Einzelflaschen mit gesammeltem Oberflächenabfluss und Sediment vorlagen. Diese feine Abstufung der Messintervalle ermöglichte im Nachgang eine sehr genau aufgelöste Betrachtung des Abfluss- und Erosionsverhaltens eines Wegplots.

Für die vorliegende Arbeit wurde ein Versuchsprogramm von insgesamt 18 Beregnungen geplant. Pro Wegekategorie (vgl. Kapitel 5.2) sollten jeweils drei Beregnungen auf Fahrspuren und in den Zwischenfspuren durchgeführt werden, um den Einfluss der baulichen Weganlage und der direkten Kompaktion in den Fahrspuren zu überprüfen.

Zusätzlich wurden zu jedem Versuchslauf drei Stechzylinderproben gezogen, ein Stechzylinder wurde als Referenzmaßstab für die Ausgangssituation in direkter Nachbarschaft zum Plot entnommen, zwei Stechzylinder wurden nach den drei Beregnungsläufen auf der Plotfläche entnommen. Die Zylinder sollten innerhalb der Probenaufbereitung eine Abschätzung der Lagerungsdichte und der Hydrophobizität des Bodenmaterials ermöglichen.

5.4.4 | Probenaufbereitung

Für die Bestimmung der Wasser- und Sedimentmengen, die pro Minute vom Plot geliefert wurden, mussten das Sediment und der aufgefangene Oberflächenabfluss voneinander getrennt werden. Hierfür wurde ein mehrstufiges Aufbereitungsverfahren durchgeführt. Zuerst wurden die Einzelflaschen von außen anhaftenden Verunreinigungen befreit. Die gereinigten Flaschen wurden daraufhin mittels einer Präzisionswaage auf eine Genauigkeit von 0,01 g ausgewogen. Anschließend erfolgte eine aufrechte Lagerung der Flaschen über einen Zeitraum von mindestens 24 Stunden, um ein Absinken des Sedimentanteils innerhalb der Flasche erreichen zu können. Der klare Überstand in der Messflasche konnte nach Ablauf der Absinkphase abgegossen werden, um die Wassermenge ein erstes Mal im Zuge der Nachbereitung reduzieren zu können.

Beim nachfolgenden Bearbeitungsschritt wurde nach vier Versuchsläufen ein Wechsel der Methodik vorgenommen, um die Arbeitsabläufe zeitlich optimieren zu können. Während der ersten vier Versuche wurde die Restmenge des Wassers zusammen mit dem enthaltenen Sediment in Zentrifugenröhren überführt. Hierzu wurde jede Flasche mittels einer Spritzflasche so lange ausgespült, bis kein Sediment mehr enthalten war. Die Proben wurden daraufhin bei 3.000 U min^{-1} für 15 Minuten zentrifugiert, um Wasser und Sediment abermals zu trennen. Der klare Überstand konnte wiederum abgegossen werden, das Sediment lag somit mit nur noch einer Minimalmenge an Wasser vor. Die Abbildungen 5.26 und 5.27 zeigen das Überführen der Probe in die Zentrifugenröhren und die letztendlich getrennt vorliegende Sedimentmenge nach dem Zentrifugieren.



Abb. 5.26: Überführen der Sedimentproben in Zentrifugenröhren.



Abb. 5.27: Sedimentproben nach dem Zentrifugieren bei 3.000 U min^{-1} und $t = 15 \text{ min}$.

Da die Wassermenge bei der Überführung der Proben häufig zu groß für ein einzelnes Zentrifugenrohr war, mussten zwischen drei und vier Rohre pro Minute abgefüllt werden, was in einem durchschnittlichen Probenumfang von 270 – 360 Zentrifugenrohren resultierte. Da die Zentrifuge jedoch nur mit 10 Rohren gleichzeitig beladen werden konnte, und die Überführung in die Rohre selbst sehr zeitaufwändig war, wurde ab dem fünften Versuch von dieser Probenaufbereitung abgesehen. So wurde die Sedimentmenge und das Restwasser, welches nach der Absinkphase noch in der Einzelflasche vorhanden war, in Plastikbecher überführt und ein weiteres Mal für mindestens 24 Stunden zum Absinken der Sedimentfracht ruhig gelagert (vgl. Abb 5.28). Danach konnte abermals der klare Überstand abgegossen werden, so dass als Resultat ebenfalls die Gesamtsedimentmenge pro Minute mit nur noch einem geringen Anteil an Wasser vorlag.



Abb. 5.28: Abfüllung der Sedimentproben in Plastikbecher zur zweiten Absinkphase.

Bei beiden verwendeten Methoden wurden die Sedimentproben in einzeln nummerierte Aluminiumschalen überführt, deren Taragewichte vorher mit einer Analysenwaage auf eine Genauigkeit von 0,0001 g gewogen wurden. Diese Schalen erfuhren dann im Trockenschrank eine Trocknungsphase von 24 Stunden bei 105° C, um das verbliebene Wasser verdunsten zu lassen. Vorherige Testläufe, bei denen die Gewichtskonstanz der Proben ermittelt wurde, zeigten an, dass die gewählte Trocknungsdauer ausreichte. Dies wurde durch wiederholte Tests während der Probenaufbereitung rückbestätigt. Stichproben wurden hierfür nach 24 Stunden gewogen und daraufhin abermals für einen Zeitraum von 24 Stunden getrocknet, um zu überprüfen, ob eine weitere Gewichtsabnahme durch etwaiges verdunstendes Wasser stattfand. In keinem der überprüften Fälle konnte dies beobachtet werden. Abbildung 5.29 zeigt einen Teil eines Versuchslaufes vor dem Beginn der Trocknungsphase im Trockenschrank.



Abb. 5.29: Sedimentproben vor Beginn der Trocknungsphase.

Die nun leeren und ebenfalls getrockneten Einzelflaschen wurden bezüglich Ihres Taragewichtes gewogen, dies fand wiederum mit einer Genauigkeit von 0,01 g statt. Die Sedimentproben wurden nach der Trocknung mithilfe der Analysenwaage mit einer Genauigkeit von 0,0001 g rückgewogen. Anhand des bekannten Taras der Aluminiumschalen konnte die Sedimentmenge entsprechend ermittelt werden, Abbildung 5.30 zeigt ein Beispiel für Sedimentproben nach der Trocknung.



Abb. 5.30: Getrocknete Sedimentproben nach 24 h Trocknung bei 105° C.

Folglich konnte abschließend aus der Differenz zwischen Gesamtgewicht zu Beginn der Messung, dem Tarawert der leeren Flasche und der bestimmten Sedimentmenge die aufgefangene Menge an Oberflächenabfluss berechnet werden. Diese Probenaufbereitung führte letztendlich zu 90 Einzelwerten der Wasser- und Sedimentmenge pro Versuchslauf. Die Sedimentproben wurden daraufhin in Beutelproben der einzelnen Beregnungsläufe ($t = 1 - 30 \text{ min}, 31 - 60 \text{ min}, 61 - 90 \text{ min}$) zusammengeführt, um eine nachfolgende Korngrößenbestimmung durchführen zu können.

Abschließend erfolgte für die Versuche, die eine ausreichende Menge an mobilisiertem Sediment aufwiesen, eine Korngrößenbestimmung mittels Schlämmanalyse nach KÖHN. Hierzu wurden jeweils 30 g einer Sedimentprobe zuerst mit einer Wasserstoffperoxid-Lösung (H_2O_2) versetzt und aufgekocht, um die enthaltene organische Substanz zu zerstören. Danach erfolgte die Zugabe von Natriumpyrophosphat (0,4% $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) als Dispergierungsmittel. Die Probe wurde hiermit für 4 Stunden maschinell geschüttelt. Diese Vorbehandlung sollte das Vorliegen von Einzelkörnern innerhalb der Probe gewährleisten.

Nach dieser Aufbereitung wurden die einzelnen Proben in einen Schlämmzylinder überführt, mit ausreichend Aqua dest. versetzt und aufgeschüttelt. Anhand der in Abhängigkeit der Temperatur bekannten Absinkgeschwindigkeit von Partikeln bestimmter Durchmesser konnte die Zeit ermittelt werden, zu der in definierter Tiefe im Schlämmzylinder ein Aliquot mittels Pipette entnommen werden musste. Die Berechnung der Absinkgeschwindigkeit erfolgt nach dem Stoke'schen Gesetz (Gleichung (41)).

$$t = 1 / \left(\frac{2}{9} * \left(\frac{(d_k - d_m)r^2 g}{\eta} \right) \right) * ET \quad (41)$$

Mit: t = Zeitspanne bis zum Pipettieren des Kornradius r

d_k = Korndichte [g cm^{-3}]

d_m = Dichte des umgebenden Mediums [g cm^{-3}]

r = Kornradius [cm]

g = Erdbeschleunigung [cm s^{-2}]

η = Dynamische Viskosität [$\text{g cm}^{-1} \text{s}^{-1}$]

ET = Eintauchtiefe der Pipette [cm]

Die pipettierten Teilproben wurden daraufhin bei 105°C im Trockenschrank getrocknet und einzeln gewogen. Die nicht pipettierte Sandfraktion wurde zum Abschluss der Schlämmanalyse mittels Nasssiebung gewonnen. Abschließend war durch die genaue Aufschlüsselung der erodierten Kornfraktionen ein Abgleich mit den in Kapitel 3.1. erläuterten Gesetzmäßigkeiten der Bodenerosion durch Wasser möglich. Zusätzlich konnten Aussagen über eine eventuelle präferentielle Ablösung bestimmter Korndurchmesser getroffen werden.

Darüber hinaus wurden auch Stechzylinderproben entnommen und ebenfalls im Labor aufbereitet. Die Zylinder mit feldfrischer Probe wurden hierfür zuerst mit einer Genauigkeit von 0,01 g gewogen, um das Feuchtgewicht der Bodenprobe ermitteln zu können.



Abb. 5.31: Stechzylinderproben eines Beregnungsversuches vor der Trocknung.

Hiernach wurde die Hydrophobizität des Bodenmaterials bei gegebener Feuchte gemessen. Die Hydrophobizität bezeichnet das Maß, in wie weit die Bodenpartikel wasserabweisend (hydrophob) oder wasseranziehend (hydrophil) reagieren. Dies ist im Zuge der Beregnungsversuche vor allem deshalb von Bedeutung, weil eine hohe Hydrophobizität der Bodenpartikel verstärkende Wirkung auf die Generierung von Oberflächenabfluss besitzt und in Gebieten mit dauerhaftem Vegetationsbestand sogar als dominierender Faktor für die Ausbildung gelten kann (vgl. z.B. BUTZEN ET AL. 2014, 202). Besonders begünstigend für diesen Effekt sind organische, hydrophobe Moleküle, welche über ein polares und ein unpolares Ende verfügen. Da diese sich mit Ihrem polaren Ende an die Bodenpartikel binden, können Bodenpartikel nach außen mit einer unpolaren Schicht überzogen

sein, die letztendlich hydrophob wirkt (KUHNERT 2006, 25; DOERR ET AL. 2000, 35). Eine umfassende Betrachtung der möglichen Einflussfaktoren findet sich bei DOERR ET AL. (2000), diese weisen vor allem organische Stoffwechsel- und Abbauprodukte als hydrophob wirkende Moleküle aus.

Als methodischer Ansatz wurde das WDPT-Verfahren (Water Drop Penetration Time) nach DOERR (1998) gewählt, da dieses zum einen methodisch sehr einfach durchzuführen ist, es zum anderen eine breite Anwenderbasis zur Bestimmung der Hydrophobizität an Feldproben besitzt und auch in aktueller Literatur zur Regensimulation Verwendung findet (vgl. BUTZEN ET AL. 2014).

Sie basiert auf der Dauer des Eindringens von drei Tropfen destillierten Wassers, die mittels Pipette auf der Oberfläche aufgetragen werden. Die Infiltrationszeit wird simultan gemessen und anhand dieser Zeit kann die Hydrophobizität qualitativ beurteilt werden. In der einschlägigen Literatur finden sich verschiedene Kennwerte zur Klassifizierung, die sich jedoch nur marginal voneinander unterscheiden. Aufgrund der thematischen Nähe und der Aktualität der Publikation wurde auf die Einteilung nach BUTZEN ET AL. (2014) zurückgegriffen, diese ist anhand von Tabelle 5.8 ersichtlich.

WDPT Klasse	Infiltrationszeit [s]	Hydrophobizität
0	< 5	Keine
1	6 – 10	Leicht
2	11 – 30	Leicht
3	31 – 60	Leicht
4	61 – 180	Mäßig
5	181 – 300	Mäßig
6	> 300	Stark

Tab. 5.8: Einteilung der Hydrophobizität nach WDPT-Klassen nach BUTZEN ET AL. 2014.

Nach dieser Messung wurden die Stechzylinder bis zur Gewichtskonstanz bei 105° C im Trockenschrank getrocknet und abermals gewogen, nach einer kompletten Reinigung der Zylinder wurde abschließend deren Tara ermittelt. Nach Trocknung der Stechzylinderproben bis zur Gewichtskonstanz konnte durch abermaliges Wägen der relative und absolute Wassergehalt in den Proben ermittelt werden. Für die meisten Beregnungsversuche wurde eine Zylinderprobe nach dem Versuchslauf und eine Zylinderprobe in direkter Nähe zum Versuchsplot als Maßstab für die aktuelle Bodenfeuchte und Lagerungsdichte vor Beginn des Versuches genommen. Die Lagerungsdichte konnte anhand der getrockneten Stechzylinder ermittelt werden, da diese über ein definiertes Volumen von 100 cm³ verfügten. Über das Trockengewicht konnte daher die Lagerungsdichte auf Basis der üblichen Einheit in [g cm⁻³] angegeben werden.

5.4.5 | Statistische Bearbeitung der Messwerte

Die Messwerte der Beregnungsversuche wurden im Nachgang der Datenpflege statistisch aufbereitet. Die Berechnung der jeweiligen Kennwerte erfolgt mithilfe der Programmpakete Microsoft Excel (Programmversionen 2003 und 2010), sowie mithilfe der wissenschaftlichen Plotsoftware qtiPlot (Programmversion 0.9.8.3).

Für die spätere Interpolation der Abflusskurven (vgl. Kapitel 7) musste zudem noch eine Bereinigung der Daten durchgeführt werden, da durch die drei getrennten Versuchsläufe pro Berechnung eine artifiziell erzeugte Pause des Niederschlags einherging. Diese hätte sich nachteilig auf die Interpolation des Verlaufes des Gesamtabflusses über 90 Minuten ausgewirkt, da der Versuchssplot mit Beginn jedes neuen Berechnungsabschnittes erst wieder auf ein stabiles Aufsättigungsniveau gebracht werden musste.

Um diesen Effekt aus dem Datensatz herausfiltern zu können, wurden Werte zu Beginn der Teilläufe herausgenommen, die über einen Abflusswert < 80% vom Mittelwert der letzten 10 Minuten des Teillaufes verfügten (vgl. Gleichung (42)).

$$Q_{\text{aufs.}} \text{ wenn: } (Q_n / \overline{Q_{t50 \rightarrow t60; t80 \rightarrow t90}}) - 1 < -0,2 \quad (42)$$

Mit:
 $Q_{\text{aufs.}}$ = Oberflächenabfluss in der Aufsättigungsphase
 Q_n = Abflusswert der n-ten Minute

Diese Filterung betraf jedoch allein die Interpolation der Abflusskurven und die Angabe der mittleren Abflussmenge pro Versuchslauf. Sowohl in der graphischen Darstellung als auch in der Summenbildung der Gesamtabflussmenge sind die gefilterten Werte enthalten, wenn auch ggf. gesondert innerhalb der Graphen ausgewiesen (vgl. Darstellungen in Kapitel 7).

Bezüglich der Sedimentmenge wurde ebenfalls eine Filterung der Daten durchgeführt. Für die Bestimmung der Abhängigkeit zwischen Abfluss- und Sedimentmenge pro Minute sowie der daran gebundenen Sedimentkonzentration wurden die ersten fünf Minuten nach Beginn der Abflussbildung aus dem Gesamtdatensatz gesondert betrachtet. Der Hintergrund dieser Selektion ist die erste Mobilisierung von Sediment, welches nicht genuin durch den Niederschlag mobilisiert wurde, sondern vielmehr durch den Einschlag und die Abdichtung des Versuchsplots gelockert wurde. Hier ließ sich bei den meisten Versuchen ein anfängliches, starkes Ansteigen der Sedimentkonzentration beobachten, dass sich jedoch innerhalb von maximal fünf Minuten Berechnungsdauer auf ein als realistisch einzuschätzendes Niveau eingependelt. Vergleichbar zu den gefilterten Abflusswerten, werden diese ersten fünf Minuten der Gesamtdauer von 90 Minuten gesondert in den Abbildungen der Interpretation des Erosionsverhaltens aufgeführt.

Innerhalb der Ergebnisdarstellung (Kapitel 6) wird auf die gesonderte Herausstellung der gefilterten Daten verzichtet, vielmehr werden hier die unbereinigten Gesamtkurven dargestellt.

Eine zusätzliche Überprüfung der Ploteigenschaften kann durch die Berechnung des Varianzkoeffizienten der Abflusswerte erfolgen. Der Varianzkoeffizient (CV) wird für empirische Datensätze nach Gleichung (42) hergeleitet und drückt ein relatives Streuungsmaß aus.

$$CV_Q = \frac{\sigma_Q}{Q_m} \quad (43)$$

Mit:
 CV_Q = Varianzkoeffizient der Abflusswerte [%]
 σ_Q = Standardabweichung der Abflusswerte
 Q_m = Arithmetisches Mittel der Abflusswerte

FOLTZ ET AL. (2009, 2547) nutzen nach ARNAEZ ET AL. (2004) und ZIEGLER & GIAMBELLUCA (1997) diesen Koeffizienten, um das Maß der anthropogenen Störung des Versuchsplots auszudrücken. So sind niedrige relative Streuungen ein deutlicher Hinweis auf gestörte Standorte, wohingegen natürliche Waldböden eine große Streuung der ermittelten Abflusswerte aufweisen.

5.5 | Modellierung von Erosionspotentialen

Neben der Messung und der Simulation von Erosionsereignissen sollte zudem eine Modellprognose über potentielle Erosionsraten auf Wegoberflächen erstellt werden, um flächenhafte Aussagen über mögliche Sedimentlieferraten von Weg- und Böschungsoberflächen innerhalb der Untersuchungsgebiete treffen zu können. Die Modellierung der Bodenerosionspotentiale wird hierbei unter anderem mittels geographischer Informationssysteme durchgeführt, um regionalisierte Aussagen treffen zu können.

Wie innerhalb von Kapitel 3.3 erläutert wurde, besteht eine grundsätzliche Ausrichtung der Bodenerosionsmodelle in zwei methodische Grundrichtungen, der empirisch basierten und der physikalisch basierten Modellierung. Für die vorliegende Arbeit wurde sowohl ein empirisches Modell (ABAG / DIN 19708), als auch ein physikalisch basiertes Modell (WEPP) verwendet. Fand die einfachere, aber hierfür in ihrer Architektur starrere ABAG für untersuchungsgebietweite Modellierung Verwendung, wurde im Gegensatz hierzu die sehr viel genauere aber eingangsdatenintensivere Modellierung mit WEPP auf Plotgröße angewandt.

5.5.1 | ABAG / DIN19708

Die ABAG / DIN19708 stellt die Adaption der (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R)USLE) von WISCHMEIER & SMITH (1978) für Deutschland dar, welche erstmals von SCHWERTMANN ET AL. (1987) veröffentlicht, und im Rahmen der Entwicklung der DIN19708 (2005) genauer kalibriert wurde.

Die ABAG ist ein empirisches Bodenerosionsmodell, das bedeutet, dass die Berechnungen auf ermittelten Kennwerten basiert, die über lange Zeiträgen gewonnen wurden. Es wird hierbei versucht, auf Grundlage bekannter Einflussfaktoren, statistische Beziehungen zwischen Eingangsfaktorausprägung und letztendlichem Erosionspotential zu ermitteln (MORGAN 1999, 75 ff.). So bietet die ABAG aufgrund der langjährigen, internationalen Forschungsaktivität und den breit aufgestellten, für verschiedenste Untersuchungsräume kalibrierten Eingangsfaktoren eine stabile Basis für die Beurteilung des jährlichen Bodenerosionspotentials einer Bezugsfläche für landwirtschaftliche Nutzflächen. Nicht zuletzt ist sie durch die Anwendung innerhalb der DIN19708 ein methodischer Standard für die Abschätzung der Bodenerosion durch Wasser auf Standorten in Deutschland.

Der Aufbau der ABAG ist – der Anwenderorientierung geschuldet – konzeptionell einfach. Sie basiert auf insgesamt fünf Eingangsfaktoren, welche die wichtigsten Einflussgrößen auf das Erosionspotential eines Standortes beschreiben (WISCHMEIER & SMITH 1978, 4). Diese umfassen empirische Faktorwerte für die Kornerodierbarkeit (K-Faktor), die Erosivität des Jahresniederschlags (R-Faktor), die Hanglänge und -neigung (LS-Faktor), die rezente Landnutzung (C-Faktor) und etwaige Bodenschutzmaßnahmen (P-Faktor). Sind diese Faktoren bekannt, werden sie multipliziert, um das mittlere, jährliche Erosionspotential der betrachteten Fläche in [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$] zu berechnen (Gleichung (44)).

$$E = R * K * LS * C * P \quad (44)$$

Mit: E = Mittleres, jährliches Bodenabtragspotential [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$]

R = Regenerositätsfaktor [-]

K = Kornerodierbarkeitsfaktor [-]

LS = Kombinierter Hanglängen- und Hangneigungsfaktor [-]

C = Landnutzungsfaktor [-]

P = Bodenschutzfaktor [-]

Vorteil im speziellen Fall der DIN19708 (2005) ist, dass diese in Abstimmung mit der bodenkundlichen Kartieranleitung (KA5) über bereits vorgefertigte Tabellen verfügt, in der die Bodenarten nach deutscher Bodensystematik einen festgelegten K-Faktor besitzen. Auch die anderen Faktoren sind hier für den Anwendungsbereich Deutschlands kalibriert. Die einzelnen Faktoren und Ihre Berechnung für die vorliegende Arbeit werden nachfolgend in den entsprechenden Unterkapiteln beschrieben.

Es ist jedoch festzuhalten, dass die ABAG aufgrund der Tatsache, dass Sie ein rein empirisches Modell darstellt, nur begrenzte Aussagefähigkeit hat. So lässt sich wie beschrieben allein ein potentielles, mittleres Abtragsgeschehen einer Bezugsfläche modellieren. Akkumulationsprozesse oder physikalisch basierte Erosionspfade im Gelände lassen sich nicht berechnen. Da die flächenhafte Modellierung üblicherweise – und so auch in dieser Arbeit – in Rasterdatensätzen erfolgt, kann lediglich für jede Rasterzelle individuell eine jährliche potentielle Abtragsrate herleiten. Eine Verbindung verschiedener Rasterzellen ist per se innerhalb des Modellansatzes nicht vorgesehen, jedoch kann über GIS-basierte Berechnung eines spezialisierten LS-Faktors der Einfluss der Wasserbewegung im Gelände simuliert werden. Diese Anwendung findet sich auch in der vorliegenden Arbeit und wird in Kapitel 5.5.1.3 beschrieben.

Die ABAG ist nach wie vor ein Anwenderstandard für die Abschätzung der Bodenerosion in Deutschland, nicht zuletzt wird beispielsweise die Cross Compliance Berechnung der Bodenerosion (CC Bodenerosion) für das Bundesland Rheinland Pfalz durch das Landesamt für Geologie und Bergbau RLP (LGB RLP) mittels DIN19708 berechnet, wenn auch nicht alle Eingangsfaktoren Verwendung finden (LGB RLP 2010).

Diese Vorgehensweise basiert auf der bundesrechtlich verankerten Direktzahlungen-Verpflichtungenverordnung (DirektZahlVerpfIV) innerhalb des Bundesgesetzbuches, welche die Anforderungen an den Erhalt landwirtschaftlicher Flächen in einem guten landwirtschaftlichen und ökologischen Zustand beschreibt (BGBl. I 2009, 396). Hier ist die Bewertung nach DIN19708, also letztendlich der ABAG, vorgeschriebenes Werkzeug, um die Erosionsgefährdung einer Nutzfläche durch Wasser zu charakterisieren. Daher bestehen seit Inkrafttreten der DirektZahlVerpfIV im Jahr 2005 Vorgaben und Bestrebungen, ein bundesweites Erosionsraster zu erstellen. Dieses liegt für eine Vielzahl von Bundesländern bereits vor und ist beispielsweise in Form von WebGIS-Anwendungen für die Öffentlichkeit zugänglich.

Hervorzuheben ist, dass hierbei nicht alle Eingangsfaktoren der ABAG / DIN19708 betrachtet werden. Für die Beurteilung der Erosionsgefährdung durch Wasser werden allein die Faktoren R , K und LS betrachtet, da ohnehin eine nutzungsunabhängige Aussage über die standortspezifische Erosionsgefährdung getroffen werden soll (vgl. DirektZahlVerpfIV Anlage 1 (zu § 2 Abs. 1 Nr. 1, Abs 2 und 3)).

Dieses Vorhandensein bestimmter Eingangsfaktoren für das betrachtete Untersuchungsgebiet war ein ausschlaggebender Punkt für die Verwendung der ABAG für die Erosionspotentialmodellierung.

Auch bestanden in der Literatur Anregungen, einen Modellansatz für Wege auf Basis der für Anwender einfach zu handhabenden ABAG zu etablieren.

FU ET AL. (2010) und SKAUGSET ET AL. (2011, 3) denken jeweils in Ihren Metastudien zur Modellierung von Wegeerosionspotentialen auch eine Verwendung der ABAG – respektive der (R)USLE – an. Jedoch wird von beiden Autorengruppen herausgestellt, dass bis dato noch kein kalibrierter Eingangsfaktorendatensatz für Wegoberflächen besteht. SKAUGSET ET AL. (2011, 3) schlagen für die Betrachtung der Wegoberflächen einen speziell kalibrierten C-Faktor vor, also einen eigenen Landnutzungsfaktor. Über diese beiden Quellen hinaus findet sich beispielsweise mit GROTE ET AL. (2005) eine spezielle Anwendung im Bereich von Walderschließungslinien, die allerdings ausschließlich auf der Entwicklung eines automatisierten Algorithmus zur Bestimmung von LS-Faktoren betrachteter Rückgassen basiert. Eine vollständige Erosionspotentialmodellierung wird nicht vorgenommen. Einzig CORREA & CRUZ (2010) zeigen eine Anwendung der ABAG für Wegesysteme in Brasilien, hier wird allerdings lediglich eine Anpassung des C-Faktors auf Basis von Literaturwerten vorgenommen, die im ungefähren den vermuteten Eigenschaften des Wegesystems entsprechen. Ein wirklicher Datenabgleich mit beobachteten Erosionsraten fand nicht statt, Verwendung fanden zudem einzig die C-Faktoren nach DISSMEYER & FOSTER (1980), welche methodenkritisch gesehen zwei entscheidende Schwachpunkte aufweisen. Zum einen sind diese nicht explizit für Wegoberflächen, sondern vielmehr für vegetationsbefreite Waldoberböden ausgelegt, zum anderen sind sie für das Einsatzgebiet im Südosten der USA kalibriert, eine einfache Adaption in den Untersuchungsraum von CORREA & CRUZ ist kritisch zu beurteilen.

Für die vorliegende Arbeit konnten einige der benötigten Faktoren als flächenhafter Datensatz über WMS-Kartendienste des LGB RLP bezogen werden. Dies umfasste den (R)egenerosivitäts- und den (K)ornerodierbarkeitsfaktor. Letzterer wurde jedoch für betrachtete Wegflächen in Abweichung von den Daten des LGB RLP mittels Feldbeprobung genauer kalibriert, da die flächenhaften Daten des LGB RLP diese Oberflächen nicht explizit und gesondert wiedergaben (vgl. LGB RLP 2010). Die genaue Methodik der Bestimmung des K-Faktors erfolgt in Unterkapitel 5.5.1.2.

Die übrigen Eingangsfaktoren wurden durch Daten der Feldbegehungen im Untersuchungsgebiet und durch geostatistische Berechnungsverfahren mittels ArcGIS 9.3 und 10.2 ermittelt. Die Herleitung dieser Berechnungswege findet sich nachfolgend in den jeweiligen, faktorbezogenen Unterkapiteln. Für die Weg- und Böschungsoberflächen wurden hierzu gesonderte Kalibrationsverfahren der LS- und C-Faktoren angewandt, die bisher in der vorliegenden Literatur noch nicht für die Erosionsmodellierung mittels ABAG / RUSLE durchgeführt wurden.

Der Bodenschutzfaktor P wurde für das gesamte Untersuchungsgebiet außer Acht gelassen, da für Waldgebiete und Wege ohnehin kein entsprechender Datensatz vorliegt und die landwirtschaftliche Nutzungspraxis nicht im Fokus der Arbeit lag. Aus diesem Grund wäre die methodisch aufwendige Erhebung der vorgenommenen Bodenschutzmaßnahmen ein nicht zu rechtfertigender Mehraufwand gewesen – zumal die ABAG / DIN19708 die Anwenderrichtlinie angibt, unbekannte Teilstufen mit einer Multiplikation von 1 in die Berechnung eingehen zu lassen.

Die letztendliche Ausgabe und Berechnung des Bodenerosionspotentials erfolgte auf Basis von georeferenzierten Rasterdatensätzen, hierdurch konnte eine Erosionspotentialkarte mit einer Auflösung von 1 m² für das Untersuchungsgebiet erstellt werden.

5.5.1.1 | R-Faktor

Der Regenerosivitätsfaktor (R-Faktor) beschreibt allgemein die Erosivität des Niederschlags über einen Jahresgang gesehen. Dieser kann entweder über die gesonderte Betrachtung der Sommerniederschläge erfolgen, oder über die Betrachtung des langjährigen, mittleren Niederschlags. Die Daten des R-Faktors wurden dem WMS-Kartendienst des LGB RLP entnommen, der eine Berechnung auf Basis des Jahresniederschlages zugrunde legte.

Für Deutschland existieren mit der DIN19708 empirische, bundeslandbezogene Gleichungen zur Berechnung des R-Faktors anhand des mittleren, langjährigen Gebietsniederschlages. Für Rheinland-Pfalz und das Saarland wird zwar eine Gleichung angegeben (45), der Datensatz des WMS-Dienstes basiert jedoch auf der für Gesamtdeutschland festgelegten R-Faktor-Gleichung (46), da laut Dokumentation des Landesamtes keine belastbare Regressionsgleichung für das Land RLP vorliegt (LGB RLP 2010; DIN 19708 2005).

$$R = 0,0032 * NJ + 54,71 \quad (45)$$

Mit:
 R = Regenerositätsfaktor
 NJ = Langjähriger, mittlerer Niederschlag

$$R = 0,0788 * NJ - 2,82 \quad (46)$$

Mit:
 R = Regenerositätsfaktor
 NJ = Langjähriger, mittlerer Niederschlag

Dies deckt sich mit den Angaben innerhalb der DIN 19708, welche als Bemessungsgrundlage der länderspezifischen Formel für RLP und das Saarland nur neun Klimastationen für das gesamte Gebiet nennt. Der Korrelationskoeffizient für die länderspezifische Formel ist daher mit 0,537 sehr gering.

Der Datensatz des LGB RLP lag in einer räumlichen Auflösung von 1 km² pro Rasterzelle vor. Da die Rasterwerte über den WMS-Dienst nur zur Ansicht, nicht aber in einer zur Berechnung freigegebenen Formatierung verfügbar waren, mussten sie in einen lokal abgespeicherten Datensatz überführt werden. Hierzu wurde der WMS-Layer im Hintergrund geladen und durch Nachzeichnen der Rasterzellen eine Polygon-Feature-Class der Einzelzellen erzeugt. Anhand einer Identify-Abfrage des WMS-Datensatzes wurden die Zellwerte abgefragt und in die Attributabelle der Feature Class eingetragen.

Da die Faktordatensätze zur Berechnung der ABAG im Rasterformat vorliegen müssen, wurde die fertige und mit R-Faktor Daten hinterlegte Feature Class in ein Raster der Zellaufösung 1 x 1 m konvertiert. Diese räumliche Auflösung steht in Kontrast zum größeren Eingangsdatensatz des LGB RLP, da dieser nur in einer räumlichen Auflösung von 1.000 x 1.000 m vorlag. Zwar wurde hierdurch die Genauigkeit des lokal erzeugten Datensatzes ebenfalls auf 1 km² limitiert, dennoch mussten die Zellgrößen für ein hoch aufgelöstes ABAG-Raster möglichst klein gehalten werden, da der grösste verrechnete Faktordatensatz die Zellgröße des berechneten Ausgangsrasters bestimmte. Wären die 1 km² abmessenden Polygone der Feature Class in der Auflösung des WMS-Layers konvertiert worden, hätte die ABAG-Modellierung somit nur für eine Zellgröße von 1 km² durchgeführt werden können. Die Skalierung von 1 m² Zellgröße basierte auf dem feinsten vorhandenen Eingangsdatensatz. Im Falle der vorliegenden Datensätze war dies das LIDAR-DGM, welches zur Berechnung des LS-Faktors benötigt wurde (vgl. Kapitel 5.5.1.3). Zudem muss festgehalten werden, dass selbst die Eingangsdatenauflösung von 1 km² für den R-Faktor als hoch aufgelöst zu bezeichnen ist, da extreme Unterschiede des Jahresniederschlages auf Basis einer solchen Auflösung nur schwerlich zu erwarten waren.

5.5.1.2 | K-Faktor

Der K-Faktor beschreibt die korngrößenspezifische Erodierbarkeit des Bodens und umfasst nicht allein die Bodenart, sondern vielmehr auch den Einfluss des Grobbodenanteils, des Humusgehaltes, der Wasserdurchlässigkeit und der Aggregatsgröße. Gleichung (47) zeigt die Berechnung des vollständigen K-Faktors nach DIN 19708.

$$K = (K_b * K_h + K_a + K_d) * K_s \quad (47)$$

Mit: K = K-Faktor

K_b = Bodenartabhängiger Anteil des K-Faktors

K_h = Humusgehaltsabhängiger Anteil des K-Faktors

K_a = Aggregatsgrößenabhängiger Anteil des K-Faktors

K_d = Wasserdurchlässigkeitsabhängiger Anteil des K-Faktors

K_s = Grobbodenbedeckungsabhängiger Anteil des K-Faktors

Für die vorliegende Arbeit wurde jedoch auf die Berechnung eines reduzierten K-Faktors zurückgegriffen, wie sie auch im Zuge der CC Bodenerosionsmodellierung nach DirektZahlVerpfIV angedacht ist, da dieser in frei verfügbarem Format durch das LGB RLP vorlag. Hierbei werden allein die Faktoren nach Bodenart, Grobbodenanteil und Humusgehalt berechnet (Gleichung (48)). Die Tabellen 5.9 und 5.10 zeigen die jeweiligen Korrekturfaktoren nach DIN 19708.

$$K = K_b * K_h * K_s \quad (48)$$

Mit: K = K-Faktor

K_b = Bodenartabhängiger Anteil des K-Faktors

K_h = Humusgehaltsabhängiger Anteil des K-Faktors

K_s = Grobbodenbedeckungsabhängiger Anteil des K-Faktors

Bodenart	Kb	Bodenart	Kb	Bodenart	Kb	Bodenart	Kb
Ss	0,13	Uu	0,71	Lt2	0,26	Tu3	0,32
Su2	0,23	Us	0,63	Lt3	0,21	ffS	0,74
Su3	0,35	Uls	0,50	Lts	0,15	fS	0,34
Su4	0,45	Ut2	0,61	Ts2	0,04	fSms	0,25
Slu	0,40	Ut3	0,56	Ts3	0,06	fSgs	0,25
SI2	0,21	Ut4	0,53	Ts4	0,08	mS	0,07
SI3	0,26	Ls2	0,35	Tl	0,09	mSfs	0,16
SI4	0,24	Ls3	0,28	Tt	0,02	mSgs	0,07
St2	0,11	Ls4	0,19	Tu4	0,45	gS	0,07
St3	0,10	Lu	0,41	Tu2	0,14		

Tab. 5.8: Bodenartabhängige K-Faktoren nach DIN19708.

Grobbodenanteil [%]	Ks	Humusgehalt [%]	Kh
< 2	1,00	< 1	1,15
2 - < 10	0,87	1 - < 2	1,05
10 - < 25	0,64	2 - < 4	0,90
25 - < 50	0,39	4 - < 15	0,80
50 - < 75	0,19		
> 75	0,10		

Tab. 5.9: Grobboden- und Humusabhängige K-Faktoren nach DIN19708.

Analog zur in Kapitel 5.3.1.1 beschriebenen Methode wurde auch der Datensatz des K-Faktors für die flächenhafte Darstellung anhand des WMS-Layers des LGB-RLP in eine Polygon-Feature-Class überführt und durch Konvertierung in ein Raster der Auflösung 1 x 1 m umgewandelt. Im Kontrast zum WMS-Layer des R-Faktors lagen die Daten für den K-Faktor seitens des Landesamtes bereits in einer Auflösung von 20 x 20 m vor, so dass eine grundsätzlich höhere Genauigkeit angenommen werden konnte. Dies ist gerade bei einem stark heterogenen Eingangsfaktor wie den Bodeneigenschaften eine Grundvoraussetzung für plausible Ergebnisse. Für die Wegeoberflächen wurde jeweils ein gebietstypischer Korngrößenfaktor aus gesammelten Sedimentproben ermittelt. Diese wurden bereits in der Arbeit von LOHAUS (2013, n.v.) für Wegeoberflächen im Untersuchungsgebiet ausgewertet, so dass auf Basis der insgesamt 90 Stichproben ein mittlerer K-Faktor für Wege erhoben werden konnte. Dieser lag bei einem K-Faktor auf Basis der Kb-, Kh- und Ks-

Teilfaktoren von 0,10. Der recht niedrige K-Faktor war vor allem bedingt durch den hohen durchschnittlichen Skelettgehalt von 46% in den Wegproben, welcher nach Gleichung (47) und Tabelle 5.9 den Gesamt-K-Faktor deutlich senkte. Rückegassen wurden aufgrund der fehlenden baulichen Veränderung mit dem K-Faktor des LGB RLP in den Datensatz eingepflegt.

5.5.1.3 / LS-Faktor

Ursprünglich als einzelne Hanglängen- (L-Faktor) und Hangneigungsfaktoren (S-Faktor) konzipiert, wird der Einfluss der Topographie auf die Modellierung des Erosionspotentials innerhalb dieses Teilfaktors repräsentiert. Generell gilt, dass ein Hang umso erosionsanfälliger ist, desto länger und steiler er ist. Grundlage für die Berechnung des LS-Faktors bildet nach wie vor der standardisierte Hang nach WISCHMEIER & SMITH (1978, 12 ff.), welcher eine Länge von 22,13 m (72,6 ft) und eine Neigung von 5,12° (8,96 %) aufweist. Jedweder beschriebener Hang wird allein hinsichtlich seiner Abweichungen von diesen Normmaßen beschrieben.

Wird der LS-Faktor für einen Modellhang berechnet, welcher über keine Verortung im Raum verfügt, können L- und S-Faktor nach DIN 19708 anhand der mittleren Hangneigung und der gemessenen Hanglänge berechnet werden (vgl. Gleichung (49) und (50)).

$$L = (0,046 * I)^m \quad (49)$$

Mit: L = L-Faktor

I = Erosive Hanglänge [m]

m = Hanglängenexponent in Abhängigkeit der Hangneigung α ($= 1,2 * \sin \alpha$ für $\alpha < 4^\circ$ und $= 0,5$ für $\alpha > 4^\circ$)

$$S = -1,5 + [17 / (1 + e^{2,3 - 6,1 * \sin \alpha})] \quad (50)$$

Mit: S = S-Faktor

α = Hangneigung [°]

Hierzu ist prinzipiell kein Einsatz weiterer methodischer Werkzeuge vonnöten. Wird jedoch in Betracht gezogen, dass ganze Erosionskarten einer komplexen Landschaft erstellt werden sollen, erfolgt meist eine Herleitung des LS-Faktors mittels Geographischer Informationssysteme. So fand dieser Ansatz auch Eingang in die vorliegende Arbeit.

Für die Berechnung des LS-Faktors innerhalb der GIS-basierten Modellierung wurde auf die von MOORE & BURCH (1986) erstmals publizierte Fassung des LS-Faktors für komplexe Oberflächenformen zurückgegriffen. Kern der Abwandlung ist die Substituierung des Hanglängenfaktors durch die Größe des Einzugsgebietes der spezifischen betrachteten Zelle.

Jede Rasterzelle eines Oberflächenmodells besitzt ein theoretisches Einzugsgebiet, ausgehend von der Morphometrie der betrachteten Oberfläche. Die Berechnung eines Einzugsgebietes für spezifische Rasterzellen stellt – einen entsprechend hoch aufgelösten Geländedatensatz vorausgesetzt – bei der Verwendung gängiger GIS-Anwendungen kein methodisches Problem dar. Der Grundgedanke hinter der Substituierung ist, dass hierdurch ein räumlicher Kontext der Hanglängenverteilung hergestellt wird. Wird bei dem ursprünglichen Ansatz des LS-Faktors nur der Einfluss der eindimensionalen Hanglänge betrachtet, erfolgt nun eine Fokusverschiebung auf einen assoziierten Flächenwert. Der Gedanke ist bei beiden Ansätzen gleich: Je länger ein Hang ist, desto mehr Oberflächenwasser kann potentiell erosiv wirken, zumal über eine längere Laufstrecke die

Fließgeschwindigkeit zunimmt; je größer das Einzugsgebiet einer Zelle ist, desto größer ist die Fläche, die potentiell Oberflächenabfluss in die Zelle spendet. Beide Betrachtungen folgern letztlich dasselbe, stellen aber im ursprünglichen Ansatz der ABAG einen eindimensionalen Wert dar, während die georeferenzierte Einzugsgebietbetrachtung den komplexeren Fall einer zweidimensionalen Flächenbetrachtung ermöglicht.

Die erste, finite Adaptierung des LS-Faktors für rasterbasierte Herleitung innerhalb von computergestützter Modellierung erfolgte durch DESMET & GOVERS (1996), diese wurde durch MITASOVA ET AL. (1996) in einer vereinfachten, mathematisch stetigen Funktion abgewandelt (MITASOVA 1999; NETELER & MITASOVA 2002):

$$LS(r) = [A(r)/a_0]^m * [\sin b(r)/b_0]^n * (m+1) \quad (51)$$

Mit:

- $LS(r)$ = LS-Faktor der Rasterzelle r
- $A(r)$ = Einzugsgebiet der Rasterzelle r
- a_0 = Standardisierte Hanglänge der USLE nach WISCHMEIER & SMITH (1978) = 72,6 ft = 22,13 m
- m = Empirischer Parameter nach MOORE & BURCH (1986). Standardwert: 0,4; Spanne: 0,2 – 0,6
- $b(r)$ = Hangneigung der Rasterzelle r [$^{\circ}$]
- b_0 = Standardisierte Hangneigung der USLE nach WISCHMEIER & SMITH (1978) = 8,96%
- n = Empirischer Parameter nach MOORE & BURCH (1986). Standardwert: 1,3; Spanne: 1 – 1,4

Die Spanne der empirischen Parameter nach MOORE & BURCH (1986) ermöglicht die Kalibrierung des Modells hinsichtlich der zu erwartenden Form der Bodenerosion auf der betrachteten Fläche. MITASOVA ET AL. (2002) geben als Orientierungsrahmen niedrige Werte für Flächen an, die hauptsächlich über einen dispers verteilten Oberflächenabfluss und somit über vorwiegende flächenhafte Erosionsprozesse verfügen, ergänzend hierzu auch Gebiete mit einer stabilen Vegetationsbedeckung. Im Gegensatz hierzu werden für Bereiche mit gestörten Oberflächen, auf denen konzentrierte, turbulente Abflüsse mit stärkerer Tendenz zur Rillen- und Rinnenerosion vorherrschen, höhere m- und n-Werte empfohlen. Die angegebenen Standardwerte entsprechen der größtmöglichen Näherung der Einzelzellwerte an den hanglängenbezogenen LS-Faktor der ABAG bei gleichzeitiger Betrachtung des spezifischen Einzugsgebietes nach MOORE & BURCH (MITASOVA ET AL. 2002).

Die Implementierung der Berechnung innerhalb von geographischen Informationssystemen neuerer Generation erfolgte beispielsweise durch MITASOVA ET AL. (2002), NETELER & MITASOVA (2002, 303 - 305) oder CSAFORDI ET AL. (2012, 43). Ausgehend von der Verwendung von ArcGis 9.x, wie sie innerhalb der vorliegenden Arbeit geschehen ist, lautet die Entsprechung der LS-Faktorenformel (52):

$$LS = \left(FlowAccum.* \frac{Zellengröße}{22.13} \right)^m * \left(\frac{\sin \alpha * 0,01745}{0,0896} \right)^n * (m+1) \quad (52)$$

Mit:

- LS = LS-Faktor
- FlowAccum. = Rasterdatensatz Flow Accumulation
- Zellengröße = Zellengröße des Eingangsrasters
- α = Hangneigung [$^{\circ}$]
- m, n = Empirische Exponenten nach MOORE & BURCH (1986)

Für die Ermittlung des LS-Faktors in einem gegebenen Einzugsgebiet müssen demzufolge sowohl Hangneigungsdaten, als auch ein Flow-Accumulation-Datensatz im Rasterformat vorliegen. Beide Datensätze basieren auf den LIDAR-Daten des Landesamtes für Vermessung und Geobasisinformation des Landes Rheinland-Pfalz, welche für die Untersuchungsgebiete in einer Auflösung von 1 m² Kachelgröße aufbereitet wurden. Die Datenaufbereitung der Rohdaten wurde methodisch bereits in Kapitel 5.1 beschrieben, demzufolge soll an dieser Stelle die Erzeugung des LS-Faktor Rasters ausgehend vom fertig erstellten LIDAR-DGM erläutert werden. Abbildung 5.32 zeigt die Flowchart der durchzuführenden Schritte, um die Eingangsdatensätze zu erzeugen.

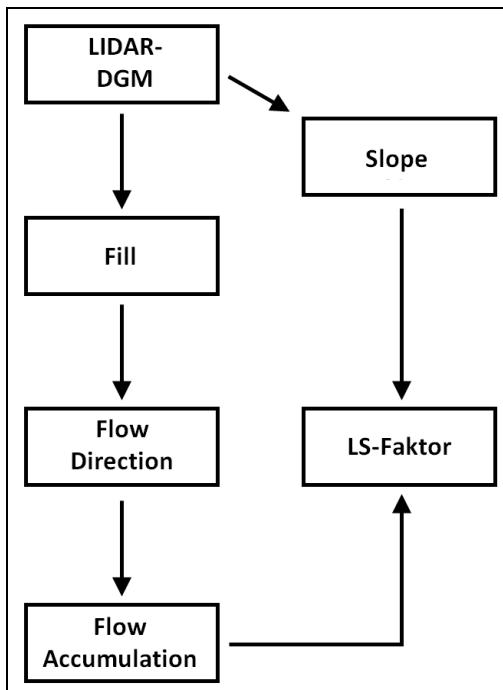


Abb. 5.32: Flowchart der Eingangsdatensätze zur Ermittlung des LS-Faktors innerhalb ArcGIS.

Aus dem fertig erstellten LIDAR-DGM konnte mittels „Slope“-Werkzeug (Surface-Toolbox des Spatial Analyst) ein Hangneigungsraster geschrieben werden. Für das Flow-Accumulation-Raster wurden Funktionen der Hydrology-Toolbox des Spatial Analyst verwendet. Zuerst musste das DGM durch das „Fill“-Werkzeug für die nachfolgenden Berechnungen bereinigt werden. Hierdurch wurden etwaige Senken, also Zellen, die keinen definierten Auslass in eine benachbarte Zelle hatten, auf das Niveau der tiefsten direkt benachbarten Zelle gehoben, so dass ein gedachter Überlauf stattfinden konnte. Abbildung 5.33 verdeutlicht diesen Schritt.

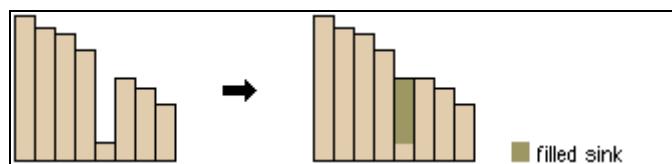


Abb. 5.33: Prinzip der Senkenfüllung innerhalb von ArcGIS (ESRI 2013).

Aufbauend auf dem Fill-Raster konnte nachfolgend mittels „Flow Direction“ Werkzeug ein Raster der Flussrichtungen zwischen den einzelnen Zellen geschrieben werden. Bei korrekt gefülltem und somit

von Senken bereinigtem DGM gibt das Flow-Direction-Raster acht mögliche Ausgabewerte (1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128) für die resultierende Ausflussrichtung einer Zelle an (vgl. Abb. 5.34). Anhand dieses Schrittes konnte auch die Fill-Bereinigung des DGMs überprüft werden, da nur ein vollständig korrekt bereinigtes DGM die acht genannten Zahlwerte aufweist.

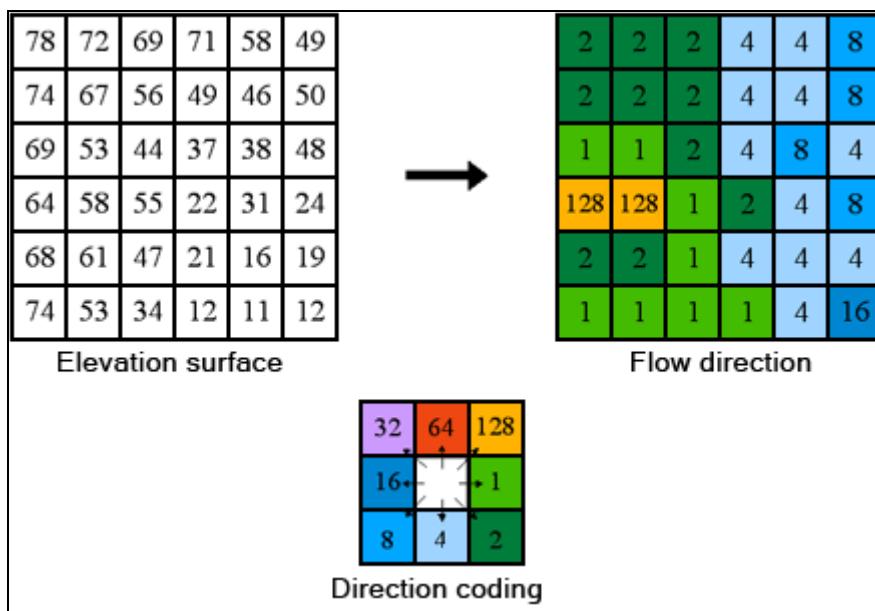


Abb. 5.34: Prinzip der Flow direction Berechnung innerhalb von ArcGIS (ESRI 2013).

Mithilfe des Flow-Direction-Rasters konnte nachfolgend das benötigte Flow-Accumulation-Raster errechnet werden. Dieses gibt auf Basis der Flussrichtungen eine kumulierte Anzahl aller in die betrachtete Zelle mündenden Rasterzellen an. Resultat sind relativ gesehen höhere Zellwerte des Rasters in Bereichen größerer Flussakkumulationen. In üblichen Geländemodellen ist dies normalerweise in Tieflinien der Fall, da diese eine natürliche Kumulationslinie für Stofftransporte innerhalb der Landschaft darstellen. Abbildung 5.35 veranschaulicht sowohl die Berechnungsmethode, als auch die räumliche Assoziation hoher und niedriger Flow-Accumulation-Werte innerhalb eines Geländemodells.

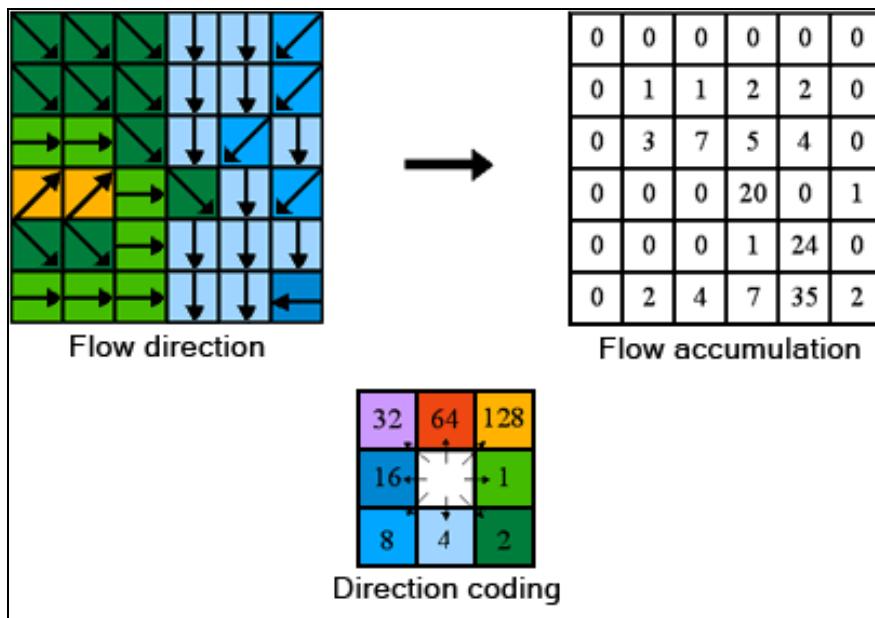


Abb. 5.35: Prinzip der Flow accumulation Berechnung innerhalb von ArcGIS (ESRI 2013).

Dieses Flow-Accumulation-Raster zeigt die für die Berechnung des LS-Faktors benötigte Einzugsgebietsfläche einer einzelnen Zelle an. Im Falle des 1 m² aufgelösten LIDAR-Rasters konnte somit für jede Rasterzelle der genaue Flächenwert in Quadratmetern abgelesen werden. Die Berechnung des LS-Faktor erfolgte mittels des Raster Calculators innerhalb des Spatial Analyst. Dessen Syntax folgend musste Gleichung (53) als Eingabe verwendet werden. Der Operand „Pow“ beschreibt hierbei die Potenzrechnung dem Syntax Pow(x, y) = x^y folgend.

$$\begin{aligned} & \text{Pow}([\text{flowacc.tif}] * \text{Zellengröße} / 22.13, m) * \\ & \text{Pow}(\sin([\text{slope.tif}] * 0.01745) / 0.0896, n) * (1 + m) \end{aligned} \quad (53)$$

Mit:
 flowacc.tif = Symbolname für das Flow-Accumulation Raster
 slope.tif = Symbolname für das Hangneigungs raster
 m, n = Empirische Parameter nach MOORE & BURCH (1986)

Da die Zellengröße bei 1 x 1 m lag, konnte die Formel auf die vereinfachte Form (54) gekürzt werden.

$$\begin{aligned} & \text{Pow}([\text{flowacc.tif}] / 22.13, m) * \\ & \text{Pow}(\sin([\text{slope.tif}] * 0.01745) / 0.0896, n) * (1 + m) \end{aligned} \quad (54)$$

Die Kalibrierung der empirischen Parameter m und n erfolgte der bereits beschriebenen Einteilung nach erwarteter prädominanter flächenhafter oder linienhafter Erosion und der Vegetationsbedeckung. Die Angaben für typische m- und n-Werte in Waldgebieten sowie hauptsächlich ackerbaulich genutzten Flächen wurden nach MITASOVA ET AL. 2002 übernommen, die Werte für die betrachteten Wegoberflächen diesen angepasst. Basierend auf den Kartierungen und Kategorisierungen der betrachteten Wegesysteme wurden die in Tabelle 5.10 aufgeführten LS-Faktoren abschnittsweise für verschiedene Wegekategorien angenommen. Rückegassen stellten

hierbei eine Mittelstellung zwischen ungestörten Waldstandorten mit flächenhaftem Abtrag und Wegen mit der Tendenz zu linienhaftem Abtrag dar.

Flächentyp	m	n
Wald, Grünland	0,4	1
Rückegasse (Kategorie 3)	0,5	1,15
Wege (Kategorie 1 & 2)	0,6	1,3
Ackerfläche	0,6	1,3

Tab. 5.10: Empirische m- und n-Parameter, abgewandelt nach MITASOVA ET AL. (2002) zur flächen spezifischen Berechnung des LS-Faktors innerhalb von ArcGIS 9.3.

5.5.1.4 / C-Faktor

Grundsätzlich wurden für die flächenhaften Werte des C-Faktor-Datensatzes auf die Zusammenstellung von C-Faktoren der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft zurückgegriffen, welche im Zuge des VERSTOLA-Projektes („(Ver)minderung der (Sto)ffaustagsgefahr durch Wassererosion von (la)ndwirtschaftlich genutzten Flächen“) in Zusammenarbeit mit der U.A.S. Umwelt- und Agrarstudien GmbH in Jena ermittelt wurden (vgl. Tab. 5.11).

Fruchtart	C-Faktor Pflug	C-Faktor pfluglos	Fruchtart	C-Faktor Pflug	C-Faktor pfluglos		
Streuobstwiese	-	0,004	Winter-Triticale	0,12	0,04		
Hutung			Sommer-Triticale				
Mähweide			Sommerweizen				
Dauerweide			Sommergerste				
Extensives Grünland			Futterroggen				
Wiese			Hafer	0,17			
Extensive Weidenutzung			Öllein				
Kleegras-Futter	-	0,03	Erbsen	0,2	0,04		
Luzerne			Ackerbohne				
Einfache Stilllegung			Hanf normal				
Sonstiges Grünland			Kartoffel	0,26			
Welsches Weidelgras			Lupine	0,3			
Stilllegung			Sonstige Ackernutzung				
Feldgras			Sonnenblume	0,32			
Klee			Zuckerrübe				
Ackerfutter	0,05	0,07	Futterrübe	0,33	0,05		
Industrie-Raps	0,07		Körnermais	0,35			
Winterraps			Silomais				
Nachwachsende Rohstoffe			Färber-Waid				
Wintergerste			Gurken	0,4	0,04		
Winterroggen	0,08	0,04	Wirsing				
Hanf in Mulchsaat	0,09		Weißkohl				
Sommerraps	0,1		Schwarzbrache				
Gerstgras			Rotkohl		0,4		
Winterweizen	0,12				0,04		

Tab. 5.11: C-Faktorentabelle, verändert nach TLL (2007).

Erzeugt wurden die Datensätze durch empirische Feldversuche in den Jahren 2000 – 2005 auf Versuchsflächen von insgesamt 16.985 ha verteilt über zehn Partnerbetriebe in Thüringen. Neben der umfangreichen Differenzierung verschiedener Fruchtarten bietet die Zusammenstellung der Faktoren den methodischen Vorteil, zwischen pflugloser und konventioneller Bodenbearbeitung zu

unterscheiden. Dies ist vor allem für die Modellierung des gesamten Untersuchungsgebietes als Vergleichsdatensatz von großem Vorteil, da die enthaltenen, ackerbaulich genutzten Flächen mit großer Genauigkeit in das Raster des C-Faktors aufgenommen werden konnten.

Für Waldflächen wurde pauschal ein C-Faktor von 0,004 angenommen. Dieser Wert hat sich – gerade auch für Erosionsstudien mittels ABAG innerhalb Deutschlands – als stabil validierter Wert erwiesen. So wird er beispielsweise von STUMPF & AUERSWALD (2006), LORITO ET AL. (2004) oder AUERSWALD & SCHMIDT (1986) verwendet. Für die eigentlich betrachteten Flächen im Untersuchungsgebiet, die Wegflächen, wurde – gemäß dem Ausblick von SKAUGSET ET AL. (2011, 3) (vgl. Kapitel 3.3) eine Anpassung des C-Faktors vorgenommen. Die Datengrundlage für diese Anpassung lieferten die Berechnungssimulationen im Gelände (vgl. Kapitel 6.4), welche sowohl auf Wegeoberflächen, als auch auf Waldböden durchgeführt wurden.

Um einen für das Untersuchungsgebiet kalibrierten Datensatz an C-Werten für die verschiedenen Wegekategorien zu erhalten, wurden die im Geländeversuch ermittelten Sedimentmengen, die während der Berechnung von Waldböden gesammelt werden konnten, als Waldstandard des Untersuchungsgebietes definiert und mit einem C-Faktor von 0,004 gleichgesetzt. Die wegekategoriebezogenen Abweichungen hiervon ließen eine Prognose zu, um welche Magnitude die zu erwartenden Abtragswerte zunehmen müssten. Hierdurch ließ sich für jede Wegekategorie ein eigener C-Faktor ermitteln, der eine erste Abschätzung des Erosionspotentials von Wegeoberflächen ermöglichte. Diese Faktoren sind in Tabelle 5.12 notiert.

Oberfläche	$\bar{\emptyset} \Sigma$ Sediment [g]	x * C-Faktor Wald	C-Faktor
Waldboden	3,0474	1	0,004
Weg Kategorie 1	107,2737	35,2017	0,141
Weg Kategorie 2	204,6242	67,1464	0,269
Weg Kategorie 3	10,7659	3,53277	0,014

Tab. 5.12: C-Faktorentabelle der Wege im Untersuchungsgebiet.

5.5.1.5 | Berechnung der DIN19708

Die letztendliche Berechnung des Erosionspotentials erfolgte abschließend mit dem im Spatial Analyst enthaltenen Raster Calculator innerhalb von ArcGIS 9.x. Dieser wurde bereits zur Berechnung des LS-Faktors verwendet und stellt eine einfache Eingabematrix dar, in welcher georeferenzierte Rasterdatensätze miteinander verrechnet werden können. Im Falle der endgültigen Erosionspotentialberechnung gestaltete sich dies methodisch vergleichsweise simpel, da die fertigen Raster der Einzelfaktoren lediglich multipliziert werden mussten. Das hieraus berechnete Ergebnisraster gab die Erosionspotentiale für jede Einzelzelle zurück.

5.5.2 | Water Erosion Prediction Project (WEPP)

Das Water Erosion Prediction Project (WEPP) ist im Vergleich zur ABAG beziehungsweise (R)USLE ein jüngeres Modell. FLANAGAN ET AL. (2007) geben einen umfassenden Überblick über die Entwicklungsgeschichte des Modells, aus der an dieser Stelle ein kurzer Überblick gegeben werden soll. Beginn der Modellentwicklung war im Jahre 1985 durch Wissenschaftler vom Agricultural Research Service des United States Department of Agriculture (USDA ARS). Ziel war es, einen Ersatz für die weit verbreitete (R)USLE zu entwickeln. So entstand die Entwicklung von WEPP aus der USDA ARS Veranstaltung „A Workshop on Replacement of the USLE“, welche im April 1985 in Lafayette, Indiana stattfand (FLANAGAN ET AL. 2007, 1604).

Der Wunsch nach Ablösung der USLE als meistgenutztes Bodenerosionsmodell entstand aus der Erkenntnis, dass die USLE die in Kapitel 5.5.1 beschriebenen Limitierungen aufweist, welche sich vor allem auf dynamische Erosions- und Akkumulationsprozesse bezieht, aber auch die schlichte Tatsache umfasst, dass die USLE nur eine Potentialabschätzung der Bodenerosion ermöglicht, nicht aber auf physikalischer Basis genau fundierte Aussagen – gegebenenfalls auch für nur einzelne Niederschlagsereignisse – treffen kann.

Ziel war es daher, ein physikalisch basiertes Modell zu entwickeln, dass auf der einen Seite eine einfache Bedienbarkeit für den Endanwender ermöglicht, auf der anderen Seite jedoch die Option bereithält, sehr detaillierte Eingangsdatensätze einpflegen zu können. Letzteres war vor allem von großer Bedeutung, weil WEPP ein komplett physikalisches Modellieren von Bodenerosions-, Akkumulations-, Abfluss- und Infiltrationsprozessen ermöglichen sollte (FLANAGAN ET AL. 2007, 1603).

In den Jahren 1987 und 1988 fanden mittels Beregnungsversuchen die ersten Felderhebungen auf insgesamt 24 Standorten und 33 verschiedenen Böden in den USA statt, seitdem wird das Modell laufend durch nachfolgende Versuche kalibriert. Der erste Modellprototyp wurde 1989 veröffentlicht und erfuhr bis 1995 lediglich laufende Anpassungen hinsichtlich der Prozessmodellierung. Mit der Modellversion 95.7 wurden jedoch zwei bedeutende Änderungen eingeführt: Zum einen stellte diese den ersten offiziellen Release dar, der nicht als Betaversion veröffentlicht wurde – zum anderen ist es seit dieser Modellversion möglich, ein gesamtes Einzugsgebiet zu modellieren. Bis dahin war es lediglich möglich, einen einzelnen Modellhang zu betrachten (FLANAGAN ET AL. 2007, 1608). Das zu diesem Zeitpunkt veröffentlichte Begleithandbuch (FLANAGAN & LIVINGSTON 1995) ist nach wie vor gültiger Standard des Benutzerhandbuchs.

Seit 1999 ist mit der Modellversion 99.5 eine graphische Benutzeroberfläche vorhanden, die die Anwenderfreundlichkeit deutlich gesteigert hat. Mit dem Jahr 2000 fanden dann erste Implementierungen des Modells in webbasierten Diensten statt, so begann der United States Forest Service (USFS), ein Interface für Forststraßen und Modellhänge anzubieten, welches bis heute ermöglicht, anhand geringer Eingangsdatentiefe eine Abschätzung der Sedimentlieferung von Straßen in Vorfluter zu berechnen (FLANAGAN ET AL. 2007, 1603).

Den letzten großen Entwicklungssprung stellt die Programmierung des Zusatzmoduls GeoWEPP durch RENSCHLER (2003) dar, welches eine Schnittstelle zwischen der Einzugsgebietmodellierung von WEPP und der ESRI ArcView-/GIS-Programmgruppe darstellt. Durch dieses Zusatzmodul ist es möglich, WEPP-basierte physikalische Bodenerosionsmodellierung innerhalb von ArcView und ArcGIS und auf Basis von DGM-Daten durchzuführen. GeoWEPP entstammt nicht mehr der Kernentwicklergruppe des USDA ARS, sondern wurde an der State University of New York in Buffalo entwickelt. Die erste Programmversion basierte auf der Schnittstelle zwischen WEPP und ArcVIEW 3.x, inzwischen sind Versionen für ArcGIS 9.x und ArcGIS 10.1 veröffentlicht.

Das gesamte Erosionsmodell umfasst neun Komponenten beziehungsweise betrachtete Prozessgruppen. Diese umfassen den (1) Klimadatensatz, die gesonderte Berechnung von (2) winterlichen Klimaeinflüssen, die etwaige (3) anthropogene Bewässerung des Standortes, die (4) bodenhydrologischen Prozesse auf der Untersuchungsfläche, die (5) Bodeneigenschaften, der (6)

Bewuchs, die (7) Zersetzung von organischem Material bei landwirtschaftlicher Nutzung (Zwischenarten, Mulchung o.ä.), die (8) hydraulischen Eigenschaften des Oberflächenabflusses und die (9) Erosions- und Depositionsprozesse (FLANAGAN & LIVINGSTON 1995, 4).

Aufgrund des hohen Bedarfs an fein aufgelösten Eingangsdaten für jede dieser Teilkomponenten wurde davon abgesehen, WEPP auf Untersuchungsgebietgröße, also beispielsweise mit GeoWEPP, anzuwenden. Wege machen zwar nur einen kleinen Teil der Fläche des Untersuchungsgebietes aus, im Sinne eines physikalischen Modells können sie aber dennoch nicht isoliert betrachtet werden, da sie in systemarem Austausch mit den sie umgebenden Raumeinheiten wie Hängen oder Böschungsflächen stehen. Daher hätte – um dem Vorteil eines physikalisch basierten Modells gerecht zu werden – ein gebietsweiter, genauer Datensatz erhoben werden müssen, der den Betrachtungsrahmen der vorliegenden Arbeit verlassen hätte.

Ein Kompromiss wäre im Sinne der Nutzung von WEPP die Verwendung des webbasierten Teilmóduls WEPP:Road gewesen, jedoch liegt in diesem Falle der Fokus zu sehr auf dem Stoffeintrag in einen assoziierten Vorfluter. Da im Untersuchungsgebiet selbst jedoch kein Oberflächengewässer vorzufinden ist, sind entscheidende Eingangsgrößen wie etwa die Distanz des Weges zu einem Gewässer oder aber die Breite des Böschungsstreifen nicht zu erheben gewesen. Eine Anpassung des webbasierten Moduls ist jedoch nicht möglich.

Der Kern der Verwendung von WEPP sollte daher die Modellierung in ungefährer Plotgröße der Beregnungsversuche sein. Diese Untersuchungsflächen stellten aufgrund ihrer kleinen Abmaße einen sinnvoll umgrenzten Bereich dar, der hinreichend genau aufgenommen werden konnte. Die graphische Benutzeroberfläche von WEPP arbeitet ohnehin mit einem idealisierten Modellhang, der in keinem räumlichen Bezugssystem verortet ist, wie es beispielsweise bei GeoWEPP der Fall gewesen wäre. So wurde ein Untersuchungs „hang“ definiert, der ein Abmaß von 5 x 5 m aufweisen und jeweils den Vorbedingungen der 18 betrachteten Beregnungsläufe entsprechen sollte. Kleinere Hangparzellen führten – da WEPP nicht genuin für solch kleinräumige Betrachtung ausgelegt ist – zu Fraktalen innerhalb des Datensatzes, welche die Modellierungsergebnisse verfälschten.

Darüber hinaus eignete sich vor allem WEPP sehr gut für die Modellierung der Beregnungsversuche, da durch die Möglichkeit der Modellierung eines einzelnen Regenereignisses definierter Dauer und Intensität die genauen Randbedingungen der Versuche repliziert werden konnten. Ziel der Modellierung war es zu bestimmen, ob WEPP geeignet ist, den gemessenen Werten entsprechende Abtrags- und Abflussraten zu modellieren. So dies der Fall wäre, bestünde das Potential, anhand dieser Modellvalidierung längere Zeitreihen oder anders ausgeprägte Einzelereignisse zu modellieren.

Eine umfassende Modelldokumentation findet sich im Technical Report zu WEPP (FLANAGAN & NEARING 1995). Dessen Tiefe wird jedoch aufgrund der dort enthaltenen, enorm detaillierten Beschreibung aller Subparameter in der folgenden Modellbeschreibung nicht zugrunde gelegt, da diese den Umfang der vorliegenden Arbeit enorm ausgeweitet hätte. So wird daher nachfolgend das Modell reduziert auf die letztendlich verwendete graphische Benutzeroberfläche erläutert. Hierbei sollen die notwendigen Eingangsfaktoren dargelegt und die grundsätzliche Modellarchitektur beschrieben werden. Teilmodule, wie die winterlichen Klimaprozesse oder aber landwirtschaftliche Fruchtfolgen und Bewässerungen entfallen aufgrund des thematischen Hintergrunds und der fehlenden Verwendung vollständig.

5.5.2.1 | Benutzeroberfläche

Abbildung 5.36 zeigt die graphische Benutzeroberfläche von WEPP, wie sie seit Version 99.5 fast unverändert verwendet wird.

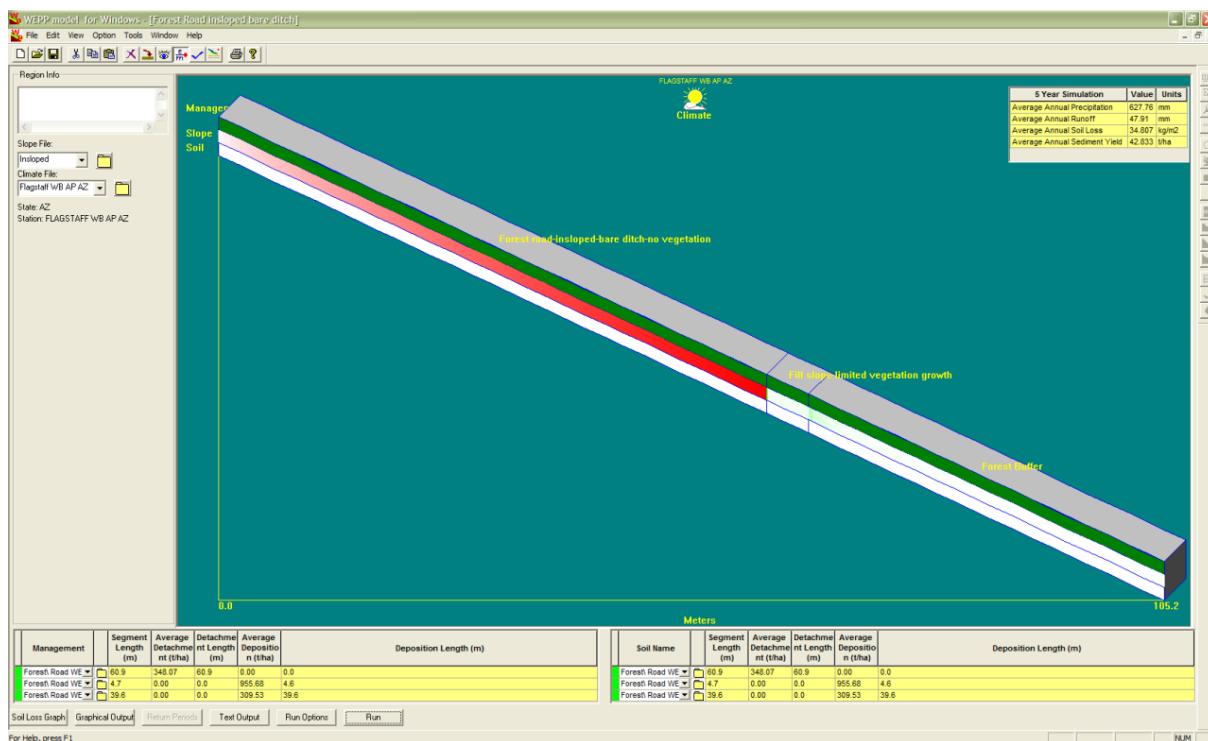


Abb. 5.36: Benutzeroberfläche WEPP.

Zu erkennen ist, dass im Falle der Modellhangberechnung eine schematische Ansicht desselben dient, die benötigten Teildatensätze einzupflegen. Insgesamt wird eine möglichst genaue Angabe der klimatischen Randbedingungen, der Bodeneigenschaften, der Morphometrie und der Landnutzung für die Modellierung vorausgesetzt.

5.5.2.2 | Klimadatensatz und Klimamodul CLIGEN

Die Klimadaten innerhalb von WEPP werden durch das Teilmodul CLIGEN berechnet. Für jede Modellierung muss innerhalb von WEPP ein Klimadatensatz im *.cli-Format vorliegen und in das Projekt eingeladen werden. Der hierfür benötigte Datenumfang weist eine im Vergleich zur USLE enorme Tiefe auf. Dies ergibt sich aus der physikalischen Modellierung, welche innerhalb von WEPP angewendet wird. Um realistische Jahresgänge oder mehrjährige Zeiträume simulieren zu können, benötigt WEPP neben dem langjährigen monatlichen Mittel der Niederschlagssumme zusätzlich detaillierte Informationen über die in Tabelle 5.13 aufgeführten Eingangsgrößen, diese beziehen sich immer auf einer monatlichen zeitlichen Auflösung.

Benötigte Eingangsdaten CLIGEN
Ø Niederschlagssumme [mm]
Niederschlagstage
Ø Max. Temperatur [°C]
Ø Min. Temperatur [°C]
Ø Niederschlagsmenge an einem Niederschlagstag [mm]
Wahrscheinlichkeit eines Niederschlagstags nach einem Niederschlagstag [%]
Wahrscheinlichkeit eines Niederschlagstags nach einem trockenen Tag [%]
Ø Solarstrahlung [$\text{Jm} \text{ d}^{-1}$]
Ø Maximale 30-min Intensität [mm h^{-1}]
Ø rel. Zeit bis zum Erreichen der Maximalintensität eines Niederschlagsereignisses [%]
Taupunkt [°C]
Maximale 30-min-Niederschlagssumme im Gesamtjahr [mm]
Maximale 6-Stunden-Niederschlagssumme im Gesamtjahr [mm]

Tab. 5.13: Eingangs faktoren CLIGEN.

Auf Basis dieser Daten ist WEPP im Zuge ein- oder mehrjähriger Modellierungen in der Lage, Effekte wie Verdunstungsverluste, Vorsättigung und das damit verbundene Infiltrationsverhalten des Bodens zu berechnen. Wird zwar in der vorliegenden Arbeit nur eine Modellierung von Einzelereignissen durchgeführt, ist es dennoch wichtig, einen komplett kalibrierten Klimadatensatz zu verwenden, da selbst bei der Berechnung eines Einzelereignisses der Zeitpunkt desselben im Jahresgang gewählt werden muss. WEPP ist hierdurch in der Lage, ein Ergebnis vor dem Hintergrund des mittleren, langjährigen Jahresganges zu berechnen. Somit war es möglich, ein Niederschlagsereignis an genau dem Datum im Jahr zu simulieren, an dem auch der Beregnungsversuch stattgefunden hat.

Für die USA liegen insgesamt zirka 2.600 hoch aufgelöste Datensätze von Wetterstationen im vorbereiteten Format vor und sind innerhalb von WEPP vorinstalliert. Wenn – wie im vorliegenden Beispiel – klimatische Parameter außerhalb der USA zugrunde gelegt werden sollen, muss ein neuer Klimadatensatz geschrieben werden.

Grundlage der Berechnung eines neuen Klimadatensatzes ist im besten Falle ein vorliegender Rohdatensatz, in dem alle benötigten Einzelparameter in mindestens tagesgenauer Auflösung vorhanden sind. Diese Datensätze können frei im Klimaarchiv des USDA für eine Vielzahl von weltweiten Stationen bezogen werden. Die Daten liegen als vorformatierte Textdateien im CLIGEN-kompatiblen *.gds-Format vor. Kompiliert wurden die weltweiten Stationsdaten vom USDA-Meteorologen Dr. Arlin Nicks († 1997), sie werden nach dessen Tod bis dato auf den Servern der USDA zur Verwendung mit CLIGEN zur Verfügung gestellt. Da aufgrund dessen jedoch keine neuen Daten mehr kompiliert werden, bestehen in der Regel nur Klimadatensätze bis in die Mitte der

1990er Jahre. Sie basieren auf den verfügbaren Datensätzen der jeweiligen staatlichen Wetterdienste, im Falle der deutschen Stationen handelt es sich folglich um Daten des DWD.

Die dem Untersuchungsraum am nächsten gelegene, vorhandene Station ist Koblenz-Bendorf, zusammengefasst wurde ein Datensatz von 1977 – 1991. Aufgrund der in Kapitel 4 beschriebenen Leeeffekte des Rheinischen Schiefergebirges ist hier im Vergleich zum westlich und höher gelegenen Untersuchungsgebiet prinzipiell von einem geringeren Niederschlag und höheren Temperaturen im langjährigen Mittel auszugehen. Die Abweichungen sind jedoch als vergleichsweise gering zu betrachten, vor allem da hauptsächlich Einzelereignisse modelliert werden sollten.

Über die Importfunktion von CLIGEN kann innerhalb der Benutzeroberfläche von WEPP der Rohdatensatz der Wetterstation geladen werden. Um eine noch bessere Beschreibung des Klimas zu ermöglichen, ist CLIGEN mit seinem Untermodul FindMatch in der Lage, automatisiert eine Wetterstation aus dem Bestand der vorinstallierten 2.600 US-amerikanischen Wetterstation zu wählen, die dem importierten Klimadatensatz am ähnlichsten ist. Da die amerikanischen Wetterstationen über vollständige Datensätze verfügen, nutzt CLIGEN diese, um gegebenenfalls lückenhafte Daten innerhalb der zu importierenden Klimadatei zu füllen.

Ist der Datensatz vollständig geladen, erfolgt eine tabellarische Zusammenfassung der erstellten Klimadatei. Hierin finden sich die ausgelesenen Jahresgänge, gegebenenfalls ergänzt durch Werte aus der durch FindMatch ermittelten US-Station (Abb. 5.37).

Verify Parameter File																								
Name:	KOBLENZ			Data File			GERMANY\Koblenz_Neu_2014_2 DEU.par																	
Latitude	50.58	Longitude	8.3	Elevation(m)	96.012	Max 30 minute rate(mm)	25.146	Max 6 hour rate(mm)	103.886															
Average Monthly Precip(mm)	36.58	27.94	45.72	42.67	56.13	59.44	54.86	48.26	39.12	39.62	46.23	45.72												
Number of Wet Days	16	11	15	12	13	13	12	10	11	12	14	15												
Average Monthly Max Temp(C)	3.99	5.29	10.38	13.94	18.78	21.17	23.66	23.77	20.17	14.97	8.43	5.68												
Average Monthly Min Temp(C)	0.50	-0.04	3.80	5.36	9.27	12.56	14.29	14.18	11.79	8.63	4.24	2.33												
Average Precip on Wet Days(mm)	2.29	2.54	3.05	3.56	4.32	4.57	4.57	4.83	3.56	3.30	3.30	3.05												
Probability of wet day following wet day	0.70	0.65	0.68	0.62	0.56	0.59	0.59	0.53	0.57	0.61	0.67	0.67												
Probability of wet day following dry day	0.36	0.25	0.32	0.28	0.32	0.33	0.27	0.24	0.26	0.25	0.30	0.35												
Solar Radiation (Langley/Day)*	89.00	162.00	269.00	388.00	497.00	478.00	535.00	458.00	347.00	208.00	113.00	79.00												
Maximum 30 minute Intensity/mm/hr)*	7.11	8.13	4.32	5.59	10.16	10.92	9.40	10.67	6.86	6.35	6.35	6.60												
Monthly Averages / PAR File /																								
<input type="checkbox"/> English Units	<input type="button" value="Refresh Predicted Values"/>			<input type="button" value="Undo All Changes"/>			Predicted Yearly Precip(mm) 542.29																	
* = Values are from template PAR file, may need to be changed to match local conditions. Time to Peak Intensity values represent a cumulative distribution of Tp values based on 15 minute rainfall data. See cligen parameter documentation for more information																								
The average monthly precipitation and number of wet days are calculated from the probabilities for a wet day following a wet day and for a wet day following a dry day. To adjust approximate average monthly precipitation change the probabilities fields and click the Refresh button.																								
<input type="button" value="< Zurück"/> <input type="button" value="Weiter >"/> <input type="button" value="Abbrechen"/> <input type="button" value="Hilfe"/>																								

Abb. 5.37: Klimadatei innerhalb CLIGEN.

Für Koblenz-Bendorf war keine Ergänzung des Datensatzes notwendig, da innerhalb der DWD-Daten alle notwendigen Informationen vorlagen. Abbildung 5.38 zeigt das resultierende Klimadiagramm, zum Vergleich ist der Jahresgang des Niederschlags für die Station Wassenach gestrichelt eingezeichnet, da diese unmittelbar benachbart zum Untersuchungsgebiet liegt.

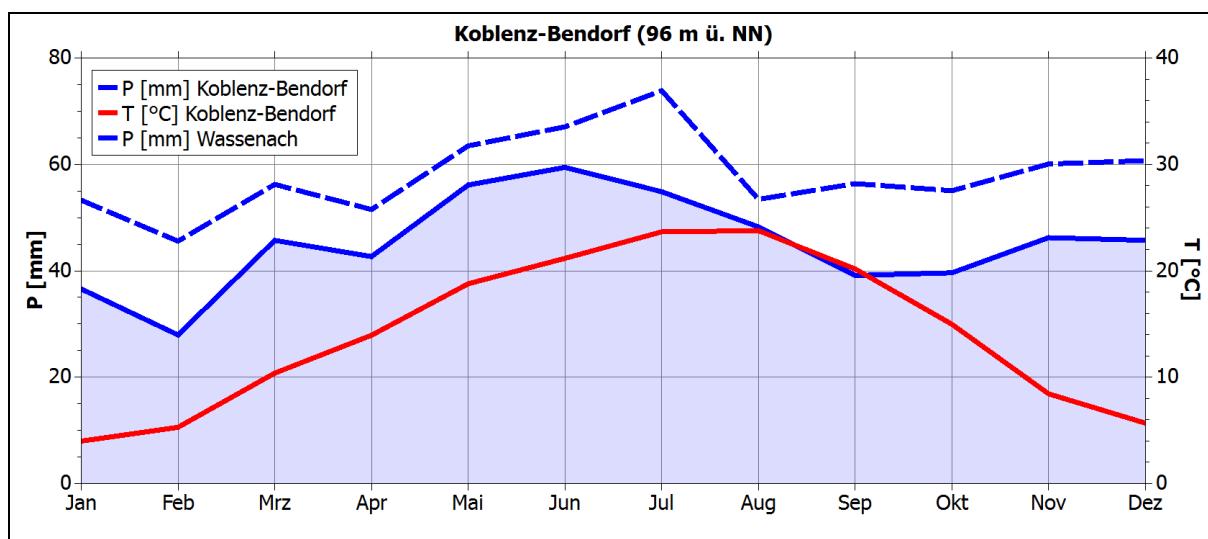


Abb. 5.38: Klimadiagramm des für die Modellierung verwendeten Standortes Koblenz-Bendorf.

Der Vergleich der Niederschlagsjahresgänge zeigt, dass eine prinzipielle Passung bei der Niederschlagsverteilung über das Jahr vorliegt. Beide Stationen weisen ein Sommermaximum auf, wenn dieses auch im Falle der Station Wassenach später im Jahr ausgeprägt ist. Zwar ist die monatliche Niederschlagshöhe – wie erwartet – in Wassenach höher, jedoch zeigen sich im Jahresgang starke Übereinstimmungen, zu erkennen beispielsweise an dem im Mittel niederschlagsärmeren Februar und April sowie an der Zunahme des Niederschlags von Oktober zu November. Als hinterlegter Grunddatensatz vor dessen Hintergrund die Einzelereignismodellierung erfolgt, wurde der so vorliegende Klimadatensatz der Station Koblenz-Bendorf als für geeignet befunden und für die Modellierung verwendet.

5.5.2.3 | Morphometrie

Die Morphometrie wird im Falle der beschriebenen Betrachtung eines Modellhangs über den Slope Profile Editor als Untermodul innerhalb der WEPP-Benutzeroberfläche erstellt (Abb. 5.39). Sie stellt die einfachste zu bestimmende Eingangsgröße dar.

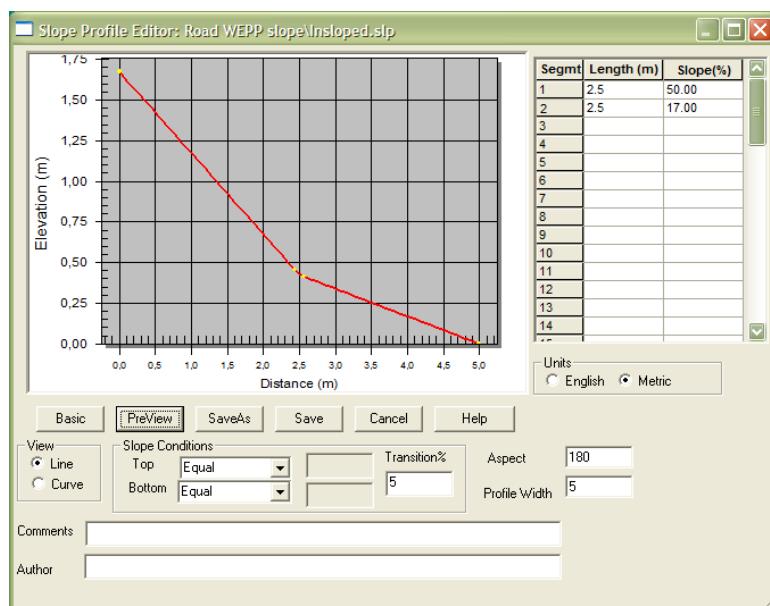


Abb. 5.39: Slope Profile Editor.

Sie wird über entsprechende Passpunkte und die zwischenliegende Hangneigung definiert. Maximal ist eine Eingabe von 50 Knickpunkten möglich. Auch kann die Breite des Modellhanges festgelegt werden, ebenso wie die Übergangstoleranz zwischen den einzelnen Hangneigungswerten. Im Falle der modellierten Versuchsplots wurde eine Breite und eine Länge von jeweils 5 m angenommen, die Hangneigung wurde auf einen konstanten, dem jeweilig modellierten Beregnungsversuch entsprechenden Wert gesetzt, so dass keine Knickpunkte im Hangprofil vorlagen.

5.5.2.4 | Bodendaten

Die Bodendaten werden innerhalb der graphischen Benutzeroberfläche von WEPP im Soil Database Editor (Abb. 5.40) eingetragen.

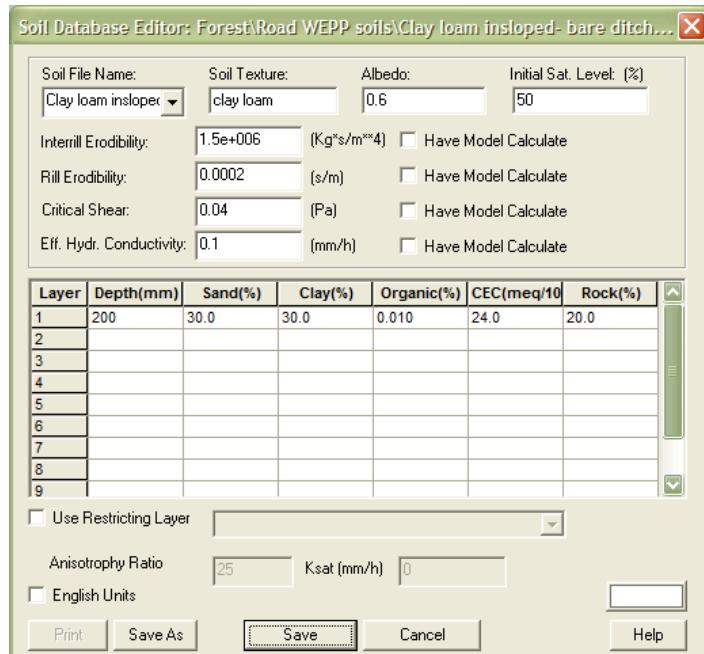


Abb. 5.40: Soil Database Editor.

Dieser teilt sich auf in einen Abschnitt zu hydrologischen Parametern und zu Werten der Erodibilität des Bodens (oberer Abschnitt) und in eine horizontweise Angabe der für die Modellierung wichtigen physikochemischen Eigenschaften des Pedons. Der Eingabematrix (Abb. 5.40) entsprechend sollen die Eingangsparameter und Berechnungen beschrieben werden.

Der zu ermittelnde Albedowert ist vor allem vor dem Hintergrund der Berechnung von Jahresgängen wichtig. Anhand der Albedo wird die Rückstrahlung der Bodenoberfläche angegeben, hierdurch wird folglich ermöglicht, den Nettostrahlungsinput auf der Bodenoberfläche anzugeben. Dieser hat im Laufe eines modellierten Jahresganges unter anderem Einfluss darauf, wie schnell und wie stark der Bodenkörper in Trockenphasen Bodenfeuchtigkeit abbaut. Der einzutragende Albedowert bezieht sich auf komplett trockenen, unbedeckten Boden. WEPP ist in der Lage, auf Basis der Bodenfeuchte und der Vegetationsbedeckung, welche gesondert angegeben werden, dynamische Veränderungen der Albedo zu bestimmen.

Die Berechnung des Startwertes wird von FLANAGAN & LIVINGSTON (1995, 28) gemäß Gleichung (55) vorgeschlagen.

$$SALB = 0,6 / e^{(0,4 \cdot SOM)} \quad (55)$$

Mit: SALB = Soil Albedo

SOM = Anteil organischer Materie [%]

Die Vorsättigung des Bodens zu Beginn des Versuchslaufs (bei der Modellierung des Jahresganges entspricht dies dem 1. Januar) wird benötigt, um eine genaue Modellierung der Bildung von oberflächlichem Abfluss zu ermöglichen. Dies ist insbesondere wichtig, wenn es sich allein um die Modellierung eines Einzelereignisses handelt, wie es im vorliegenden Anwendungsbezug der Fall ist. Im Laufe eines etwaigen kompletten Jahresganges nivelliert sich der Effekt der Anfangssättigung zu Beginn des Jahres sukzessive aus, wohingegen bei einem Einzelereignis, im konkreten Fall mit einer Dauer von 90 Minuten, die Vorsättigung des Bodens entscheidende Eingangsgröße für das Infiltrationsverhalten der betrachteten Oberfläche darstellt. Die Vorsättigung wurde direkt im Gelände durch die Entnahme von Stechzylindern und die Trocknung bis zur Gewichtskonstanz gemessen.

Nachfolgend müssen innerhalb von WEPP die Erodibilitätsparameter angegeben werden. Diese teilen sich auf in die Interrillen- (K_i) und die Rillenerodibilität (K_r) des Bodens. Innerhalb von K_i werden die Teilprozesse des Splash und des dispergen, seichten Oberflächenabflusses betrachtet, K_r betrachtet die Erodibilität des Bodens gegenüber in Rillen konzentrierten Oberflächenabflüssen vor allem auf Basis der resultierenden Scherkräfte. Die Werte können von WEPP aus den übrigen Randdaten des Bodenprofils ermittelt werden, hierfür ist ein Haken bei der entsprechenden Option innerhalb des Soil Database Editors zu setzen, die Werte können jedoch auch durch den Anwender berechnet werden, um genauere und dem tatsächlichen Standort entsprechend realistischere Eingangsdaten zu erhalten.

Auf Basis eigener Beprobungsdaten kann eine einfache Abschätzung von K_i und K_r über die ermittelten Korngrößenverteilungen und den Gehalt der organischen Materie im Boden erfolgen. Die Gleichungen (56) und (57) zeigen die Berechnung von K_i , wie sie durch FLANAGAN & LIVINGSTON (1995, 26) für Böden mit < oder > 30% Anteil an Sand vorgeschlagen wird.

$$S > 30\%: K_i = 2728000 + 192100 * VFS \quad (56)$$

Mit: K_i = Interrillenerodibilitätsfaktor für Böden mit > 30% Sandanteil [kg s m^{-4}]

VFS = Anteil Kornfraktion very fine sand [%]

$$S < 30\%: K_i = 6054000 + 55130 * CLAY \quad (57)$$

Mit: K_i = Interrillenerodibilitätsfaktor für Böden mit < 30% Sandanteil [kg s m^{-4}]

CLAY = Anteil Kornfraktion clay [%]

Die Korngrößeneinteilung bezieht sich in diesem Falle auf die Wentworth Grain Size Chart des USGS, welche den US-amerikanischen Standard der Korngrößeneinteilungen darstellt (WENTWORTH 1922). Die Korngrößenfraktion „very fine sand“ beschreibt Äquivalentdurchmesser von 0,0625 bis 0,125 mm (entspricht „Feinstsand“ (0,063 – 0,125 mm) nach AD-HOC-AG BODEN 2005, 141), die Fraktion „clay“ beschreibt Äquivalentdurchmesser kleiner 0,004 mm (vgl. „Ton“ (< 0,002 mm) nach AD-HOC-AG BODEN 2005, 141).

Anhand der Beregnungsversuche wurden jedoch genügend Daten gesammelt, um einen noch genaueren kalibrierten Ki-Wert zu ermitteln. Hierfür wird auf eine Abwandlung der von FOLTZ ET AL. (2009, 2545) beschriebenen Methode zur Berechnung des Ki-Faktors auf Basis von Beregnungsversuchen zurückgegriffen. Dieser errechnet sich nach Gleichung (58).

$$Ki_{meas} = \frac{D_i}{I * Q} \quad (58)$$

Mit: Ki_{meas} = Empirisch gemessener Interrillenerodibilitätsfaktor [kg s m^{-4}]

D_i = Mittlerer Sedimentoutput der Beregnungsmessung über den Gesamtzeitraum [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

I = Niederschlagsintensität [m s^{-1}]

Q = Mittlerer Abflussoutput der Beregnungsmessung über den Gesamtzeitraum [m s^{-1}]

Dank der minutengenauen Auflösung konnten die sekündlich aufgelösten Outputwerte für Abfluss und Sediment sehr genau ermittelt werden. Die Kalibration der KBA ermöglichte es darüber hinaus, ebenso genaue Aussagen über die entsprechende, sekündliche Niederschlagsmenge zu treffen.

Der so ermittelte Ki-Wert kann zusätzlich noch über Korrekturfaktoren nach ALBERTS ET AL. (1995, 35 ff.) weiter angepasst werden. Aus den ermittelten Daten während den Beregnungsversuchen ließen sich noch Korrekturfaktoren für die Bodenbedeckung durch Streu und Pflanzen und für die Hangneigung ermitteln (Gleichung (59) und (60)). Der letztendlich kalibrierte Ki-Wert ergibt sich dann durch Gleichung (61).

$$Ki_{cov} = e^{-2,5 * COVER} \quad (59)$$

Mit: Ki_{cov} = Ki-Korrekturfaktor für die Bodenbedeckung

$COVER$ = Bodenbedeckung durch Streu und Bewuchs [$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$]

$$Ki_{slope} = 1,05 * 0,85 e^{-4 * \sin \alpha} \quad (60)$$

Mit: Ki_{slope} = Ki-Korrekturfaktor für die Hangneigung

α = Hangneigung des Versuchsplots [$^\circ$]

$$Ki_{kalib} = \frac{Ki_{meas}}{Ki_{cov} * Ki_{slope}} \quad (61)$$

Mit: Ki_{kalib} = Kalibrierter, empirischer Interrillenerodibilitätsfaktor [kg s m^{-4}]

Ki_{cov} = Ki-Korrekturfaktor für die Bodenbedeckung

Ki_{slope} = Ki-Korrekturfaktor für die Hangneigung

α = Hangneigung des Versuchsplots [$^\circ$]

Da bei keinem der Beregnungsversuche ein konzentrierter Rillenabfluss zu beobachten war, konnte, der vergleichbaren Publikation von FOLTZ ET AL. (2009) folgend, kein gesondertes Kalibrierungsverfahren für den Rillenerodibilitätsfaktor Kr angewendet werden. Daher wurde die Abschätzung des Kr-Faktors mittels einer Modellabschätzung von WEPP durchgeführt. Diese Modellschätzung basiert auf empirischen Gleichungen, welche abermals für Böden mit weniger (Gleichung (62)) oder mehr als 30% Sand (Gleichung (63)) differenziert wird (FLANAGAN & LIVINGSTON 1995, 26).

$$S > 30\% : Kr = 0,00197 + 0,0003 * VFS + 0,03863 * e^{(-1,84 * SOM)} \quad (62)$$

Mit: Kr = Rillenerodibilitätsfaktor für Böden mit > 30% Sandanteil [$s m^{-1}$]

VFS = Anteil Kornfraktion very fine sand [%]

SOM = Anteil organischer Materie [%]

$$S < 30\% : Kr = 0,0069 + 0,134 * e^{(-0,2 * CLAY)} \quad (63)$$

Mit: Ki = Interrillenerodibilitätsfaktor für Böden mit < 30% Sandanteil [$s m^{-1}$]

CLAY = Anteil Kornfraktion clay [%]

Neben diesen Erodibilitätsfaktoren muss im Sinne der Partikeltransportmodellierung die kritische Scherspannung des Bodenmaterials angegeben werden. Da die Ermittlung im Gelände nur schwierig zu bewerkstelligen ist, erfolgt die Herleitung der kritischen Scherspannung über empirische Formeln auf Basis des CLAY- und VFS-Anteils. Für Böden mit einem Sandgehalt <30% wird ein konstanter Wert von $3,5 N m^{-2}$ angenommen. Hintergrund dieser nur näherungsweisen Betrachtung ist das in Kapitel 3 beschriebene, enorm komplexe Wirkungsgefüge, welches der Berechnung kritischer Schwellenwerte der Einzelpartikelmobilisierung zugrunde liegt.

$$S > 30\% : \tau_{crit.} = 2,67 + 0,065 * CLAY - 0,058 * VFS \quad (64)$$

Mit: $\tau_{crit.}$ = Kritische Scherspannung [$N m^{-2}$]

CLAY = Anteil Kornfraktion clay [%]

VFS = Anteil Kornfraktion very fine sand [%]

$$S < 30\% : \tau_{crit.} = 3,5 \quad (65)$$

Mit: $\tau_{crit.}$ = Kritische Scherspannung [$N m^{-2}$]

Der letzte Teilstück des oberen Abschnitts im Soil Database Editor betrifft die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit. Diese kann entweder durch eine Abschätzung auf Basis der Bodeneigenschaften erfolgen oder aber auf Grundlage der durchgeföhrten Beregnungsversuche. Anhand des vergleichbaren Versuchsaufbaus bei der Berechnung schlagen FOLTZ ET AL. (2009, 2545) eine Berechnung anhand der letzten fünf Minuten der Gesamtberechnung ($t = 85 - 90$ min) vor. Hier

wird für die Versuche eine vollständige Aufsättigung postuliert, weswegen sich die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit nach Gleichung (66) ergibt.

$$k_{sat.} = I - Q_{t=85 \rightarrow 90} \quad (66)$$

Mit: $k_{sat.}$ = Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm h^{-1}]

I = Niederschlagsintensität [mm h^{-1}]

$Q_{t=85 \rightarrow 90}$ = Mittelwert des Abflussoutputs der Minuten 85 – 90 [mm h^{-1}]

Problematisch ist diese Annahme im Zuge der vorliegenden Arbeit deshalb, weil insbesondere die im Vergleich niedrigere Intensität zu FOLTZ ET AL. (2009) auf Rückegassen und Waldböden dafür sorgte, dass, erkennbar anhand der Abflusskurven, keine Aufsättigung erfolgt ist. In diesen Fällen wurde eine gesättigte hydraulische Leitfähigkeit durch Abschätzung von WEPP ermittelt.

Neben diesen grundsätzlichen Bodeneigenschaften erfolgt abschließend noch die Eingabe der horizontbezogenen Bodendaten. Diese umfassen die jeweilige Horizontmächtigkeit, die prozentualen Anteile an Grobboden, Sand, Ton und organischer Materie sowie – so vorhanden – die horizontweise effektive Kationenaustauschkapazität. Letztere soll prinzipiell ermöglichen, Aussagen über Nährstoffaus- und -einträge vor dem Hintergrund der Bodenerosionsprozesse zu treffen. Maximal können 10 Horizonte differenziert werden. Zusätzlich ist es möglich, eine bedingt wasserleitende Schicht unterhalb des beschriebenen Bodenkörpers, benannt als Restricting Layer, zu definieren (vgl. Abb. 5.40). Dies wurde im vorliegenden Fall für Wege der Kategorie 1 und 2 genutzt, um die Aufschotterung im Falle von Wegen der Kategorie 1 und das nahe anstehende Gestein im Falle der beprobten Wege der Kategorie 2 zu simulieren.

Für Wege der Kategorie 1 wurde eine gemittelte Mächtigkeit der Wegoberfläche von 0,3 m gewählt, hieran schließt sich ein Restricting Layer an, der mit dem Preset „Fractured Igneous and Metamorphic Rock“ definiert wurde. Das Preset stellt die gesättigte Leitfähigkeit dieser Schicht mit $3,6 \text{ mm h}^{-1}$ dar. Diese Einteilung wurde nach der Bestimmung des verwendeten Grobschotters vorgenommen, da hier größtenteils Basalte und Basanite verwendet wurden. Für Wege der Kategorie 2 wurde das Preset „Basalt“ gewählt, da hier bei den Tiefenbeprobungen im Mittel nach 0,75 m anstehender Basanit gefunden wurde, welcher sich hinsichtlich der Wasserleitfähigkeit in Klüften nur marginal vom verwandten Gestein unterscheidet. Die Wahl des Presets resultierte in einer reduzierten gesättigten Wasserleitfähigkeit von $0,0036 \text{ mm h}^{-1}$. Bei Rückegassen der Kategorie 3 wurde auf die gesonderte Ausweisung eines Restricting Layers verzichtet, da hier selbst bei Beprobungen, die tiefer als 1,5 m durchgeführt wurden, kein anstehendes Ausgangsgestein gefunden werden konnte.

5.5.2.5 | Landnutzung

Die Landnutzung kann in WEPP sehr differenziert in das Modell eingebunden werden. Innerhalb der graphischen Benutzeroberfläche wird hierzu der Management Editor (Abb. 5.41) verwendet.

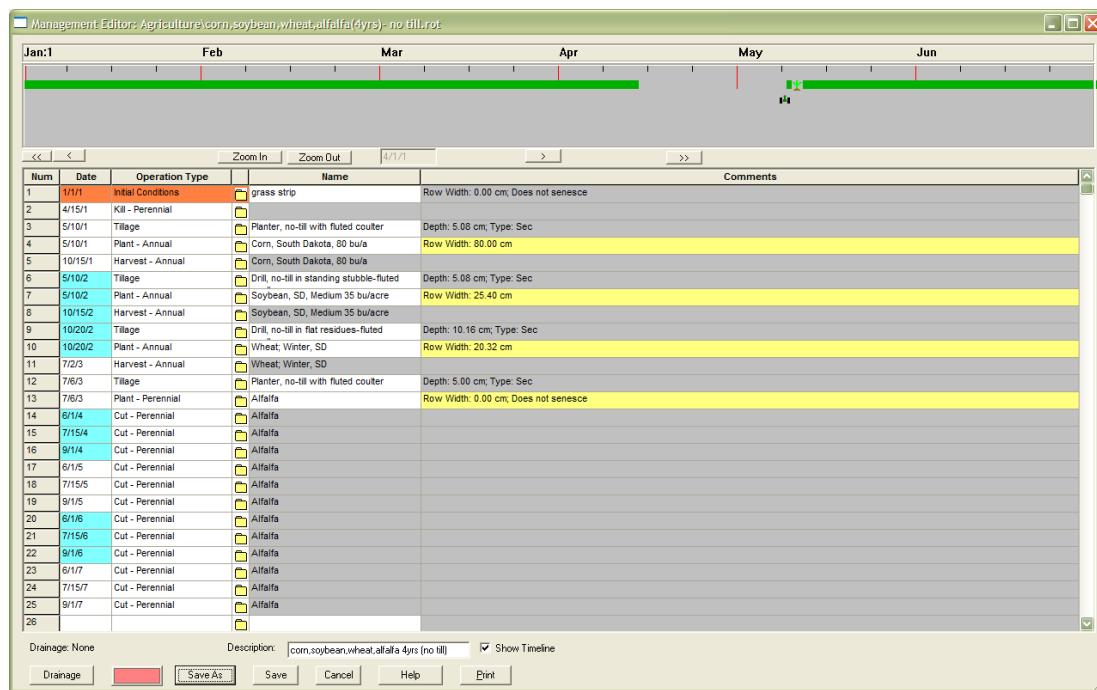


Abb. 5.41: Management Editor.

Mit diesem besteht die Möglichkeit, Bodenbearbeitung und Befahrung des Bodenkörpers wie beispielsweise bei Einsaat, Pflügen, Mulchen oder Ernte innerhalb eines Jahresganges anzugeben. Hierdurch ist WEPP in der Lage, Verdichtungseffekte, Störungen der bodenphysikalischen Eigenschaften und dem Wechsel der aufgestockten Vegetation in die Modellrechnung einfließen zu lassen. Die Möglichkeiten der Dateneingabe sind in Ihrer vollständigen Tiefe enorm umfangreich, so kann bis hin zu mehrjährigen Fruchfolgen eine komplette Nutzungshistorie der Versuchsfläche erstellt werden. Hierbei können bis zu 1.000 Eingangswerte eingetragen werden. Abbildung 5.41 zeigt ein Beispiel für eine vierjährige Fruchfolge mit zwischenzeitlicher Ernte und Aussaat.

Aufgrund dieser enormen Datentiefe steht für Endanwender eine Vielzahl von Landnutzungssets zur Verfügung. Seit der Modelleweiterung WEPP:Road durch ELLIOT ET AL. (1999) finden sich explizit für Waldwege und Rückegassen geschriebene Presets, die auch in dieser Arbeit verwendet wurden. Prinzipiell sind die in Tabelle 5.14 aufgeführten Landnutzungsformen für Waldwege und Rückegassen benutzt worden, zusätzlich ist eine Entsprechung der in dieser Arbeit verwendeten Wegekategorisierung angegeben.

WEPP:Road Preset	Beschreibung	Kategorie
Skid trail	Rückegasse unbefahren	K3
Skid trail every year disturbed	Rückegasse, befahren. Befahrungszyklus kann angepasst werden.	
Road bladed, forest	Naturfeste Weganlage auf Waldboden	K2
Road outsloped, rutted	Außengeneigter Weg, Fahrspureintiefung	K1
Road outsloped, unrutted	Außengeneigter Weg, keine Fahrspuren	

Tab. 5.14: Innerhalb der vorliegenden Arbeit verwendete Wegekategorisierung in Abhängigkeit zu WEPP-Landnutzungs-Presets.

5.5.2.6 | Datenauswertung

WEPP kann die modellierten Ergebnisse sowohl graphisch als auch in Form von Textdateien ausgeben. Für die Darstellung der errechneten Bodenabtragsdaten wurde eine Darstellung mithilfe von Golden Software Surfer Vers. 8 gewählt. Hierfür wurde der Textoutput der ermittelten Bodenerosionsraten in eine vorformatierte Exceltabelle eingetragen und hiermit eine Kriging-Interpolation durchgeführt. Diese wies eine Rasterauflösung von 0,05 x 0,05 m auf. Die Darstellung erfolgte abschließend mithilfe von Isolinienkarten, die eine gute Vergleichbarkeit der Ergebnisse ermöglichen. Der Abgleich mit den im Feld erhobenen Daten der Beregnungsversuche erfolgte anhand der durch WEPP ermittelten und auf die Bezugsfläche von einem Quadratmeter normalisierten Outputraten für Abfluss und Sediment über den Gesamtzeitraum des modellierten Einzelereignisses. Hierdurch war es möglich, Aussagen darüber zu treffen, in wie weit sich die Landnutzungspresets von WEPP bei gleichzeitig empirisch erhobenen Grunddaten für Niederschlag und Bodeneigenschaften für eine Modellierung von Wegeerosionsraten im Untersuchungsgebiet eignen.

6 | Ergebnisse

6.1 | Wegnetzdichte und -fläche, Morphometrie der Wegflächen

Anhand der erläuterten Grundlagen zur Wegeerosion (vgl. Kapitel 3.2) konnte der steuernde Einfluss der Wegnetzdichte und der Oberflächenmorphometrie von Wegen hinsichtlich des Erosionspotentials aufgezeigt werden. Daher wurden diese beiden Faktoren für das Untersuchungsgebiet GIS-basiert überprüft.

Über das Erstellen der Flächenpolygone mittels ArcGIS auf der Datengrundlage des LIDAR-DGM konnten die Flächenanteile und die Dichte des Wegesystems am Gesamtgebiet und an den Wald- und Forstflächen ermittelt werden, diese finden sich nach Kategorien getrennt in Tabelle 6.1. Die Wegnetzdichte wurde auf das Gesamtgebiet ermittelt, aber auch auf Basis der für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit relevanteren bewaldeten Flächen. Gemäß der üblichen Angabe der Wegnetzdichte in der vorliegenden Literatur wird diese in $[m \text{ ha}^{-1}]$ angegeben. Tabelle 6.2 zeigt die Wegnetzdichte nach Wegekategorie getrennt.

Flächennutzung	Fläche [ha]	Flächenanteil an Gesamtfläche [%]	Flächenanteil an Wald- und Forstfläche [%]
Gesamtgebiet	196,36	100,00	---
Wald und Forst	113,07	57,58	100,00
Wege Kategorie 1	2,72	1,37	2,38
Wege Kategorie 2	1,04	0,54	0,94
Wege Kategorie 3	3,51	1,79	3,11

Tab. 6.1: Flächenanteile der Wege und Rückgassen im Untersuchungsgebiet.

Flächennutzung	Weglänge [m]	Wegnetzdichte in Gesamtfläche $[m \text{ ha}^{-1}]$	Wegnetzdichte in Wald- und Forstflächen $[m \text{ ha}^{-1}]$
Wege Kategorie 1	6234,87	31,75	55,14
Wege Kategorie 2	3306,50	16,84	29,24
Wege Kategorie 3	10187,84	51,88	90,10

Tab. 6.2: Dichte des Erschließungsnetzes im Untersuchungsgebiet.

Es zeigte sich, dass insbesondere Wege der Kategorie 3, demnach Rückgassen, eine besonders hohe Erschließungsdichte aufwiesen. Innerhalb der bewaldeten Flächen war eine Dichte von $90,1 \text{ m ha}^{-1}$ festzustellen, dieser Wert wird innerhalb von Kapitel 7.1 in einer vergleichenden Interpretation diskutiert. Neben der Erschließungsdichte wurde auch die Morphometrie der Wegeoberflächen ermittelt. Ziel war es, einen Vergleich zwischen den unbeeinflussten, bewaldeten Flächen und den Wegen verschiedener Kategorien zu ermöglichen. Hierbei sollte überprüft werden, ob es für Wege charakteristische Abweichungen der Oberflächenstruktur gab. Die Beurteilung der Wegemorphometrie erfolgte auf Basis des LIDAR-DGM. Hierzu wurde die Neigung der Oberflächen

betrachtet, da diese einen entscheidenden Anteil an der Erosionsanfälligkeit der Oberflächen hat (vgl. Kapitel 3.1), und auch die morphometrische Beschaffenheit der Oberfläche beschreibt. Die entsprechenden Teilneigungs raster wurden durch die Polygonshapes der Landnutzungskartierung aus dem Neigungs raster des Gesamtuntersuchungsgebietes mit einer Auflösung von 1 x 1 m geschnitten. Die resultierenden Rasterdatensätze konnten hinsichtlich ihrer Werteverteilung analysiert werden.

Abbildung 6.1 zeigt die Graphen der Neigungs raster für Wege der drei definierten Kategorien sowie den Graphen für die Wald- und Forstflächen im Gebiet. Aufgrund der deutlich unterschiedlichen Flächenausdehnung (vgl. Tabelle 6.1) ist der relative Flächenanteil der Hangneigungen angegeben, um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten. Für die Betrachtung wurde eine Skalierung in Schritten von 1° Hangneigung gewählt.

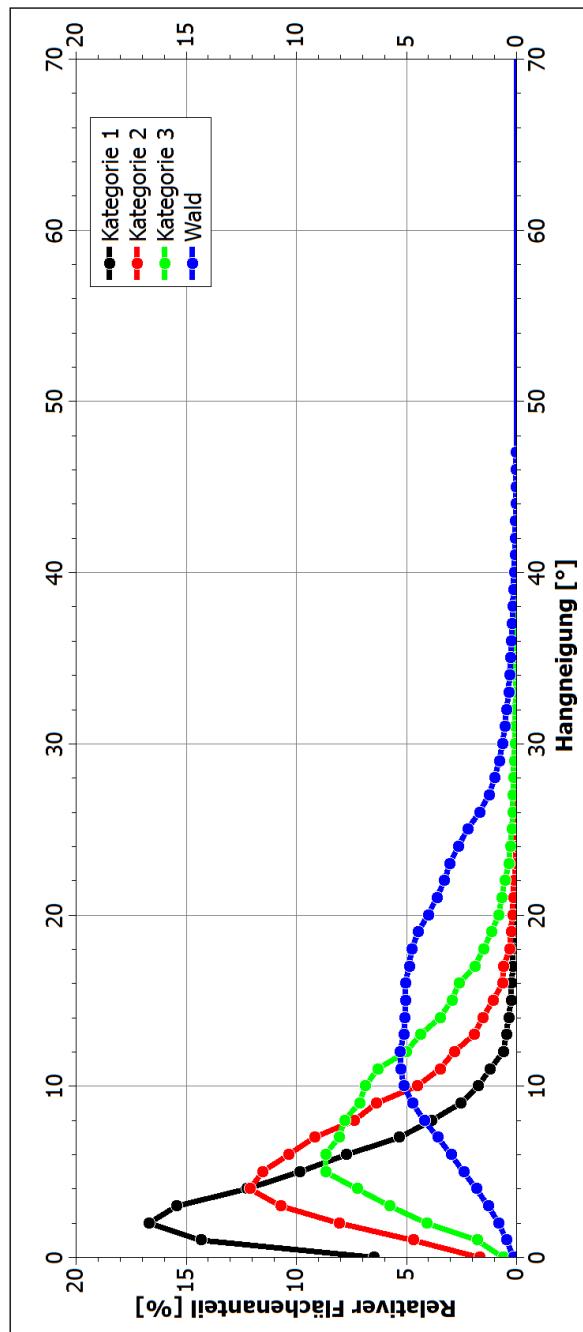


Abb. 6.1: Relative Flächenanteile in Abhängigkeit des Neigungswinkels, Wege Kategorie 1, 2 und 3, sowie Wald- und Forstgebiete.

Anhand der relativen Flächenanteile ist erkennbar, dass Wege der Kategorien 1 (A) und 2 (B) über vornehmlich geringe Hangneigungen verfügten. Je weniger persistent die Weganlage war, desto stärker fiel die Bildung von eindeutigen Maxima ab. Rückegassen (C) zeigten bereits eine Neigungsverteilung, nahe der der Wald- und Forstgebiete (D), wenn auch nach wie vor ein Peak bei Hangneigungen < 10° zu verzeichnen war. Gerade die steilen Bereiche des Kraterrandes des Laacher See Vulkans sorgten bei der Hangneigungsverteilung in den Wald- und Forstgebieten für eine Abflachung und Verbreiterung des Peaks hin zu höheren Hangneigungen. Da ausschließlich Wege innerhalb von Wald- und Forstgebieten in die Darstellung und Berechnung eingeflossen sind, kann konstatiert werden, dass Wege in ihrer morphometrischen Ausprägung signifikant von den sie umgebenden Waldflächen unterschieden werden können. Dies betrifft insbesondere persistente Wege. Die aus den digitalen Datensätzen gewonnenen, mittleren Hangneigungen der einzelnen Wegekategorien konnten zudem genutzt werden, um bei den Beregnungsversuchen Oberflächen mit einer für diese Wege charakteristische Hangneigung zu berechnen. Tabelle 6.1 zeigt die entsprechenden mittleren Hangneigungen nach Kategorie gegliedert.

Landnutzung	Ø Neigung [°]
Weg Kategorie 1	4,5
Weg Kategorie 2	6,8
Weg Kategorie 3	9,5
Wald	16

Tab. 6.1: Mittlere Hangneigungswerte von Wegen und Waldflächen im Untersuchungsgebiet auf Basis des LIDAR-DGM1.

6.2 | Messung rezenter Erosions- und Depositionsraten

Wie in Kapitel 5.3 beschrieben, wurde vor den Beregnungsversuchen eine Kartierung bestehender Akkumulationsformen vorgenommen, um eine Abschätzung der natürlichen und rezenten Bodenerosionsprozesse von Wegeoberflächen vornehmen zu können.

Die Wahl fiel hierbei auf einen deutlich erkennbaren Akkumulationsbereich, der sich in direkter Nähe zu einem Weg der Kategorie 2 gebildet hatte. Das Vorhandensein dieser deutlichen Form konnte auf anthropogene Steuerung des Oberflächenabflusses zurückgeführt werden. Nach Rücksprache mit den im Untersuchungsgebiet tätigen Forstwirten wurde bestätigt, dass der entsprechende Ablagerungsbereich zu Beginn einer Holzernte geplant angelegt wurde, um auftretenden Oberflächenabfluss vom angrenzenden Weg abzuleiten und so eine vermehrte Erosion der Oberfläche zu verhindern. Durch das Verlassen der eingetieften und kanalisiert wirkenden Fahrspuren wurde die Fließgeschwindigkeit des Oberflächenabflusses reduziert. Das mitgeführte Sediment wurde durch die Verlangsamung der Fließgeschwindigkeit in diesen Bereichen abgelagert.

Die Form wurde im September 2012 auskartiert, nach Auskunft der vor Ort tätigen Forstwirte wurde der Bereich im Laufe des Aprils 2012 dahingehend modelliert, den auftretenden Abfluss aufzunehmen. Daher ist von einem Ablagerungszeitraum von mindestens 5 Monaten auszugehen, in dem auch die zu erwartenden sommerlichen Maximalintensitäten des natürlichen Niederschlags fielen. In Abbildung 6.2 sind die gefallenen Niederschlagssummen und Maximalintensitäten aufgeführt, Tabelle 6.2 zeigt die wichtigsten statistischen Kennwerte des Niederschlags im

betrachteten Zeitraum zwischen dem 01.04.2012 und dem 30.09.2012, entnommen aus den Messwerten der Station Weibern.

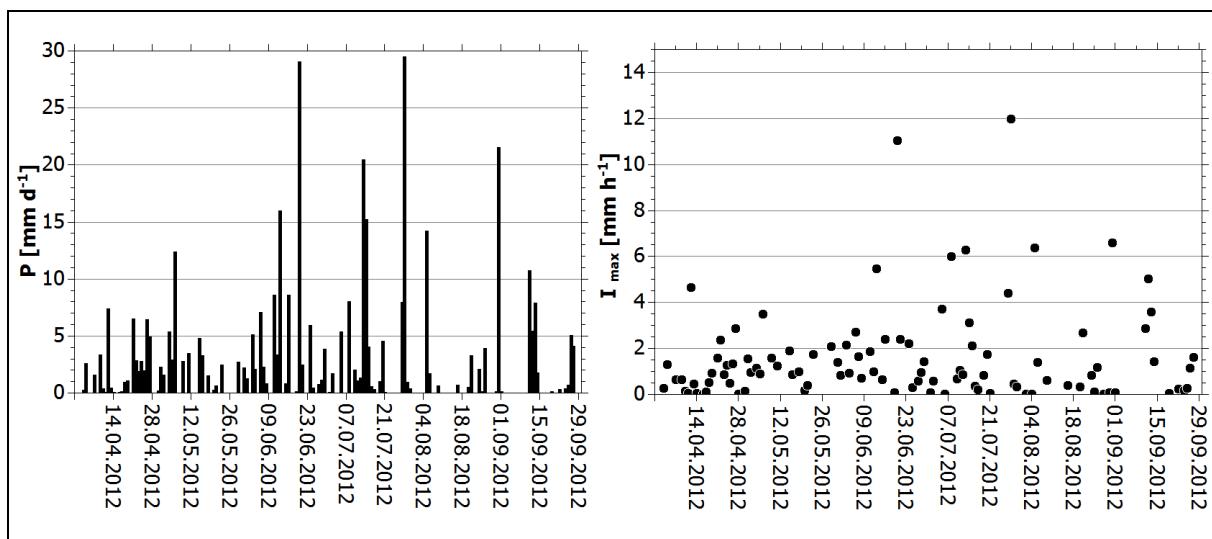


Abb. 6.2: Tägliche Niederschlagshöhen und Maximalintensitäten der Station Weibern im Zeitraum vom 01.04.2012 – 30.09.2012.

Kennwert	
Betrachteter Zeitraum [d]	183
Niederschlagstage [d]	101
$\sum P$ [mm]	384,54
P_{\max} [mm d ⁻¹]	29,5
\bar{P} [mm d ⁻¹]	3,81
I_{\max} [mm h ⁻¹]	12
\bar{I} [mm h ⁻¹]	1,62

Tab. 6.2: Eckdaten des natürlichen Niederschlags im angenommenen Ablagerungszeitraum der Akkumulationsform, Messwerte der Station Weibern.

Der betreffende Zeitraum wies zwei Niederschlagsereignisse mit erwähnenswerter Intensität auf, diese fanden am 20.06.2012 ($I_{\max} = 11,04 \text{ mm h}^{-1}$) und am 28.07.2012 ($I_{\max} = 12 \text{ mm h}^{-1}$) statt. Anhand von Tabelle 4.3 lassen sich diese als die viert- und fünfhöchsten Intensitäten im betrachteten Gesamtzeitraum der Geländeklimabeschreibung ausweisen. Zusätzlich lässt sich in Abbildung 6.2 gut erkennen, dass im Zeitraum zwischen dem 01.06.2012 und dem 31.08.2012 die maximalen täglichen Niederschlagssummen gefallen sind. Dieses Muster ist typisch für die konvektiven Niederschlagsereignisse im Kontext der in Kapitel 4 beschriebenen, klimatologischen Eigenschaften des Untersuchungsraums.

Abbildung 6.3 zeigt die Verortung des kartierten Akkumulationsbereiches im Untersuchungsgebiet, dieser lag direkt angrenzend an einer Kurve des Weges oberhalb eines Holzablageplatzes.

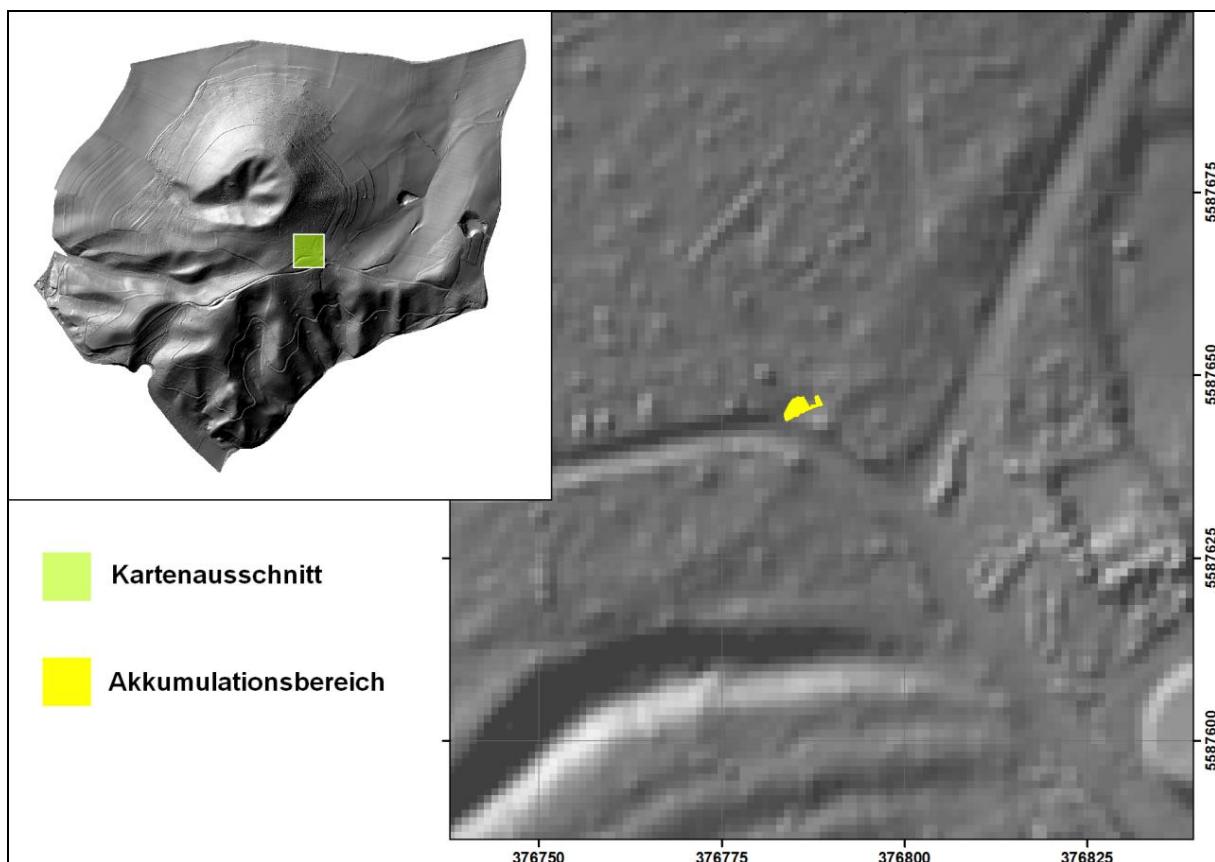


Abb. 6.3: Position der Testfläche zur Auskartierung rezenter Sedimentlieferraten von Wegoberflächen. UTM-referenziert.

Die in Kapitel 5.3 angesprochene farbliche Differenzierbarkeit zwischen allochthonem Sediment und autochthonem Bodenmaterial ermöglichte das Auskartieren der Mächtigkeiten des Sedimentationsbereichs. Hierzu wurde in einem vorher definierten Punktraster vorgegangen, so dass über eine semivariogrammbasierte Kriging-Interpolation das ungefähre Sedimentvolumen der Kleinfläche ermittelt werden konnte. Zusätzlich erfolgte auf den Flächen eine Entnahme von Stechzylin dern an vorher eingemessenen Punkten. Anhand dieser Stechzyylinderproben sollte die Lagerungsdichte ermittelt werden.

Abbildung 6.4 zeigt die Beprobungspunkte der Form mit der zusätzlichen Angabe der gemessenen Tiefen der Unterkante des allochthonen Materials. Hinterlegt ist die bereits angesprochene Interpolation der Tiefenwerte. Für die Festlegung des Probenahmerasters wurde eine Mittelachse in Hauptfließrichtung festgelegt, von der aus in einem festen Abstand von 0,25 m senkrecht zur Mittelachse liegende Querachsen beprobt wurden.

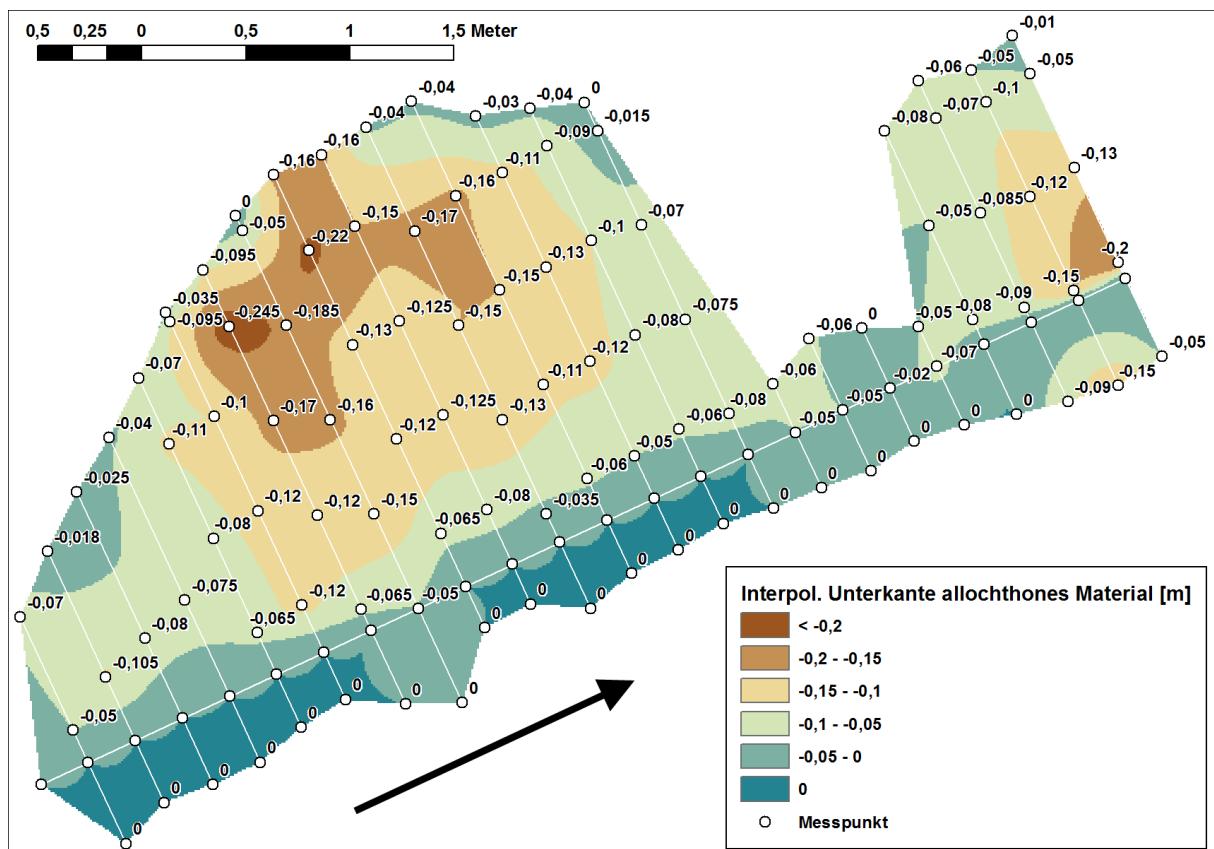


Abb. 6.4: Interpolierte und gemessene Mächtigkeiten allochthonen Materials in einem Sedimentationsbereich benachbart zu einem Weg der Kategorie 2. Die Fließrichtung des Oberflächenabflusses ist per Pfeil vermerkt.

Insgesamt war die kartierte Form 5,75 m lang, nach dieser Strecke endete der Sedimentationsbereich in einem Bereich mit Totholz. Es war zwar zu erkennen, dass Sediment auch noch in diesen Bereich hinein transportiert wurde, aufgrund der schlechten Abgrenzbarkeit und der dispersen Verteilung ab diesem Punkt wurde jedoch von einer Kartierung der Sedimentmengen abgesehen. Zusätzlich auffällig war eine markante Verengung des Bereiches zwischen 4 und 4,75 m Länge, hier bestand der ursprüngliche Abschluss der freigeschobenen Fläche, die Erweiterung des Ablagerungsbereiches über eine Länge von 4 Metern hinaus erfolgte aufgrund eines Durchbruchs im abschließenden Erdwall. Ob dieser Durchbruch ursächlich durch den auftretenden Abfluss oder durch anthropogenen Eingriff entstanden war, konnte nicht festgestellt werden.

Es zeigt sich anhand der Tiefeninterpolation, dass maximale Sedimentmächtigkeiten von > 20 cm gemessen werden konnten, diese fanden sich im in Fließrichtung gesehen linken Bereich der Sedimentationsfläche, wo sich – der interpolierten Tiefenverteilung folgend – eine Senke befunden haben muss, in der sich abgeleiteter Oberflächenabfluss lokal sammeln konnte und wo hierin suspendiertes Material zur Ablagerung kam. Die mittlere Sedimentmächtigkeit der Untersuchungsfläche belief sich auf 8 cm, das interpolierte Volumen der Fläche betrug 0,947 m³.

Abbildung 6.5 zeigt die Sedimentationsfläche zum Zeitpunkt der Kartierung. Anhand Abbildung 6.5 (A) und (B) ist der Punkt deutlich zu erkennen, an dem der in der Fahrspur konzentrierte Oberflächenabfluss in den freigeschobenen Böschungsbereich übergetreten war. Abbildung 6.5 (C) verdeutlicht den Kernbereich der Ablagerung bis 4 m Längenerstreckung. Es ist zu erkennen, dass das allochthone Material eine deutlich abgrenzbare, homogene Fläche ausbildete. Abschließend zeigt Abbildung 6.5 (D) den Bereich zwischen 4 und 5,75 m Länge, hier ist zum einen die Verengung (vgl. Abb. 6.4) markant erkennbar, zusätzlich ist der abschließende Ablagebereich von Totholz ersichtlich.



Abb. 6.5: Kartierter Sedimentationsbereich im Anschluss eines Weges der Kategorie 2. (A) & (B): Übergang Weg zu Sedimentationsbereich, (C) Hauptablagerungsbereich, (D) Abschluss der Akkumulationsfläche Die Fließrichtung des Oberflächenabflusses ist per Pfeil vermerkt.

Die entnommenen Stechzylinderproben wiesen entlang der Ablagerungsform die aus Tabelle 6.3 zu entnehmenden Lagerungsdichten auf.

x [cm]	Ld [g cm ⁻³]
100	1,26
200	1,34
300	1,27
400	0,96
475	1,23
Ø	1,21

Tab. 6.3: Lagerungsdichte der Akkumulationsform in Abhängigkeit zur Erstreckung in Fließrichtung.

Auffällig ist, dass bis auf die Probe bei 4 m, welche eine vergleichsweise lockere Lagerungsdichte aufwies, über die gesamte Erstreckung nur geringe Abweichungen zu verzeichnen waren, diese bewegten sich in einem Bereich zwischen 1,23 und 1,34 g cm⁻³. Wird die Lagerungsdichte aller genommenen Proben gemittelt, resultiert eine mittlere Lagerungsdichte der kartierten Form von 1,21 g cm⁻³. Anhand des interpolierten Volumens der Akkumulationsform von 0,947 m³ würde dies in einer Gesamtmenge des abgelagerten Sediments von ca. 1.210 kg entsprechen.

Zusätzlich wurde nach jedem Meter eine Mischprobe des Sediments über die komplette Quererstreckung entnommen, um eine Korngrößenanalyse mittels Siebung durchzuführen. Hierdurch sollte überprüft werden, ob mit der Transportdistanz eine Gradierung des Sediments festzustellen ist. Abbildung 6.6 zeigt die kumulierten relativen Summenkurven sowohl für die Gesamtproben als auch für den Feinbodenanteil innerhalb der Probe, die Abstufung der Siebe betrug 6,3/2/0,63/0,2/0,125/0,1/0,063 mm. In Tabelle 6.4 sind die wichtigsten statistischen Werte der Siebung enthalten. Diese umfassen den medianen Korndurchmesser, aber auch das 16 %- und 84 %-Perzentil der Probe. Die beiden letztgenannten Werte werden im Zuge der Interpretation (Kapitel 7.2) zur Beurteilung der Uniformität des Sediments verwendet.

Bei der Beurteilung der Korngrößenverteilung in Abhängigkeit von der Position innerhalb der Akkumulationsform konnte abermals festgestellt werden, dass die Position 4 m vom Beginn des Bereichs deutlich abweichende Eigenschaften zu den übrigen Positionen aufwies. Besonders auffällig war dies im Falle der Feinbodenfraktionen, da der Grobsandanteil in der entsprechenden Probe im Vergleich besonders hoch ist. Tabelle 6.5 zeigt ergänzend die relativen Anteile der einzelnen Siebeinwaagen, hieran kann verdeutlicht werden, dass im Vergleich zu den übrigen Proben im Falle der Position 4 m geringere Anteile auf den Bereich 0,2 – < 0,63 mm entfallen, während im Bereich > 0,63 mm und speziell im Bereich des Feingrus (2 – 6,3 mm) erhöhte Werte zu konstatieren sind. Dies deckt sich mit den Messwerten der Lagerungsdichte, da gröbere Korngemische größere Porenräume ausbilden, dies bedingt wiederum eine geringere Lagerungsdichte.

Insgesamt wird jedoch deutlich, dass der Hauptanteil der Feinbodenfraktion aller Proben auf die sandige Korndurchmesser entfiel, der Sandanteil schwankte bei den Proben zwischen 60,36 % (x = 400 cm) und 84,65 % (x = 500 cm), wobei die Maxima beim Mittel- und Grobsandanteil lagen.

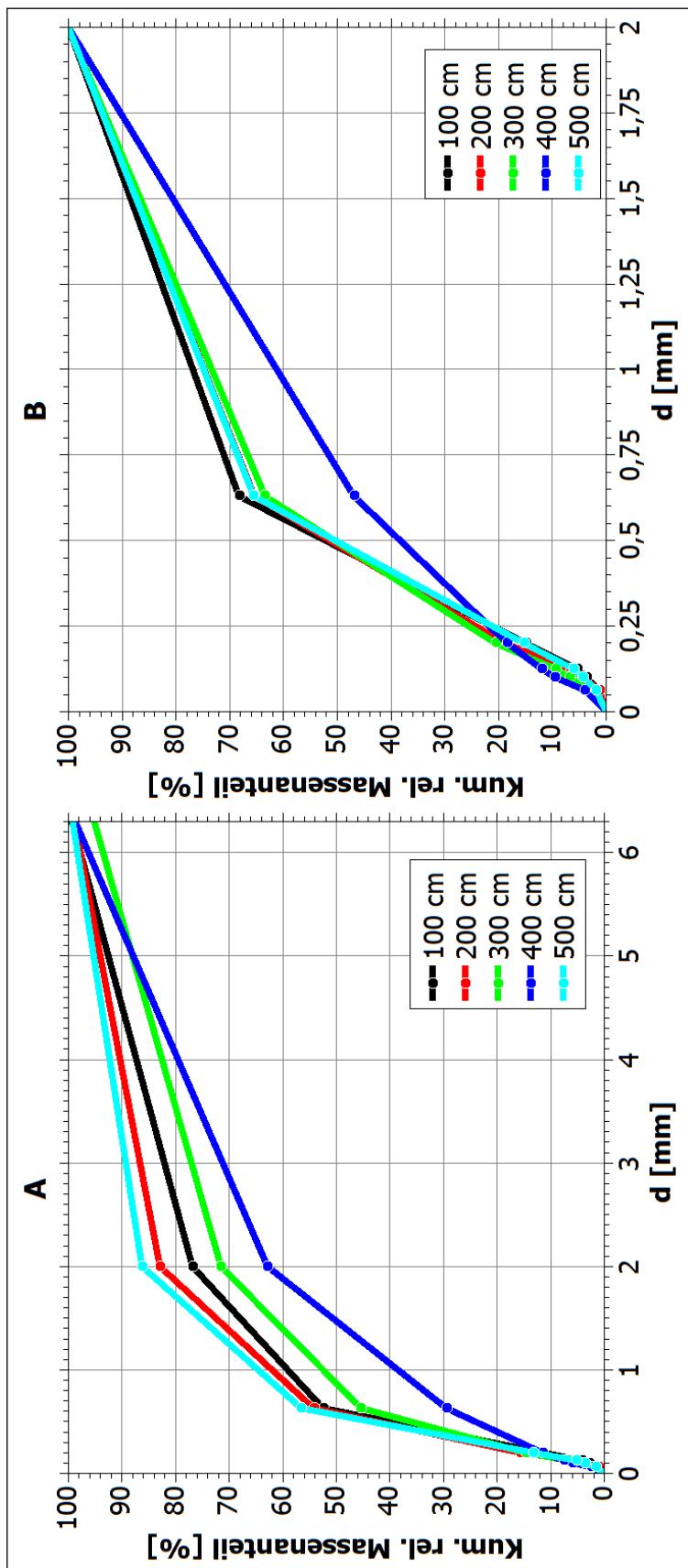


Abb. 6.6: Kumulierte, relative Korngrößenanteile der Akkumulationsform in Abhängigkeit der Position. (A) Gesamtprobe mit Grobbodenanteil, (B) Feinbodenfraktionen.

x [cm]	d ₁₆ Gesamt [mm]	d ₅₀ Gesamt [mm]	d ₈₄ Gesamt [mm]	d ₁₆ Feinboden [mm]	d ₅₀ Feinboden [mm]	d ₈₄ Feinboden [mm]
100	0,2472	0,6036	3,3649	0,2084	0,4824	1,309
200	0,2038	0,5812	2,288	0,1821	0,4876	1,3662
300	0,2179	0,8705	4,2643	0,169	0,4951	1,3992
400	0,3057	1,4714	4,5247	0,1713	0,7097	1,5871
500	0,2268	0,5628	1,8895	0,2055	0,4966	1,3629
Ø	0,2403	0,8179	3,2663	0,1873	0,5343	1,4049

Tab. 6.4: Perzentile (16/50/84%) der gesiebten Sedimentproben der Akkumulationsform auf Basis der Korndurchmesserkurven (Abb. 6.6).

Rel. Anteil [%] an Korngröße	100 cm	200 cm	300 cm	400 cm	500 cm	Ø
< 0,063 mm	0,99	1,04	1,74	2,50	1,63	1,58
0,063 - < 0,1 mm	1,87	2,65	3,16	3,47	2,10	2,65
0,1 - < 0,125 mm	1,26	1,76	1,85	1,60	1,52	1,60
0,125 – < 0,2 mm	7,37	10,20	7,97	4,01	7,98	7,51
0,2 - < 0,63 mm	41,01	38,60	30,69	17,91	43,33	34,31
0,63 - < 2 mm	24,36	28,68	26,15	33,38	29,72	28,46
2 mm - < 6,3 mm	22,48	15,96	23,64	36,00	12,93	22,20
> 6,3 mm	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0

Tab. 6.5: Relative Anteile der Siebeinwaagen in Abhängigkeit zur Position auf der Akkumulationsform.

6.3 | Kalibration der Beregnungsanlage

Im nachfolgenden Unterkapitel sollen die Ergebnisse der Beregnungskalibration besprochen werden. Für das vollständige Verständnis der Geländemessungen (Kapitel 6.4) ist die Kenntnis der genauen Betriebsdaten der KBA von entscheidender Bedeutung, da die physikalischen Charakteristika des artifiziellen Niederschlags die Hauptsteuergröße für die Bildung von Oberflächenabfluss und der damit verbundenen Mobilisierung von Bodenpartikeln darstellen. Für die Besprechung der Ergebnisse werden ausschließlich fertig nachprozessierte und –formatierte Datensätze verwendet, diese Aufbereitung der Daten wurde in Kapitel 5.4.2 erläutert. Die gesammelten Rohdatensätze der Kalibrationsläufe und der Beregnungsversuche im Gelände finden sich im digitalen Anhang der Arbeit, aufgrund Ihres Umfangs wurde auf eine vollständige Aufführung innerhalb dieses Kapitels verzichtet.

Abweichend von der reinen Beschreibung der Ergebnisse in den übrigen Unterkapiteln der Ergebnisdarstellung werden die nachfolgenden Kalibrationsergebnisse vollständig diskutiert und interpretiert, da diese die methodische Basis für die Beregnungssimulation darstellen und über alle Versuche konstant gehalten wurden. Zusätzlich musste eine über die reine Beschreibung hinausgehende Interpretation der Ergebnisse erfolgen, um die Wahl der letztendlich verwendeten Einstellungen der KBA zu begründen.

6.3.1 | Düsentestläufe

Vor Beginn der eigentlichen Testläufe wurde ein breites Spektrum an möglichen Düsen für die Verwendung an der KBA getestet. Hier standen vor allem die zu erwartende Intensität des Niederschlags und die räumliche Homogenität (Christiansen-Koeffizient) im Mittelpunkt der Betrachtung. Ziel der Testläufe war es, bei gegebenem Pumpenkreislauf eine Düse zu ermitteln, die eine realistische Intensität für Starkregenereignisse produzieren sollte. Hierzu wurden Kalibrationsläufe mittels Messbecheraufbau (vgl. Kapitel 5.4.2.1) durchgeführt. Problematisch war bei der Verwendung aller Düsen der geringe Betriebsdruck, da dieser bei allen verwendeten Fabrikaten unterhalb der herstellerseitig empfohlenen Mindestwerte lag. Zur ersten Bestimmung geeigneter Düsen wurde mit einem vollständig geöffneten Regelventil berechnet, so dass ein Betriebsdruck von 0,21 bar resultierte. Durch maximalen Druck an der Düse konnte zum einen die maximale Sprühweite bei bestehendem Aufbau, sowie die minimale Intensität der Düse ermittelt werden. Je höher der Betriebsdruck gewählt wird, desto feiner ist der entstehende Sprühnebel, in Kombination mit dem zusätzlich weiteren Sprühkegel ergibt sich das in Kapitel 5.4 beschriebene, umgekehrt proportionale Verhältnis zwischen Betriebsdruck und Intensität.

Ausgehend von der von ISERLOH ET AL. (2012) verwendeten Vollkegeldüse Lechler 460.608 wurden Düsen des gleichen Herstellers für die Düsentestläufe gewählt, die sich in ihrem werkseitig angegebenen Sprühwinkel voneinander unterschieden (vgl. Abb. 6.7, Tab. 6.6).

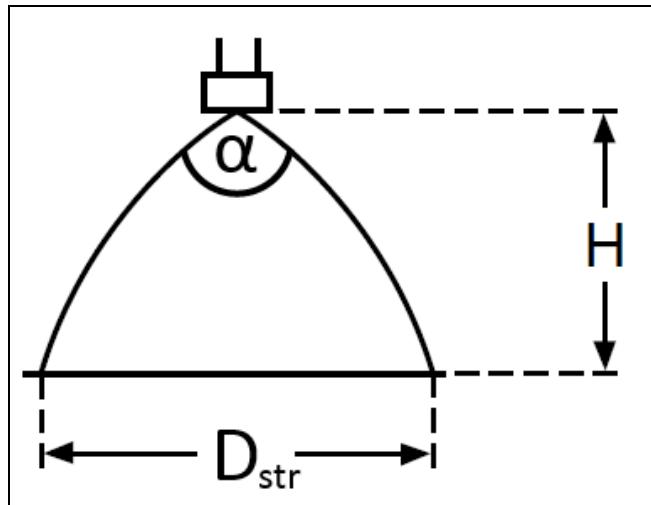


Abb. 6.7: Schematische Verortung von Sprühwinkel (α), Strahldurchmesser (D_{str}) und Berechnungshöhe (H) (LECHLER, o.J., 5, verändert).

Da die Baureihe 460 insgesamt in vier verschiedenen Sprühwinkeln erhältlich war, die von ISERLOH ET AL. (2012) vorgeschlagene Düse jedoch den weitesten Sprühwinkel aufwies, wurden in den Vortests die zwei Düsen mit den jeweils kleineren Sprühwinkeln verwendet. Somit ergab sich ein Testprogramm mit folgenden Düsen:

Düse	α [°]	D_{str}^* [mm]	p Testlauf [bar]
460.604	60	220	0,21
460.606	90	380	0,21
460.608	120	680	0,21

Tab. 6.6: Eckdaten der für die Vortests verwendeten Düsen. * D_{str} bezieht sich auf die Herstellerangaben für $p = 2$ bar und $H = 200$ mm.

Begonnen wurde mit dem Test der Düse 460.604, da diese aufgrund ihres engen Sprühwinkels die höchsten Intensitäten erwarten ließ, gefolgt von den Düsen mit jeweils nächst höheren Sprühwinkeln. Die Ergebnisse der ersten beiden Kalibrationsläufe (460.604 und 460.606) sind als interpolierte Flächendaten in Abbildung 6.8 abgebildet.

Deutlich wurde anhand dieser ersten Tests, dass beide Düsen aufgrund ihres schon bei vergleichsweise hohen Drücken ($p = 0,21$ bar) engen Sprühkreises sehr hohe Intensitäten erzeugten. Die entsprechenden Eckdaten sind Tabelle 6.7 zu entnehmen, getrennt nach Eingangsdaten. Sowohl die Statistiken der 263 Becher, als auch die der 10201 Rasterstützpunkte sind vermerkt. Diese sehr hohen Intensitäten sorgten schon nach den ersten Testläufen für einen Ausschluss der beiden genannten Düsen, da eine mittlere Intensität von $60,23 \text{ mm } h^{-1}$ im Falle der 460.604, respektive $60,08 \text{ mm } h^{-1}$ im Falle der 460.606 über der angestrebten Intensität von ca. $45 \text{ mm } h^{-1}$ lag. Diese Ziellintensität beruht auf der Intensität der KBA der Universität Trier, an deren Aufbau sich die KBA orientierte. Zudem wird bereits bei Ansicht der Intensitätsinterpolation die Ausbildung markanter Konzentrationsbereiche innerhalb der Plotfläche deutlich. Diese gaben einen ersten Hinweis auf wenig flächenhomogene Daten, dies wurde im Folgeschritt durch die Berechnung der relativen Abweichungen jedes Messpunktes vom Mittelwert quantifiziert.

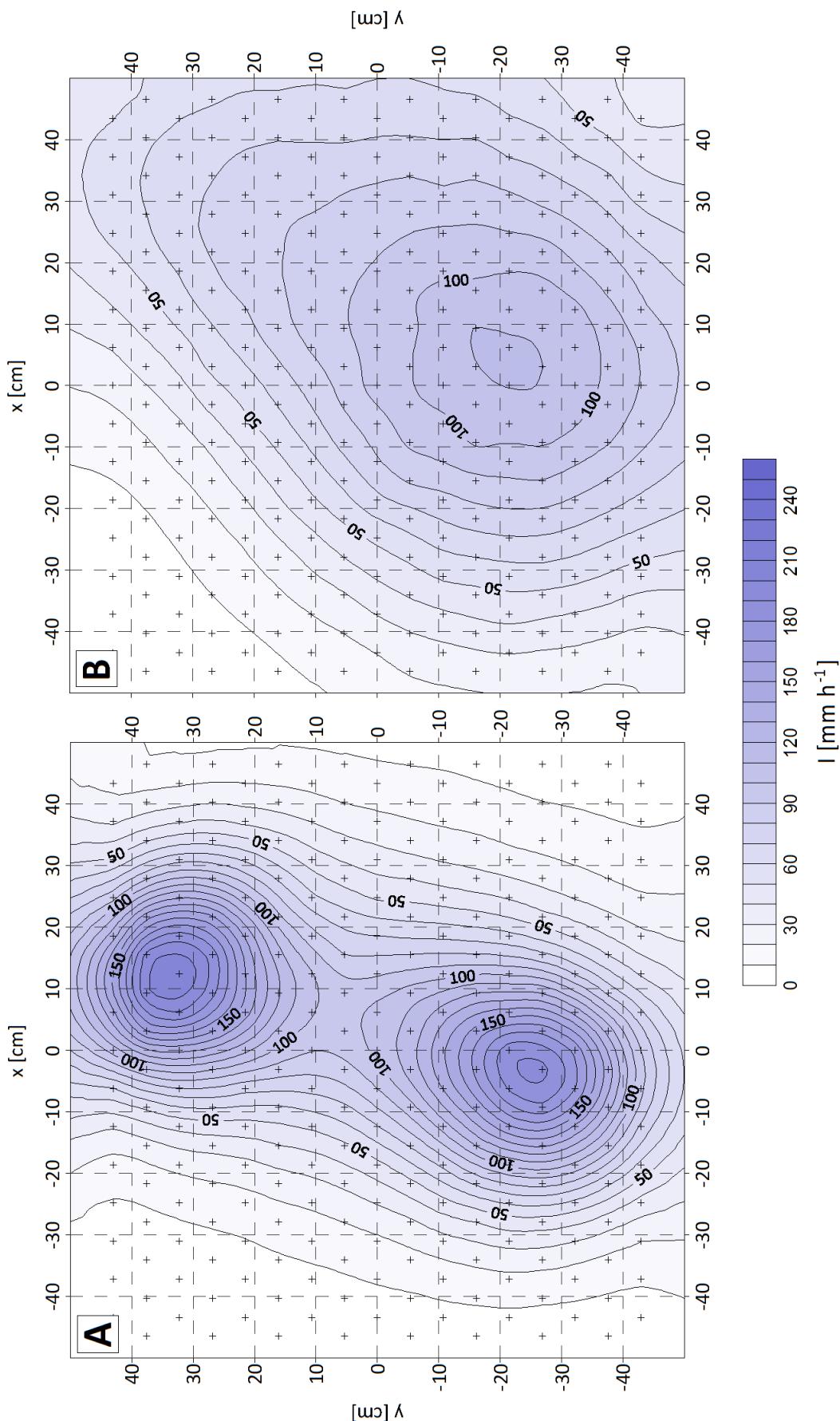


Abb. 6.8: Interpolierte Flächendaten der Intensitätstests, Berechnungsdauer: 15 min. A) Lechler 460.604 ($\alpha = 60^\circ$), B) Lechler 460.606 ($\alpha = 90^\circ$). Die Standorte der Messbecher ($n = 263$) sind markiert (+).

Kennwert	$I \ 60^\circ \ [\text{mm h}^{-1}]$	Raster $I \ 60^\circ \ [\text{mm h}^{-1}]$	$I \ 90^\circ \ [\text{mm h}^{-1}]$	Raster $I \ 90^\circ \ [\text{mm h}^{-1}]$
Stützpunkte	263	10201	263	10201
Min	1,63	0,823	0,99	0,37
$Q_{0,25}$	15,86	12,50	38,25	33,47
$Q_{0,5}$	45,31	36,88	63,58	59,93
$Q_{0,75}$	96,12	88,21	82,29	79,90
Max	209,21	208,95	110,33	110,88
\bar{x}	60,23	54,91	60,08	56,91

Tab. 6.7: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung der Düsen 460.604 und 460.606.

Neben den im Vergleich zu den gewünschten Daten zu hohen Mittelwerten der Intensität fiel auf, dass gerade die Maximalwerte ($209,21$ respektive $110,88 \text{ mm h}^{-1}$) deutlich über den angestrebten Intensitätswerten lagen. Zusätzlich waren jedoch bei den Minimumwerten Becher zu verzeichnen, die praktisch keinen Niederschlag auffingen, zu erkennen durch Intensitäten unter 2 mm h^{-1} .

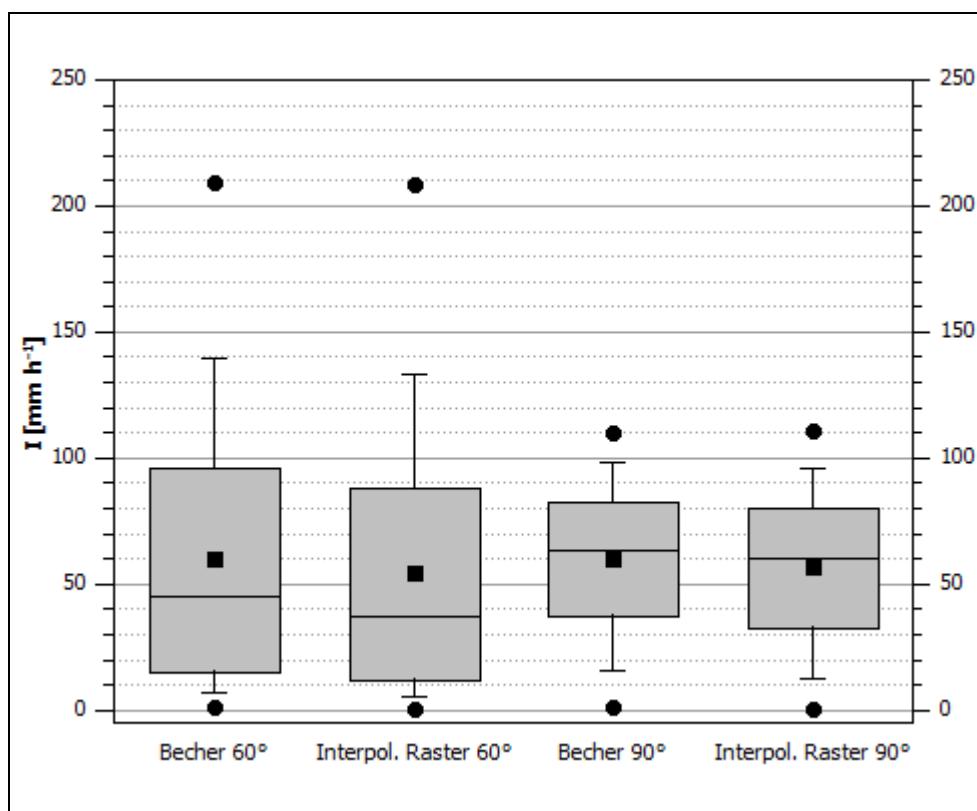


Abb. 6.9: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 263$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

Die Darstellung der Datensätze mithilfe eines Box-Plot-Diagramms zeigt klar, wie sehr die Datensätze zwischen Ihren jeweiligen Minima und Maxima streuten (vgl. Abb. 6.9). Deutlich wird jedoch auch, dass die Streuung im Falle der weiter sprühenden 460.606 deutlich geringer ausgefallen ist. Dies ist ein erster Hinweis auf steigende Datengüte mit größer werdendem Sprühwinkel der verwendeten Düsen. Dieser Trend zwischen den beiden Eingangsdüsen veranlasste zur Überprüfung der von ISERLOH ET AL. (2012) vorgeschlagenen Düse 460.608 mit einem Sprühwinkel von 120°. Die bereits erwähnte, abschließende Flächenhomogenitätsuntersuchung wurde dennoch der Vollständigkeit halber auch für die letztendlich verworfenen Düsen durchgeführt. Die entsprechenden Datensätze werden nachfolgend analog zu den absoluten Intensitätswerten dargestellt. Zu erkennen ist, dass die entsprechenden punktuellen Maxima der Düsen zu teils erheblichen relativen Abweichungen vom Mittelwert des Plots führten (vgl. Abb. 6.10). Hierdurch war ein geringerer CU-Wert zu verzeichnen, dieser sorgte neben der zu hohen Intensität ebenfalls für ein Verwerfen der beiden getesteten Düsen.

Bei der Betrachtung des Sprühbildes beider Düsen über die Plotfläche fiel auf, dass das Modell 460.606 einen – wenn auch verschobenen – Sprühkreis mit einem erkennbaren Strahldurchmesser produzierte, während das Modell 460.604 zwei Maxima über die Plotfläche erzeugte. Diese waren bereits bei der Betrachtung der erzeugten Tropfen am Düsenkopf augenscheinlich zu erklären, da der geringe Druck von 0,21 bar bei letzterem Modell nicht ausreichte, einen vollständigen Sprühkegel zu erzeugen. Stattdessen wurden hauptsächlich zwei Wasserstrahlen aus sehr großen Tropfen gebildet, die in einem flachen Sprühwinkel auf den Plot fielen. Neben diesen beiden Strahlen waren nur vereinzelte, sehr viel feinere Tropfen zu verzeichnen. Dies deckt sich somit mit den durch die Becher erhobenen Daten, die eben jene zwei Maxima anzeigen. An diesen Stellen sind folglich die größten Abweichungen von der mittleren Intensität zu konstatieren. Bei einem fast vollständig ausgebildeten Sprühkegel wie im Falle der 460.606 fanden sich über den Plot zwar ebenfalls ausgeprägte Abweichungen über die Fläche, diese lagen jedoch um zwei Größenordnungen unter denen der 460.604. Dennoch reichten auch hier das Sprühbild und die räumliche Verteilung nicht aus, um einen hinreichend hohen CU zu ermöglichen (vgl. Tab. 6.8).

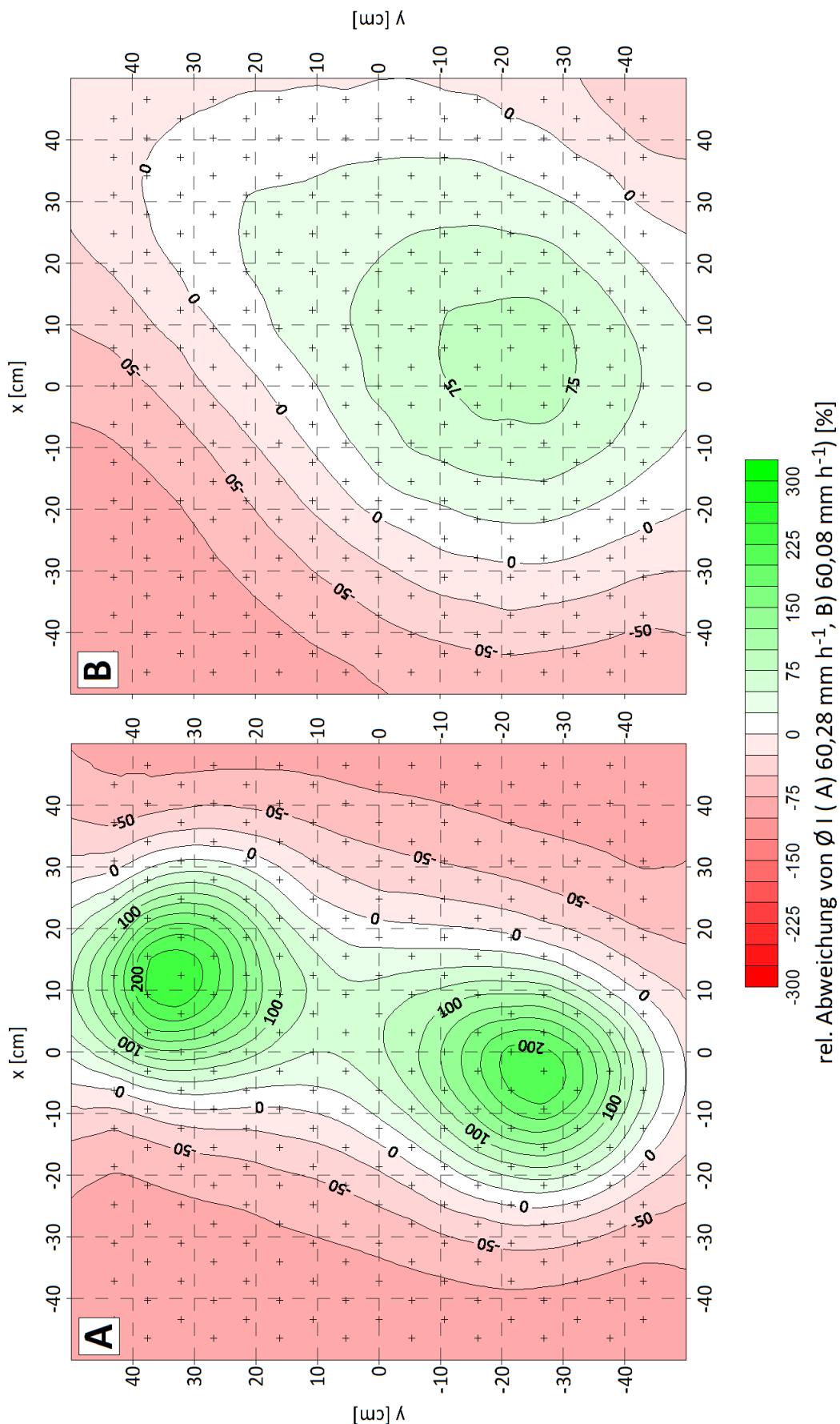


Abb. 6.10: Interpolierte Flächendaten der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Berechnungsdauer: 15 min. A) Lechler 460.604 ($\alpha = 60^\circ$), B) Lechler 460.606 ($\alpha = 90^\circ$). Die Standorte der Messbecher ($n = 263$) sind markiert.

Kennwert	Rel Abw. v. $\bar{\phi} \text{ } 60^\circ$ [%]	Raster Rel Abw. v. $\bar{\phi} \text{ } 60^\circ$ [%]	Rel Abw. v. $\bar{\phi} \text{ } 90^\circ$ [%]	Raster Rel Abw. v. $\bar{\phi} \text{ } 90^\circ$ [%]
Stützpunkte	263	10201	263	10201
Min	-97,29	-98,63	-98,35	-99,38
$Q_{0,25}$	-73,67	-79,25	-36,35	-44,29
$Q_{0,5}$	-24,79	-38,78	5,81	-0,26
$Q_{0,75}$	59,57	46,44	36,95	32,97
Max	247,32	246,89	83,62	84,52
$\bar{\phi}$	0,00	-8,84	0,00	-5,29
CU	27,08	23,17	59,16	56,22

Tab. 6.8: Statistische Kennwerte der relativen Abweichung von der $\bar{\phi}$ Niederschlagsintensität der Düsen 460.604 und 460.606.

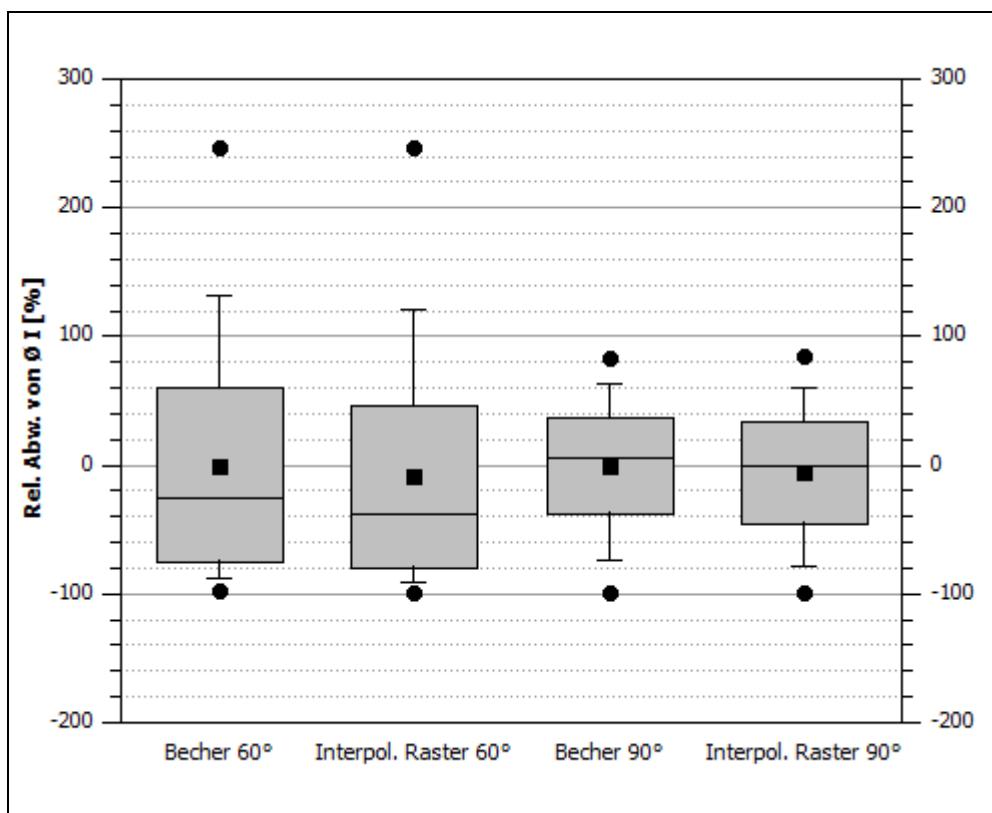


Abb. 6.11: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 263$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der relativen Abweichung von der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

Für eine möglichst genaue Bestimmung der Betriebsdaten der Lechler 460.608 bei einem maximal möglichen Druck von $p = 0,21$ bar wurden drei Versuchsläufe mittels Becherkalibration durchgeführt. Diese drei Versuche von jeweils 15 Minuten Beregnungsdauer wurden zu einem Großdatensatz verschnitten, um eine statistische Basis für die Beurteilung der Düsencharakteristika zu ergeben. Die einzelnen Versuchsläufe sind als Rohdatensatz im digitalen Anhang an diese Arbeit angefügt, deziert wird jedoch nur der Gesamtdatensatz aus allen Kalibrationsläufen besprochen.

Insgesamt bestand der Datensatz aller Versuchsläufe aus 774 Einzelwerten, 15 Becher konnten aufgrund Undichtigkeit innerhalb der drei Versuchsläufe nicht verwendet werden. Abb 6.12 zeigt sowohl die Intensität des Niederschlags auf der Grundfläche der KBA ($A = 1\text{m}^2$), als auch die relative Abweichung der einzelnen Messpunkte vom Mittelwert der Intensität. Aus Tabelle 6.9 werden zudem die wichtigsten statistischen Kennwerte der Versuchsläufe ersichtlich.

Im Gegensatz zu den vorherigen Düsen lag die mittlere Intensität des Niederschlages bei lediglich $20,25 \text{ mm h}^{-1}$, und somit in einem Bereich, der als natürlich für das betrachtete Untersuchungsgebiet zu bezeichnen ist (vgl. Maximalintensitäten der Station Weibern in Kapitel 4). Ebenso zeigte sich, dass mit Verwendung der 460.608 die Ausbildung eines vollständigen und zentrierten Sprühkegels über die Grundfläche der Beregnungsanlage möglich war. Hierdurch traten zwar ebenfalls relative Abweichungen vom Mittel der erzeugten Intensität auf, diese bewegten sich jedoch nunmehr in Größenordnungen, die sowohl natürlichem Niederschlag entsprachen, als auch einen hinreichend hohen CU erlaubten (vgl. Tab. 6.9). Diese geringe Streuung der Intensität über den Plot lässt sich anhand des Box-Plot-Diagramms der Datensätze (Abb. 6.13) gut nachvollziehen. Zur besseren Einordnung ist ein Vergleich mit den interpolierten Rasterdaten der verworfenen Düse 460.606 in Abbildung 6.15 gegeben. Ebenso wird eine vergleichende Kurvendarstellung der kumulierten relativen Häufigkeiten der gemessenen Intensitätswerte zwischen der 460.604 als Extrembeispiel für hohe Intensitäten bei großer Streuung und den Ergebnissen der 460.608 gezeigt (Abb. 6.16). Diese kumulierten Kurven der Relativanteile zeigen anschaulich die Verteilung der Volumina in den einzelnen Bechern, durch die Betrachtung der Relativanteile ist auch ein direkter Vergleich zwischen den Werten der verworfenen Düsen ($n = 263$) und den zusammengefassten Werten der 460.608 ($n = 774$) möglich, die unterschiedliche Probenanzahl hätte die Vergleichbarkeit absoluter Histogramme erschwert.

Einige distinkte Abweichung der Intensitätsmessungen ist ein einzelner Messbecher, in dem $131,2 \text{ mm h}^{-1}$ gemessen werden konnten. Dieser fällt aufgrund der Verschneidung der drei Kalibrationsläufe nicht mehr ins Gewicht, weswegen die deutliche Streuung zwischen Minimum- und Maximumwert des Datensatzes beim interpolierten Raster nicht mehr zu verzeichnen ist. Auch die hohe Güte des CU von 78,89 % im Falle der Bechermessungen zeigt, dass es sich beim aufgeführten, extremen Maximum nur um eine auf den Gesamtdatensatz gesehen geringe Abweichung handelt. Der entsprechende Kollektor war auf Position (12,4 | 42,96) des Plots verortet und sammelte auf dieser weit außen befindlichen Position in den ersten Minuten des Kalibrationslaufs Tropfwasser, welches sich am Windschutz der Anlage gesammelt hatte. Als der Fehler augenscheinlich wurde, wurde der Windschutz weiter abgespannt und die Fehlmessungen hiermit unterbunden. Dennoch wurde der Messpunkt im Sinne einer vollständigen Datenerhebung mit in den Urdatensatz zur Rasterinterpolation aufgenommen, da methodisch nicht ausgeschlossen werden konnte, dass sich eine ähnliche Ausgangslage in den ersten Minuten eines Geländeeinsatzes einstellen würde. Somit stellt dieser Ausreißer, obwohl er nicht als grundsätzlich KBA-inharent zu bezeichnen ist, eine Annäherung an realistische Rahmenbedingungen bei einer Beregnung im Gelände dar. Zusätzlich ist anhand eines Histogramms (Abb. 6.14) zu erkennen, dass im Gesamtdatensatz nur bei 6 Messbechern, demnach bei 0,01% des Gesamtdatensatzes, Intensitäten über 40 mm h^{-1} zu konstatieren sind, ein weiterer Beleg dafür, dass die aufgeführten Extremwerte innerhalb des Datensatzes nur singulär aufgetreten sind.

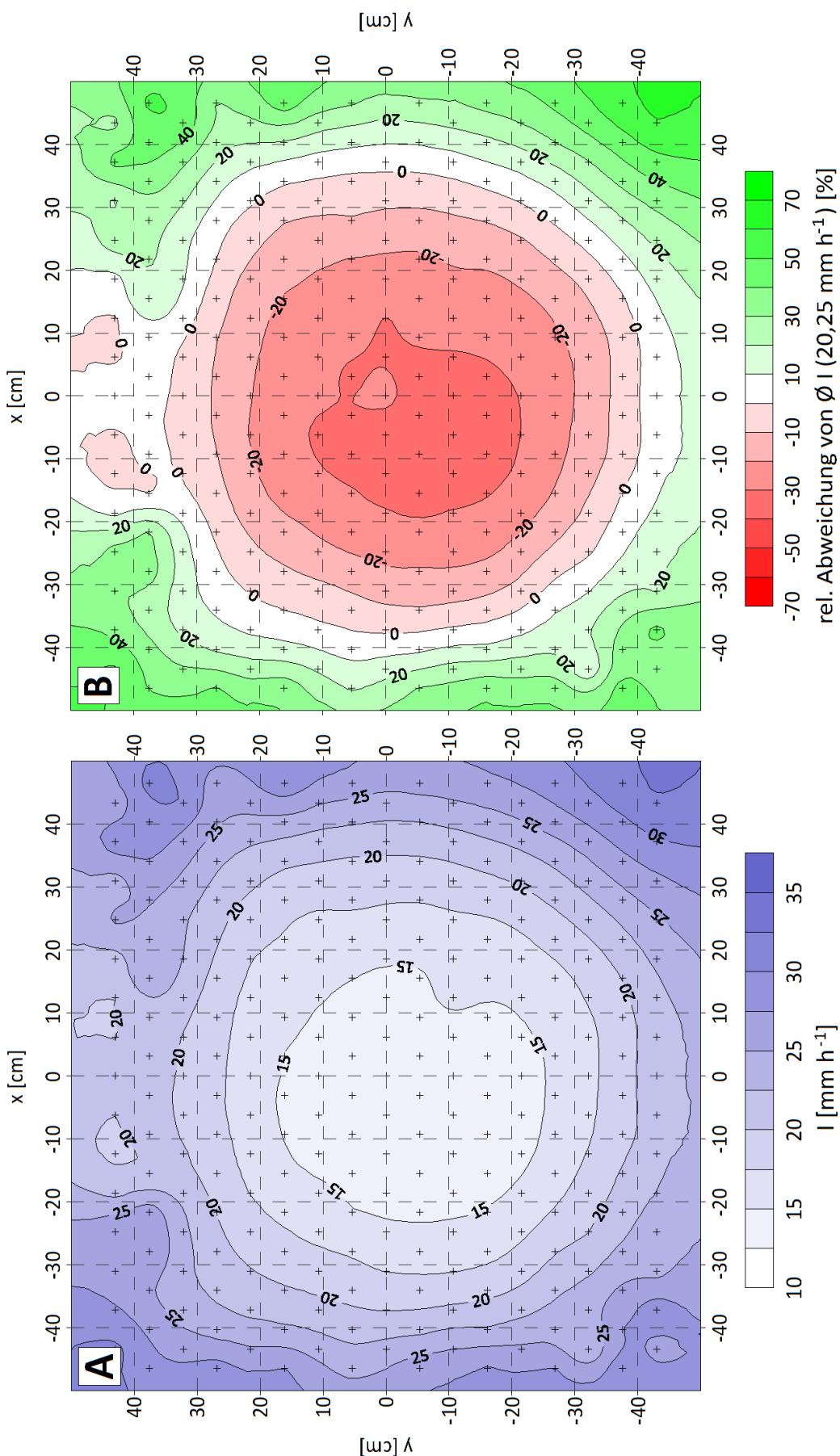


Abb. 6.12: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Berechnungsdauer: 3 x 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 263$, n gesamt = 774) sind markiert.

Kennwert	$I \ 120^\circ$ [mm h ⁻¹]	Raster $I \ 120^\circ$ [mm h ⁻¹]	Rel Abw. v. $\bar{I} \ 120^\circ$ [%]	Raster Rel Abw. v. $\bar{I} \ 120^\circ$ [%]
Stützpunkte	774	10201	774	10201
Min	12,86	13,19	-36,48	-34,83
$Q_{0,25}$	16,41	17,00	-18,96	-16,03
$Q_{0,5}$	18,75	20,88	-7,38	3,14
$Q_{0,75}$	22,25	25,09	9,92	23,94
Max	131,20	32,71	548,05	61,55
\bar{I}	20,25	21,18	0,00	4,62
CU	78,89	80,49	78,89	80,49

Tab. 6.9: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der \bar{I} Niederschlagsintensität der Düse 460.608.

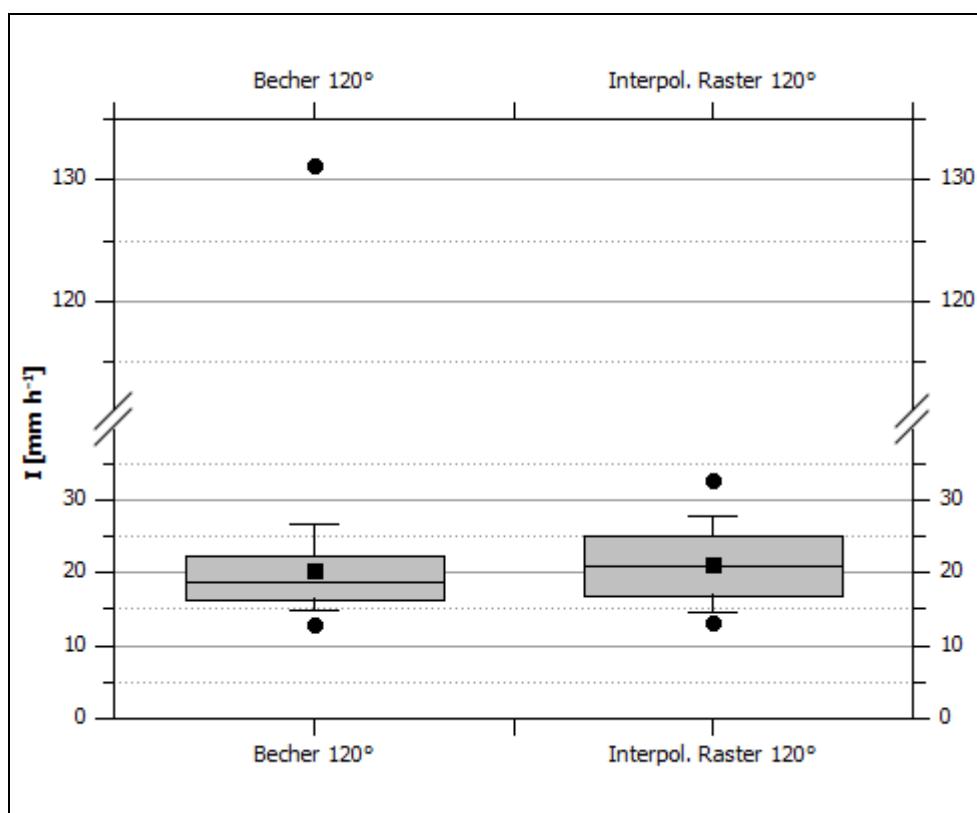


Abb. 6.13: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

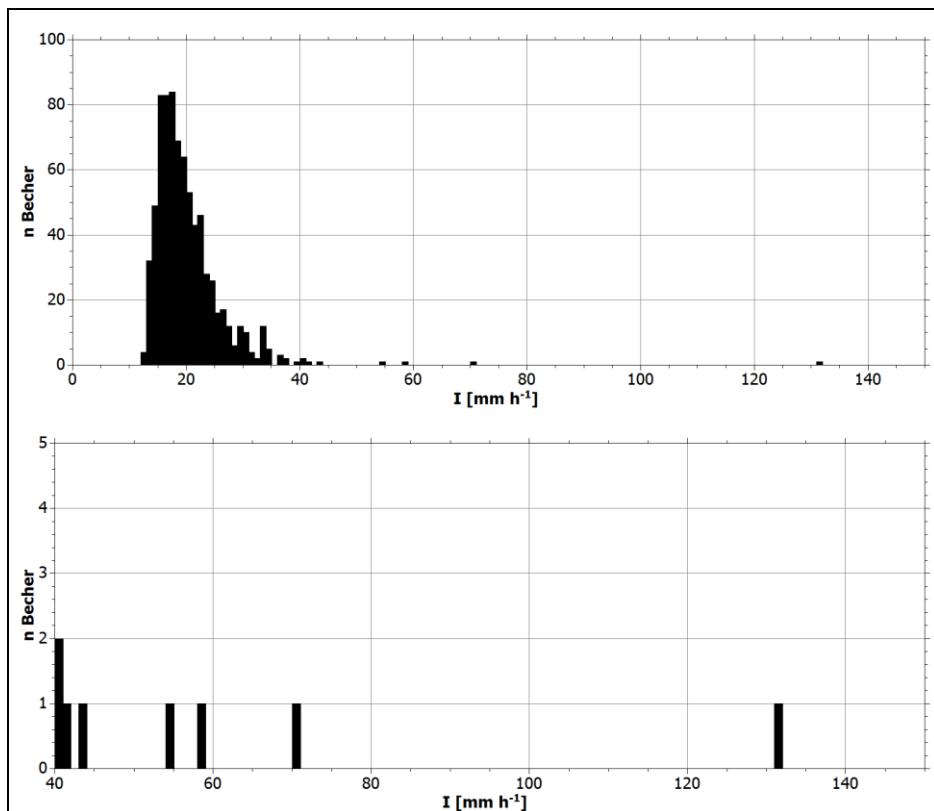


Abb. 6.14: Histogramm der absoluten Häufigkeit einzelner Niederschlagsintensitäten pro Kollektor. Klassenbreite: 1 mm h^{-1} . Oberes Diagramm: Gesamtes Spektrum. Unteres Diagramm: Ausschnitt Intensitätsbereich $40 - 150 \text{ mm h}^{-1}$.

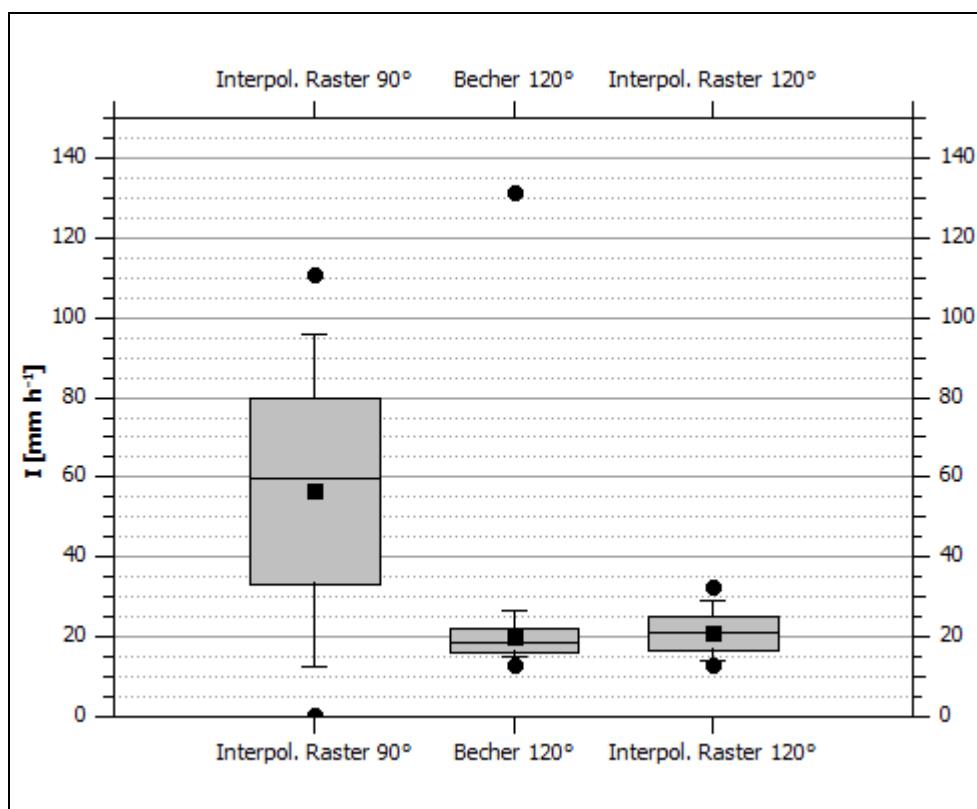


Abb. 6.15: Vergleichendes Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität von 460.608 im Vergleich mit den Werten des interpolierten Rasters ($n = 10201$) von 460.606 . • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

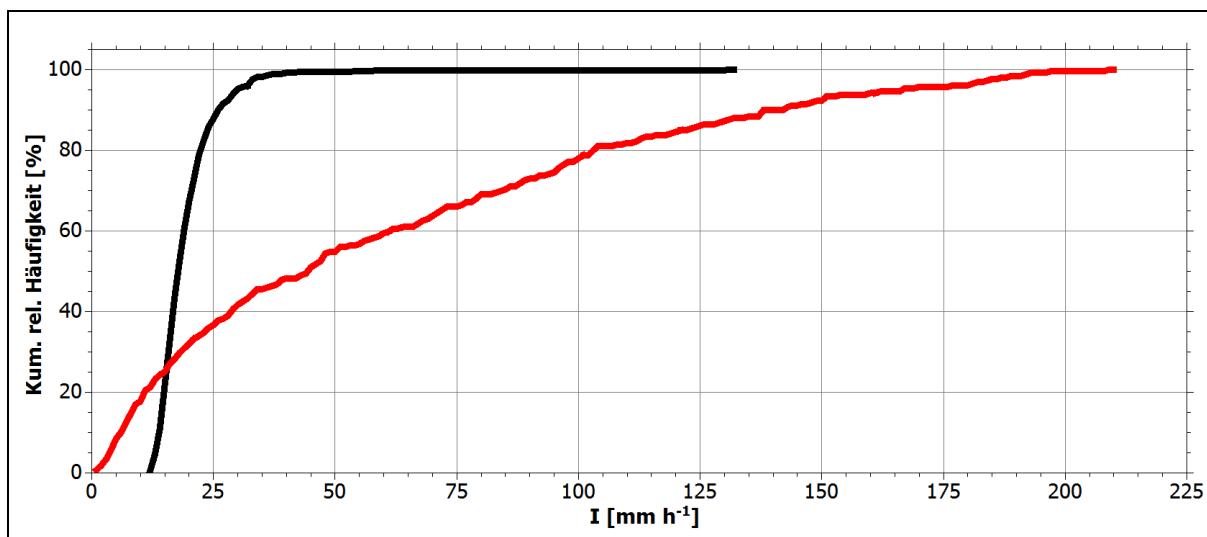


Abb. 6.16: Kumulierte relative Häufigkeiten einzelner Bechermessungen der Niederschlagsintensität. Schwarze Linie: 460.608 ($\alpha = 120^\circ$) Rote Linie: 460.604 ($\alpha = 60^\circ$)

Nach diesen ersten Kennwerten, die auf Basis der gesamten Beprobungsfläche von $A = 1\text{m}^2$ erhoben wurden, waren die Eigenschaften des artifiziellen Niederschlages für die eigentliche Erosionsplotgröße von $A = 0,64\text{ m}^2$ zu ermitteln. Da die besonders hohen, in diesem Falle positiven Abweichungen der Intensität vom Mittel vor allem in den Außenbereichen der 1 m^2 Beprobungsfläche zu verzeichnen waren, deutete dies schon vor der Reduktion auf die eigentliche Sedimentplotfläche darauf hin, dass ein Ansteigen des CU und eine Verringerung der mittleren Intensität festzustellen sein würde. Diese Annahmen konnten durch die ermittelten Werte der Becher für $0,64\text{ m}^2$ ($n = 607$) und die daraus interpolierten Rasterwerte ($n = 6561$) bestätigt werden. Von den ursprünglich 15 nicht zu verwendenden Bechern entfielen noch 2 Becher auf die kleinere Versuchsfläche. Die mittlere Intensität sank auf ca. 18 mm h^{-1} , während der CU auf 85% (Becher), respektive 84% (Raster) anstieg (vgl. Abb. 6.17 & Tab. 6.10). Auch die Streuung der Datensätze wurde durch die Betrachtung der kleineren Fläche reduziert, wie aus den entsprechenden Box-Plot-Diagrammen (Abb. 6.18) ersichtlich wird.

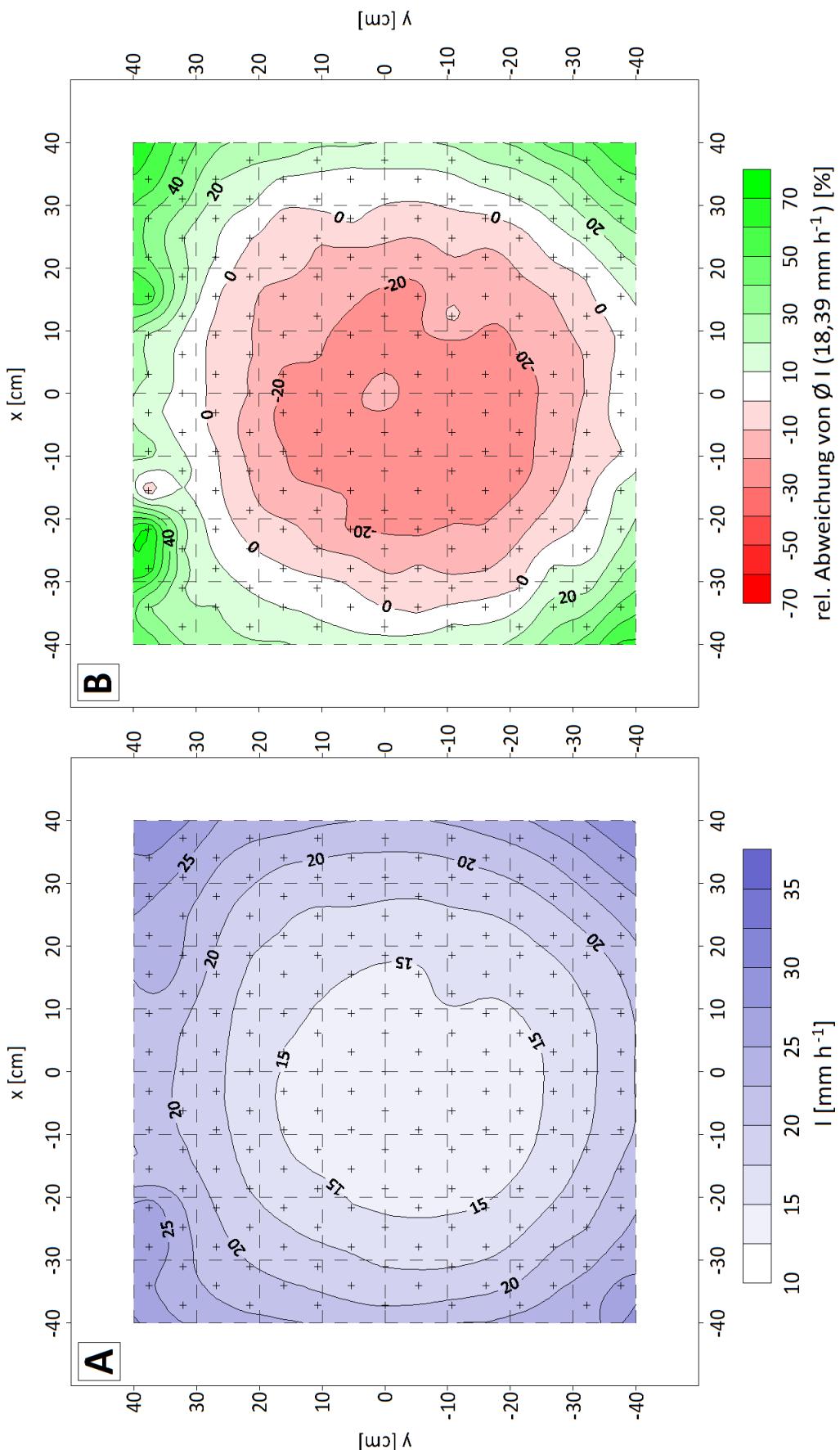


Abb. 6.17: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche 0,64 m², Berechnungsdauer: 3 x 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 203$, $n_{\text{gesamt}} = 607$) sind markiert.

Kennwert	$I \ 120^\circ \ 0,64 \text{ m}^2 [\text{mm h}^{-1}]$	Raster $I \ 120^\circ \ 0,64 \text{ m}^2 [\text{mm h}^{-1}]$	Rel Abw. v. $\bar{\phi} \ 120^\circ \ 0,64 \text{ m}^2 [\%]$	Raster Rel Abw. v. $0,64 \text{ m}^2 \bar{\phi} \ 120^\circ [\%]$
Stützpunkte	607	6561	607	6561
Min	12,86	13,19	-30,07	-29,90
$Q_{0,25}$	15,83	15,49	-13,92	-16,13
$Q_{0,5}$	17,76	18,27	-3,42	-1,29
$Q_{0,75}$	20,40	21,04	10,95	14,03
Max	39,94	30,18	117,17	72,28
$\bar{\phi}$	18,39	18,61	0,00	1,18
CU	85,04	83,69	85,04	83,69

Tab. 6.10: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der $\bar{\phi}$ Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 0,64 \text{ m}^2$.

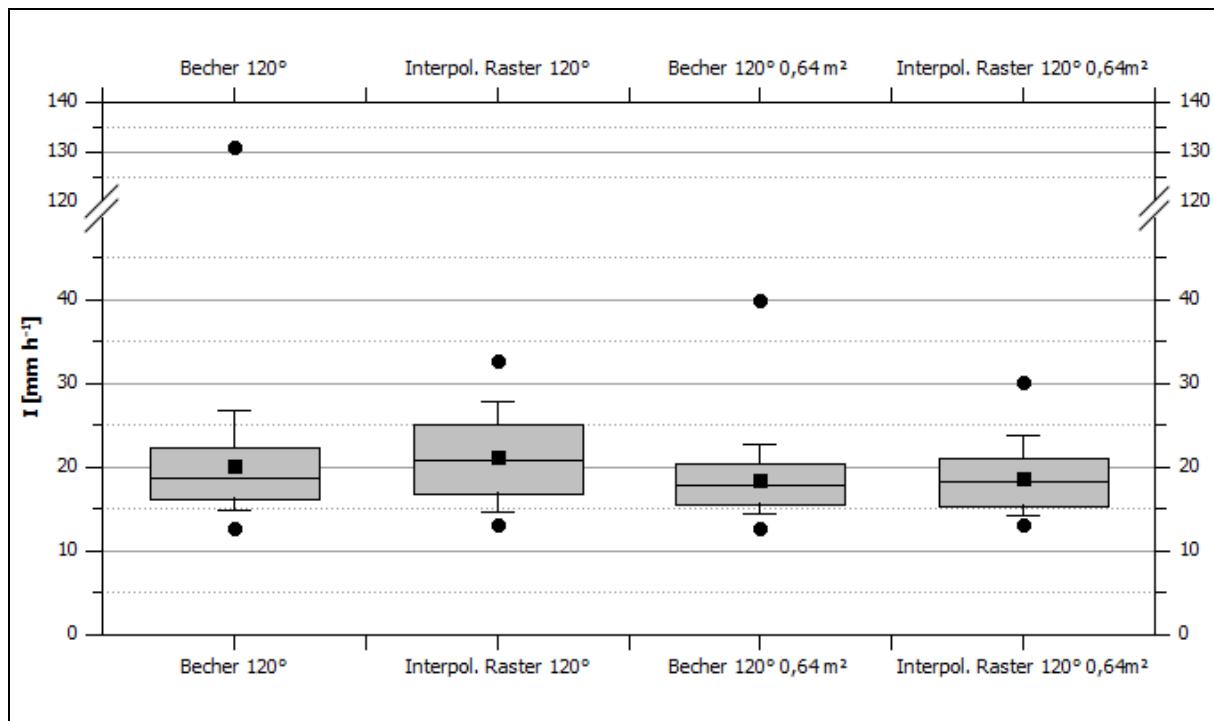


Abb. 6.18: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte für $A = 1 \text{ m}^2$ ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität im Vergleich mit den Werten der Becherwerte ($n = 607$) und des interpolierten Rasters ($n = 6561$) für $A = 0,64 \text{ m}^2$. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

Aufbauend auf diesen Ergebnissen wurde nachfolgend die erste Messung der physikalischen Niederschlagseigenschaften mittels LNM (vgl. Kapitel 5.4.2.2) durchgeführt. Der maximal mögliche Druck von 0,21 bar, der den oben aufgeführten Grafiken zugrunde lag, zeigte bereits augenscheinlich ein feines Sprühbild, weswegen im Vorfeld davon ausgegangen werden musste, den Betriebsdruck

weiter absenken zu müssen. Angestrebte Zielwerte und einen Orientierungsrahmen bildeten die im Zuge des Trierer Rainfall Simulator Workshops (vgl. Kapitel 5.4) erhobenen Messwerte und Eckdaten von insgesamt 13 KBA, die nach standardisiertem Verfahren beprobt wurden (vgl. Tab. 6.11).

Anlage	I [mm h ⁻¹]	CU [%]	n min ⁻¹	d ₅₀ [mm]	KE _R [J m ⁻² h ⁻¹]	KE [J m ⁻² mm ⁻¹]	M [kg m s ⁻¹]
Malaga	37	89,3	16671	1,00 - 1,50	214	5,81	0,0157
Basel	43	87,0	18217	0,50 - 1,00	77	3,86	0,0085
La Rioja	45	96,5	20725	0,375 – 0,750	25	0,77	0,0042
Trier	46	90,6	19695	1,25 - 1,75	172	7,52	0,0132
Zaragoza	48	97,8	24494	0,50 – 1,00	54	4,16	0,0071
Zaragoza*	48	97,6	26797	0,50 – 1,00	77	3,86	0,0085
Valencia	51	86,2	8393	1,75 - 2,50	423	10,84	0,0244
Almeria	51	60,6	5094	2,00 - 3,00	638	11,51	0,0327
Tübingen	55	88,4	19956	1,25 - 1,75	475	9,88	0,0265
Cordoba	67	91,4	19073	2,00 - 3,00	1322	13,76	0,0459
Murcia	75	66,9	12823	1,25 - 1,75	252	7,56	0,0170
Granada	94	76,4	5640	4,00 - 5,00	1149	8,4	0,0518
Wageningen	360	n.a.	1190	5,50 - 6,50	1296	50,32	0,0917

Tab. 6.11: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, 110, verändert).

Wie in Kapitel 5.4 erläutert, sind vor allem die kinetische Energie und der Impuls des artifiziellen Niederschlags entscheidende Steuergrößen für den letztendlichen Partikeltransport. Für diese Kennwerte ist vor allem der Tropfendurchmesser ein steuernder Faktor, da er gemäß Gleichung (35), (36) und (37) direkt in die Berechnung dieser Parameter eingeht. Auch die finale Fallgeschwindigkeit v_{fn} ist maßgeblich durch die Masse und somit auch den Durchmesser eines Tropfens beeinflusst. Daher ist neben der Intensität auch auf den Tropfendurchmesser und die resultierenden, erosionsrelevanten Eigenschaften zu achten.

Deutlich wird anhand der aufgeführten Vergleichswerte auch, dass Intensität und Erosivität des Niederschlags nur mittelbar miteinander gekoppelt sind. Zwar sorgen größere mediane Tropfendurchmesser bei ansonsten gleichbleibenden Randbedingungen für eine höhere Intensität des Niederschlags, jedoch können KBA, welche eine im direkten Vergleich geringere Intensität erzeugen, aufgrund größerer Tropfendurchmesser höhere KE_R, KE und M-Werte aufweisen. Ein Beispiel hierfür sind die KBA aus Malaga und Trier, welche zwar eine geringere Intensität als beispielsweise die KBA aus Zaragoza aufweisen, durch den größeren medianen Tropfendurchmesser aber höhere Werte hinsichtlich der kinetischen Energie und des Impulses auf den Plot induzieren können.

Zusätzlich erscheinen die Intensitäten der aufgeführten KBA im Vergleich zu natürlichen Regenereignissen allesamt vergleichsweise hoch. Sie liegen im Bereich von Starkregenereignissen, die bei natürlichen Niederschlagsereignissen in der höchsten Unwetterwarnstufe für Deutschland des

DWD liegen würden. Diese setzt bereits bei einer Niederschlagsintensität von 25 mm h^{-1} ein, ab 40 mm h^{-1} erfolgt eine Einordnung in die höchste Unwetterwarnstufe (DWD, o.J.). Auch die für die vorliegende KBA angestrebte Zielintensität von ca. 45 mm h^{-1} fällt demnach in letztere Kategorie.

Dies hat zwar im Falle der KBA hinsichtlich des induzierten Oberflächenabflusses und der damit verbundenen Infiltration des Plots weiterhin gleichbleibende Bedeutung, im Falle der Partikelmobilisierung ist jedoch mit diesen hohen Intensitäten beim Einsatz von KBA zu verfahren, um naturnahe Ergebnisse zu produzieren. Ursächlich hängt dies mit der geringen Fallhöhe zusammen, die bei den logistisch handhabbaren Aufbauten einer KBA zu realisieren sind. Hierdurch resultieren latent zu geringe Fallgeschwindigkeiten für einen Tropfendurchmesser im Vergleich zum selben Tropfendurchmesser bei einem natürlichen Niederschlagsereignis.

So liegen die erosionsrelevanten Parameter KE_R , KE und M deutlich unterhalb der Kennwerte eines natürlichen Niederschlagsereignisses gleicher Intensität. Ist bei natürlichen Niederschlägen ein direkter, empirisch nachweisbarer Zusammenhang zwischen Intensität und Erosivität gegeben, so findet sich dieser ebenfalls bei KBA, jedoch sind hier deutlich höhere Intensitäten vonnöten, um eine vergleichbare Erosivität zu erzeugen (ISERLOH 2013; CERDÀ ET AL. 1997; EPEMA & RIEZEBOS 1983; LAWS & PARSONS 1943).

Eine Einordnung der KBA-Werte im Vergleich mit natürlichem Niederschlag kann nach Gleichung (7), dem empirischen Zusammenhang zwischen Intensität und kinetischer Energie nach VAN DIJK ET AL. (2002) erfolgen. Für die gemessene, mittlere Niederschlagsintensität der KBA von $18,39 \text{ mm h}^{-1}$ wäre somit ein Betrag der kinetischen Energie von $21,50 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ zu erwarten. Aufgrund des sehr feinen Sprühbildes, welches deutlich unter der medianen Tropfengröße eines natürlichen Regenereignisses vergleichbarer Intensität lag, und aufgrund der geringen Fallhöhe zeigte sich jedoch lediglich ein KE-Wert von $0,91 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$, der somit um den Faktor 23,63 geringer war (vgl. Tabelle 6.13). Die fast baugleiche KBA aus Trier zeigt eine ähnliche Tendenz, hier wäre eine KE von $26,17 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$ zu erwarten gewesen, die Anlage erzeugt jedoch lediglich eine KE von $7,52 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}$.

Abbildung 6.19 zeigt insgesamt die summierten Tropfenspektren aller LNM-Läufe mit 0,21 bar Betriebsdruck, gemäß der in Kapitel 5.4.2.2 erläuterten Darstellung nach ISERLOH ET AL. (2012). Insgesamt wurden für diese Messungen 243 Einzelminuten miteinander verrechnet und die entsprechende durchschnittliche Häufigkeit der Tropfen nach Durchmesser und Fallgeschwindigkeit aufgeführt. Die wichtigsten positionsbezogenen Charakteristika sind in Tabelle 6.12 aufgeführt, die Rohdatensätze finden sich im Anhang dieser Arbeit.

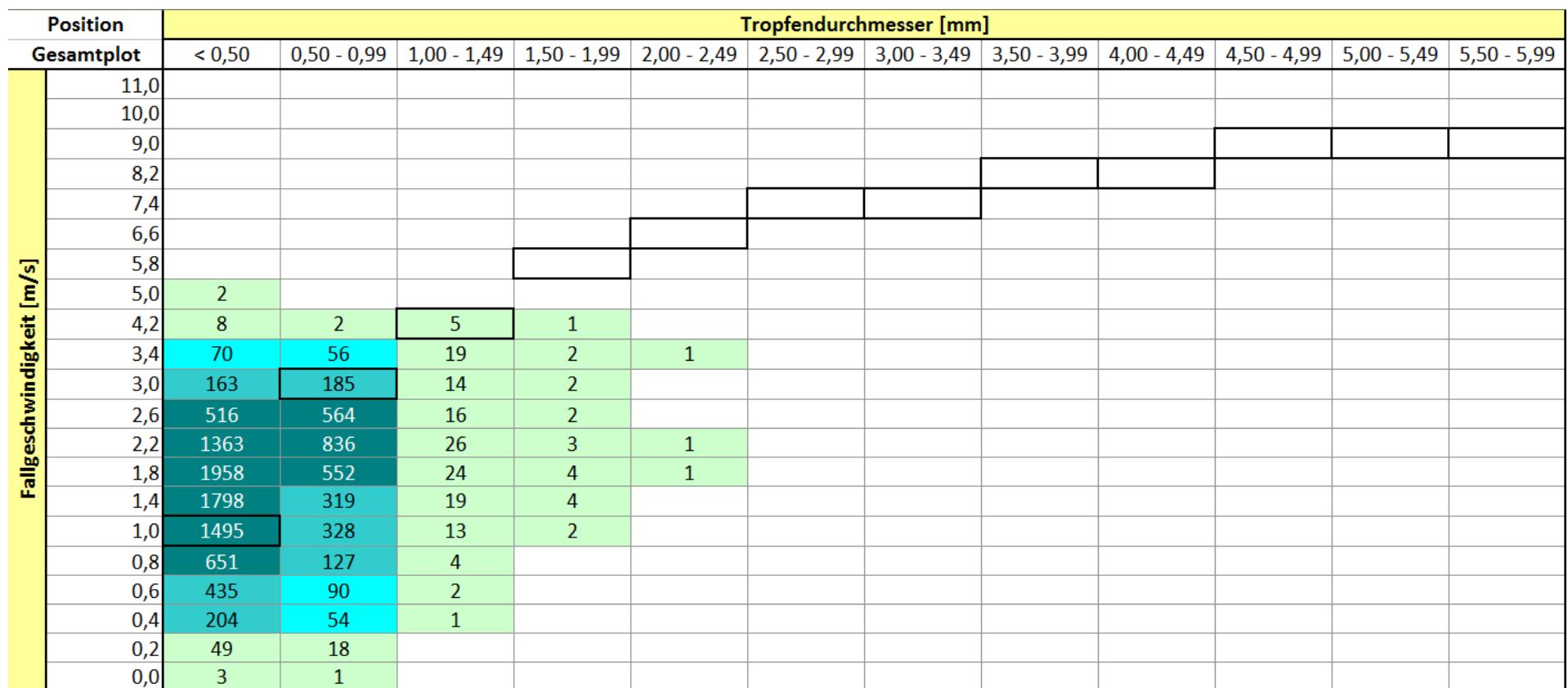


Abb. 6.19: Mittleres Tropfenspektrum der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,21 bar.

Pos.	t [min]	$\bar{\phi} n \text{ min}^{-1}$	$\bar{\phi} d_{50} [\text{mm}]$	$\bar{\phi} KE_R [\text{J m}^{-2} \text{ h}^{-1}]$	$\bar{\phi} KE [\text{J m}^{-2} \text{ mm}^{-1}]$	$\bar{\phi} M [\text{kg m s}^{-1}]$
0 0	62	10952	0,25	10,12	0,55	0,0007
-40 0	15	13305	0,26	13,28	0,72	0,0010
-20 0	32	13212	0,28	16,91	0,92	0,0012
20 0	26	11785	0,28	15,65	0,85	0,0011
40 0	16	10806	0,29	20,71	1,13	0,0013
0 -40	17	12695	0,27	15,57	0,85	0,0011
0 -20	30	11870	0,30	19,55	1,06	0,0013
0 20	29	12316	0,28	17,26	0,94	0,0012
0 40	16	11179	0,31	21,03	1,14	0,0014
$\bar{\phi}$		12013	0,276	16,67	0,91	0,0011

Tab. 6.12: Positionsbezogene physikalische Niederschlagseigenschaften der LNM-Messungen bei $p = 0,21 \text{ bar}$.

Zusammenfassend zeigte sich nach der Kalibration der KBA bei maximal möglichem Druck ein zwiespältiges Bild. Die räumliche Homogenität und auch die Niederschlagsintensität lagen in Bereichen, die als durchaus als anzustreben zu bezeichnen waren. Problematisch war jedoch der zu geringe mediane Tropfendurchmesser, welcher dazu führte, dass die hauptsächlich erosionsrelevanten Parameter KE_R , KE und M sowohl im Vergleich zu den KBA des Vergleichsdatensatzes, als auch im Vergleich mit natürlichen Niederschlagsereignissen zu gering ausfielen (vgl. Tab. 6.13). Durch den großen Sprühkreis und die kleinen Tropfen war somit – trotz hohem Wasserverbrauch – eine zu geringe Erosivität des Niederschlages zu erwarten.

Anlage	I [mm h ⁻¹]	CU [%]	n min ⁻¹	d ₅₀ [mm]	KE _R [J m ⁻² h ⁻¹]	KE [J m ⁻² mm ⁻¹]	M [kg m s ⁻¹]
Koblenz 0,21 bar	18	85,0	12013	0,276	16,67	0,91	0,0011
Malaga	37	89,3	16671	1,00 - 1,50	214	5,81	0,0157
Basel	43	87,0	18217	0,50 - 1,00	77	3,86	0,0085
La Rioja	45	96,5	20725	0,375 - 0,750	25	0,77	0,0042
Trier	46	90,6	19695	1,25 - 1,75	172	7,52	0,0132
Zaragoza	48	97,8	24494	0,50 - 1,00	54	4,16	0,0071
Zaragoza*	48	97,6	26797	0,50 - 1,00	77	3,86	0,0085
Valencia	51	86,2	8393	1,75 - 2,50	423	10,84	0,0244
Almeria	51	60,6	5094	2,00 - 3,00	638	11,51	0,0327
Tübingen	55	88,4	19956	1,25 - 1,75	475	9,88	0,0265
Cordoba	67	91,4	19073	2,00 - 3,00	1322	13,76	0,0459
Murcia	75	66,9	12823	1,25 - 1,75	252	7,56	0,0170
Granada	94	76,4	5640	4,00 - 5,00	1149	8,4	0,0518
Wageningen	360	n.a.	1190	5,50 - 6,50	1296	50,32	0,0917

Tab. 6.13: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, VERÄNDERT), Betriebsdaten der Koblenzer KBA bei 0,21 bar Betriebsdruck sind vermerkt.

Wie eingangs der LNM-Kalibration beschrieben, wurde aufgrund dieser Erkenntnisse der Betriebsdruck der KBA mithilfe des Sperrhahns auf 0,09 bar reduziert. Augenscheinlich lag der Sprühkreis der Düse noch voll ausgebildet vor, dieser wies zusätzlich einen Durchmesser von ca. 1 m auf, somit war ein möglichst verbrauchseffizientes Beregnen des Plots möglich, da nur ein geringer Anteil des Wassers neben dem Erosionsplot niederging. Noch geringere Betriebsdrücke waren mit dem gegebenen Aufbau nicht möglich, da die geringe Förderleistung der Pumpe dafür sorgte, dass sie nicht mehr gegen einen noch weiter geschlossenen Sperrhahn arbeiten konnte.

Nachfolgend sollen die für den Geländeeinsatz verwendeten Niederschlagscharakteristika einzeln behandelt werden. Zur besseren Übersicht dieser letztendlich relevanten Daten sind diese in Unterkapitel unterteilt, die Darstellung und Abhandlung der Daten erfolgt entsprechend dem vorangegangenen Kapitel, wenn diese auch durch die höhere Relevanz für die nachfolgenden Beregnungsversuche in größerer Detailtiefe erfolgen.

6.3.2 | Räumliche Niederschlagsverteilung und Intensität

Die Messung der Niederschlagsintensität erfolgte nach der in Kapitel 5.4.2.1 beschriebenen Methode der Großkollektormessung. Hierbei wurde eine Berechnungsduer von insgesamt 45 Minuten gewählt. Hintergrund war, auf Basis der entstehenden Intervallwerte von jeweils 5 Minuten Berechnungsduer zum einen die zu erwartende, langsame Abnahme der Batterieleistung zu simulieren und zum anderen eine hinreichend breite statistische Basis für die mittlere Intensität zu

erzeugen. Orientiert an den von ISERLOH ET AL. (2012) angegebenen 15 Minuten Berechnungsdauer für die Ermittlung der durchschnittlichen Niederschlagsintensität wurde die dreifache Dauer von 45 Minuten als ausreichend angenommen. Tabelle 6.14 zeigt die mittlere Intensität als Ergebnis der resultierenden 9 Messintervalle, in Abbildung 6.20 ist die mittlere Intensität bei 0,09 bar Betriebsdruck der Intensität bei 0,21 bar und der KBA der Universität Trier gegenüber gestellt. Letztere sollte aufgrund der baulichen Ähnlichkeit und der vorhandenen Kalibrationsdaten als Benchmark für die neu gebaute KBA dienen.

	Einwaage [kg]	$P [\text{l min}^{-1}]$	$\Sigma P [\text{l}] (t = 90 \text{ min})$	$I [\text{mm min}^{-1}]$	$\bar{I} [\text{mm h}^{-1}]$
\emptyset	2,42	0,48	43,6	0,7569	45,4167

Tab. 6.14: Mit Großkollektor gewogene, mittlere Regenmenge und hieraus errechnete Niederschlagsintensitäten aus 9 x 5-minütigem Messintervall.

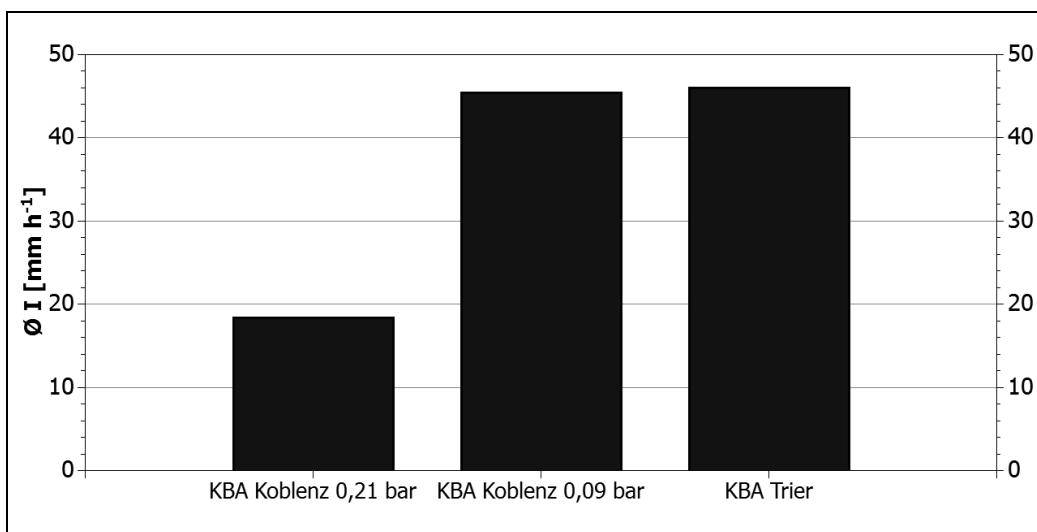


Abb. 6.20: Vergleich der mittleren Niederschlagsintensitäten, KBA Koblenz (0,09 und 0,21 bar) und KBA Trier.

Die während der 45-minütigen Testphase festgestellten Schwankungen zwischen den einzelnen 5-minütigen Intervallen lagen in tolerierbaren Bereichen, wobei dennoch eine Überprüfung des Outputs direkt an der Düse vorgenommen wurde, hierbei wurde ein Messintervall von 15 Minuten gewählt. Ziel war es zu ermitteln, ob durch die abnehmende Batterieleistung ein Leistungsabfall direkt an der Pumpe erkennbar sei. Tabelle 6.15 zeigt die Ergebnisse dieser Kontrollmessungen, anhand derer klar aufgezeigt werden kann, dass die KBA über einen Berechnungszeitraum von 45 eine konstante Förderleistung aufwies.

Im gesamten Untersuchungszeitraum wurden diese Tests wiederholt durchgeführt und bestätigten die ermittelten Leistungsdaten der KBA. Methodenkritisch muss jedoch angemerkt werden, dass aufgrund des Einsatzes im Gelände und nicht immer vollständig determinierbarer Randbedingungen minimale Abweichungen von der kalibrierten, mittleren Intensität möglich waren. So ist allein die Höhendifferenz zwischen Pumpe und Düsenkopf zu nennen. Auf steilen Wegen konnte die Pumpe durchaus relativ gesehen höher oder niedriger in Relation zur Düse positioniert sein. Hierdurch war es möglich, dass die Förderleistung beeinflusst wurde, da die Förderhöhe der Pumpe abwich. Daher wurde immer auf eine möglichst konstante Positionierung der Wassertanks und der KBA geachtet, zusätzlich wurde auch stets ein Intensitätstest direkt an der Düse vorgenommen. Wicht die

gemessene Förderleistung von der Zielleistung ab, wurde mittels des Sperrventils eine Justierung des Wasserkreislaufs vorgenommen.

t [min]	P [l min^{-1}]	$\Sigma P [\text{l}] (t = 90 \text{ min})$
15	1	90
30	0,9	81
45	1	90
\emptyset	0,97	87

Tab. 6.15: Kontrollmessungen des Gesamtoutputs der KBA, entnommen direkt an der Düse.

Die Messung der räumlichen Niederschlagsverteilung erfolgte auch im Falle des niedrigeren Betriebsdrucks mittels Messbechern. Die resultierende, interpolierte Flächenverteilung ist in Abbildung 6.21 für eine Bezugsfläche von 1 m^2 dargestellt, ebenso wie die relativen Abweichungen von der durchschnittlichen Niederschlagsintensität.

Auffällig im direkten Vergleich zu den interpolierten Flächendaten des Betriebsdrucks von 0,21 bar ist, dass die Ausbildung eines sauber definierten Sprühkreises nicht mehr so deutlich zu erkennen ist. Dennoch lässt sich eine konzentrische Verteilung der Intensitäten im Zentrum des Plots nachweisen. Die Intensitäten schwankten im Falle des Betriebsdrucks von 0,09 bar zwischen 17,80 und $56,91 \text{ mm h}^{-1}$, die durchschnittliche Intensität lag bei $36,30 \text{ mm h}^{-1}$ (vgl. Tab. 6.16). Letztere liegt somit unter den Niederschlagsintensitäten, die mittels Großkollektor ermittelt wurden, aufgrund der erläuterten Bereiche zwischen den einzelnen Messbechern, in denen Niederschlag nicht aufgefangen werden konnte, erscheint dies jedoch plausibel. Die relativen Abweichungen über die Beregnungsfläche waren geringer als im Falle des Betriebsdrucks von 0,21 bar, sie schwankten zwischen -50,97 und 56,08 %. Die Flächenhomogenität ist anhand des CU von 80,35 % als hoch einzustufen, sie lag darüber hinaus im angestrebten Zielbereich des CU von > 80%.

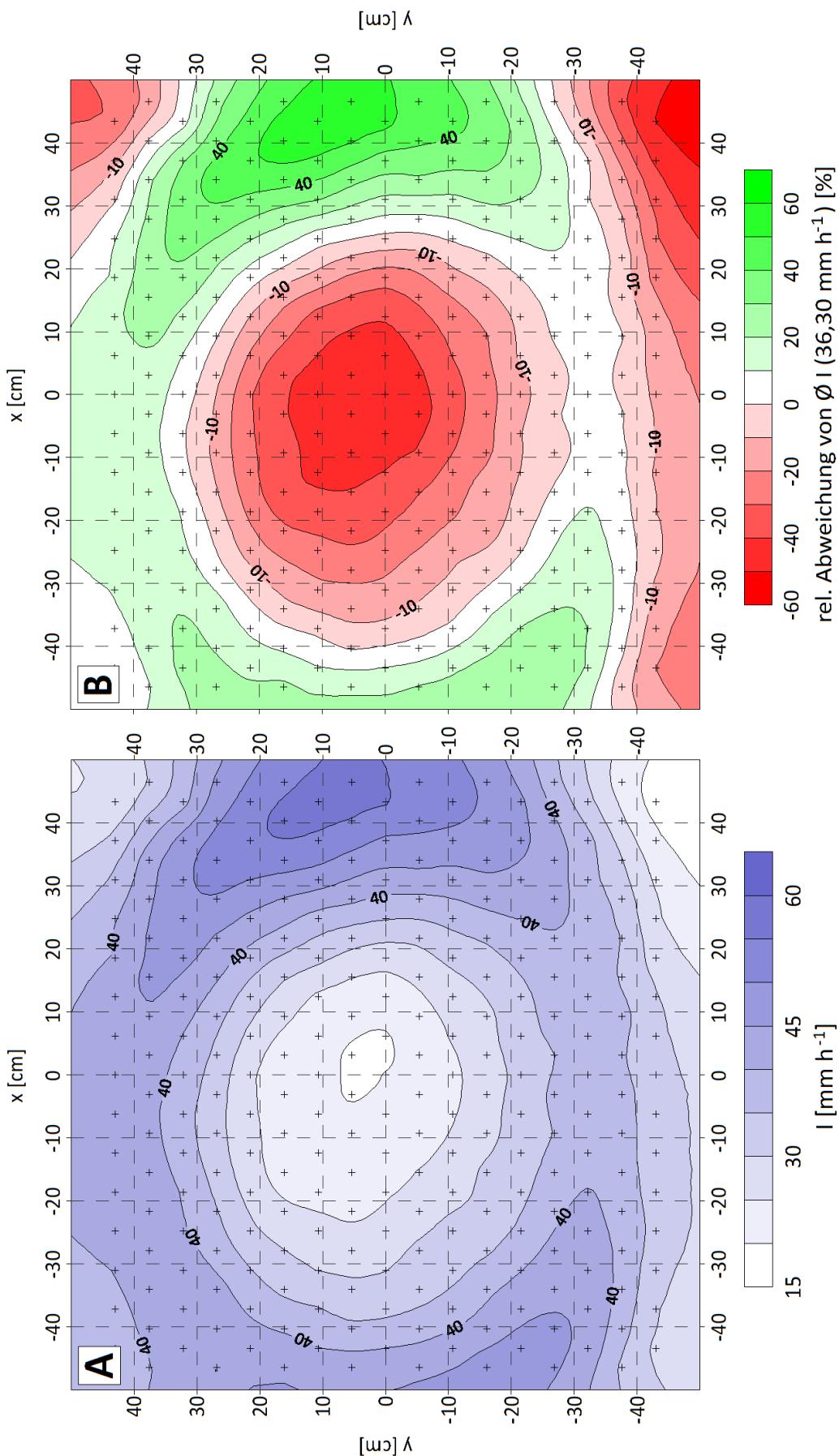


Abb. 6.21: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche 1 m², Berechnungsdauer: 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 264$) sind markiert.

Kennwert	I [mm h^{-1}]	Raster I [mm h^{-1}]	Rel Abw. v. $\bar{\varnothing}$ I [%]	Raster Rel Abw. v. $\bar{\varnothing}$ I [%]
Stützpunkte	264	10200	264	10200
Min	17,80	16,44	-50,97	-54,71
$Q_{0,25}$	30,33	29,56	-16,43	-18,55
$Q_{0,5}$	36,81	36,75	1,42	1,24
$Q_{0,75}$	42,48	41,94	17,05	16,51
Max	56,91	56,65	56,08	56,09
$\bar{\varnothing}$	36,30	36,07	0,00	0,00
CU	80,35	80,12	80,35	80,12

Tab. 6.16: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der $\bar{\varnothing}$ Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 1 \text{ m}^2$ und $p = 0,09 \text{ bar}$.

Bei der Verkleinerung der Bezugsfläche auf die letztendliche Plotgröße von $0,64 \text{ m}^2$ waren lediglich geringe Änderungen bezüglich des CU und der durchschnittlichen Intensität zu beobachten. Abbildung 6.22 und Tabelle 6.17 zeigen die Flächeninterpolation und die entsprechenden statistischen Werte der Messungen für diese Grundfläche. Der CU konnte von 80,35 auf 80,39 % gehoben werden, die mittlere Intensität fiel leicht auf $35,55 \text{ mm h}^{-1}$ ab.

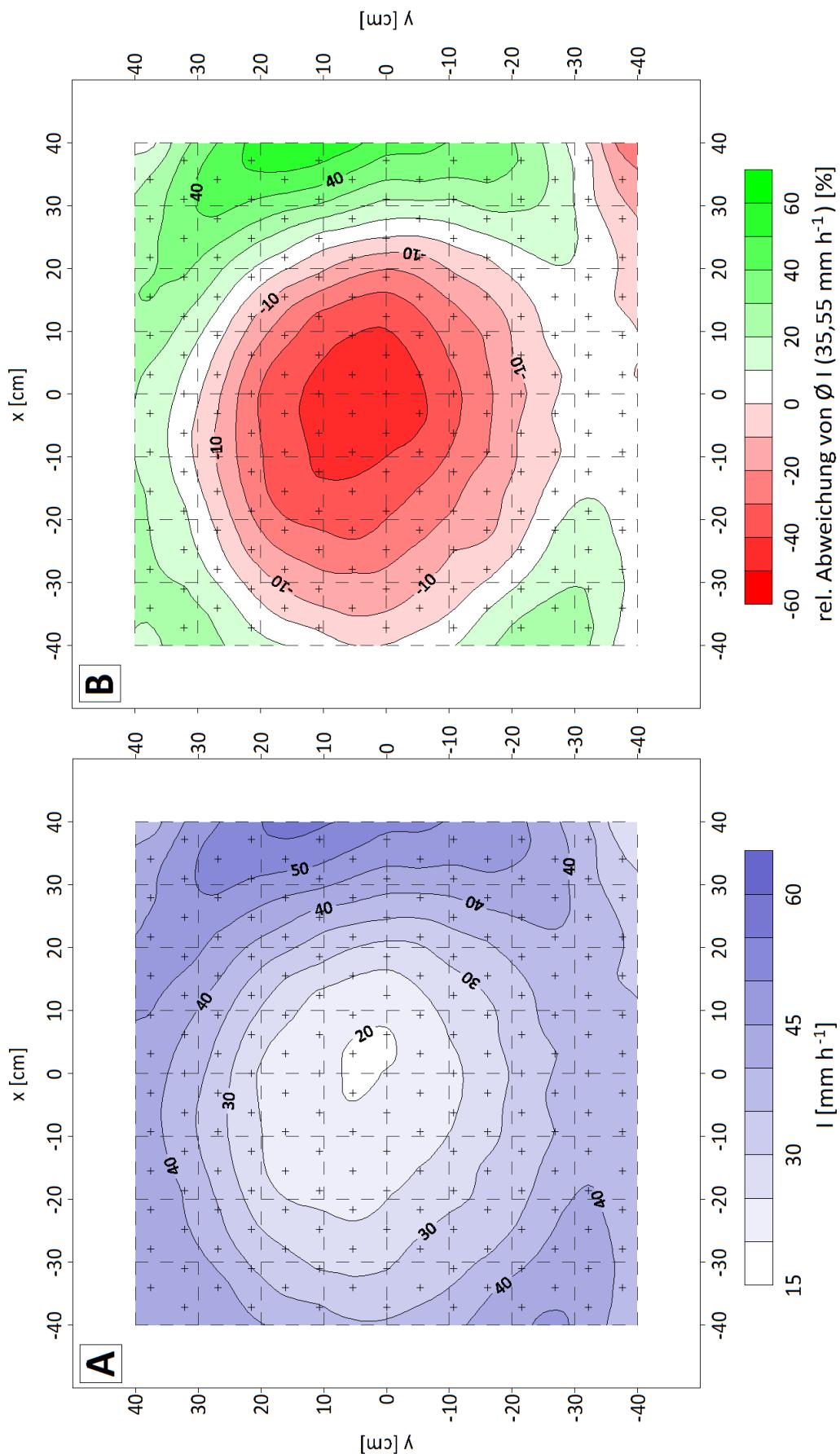


Abb. 6.22: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche $0,64 \text{ m}^2$, Berechnungsdauer: 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 202$) sind markiert.

Kennwert	$I [\text{mm h}^{-1}]$	Raster $I [\text{mm h}^{-1}]$	Rel Abw. v. $\bar{\phi} I [\%]$	Raster Rel Abw. v. $\bar{\phi} I [\%]$
Stützpunkte	202	6560	202	6560
Min	19,52	19,46	-45,09	-45,12
$Q_{0,25}$	28,64	28,93	-19,44	-18,48
$Q_{0,5}$	36,61	36,11	2,98	1,60
$Q_{0,75}$	41,89	41,48	17,82	15,55
Max	56,91	56,74	60,08	58,89
$\bar{\phi}$	35,55	35,30	0,00	0,00
CU	80,39	80,59	80,39	80,59

Tab. 6.17: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der $\bar{\phi}$ Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 0,64 \text{ m}^2$ und $p = 0,09 \text{ bar}$.

Abbildung 6.23 zeigt abschließend den Vergleich der Datensatzverteilung als Box-Plot-Diagramme. Zu erkennen ist hieran abermals die nur geringen Unterschiede zwischen den Niederschlagsintensitäten der verschiedenen Grundflächen. Neben dieser vergleichsweise geringen Streuung der Daten konnte auch anhand des hohen CU der Betriebsdruck von 0,09 bar als praktikabel für die Geländeversuche ausgewiesen werden.

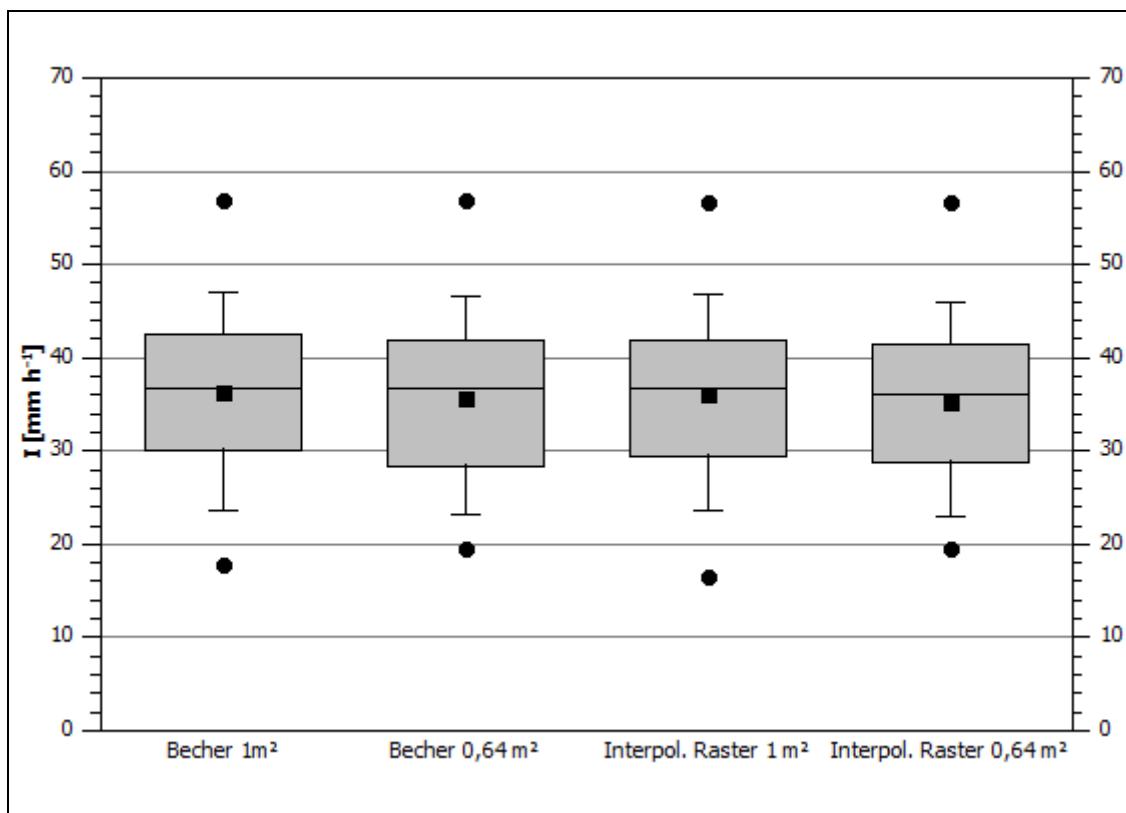


Abb. 6.23: Vergleichendes Box-Plot-Diagramm der Becherwerte (1 m^2 : $n = 264$, $0,64 \text{ m}^2$: $n = 202$) und der interpolierten Raster (1 m^2 : $n = 10201$, $0,64 \text{ m}^2$: $n = 6460$) der Niederschlagsintensität von 460.608 bei $p = 0,09 \text{ bar}$. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$

6.3.3 | Tropfenspektrum

Nach der Ermittlung der Niederschlagsintensität und der räumlichen Homogenität des Niederschlags wurde das Tropfenspektrum mittels LNM gemessen. Abbildung 6.24 zeigt das mittlere Tropfenspektrum für den Gesamtplot bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar. In die Darstellung sind alle Messzeiträume von allen Messpositionen des LNM eingeflossen, daher resultiert ein Gesamtumfang von 159 beproben Minuten. Die Tropfenspektren der Einzelpositionen sind im digitalen Datenanhang der Arbeit enthalten. Zu vermerken ist, dass im Falle des gewählten Betriebsdrucks ein Großteil der Tropfen auf sehr kleine Durchmesser zwischen $<0,5$ und $0,99 \text{ mm}$ entfiel, dieser Umstand wird in Kapitel 6.3.5 diskutiert und in der hieran anschließenden Diskussion und Ergebnisdarstellung der Erosivitätsparameter des Niederschlags betrachtet. Dennoch ist auffällig, dass eine Verschiebung des Spektrums im Gegensatz zum Betriebsdruck von 0,21 bar hin zu tendenziell größeren Tropfendurchmessern erkennbar war, wohingegen die durchschnittliche Anzahl der Tropfen pro Minute abnahm.

Anhand des Tropfenspektrums ließ sich eine erste Abschätzung im Vergleich zu natürlichen Niederschlagsereignissen ziehen. Die relativen Anteile der einzelnen Durchmesserklassen können mit der Marshall-Palmer-Distribution (Gleichung (1)) abgeglichen werden, dieser Schritt erfolgt in Kapitel 6.3.7.

Position	Tropfendurchmesser [mm]											
	< 0,50	0,50 - 0,99	1,00 - 1,49	1,50 - 1,99	2,00 - 2,49	2,50 - 2,99	3,00 - 3,49	3,50 - 3,99	4,00 - 4,49	4,50 - 4,99	5,00 - 5,49	5,50 - 5,99
Gesamtplot	11,0											
	10,0	1										
	9,0	1										
	8,2	1										
	7,4	4										
	6,6	6										
	5,8	11	1									
	5,0	20	2		1	1	1	1				
	4,2	41	4	5	4	3	2	2	1	1		
	3,4	105	24	25	9	6	3	2	2	1	1	1
	3,0	125	55	17	7	4	2	1	1	1		
	2,6	254	161	20	9	5	3	2	1	1		
	2,2	526	347	33	12	6	4	2	1			
	1,8	873	445	46	17	8	5	2	1			
	1,4	959	335	58	22	8	2					
	1,0	822	258	54	12	2	1					
	0,8	319	106	13	2	1						
	0,6	209	73	9	2							
	0,4	96	42	5	1							
	0,2	27	18	2								
	0,0	3	1									

n =	Ø Anzahl Tropfen / min	< 50	50 - 99	100 - 499	> 500
159	Ø Tropfensumme / min			6751	

Abb. 6.24: Mittleres Tropfenspektrum der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar.

6.3.4 | Tropfenanzahl

Insgesamt konnte bei der Messung der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Messpunkt beobachtet werden, dass durch die Absenkung des Betriebsdruckes eine Verminderung der Tropfenanzahl erreicht wurde. Diese sank von durchschnittlich 12.013 für $p = 0,21$ bar auf nur noch 6771 Tropfen pro Minute ab. Diese Tendenz war bei der Absenkung des Druckes erwartbar, da versucht wurde, weniger aber hierfür größere Tropfen zu erzeugen. Somit muss die Verminderung der Tropfenanzahl kein Hinweis darauf sein, dass die Niederschlagsintensität und die Erosivität nachgelassen hat, vielmehr zeigte die geringere Tropfenanzahl an, dass nachfolgend mit großer Wahrscheinlichkeit ein Ansteigen dieser beiden Parameter zu erwarten war, da sich die Niederschlagsmenge auf weniger, aber dafür größere Tropfen verteilte.

Bei der Messung der durchschnittlichen Tropfenanzahl zeigten sich zwei Maxima über die Plotfläche, jeweils bei (0|-20) und (0|20). Hier ließen sich Abweichungen von maximal 29,70% vom Mittelwert der Tropfenanzahl feststellen. Zwar wirken diese Abweichungen bei der Flächeninterpolation sehr deutlich, jedoch sind diese im Vergleich zu natürlichen Niederschlagsereignissen (vgl. Kapitel 6.3.7) in einem tolerierbaren Rahmen verblieben. Anhand der Tropfenanzahl allein lässt sich ein Sprühkreis nur bedingt ableiten und erkennen, deutlich wird, dass während den Messläufen eine leichte Ablenkung des Niederschlags in Richtung der rechten, unteren Ecke des Plots stattfand. Auch diese Ablenkung liegt jedoch in Betrachtung des Sprühbildes in tolerablen Bereichen. Die minimalen und maximalen Abweichungen zeigen zusätzlich eine homogene Verteilung um den Mittelwert (vgl. Tab. 6.18 und Abb. 6.25, 6.26 & 6.27).

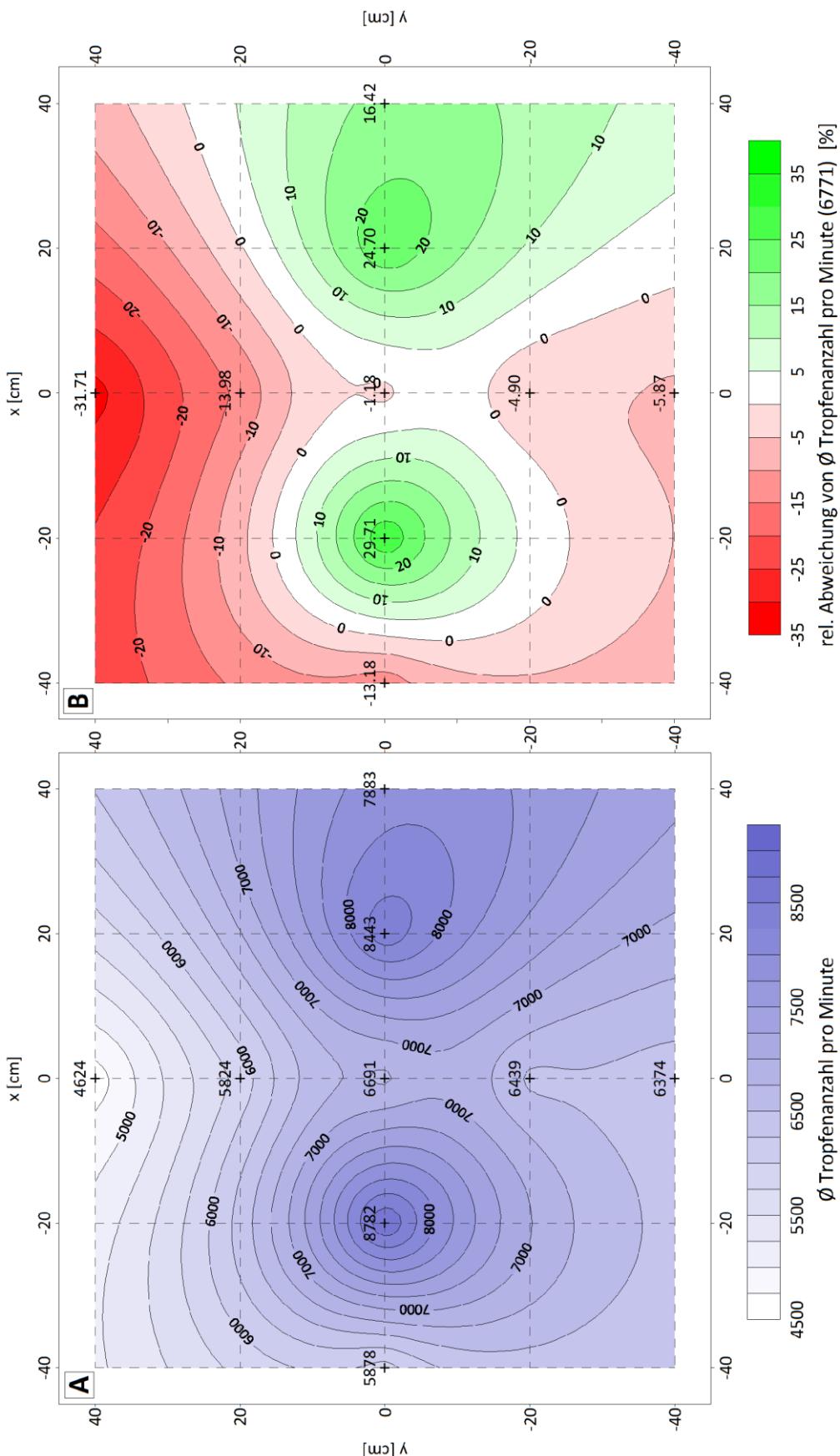


Abb. 6.25: Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung von der mittleren Tropfenanzahl pro Minute (6771). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt.

Kennwert	Absolut	Raster absolut	Rel. Abweichung [%]	Raster rel. Abweichung [%]
Stützpunkte	9	6561	9	6561
Min	4624	4623,50	-31,71	-31,71
$Q_{0,25}$	5878	6322,01	-13,18	-6,62
$Q_{0,5}$	6439	6760,85	-4,90	-0,14
$Q_{0,75}$	7882	7327,37	16,42	8,22
Max	8782	8782,12	29,71	29,71
\emptyset	6771	6751,93	0,00	-0,28

Tab. 6.18: Statistische Kennwerte der Tropfenanzahl-LNM-Einzelmessungen und der interpolierten Tropfenanzahl-Raster.

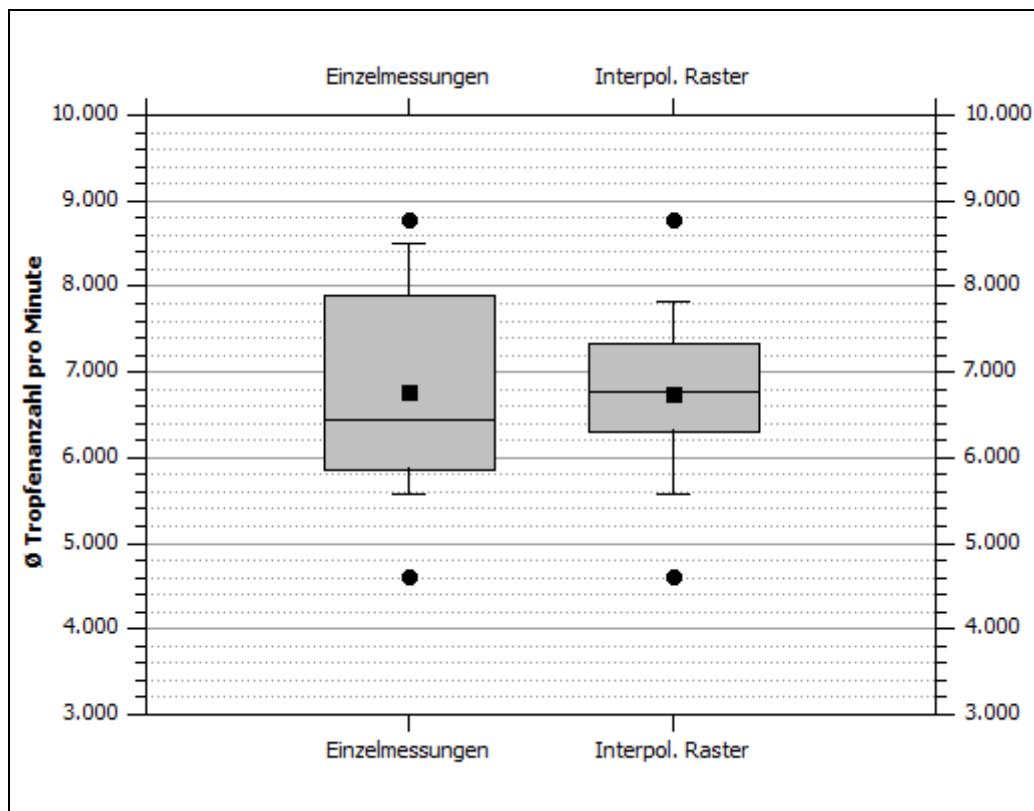


Abb. 6.26: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten Tropfenanzahl-Werte ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; ◻ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$.

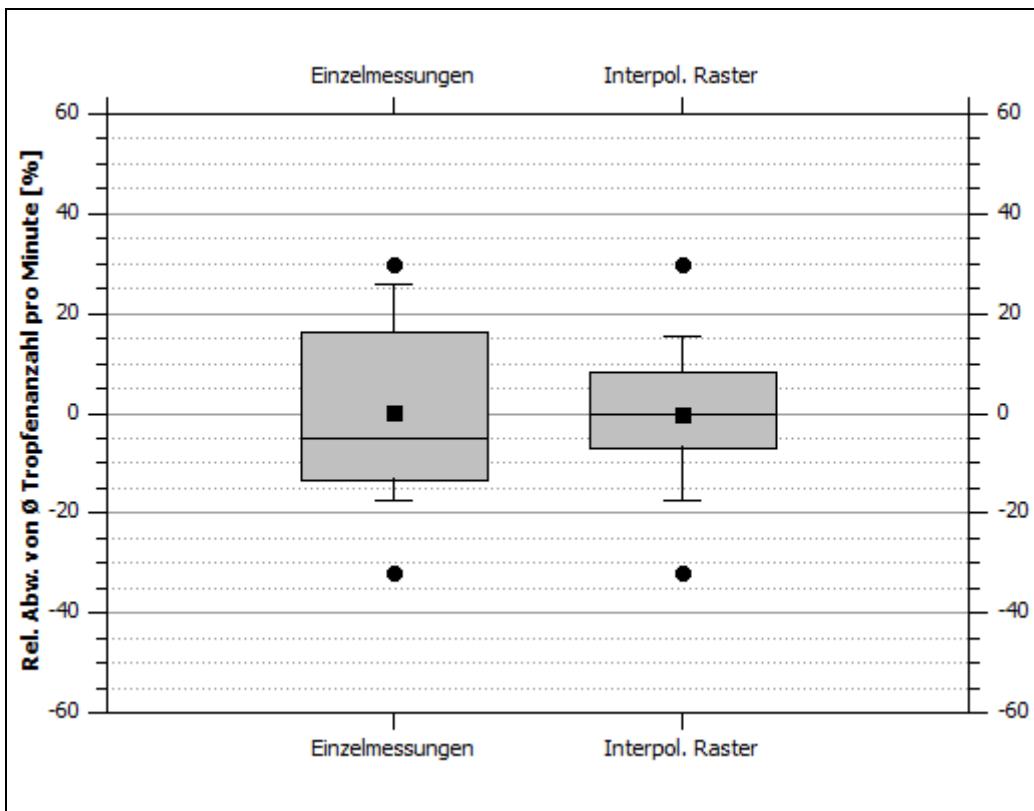


Abb. 6.27: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\bar{\varnothing}$ Tropfenanzahl pro Minute (6771). ● = Min. / Max.; ■ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

6.3.5 | Medianer Tropfendurchmesser

Der mediane Tropfendurchmesser d_{50} ist ein erster wichtiger Anhaltspunkt für die Beurteilung der Erosivität des artifiziellen Niederschlags. Deutlich wird bei der Betrachtung der gemessenen Tropfendurchmesser, dass ein geringfügig größerer medianer Tropfendurchmesser durch die Druckanpassung erzielt werden konnte. Dieser stieg von 0,276 auf 0,284 an. Hiermit lag er immer noch in vergleichsweise niedrigen Bereichen, auch im Vergleich mit der KBA Trier ($d_{50} = 1,25 - 1,75$ mm), jedoch ließen sich im Datensatz die wichtigen und gewünschten großen Tropfen nachweisen. Die durchschnittlich größten Tropfen wurden im linken, oberen Quadranten des Plots verzeichnet, hier liegen die Maxima des Gesamtplots, mit Werten von bis zu 0,33 mm für $\bar{\varnothing} d_{50}$. Auffällig ist jedoch, gerade im Abgleich mit den nachfolgend behandelten Parametern zu Erosivität des Niederschlags, dass an diesen Positionen nicht die größten Einzeltropfen gemessen wurden, dies war sogar an Position (0|20) der Fall, einer Plotposition, die in der Betrachtung des d_{50} zusammen mit Position (0|40) die größten negativen Abweichungen vom Mittelwert aufwiesen. Daher zeigt sich, dass vor allem die Verteilung bei den häufigsten Tropfengrößen, hier im Bereich von 0 bis 0,25 mm, einen entscheidenden Einfluss auf die Beurteilung des d_{50} hat, hierüber allerdings nur schwerlich Aussagen über die maximale Erosivität des Niederschlags getroffen werden können. Deutlich wird dies – wie erläutert – an der Betrachtung der erosionsrelevanten Parameter im Folgekapitel.

Abbildung 6.31 zeigt als Vergleich die Histogramme der Tropfengrößenverteilung von Position (0|40), dem Punkt mit der größten positiven Abweichung vom Mittelwert (+ 16,02 %) und Position (0|20), einem Punkt mit größter negativer Abweichung vom Mittelwert (- 15,63 %), der jedoch die insgesamt größte Erosivität aufwies (vgl. Kapitel 6.3.6). Deutlich wird, dass auf Position (20|0) vor allem in Bereichen zwischen $d = 0$ mm und $d = 0,25$ mm mehr Tropfen im gleichen Zeitraum gefallen sind. Dies sorgt für die Herabsetzung des medianen Durchmessers, wie sich anhand Abbildung 6.32, dem

Vergleich der kumulierten relativen Anteile, zeigt. Jedoch ist auch – gerade im Hinblick auf die Erosivität – zu konstatieren, dass Position (20|0) auch in einem Bereich von $d > 2$ mm deutlich mehr Tropfen aufweist. Diese wenigen Tropfen, dezidiert beschrieben in Kapitel 6.3.6, sorgten für die höhere Erosivität. Insgesamt lässt sich jedoch feststellen, dass die relativen Abweichungen über die Plotfläche mit einem Spektrum von -15,63 % bis +16,02 % eine sehr homogene Verteilung anzeigen (vgl. Abb. 6.28).

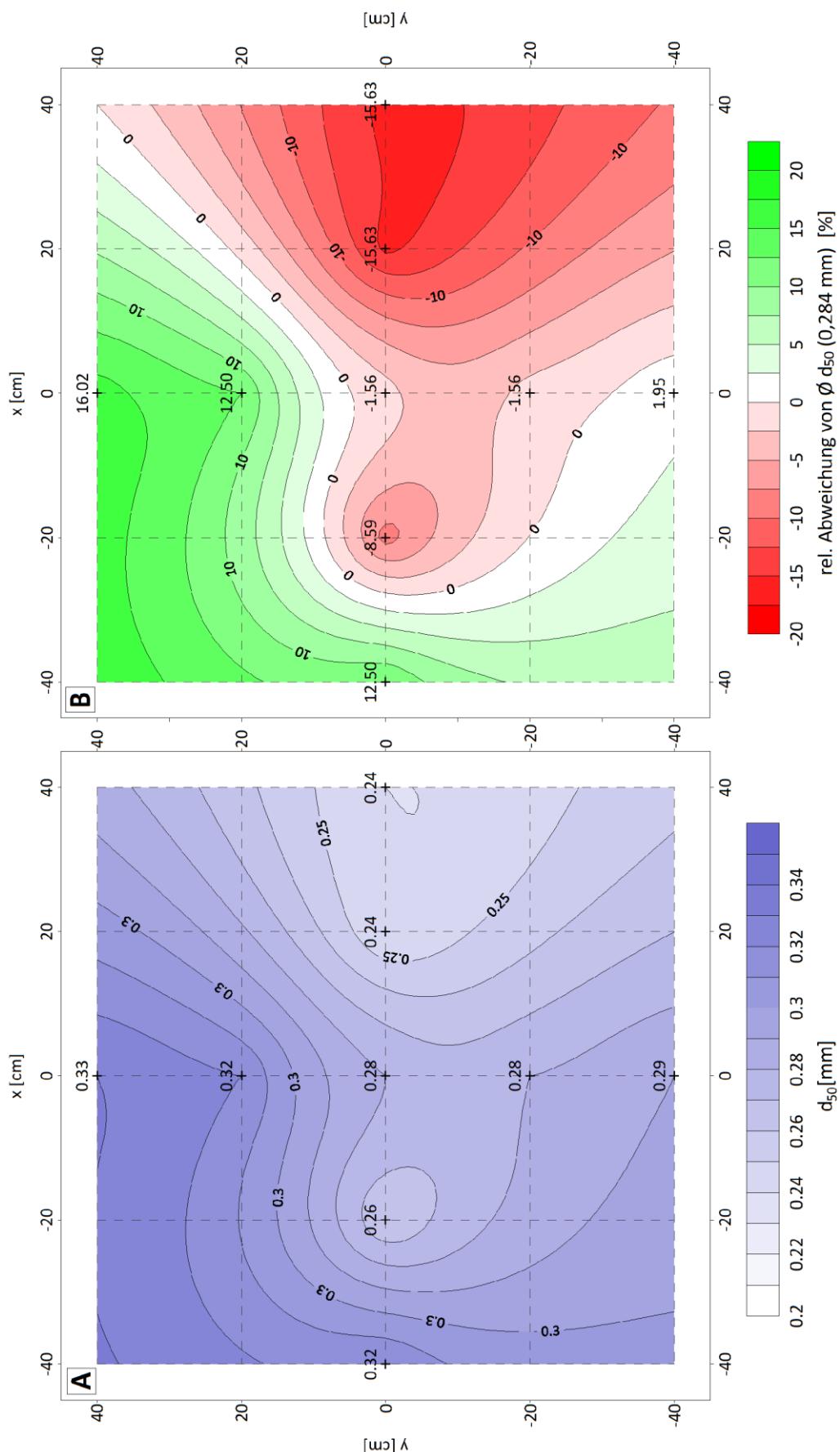


Abb. 6.28: Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen des medianen Tropfendurchmessers d_{50} . A) Absolute Werte, B) relative Abweichung vom mittleren medianen Tropfendurchmesser (0,284 mm). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt.

Kennwert	Absolut [mm]	Raster absolut [mm]	Rel. Abweichung [%]	Raster rel. Abweichung [%]
Stützpunkte	9	6561	9	6561
Min	0,24	0,2399	-15,63	-15,67
$Q_{0,25}$	0,26	0,2673	-8,59	-6,02
$Q_{0,5}$	0,28	0,2843	-1,56	-0,04
$Q_{0,75}$	0,32	0,3028	12,5	6,46
Max	0,33	0,3312	16,02	16,43
\emptyset	0,28	0,2851	0,00	0,22

Tab. 6.19: Statistische Kennwerte der d_{50} -LNM-Einzelmessungen und der interpolierten d_{50} -Raster.

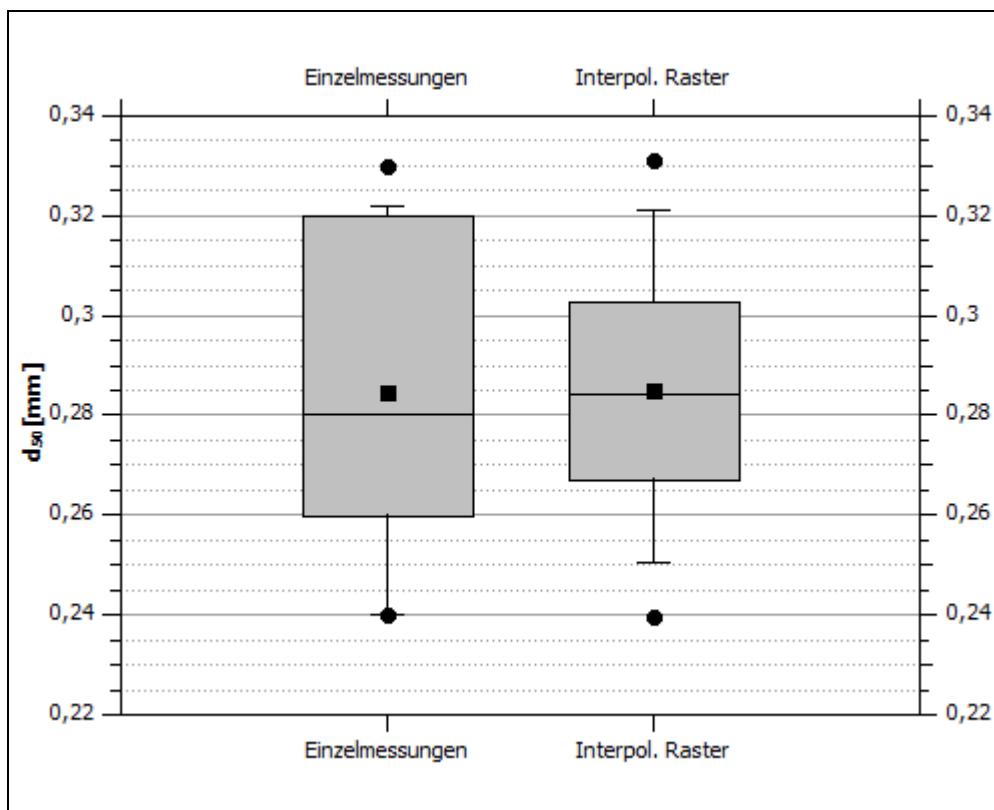


Abb. 6.29: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten d_{50} -Werte ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

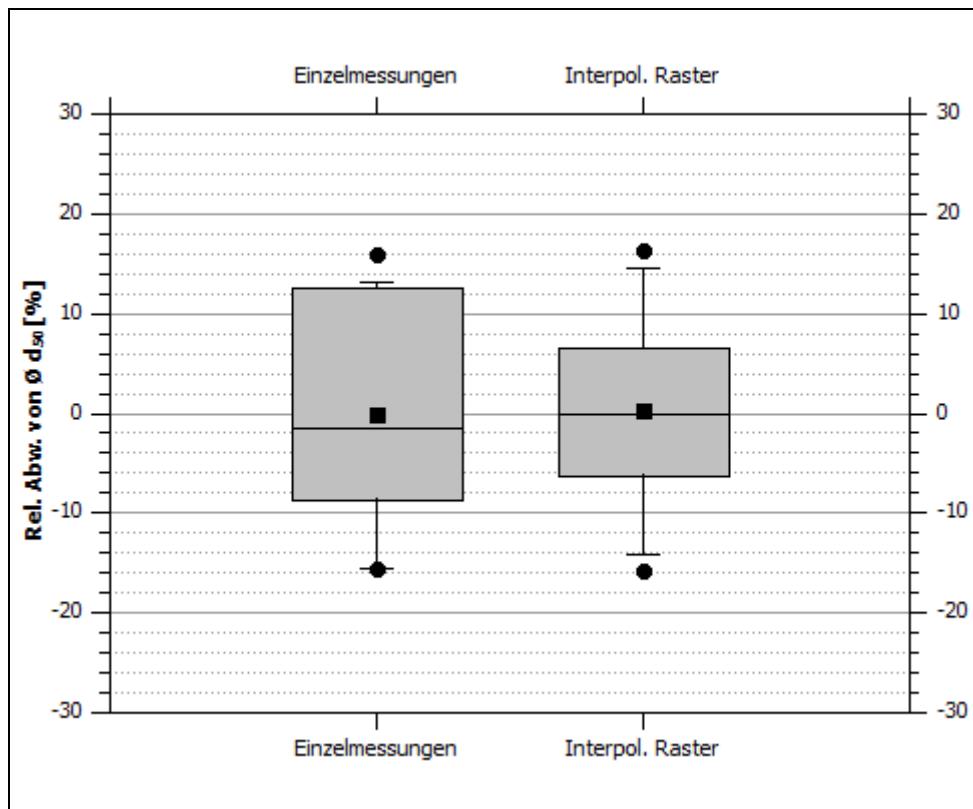


Abb. 6.30: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\varnothing d_{50}$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

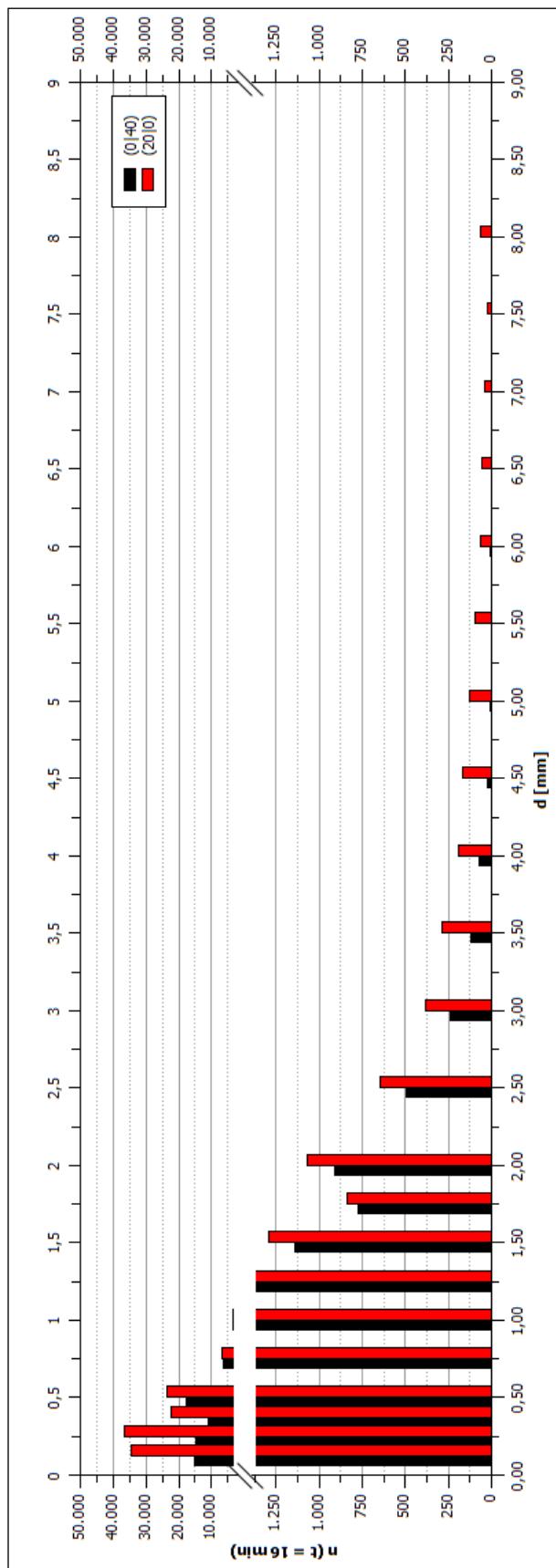


Abb. 6.31: Vergleich der absoluten Tropfenhäufigkeit nach Durchmesser zwischen (0|40) und (20|0) über einen Zeitraum von 16 Minuten.

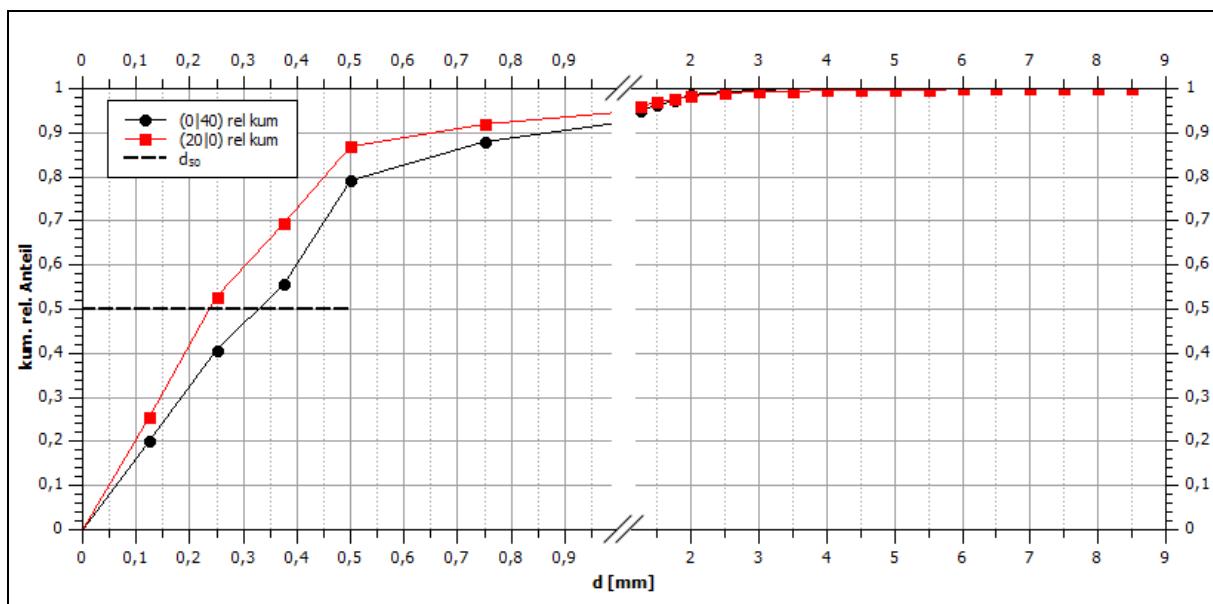


Abb. 6.32: Kumulierte Kurven der relativen Tropfenhäufigkeit nach Durchmesser zwischen (0|40) und (20|0) über einen Zeitraum von 16 Minuten.

6.3.6 | Kinetische Energie (KER, KE) und Impuls

Die Erosivität des Niederschlags wurde – der Methodenbeschreibung folgend – über die kinetische Energie und den Impuls ermittelt. Durch die Verminderung des Betriebsdruckes konnten die in Kapitel 6.3.1 beschriebenen Werte der Düsentests bei 0,21 bar signifikant erhöht werden. Die entsprechenden Werte sind Tabelle 6.20 zu entnehmen.

Druck [bar]	I [mm h ⁻¹]	Ø KE _R [J m ⁻² h ⁻¹]	Ø KE [J m ⁻² mm ⁻¹]	Ø M [kg m h ⁻¹]
0,21	18,39	16,67	0,91	0,0011
0,09	45,42	208,73	4,60	0,0077

Tab. 6.20: Vergleich der Erosivitätsparameter des artifiziellen Niederschlags bei verschiedenen Eingangsdrücken.

Wie bereits anhand der Berechnung der kinetischen Energie nach VAN DIJK ET AL. (2002) beschrieben, wäre aufgrund der gegebenen mittleren Intensität von 45,42 mm h⁻¹ eine kinetische Energie von 26,12 J m⁻² mm⁻¹ zu erwarten gewesen (Gleichung (7)). Letztendlich konnte jedoch nur eine mittlere kinetische Energie von 4,60 J m⁻² mm⁻¹ erzielt werden, somit 17,61 % des Erwartungswerts. Diese Abweichung liegt im Vergleich mit den anderen KBA des Trierer Workshops in einem durchaus üblichen Bereich (vgl. Tab. 6.21). Bis auf die Anlage aus Wageningen liegen alle getesteten Anlagen als Resultat der geringen Fallgeschwindigkeit in einem deutlich den Erwartungswert unterschreitenden Bereich.

Anlage	I [mm h^{-1}]	KE erwartet [$\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$]	KE real [$\text{J m}^{-2} \text{mm}^{-1}$]	Rel. Abweichung [%]
Koblenz 0,21 bar	18	21,39	0,91	-95,75
Malaga	37	25,19	5,81	-76,93
Basel	43	25,88	3,86	-85,09
La Rioja	45	26,08	0,77	-97,05
Koblenz 0,09 bar	45	26,12	4,60	-82,39
Trier	46	26,17	7,52	-71,26
Zaragoza	48	26,34	4,16	-84,21
Zaragoza*	48	26,34	3,86	-85,35
Valencia	51	26,57	10,84	-59,21
Almeria	51	26,57	11,51	-56,68
Tübingen	55	26,84	9,88	-63,19
Cordoba	67	27,42	13,76	-49,81
Murcia	75	27,67	7,56	-72,68
Granada	94	28,02	8,4	-70,02
Wageningen	360	28,30	50,32	77,81

Tab. 6.21: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, VERÄNDERT), Betriebsdaten der Koblenzer KBA bei 0,21 bar und 0,09 bar Betriebsdruck sind vermerkt.

Wie in Kapitel 6.3.5 angedeutet, sorgten bei der Berechnung der resultierenden kinetischen Energie und des Impulses gerade singulär auftretende, sehr große Tropfen für teils deutliche Abweichungen der Erosivitätsparameter über die Plotfläche. So waren erstmals bei der Flächeninterpolation Abweichungen im Magnitudenbereich > 100% zu verzeichnen (vgl. Abb. 6.33, 6.36). Anhand der assoziierten Box-Plot-Diagramme (Abb. 6.35, 6.38) lässt sich jedoch aussagen, dass nur ein einzelner Messpunkt bei (20|0) hohen Abweichungen aufwies. Diese liegen im Falle der kinetischen Energie KE_R und KE bei + 321,83 %, im Falle des Impulses bei + 252,18 %. Die deutlichen Abweichungen sind auch im Vergleich mit natürlichen Niederschlagsereignissen als akzeptabel zu betrachten, jedoch muss aufgrund der singulär auf der Plotfläche auftretenden Abweichung kritisch hinterfragt werden, wie diese hohen Werte zustande gekommen sind. Respektiv ist festzustellen, wie groß der relative Anteil der abweichenden, großen Tropfen an der Gesamtmenge war.

Auch in diesem Falle hilft, analog zur Betrachtung des medianen Tropfendurchmessers, die Veranschaulichung anhand der beiden Extremwerte des Plots. Diese lagen im Minimum bei (0|0) (relative Abweichung KE_R und K = -91,10 % und M = -86,10 %) und im Maximum bei (20|0). Nachfolgend sollen sowohl KE_R als auch M als Vergleichsbasis verwendet werden. Der Übersichtlichkeit halber wurde auf die dezidierte Aufführung der KE in der Betrachtung der beiden Positionen verzichtet, da die relativen Abweichungen bei KE_R und KE identisch sind. Dies ist bedingt durch die Berechnung von KE nach Gleichung (36), hier wird der jeweilige, positionsbezogene Wert durch die für den Plot konstante Intensität dividiert.

Tabelle 6.22 zeigt die durchschnittliche Tropfenanzahl pro Minute der beiden Positionen an, diese beziehen sich auf eine Datengrundlage von 16 Beregnungsminuten für (20|0) und 32 Beregnungsminuten für (0|0). In letzterem Falle wurde, wie im Methodenteilbereich beschrieben, sowohl in die x- als auch in die y-Achsenausrichtung gemessen, hierdurch ergab sich ein doppelt so großer Eingangsdatensatz.

d [mm]	Tropfen [$n \text{ min}^{-1}$] (0 0)	Rel. Anteil [%]	Tropfen [$n \text{ min}^{-1}$] (20 0)	Rel. Anteil [%]
0 – 0,125	0,00	0,0000	0,00	0,0000
0,125 – 0,25	1108,75	16,5712	2166,88	25,6651
0,25 – 0,375	1848,97	27,6343	2287,25	27,0909
0,375 – 0,5	1583,34	23,6643	1402,13	16,6072
0,5 – 0,75	1618,38	24,1879	1481,94	17,5525
0,75 – 1	319,16	4,7700	421,50	4,9924
1 – 1,25	121,00	1,8084	219,69	2,6020
1,25 – 1,5	47,00	0,7025	130,56	1,5464
1,5 – 1,75	21,56	0,3223	80,69	0,9557
1,75 – 2	10,50	0,1569	52,50	0,6218
2 – 2,5	8,38	0,1252	66,69	0,7899
2,5 – 3	2,56	0,0383	40,31	0,4775
3 – 3,5	0,78	0,0117	23,88	0,2828
3,5 – 4	0,22	0,0033	17,81	0,2110
4 – 4,5	0,13	0,0019	11,81	0,1399
4,5 – 5	0,06	0,0009	10,44	0,1236
5 – 5,5	0,03	0,0005	7,75	0,0918
5,5 – 6	0,00	0,0000	6,00	0,0711
6 – 6,5	0,00	0,0000	3,88	0,0459
6,5 – 7	0,03	0,0005	3,38	0,0400
7 – 7,5	0,00	0,0000	2,50	0,0296
7,5 – 8	0,00	0,0000	1,25	0,0148
8 – 8,5	0,00	0,0000	4,06	0,0481
> 8,5	0,00	0,0000	0,00	0,0000

Tab. 6.22: Absolute und relative Häufigkeiten der mittleren Häufigkeit eines Tropfendurchmessers pro Minute an den Messpunkten (0|0) und (20|0). Der Bereich der deutlichen Abweichung zwischen den Messpunkten ist farblich hervorgehoben.

Hieran zeigt sich deutlich, dass erst ab einem Tropfendurchmesser von 1 mm eine divergierende Tendenz zwischen den Datensätzen zu beobachten ist. Entfallen auf den Datensatz (0|0) lediglich 3,17 % in die Kategorie $d > 1\text{mm}$, sind es beim Datensatz für (20|0) 5,49 %. Diese relativen Anteile sind zwar recht vergleichbar, jedoch sorgt diese marginale Abweichung für die letztendlich feststellbaren, deutlich voneinander entfernten Ergebnisse zwischen den Messpunkten bei den Erosivitätskennwerten. Begründet ist dies mit der Berechnung von KE_R , KE und M , den Gleichungen (35), (36) und (40) folgend (vgl. Kapitel 5.4.3.3). Hier haben der Tropfendurchmesser und die mit ihm verbundene, höhere Fallgeschwindigkeit einen entscheidenden Einfluss auf die Ausprägung des Merkmals. Im Falle der kinetischen Energie (Gleichung (35)) ist der Einfluss des Durchmessers in der zugrundeliegenden Berechnung jedoch formelbedingt größer, dies lässt sich anhand von Abbildung 6.36 nachvollziehen, da die relativen Abweichungen innerhalb des Plots im Falle des Impulses geringer ausfallen. Die Kreuztabellen der beiden Tropfenspektren finden sich nachfolgend, hierdurch wird auch die Verteilung der Tropfengeschwindigkeiten ersichtlich (Tab. 6.23, 6.24). Für die Übersichtstabelle 6.25 wurden bereits die Summen aller Fallgeschwindigkeiten verwendet.

	v [m/s]	$\bar{\phi}$ Tropfen min^{-1} auf Position (0 0)																		n=	32	
$\bar{\phi}$ [mm]		0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	4,2	5,0	5,8	6,6	7,4	8,2	9,0	10,0	11,0
0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,125	1,44	8,84	37,31	93,78	144,03	313,84	237,34	135,25	69,69	34,69	14,88	11,50	3,72	1,66	0,59	0,16	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,250	0,13	3,63	21,06	52,81	91,88	308,91	484,88	455,19	243,44	104,94	42,59	27,00	6,22	3,13	1,75	0,56	0,50	0,22	0,09	0,06	0,00	
0,375	0,59	6,34	22,31	43,66	63,94	167,75	342,91	534,41	311,84	71,16	13,50	3,75	0,88	0,16	0,09	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	
0,500	0,97	7,09	18,13	36,56	58,28	148,69	231,06	520,53	430,16	143,16	20,44	3,13	0,16	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,750	0,09	1,31	2,94	7,03	12,44	35,03	53,91	49,94	60,09	54,41	28,56	13,19	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
1,000	0,00	0,31	1,16	1,78	4,63	16,59	23,19	23,31	17,13	7,81	10,00	14,25	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
1,250	0,00	0,22	0,22	0,44	1,38	6,50	9,41	7,59	7,03	4,69	2,31	4,94	2,25	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
1,500	0,00	0,06	0,16	0,16	0,38	2,34	4,09	3,91	2,78	1,81	2,22	2,03	1,47	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
1,750	0,00	0,09	0,06	0,03	0,28	0,47	2,22	1,47	0,94	1,56	0,94	1,84	0,31	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
2,000	0,03	0,00	0,00	0,00	0,13	0,25	0,97	1,53	0,91	0,91	1,03	1,59	0,84	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
2,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,59	0,38	0,19	0,28	0,53	0,31	0,13	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
3,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,25	0,06	0,09	0,13	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
3,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
4,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
4,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
5,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
5,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
6,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
6,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
7,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
7,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
8,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
8,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

Tab. 6.23: Kreuztabelle der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute auf Position (0|0).

	v [m/s]	$\bar{\phi}$ Tropfen min^{-1} auf Position (20 0)																		n=	16
$\bar{\phi}$ [mm]	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	4,2	5,0	5,8	6,6	7,4	8,2	9,0	10,0	11,0
0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
0,125	5,06	28,38	85,81	168,06	248,63	498,44	405,88	260,31	164,19	104,44	66,13	70,69	32,44	14,63	8,13	4,06	1,50	0,13	0,00	0,00	0,00
0,250	0,44	14,63	52,69	109,00	150,38	395,25	400,81	332,44	228,00	159,38	111,94	133,94	74,38	46,13	31,25	18,00	12,88	7,25	5,38	3,13	0,00
0,375	0,88	19,81	58,88	97,81	113,00	246,69	249,19	222,50	148,94	85,38	48,69	50,31	27,25	13,75	7,69	4,06	3,69	1,25	1,00	1,38	0,00
0,500	2,81	37,94	79,13	121,81	137,56	253,38	220,88	222,44	186,69	106,69	45,50	33,50	14,00	8,63	4,31	3,13	2,06	0,38	0,25	0,88	0,00
0,750	1,44	14,19	24,94	31,88	41,06	80,00	59,25	39,25	39,69	38,31	23,13	18,19	4,31	2,75	1,25	0,75	0,44	0,38	0,13	0,19	0,00
1,000	0,56	6,13	12,31	14,44	18,88	46,94	31,81	25,38	19,00	10,94	11,88	14,19	3,63	1,56	0,88	0,75	0,31	0,06	0,06	0,00	0,00
1,250	0,31	2,75	5,25	7,25	9,13	25,25	21,81	14,63	12,63	9,69	4,88	8,81	5,25	1,31	0,69	0,56	0,25	0,13	0,00	0,00	0,00
1,500	0,19	1,81	3,13	4,50	3,81	13,63	15,06	9,94	7,06	5,63	4,88	4,88	3,88	1,06	0,44	0,44	0,25	0,06	0,00	0,06	0,00
1,750	0,06	0,44	1,06	1,31	2,19	6,69	10,06	8,88	4,75	4,88	3,44	4,81	1,31	1,69	0,50	0,13	0,00	0,00	0,19	0,13	0,00
2,000	0,19	0,63	1,31	1,75	2,63	4,69	10,81	9,88	8,13	6,13	4,88	7,69	4,06	2,25	1,00	0,25	0,38	0,06	0,00	0,00	0,00
2,500	0,06	0,31	0,31	0,63	0,88	2,50	4,13	7,19	5,44	4,69	3,50	4,19	2,81	1,94	0,81	0,50	0,31	0,13	0,00	0,00	0,00
3,000	0,00	0,25	0,13	0,19	0,25	0,94	1,38	3,06	3,13	3,81	2,25	3,44	2,25	1,38	0,44	0,56	0,38	0,00	0,00	0,06	0,00
3,500	0,06	0,06	0,13	0,13	0,25	0,56	0,75	1,69	1,75	2,50	1,88	2,31	2,31	1,38	0,94	0,31	0,50	0,19	0,13	0,00	0,00
4,000	0,00	0,19	0,00	0,06	0,19	0,25	0,31	0,69	0,94	1,13	1,19	1,81	1,50	1,56	1,13	0,56	0,25	0,06	0,00	0,00	0,00
4,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,19	0,25	0,19	0,44	1,00	1,50	1,75	1,81	1,13	1,00	0,75	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00
5,000	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,13	0,25	0,13	0,19	0,81	0,69	1,38	1,06	1,25	1,00	0,44	0,13	0,13	0,06	0,00	0,00
5,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,13	0,13	0,31	0,25	1,50	1,19	0,81	0,81	0,50	0,25	0,00	0,06	0,00	0,00
6,000	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,44	0,19	0,50	0,63	0,88	0,56	0,31	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00
6,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,13	0,00	0,00	0,13	0,44	0,50	0,94	0,31	0,50	0,25	0,13	0,00	0,00	0,00
7,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,63	0,19	0,25	0,44	0,50	0,19	0,19	0,00	0,06	0,00
7,500	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,25	0,25	0,13	0,06	0,19	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00
8,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,06	0,13	0,50	0,63	0,63	0,81	0,69	0,38	0,19	0,00	0,00	0,00
8,500	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tab. 6.24: Kreuztabelle der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute auf Position (20|0).

d [mm]	n min ⁻¹ (0 0)	KE _R (0 0) [J m ⁻² h ⁻¹]	M (0 0) [kg m s ⁻¹]	n min ⁻¹ (20 0)	KE _R (20 0) [J m ⁻² h ⁻¹]	M (20 0) [kg m s ⁻¹])
0 – 0,125	0,00	0,0000	0,000000	0,00	0,0000	0,000000
0,125 – 0,25	1108,75	0,0156	0,000001	2166,88	0,0455	0,000003
0,25 – 0,375	1848,97	0,3082	0,000025	2287,25	0,7202	0,000037
0,375 – 0,5	1583,34	0,8743	0,000073	1402,13	1,0274	0,000065
0,5 – 0,75	1618,38	2,4178	0,000188	1481,94	2,1376	0,000151
0,75 – 1	319,16	2,0135	0,000137	421,50	2,2273	0,000148
1 – 1,25	121,00	1,8832	0,000124	219,69	2,8910	0,000187
1,25 – 1,5	47,00	1,5791	0,000098	130,56	3,9848	0,000238
1,5 – 1,75	21,56	1,4222	0,000083	80,69	4,7114	0,000267
1,75 – 2	10,50	1,2402	0,000069	52,50	5,8160	0,000309
2 – 2,5	8,38	1,7907	0,000091	66,69	12,9817	0,000649
2,5 – 3	2,56	1,2693	0,000060	40,31	18,5861	0,000853
3 – 3,5	0,78	0,7553	0,000034	23,88	23,6953	0,000989
3,5 – 4	0,22	0,5241	0,000018	17,81	36,5000	0,001331
4 – 4,5	0,13	0,6978	0,000021	11,81	42,5019	0,001460
4,5 – 5	0,06	0,3335	0,000012	10,44	59,9158	0,001990
5 – 5,5	0,03	0,1556	0,000007	7,75	65,6694	0,002088
5,5 – 6	0,00	0,0000	0,000000	6,00	75,6285	0,002328
6 – 6,5	0,00	0,0000	0,000000	3,88	64,3260	0,001958
6,5 – 7	0,03	1,2878	0,000030	3,38	88,2579	0,002434
7 – 7,5	0,00	0,0000	0,000000	2,50	97,7224	0,002458
7,5 – 8	0,00	0,0000	0,000000	1,25	51,3976	0,001356
8 – 8,5	0,00	0,0000	0,000000	4,06	219,7616	0,005807
> 8,5	0,00	0,0000	0,000000	0,00	0,0000	0,000000
Σ	6690,85	18,5680	0,001070	8442,90	880,5054	0,027107

Tab. 6.25: Übersichtstabelle der mittleren Tropfenanzahl pro Minute (alle Fallgeschwindigkeiten pro Durchmesser summiert), KE_R und M der Positionen (0|0) und (20|0). Der Bereich der deutlichen Abweichung zwischen den Messpunkten ist farblich hervorgehoben.

Zu erkennen ist auch im Falle von KE_R und M ein Divergieren der beiden Datensätze ab einem Durchmesser von $d = 1 \text{ mm}$. Zusätzlich ist auch zu bemerken, dass aufgrund der immer größer werdenden Durchmesser selbst geringe mittlere Tropfenmengen pro Minute für vergleichsweise hohe KE_R und M-Werte sorgen. Bestes Beispiel für diese Tendenz ist die Größenklasse von $d = 8 - 8,5 \text{ mm}$. Hier wurden auf Position (20|0) im Mittel lediglich 4,06 Tropfen pro Minute gemessen. Diese erzeugen jedoch eine kinetische Energie von $219,76 \text{ J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, respektive einen Impuls von $0,0058 \text{ kg m s}^{-1}$. Vergleichsweise hohe Werte sind über das gesamte restliche Spektrum nicht zu erkennen, selbst beim Tropfenmaximum von $2287,25 \text{ Tropfen min}^{-1}$ in der Klasse von $d = 0,25 - 0,375 \text{ mm}$ ist – durchmesserbedingt – nur eine KE_R von $0,72 \text{ J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$, beziehungsweise ein Impuls von $3,7 * 10^{-5} \text{ kg m s}^{-1}$ ersichtlich.

Wird nun zusätzlich zu diesen absoluten Daten eine Betrachtung der relativen Verteilung der Tropfendurchmesser und der resultierenden Erosivität herangezogen, so fällt auf, dass nur ein geringer relativer Anteil des Tropfenspektrums für den Großteil der kinetischen Energie und des Impulses verantwortlich ist. Für eine vereinfachte Darstellung wurden die hoch aufgelösten Datensätze der vorangegangenen Tabellen in Klassenbreiten von 1 mm eingeteilt (Tab. 6.26).

$d [\text{mm}]$	rel. Anteil $n \text{ min}^{-1}$ (0 0) [%]	rel. Anteil KE_R (0 0) [%]	rel. Anteil M (0 0) [%]	rel. Anteil $n \text{ min}^{-1}$ (20 0) [%]	rel. Anteil KE_R (20 0) [%]	rel. Anteil M (20 0) [%]
0 – 1	96,83	30,32	39,63	91,91	0,70	1,49
1 – 2	2,99	32,98	34,87	5,73	1,98	3,70
2 – 3	0,16	16,48	14,12	1,27	3,59	5,54
3 – 4	0,01	6,89	4,88	0,49	6,84	8,56
4 – 5	0,00	5,55	3,07	0,26	11,63	12,73
5 – 6	0,00	0,84	0,65	0,16	16,05	16,29
6 – 7	0,00	6,94	2,77	0,09	17,33	16,20
7 – 8	0,00	0,00	0,00	0,04	16,94	14,07
> 8	0,00	0,00	0,00	0,05	24,96	21,42

Tab. 6.26: Übersichtstabelle des relativen Anteils der Tropfenanzahl pro Minute, KE_R und M der Positionen (0|0) und (20|0). Einteilung in Klassenbreiten von $d = 1 \text{ mm}$.

Entfallen bei Position (0|0) 96,83% alle Tropfen in die Größenklasse $d = 0 - 1 \text{ mm}$, so sorgen diese für lediglich 30,32 % der induzierten KE_R und 39,63 % des induzierten Impulses. Zusätzlich sorgen Tropfen mit einem Durchmesser $< 2 \text{ mm}$ für circa 63 % der gesamten KE_R und circa 74% des Gesamtimpulses. Auffällig ist, dass die Größenklasse von $d = 6 - 7 \text{ mm}$, obwohl Sie im Datensatz als 0,00% ausgewiesen ist. Tatsächlich ist in allen Versuchsminuten ($t = 32$) nur ein einzelner Tropfen mit entsprechendem Durchmesser gemessen worden. Statistisch gesehen liegt demnach eine durchschnittliche Tropfenmenge von $0,03125 \text{ Tropfen min}^{-1}$ auf dieser Position vor (vgl. Tab. 6.24). Aufgrund des vergleichsweise hohen Durchmessers und der hohen Fallgeschwindigkeit – gemessen wurde der Tropfen mit $6,6 \text{ m s}^{-1}$ – sorgt dieser einzelne gemessene Tropfen dennoch für 6,94 % der gesamten induzierten KE_R und 2,77 % des gesamten Impulses. Bereits an diesem Beispiel lässt sich gut veranschaulichen, wie sensitiv die Berechnung auf große Tropfen reagiert. Hieran lässt sich im Rückschluss ebenfalls zeigen, wie schwierig es im Verlauf der Kalibration ist, im Falle der Erosivität ein möglichst flächenhomogenes Bild zu erzeugen. Noch deutlicher wird dies bei Position (20|0), an

der die höchsten Werte des Plots gemessen wurden. Hier entfallen zwar 91,91 % aller gemessenen Tropfen auf eine Größe zwischen einem und zwei Millimeter, dieser Großteil der Tropfen sorgt jedoch nur für 0,70 % der KE_R und 1,49 % des Impulses. Aufgrund der größeren Anzahl an Tropfen mit vergleichsweise größeren Äquivalentdurchmessern verschiebt sich an dieser Position die relative Verteilung der Erosivität sehr viel deutlicher in Richtung dominanter Bereiche mit großem Tropfendurchmesser. So liegen ca. 60 % der KE_R und ca. 50% des Impulses in einem Durchmesserbereich > 6 mm. Dieser macht jedoch lediglich etwa 0,18 % des Gesamtdatensatzes aus. Diese Beobachtung ist – wie eingangs erläutert – wichtig, um zu verstehen, wieso trotz der singulären, hohen Abweichungen vom Mittelwert dennoch von einer akzeptablen Homogenität der Erosivitätsparameter über den Plot gesprochen werden kann. Diese sind nachfolgend anhand der Flächeninterpolation deutlich zu sehen (vgl. Abb 6.33, 6.36).

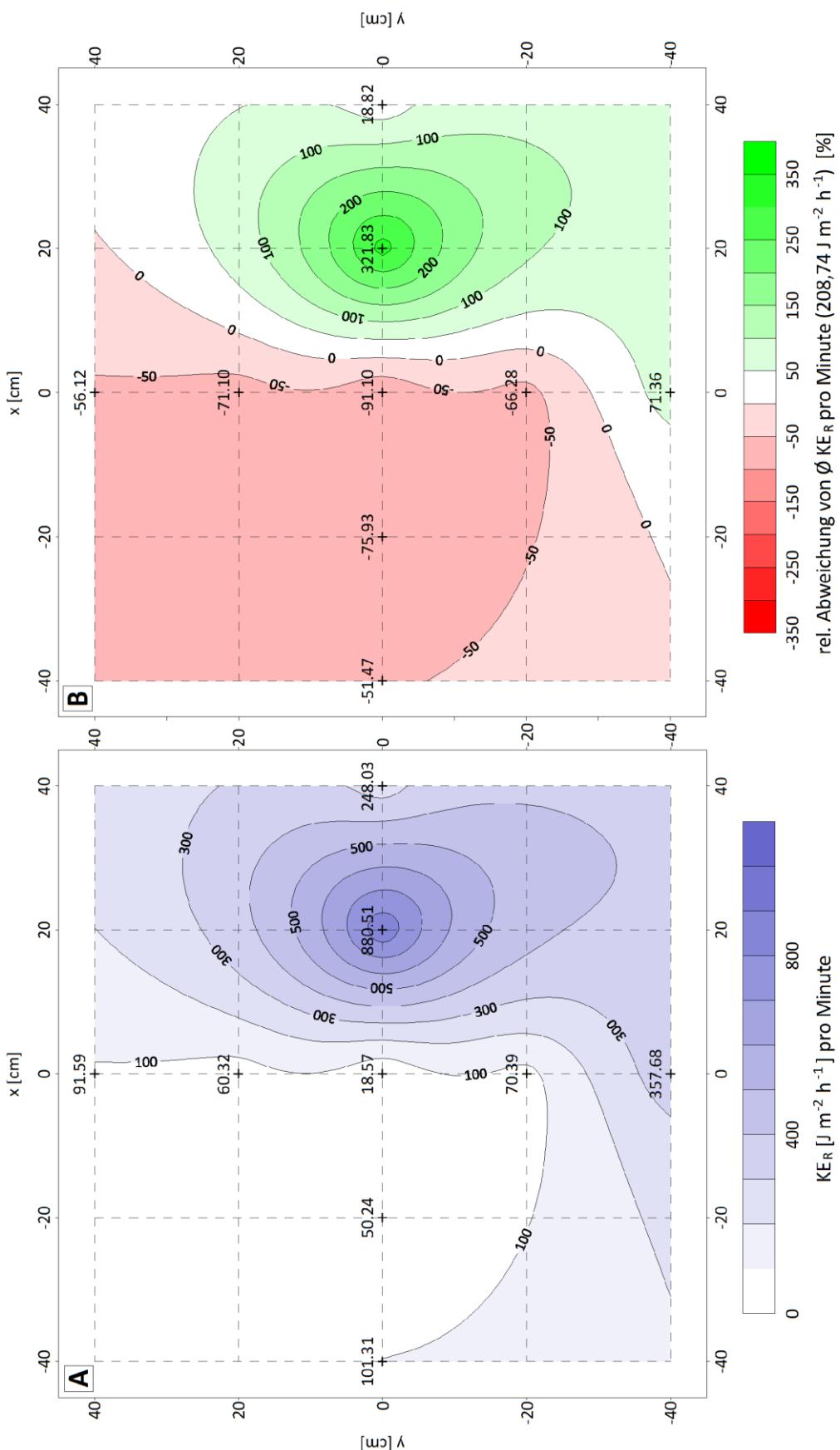


Abb. 6.33: Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen der kinetischen Energie pro Raum- und Zeiteinheit KE_R. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung von der mittleren KE_R ($208,74 \text{ J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt.

Kennwert	Absolut [J m ⁻² h ⁻¹]	Raster absolut [J m ⁻² h ⁻¹]	Rel. Abweichung [%]	Raster rel. Abweichung [%]
Stützpunkte	9	6561	9	6561
Min	18,57	5,51	-91,10	-97,36
$Q_{0,25}$	60,32	57,94	-71,10	-72,24
$Q_{0,5}$	91,59	170,81	-56,12	-18,17
$Q_{0,75}$	248,03	357,97	18,82	71,49
Max	880,51	880,51	321,83	321,83
\emptyset	208,74	217,22	0,00	4,06

Tab. 6.27: Statistische Kennwerte der KE_R-LNM-Einzelmessungen und der interpolierten KE_R-Raster.

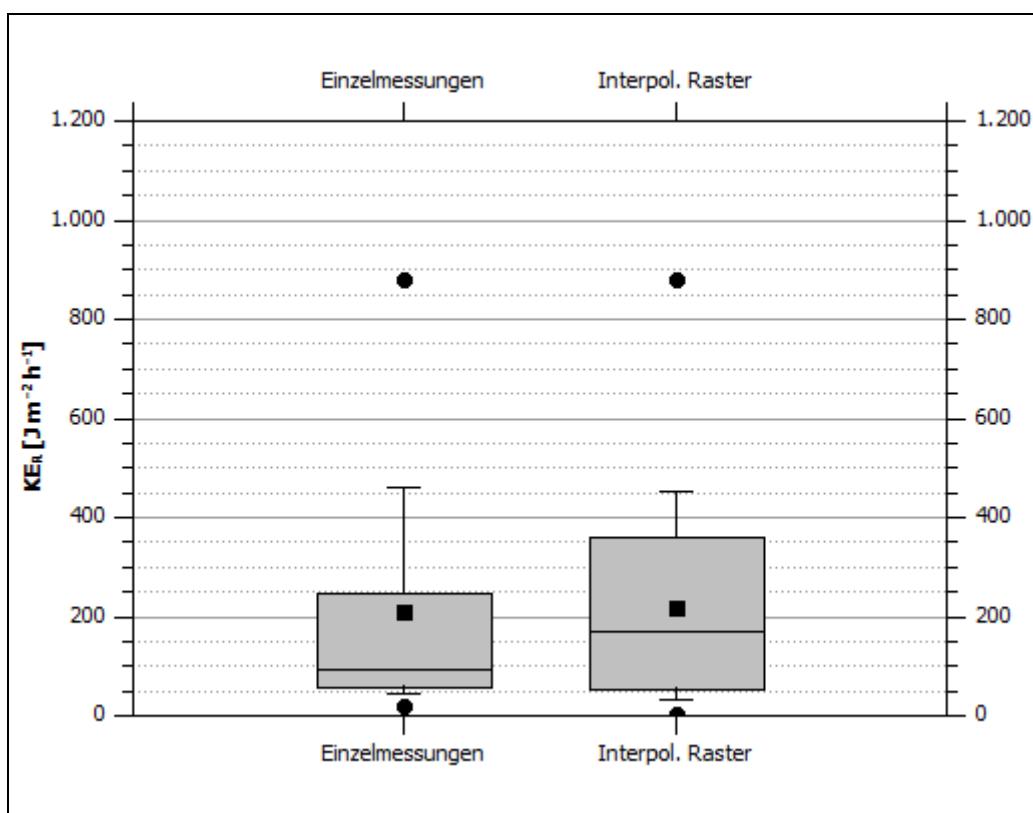


Abb. 6.34: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte (n = 9) und des interpolierten Rasters der absoluten KE_R-Werte (n = 6561). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q₁₀ / Q₉₀; Box- und Mittellinie: Q₂₅ / Q₅₀ / Q₇₅.

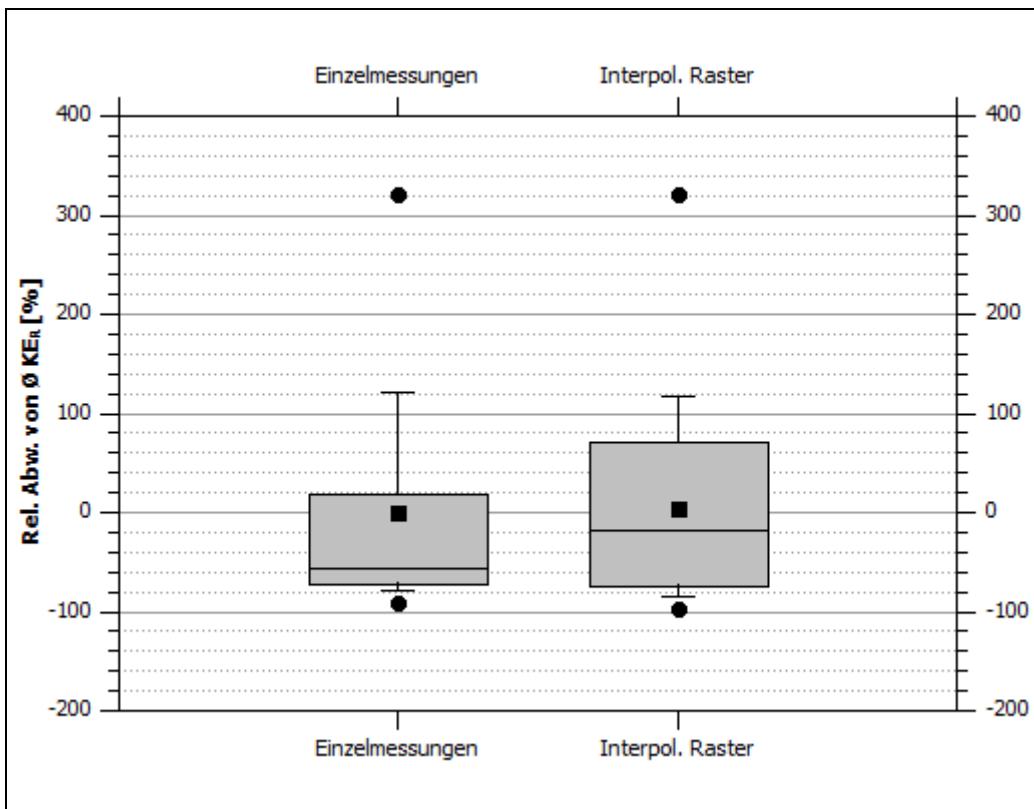


Abb. 6.35: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\bar{\phi} KE_R$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

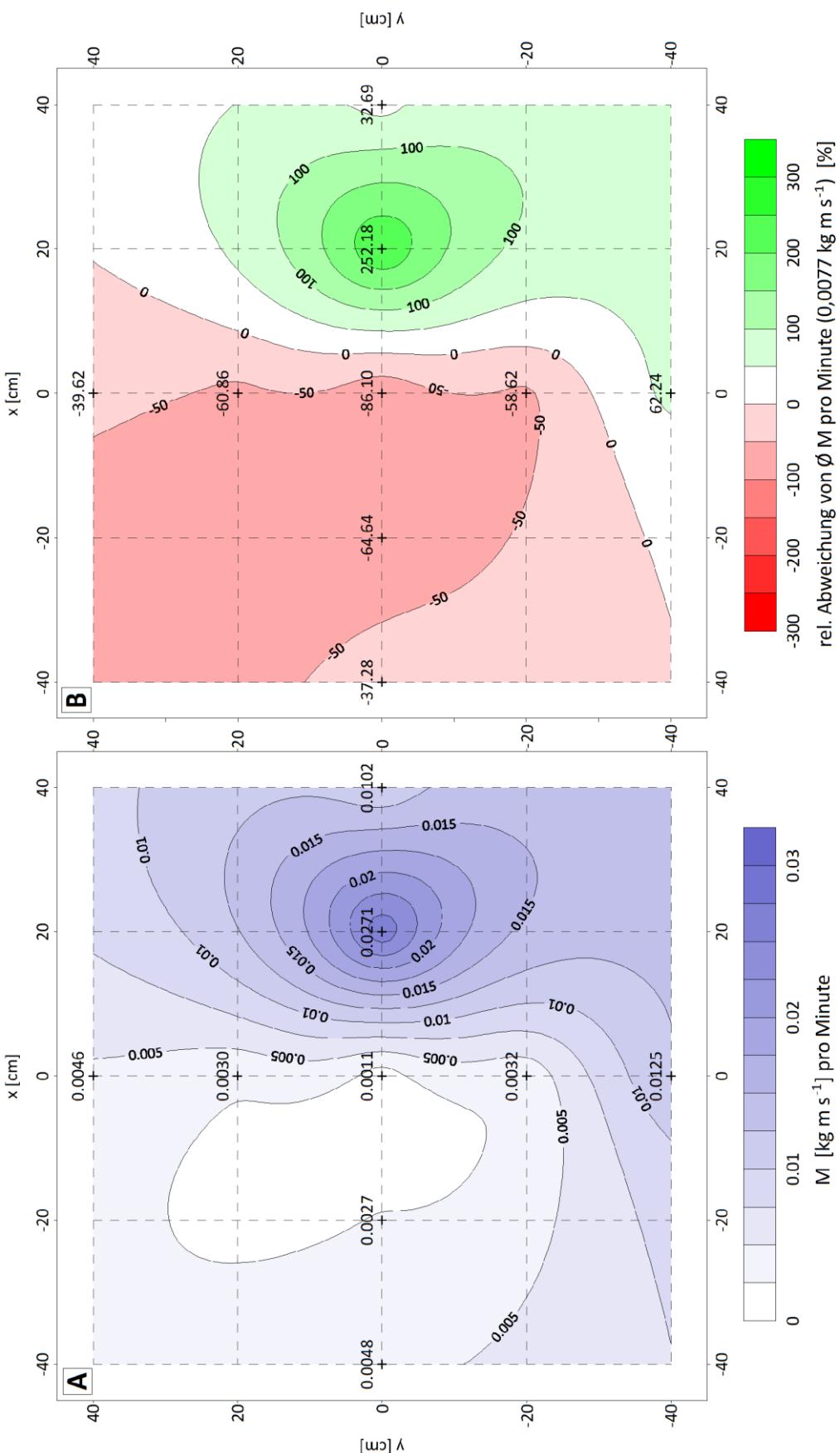


Abb. 6.36: Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen des Impulses M. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung vom mittleren M ($0,0077 \text{ kg m s}^{-1}$). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt.

Kennwert	Absolut [kg m s ⁻¹]	Raster absolut [kg m s ⁻¹]	Rel. Abweichung [%]	Raster rel. Abweichung [%]
Stützpunkte	9	6561	9	6561
Min	0,0010	0,0009	-86,10	-97,36
$Q_{0,25}$	0,0030	0,0031	-60,86	-72,24
$Q_{0,5}$	0,0046	0,0066	-39,62	-18,17
$Q_{0,75}$	0,0102	0,0124	32,69	71,49
Max	0,0271	0,0271	252,18	321,82
\emptyset	0,0077	0,0080	0,00	4,06

Tab. 6.28: Statistische Kennwerte der M-LNM-Einzelmessungen und der interpolierten M-Raster.

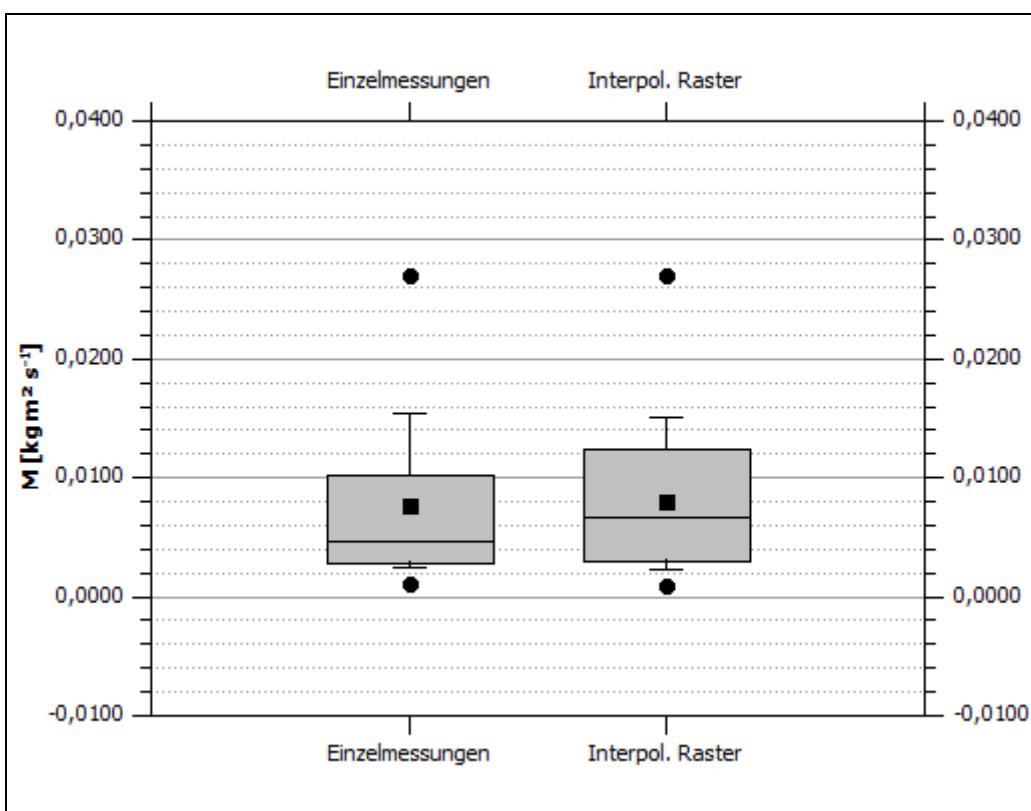


Abb. 6.37: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten M-Werte ($n = 6561$). • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

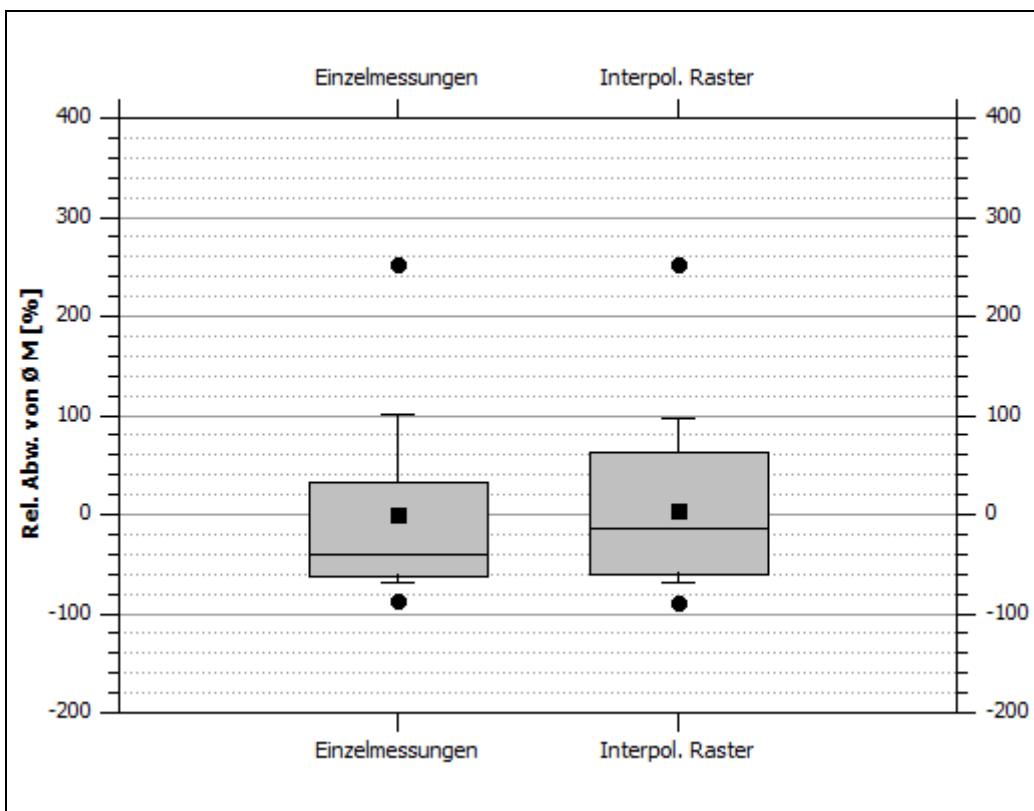


Abb. 6.38: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\bar{\varnothing} M$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$.

6.3.7 | Abgleich mit natürlichem Niederschlag

Anhand der Literaturdaten und empirischer Studien lässt sich der kalibrierte, artifizielle Niederschlag in einen Abgleich mit natürlichen Niederschlägen bringen. Hierbei besteht prinzipiell die Möglichkeit, das Tropfenspektrum, die Abhängigkeit zwischen Tropfendurchmesser und Fallgeschwindigkeit, aber auch die Erosivität des Niederschlags zu überprüfen. Hinsichtlich der Erosivität ist eine umfassende Diskussion anhand der theoretisch erwartbaren kinetischen Energie vor dem Hintergrund von Gleichung (7) nach VAN DIJK ET AL. (2002) in Kapitel 6.3.6 erfolgt.

Bezüglich des Tropfenspektrums bietet sich die Berechnung der Marshall-Palmer-Distribution (MPD) nach Gleichung (1) – (3) für die mittlere Intensität der KBA von $45,4167 \text{ mm h}^{-1}$ an. Durch die Berechnung der MPD ist es möglich, die relativen Anteile von Tropfen bestimmter Durchmesser zu ermitteln. Die Durchmessereinteilung ist hierbei frei vornehmbar, so dass für den Abgleich die Klasseneinteilungen des LNM gewählt werden konnten. Abbildung 6.39 zeigt sowohl die MPD, als auch die aus den LNM-Messungen gewonnenen relativen Anteile der Tropfendurchmesser.

Erkennbar ist, dass augenscheinlich eine gute Passung des artifiziellen Niederschlags und der theoretischen MPD in Bereichen des Tropfendurchmessers bis 4 mm vorliegt. Ab einem Tropfendurchmesser von 4 mm produziert die KBA relativ gesehen mehr Tropfen pro Durchmesserklasse, als es nach der theoretischen Herleitung zu erwarten gewesen wäre. Dieser Effekt wirkt zwar in der graphischen Darstellung sehr deutlich, letztendlich sprechen jedoch zwei Umstände dafür, dass erzeugte Tropfenspektrum zu verwenden. Zum einen betrifft der fragliche Bereich $> 4 \text{ mm}$ nur einen relativen Anteil an der Gesamtropfenmenge von 0,06 % der MPD, respektive 0,18 % im Falle der KBA (vgl. Tab. 6.29). Zum anderen ist gerade dieser Bereich der großen Tropfendurchmesser bestimmt hinsichtlich der Erosivität des Niederschlags. Anhand der in Kapitel 6.3.6 dargelegten Unterschiede zwischen der Erosivität artifizieller und natürlicher Niederschläge ist eine zu geringe Erosivität der KBA feststellbar. Daher muss der leicht erhöhte Anteil großer

Tropfendurchmesser im Gesamtbild der KBA-Eigenschaften positiv bewertet werden, da ohne diesen Anteil die Erosivität noch deutlich geringer ausgefallen wäre, als es bei den verwendeten Betriebsdaten ohnehin schon der Fall war.

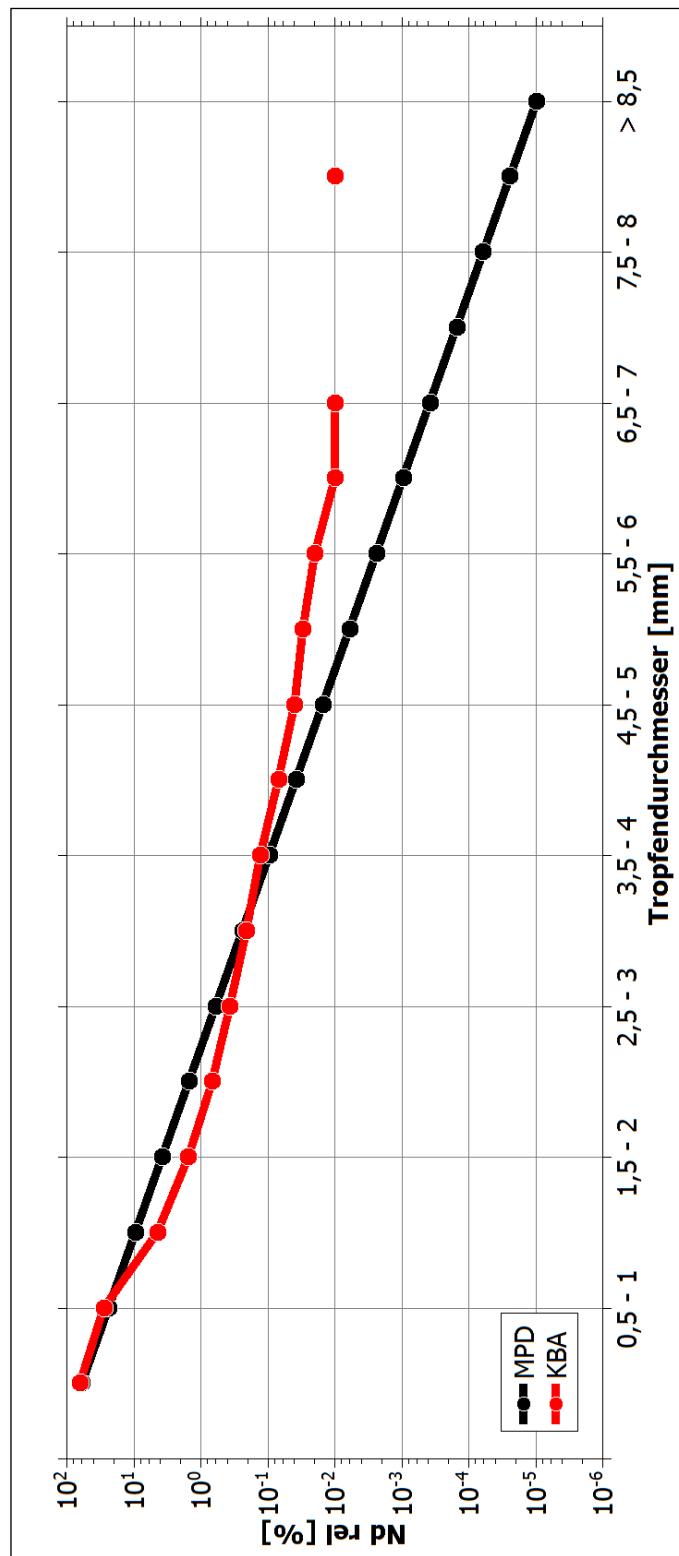


Abb. 6.39: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar bei gegebener Intensität von $45,42 \text{ mm h}^{-1}$.

d [mm]	Nd rel MPD [%]	Nd rel KBA [%]	Abw. KBA von MPD [%]
0 - 0,5	60,14	64,15	6,66
0,5 - 1	23,97	28,26	17,90
1 - 1,5	9,55	4,48	-53,15
1,5 - 2	3,81	1,54	-59,67
2 - 2,5	1,52	0,68	-54,95
2,5 - 3	0,61	0,37	-39,26
3 - 3,5	0,24	0,21	-13,81
3,5 - 4	0,10	0,13	30,17
4 - 4,5	0,04	0,07	89,77
4,5 - 5	0,02	0,04	178,62
5 - 5,5	0,01	0,03	350,03
5,5 - 6	$2,42 * 10^{-3}$	0,02	666,75
6 - 6,5	$9,66 * 10^{-4}$	0,01	1002,57
6,5 - 7	$3,85 * 10^{-4}$	0,01	1809,36
7 - 7,5	$1,54 * 10^{-4}$		
7,5 - 8	$6,12 * 10^{-5}$		
8 - 8,5	$2,44 * 10^{-5}$	0,01	23166,50
> 8,5	$9,72 * 10^{-6}$		

Tab. 6.29: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar bei gegebener Intensität von $45,42 \text{ mm h}^{-1}$.

Neben dem Tropfendurchmesser ist die terminale Fallgeschwindigkeit der Tropfen die zweite Komponente des vollständigen Tropfenspektrums. Eine Basis für den Vergleich mit natürlichem Niederschlag bieten die in Kapitel 3.1 vorgestellten Werte von GUNN & KINZER (1949). Aus den LNM-Daten konnte für jede Durchmesserklasse ein in Abhängigkeit der Tropfenanzahl gewichtetes Mittel der Fallgeschwindigkeit berechnet werden. Abbildung 6.40 zeigt sowohl die Daten nach GUNN & KINZER (1949), als auch die durch den LNM ermittelten Werte.

Anhand der Kurvenverläufe lässt sich gut verdeutlichen, dass die niedrige Fallhöhe zu stark verminderten Fallgeschwindigkeiten führte. Dieser Umstand war bereits ursächlich für die geringen Erosivitätswerte verantwortlich, erst im direkten Vergleich mit den theoretischen Werten für natürlichen Niederschlag wird jedoch deutlich, wie stark der Effekt der Verlangsamung tatsächlich ausgeprägt war. Tabelle 6.30 zeigt die prozentualen Abweichungen der LNM-Messungen von den Datensätzen nach GUNN & KINZER (1949). Bis auf die beiden kleinsten Durchmesserklassen liegen die prozentualen Abweichungen in einem eng begrenzten Bereich zwischen -62,16 und -66,46 %.

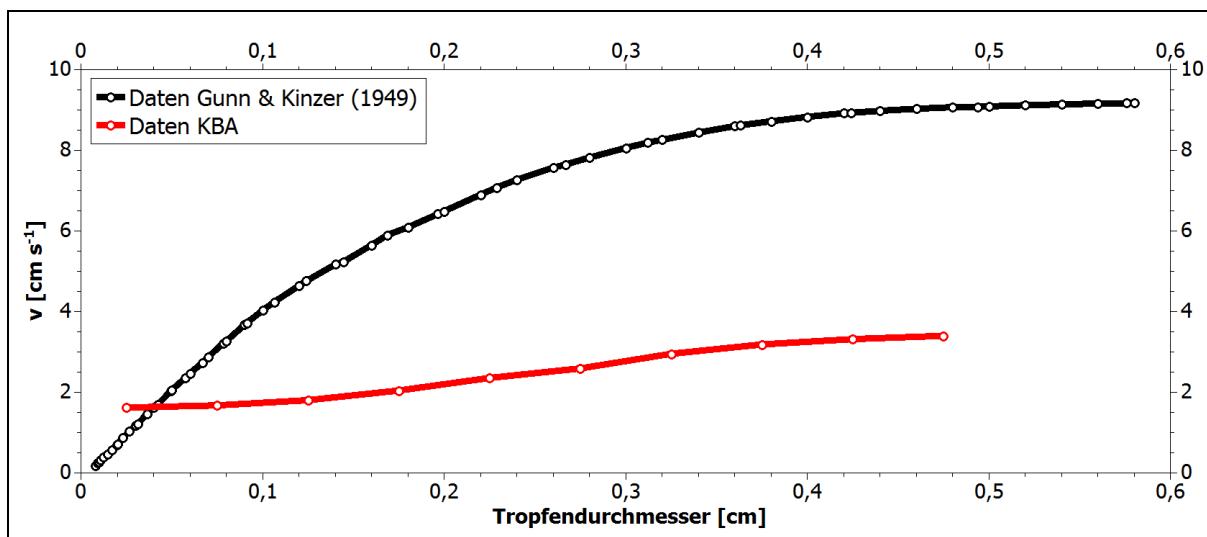


Abb. 6.40: Vergleich der Abhängigkeit zwischen Tropfendurchmesser und terminaler Fallgeschwindigkeit auf Basis der Daten für natürlichen Niederschlag nach GUNN & KINZER (1949) und den LNM-Messungen der KBA.

d [mm]	Abweichung KBA von GUNN & KINZER (1949) [%]
0 - 0,5	71,39
0,5 - 1	-45,59
1 - 1,5	-62,16
1,5 - 2	-66,26
2 - 2,5	-66,17
2,5 - 3	-66,46
3 - 3,5	-64,36
3,5 - 4	-63,35
4 - 4,5	-62,77
4,5 - 5	-62,53

Tab. 6.30: Relative Abweichungen der LNM-KBA-Geschwindigkeitsmessungen von den durch GUNN & KINZER (1949) ermittelten Fallgeschwindigkeiten für natürlichen Niederschlag.

Eine abschließende Möglichkeit zur Beurteilung der Güte des artifiziellen Niederschlags bot die Messung realer Niederschläge mithilfe des LNM. Zwei Schauer mit einer Dauer von 21 und 23 Minuten und unterschiedlicher Intensität konnten aufgenommen werden. Anhand dieser Daten sollte überprüft werden, in wie weit der künstlich erzeugte Niederschlag bezüglich seiner Tropfendurchmesserverteilung und seinem Tropfenspektrum natürlichen Ereignissen entspricht. Auch sollte überprüft werden, wie gut die theoretischen Eigenschaften natürlichen Niederschlags, die MPD und das Tropfenspektrum nach GUNN & KINZER (1949), den realen Gegebenheiten entsprechen.

Der Intensitätsverlauf der natürlichen Niederschlagsereignisse ist in Abbildung 6.41 in minütlicher Auflösung dargestellt, deutlich erkennbar sind die unterschiedlichen Intensitäten der Schauer. Ereignis 1 wies eine Dauer von 23 Minuten bei durchschnittlicher Intensität von $0,36 \text{ mm h}^{-1}$ auf, Ereignis 2 dauerte 21 Minuten an und besaß eine durchschnittliche Intensität von $0,76 \text{ mm h}^{-1}$.

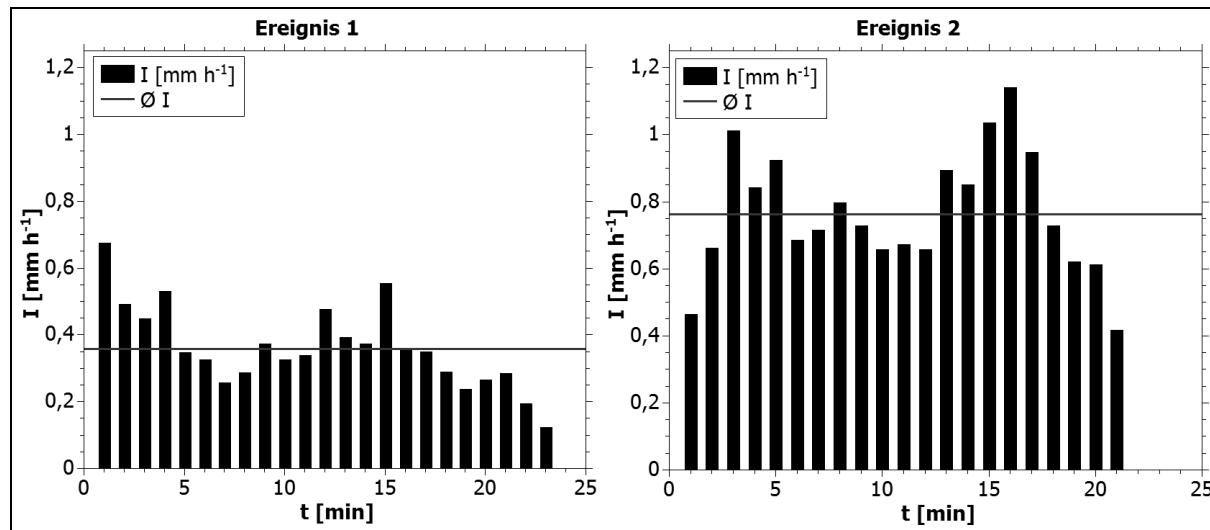


Abb. 6.41: Verlauf der minütlichen Niederschlagsintensität eines mit LNM vermessenen, natürlichen Niederschlagsereignisses.

Abbildung 6.42 zeigt die gemittelten, relativen Anteile der Tropfendurchmesser im Vergleich zur MPD für die mittlere Intensität der Niederschlagsereignisse. Erkennbar ist anhand dieser Darstellung, dass selbst natürliche Niederschläge nicht vollständig der theoretisch hergeleiteten MPD entsprechen. Besonders im Falle von Tropfen mit einem Durchmesser $< 0,2 \text{ mm}$ neigt die MPD zu einer Überschätzung der Tropfenanzahl, während bei den beiden gemessenen Niederschlagsereignissen mehr Tropfen als erwartet in der Größe $> 0,2 \text{ mm}$ fielen. Besonders im Bereich der Tropfendurchmesser zwischen $0,375$ und $0,5 \text{ mm}$ zeigt sich bei beiden Ereignissen ein deutlicher Peak der relativen Anteile.

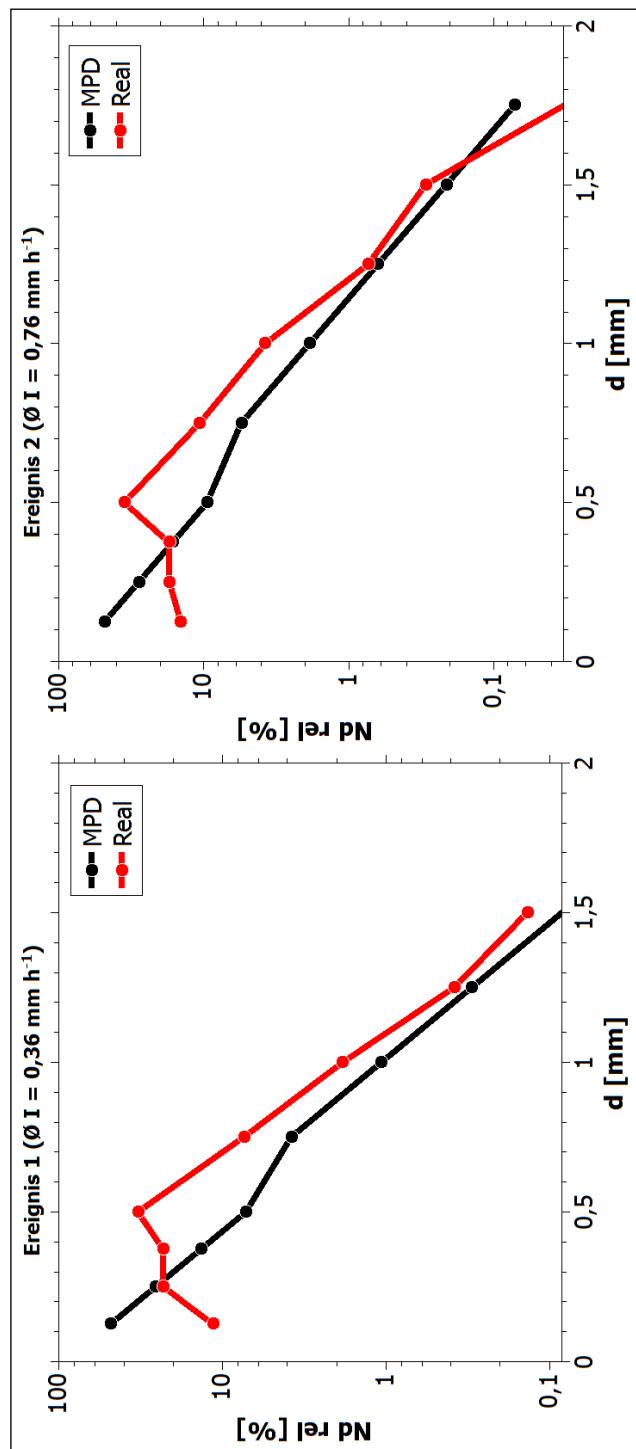


Abb. 6.42: Vergleich der MPD mit den realen Tropfendurchmesserverteilungen zweier Niederschlagsereignisse.

Im direkten Abgleich mit den Daten der KBA kann aufgezeigt werden, dass das Verteilungsmuster im Vergleich mit der MPD keine signifikante Ähnlichkeit aufweist, zumindest zeigt sich jedoch, dass Abweichungen von den theoretischen Werten der MPD durchaus auch bei natürlichen Niederschlagsereignissen gegeben sind. Diese liegen bei Ereignis 1 zwischen -76,36 und 357,84 % (Tab. 6.31) und bei Ereignis 2 zwischen -70,16 und 271,91 % (Tab. 6.32). Für die innerhalb des natürlichen Niederschlags gemessenen Tropfendurchmesser ist die Abweichung der KBA sogar durchaus vergleichbar, enorm große Tropfen, die im Falle der KBA die höchsten relativen Abweichungen von der MPD aufwiesen, konnten im Zuge der Vermessung natürlicher Niederschläge nicht aufgenommen werden, weswegen eine Überprüfbarkeit nicht gegeben ist.

d [mm]	Nd rel MPD [%]	Nd rel Ereignis 1 [%]	Abw. Ereignis 1 von MPD [%]
0 - 0,125	48,36	11,43	-76,36
0,125 – 0,25	25,61	22,95	-10,39
0,25 – 0,375	13,56	23,01	69,69
0,375 – 0,5	7,18	32,88	357,84
0,5 – 0,75	3,80	7,41	94,75
0,75 – 1	1,07	1,84	72,60
1 – 1,25	0,30	0,38	28,08

Tab. 6.31: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und Niederschlagsereignis 1.

d [mm]	Nd rel MPD [%]	Nd rel Ereignis 2 [%]	Abw. Ereignis 2 von MPD [%]
0 - 0,125	48,36	14,43	-70,16
0,125 – 0,25	28,11	17,26	-38,60
0,25 – 0,375	16,34	17,45	6,81
0,375 – 0,5	9,50	35,33	271,92
0,5 – 0,75	5,52	10,68	93,45
0,75 – 1	1,87	3,78	102,42
1 – 1,25	0,63	0,73	16,39
1,25 – 1,5	0,21	0,30	38,83

Tab. 6.32: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und Niederschlagsereignis 2.

Neben der MPD kann zusätzlich das Tropfenspektrum auf Basis der bereits erläuterten Daten von GUNN & KINZER (1949) beurteilt werden. Abbildung 6.43 zeigt sowohl diese Daten, als auch die Ergebnisse der LNM Messungen von KBA und natürlichem Niederschlag. Die beiden natürlichen Ereignisse weisen eine große Ähnlichkeit auf, wenngleich sie auch unter der theoretisch ermittelten Fallgeschwindigkeit verbleiben.

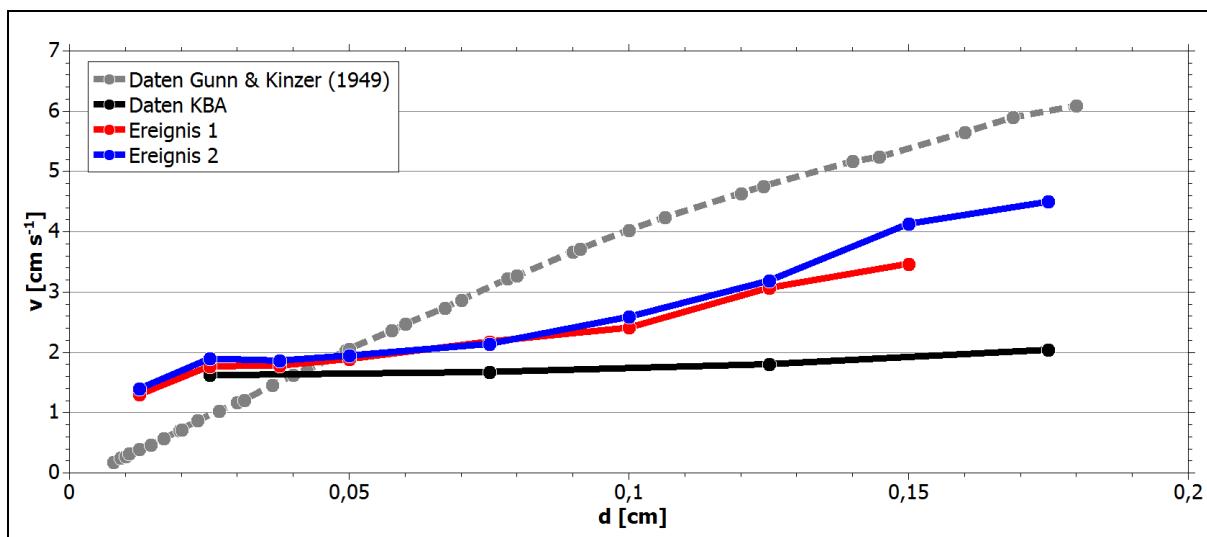


Abb. 6.43: Vergleich des Zusammenhangs zwischen Tropfendurchmesser und Fallgeschwindigkeit natürlicher Niederschlagsereignisse, KBA-Messungen und theoretischen Werten nach GUNN & KINZER (1949).

Aufgrund der geringen Fallhöhe waren die Fallgeschwindigkeiten der KBA nach wie vor die geringsten innerhalb der gewonnenen Daten, dennoch zeigen die natürlichen Niederschlagsereignisse, dass die negativen Abweichungen der Fallgeschwindigkeit im Falle der KBA als nicht so gravierend zu erachten sind, wie der ursprüngliche, alleinige Vergleich mit den Daten nach GUNN & KINZER (1949) suggerierte. Die gemessenen Abweichungen des natürlichen Niederschlags sind zusätzlich nachfolgend tabellarisch aufgelistet (Tab. 6.33). Ein Grund für die geringen Fallgeschwindigkeiten natürlichen Niederschlags ist sicherlich der Umstand, dass GUNN & KINZER (1949) ihre Messungen unter Laborbedingungen ohne störende Beeinflussungen wie beispielsweise durch Wind durchführten.

d [mm]	Abweichung Ereignis 1 von GUNN & KINZER (1949) [%]	Abweichung Ereignis 2 von GUNN & KINZER (1949) [%]
0 - 0,125	235,53	264,55
0,125 – 0,25	86,76	101,32
0,25 – 0,375	18,03	23,77
0,375 – 0,5	-8,98	-5,39
0,5 – 0,75	-28,80	-30,80
0,75 – 1	-40,55	-35,98
1 – 1,25	-35,99	-33,68
1,25 – 1,5	-35,76	-23,69
1,5 – 1,75		-25,15

Tab. 6.33: Relative Abweichungen der LNM- Geschwindigkeitsmessungen natürlicher Niederschlagsereignisse von den durch GUNN & KINZER (1949) ermittelten Fallgeschwindigkeiten für natürlichen Niederschlag.

6.4 | Simulationsläufe im Gelände

Zu Beginn des Kapitels sollen die ermittelten Daten zu Abfluss und mobilisiertem Sediment aller Versuche als Vergleichstabelle aufgezeigt werden. Aufgrund des großen Umfangs der Daten erfolgt dies in zwei getrennten Tabellen. Tabelle 6.34 zeigt die wichtigsten hydrologischen Kennwerte, Tabelle 6.35 die sedimentbezogenen Daten. Der Übersichtlichkeit halber wurden die Versuche nach Wegekategorie und Wegebereich nummeriert, die chronologische Reihenfolge, in der die Versuche im Gelände stattfanden, lässt sich der Spalte „Chr. #“ entnehmen.

Die hydrologischen Daten umfassen die Gesamtsumme des induzierten Oberflächenabflusses über den Zeitraum von 90 Minuten sowie die mittleren, maximalen und minimalen minütlichen Abflusswerte. Zusätzlich sind die Infiltrationsmengen auf Basis der mittleren Niederschlagsintensität der KBA für die Plotfläche angegeben. Anhand dieser kann der Abflusskoeffizient für jeden Versuchslauf angegeben werden, abschließend werden die ermittelten WDPT-Werte dargestellt.

Im Falle der Sedimentwerte erfolgt ebenfalls die Aufstellung der Summe der mobilisierten Sedimentmenge nach 90 Minuten sowie die mittlere, minimale und maximale minütliche Menge. Zusätzlich erfolgt die Darstellung der entsprechenden Sedimentkonzentrationen, ebenfalls gegliedert nach mittlerer, minimaler und maximaler Konzentration. Abschließend sind der Grobbodenanteil und der mediane Korndurchmesser aufgeführt. Nur bei den Versuchsläufen auf Wegen der Kategorie 2 und bei vier von sechs Versuchsläufen der Kategorie 1 konnte genug Material mobilisiert werden, um eine vollständige Schlämmanalyse durchzuführen. Bei den übrigen Versuchen erfolgte lediglich eine Siebanalyse, diese Werte sind gesondert gekennzeichnet. Aufgrund der in diesen Fällen nur geringen Gesamtprobenmenge und den methodeninhärenten Ungenauigkeiten des Trockensiebungsverfahrens sind diese Werte jedoch in ihrer Aussagekraft kritisch zu beurteilen.

Die Beschreibung der einzelnen Versuchsläufe erfolgt in den nachfolgenden Unterkapiteln gegliedert nach Kategorie und Position auf der Wegoberfläche, eine dezidierte Interpretation der Ergebnisse schließt sich in Kapitel 7 an. Diese umfasst im Speziellen die Verteilung und den Vergleich der Abflusswerte sowie die detaillierte Interpretation der Schlämmanalysen.

#	Chr. #	Kateg.	Bereich	$\Sigma Q [l]$	$\bar{Q} Q [l \text{ min}^{-1}]$	$Q_{\min} [l \text{ min}^{-1}]$	$Q_{\max} [l \text{ min}^{-1}]$	$\Sigma Inf [l]$	$\bar{Q} Inf [l \text{ min}^{-1}]$	RKE [%]	WDPT Klasse
1	13	1	Fahrspur	34,9658	0,3885	0,0000	0,6262	8,630198	0,0959	80,20	0
2	14	1	Fahrspur	40,0884	0,4454	0,0000	0,5472	3,507575	0,0390	91,95	0
3	15	1	Fahrspur	31,2564	0,3473	0,0001	0,4270	12,33963	0,1371	71,70	0
4	16	1	Zwischenspur	50,7116	0,5635	0,0000	0,6614	-7,11562	-0,0791	116,32	1
5	17	1	Zwischenspur	32,4516	0,3606	0,0000	0,6293	11,14445	0,1238	74,44	0
6	18	1	Zwischenspur	35,2517	0,3917	0,0000	0,5168	8,344306	0,0927	80,86	0
7	4	2	Fahrspur	39,2915	0,4366	0,0000	0,5525	4,3046	0,0478	90,13	0
8	11	2	Fahrspur	43,1688	0,4797	0,0000	0,5350	0,42722	0,0047	99,02	0
9	12	2	Fahrspur	54,1039	0,6012	0,0084	0,7338	-10,5079	-0,1168	124,10	0
10	1	2	Zwischenspur	28,6074	0,3179	0,0000	0,4308	14,9886	0,1665	65,62	0
11	2	2	Zwischenspur	37,2357	0,4137	0,0001	0,5504	6,3603	0,0707	85,41	0
12	6	2	Zwischenspur	40,9811	0,4553	0,0000	0,5324	2,6149	0,0291	94,00	0
13	3	3	Fahrspur	37,4125	0,4157	0,0000	0,5575	6,1835	0,0687	85,82	3
14	5	3	Fahrspur	29,3333	0,3259	0,0000	0,5134	14,2627	0,1585	67,28	2
15	8	3	Fahrspur	23,3998	0,2600	0,0000	0,4299	20,1962	0,2244	53,67	2
16	7	3	Zwischenspur	2,1183	0,0235	0,0000	0,1494	41,4777	0,4609	4,86	3
17	9	3	Zwischenspur	9,6801	0,1076	0,0000	0,2441	33,9159	0,3768	22,20	4
18	10	3	Zwischenspur	19,3302	0,2148	0,0000	0,4598	24,2658	0,2696	44,34	3

Tab. 6.34: Zusammenfassung der abflussbezogenen Daten der Berechnungsversuche

#	Chr. #	Kateg.	Wegebereich	$\Sigma S [g]$	$\bar{\phi} S [g \text{ min}^{-1}]$	$S_{\min} [g \text{ min}^{-1}]$	$S_{\max} [g \text{ min}^{-1}]$	$\bar{\phi} Sk [g \text{ l}^{-1}]$	$Sk_{\min} [g \text{ l}^{-1}]$	$Sk_{\max} [g \text{ l}^{-1}]$	Anteil Grobboden [%]	$d_{50} [\mu\text{m}]$
1	13	1	Fahrspur	96,0375	1,0671	0,0000	2,1914	2,5421	0,0000	14,8931	0,62	108,72
2	14	1	Fahrspur	169,6550	1,8851	0,0000	2,7909	4,7096	1,7938	45,9857	0,05	5,91
3	15	1	Fahrspur	140,1883	1,5576	0,0000	2,4971	4,6922	0,0000	10,9610	0,42	12,83
4	16	1	Zwischenfspur	200,1325	2,2237	0,0000	3,6376	4,0134	0,0000	13,0907	0,64	17,49
5	17	1	Zwischenfspur	10,7237	0,1192	0,0000	0,6965	1,7978	0,0000	95,9086	0	487,14*
6	18	1	Zwischenfspur	26,9054	0,2989	0,0000	1,4239	1,4952	0,0000	54,4088	0	558,56*
7	4	2	Fahrspur	155,8770	1,7320	0,0013	4,3109	3,7171	0,0000	8,5120	0,50	13,10
8	11	2	Fahrspur	257,1573	2,8573	0,0272	7,1129	5,8677	0,0000	13,6756	0,38	16,72
9	12	2	Fahrspur	245,3714	2,7263	0,0949	10,3117	4,9055	1,9062	23,9079	0,19	19,43
10	1	2	Zwischenfspur	285,5719	3,1730	0,0000	6,4939	12,3478	0,0000	264,8697	5,02	50,34
11	2	2	Zwischenfspur	181,4099	2,0157	0,0218	4,4562	6,7072	1,0305	147,0985	0,52	7,93
12	6	2	Zwischenfspur	102,3576	1,1373	0,0000	2,1428	2,6576	0,0000	8,1144	0,27	7,37
13	3	3	Fahrspur	23,4005	0,2600	0,0000	0,6078	1,1559	0,0000	16,9044	0	353,23*
14	5	3	Fahrspur	18,2093	0,2023	0,0000	0,4653	1,0041	0,0000	12,8466	0	225,85*
15	8	3	Fahrspur	7,4169	0,0824	0,0000	0,2720	0,4801	0,0000	10,3506	0	169,89*
16	7	3	Zwischenfspur	1,4549	0,0162	0,0000	0,1331	0,7176	0,0000	16,4343	0	**
17	9	3	Zwischenfspur	2,4711	0,0275	0,0000	0,1013	0,7790	0,0000	29,8295	0	132,58*
18	10	3	Zwischenfspur	11,6425	0,1294	0,0000	0,7928	2,0542	0,0000	65,0888	0	297,00*

Tab. 6.35: Zusammenfassung der sedimentbezogenen Daten der Berechnungsversuche. * = Messung mittels Siebanalyse. **Keine Analyse möglich.

6.4.1 | Wege der Kategorie 1 – Befestigte, persistente Wege

Die Beregnungen der befestigten Wege stellte im chronologischen Verlauf der Untersuchungen die insgesamt letzten Beregnungen dar. Die einzelnen Versuchsläufe für Kategorie 1 fanden im Zeitraum zwischen Januar und April 2014 statt, beginnend mit den ersten Versuchen am 17.01.2014. Für die Versuche wurden Flächen gesucht, die – im Falle der Fahrspurberegnungen – über eine möglichst rezente Befahrung und somit deutlich erkennbare Fahrspuren verfügten. Abbildung 6.44 zeigt die Verortung der sechs Versuchsläufe im Untersuchungsgebiet, Abbildung 6.45 ergänzend die Lage aller Beregnungsversuche im Untersuchungsgebiet.

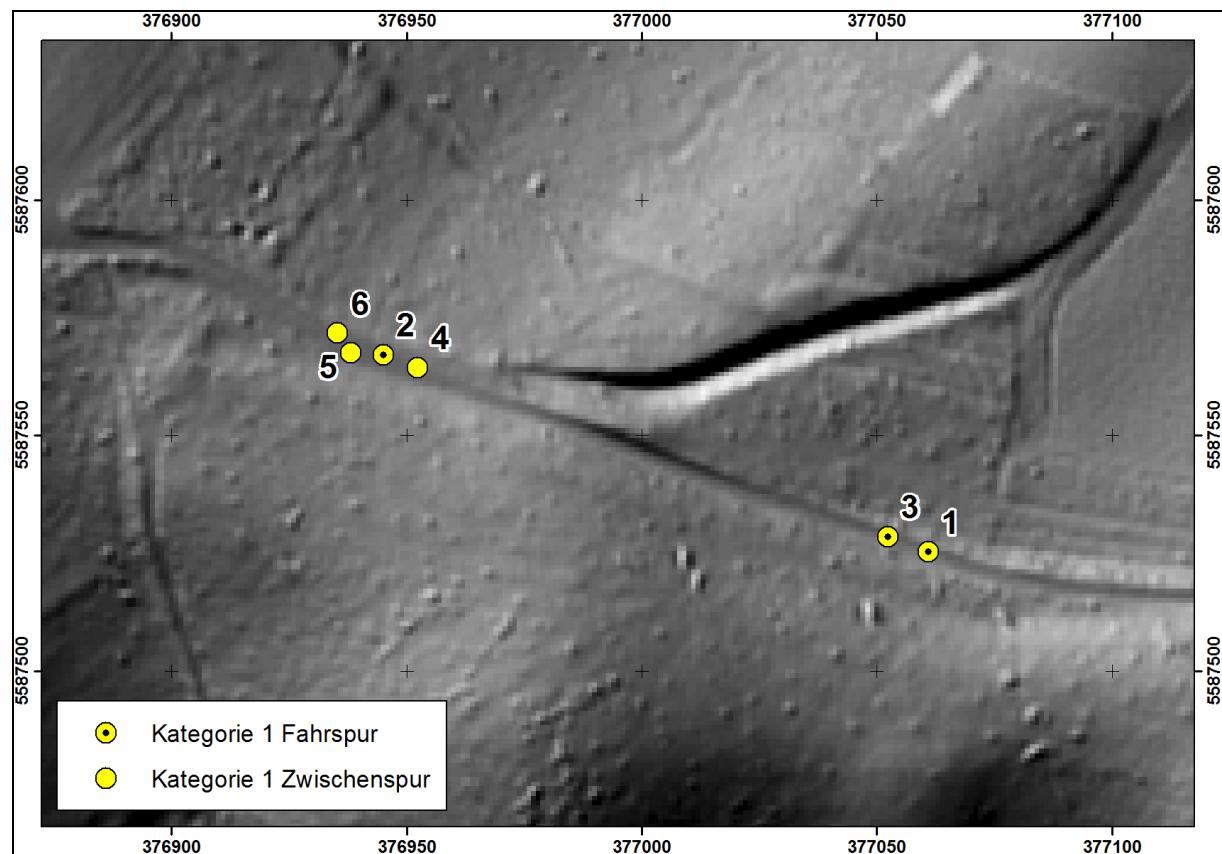


Abb. 6.44: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 1 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.

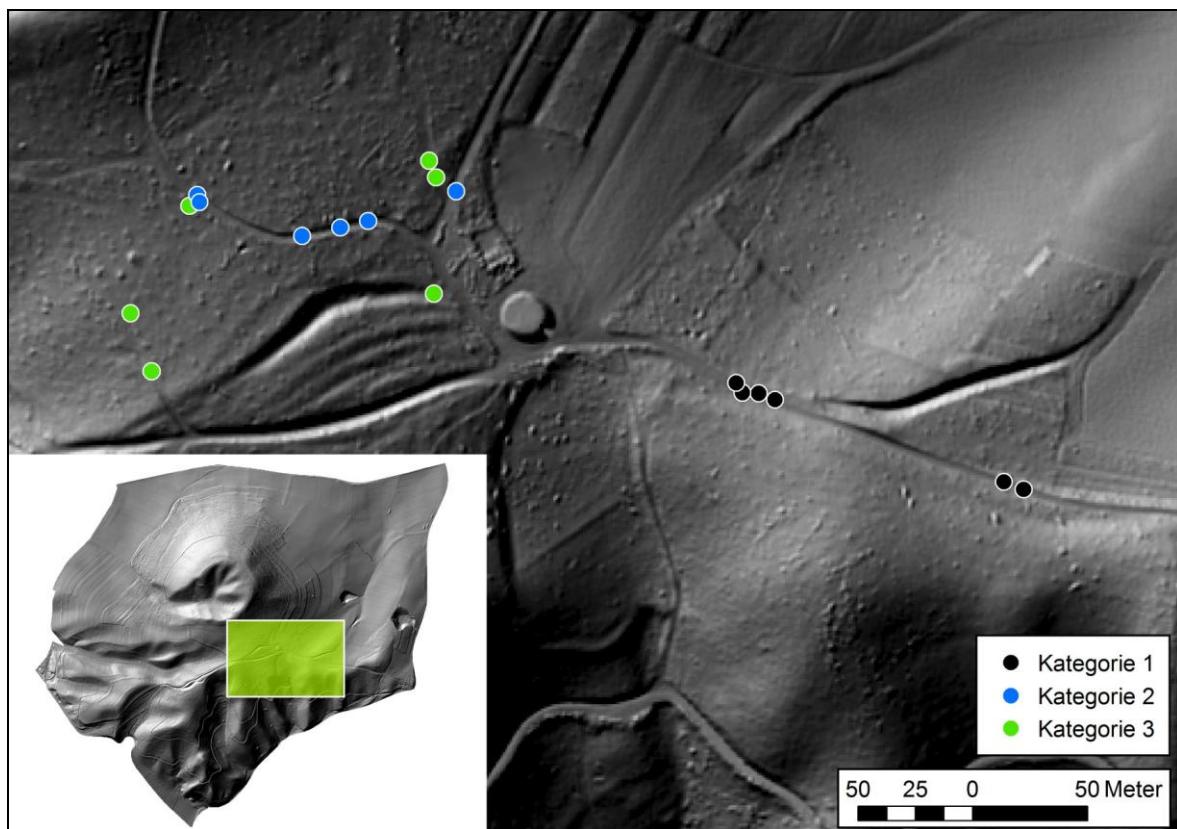


Abb. 6.45: Verortung der Beregnungsversuche im Untersuchungsgebiet.

6.4.1.1 | Versuche 1 – 3: Fahrspurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.36 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Fahrspuren auf Wegen der Kategorie 1. Lagerungsdichte und initiale Bodenfeuchte wurden durch Stechzylinderbeprobung ermittelt. Die Bodenarten wurden mittels Fingerprobe nach AD-HOC-AG BODEN (2005, 143 ff.) bestimmt, die Skelettanteile mittels Absieben der Grobbodenfraktion einer von der Wegoberfläche entnommenen Mischprobe. Der Feinbodenanteil der Wegoberflächen lag nach der Bestimmung per Fingerprobe im Bereich der durch Schlämmanalyse ermittelten, mittleren Bodenart von Wegen der Kategorie 1 und konnte als schwach schluffiger Sand (Su2) benannt werden.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm ⁻³]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
1	1,4	0	0,73	22,7	Su2	50,4
2	1,7	0	0,82	27,3	Su2	51,2
3	3,4	0	0,79	20,8	Su2	49,6

Tab. 6.36: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 1.

Alle Untersuchungsflächen wiesen eine geringe Hangneigung auf, die im Bereich der mittleren Oberflächenneigungen für Wegekategorie 1 lagen. Der Bedeckungsgrad lag bei allen Flächen bei 0 %,

die Lagerungsdichte lag in einem Wertebereich recht locker gelagerter Böden, ursächlich vor allem durch den hohen Skelettanteil zu erklären, welcher durch die vorhandene Wegbefestigung vorlag. Die Untersuchungsflächen der Fahrspurberegnungen lagen allesamt auf einem bindemittelfreien, befestigten Weg, der eine der Haupterschließungskorridore für den Holzboden im Bereich des Veitskopfkegels darstellt. Abbildung 6.46 zeigt das Wegeumfeld vor Beginn eines der Beregnungsversuche.



Abb. 6.46: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.

Die Untersuchungsflächen sind sowohl vor (Abb. 6.47) als auch nach (Abb. 6.48) den Beregnungsversuchen fotografiert worden, um die Veränderung der Oberflächenstrukturen zu dokumentieren. Erkennbar ist, dass insbesondere bei Versuch 1 die zu Beginn noch deutlich erhaltene Fahrspurstruktur durch die Beregnung entfernt wurde. Bei den Versuchen 2 und 3 ist diese Tendenz zwar ebenfalls erkennbar, jedoch ist insbesondere bei Versuch 3 noch eine partiell intakte Struktur zu erkennen.



Abb. 6.47: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 1 vor Beginn der Beregnung. (A) Versuch 1, (B) Versuch 2, (C) Versuch 3.

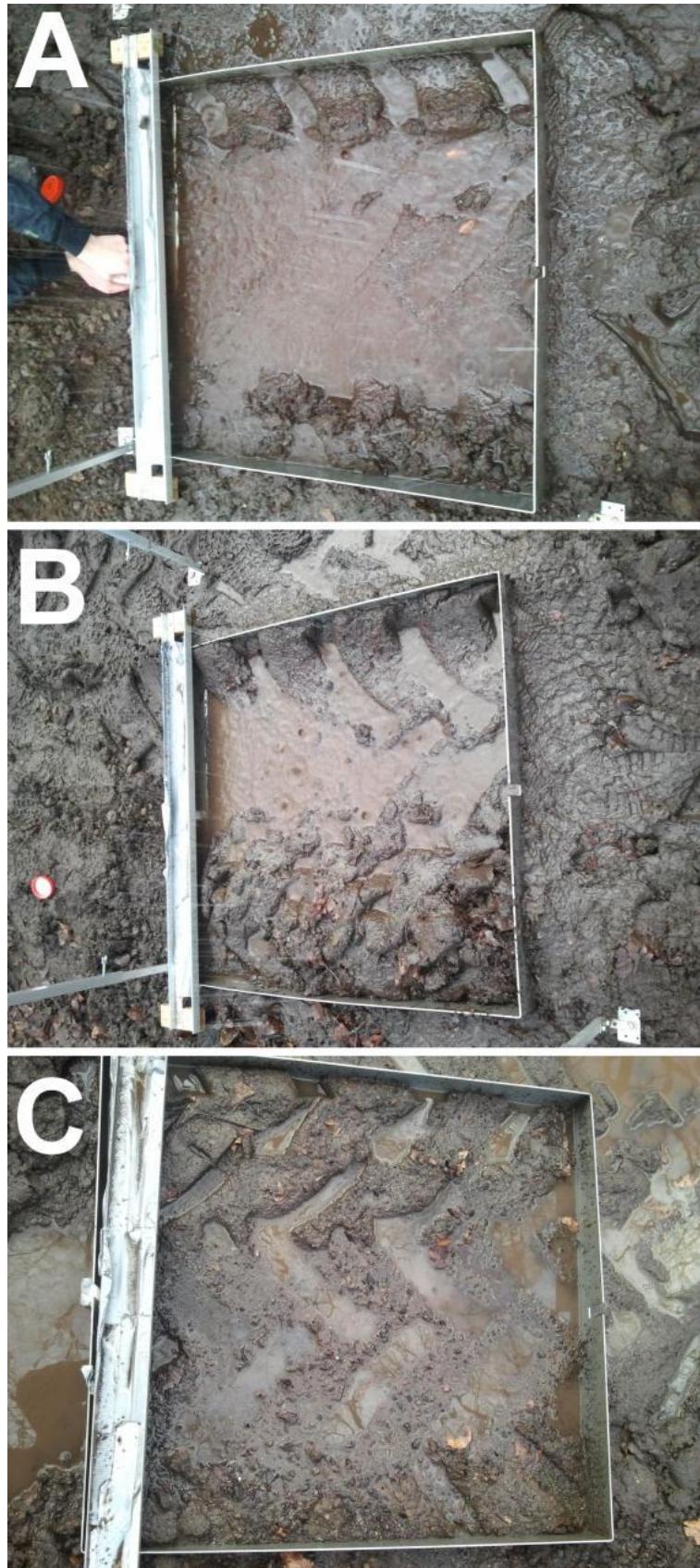


Abb. 6.48: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 1 nach den Beregnungsversuchen.
(A) Versuch 1, (B) Versuch 2, (C) Versuch 3.

Witterung

Im 14-tägigen Beobachtungszeitraum vor den Beregnungsversuchen 1 und 2 fielen an der Station Weibern insgesamt 14,45 mm Niederschlag, verteilt auf 12 Niederschlagstage. Der maximale Niederschlag war 11 Tage vor dem Versuchslauf mit $3,56 \text{ mm d}^{-1}$ aufgetreten. An diesem Tag ist auch die maximale stündliche Intensität von $1,69 \text{ mm h}^{-1}$ zu beobachten gewesen. Am Versuchstag selbst fiel an der Station ein minimaler Niederschlag von $0,29 \text{ mm d}^{-1}$, im Untersuchungsgebiet war jedoch während der Beregnung bis auf vereinzelte Regentropfen kein Niederschlag zu verzeichnen. Die häufigen Niederschläge im Vorfeld der Untersuchungen schlägt sich in der Vorfeuchte der Untersuchungsplots nieder, welche bei 22,7 % (Versuch 1), beziehungsweise 27,3 % (Versuch 2) lag. Im Falle von Beregnungsversuch 3 sind geringfügig weniger Niederschlagstage ($n = 10$) und einhergehend hiermit eine geringere Gesamtsumme für den Betrachtungszeitraum von 14 Tagen vor dem Beregnungsversuch zu erkennen ($\Sigma P = 12 \text{ mm}$). Auch die maximale tägliche Niederschlagshöhe ist geringer als diejenige im Vorlauf von Versuch 1 und 2. Dementsprechend ist die Vorfeuchte von 20,8 % ebenfalls geringer als bei den ersten beiden Versuchsläufen. Die Abbildungen 6.49 und 6.50 sowie Tabelle 6.37 fassen die entsprechenden Witterungsdaten zusammen.

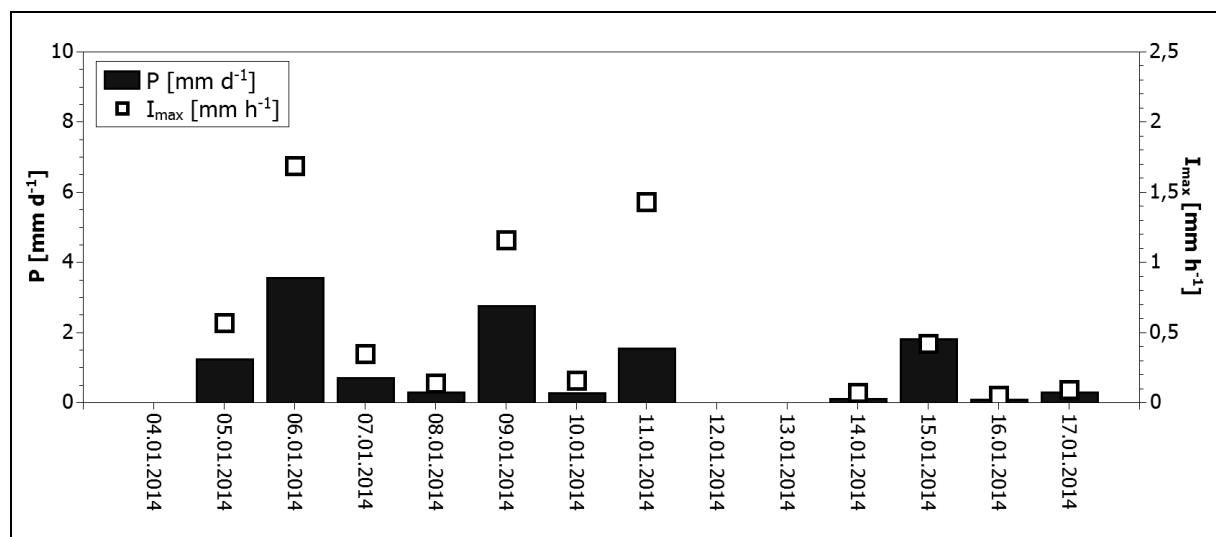


Abb. 6.49: Niederschlagshöhen und -maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 1 und 2.

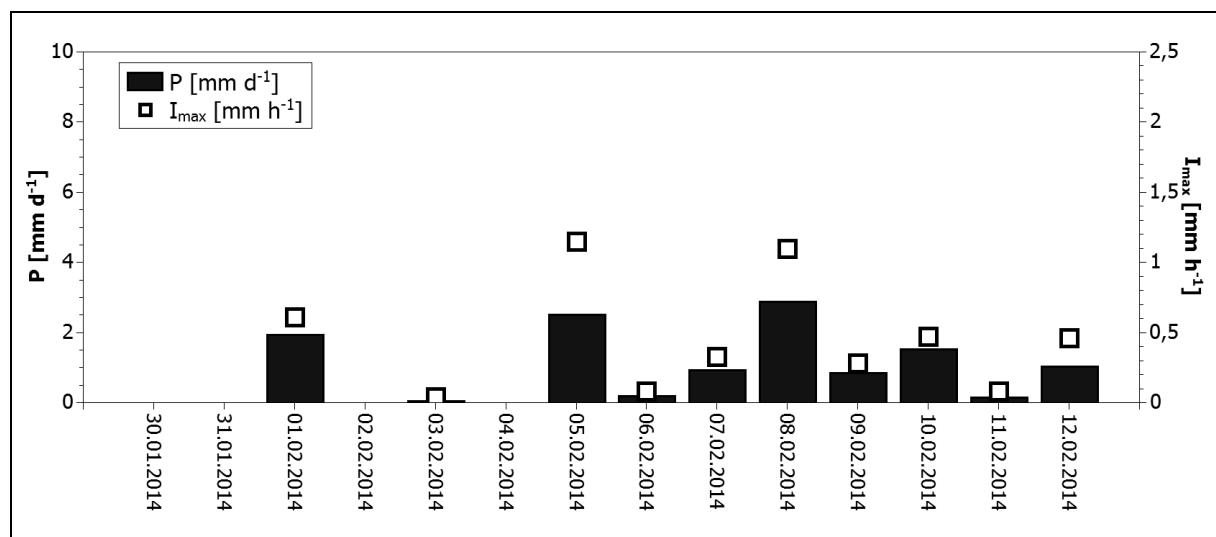


Abb. 6.50: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 3 und 4.

Versuch	ΣP [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
1	14,45	3,56	1,69	12
2	14,45	3,56	1,69	12
3	12	2,87	1,15	10

Tab. 6.37: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 1, 2 und 3.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.51 bis 6.53 zeigen den zeitlichen Verlauf der Abfluss- und Sedimentmengen, die während der Versuchsläufe gesammelt werden konnten. Die konstante, mittlere Niederschlagszufuhr durch die KBA ist ebenfalls als Orientierungswert innerhalb der Abbildungen dargestellt.

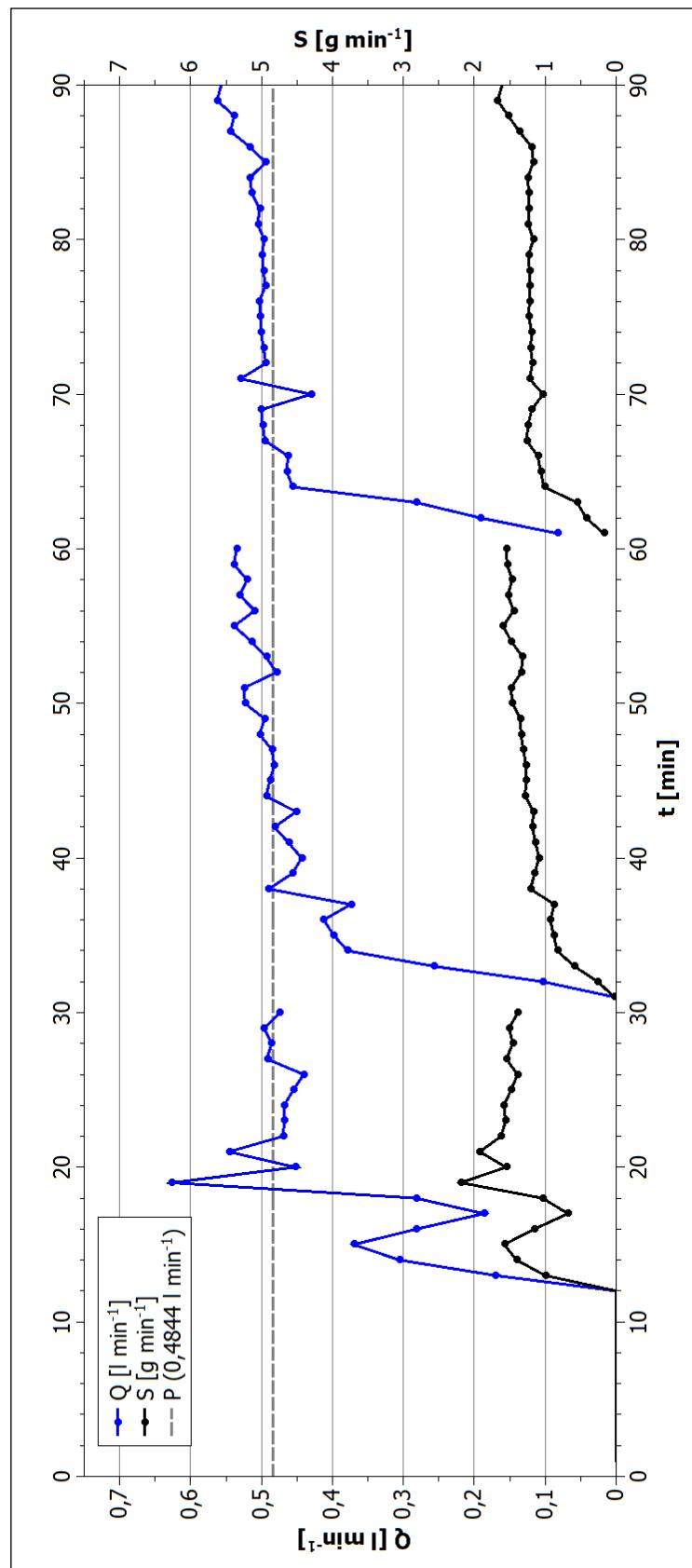


Abb. 6.51: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 1.

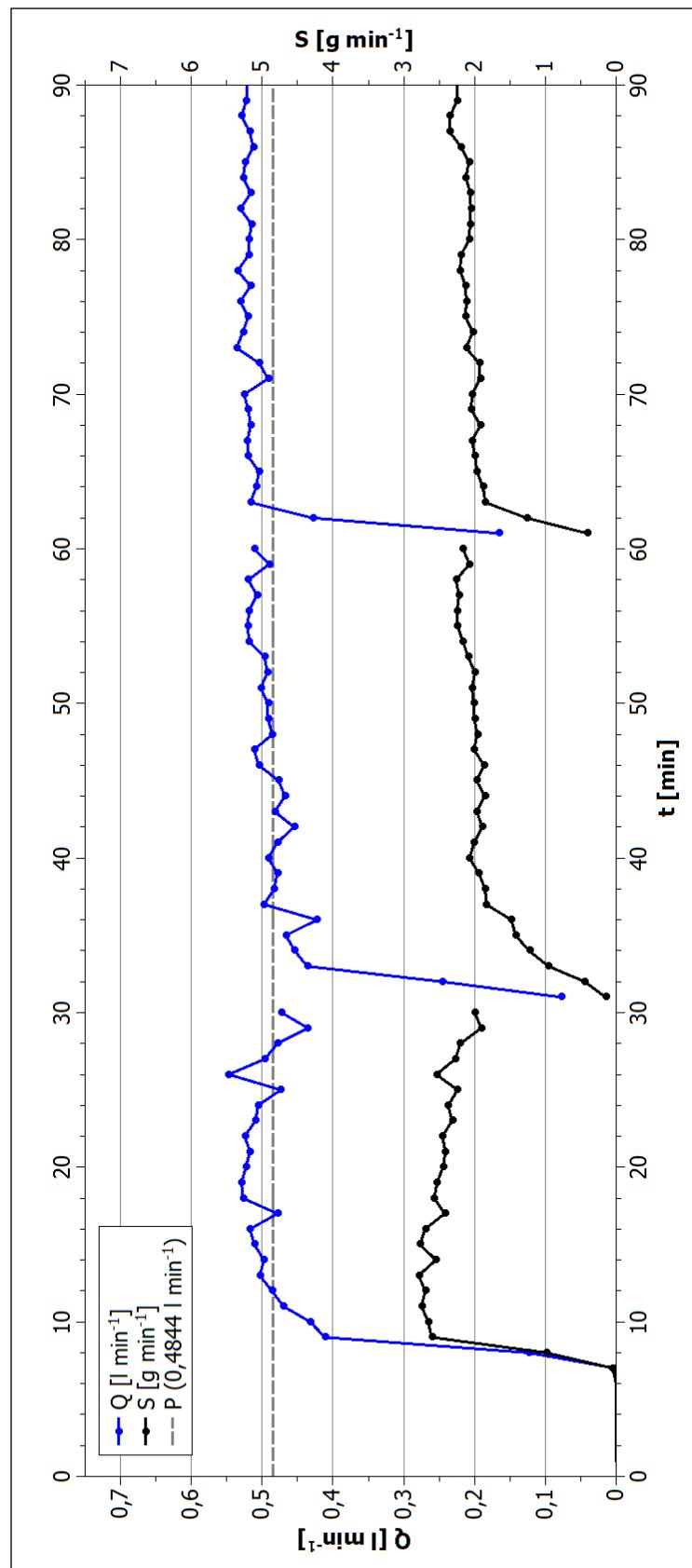


Abb. 6.52: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 2.

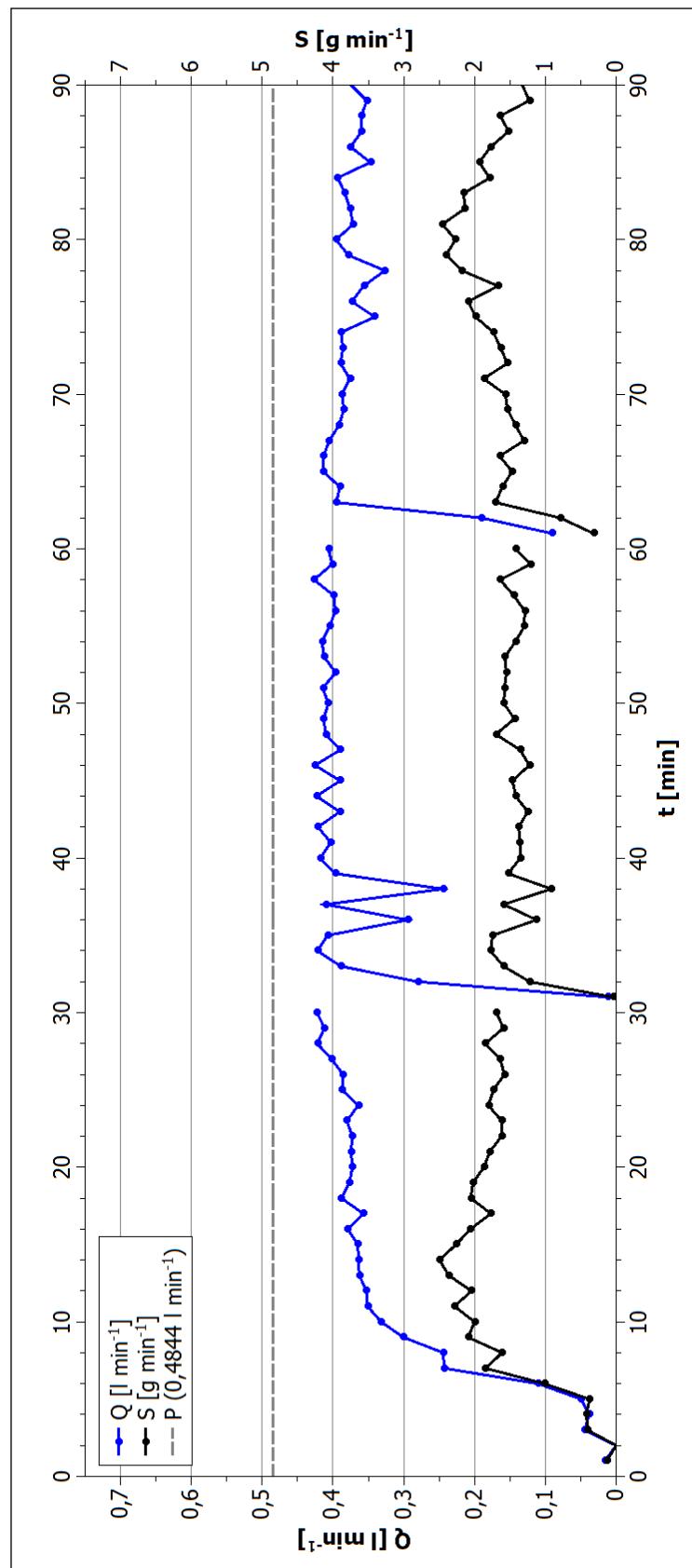


Abb. 6.53: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 3.

Versuch 1 zeigt schwankende Abflussraten zu Beginn des Beregnungsversuches, die sich jedoch ab dem Beginn des zweiten Teillaufes minimieren. Ab dann zeigt die Versuchsfläche eine zwar leicht ansteigende, aber insgesamt auf einem stabilen Niveau verbleibende Abflussrate. Zu Beginn des zweiten und des dritten Teillaufes werden jeweils knapp vier Minuten benötigt, um auf das ungefähre Endniveau des Abflusses zu gelangen. Zu Beginn des Versuchs werden 13 Minuten benötigt, um initial Abfluss am Auslass sammeln zu können. Im Kontrast hierzu fehlen die starken Schwankungen zu Beginn des Beregnungsversuches bei den Versuchen 2 und 3, hier erfolgt die Aufsättigung weniger sprunghaft. Abfluss setzte bei Versuch 2 nach 7 Minuten ein, bei Versuch 3 konnte ab der ersten Versuchsminute Oberflächenabfluss generiert werden. Versuch 3 zeigt zu Beginn des zweiten Versuchslaufs ähnliche Schwankungen wie Versuch 1 zu Beginn, diese sind jedoch nicht so deutlich ausgeprägt. Im Gesamtbild liefern Versuch 1 und 2 ab dem zweiten Teillauf Abflussraten knapp über dem Input der Beregnungsanlage, Versuch 3 bleibt – obwohl konstante Aufsättigung anhand des Kurvenverlaufes angenommen werden kann – unter dem Niederschlagsinput.

Die Sedimentmengen zeigen bereits augenscheinlich eine starke Korrelation zu den simultan gemessenen Abflussraten. Signifikante minütliche Zu- oder Abnahmen der Abflusswerte finden sich ebenfalls in den Sedimentmengenkurven wieder. Allerdings kann gerade bei den jeweils ersten Teilläufen beobachtet werden, dass die zuerst vergleichsweise hohe minütliche Sedimentmenge sukzessiv abnimmt. Da insbesondere zu Beginn des Versuchs jedoch anzunehmen ist, dass bereits für Transport aufbereitetes Material durch den Oberflächenabfluss abgetragen wird, ist diese Tendenz erwartbar gewesen. In den Teilläufen 2 und 3 der Versuche zeigt sich eine nahezu konstante Sedimentmenge pro Minute, wenngleich besonders in Versuch 1 und 2 ansteigende Tendenzen zu verzeichnen sind, die jedoch ursächlich mit den ebenso zunehmenden Abflussmengen korrelieren. Eine dezidierte Interpretation der Verläufe findet sich in Kapitel 7.

Abschließend kann der Verlauf der Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss betrachtet werden. Abbildung 6.54 zeigt die Verläufe der drei Fahrspurberegnungen der Kategorie 1. Zu erkennen ist, dass gerade zu Beginn der Teilläufe die maximalen Sedimentkonzentrationen gemessen werden konnten. Aufgrund der zu Beginn der Teilläufe noch geringen Abflussmengen im Verlauf des Anströmens des Oberflächenabflusses ist in diesen Minuten (Minute 7 Versuch 2 und Minute 31 Versuch 1) eine erhöhte Sedimentkonzentration gegeben. Darüber hinaus zeigen sich die Sedimentkonzentrationen aller drei Versuche in vergleichbaren Größenordnungen liegend. Auch ist die sukzessive Abnahme der Sedimentmenge während der ersten Teilläufe anhand der Sedimentkonzentrationskurve zu erkennen. Diese weist bei allen Versuchen eine stetige Verringerung der Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss auf. Davon abgesehen erscheint lediglich die Zunahme der Sedimentkonzentration innerhalb des dritten Teillaufes von Versuch 3 auffällig, es erfolgt kurzfristig eine Verdopplung der Konzentration auf Werte im Bereich von ca. 6 g l^{-1} .¹ Eine Begründung hierfür kann – im Vorgriff auf die Ergebnisinterpretation innerhalb von Kapitel 7 – die Auflösung der Reifenabdrücke auf dem Versuchspotrait sein, im Zuge derer derartige Schwankungen erwartbar waren. Innerhalb der Abdrücke sammelte sich abgelöstes Sediment und verblieb längere Zeit in kleineren Pools auf der Plotoberfläche, diese entleerten sich mit dem Auflösen der Reifenabdrücke gegen Ende der Beregnungsversuche.

Die Gesamtübersicht der den Abbildungen zugrundeliegenden Daten kann anhand der minütlichen Daten im digitalen Datenanhang der Arbeit erfolgen, die wichtigsten Kennwerte wurden eingangs des Kapitels tabellarisch zusammengefasst.

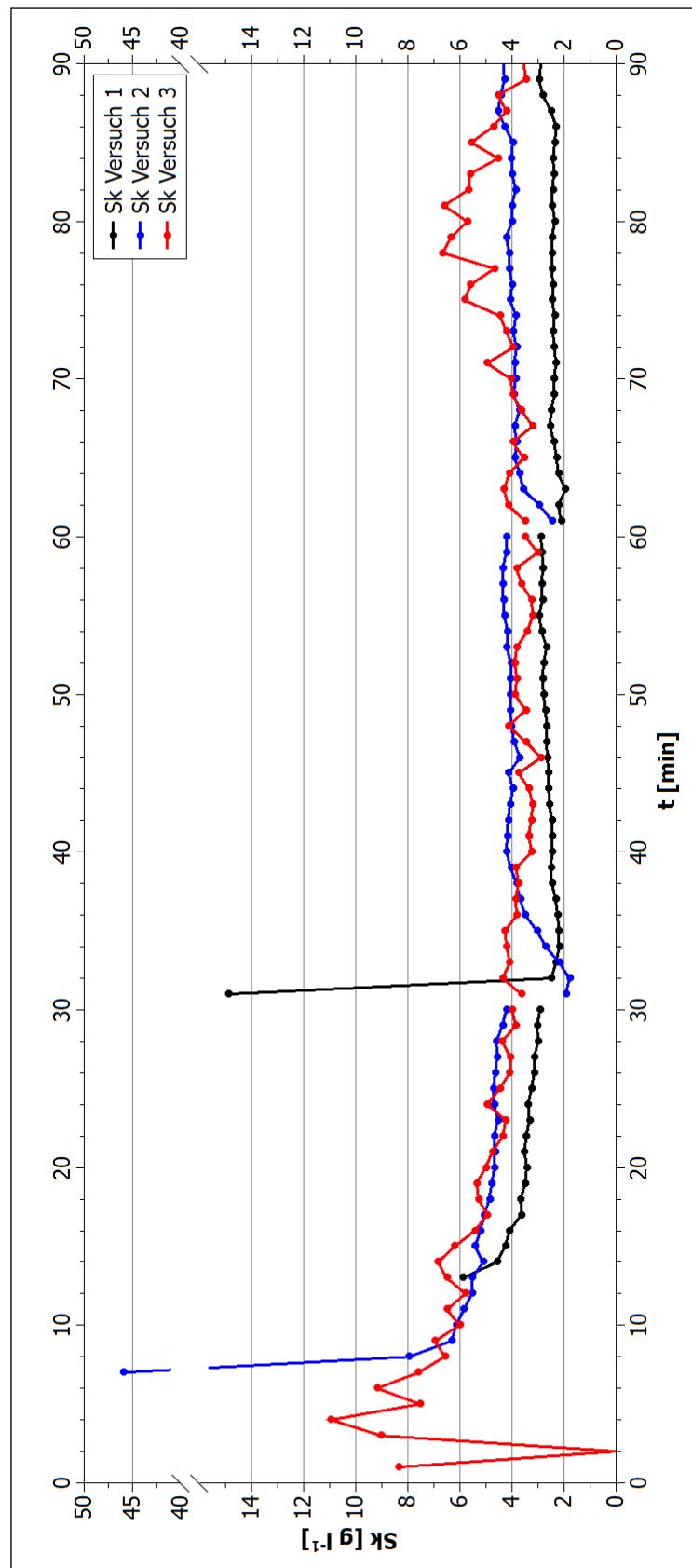


Abb. 6.54: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Berechnungsversuche 1 – 3.

Im Falle der Fahrspurberegnungen wurde in allen Versuchen eine ausreichende Sedimentmenge gesammelt, um eine anschließende Schlämmanalyse durchzuführen. Diese ermöglichte eine genaue Beschreibung der mobilisierten Korngrößendurchmesser. Zusätzlich wurde vom beprobten Weg eine Mischprobe aus Zwischen- und Fahrspur entnommen, die als Orientierungsrahmen für die durchschnittliche Korngrößenverteilung des Weges ebenfalls einer Schlammanalyse unterzogen wurde. Die detaillierten Ergebnisse der Schlammanalyse werden innerhalb der Interpretation der Sedimentbeprobung besprochen (Kapitel 7). Anhand von Abbildung 6.55 soll jedoch bereits an dieser Stelle der Verlauf der Kornsummenkurven dargelegt werden.

Erkennbar ist, dass im Vergleich zur Mischprobe der Wegoberfläche ein selektiver Abtrag durch die Beregnung stattgefunden hat, da alle Versuchskurven eine deutliche Verschiebung hin zu dominant feineren Kornfraktionen aufweisen. Da die Wegprobe aufgrund der vorhandenen Tragschicht aus Schotter einen Grobbodenanteil von 50,41 % aufwies, diese groben Kornfraktion jedoch nicht durch die Beregnung mobilisiert werden konnte, ist diese Verschiebung plausibel. Innerhalb der drei betrachteten Fahrspurberegnungen zeigt sich darüber hinaus kein einheitliches Bild der Korngrößenverteilung, der mediane Korndurchmesser schwankt bei den Versuchen zwischen 109 µm (Versuch 1) und 6 µm (Versuch 2), der mediane Korndurchmesser des Weges lag im Vergleich bei 2.063 µm.

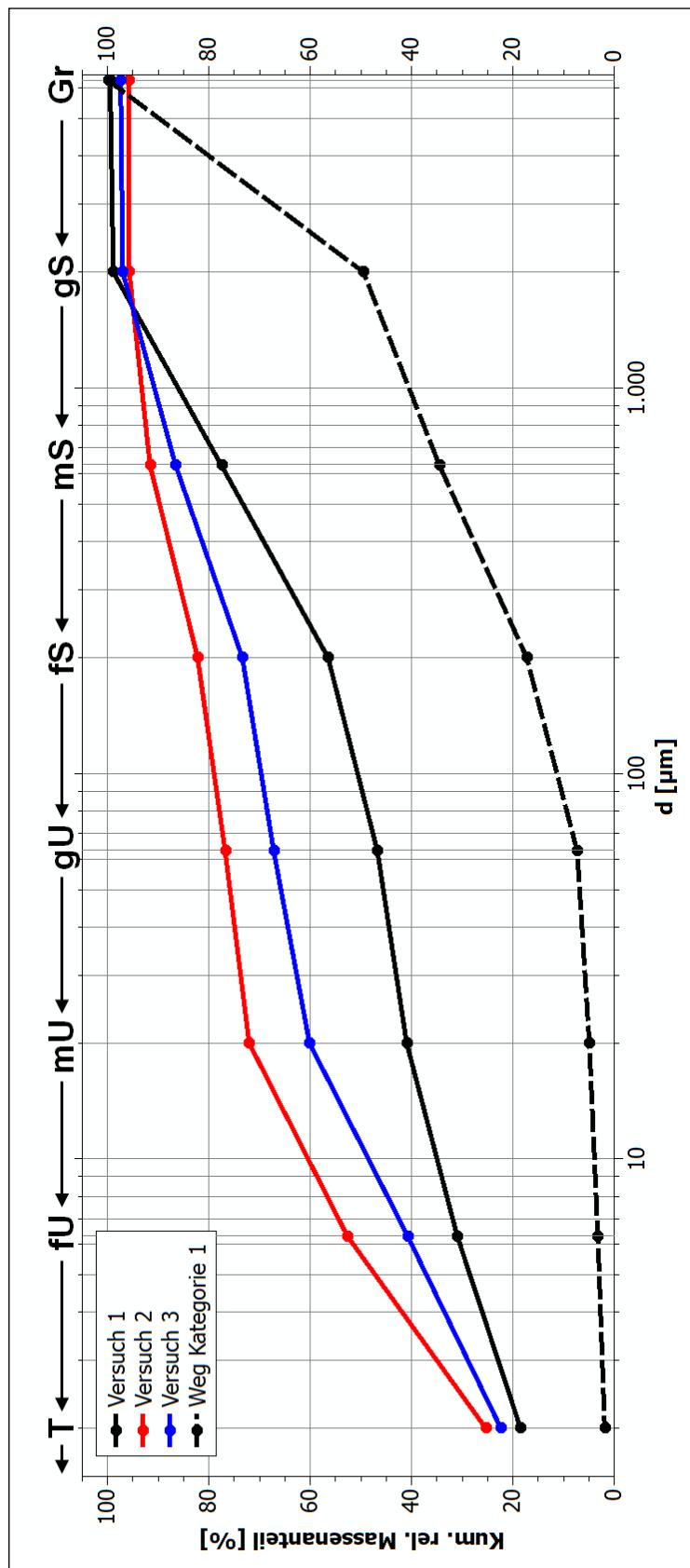


Abb. 6.55: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Fahrspuren der Wegekategorie 1.

6.4.1.2 / Versuche 4 – 6: Zwischenfspurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.38 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Zwischenfspuren auf Wegen der Kategorie 1.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm^{-3}]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
4	0,5	4	0,81	24,2	Su2	48,7
5	1,6	59	0,95	18,4	Su2	50,1
6	2,0	13	0,98	24,6	Su2	47,6

Tab. 6.38: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Wegekategorie 1.

Auffällig ist hierbei vor allem der hohe Bedeckungsgrad von Versuch 5. Dieser bestand jedoch hauptsächlich aus einer dünnen Auflage von herabgefallenen Blüten einer über dem Versuchspot stehenden Rotbuche (*Fagus sylvatica*). Folglich stellt der hohe Bedeckungsgrad keinen vollständigen organischen Auflagehorizont dar, wie es beispielsweise bei Versuchen auf Rückegassen der Fall war. Die Blüten wurden darüber hinaus schnell durch den Oberflächenabfluss abgeschwemmt, so dass nach wenigen Versuchsminuten bereits ein nahezu unbedeckter Plot vorlag. Abbildung 6.56 zeigt die Oberfläche vor der Beregnung, Abbildung 6.57 danach, anhand dieser Photographien kann das Abschwemmen der Blüten gut nachvollzogen werden.

Die beiden übrigen Versuchsflächen wiesen im Vergleich zu den Fahrspuren der gleichen Wegekategorie höhere Bedeckungsgrade auf, durch die fehlende Befahrung in diesem Bereich konnte sich Streumaterial auf den Zwischenfspuren sammeln. Die Hangneigungen der Versuchsflächen waren jedoch vergleichbar, diese liegen wie auch bei den Fahrspurberegnungen in niedrigen einstelligen Gradwerten. Aufgrund der noch intakten Tragschicht der Zwischenfspuren war der Anteil an Feinboden höher als in den Fahrspuren, dies bedingte zusätzlich eine geringfügig höhere Lagerungsdichte und einen geringeren Skelettanteil.



Abb. 6.56: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Kategorie 1 vor Beginn der Beregnung.
(A) Versuch 4, (B) Versuch 5, (C) Versuch 6.



Abb. 6.57: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Kategorie 1 nach der Beregnung. (A) Versuch 4, (B) Versuch 5, (C) Versuch 6.

Witterung

Versuch 4 wurde direkt am Anschluss an Versuch 3 durchgeführt, weswegen die graphisch aufbereiteten Niederschlagsdaten Abbildung 6.50 zu entnehmen sind. Die Daten für die Versuche 5 und 6, welche beide am 26.04.2014 stattfanden, sind in Abbildung 6.58 dargestellt. Tabelle 6.39 fasst die Daten zusätzlich zusammen.

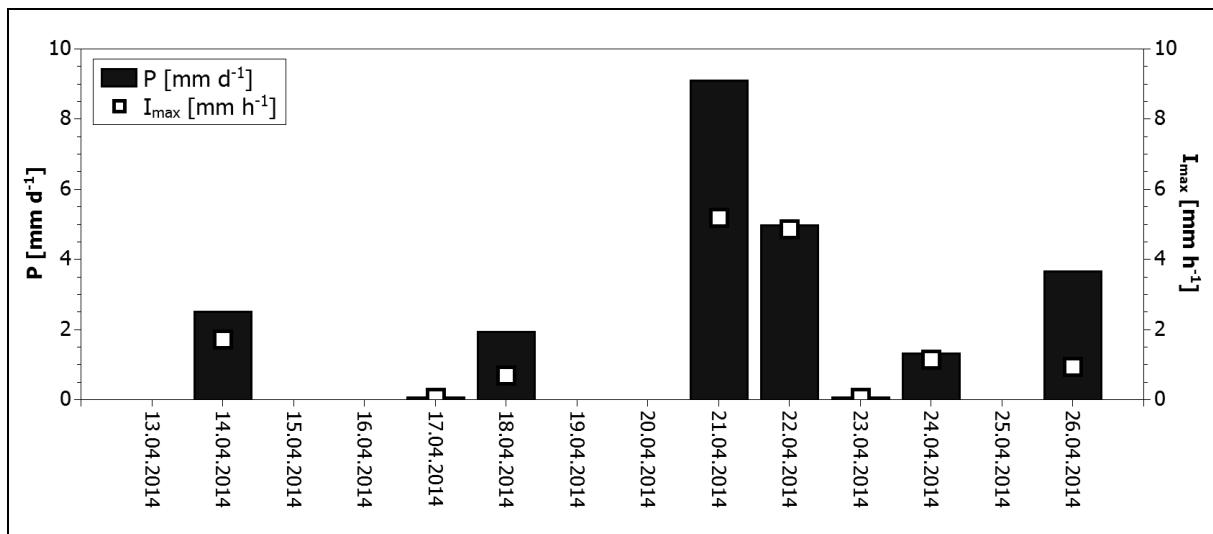


Abb. 6.58: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 5 und 6.

Versuch	ΣP [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
4	12	2,87	1,15	10
5	23,58	9,09	5,19	8
6	23,58	9,09	5,19	8

Tab. 6.39: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 4, 5 und 6.

Im Vorfeld der Versuche 5 und 6 fiel an der Wetterstation in Weibern eine Gesamtniederschlagshöhe von 23,58 mm verteilt auf 8 Niederschlagstage. Besonders am 21.04. und am 22.04.2014 fiel ein Großteil des Niederschlags vor den Versuchsläufen, insgesamt 14,06 mm. Am 21.04.2014 ist auch gleichzeitig die höchste Intensität mit 5,19 mm h⁻¹ gemessen worden. Dennoch wich die Feuchte der Untersuchungsflächen vor Beginn der Beregnungsversuche nicht merklich von der Vorfeuchte von Versuch 4 ab, vor Versuchslauf 5 konnte sogar eine um 6% geringere Feuchte gemessen werden.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.59 bis 6.61 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe von Zwischenspuren der Wegekategorie 1.

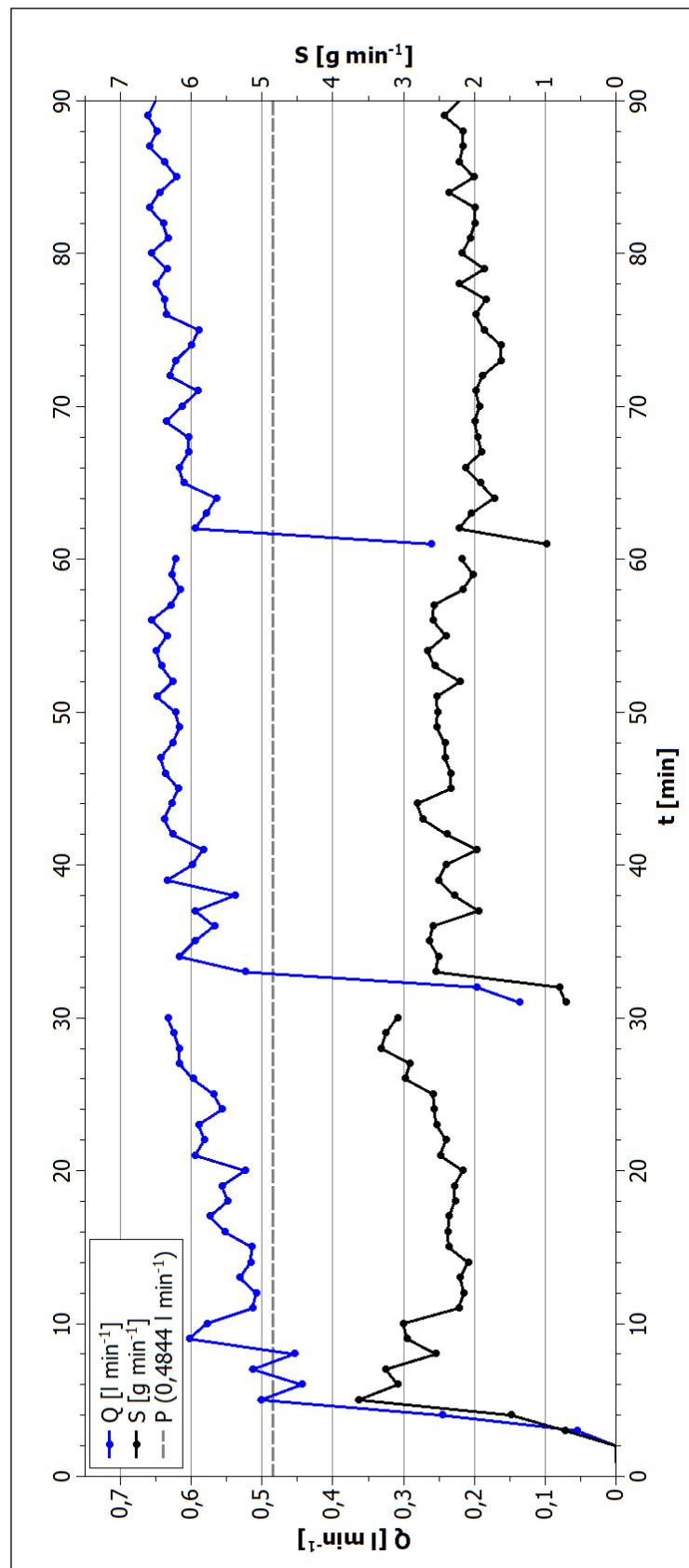


Abb. 6.59: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 4.

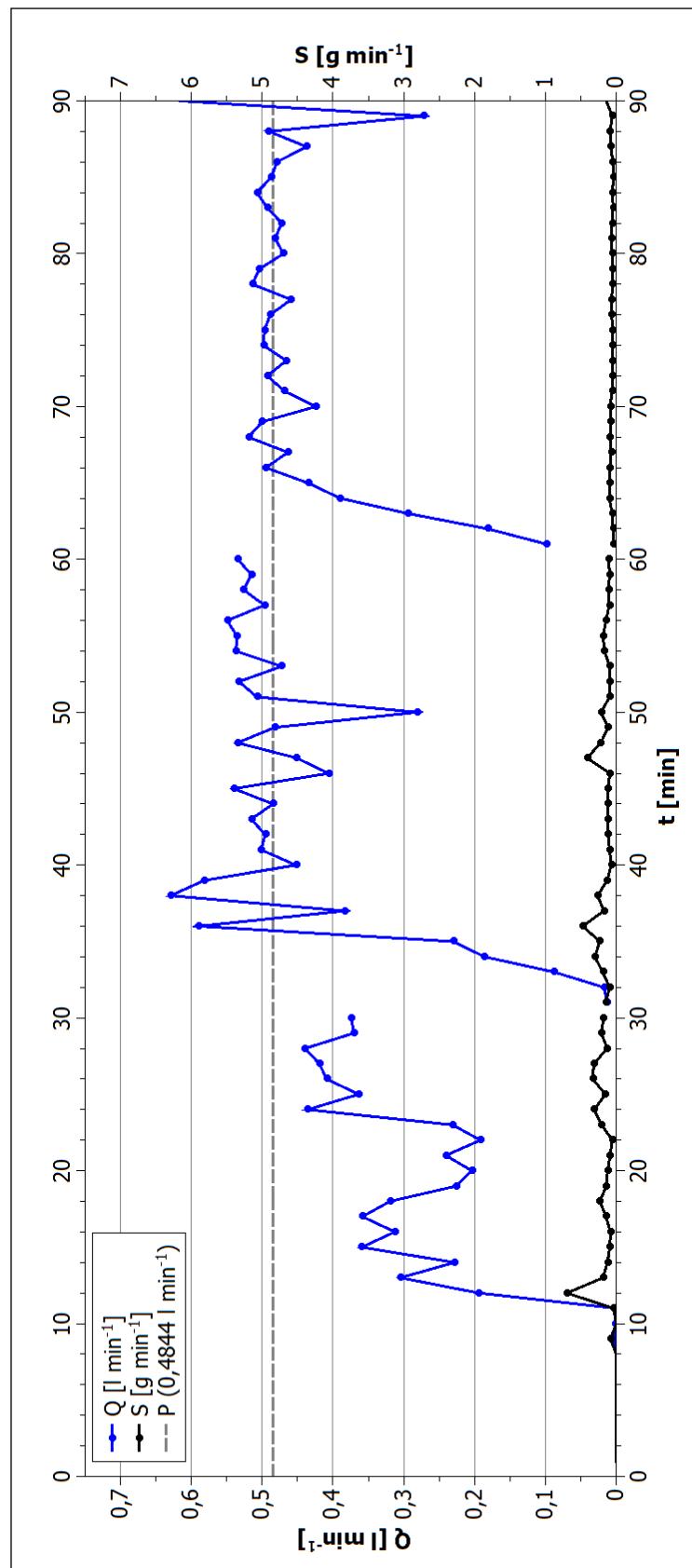


Abb. 6.60: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 5.

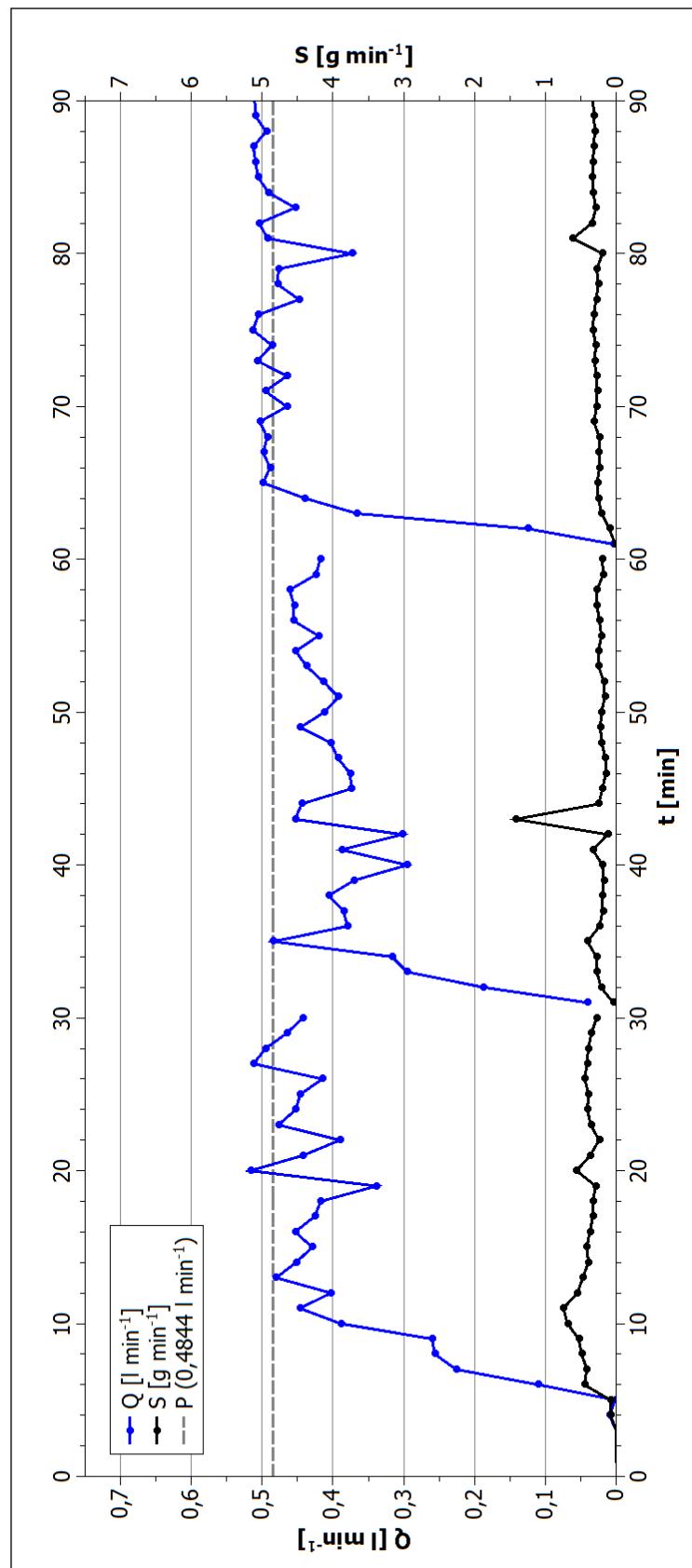


Abb. 6.61: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 6.

Bei den Berechnungen der Zwischenspurbereiche ist vor allem die Abflusskurve von Versuchslauf 4 gesondert hervorzuheben, da hier deutlich erhöhte Abflusswerte im Vergleich zum eigentlich angenommenen Input der KBA auf den Plot gemessen wurden. Gründe hierfür werden in Kapitel 7 diskutiert, an dieser Stelle soll daher allein auf den Kurvenverlauf eingegangen werden. Trotz der positiven Abweichung ist erkennbar, dass – ähnlich wie bei den Berechnungen der Fahrspuren bei Wegen der gleichen Kategorie – ein stabiles Abflussniveau erreicht werden konnte, um das die minütlichen Werte gegen Ende der jeweiligen Teilläufe nur noch minimal schwankten. Die Aufsättigung erfolgte bei Versuchslauf 4 vergleichsweise schnell, bereits nach vier Minuten wurde das spätere Endniveau näherungsweise erreicht. Im Gegensatz hierzu weisen die Aufsättigungsphasen der Versuchsläufe 5 und 6 deutlich längere Aufsättigungsphasen auf, bei Versuch 5 wurde erst im zweiten, bei Versuch 6 erst im dritten Teillauf ein näherungsweise stabiles Abflussniveau in der Größenordnung des KBA-Inputs erreicht. Bei beiden Versuchen ist vor allem der erste Teillauf durch zum Teil enorme Schwankungen im Abflussverlauf gekennzeichnet. Gerade die starken Schwankungen im Falle von Versuchslauf 5 lassen sich jedoch dahingehend erklären, als dass im Laufe der ersten Minuten die bereits angesprochene Auflage abgespült wurde und es hierbei temporär zu Rückstaueffekten am Auslass kam. Besonders im Zeitabschnitt zwischen Minute 18 und Minute 22 lässt sich dies anhand der Abflusskurve nachvollziehen. Auf das Einbrechen der Abflusskurve folgt im direkten Anschluss ein Ansteigen auf einen vergleichsweise hohen minütlichen Wert, der das Auflösen des Rückstaus in der Kurve anzeigt. Dieser Effekt ist noch einmal deutlich bei Minute 49 und bei Minute 89 erkennbar.

Im Bezug auf die mobilisierten Sedimentmengen zeigt sich vor allem bei den Versuchsläufen 5 und 6, dass nur sehr geringe Summen erodiert werden konnten, gerade im Vergleich mit den übrigen Sedimentmengen der Berechnungsversuche auf persistenten Weganlagen (vgl. Tabelle 6.35). Aus diesen generell sehr geringen minütlichen Sedimentmengen stechen positiv nur diejenigen Minuten erkennbar hervor, die das Ansteigen des Abflusses nach einem kurzfristigen Rückstau zeigten. Hierdurch kann festgestellt werden, dass das vom Abfluss mittransportierte Material ebenfalls durch die partiellen Rückstaueffekte betroffen war. Die geringsten Sedimentmengen wies Versuch 5 auf, welcher gleichzeitig auch den höchsten Bedeckungsgrad zu Beginn des Versuchslaufs aufwies. Ob diese beiden Effekte miteinander zusammenhingen, lässt sich aufgrund der geringen Grundgesamtheit der Proben nicht sicher ermitteln, da diese Tendenz nicht durchweg bei den Rückgassen der Kategorie 3 zu beobachten war. Versuchslauf 4 hingegen weist im Vergleich zu den Fahrspurberechnungen (Kapitel 6.3.1.1) vergleichbare erodierte Sedimentmengen auf, diese korrelieren auch augenscheinlich deutlich stärker mit den simultan gemessenen Abflusswerten.

Die Sedimentkonzentration zeigte bei allen drei Versuchsläufen wie auch schon im Falle der Fahrspurberechnungen einen sukzessiv abnehmenden Verlauf, am wahrscheinlichsten bedingt durch den kontinuierlichen Abtransport an erodierbarem Material von der Plotoberfläche und den selektiven Abtrag besonders erodibler Korngrößen (Abb. 6.62). Besondere positive Ausschläge zeigen sich abermals zu Beginn der Abflussbildung, hier entfiel auf die vornehmlich durch Splash-Prozesse abgelösten Partikel noch ein geringer minütlicher Abfluss. Dieser Effekt bereinigte sich jedoch innerhalb von wenigen Minuten, so dass allenfalls vergleichsweise geringe Schwankungen im Nachgang verzeichnet werden konnten. Lag die mittlere Sedimentkonzentration im Falle von Versuch 4 noch mit ca. $4 \text{ g l}^{-1} \text{ min}^{-1}$ in Bereichen vergleichbar zu den Fahrspurberechnungen, sank diese bei den Versuchsläufen 5 und 6 aufgrund der geringeren absoluten Sedimentmenge auf einen Durchschnitt von $< 2 \text{ g l}^{-1} \text{ min}^{-1}$ (vgl. Tab. 6.35).

Aufgrund dieser geringen Sedimentmengen konnte lediglich bei Versuchslauf 4 eine ergänzende Schlämmanalyse durchgeführt werden, da bei den übrigen Versuchen die Mindestmenge für die Probenaufbereitung nicht erreicht werden konnte. Auch bei dieser Probe zeigt sich im Vergleich zur Referenzkurve der Wegmischprobe, dass ein distinkter, selektiver Abtrag von der Oberfläche stattfand (Abb. 6.63). Der mediane Korndurchmesser der erodierten Sedimentmenge betrug $18 \mu\text{m}$ und lag somit im Vergleich zu den Fahrspurberechnungen in einem Bereich marginal höher als bei Versuch 2 und 3.

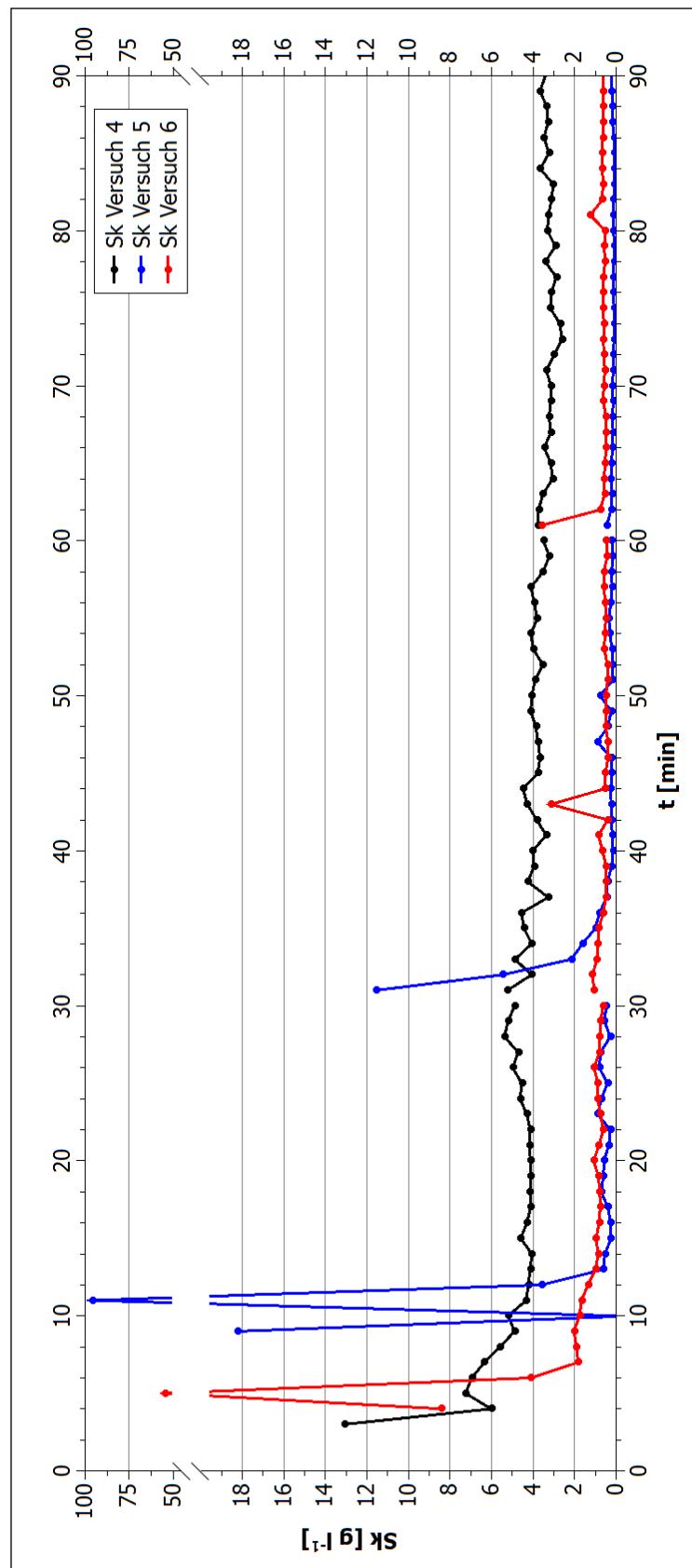


Abb. 6.62: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Berechnungsversuche 4 – 6.

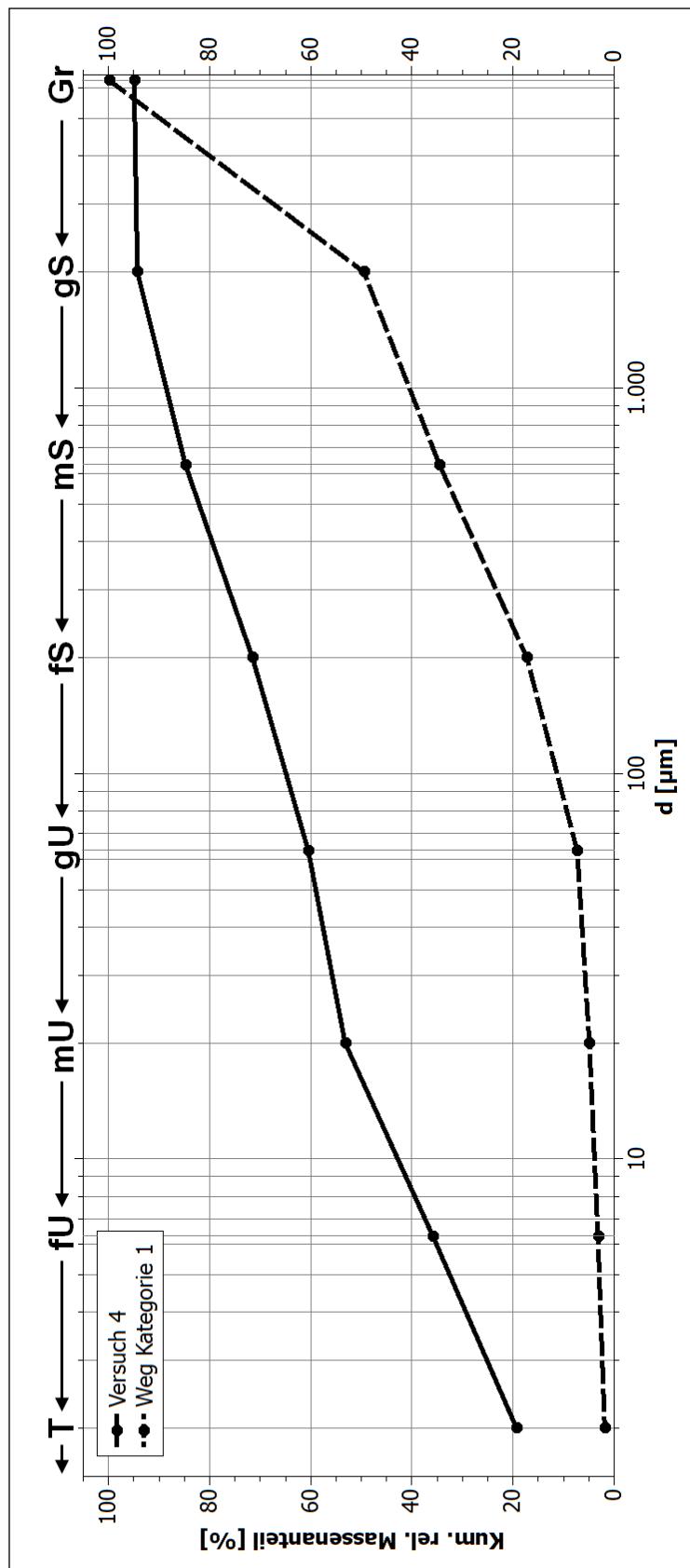


Abb. 6.63: Kornsummenkurve des Beregnungsversuchs von Zwischenspuren der Wegekategorie 1.

6.4.2 | Wege der Kategorie 2 – Unbefestigte, persistente Wege

Die Beregnungsversuche von Wegen der Kategorie 2 fanden vor allem auf dem Weg statt, in dessen Umfeld bereits der Sedimentationsbereich im Zuge der Kartierung realer Bodenerosionsraten kartiert wurde. Somit bestand bei der Wahl dieses Weges auch das Ziel, Vergleichswerte für den Abtrag vor dem Hintergrund der kartierten Akkumulationsform zu gewinnen, um einen Abgleich zwischen realen und simulierten Abtragswerten zu ermöglichen.

Die Beregnungen fanden sowohl im Laufe des Sommers 2013, als auch im Falle von Versuch 8 und 9 im Dezember 2013 statt. Aufgrund der milden Witterungsverhältnisse war eine Beregnung auch noch zu diesem späten Zeitpunkt im Jahresverlauf möglich, da zu diesem Zeitpunkt kein dauerhafter Bodenfrost mit einhergehender Versiegelung der Porenräume im Oberboden auftrat.

Abbildung 6.64 zeigt die Verortung der Versuchsstandorte im direkten Wegeumfeld, Abbildung 6.65 das Versuchsumfeld von Beregnungsversuchen auf Wegen der Kategorie 2.

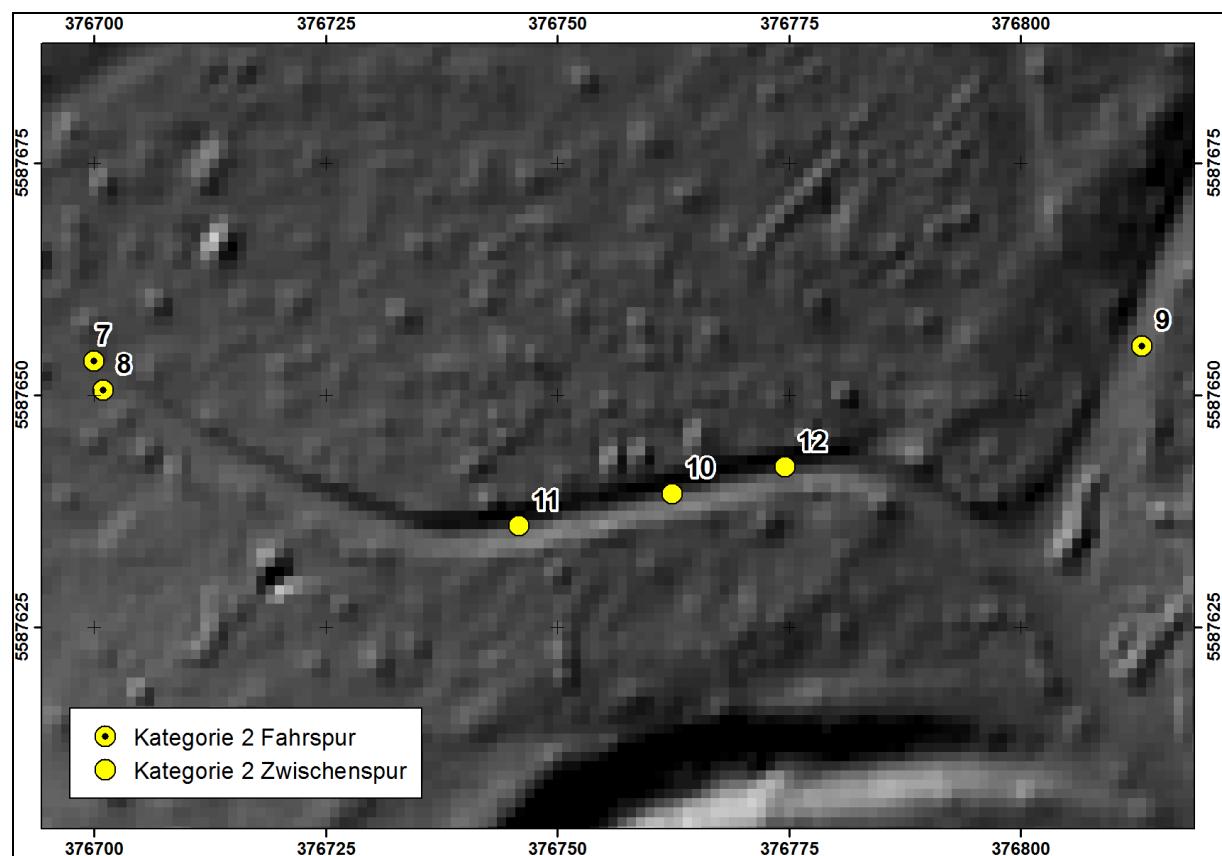


Abb. 6.64: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 2 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.



Abb. 6.65: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 2.

6.4.2.1 / Versuche 7 – 9: Fahrspurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.40 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Fahrspuren auf Wegen der Kategorie 2.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm^{-3}]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
7	7,8	0	1,1	18,2	SI3	49,1
8	6,8	0	1,2	16,4	SI3	47,5
9	4,1	0	0,8	20,7	SI3	48,4

Tab. 6.40: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 2.

Die Untersuchungsflächen waren geringfügig stärker geneigt als die Oberflächen der Wegekategorie 1, dies deckt sich jedoch mit den mittleren Hangneigungen der Wege aus Kategorie 2 im Untersuchungsgebiet. Eine Bedeckung der Oberfläche lag bei keiner Beregnung vor. Während die Lagerungsdichte im Vergleich zu den Wegen der Kategorie leicht erhöht ist, war die Vorfeuchte der untersuchten Wegflächen in vergleichbaren Bereichen zwischen 16,4 und 20,7 %. Die Bodenarten bewegten sich nach Fingerprobe allesamt im Bereich der durch Schlämmanalyse ermittelten Werte und führten zu einer Klassifizierung des Feinbodens als mittel lehmigen Sand (SI3) bei Skelettgehalten zwischen 47,5 und 49,1 %. Die Abbildungen 6.66 und 6.67 zeigen die Untersuchungsflächen vor und nach den Simulationsläufen.



Abb. 6.66: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 2 vor den Beregnungsversuchen.
(A) Versuch 7 (Foto: Alexander Fox), (B) Versuch 8, (C) Versuch 9 (Foto: Dominik Meckel).



Abb. 6.67: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 2 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 7, (B) Versuch 8 (Foto: Dominik Meckel), (C) Versuch 9 (Foto: Dominik Meckel).

Witterung

Versuch 7 wurde chronologisch gesehen als einer der ersten Berechnungsversuche am 08.07.2013 durchgeführt, die Niederschlagshöhen und -intensitäten im Vorfeld sind in Abbildung 6.68 dargestellt. Versuch 8 und Versuch 9 erfolgten beide am 16.12.2013, die entsprechenden Niederschlagsdaten des Vorregens sind Abbildung 6.69 zu entnehmen.

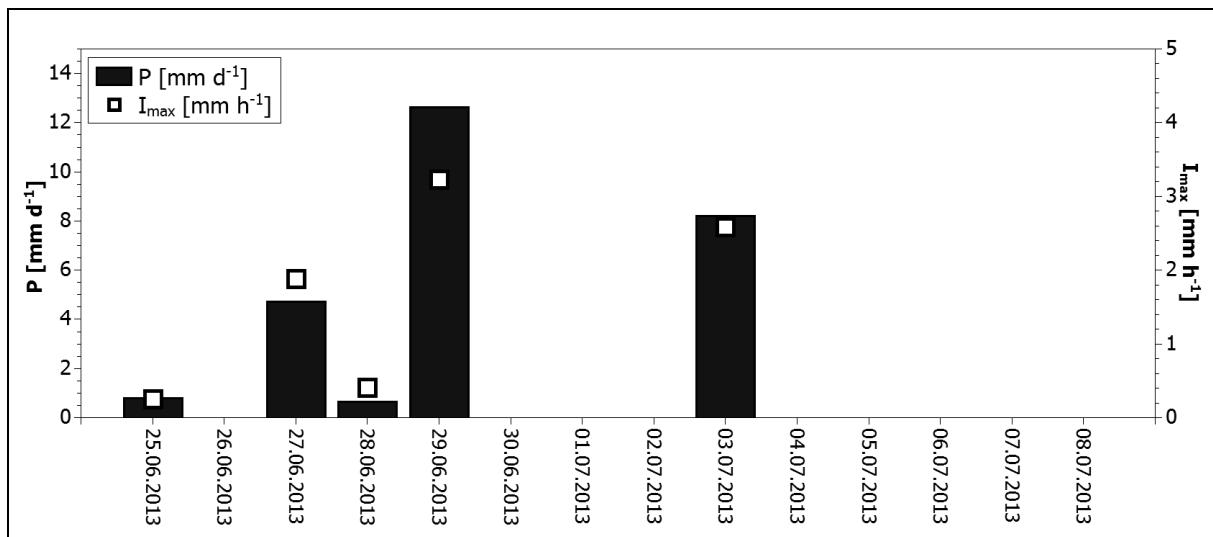


Abb. 6.68: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 7.

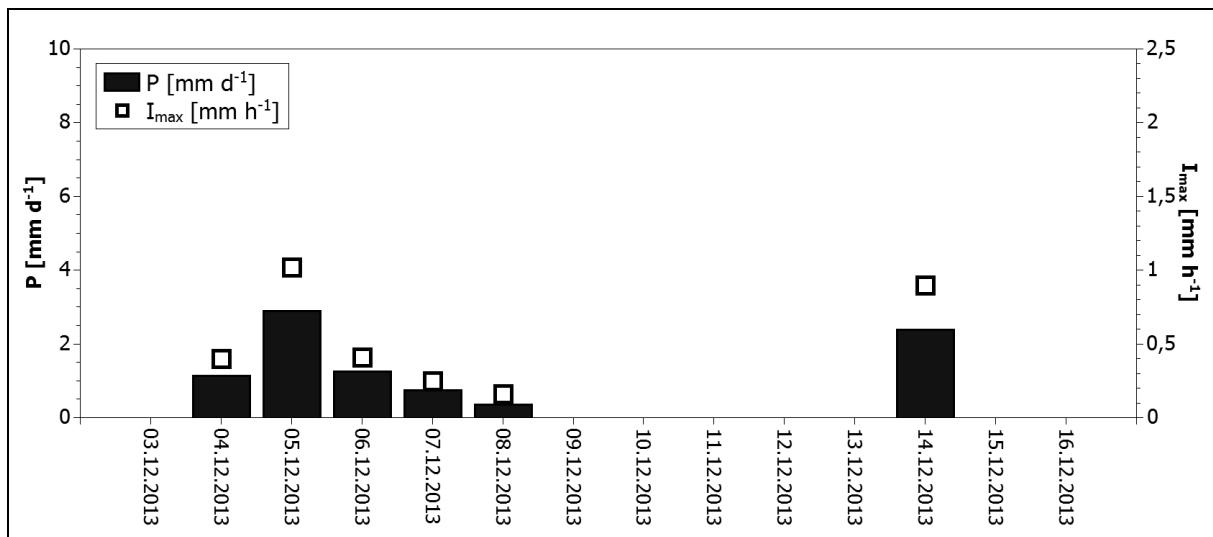


Abb. 6.69: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 8 und 9.

Versuch	ΣP [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
7	35,33	12,64	3,23	5
8	8,76	2,89	1,02	6
9	8,76	2,89	1,02	6

Tab. 6.41: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 4, 5 und 6.

Die Vorregenereignisse von Versuchslauf 7 zeigen vereinzelte Niederschlagsereignisse vergleichsweise hoher Niederschlagshöhen und -intensitäten, die die typischen, konvektiven Niederschläge im Untersuchungsgebiet während des Sommers repräsentieren. So fielen in nur fünf Niederschlagstagen 35,33 mm Regen. Im Vergleich hierzu ist im Vorfeld der Versuche 8 und 9 eine fünftägige Phase kontinuierlicher Regentage zu beobachten, die jedoch – zusammengenommen mit dem verbliebenen sechsten Niederschlagstag – lediglich 8,76 mm Niederschlag bedingten. Unterschiede bei der Plotfeuchte waren jedoch anhand der ermittelten Daten nicht erkennbar.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.70 bis 6.72 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe auf Fahrspuren der Wegekategorie 2.

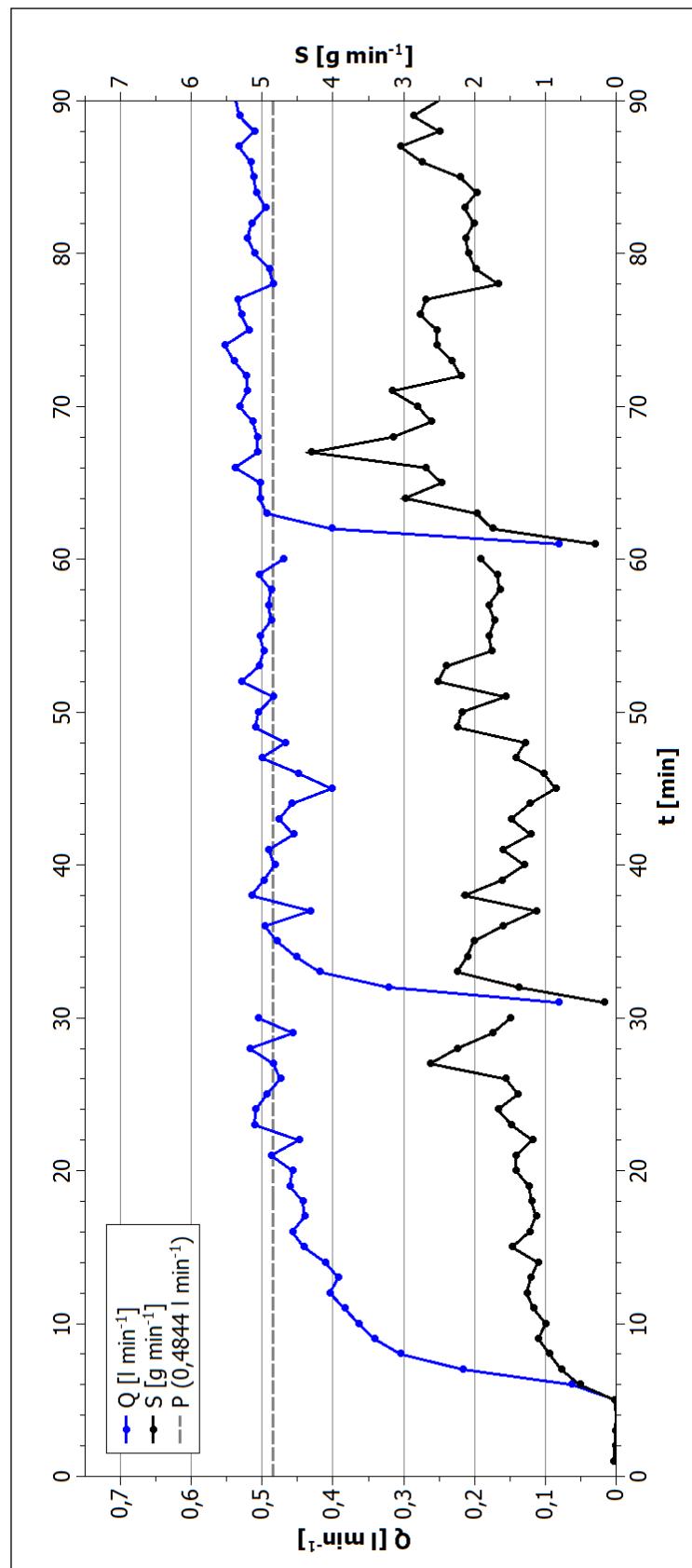


Abb. 6.70: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 7.

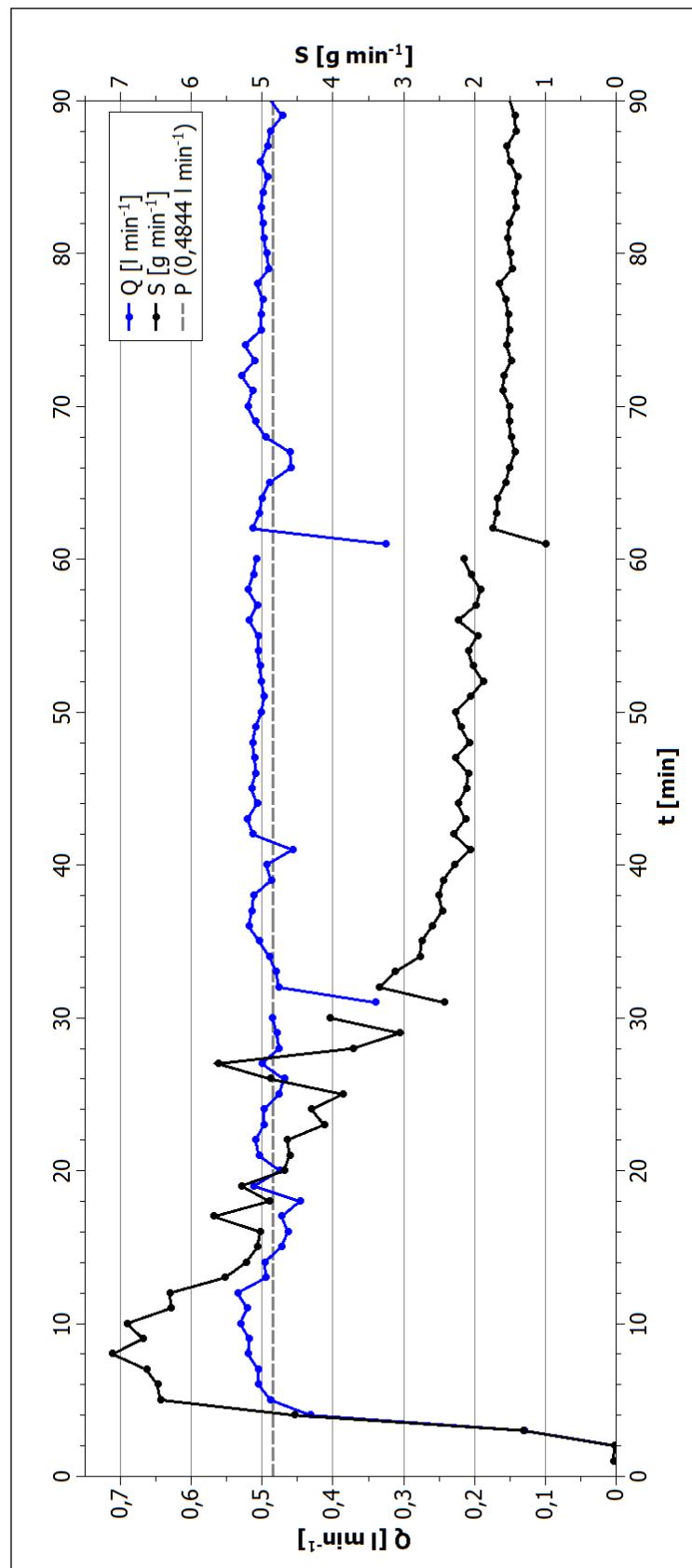


Abb. 6.71: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 8.

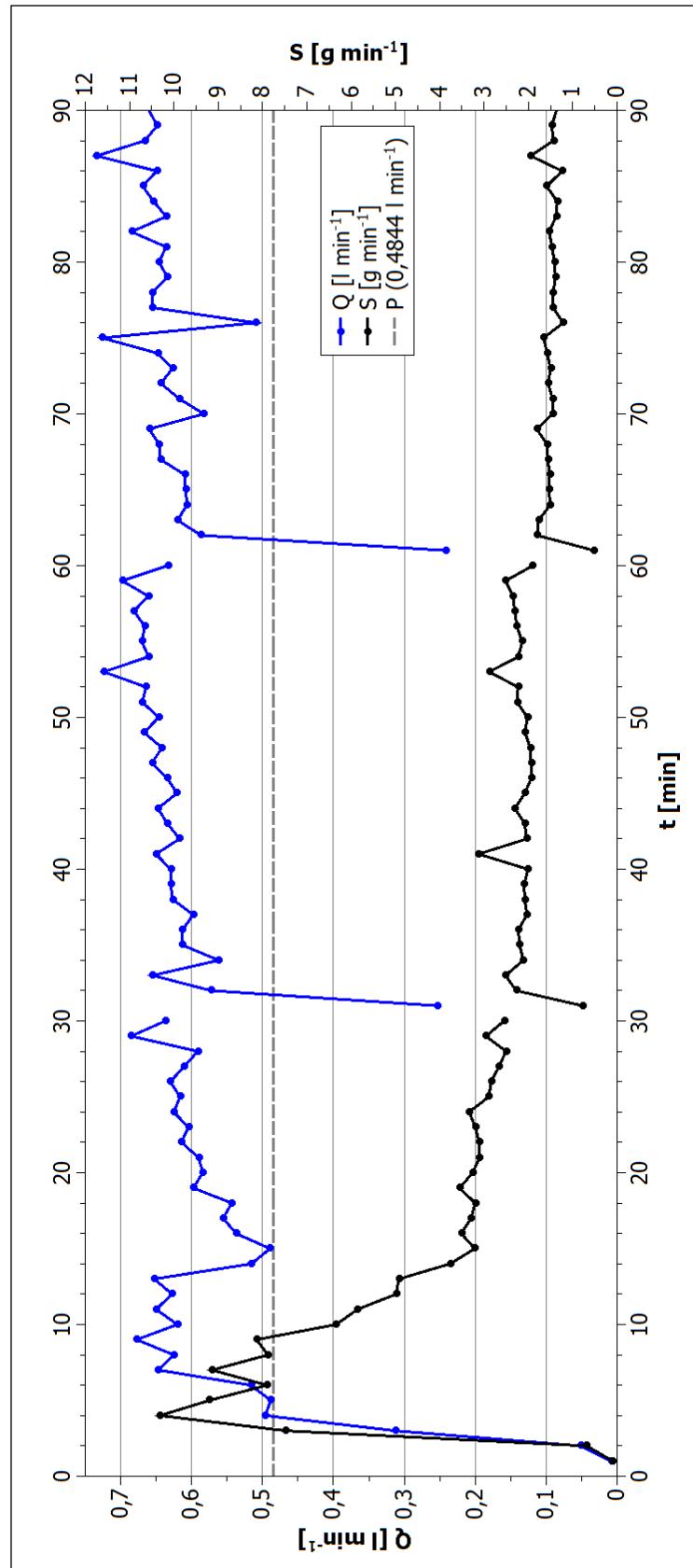


Abb. 6.72: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 9.

Bei der Betrachtung der Abfluss- und Sedimentkurven für die Fahrspurberegnungen der Wegekategorie 2 fällt auf, dass alle Versuche bereits zum zweiten Teillauf einen Oberflächenabfluss auf nahezu stabilem Niveau erreichen konnten. Wie schon bei den Beregnungsversuchen der Kategorie 1 fällt ein Beregnungsversuch hinsichtlich seiner Maximalwerte aus dem Rahmen, Versuch 9 verzeichnet abermals stabile Abflusswerte, die über dem kalibrierten Input der KBA liegen. Abseits von diesen hohen Werten sind die Abflusskurven von Versuch 8 und 9 in Ihrem Verlauf sehr ähnlich. In beiden Fällen erfolgt eine Aufsättigung vergleichsweise schnell und auch zu Beginn des zweiten und dritten Teillaufs wird nur ein extrem kurzer Zeitraum benötigt, um wieder minütliche Abflusswerte auf einem stabilen Niveau zu erreichen. Im Vergleich hierzu benötigte Versuchslauf 7 jeweils längere Zeiträume, um das Abflussniveau am Ende der jeweiligen Teilläufe zu erreichen.

Sowohl Versuch 8, als auch Versuch 9 verfügten darüber hinaus über ein sehr ähnliches Erosionsverhalten, da bei beiden Versuchsläufen Anfangs relativ hohe Sedimentmengen gesammelt werden konnten, die im Verlauf der Beregnung kontinuierlich abnahmen. Dieser Verlauf der Erosionsrate konnte in vergleichbarer Form allenfalls bei Versuch 12, einem Versuch auf Zwischenspuren der gleichen Wegekategorie beobachtet werden. Augenscheinlich war vor allem während den ersten Teilläufen das Abflussgeschehen größtenteils entkoppelt vom Erosionsgeschehen, erst ab den zweiten Teilläufen lassen sich bei beiden Versuchen Peaks der Abflusskurven deutlich in der Sedimentkurve wiedererkennen. Anders zeigte sich die Sedimentkurve von Versuchslauf 7, hier sind zwar starke Schwankungen zu konstatieren, diese folgen jedoch in Ihrem grundsätzlichen Verlauf den Schwankungen der minütlichen Abflussraten.

Die Sedimentkonzentrationen der drei Versuche zeigten das bereits bei Kategorie 1 beschriebene Bild sukzessiv abnehmender Konzentrationen (Abb. 6.73). Einige Ausnahme hiervon war der dritte Teillauf von Versuch 7, hier konnte ein kurzfristiger Anstieg der Sedimentkonzentration bei Minute 67 gemessen werden. Dieser Anstieg war bereits anhand der höheren, absoluten Sedimentmenge zu diesem Zeitpunkt erwartbar gewesen, da die Abflussmenge kurzfristig nicht in gleichem Maße zunahm.

Im Zuge der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 2 konnte bei jedem der Versuche eine ausreichende Sedimentmenge für eine detaillierte Schlämmanalyse gewonnen werden. Wie auch schon im Falle der Beregnungen von Wegekategorie 1 wurde zusätzlich eine Mischprobe der Wegoberfläche als Referenz gesammelt und ebenfalls einer Schlämm- und Siebanalyse unterzogen, um etwaige selektive Abtragung feststellen zu können.

Wie auch bei den bisher vorgestellten Ergebnissen der Wegekategorie 1 kann definitiv ein selektiver Abtrag von der Wegoberfläche durch Beregnung festgestellt werden (Abb. 6.74). Auffällig ist, dass – obwohl der zeitliche Verlauf der Erosionsraten untereinander deutlich unterschiedlich verlief – ein sehr homogenes Bild der mobilisierten Korndurchmesser erkennbar ist. So lag der mediane Korndurchmesser der Wegoberfläche bei $1.583 \mu\text{m}$, die medianen Korndurchmesser der Versuchsläufe aber bei $13,10 \mu\text{m}$ (Versuch 7), $16,72 \mu\text{m}$ (Versuch 8) und $19,43 \mu\text{m}$ (Versuch 9). Somit wiesen die medianen Korndurchmesser der Versuchsläufe nur minimale Abweichungen von ca. $6 \mu\text{m}$ auf.

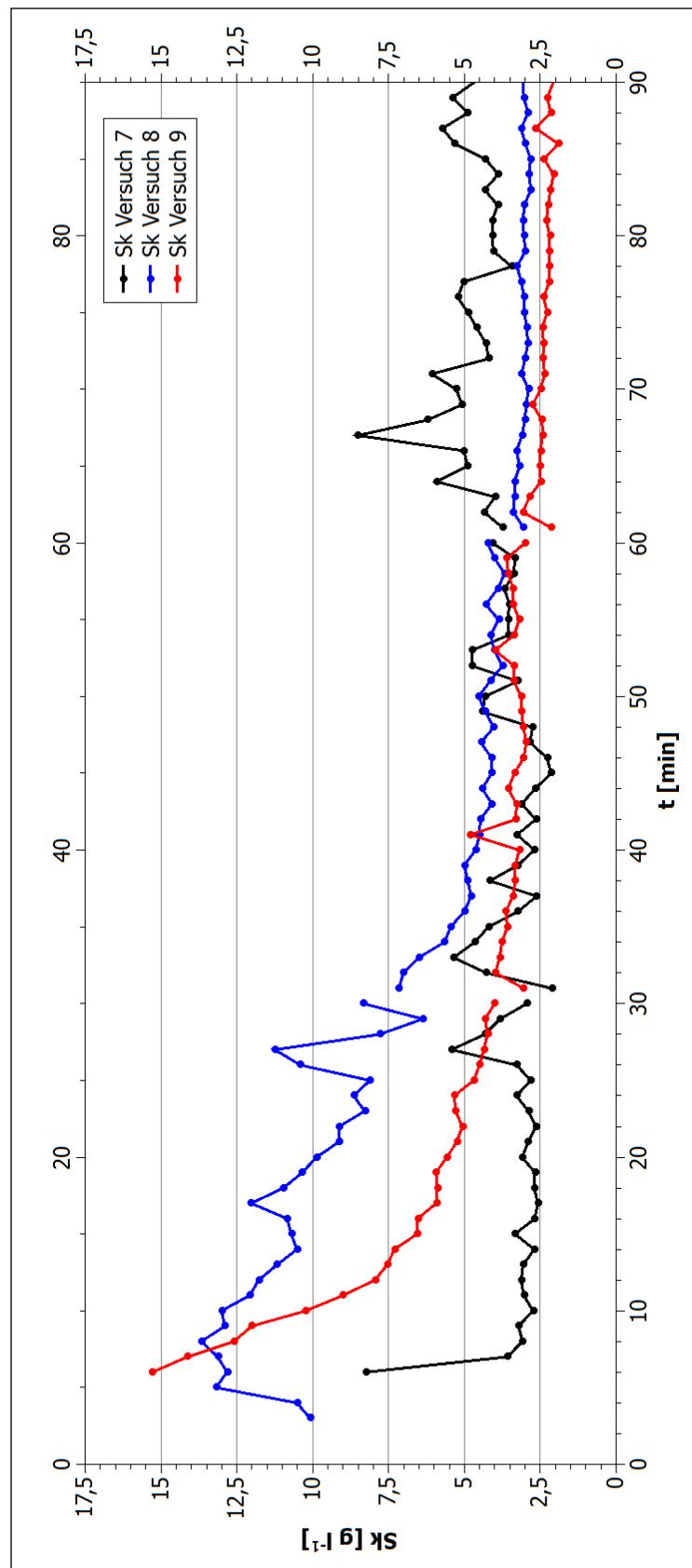


Abb. 6.73: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Berechnungsversuche 7 – 9.

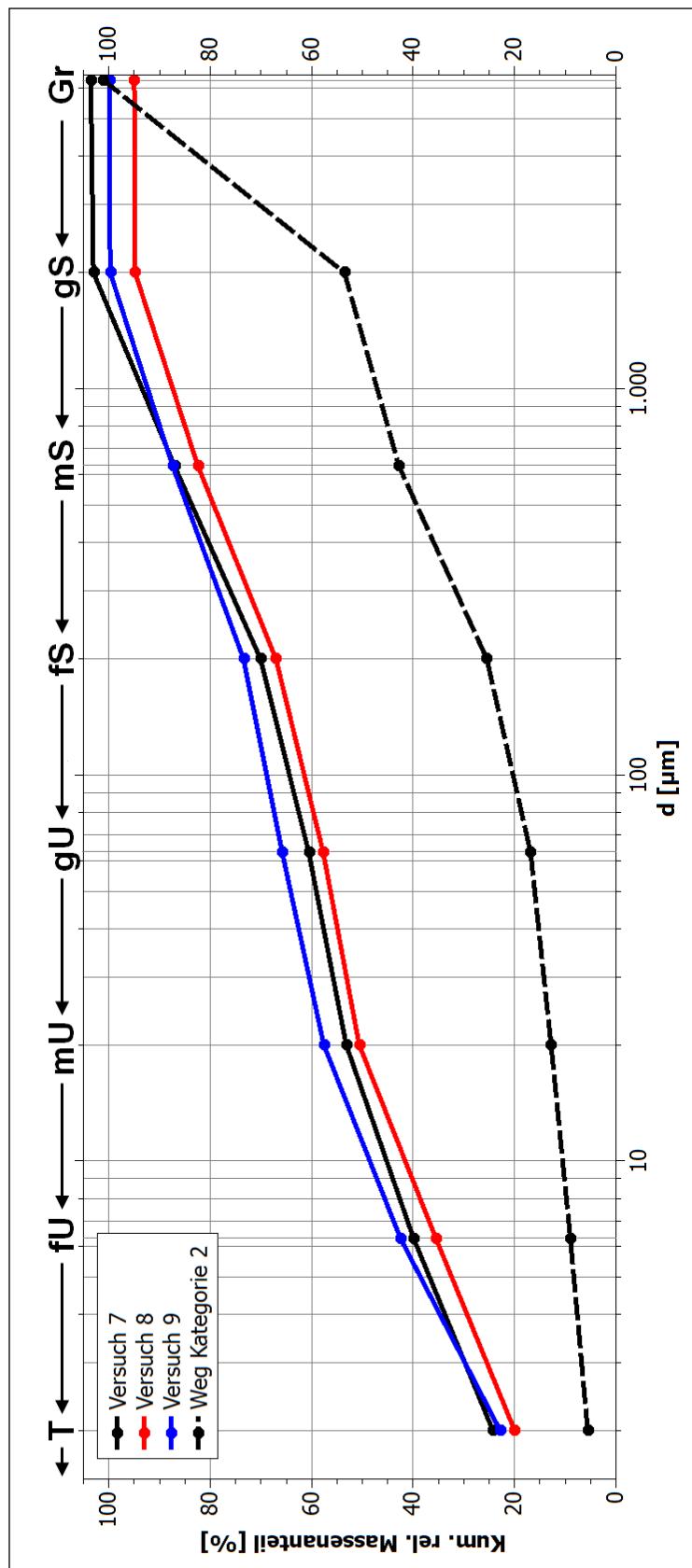


Abb. 6.74: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Fahrspuren der Wegekategorie 2.

6.4.2.2 / Versuche 10 – 12: Zwischenpurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.42 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Zwischenpuren auf Wegen der Kategorie 2.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm^{-3}]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
10	7,9	0	0,97	21,2	SI3	45,2
11	9,0	0	1,15	19,1	SI3	46,7
12	11,0	0	1,05	19,8	SI3	45,9

Tab. 6.42: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenpuren der Wegekategorie 2.

Die Hangneigungen der berechneten Oberflächen lagen in vergleichbaren Bereichen zu den Fahrspurberegnungen. Auch im Falle der Zwischenpurberegnungen war ein Bedeckungsgrad von 0 % gegeben. Die Lagerungsdichte der Untersuchungsflächen lag ebenfalls in vergleichbaren Werteregionen, ebenso wie Vorfeuchte und Skelettanteil der Wegoberfläche.

Die Abbildungen 6.75 und 6.76 zeigen die Untersuchungsflächen vor und nach den Simulationsläufen.



Abb. 6.75: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenpuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 10, (B) Versuch 11, (C) Versuch 12.



Abb. 6.76: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Kategorie 2 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 10, (B) Versuch 11, (C) Versuch 12.

Witterung

Alle Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Wegekategorie 2 wurden im Sommer 2013 durchgeführt. Bei allen drei Versuchen waren im Vorfeld Niederschlagsereignisse zu verzeichnen, die beispielhaft für teils intensive, konvektive Niederschläge stehen. Am Tag von Versuchslauf 10 (13.06.2013) zog kurz nach Ende des Beregnungsversuches eine Gewitterzelle über das Untersuchungsgebiet, die an diesem Tag für eine Niederschlagshöhe von 13,73 mm bei einer Maximalintensität von 5,27 mm h^{-1} sorgte. Noch deutlicher ist ein vergleichbares Niederschlagsereignis im Falle von Versuchslauf 11 auszuweisen, am 20.06.2013, 13 Tage vor dem Versuchslauf, fand das Niederschlagsereignis statt, welches in den gesamten vorliegenden Niederschlagsdaten der Wetterstation Weibern die höchste Intensität und Niederschlagshöhe aufwies. Die Maximalintensität dieses Ereignisses lag bei 38,1 mm h^{-1} , somit sogar bei einer vergleichbaren Intensität zur KBA. Die Niederschlagssumme an diesem Tag lag bei 54,05 mm, ein Großteil der 75,13 mm im Zeitraum von 14 Tagen vor dem Beregnungsversuch. Im Vorfeld von Versuchslauf 12 fiel hingegen deutlich weniger Niederschlag, jedoch zeigte das Niederschlagsereignis am Vortag des Versuchs bei einer geringen Niederschlagssumme (4,25 mm) eine vergleichsweise hohe Intensität von 3,45 mm h^{-1} . Trotz dieser teilweise sehr intensiven Niederschläge konnte keine direkte Beeinflussung der Vorfeuchte der Untersuchungsflächen zum Simulationszeitpunkt nachgewiesen werden, diese lag mit Werten zwischen 19 und 21 % in Bereichen, die auch schon während Beregnungen der Kategorie 1 und den Fahrspurberegnungen der Kategorie 2 gemessen werden konnten.

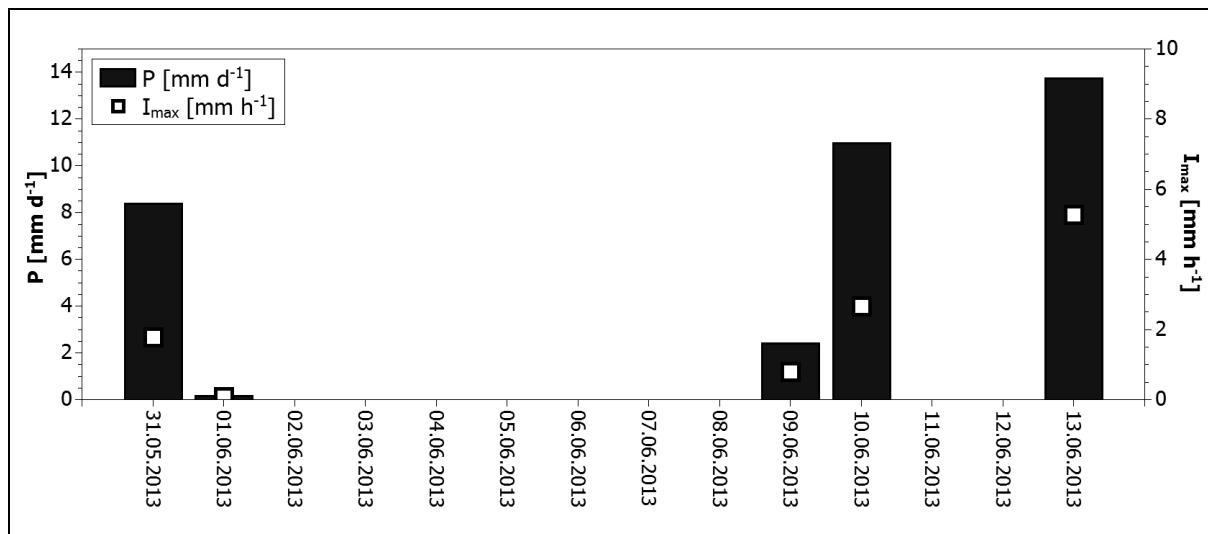


Abb. 6.77: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 10.

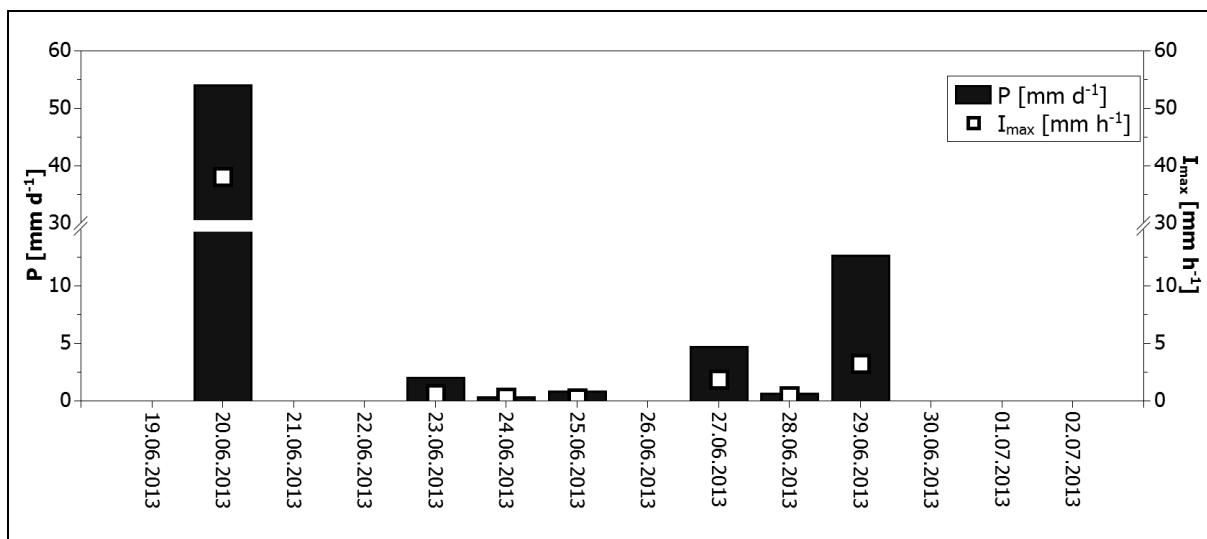


Abb. 6.78: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 11.

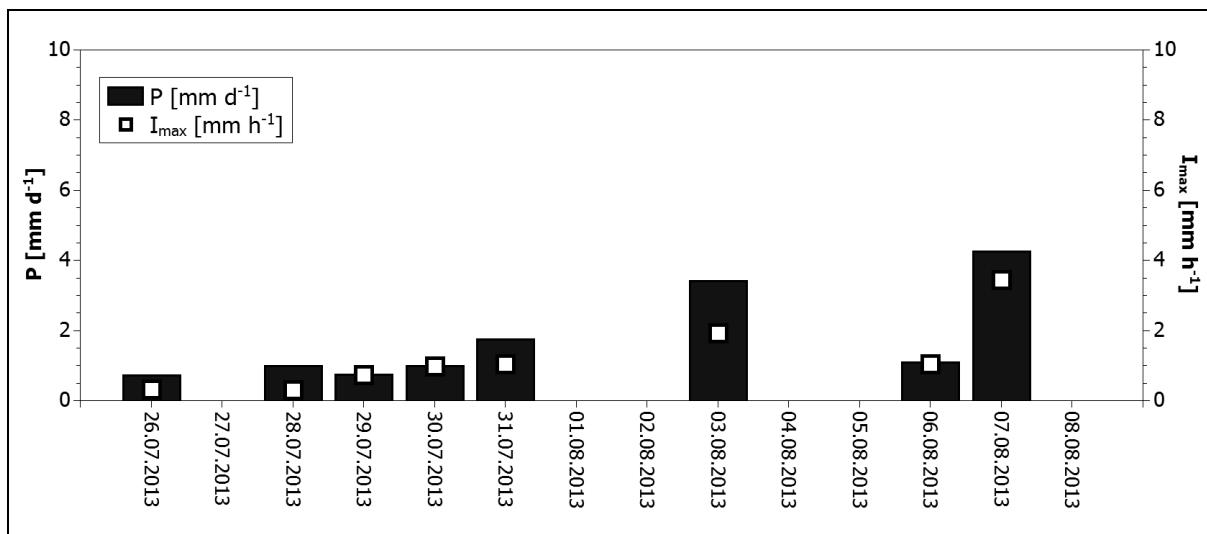


Abb. 6.79: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 12.

Versuch	ΣP [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
10	35,6	13,73	5,27	5
11	75,13	54,05	38,1	7
12	13,91	4,25	3,45	8

Tab. 6.43: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 10, 11 und 12.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.80 bis 6.82 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe auf Zwischenspuren der Wegekategorie 2.

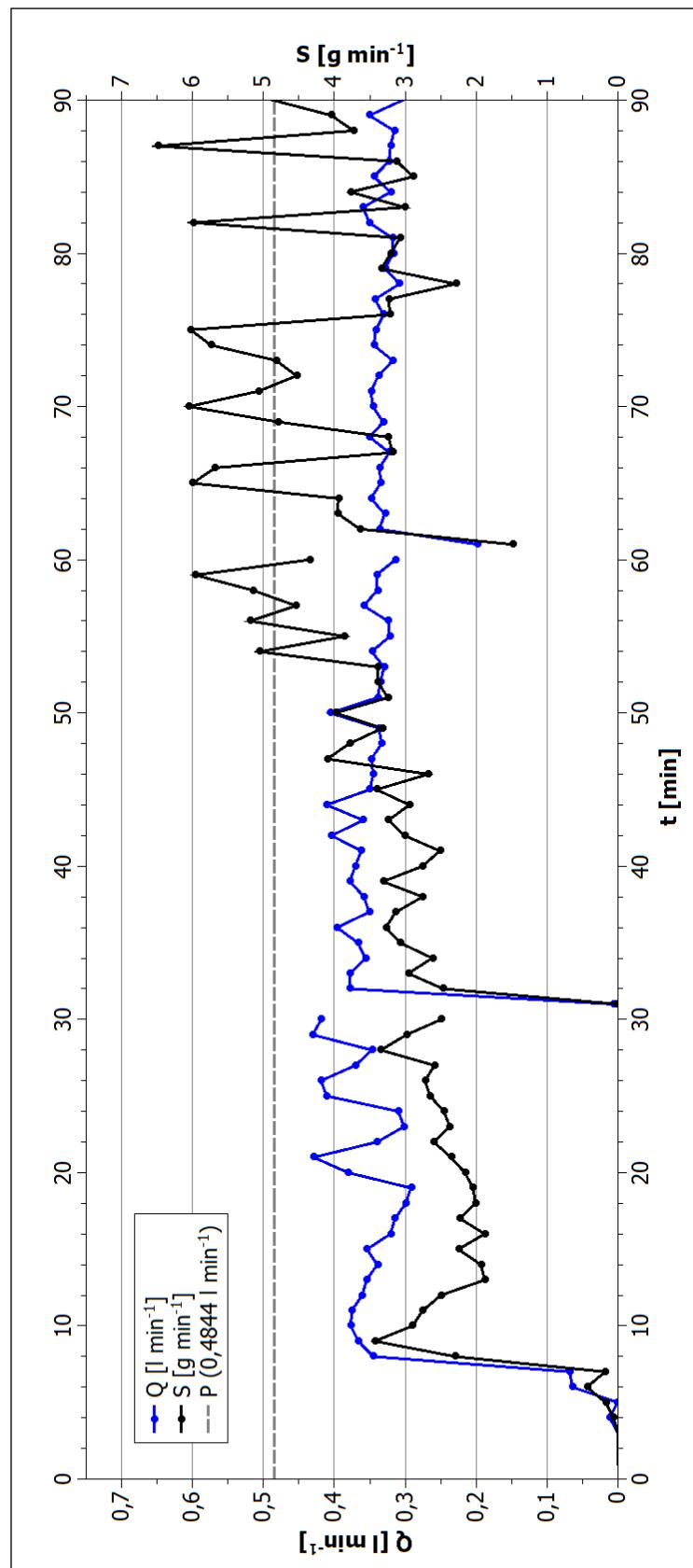


Abb. 6.80: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 10.

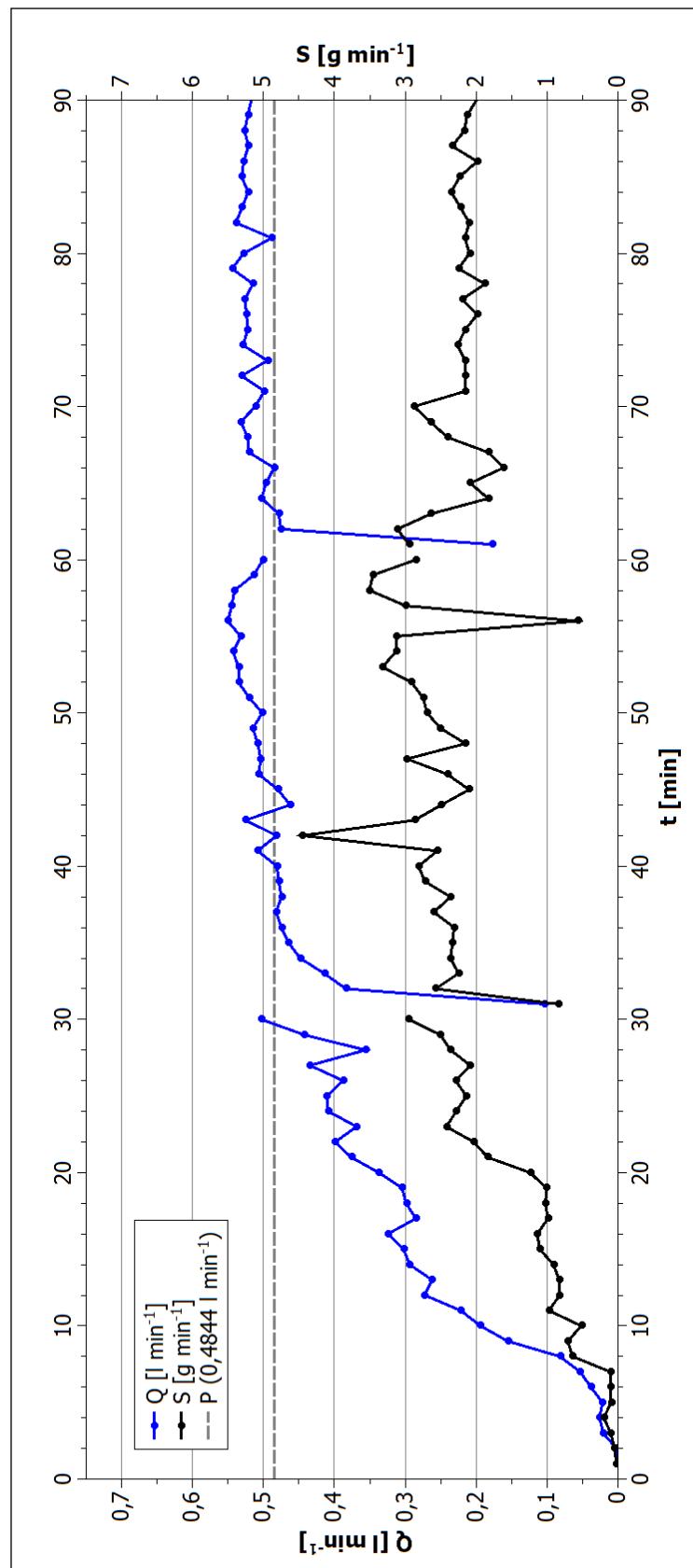


Abb. 6.81: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 11.

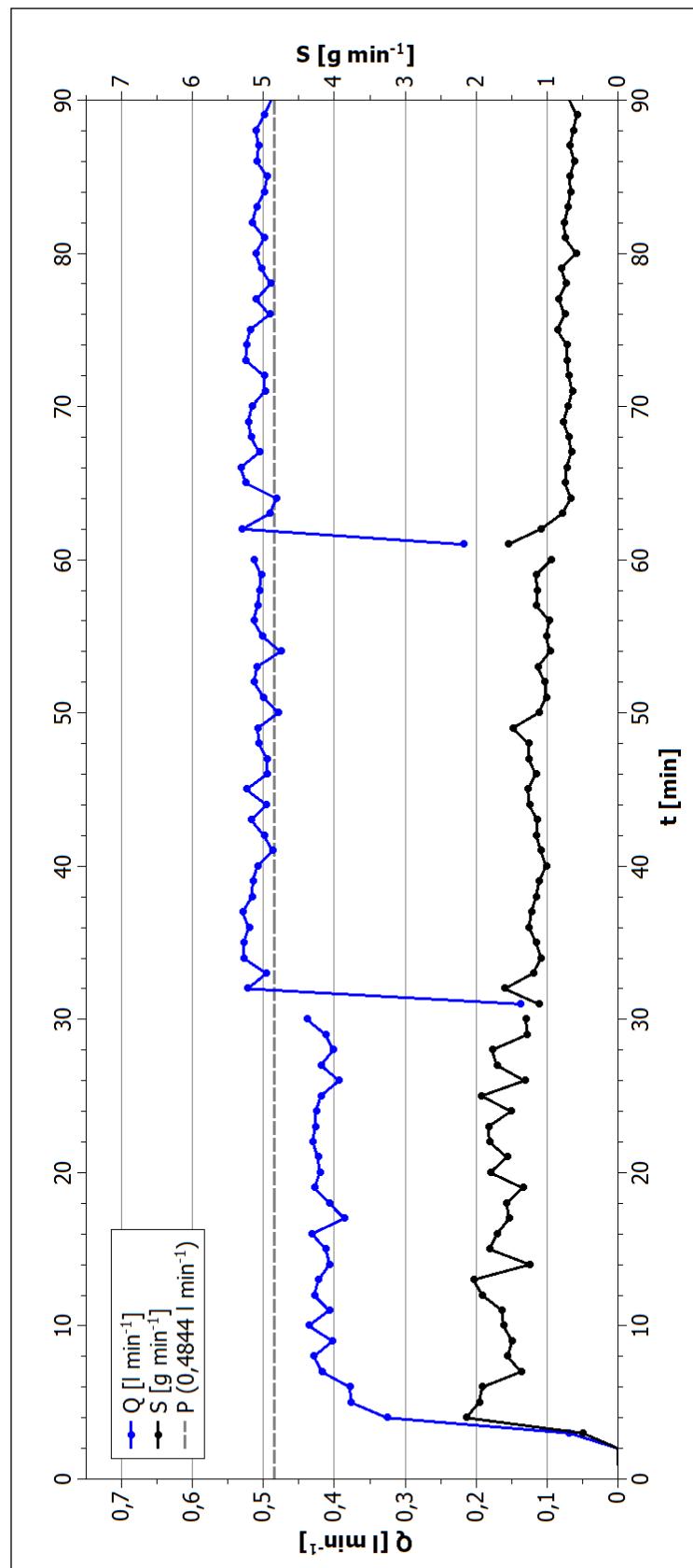


Abb. 6.82: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 12.

Alle Abflusskurven der betrachteten drei Versuche zeigen das Erreichen eines stabilen Abflussniveaus bereits im Verlauf des jeweils zweiten Teillaufs. Lag dieses stabile Niveau bei den Versuchen 11 und

12 im Bereich des KBA-Inputs, verblieb Versuch 10 mit einem größtenteils unter $0,4 \text{ l min}^{-1}$ liegenden Abfluss merklich unter der minütlichen Niederschlagsmenge von $0,4844 \text{ l}$. Auffällig sind darüber hinaus die großen Unterschiede der minütlichen Abflusswerte zwischen den jeweils ersten Teilläufen. Versuch 10 zeigte ein rapides Anströmen ab Minute 7 und wies dann ein unruhiges Bild der Abflusskurve mit teils großen Schwankungen auf. Im Kontrast hierzu verlief die Aufsättigung während Versuchslauf 11 über einen längeren Zeitraum, zeigte jedoch einen kontinuierlichen Anstieg. Das homogenste Bild der minütlichen Abflusswerte zeigte Versuchslauf 12, in diesem Falle erfolgte eine schnelle Aufsättigung bei gleichzeitig ebenso schnell eintretenden, stabilen Abflusswerten. Lag das stabile Niveau während des ersten Teillaufes noch knapp unterhalb des KBA-Inputs, stellte sich ab dem zweiten Teillauf wie beschrieben nach einer nur einminütigen Anströmphase ein minütlicher Abfluss in Größenordnung des Niederschlagsinputs ein.

Die Verläufe der minütlichen Sedimentmengen zeigten sich im Falle von Versuch 10 und Versuch 11 vergleichsweise uneinheitlich. Besonders im Falle von Versuchslauf 10 stieg die gesammelte, minütliche Sedimentmenge ab dem zweiten Teillauf kontinuierlich an, obwohl der Abfluss im gleichen Zeitraum keine vergleichbare Tendenz aufwies. Besonders im dritten Teillauf von Versuch 10 zeigte sich dann ein enormer Schwankungsbereich der Werte, an diesem Punkt schien eine vollständige Entkopplung von Abfluss- und Erosionsrate stattgefunden zu haben. Starke Schwankungen zeigten sich wie angedeutet auch während Versuchslauf 11, insbesondere während des ersten Teillaufes korrelierten die Abfluss- und Sedimentkurven jedoch noch stark. Ebenfalls im zweiten und dritten Teillauf begannen einzelne Ausschläge der Sedimentlieferate, die nicht ursächlich mit dem Abflussgeschehen in Einklang gebracht werden können. Im Gegensatz hierzu zeigte Versuchslauf 12 fast stabile Sedimentlieferaten während des zweiten und dritten Teillaufes. Schwankungen waren allenfalls während des ersten Teillaufes zu vermerken, diese verblieben allerdings in vergleichsweise kleinen Spannen.

Die Sedimentkonzentration im Oberflächenabfluss verlief während Versuch 11 und 12 im bereits erläuterten Verlauf sukzessiv abnehmender Werte (Abb. 6.83). Allerdings ist zu vermerken, dass auf einen rapiden Abfall der Sedimentkonzentration zu Beginn des ersten Teillaufes eine fast stabile Sedimentkonzentration gemessen werden konnte. Anders zeigte sich Versuch 10, da hier ab der Mitte des zweiten Teillaufes ansteigende Sedimentkonzentrationen zu beobachten waren. Dies deckt sich mit den absoluten minütlichen Sedimentmengen, deren Verlauf vorangehend beschrieben wurde. Die Sedimentkonzentrationen der Versuche 11 und 12 lagen im Mittel bei $6,7 \text{ g l}^{-1} \text{ min}^{-1}$ (Versuch 11), respektive $2,7 \text{ g l}^{-1} \text{ min}^{-1}$ (Versuch 12) und somit im Wertebereich der Fahrspurberegnungen gleicher Wegekategorie. Einzig Versuch 10 mit einer mittleren Sedimentkonzentration von $12,4 \text{ g l}^{-1} \text{ min}^{-1}$ wies erhöhte Konzentrationen auf. Aufgrund der höheren absoluten Sedimentmengen bei gleichzeitig geringerem Abfluss ist dieser Befund im direkten Vergleich zu Versuch 11 und 12 jedoch erwartbar gewesen.

Neben der höheren mobilisierten Sedimentmenge und der gleichzeitig höheren Sedimentkonzentration wies Versuch 10 auch eine veränderte Korngrößen Zusammensetzung auf, wie anhand der Sieb- und Schlämmanalyse belegt werden konnte (Abb. 6.84). Die mediane Korngröße des erodierten Sediments lag im Falle von Versuch 10 bei $50,34 \mu\text{m}$, im Vergleich ist dies ein deutlich größerer medianer Korndurchmesser als bei Versuch 11 ($7,93 \mu\text{m}$) und Versuch 12 ($7,37 \mu\text{m}$). Letztere lagen somit in einem eng umgrenzten Bereich, der im Vergleich zu den Fahrspurberegnungen als feiner zu bezeichnen ist. Alle Versuche der Zwischenspurberegnungen wiesen dennoch die bereits beschriebene, selektive Abtragung auf, da sie sich deutlich vom medianen Korndurchmesser der Wegoberfläche ($1.583 \mu\text{m}$) unterschieden.

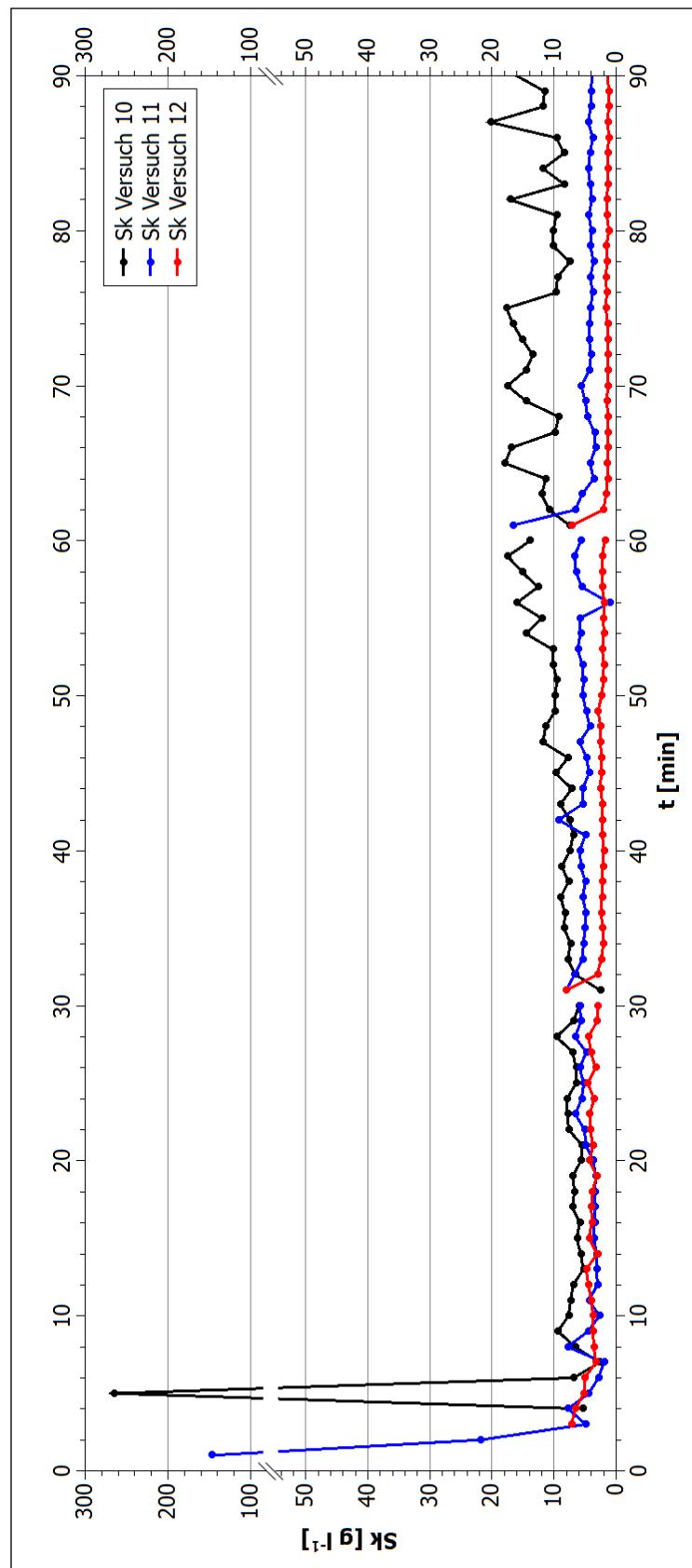


Abb. 6.83: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Berechnungsversuche 10 – 12.

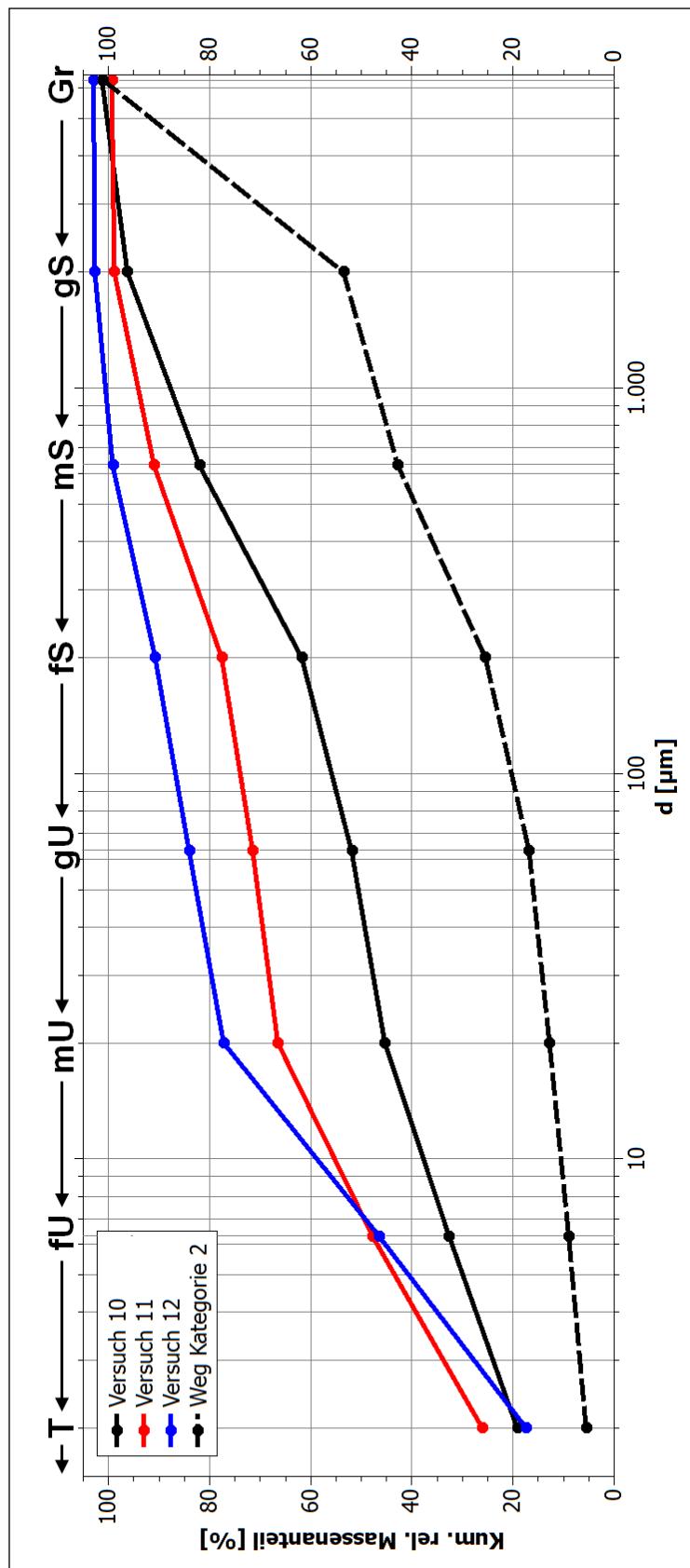


Abb. 6.84: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Zwischenspuren der Wegekategorie 2.

6.4.3 | Wege der Kategorie 3 – Semipersistente Wege

Auch auf semipersistenten Wegen wurden insgesamt 6 Beregnungsversuche durchgeführt, von denen drei auf Fahrspuren und drei auf Zwischenfspurbereiche entfielen. Bei der Auswahl der Fahrspurberegnungen wurde darauf geachtet, dass die Befahrung der Oberfläche möglichst kurzfristig vor der Beregnung erfolgte. Die Wahl fiel auf Standorte, die sich im direkten Umfeld des berechneten Weges der Kategorie 2 befanden (vgl. Abb. 6.85), da in diesem Bereich eine intensive, wöchentliche Befahrung der Rückegassen durch Traktoren festzustellen war. Die Versuche 14, 16 und 17 fanden auf einer Verbindungsrückegasse zwischen zwei Wegen der Kategorie 2 statt, die Versuche 13 und 15 erfolgten auf einer Erschließungsrückegasse, die als Sackgasse im Bereich des Veitskopfkegels endete und Versuch 18 wurde am Ende einer nur noch sporadisch genutzten Rückegasse am Ende eines Hohlweges durchgeführt.

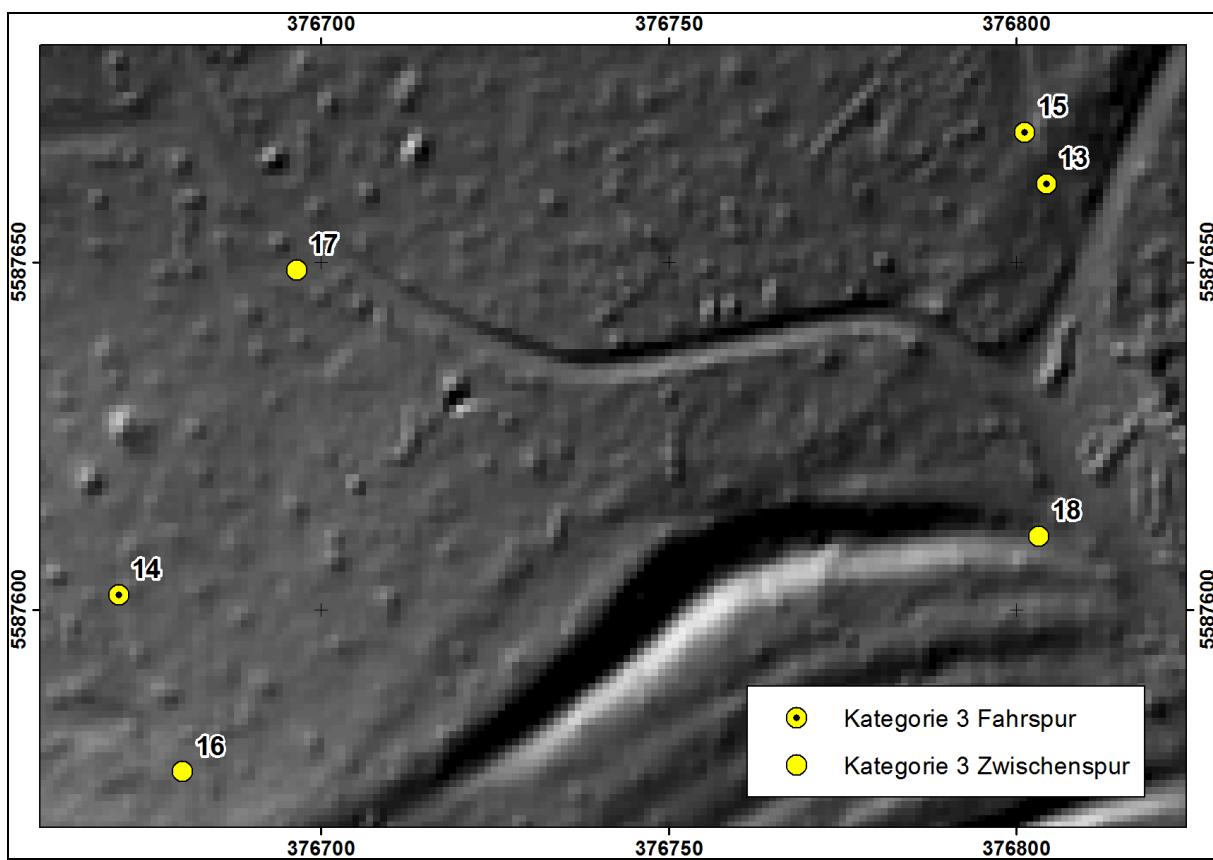


Abb. 6.85: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 3 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.



Abb. 6.86: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 3.

6.4.3.1 | Versuche 13 – 15: Fahrspurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.44 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Fahrspuren auf Rückegassen der Wegekategorie 3.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm ⁻³]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
13	13,4	85	1,18	12,2	SI3	23,4
14	6,1	89	1,21	16,5	SI2	25,7
15	9,4	89	1,30	17,8	SI3	22,3

Tab. 6.44: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 3.

Aufgrund der im Mittel steileren Neigungen der Wegoberflächen von Wegen der Kategorie 3 konnte auch die Beregnung eines steileren Wegeabschnittes in Betracht gezogen werden. So wies die Untersuchungsfläche von Versuch 13 eine Hangneigung von 13,4° auf, die Flächen von Versuch 14 und 15 waren hingegen schwächer geneigt. Erstmals konnte eine ausgeprägte Auflage von Laubstreu vermerkt werden, diese fand sich trotz der wiederkehrenden Befahrung auch in den Fahrspuren. Die Lagerungsdichte der Untersuchungsflächen lag im Vergleich zu den Wegen der Kategorie 1 und 2 höher, aufgrund des niedrigeren Skelettgehaltes ist dies jedoch ein erwartbares Ergebnis gewesen. Die Bodenfeuchte zeigte sich während den Versuchsläufen geringer als während den

Beregnungsversuchen der Kategorie 1 und 2, insbesondere Versuch 13 wies mit 12,2 % Vorfeuchte einen vergleichsweise geringen Wert auf. Dieser Versuch hatte darüber hinaus auf eine erhöhte WDPT-Klasse von 3 im Gegensatz zu WDPT-Klasse 2 bei Versuch 14 und 15 (vgl. Tab. 6.34).

Die Abbildungen 6.87 und 6.88 zeigen die Untersuchungsflächen vor und nach den Simulationsläufen, durch Datenverlust blieben jedoch nicht alle Plotfotographien erhalten. Bis auf Versuchslauf 13 konnte jedoch mindestens ein Foto der Versuche auf Wegekategorie 3 wiederhergestellt werden.



Abb. 6.87: Untersuchungsflächen des Beregnungsversuchs 15 auf einer Fahrspur einer Rückegasse der Kategorie 3 vor dem Beregnungsversuch.



Abb. 6.88: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen.
(A) Versuch 14 (Foto: Ulli Bange), (B) Versuch 15.

Witterung

Die Witterung im Vorfeld der Beregnungsversuche unterschied sich untereinander teilweise deutlich. So stellte Versuchslauf 14 mit nur einem Niederschlagsereignis 14 Tage vor dem Beregnungsversuch einen negativen Extremwert für Vorregen während der gesamten Versuchsreihe dar. Dieses

Niederschlagsereignis findet sich zudem in den Vorregenereignissen von Versuch 13 wieder, hier ist es allerdings nur das letzte von sieben vorangegangenen Niederschlagsereignissen. Demzufolge ist die Niederschlagssumme im Zeitraum vor Versuch 14 mit lediglich 8,2 mm sehr gering. Trotz der gleichzeitig hohen Temperaturen im Verlauf des Julis verfügte die Untersuchungsfläche nach wie vor über eine Bodenfeuchte von 16,5 %. Eine im Kontrast hierzu extrem feuchte Vorregenphase ist bei Versuchslauf 15 zu konstatieren, an 11 von 14 Tagen im Vorfeld des Versuchs war messbarer Niederschlag gefallen, durch ein spätsommerliches Gewitterereignis am 12.09.2013 konnte zudem ein Einzelereignis mit einer Intensität von $10,85 \text{ mm h}^{-1}$, und eine tägliche Niederschlagssumme von 34,2 mm gemessen werden.

Wie auch bei den bisher beschriebenen Versuchen hatte dies aber – genau wie die trockene Phase vor Versuch 14 – keinen nennenswerten oder messbaren Einfluss auf die Vorfeuchte der Untersuchungsfläche.

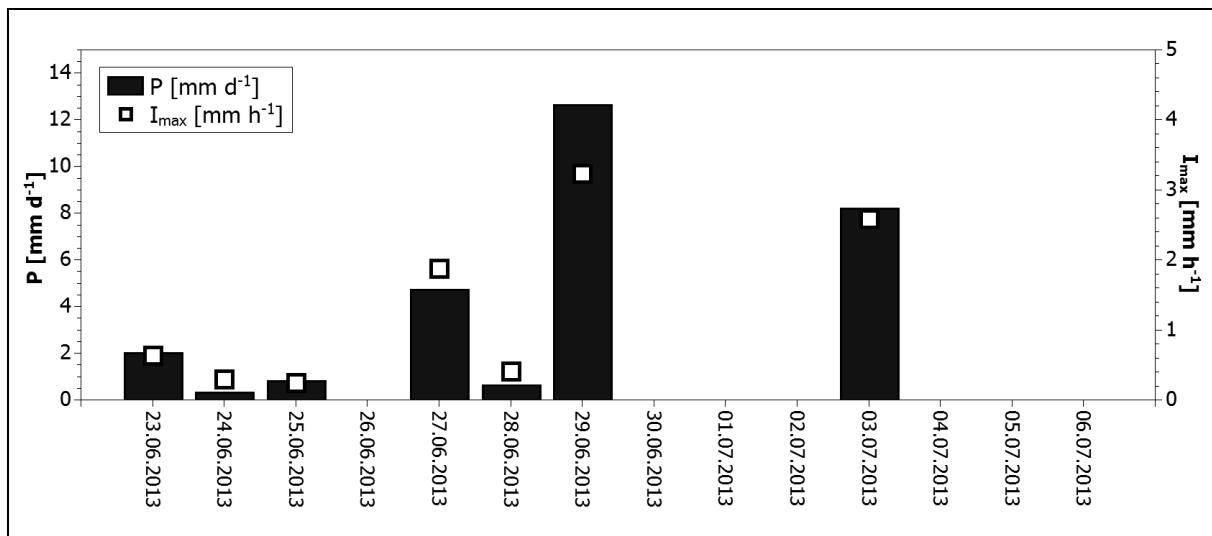


Abb. 6.89: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 13.

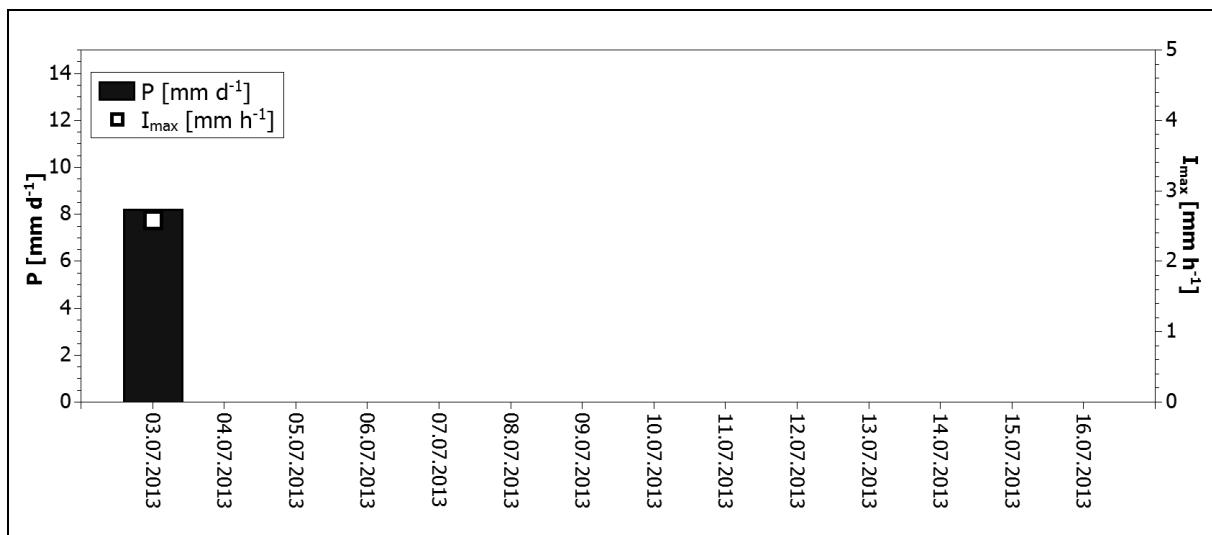


Abb. 6.90: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 14.

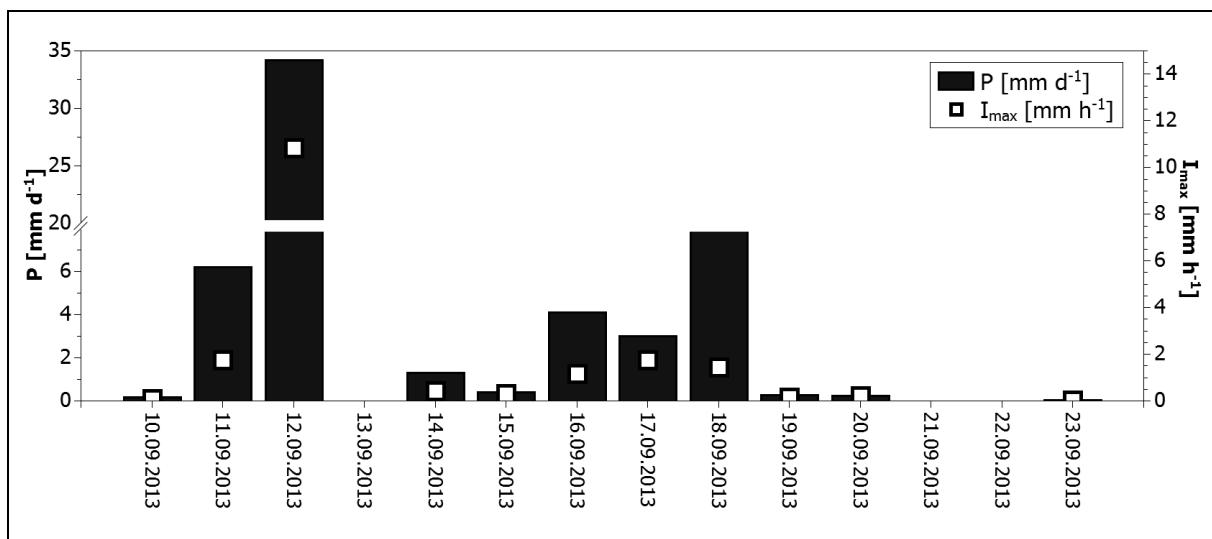


Abb. 6.91: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 15.

Versuch	ΣP [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
13	29,28	12,64	3,23	7
14	8,2	8,2	2,59	1
15	59,88	34,2	10,85	11

Tab. 6.45: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 13, 14 und 15.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.92 bis 6.94 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe auf Fahrspuren der Wegekategorie 3.

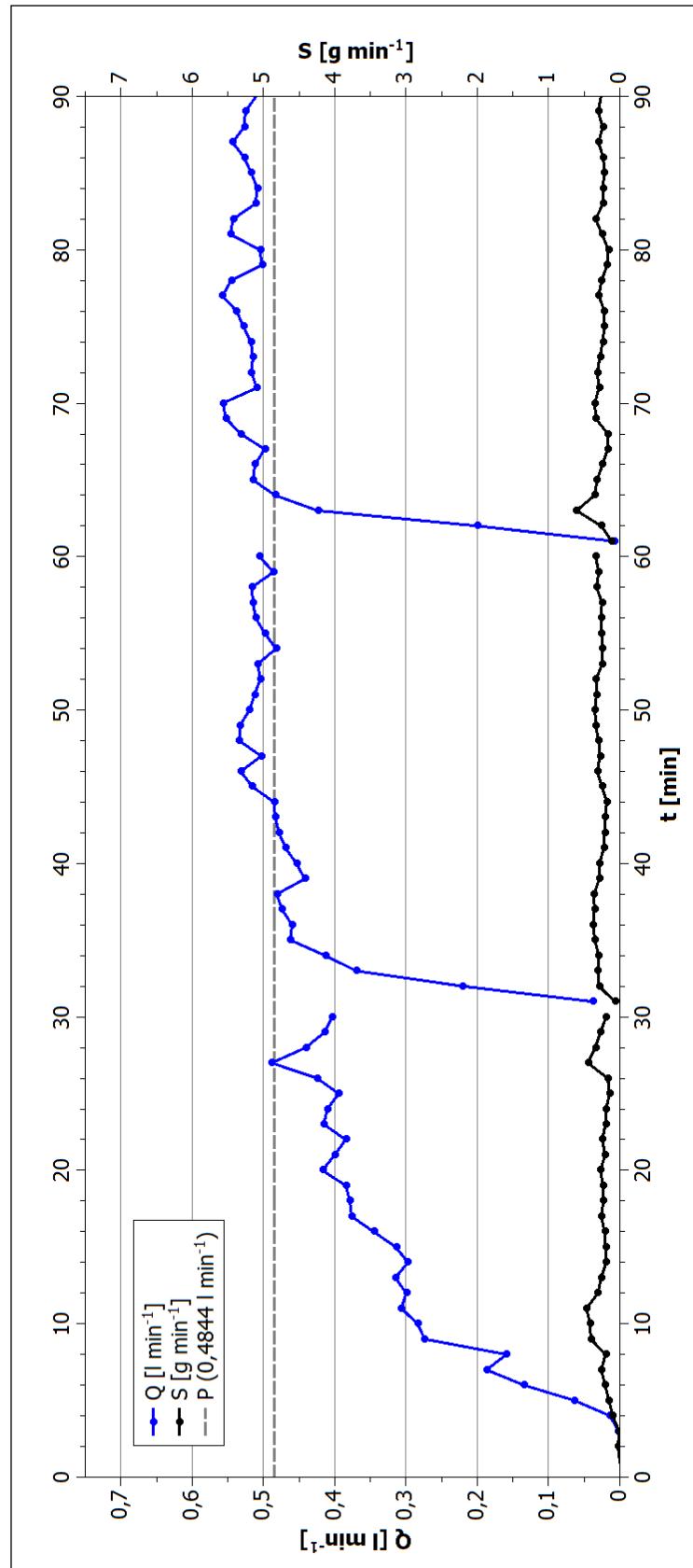


Abb. 6.92: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 13.

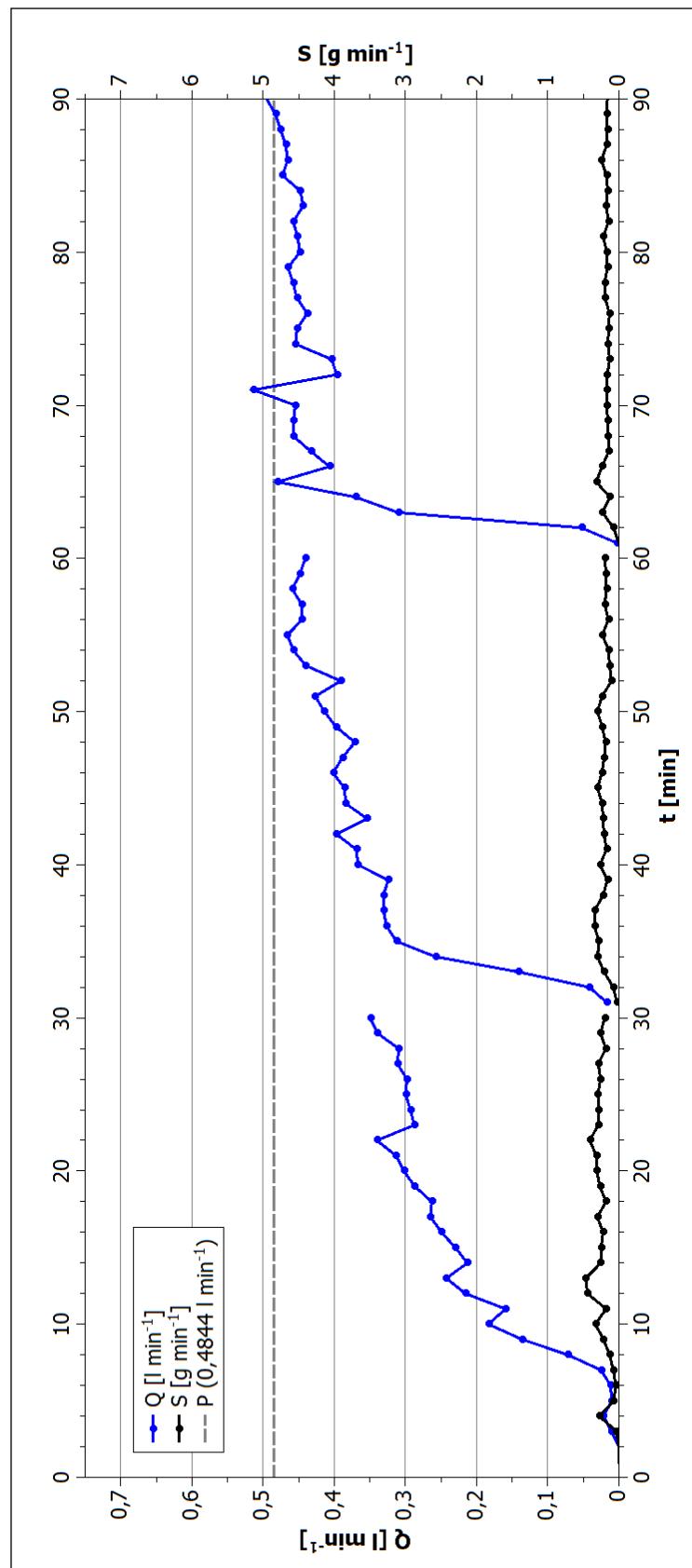


Abb. 6.93: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 14.

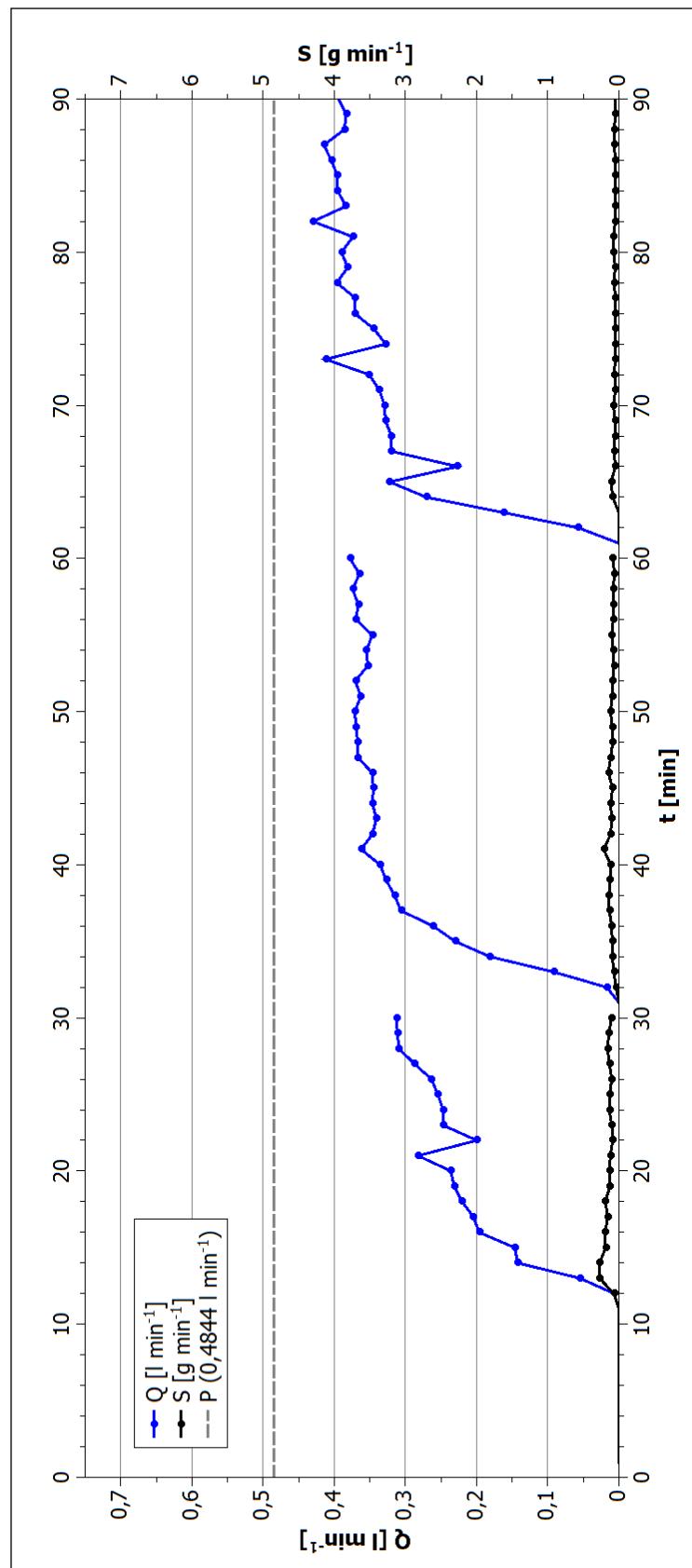


Abb. 6.94: Abfluss- und Sedimentkurve, Berechnungsversuch 15.

Die Verlaufskurven zeigen, dass während allen Versuchen jeweils lange Anströmphasen benötigt wurden, um auf ein zumindest quasistabiles Abflussniveau zu kommen. Versuch 13 wies die noch am deutlichsten zu erkennende Abflachung der Abflusswerte auf einem Niveau auf, welche ein Hinweis auf stabile Abflussbedingungen ist. Diese lag hierbei sogar im Bereich des KBA-Inputs. Im Zuge der Versuche 14 und 15 muss festgehalten werden, dass zwar näherungsweise dieser Wertebereich erreicht werden konnte, jeder Teillauf aber nach wie vor ansteigende Abflussraten aufwies, was ein deutlicher Hinweis auf noch nicht aufgesättigte Oberböden während dieser Versuche ist. Das initiale Einsetzen des Oberflächenabflusses variierte zwischen den Versuchen, die ersten Abflussmengen konnten bei Minute 3 (Versuch 13 & 14), beziehungsweise Minute 12 (Versuch 15) gesammelt werden. In Reihenfolge der Versuchsnummerierung nahm zusätzlich die Gesamtsumme des gemessenen Abflusses ab (vgl. Tab. 6.34).

Die minütlichen Sedimentmengen zeigen eine deutliche Abnahme im Vergleich zu den persistenten Wegen der Kategorien 1 und 2. So wurde bei keinem der Versuchsläufe eine minütliche Sedimentmenge $> 1 \text{ g min}^{-1}$ gemessen. Die maximale minütliche Sedimentmenge betrug $0,6078 \text{ g}$ während Versuchslauf 13 (vgl. Tab. 6.35). Die Menge des mobilisierten Sediments korrelierte hierbei vollständig mit der Menge des Abflusses. Verzeichnete Versuchslauf 13 die größte Gesamtabflusssumme, ist dies auch bei der Sedimentsumme der Fall, Versuchslauf 15 mit der geringsten Abflusssumme besaß auch die geringste mobilisierte Sedimentmenge. Im Vergleich zu den Versuchen auf persistenten Wegen verlief die Sedimentlieferrate während den Beregnungen auf den Fahrspuren der Rückegassen sehr konstant.

Zu erkennen ist dies zusätzlich am Verlauf der Sedimentkonzentrationskurven (Abb. 6.95). Deutlich ist abermals die sukzessive Abnahme der Konzentration vor allem während der ersten Teilläufe nachweisbar. Bereits nach wenigen Minuten in den zweiten Teilläufen stellte sich eine vergleichsweise konstante Sedimentkonzentration ein. Da das Anströmen des Oberflächenabflusses auf den Versuchsflächen jedoch deutlich länger benötigte, war im Vergleich zur simultan transportierten Sedimentmenge zum Anfang der Teilläufe eine geringere Abflussmenge gegeben. Dies führte letztlich zu vergleichsweise hohen Sedimentkonzentrationen, mitunter in deutlich erhöhten Wertebereichen, beispielsweise bei Minute 61 während Versuch 13 mit $15,3 \text{ g l}^{-1}$. Davon abgesehen lagen alle Sedimentkonzentrationen der betrachteten Versuche in vergleichbaren Ausprägungen vor.

Da nur geringe Gesamtsummen an Sediment gesammelt werden konnten – diese betrugen zwischen $23,4 \text{ g}$ und $7,4 \text{ g}$ (vgl. Tab. 6.35) – war es im Falle der Beregnungsversuche auf Rückegassen nicht möglich, eine abschließende Schlämm- und Siebanalyse durchzuführen. Auch eine alleinige Siebanalyse war aufgrund der sehr geringen Gesamtsumme nur schwierig durchzuführen. Bereits eingangs des Kapitels wurde die hierdurch mutmaßlich stark verfälschte Siebanalyse hingewiesen, weswegen auf eine gesonderte Aufführung der entsprechenden Werte verzichtet wurde.

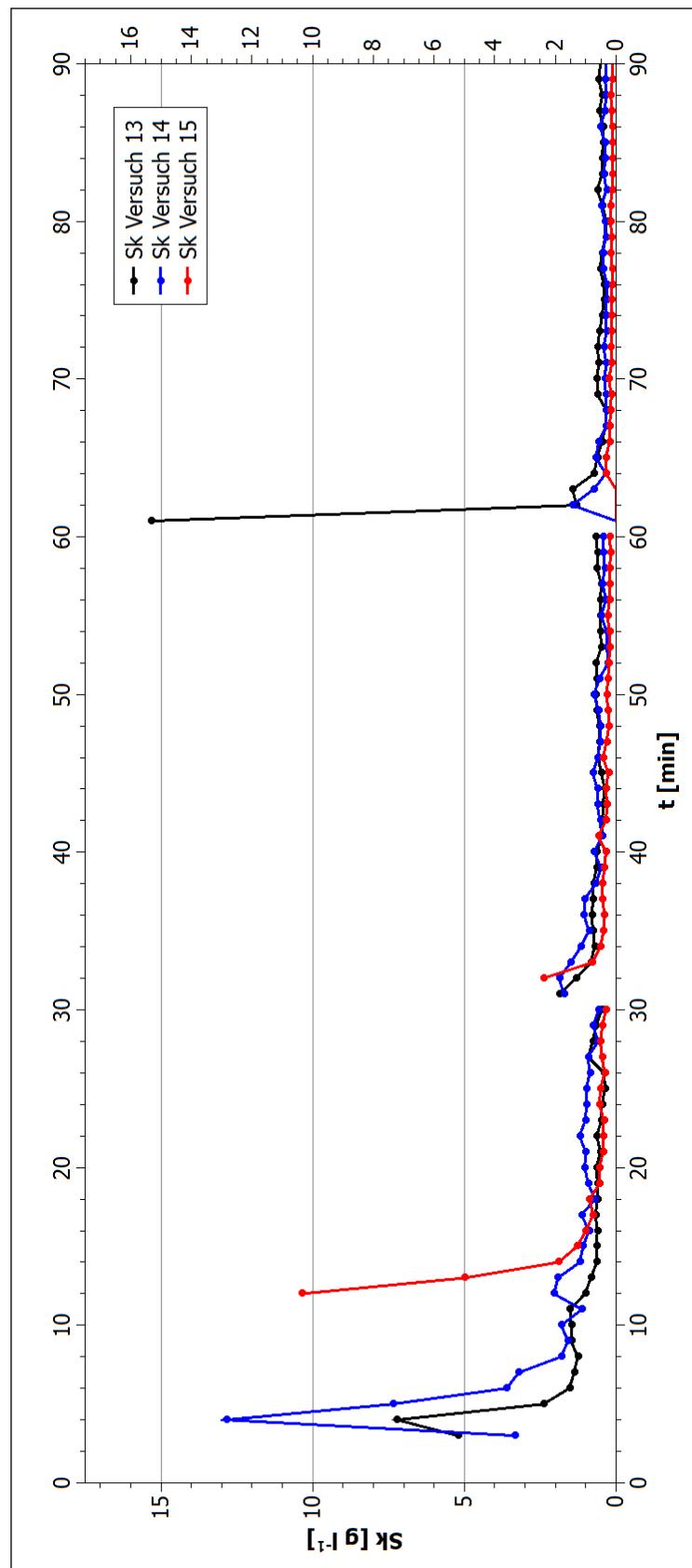


Abb. 6.95: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 13 – 15.

6.4.3.2 | Versuch 16 – 18: Zwischenspurberegnungen

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.46 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Beregnungsversuche von Zwischenspuren auf Rückgassen der Wegekategorie 3.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [g cm^{-3}]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
16	6,4	99	1,12	11,4	SI3	21,7
17	4,8	91	1,20	22,2	SI3	24,3
18	4,0	96	0,98	18,1	SI2	22,2

Tab. 6.46: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Wegekategorie 3.

Die berechneten Zwischenspurbereiche wiesen sowohl geringere Oberflächenneigungen als auch Lagerungsdichten auf. Letzteres ist ursächlich durch die fehlende Befahrung zu erklären, hierdurch entfiel die verdichtende Wirkung der direkten Befahrung, wenn auch von horizontal in der Bodenmatrix ausgebreiteten Verdichtung im Bereich der Zwischenspuren durch die Radauflast in den benachbarten Fahrspuren auszugehen ist. Die Vorfeuchte der Versuchsflächen unterschied sich vor allem zwischen den Versuchen 16 auf der einen und den Versuchen 17 und 18 auf der anderen Seite, da die Untersuchungsfläche im Falle von Versuch 16 deutlich trockener war. Dies ist hauptsächlich über die Vorregenereignisse (vgl. Witterung) zu erklären. Die Skelettgehalte des Oberbodens sind vergleichbar zu den Oberflächen der Fahrspurberegnungen auf Wegen der gleichen Kategorie. Der Bedeckungsgrad zeigt sich im Vergleich zu diesen erhöht, eine fast vollständige Laubstreubedeckung ist festzustellen gewesen. Die Abbildungen 6.96 und 6.97 zeigen die Untersuchungsflächen vor und nach den Simulationsläufen.



Abb. 6.96: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenpuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 16, (B) Versuch 18.



Abb. 6.97: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 3 nach den Beregnungsversuchen.
(A) Versuch 16, (B) Versuch 17.

Witterung

Da Versuch 17 direkt im Anschluss an Versuch 15 stattfand, sind die Vorregencharakteristika Abbildung 6.91 zu entnehmen. Die Daten zu Versuch 16 und 18 sind in Abbildung 6.98 und 6.99 dargestellt. Sowohl im Vorfeld von Versuch 17, als auch vor Versuch 18 sind ungefähr vergleichbare Niederschlagshöhen gemessen worden. In beiden Fällen waren 11 Niederschlagstage mit einem

bestimmenden Niederschlagsereignis nachzuweisen. Direkt im Vorlauf von Versuch 18 zeigte sich eine relativ feuchte Witterung mit vier aufeinander folgenden Niederschlagstagen. Im Gegensatz hierzu wies Versuch 16 nur fünf Niederschlagstage im Vorfeld auf, auch die Niederschlagssumme und die Maximalintensitäten vor dem Versuch sind deutlich niedriger. Erstmals zeigte sich bei den Untersuchungsflächen ein entsprechendes Bild bei der Vorfeuchte, diese war bei Versuch 16 deutlich niedriger als bei den beiden anderen Versuchen, was anhand der vorliegenden Niederschlagsdaten am plausibelsten mit der beschriebenen, niedrigeren Niederschlagssumme im Vorfeld zu erklären ist.

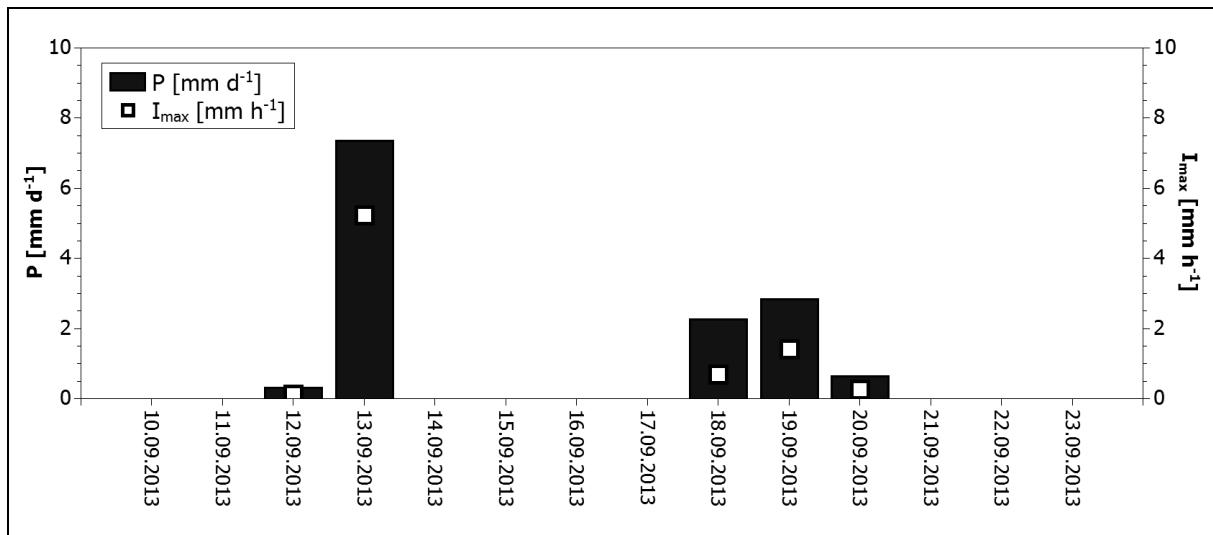


Abb. 6.98: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 16.

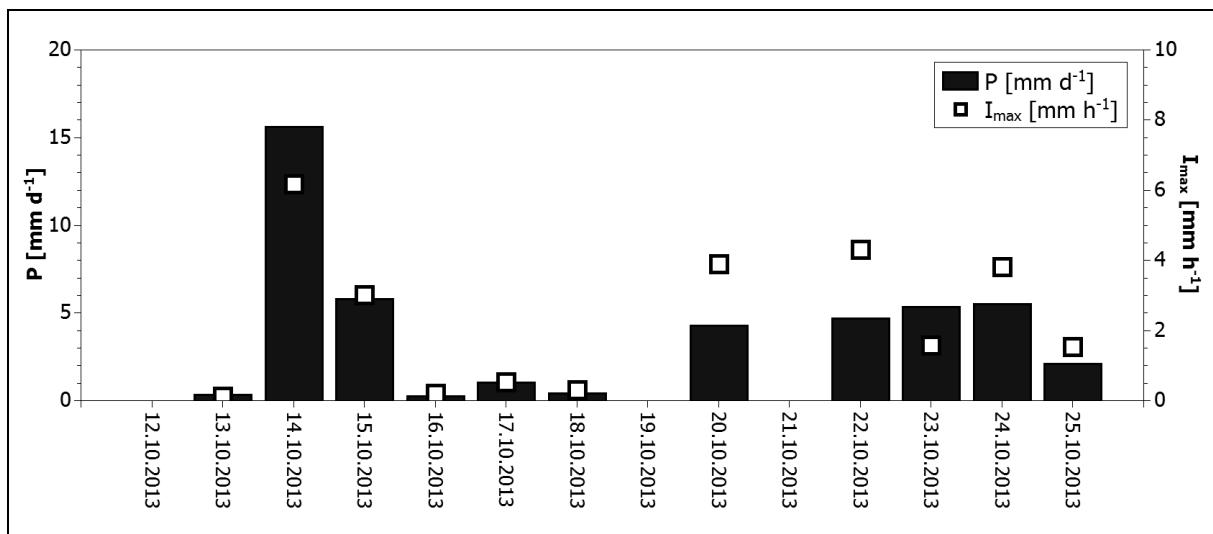


Abb. 6.99: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 18.

Versuch	$\sum P$ [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
16	13,37	7,35	5,23	5
17	59,88	34,2	10,85	11
18	45,32	15,62	6,19	11

Tab. 6.47: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 16, 17 und 18.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.100 bis 6.102 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe auf Fahrspuren der Wegekategorie 3.

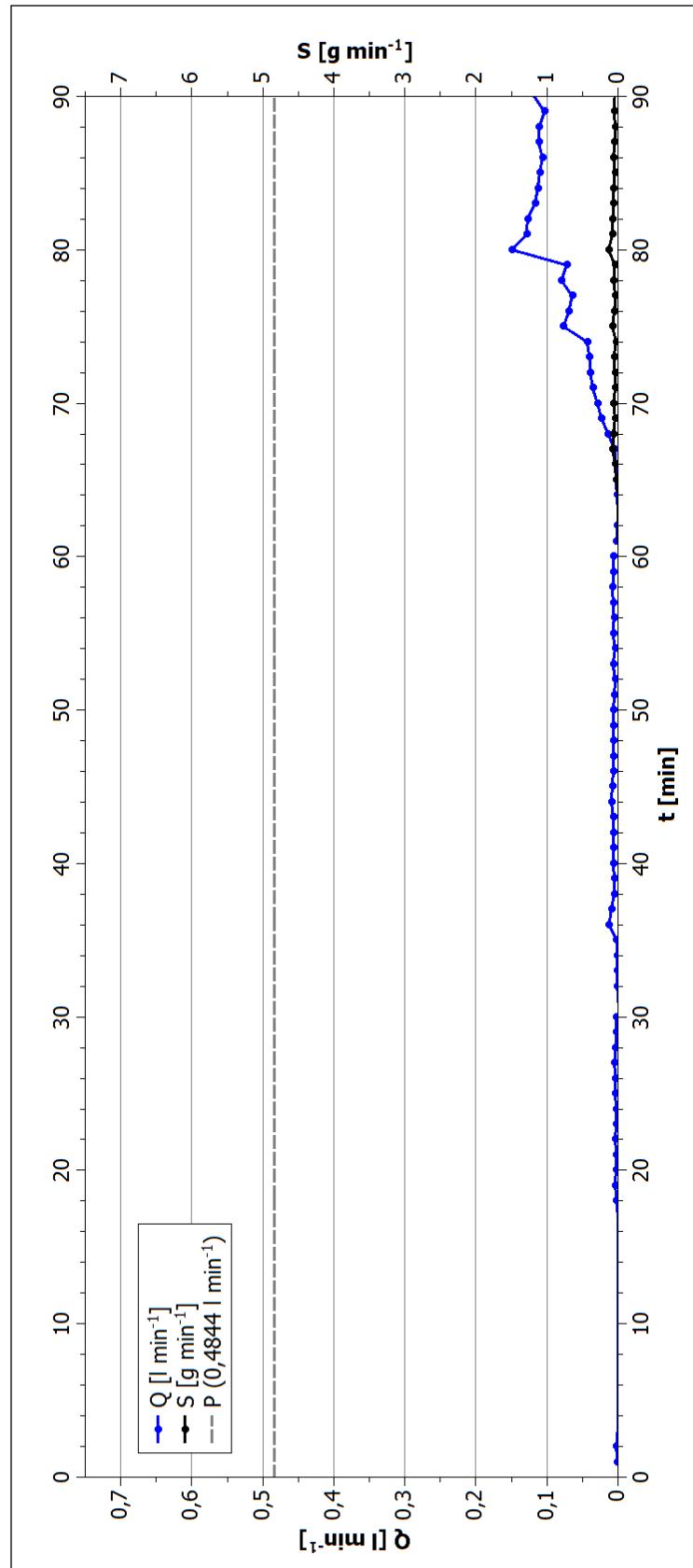


Abb. 6.100: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 16.

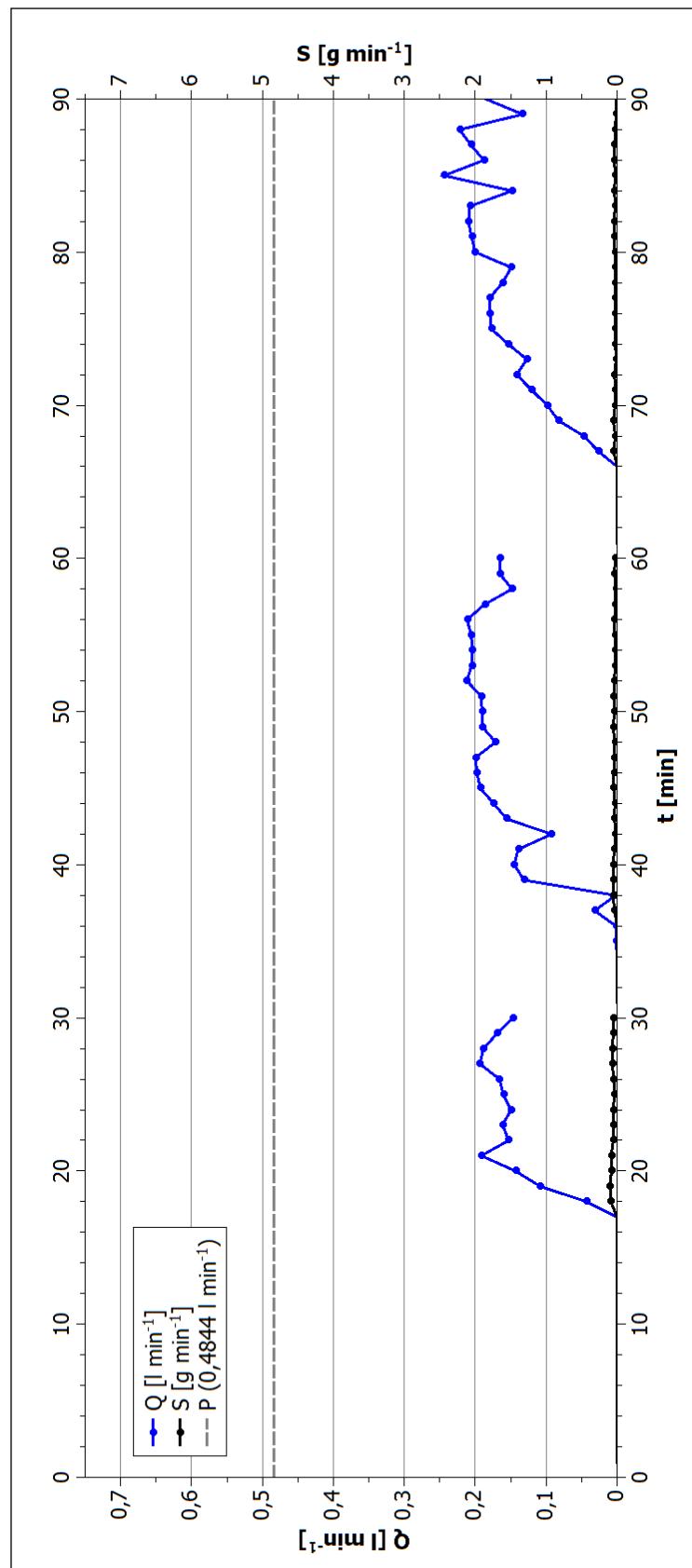


Abb. 6.101: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 17.

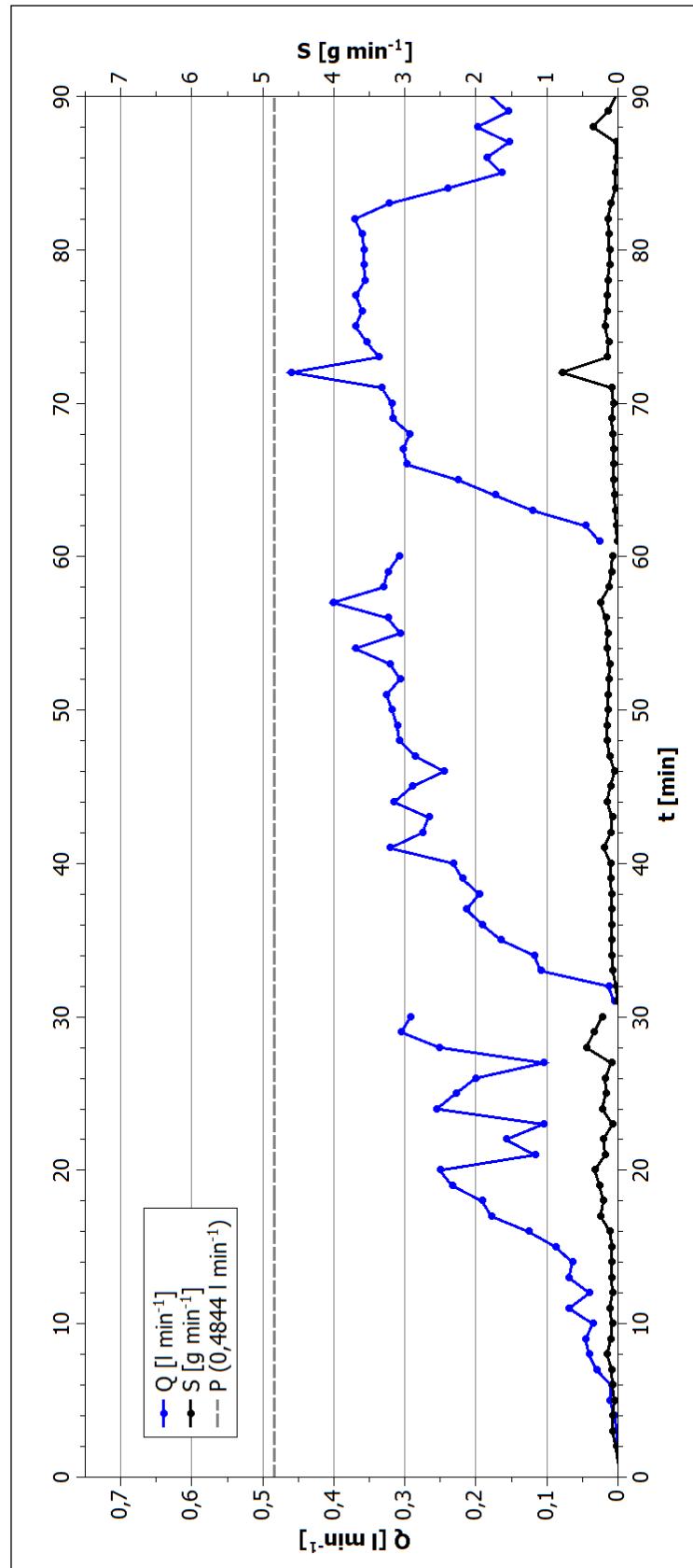


Abb. 6.102: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 18.

Die Graphen der Abflusskurven zeigen im Falle der Zwischenspuren von Wegekategorie 3 deutliche Unterschiede untereinander. Während Versuch 18 einen Abflussverlauf mit minütlichen Summen aufwies, die mit den Werten der Fahrspuren gleicher Kategorie vergleichbar waren, zeigte sich bei Versuch 17 eine bereits deutlich reduzierte Abflussmenge, im Falle von Versuch 16 war dies sogar noch extremer der Fall. Konkret konnte bei Versuch 16 erst im Verlauf des dritten Teillaufes eine signifikante Abflussmenge gesammelt werden, während den beiden vorangehenden Teilläufen wurden nur minütliche Abflussraten $< 0,01 \text{ l min}^{-1}$ nachgewiesen. Generell verblieben alle Versuche in Ihren minütlichen Abflussmengen deutlich unter dem KBA-Input. Dies deutet auf eine hohe Infiltrationsrate im Vergleich zu den übrigen betrachteten Versuchen hin.

Ebenfalls erkennbar war bei allen Versuchen eine starke Schwankung der minütlichen Abflusswerte, teils kam es im Verlauf der Versuche zu deutlichen Abnahmen des Oberflächenabflusses, erkennbar beispielsweise ab Minute 82 von Versuch 18. Diese waren jedoch nicht wie etwa bei Versuchslauf 5 durch kurzfristigen Rückstau bedingt, sondern lagen vielmehr in tatsächlich schwankenden Abflussraten begründet.

Die Sedimentmengen zeigen sich analog zu den Abflusswerten bei allen Versuchen deutlich verringert, selbst im Vergleich zu den ermittelten Werten der Fahrspuren auf Wegen der gleichen Kategorie. Einzig während Versuchslauf 18 konnte mit 11,6 g eine vergleichsweise hohe Sedimentmenge gesammelt werden, während den übrigen Versuchen betrug die Gesamtsumme des erodierten Materials nach 90 Minuten lediglich 2,5 g (Versuch 17), respektive 1,5 g (Versuch 16).

Trotz dieser geringen Gesamtsummen zeigt sich im Verlauf der Sedimentkonzentration abermals das Bild zuerst hoher und dann sukzessiv abnehmender Konzentrationen. Die maximalen Peaks finden sich jedoch nur noch bei Versuch 18 zu Beginn des ersten Teillaufes, aufgrund der verzögerten Abflussbildung während den anderen Versuchen konnte der maximale Ausschlag des Graphen erst zu Beginn von Teillauf 2 (Versuch 17) oder Teillauf 3 (Versuch 16) nachgewiesen werden. Anhand dieses Befundes zeigt sich jedoch wiederholt sehr anschaulich, dass – wenn auch zeitverzögert – die ersten Minuten signifikanter Abflusses gleichzeitig eine vergleichsweise hohe Sedimentfracht transportieren.

Auch bei den Versuchen auf Zwischenspuren der Wegekategorie 3 konnte nur so wenig Sediment mobilisiert werden, dass eine gesonderte Schlämm- und Siebanalyse entfallen musste, daher ist keine detaillierte Analyse der Korngrößen Zusammensetzung möglich gewesen.

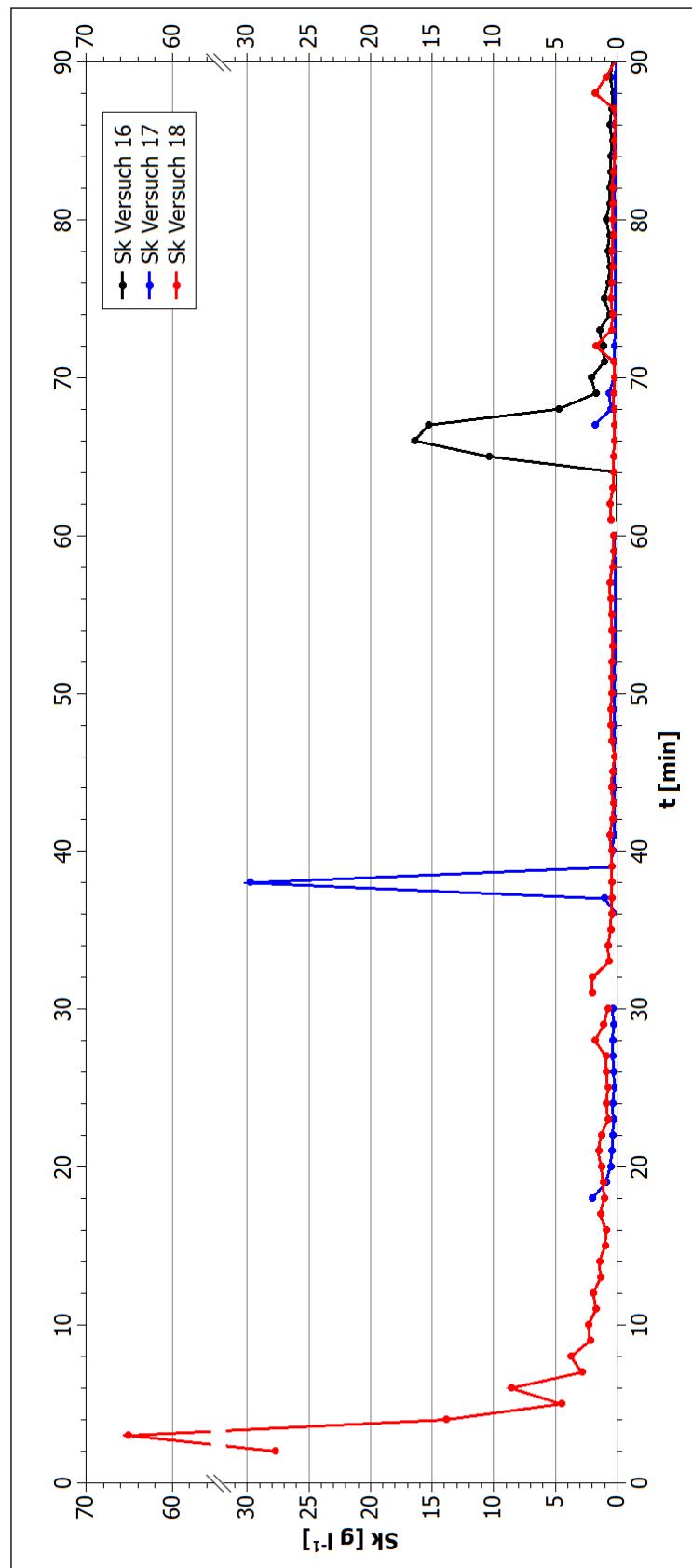


Abb. 6.103: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Berechnungsversuche 16 – 18.

6.4.4 | Waldböden

Zur Erzeugung von Vergleichswerten, wurden zusätzlich drei Berechnungen auf ungestörten Waldstandorten durchgeführt. Diese sind ausführlich im Zuge der Arbeit von KÜSTER (2014, n.v.) beschrieben und im Labor aufbereitet worden, sollen aber auch an dieser Stelle vergleichbar zu den Wegeberechnungen umrissen werden, um eine Einordnung der anthropogenen Störung des Abfluss- und Erosionsverhaltens durch den Wegebau und die Befahrung zu ermöglichen. Die wichtigsten Eckdaten der drei Versuchsläufe sind in der nachfolgenden Tabelle 6.48 aufgeführt.

Versuch	W1	W2	W3
$\Sigma Q [l]$	0,5176	1,1152	3,5034
$\bar{Q} [l \text{ min}^{-1}]$	0,0058	0,0124	0,0389
$Q_{\max} [l \text{ min}^{-1}]$	0,0183	0,0415	0,1413
RKE [%]	1,2	2,6	8,0
WDPT	4	6	5
$\Sigma S [g]$	1,2876	2,9600	4,8947
$\bar{S} [g \text{ min}^{-1}]$	0,0143	0,0329	0,0544
$S_{\max} [g \text{ min}^{-1}]$	0,1227	0,0789	0,2526
$\bar{S}_k [g l^{-1}]$	2,6816	3,7905	1,6080
$S_{k\max} [g l^{-1}]$	23,5943	21,3617	9,6520

Tab. 6.48: Abfluss- und Sedimentdaten der Berechnungsversuche auf Waldstandorten.

Beschreibung der Untersuchungsflächen

Tabelle 6.49 zeigt die grundlegenden Plotcharakteristika der Berechnungsversuche auf Waldstandorten.

Versuch	Neigung [°]	Bedeckung [%]	Ld [$g \text{ cm}^{-3}$]	Feuchte [%]	Bodenart	Skelett [%]
W1	5	100	---	---	SI2	18,9
W2	10	40	1,23	13,8	SI3	21,2
W3	8,5	2	1,03	10,9	SI2	20,1

Tab. 6.49: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Berechnungsversuche auf Waldstandorten.

Erkennbar ist die im Verlauf der Versuche immer weiter abnehmende Streuauflage. Wurde während W1 noch ein Standort am Hangfuß beregnet, der Aufgrund der Streuakkumulation über eine ausgeprägte organische Auflage verfügte, wurde für Versuchslauf 2 bewusst eine stärker geneigte und dafür weniger bedeckte Oberfläche gewählt. Bei Versuch W3 schließlich wurde manuell die organische Auflage entfernt und der frei liegende Oberboden beregnet. Dieses Versuchsprogramm sollte im Rahmen der Arbeit von KÜSTER (2014, n.v.) eine Vergleichsbasis zwischen verschiedenen bedeckten Waldstandorten und den Einfluss der Streuauflage ermöglichen. Die Lagerungsdichten variierten minimal und lagen in Wertebereichen, die mit denen von Rückegassen vergleichbar waren.

Die Abbildungen 6.104 und 6.105 zeigen die Untersuchungsflächen vor und nach den Simulationsläufen.



Abb. 6.104: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Waldböden vor Beginn der Beregnung. (A) Versuch W1, (B) Versuch W2, (C) Versuch W3.



Abb. 6.105: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Waldböden nach der Beregnung. (A) Versuch W1, (B) Versuch W2, (C) Versuch W3.

Witterung

Die Niederschlagssummen und Maximalintensitäten vor den Versuchsläufen auf Waldböden unterschieden sich deutlich. Im Vorfeld der ersten Berechnung (Versuch W1) war ein niederschlagsreicher Zeitraum zu beobachten. An 12 Niederschlagstagen fielen insgesamt 44,14 mm, wenngleich auch kein Niederschlagsereignis sehr hoher Intensität wie beispielsweise bei den Berechnungen im Sommer 2013 festzustellen war. Anders stellte sich die Phase vor den Versuchsläufen W2 und W3 dar, hier fielen im betrachteten Zeitraum 14 Tage vor dem Versuchslauf lediglich 7,26 mm Niederschlag, mit einem Maximum eine Woche vor der Berechnung. Trotz der unterschiedlichen Vorregenphasen schlügen sich diese nicht in der Vorfeuchte der berechneten Oberflächen nieder.

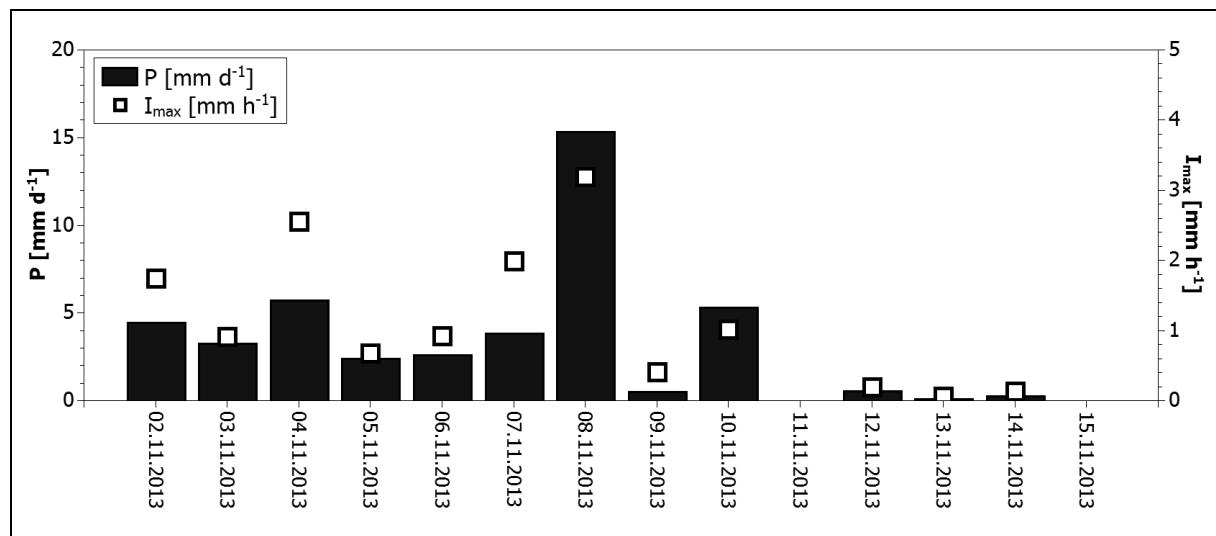


Abb. 6.106: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation W1.

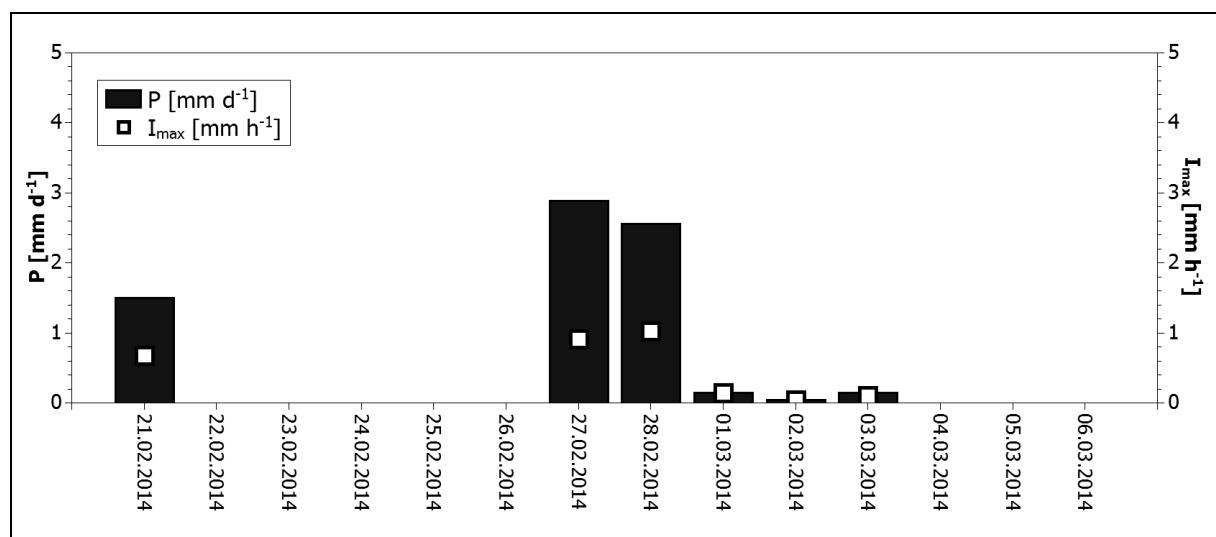


Abb. 6.107: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation W2 und W3.

Versuch	$\sum P$ [mm]	P_{\max} [mm d ⁻¹]	I_{\max} [mm h ⁻¹]	Niederschlagstage
W1	44,14	15,3	3,19	12
W2	7,26	2,88	1,03	6
W3	7,26	2,88	1,03	6

Tab. 6.49: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen W1, W2 und W3.

Abfluss- und Sedimentmengen

Die nachfolgenden Abbildungen 6.108 bis 6.110 zeigen die Abfluss- und Sedimentkurven der Versuchsläufe auf Waldböden.

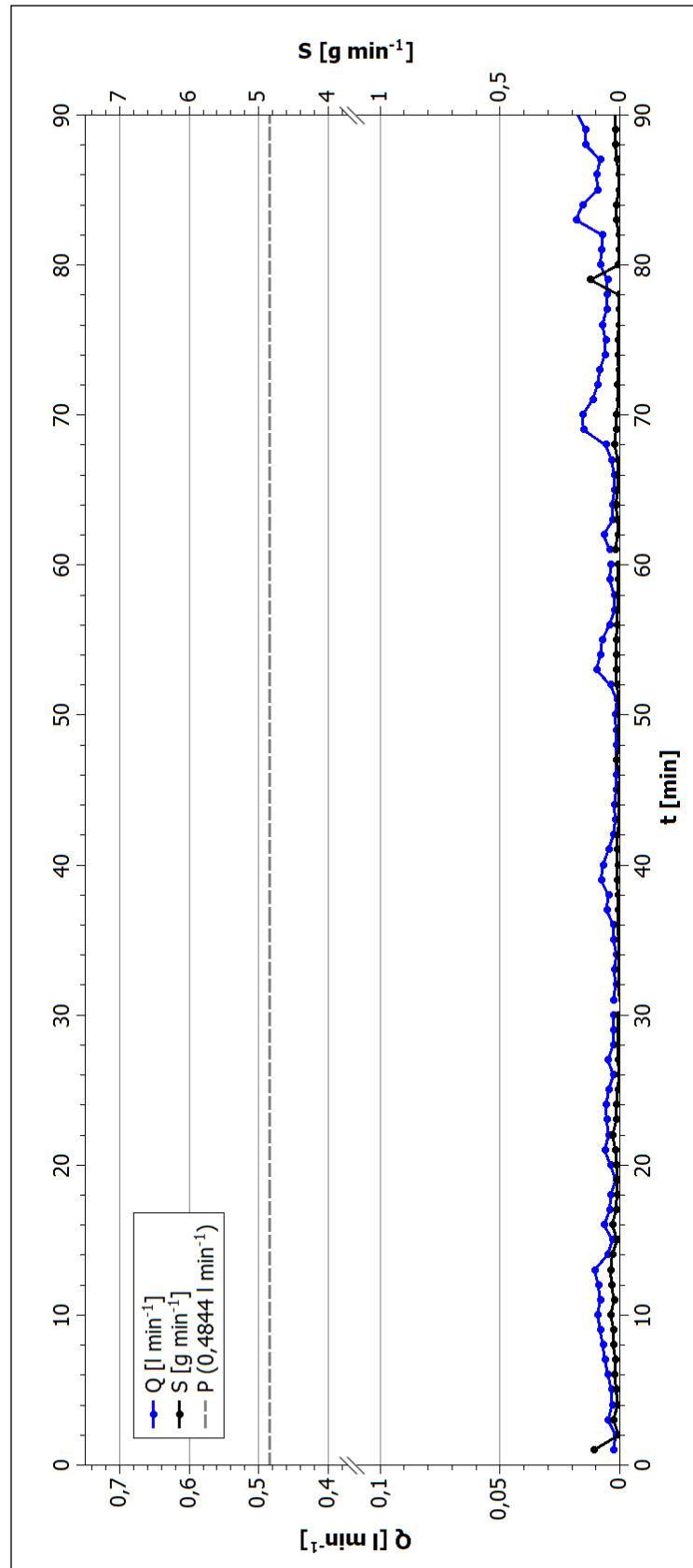


Abb. 6.108: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W1.

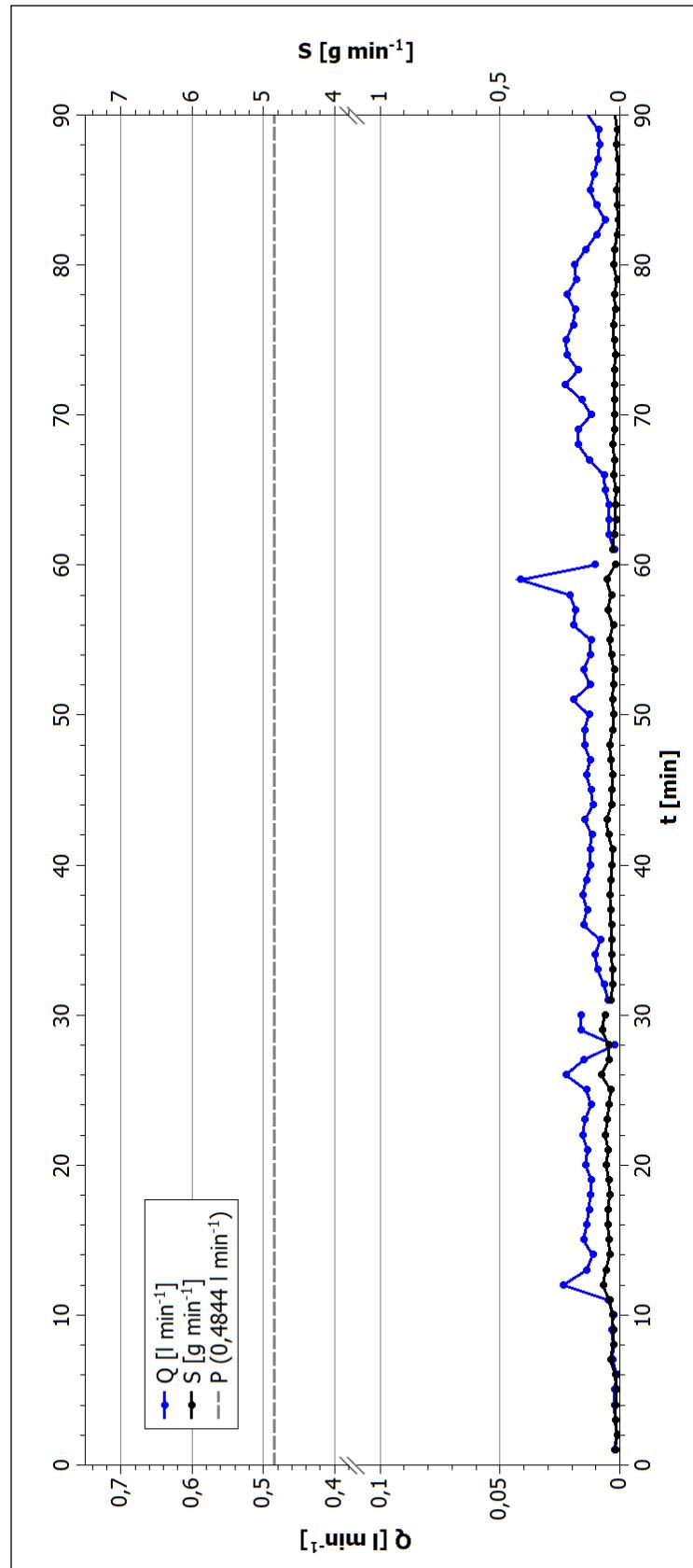


Abb. 6.109: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W2.

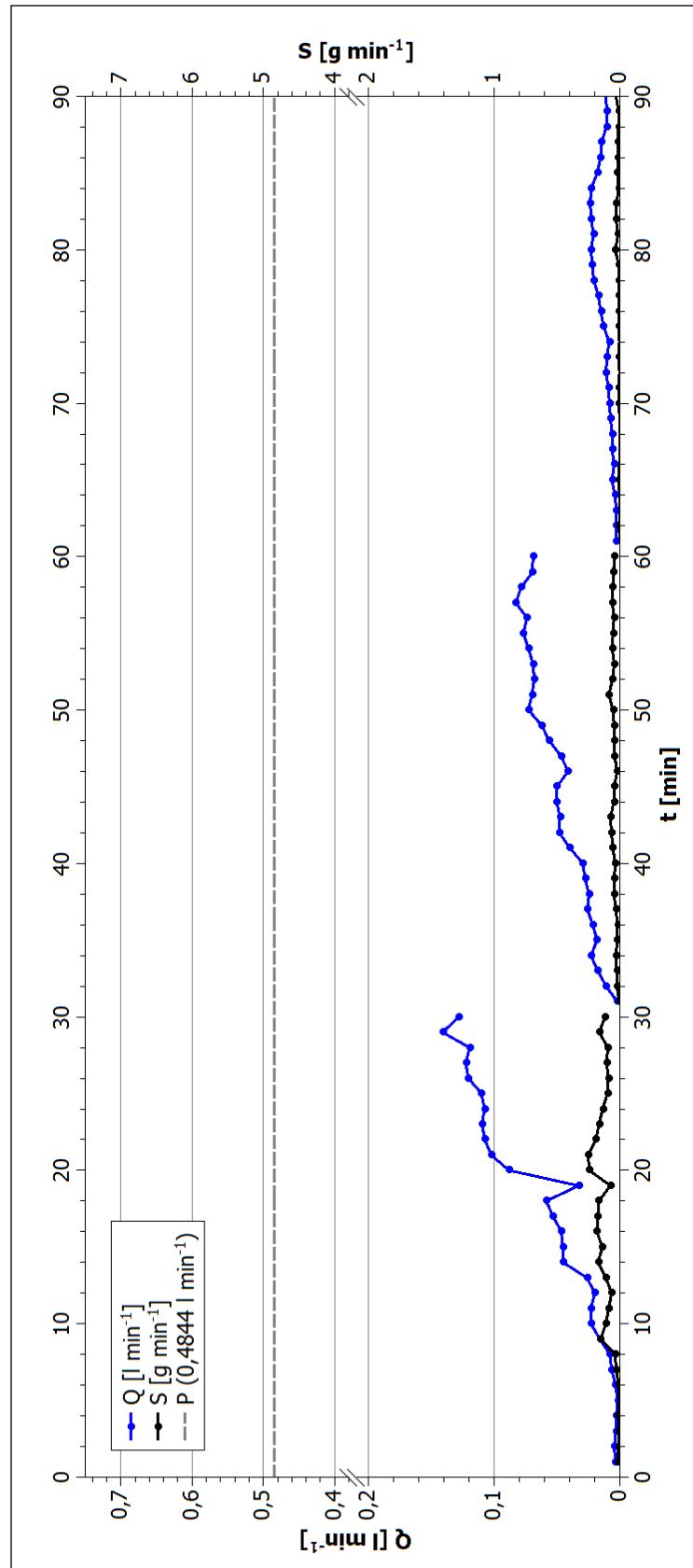


Abb. 6.110: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W3.

Bei der Beschreibung der Abflusskurven ist zu beachten, dass aufgrund der nur sehr geringen minütlichen Abflusswerte ein Achsenbruch in die Darstellungen eingetragen wurde, um Veränderungen des Abflussgeschehens sichtbar zu machen. Der Einfluss der geringer werdenden Streuaufgabe auf die Bildung von Oberflächenabfluss zeigt sich im Verlauf der Graphen von Versuch W1 nach Versuch W3. Während bei Versuch W1 nur eine Gesamtabflussmenge von 0,5176 l gesammelt werden konnte ($RKE = 1,2\%$), stieg die Abflusssumme bei Versuch W2 auf 1,1152 l ($RKE = 2,6\%$) und bei Versuch W3 auf 3,5034 l ($RKE = 8\%$). Dennoch verblieben die ermittelten Abflussmengen deutlich unter den Werten, die beispielsweise auf Rückgassen gemessen werden konnten. Auffällig ist zudem, dass die Kurven im Vergleich zu den Wegeberechnungen größere Schwankungen aufwiesen, ein stabiles Erreichen eines plotspezifischen Abflussniveaus konnte über die 90 minütige Berechnungsduer nicht beobachtet werden. Gerade Versuchslauf W3 zeigte zudem die auffällige Tendenz, dass über jeden Teillauf weniger Abfluss gemessen werden konnte. Aufgrund der vergleichsweise hohen WDPT-Klasse der Versuchsfläche (vgl. Tab. 6.48) ist dieser Effekt bei entfernter Streuaufgabe jedoch über die anfängliche Hydrophobizität der Oberfläche zu erklären. Initial infiltrierte das Wasser aufgrund der hydrophoben Schicht um die Bodenpartikel nur schlecht, weswegen anfänglich mehr Abfluss gesammelt werden konnte. Durch die fortlaufende Entfernung der hydrophoben Partikelummantelung stieg die Infiltrationskapazität des Oberbodens sukzessiv an, mit einhergehender Abflussminderung.

Die mobilisierten Sedimentmengen waren im Vergleich zu den Berechnungsversuchen auf Wegen ebenfalls sehr gering. Sie ordneten sich im Bereich der Rückgassenfahrspuren ein, was aufgrund der vergleichbaren Bodeneigenschaften in diesen Bereichen durchaus plausibel erscheint. Die maximale Sedimentmenge konnte während Versuch W3 gesammelt werden (4,8947 g), während W1 konnte mit lediglich 1,2876 g nach 90 Minuten nur eine sehr geringe Sedimentmenge mobilisiert werden.

Da die Abflussmengen jedoch geringer als auf den Rückgassen waren, konnte eine höhere relative Sedimentkonzentration im Vergleich zu diesen Versuchen nachgewiesen werden (vgl. Abb. 6.111). Die mittleren Sedimentkonzentrationen bewegten sich im Bereich zwischen 1,6080 g l⁻¹ und 3,7905 g l⁻¹, während auf Rückgassenfahrspuren Sedimentkonzentrationen zwischen 0,7176 g l⁻¹ und 2,0542 g l⁻¹ ermittelt werden konnten. Auch zeigte sich die bisher stets nachweisbare Tendenz der sich langsam verringerten Sedimentkonzentrationen im Falle der Waldbodenberechnungen nicht mehr so deutlich wie bei Wegoberflächen. Erkennbar ist zudem, dass es selbst innerhalb der Teilläufe teils extreme Schwankungen der Sedimentkonzentration gab, die nicht mehr mit dem Anströmen des Oberflächenabflusses in Passung zu bringen sind.

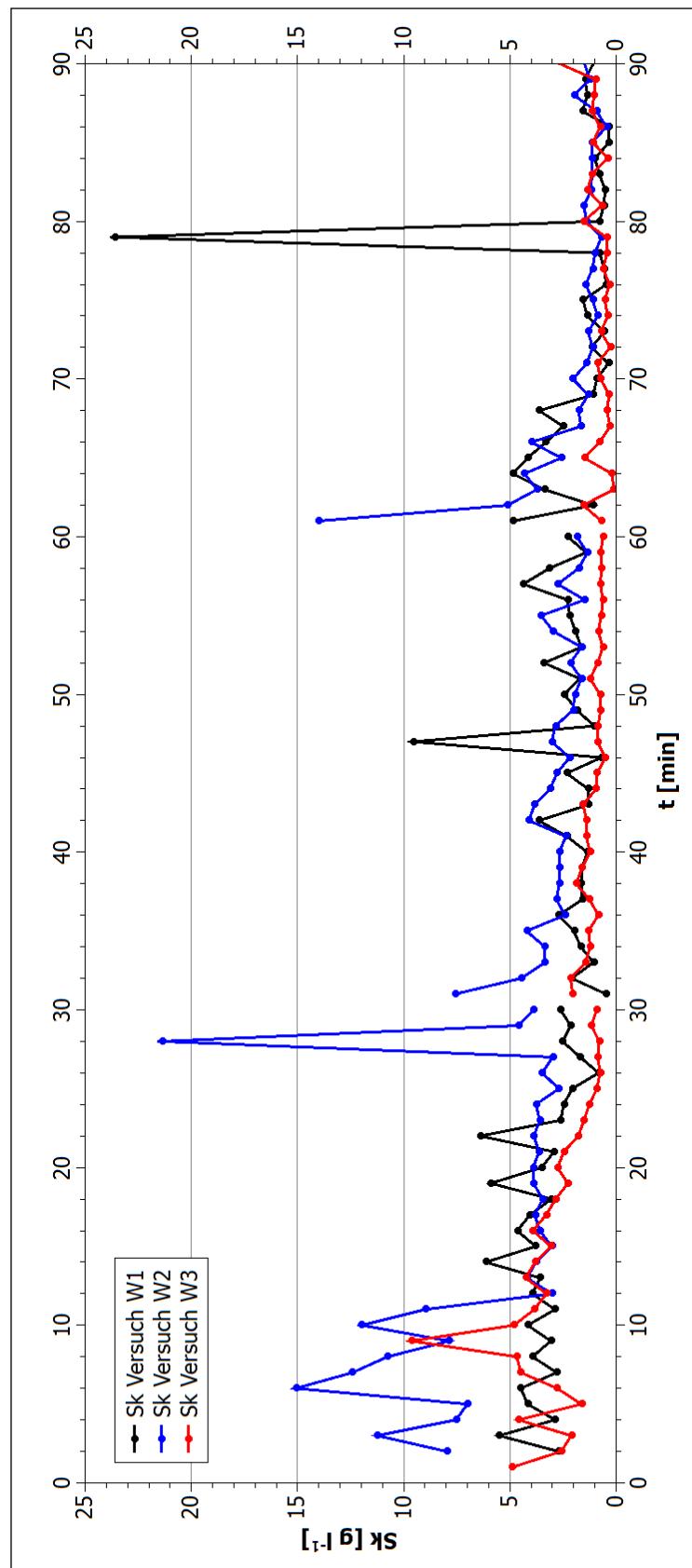


Abb. 6.111: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche W1 – W3.

6.5 | Modellierung von Erosionspotentialen

6.5.1 | ABAG / DIN19708

Entsprechend der Modellarchitektur werden nachfolgend die einzelnen für die Modellierung verwendeten Faktoren raster beschrieben. Die Berechnung der Raster erfolgte jeweils nach den in Kapitel 5.5 beschriebenen Rechen- und Digitalisierungsschritten.

Abbildung 6.112 zeigt das aus den Daten des LGB RLP gewonnene R-Faktoren-Raster für das Untersuchungsgebiet. Zu erkennen ist die im Vergleich zu den anderen Rasterdatensätzen vergleichsweise grobe Auflösung von 1 km². Die Werte der R-Faktoren lagen im Untersuchungsgebiet in einem eng begrenzten Bereich zwischen 50,024 und 52,891. Besonders in der nordöstlichen Ecke des Gebietes stießen vier Rasterzellen aneinander, was zu einer kleinräumig heterogenen Verteilung führte, wohingegen der Kernbereich des Untersuchungsgebietes eine eher homogene Verteilung aufwies, hier unterschieden sich die R-Faktoren vornehmlich im Nachkommabereich.

Die relativen Flächenanteile des untersuchungsgebietweiten Datensatzes der R-Faktoren werden anhand von Abb. 6.113 deutlich. Ein Großteil des Gebietes verfügte erkennbar über einen gerundeten R-Faktor von 53, lediglich im Südosten des Untersuchungsgebietes entfielen knapp 10 % der Gesamtfläche auf einen gerundeten R-Faktor von 51 (vgl. Abb. 6.112).

Im Vergleich zu diesem Datensatz hätte ein gebietsweiter R-Faktor auch mit den Regressionsgleichungen für Deutschland (45) und Rheinland-Pfalz (46) auf Basis des mittleren Jahresniederschlags der Station Wassenach berechnet werden können. Dieser hätte bei 56,96 für Gleichung (45) und 52,61 für Gleichung (46) gelegen. Das gewichtete Mittel des verwendeten R-Faktors auf Basis der in Abbildung 6.113 aufgezeigten, relativen Flächenanteile lag bei 54,87 und somit leicht erhöht im Vergleich zum berechneten, generalisierten R-Faktor auf Basis des Jahresniederschlags der Station Wassenach.

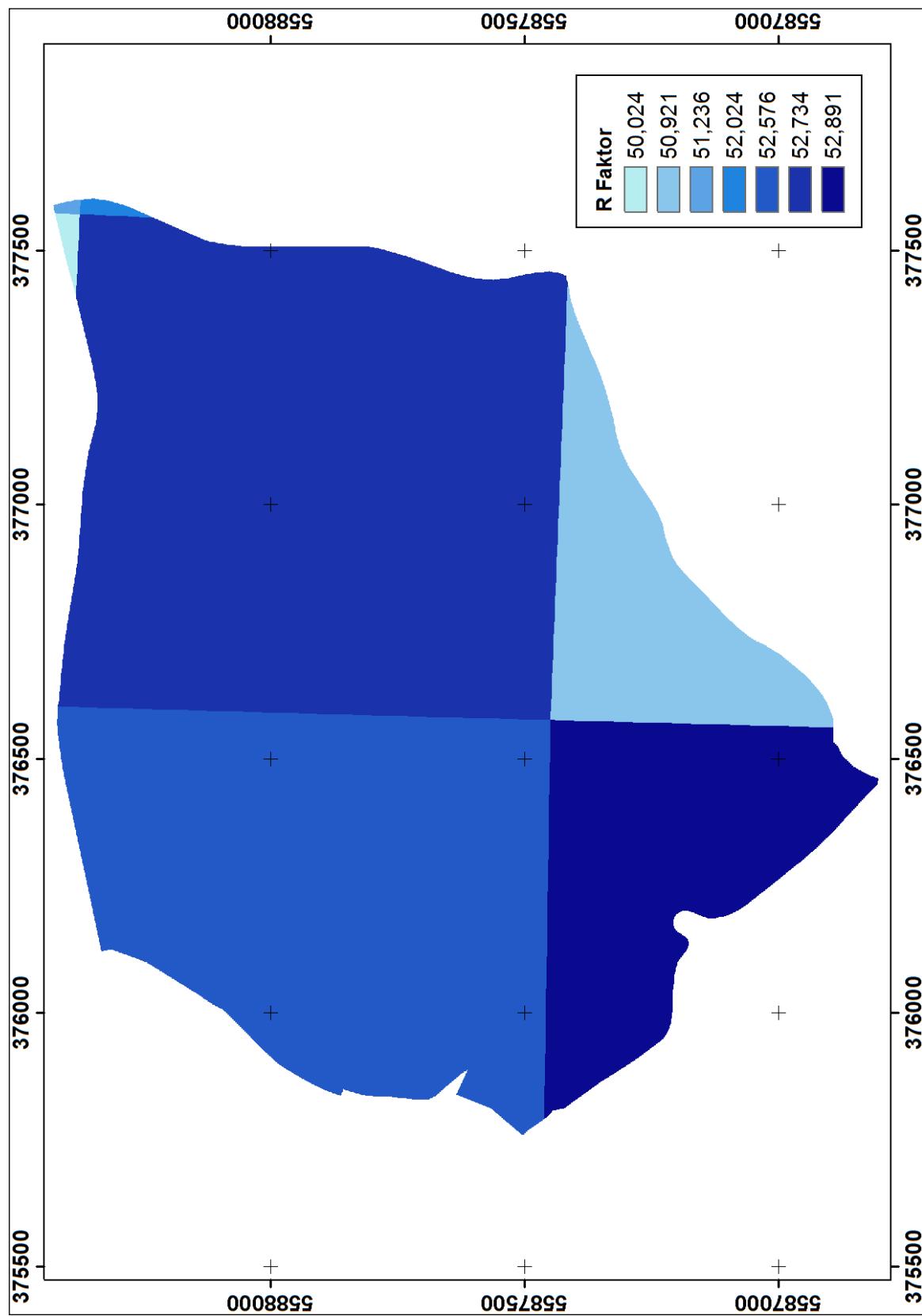


Abb. 6.112: R-Faktor Rasterdatensatz auf Basis der Daten des LGB RLP. UTM-referenziert.

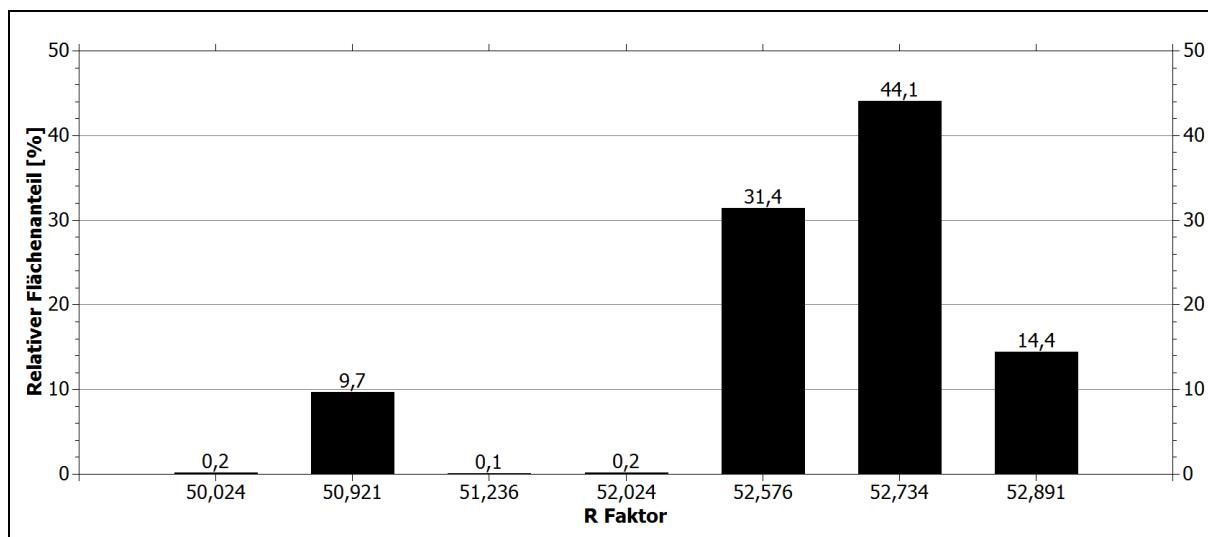


Abb. 6.113: Relative Flächenanteile der R-Faktoren im Untersuchungsgebiet.

Abbildung 6.114 zeigt die Daten des K-Faktoren-Rasters, das für die Berechnung der Erosionsgefährdung zugrunde gelegt wurde. Die flächenhaften Daten des LGB RLP weisen eine Rasterauflösung von 20 x 20 m auf, ergänzt wurden diese durch das auf den Daten von LOHAUS (2013, n.v.) basierende K-Faktoren-Raster der persistenten Wege. Dieses wies aufgrund der hohen Grobbodengehalte den niedrigsten K-Faktor (0,1) im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Daher ist das Wegenetz der persistenten Wege auch deutlich innerhalb der Übersichtskarte zu erkennen. Zusätzlich wurde anhand der Schlämmanalysen der Wegmischproben rückversichernd überprüft, ob die umfangreiche Stichprobennahme durch LOHAUS (2013) realistische K-Faktoren ergab. Die Berechnung des K-Faktors anhand der geschlämmten Mischproben und des Glühverlustes zur Ermittlung des Gehaltes organischer Substanz ergab für Wege der Kategorie 1 einen K-Faktor von 0,08 (Bodenart: Su2, Anteil organische Materie: 4,54 %, Skelettgehalt: 50,41 %) und für Wege der Kategorie 2 einen K-Faktor von 0,07 (Bodenart: Sl3, Anteil organische Materie: 5,84 %, Skelettgehalt: 47,54 %). Da diese K-Faktoren gerundet im Bereich des von LOHAUS ermittelten Gesamtdurchschnitts lagen und er gleichzeitig einen bedeutend größeren Probenumfang und eine ebenso größere räumliche Abdeckung des Wegenetzes beprobte, wurde die Festlegung des K-Faktors auf 0,1 für persistente Wege bestätigt. Rückegassen sind mit dem vom LGB RLP vorgegebenen K-Faktoren Datensatz in die Berechnung eingeflossen.

Besonders hohe K-Faktoren zeigen sich im Norden des Untersuchungsgebietes, diese betreffen vor allem die landwirtschaftlich genutzten Flächen an den Hängen des Veitskopfes. Im Maximum liegen diese Werte um den Faktor 4,8 höher als die geringsten Werte der persistenten Wege. Abbildung 6.115 zeigt die entsprechenden relativen Flächenanteile des Datensatzes über das Gesamtgebiet. Der gewichtete Mittelwert anhand der relativen Flächenanteile beläuft sich im Falle des K-Faktors auf 0,18, bedingt vor allem durch den großen Anteil der Waldböden im Gebiet, die mit einem Faktor von 0,143 angegeben wurden, diese machen allein 45,3 % der Untersuchungsfläche aus.

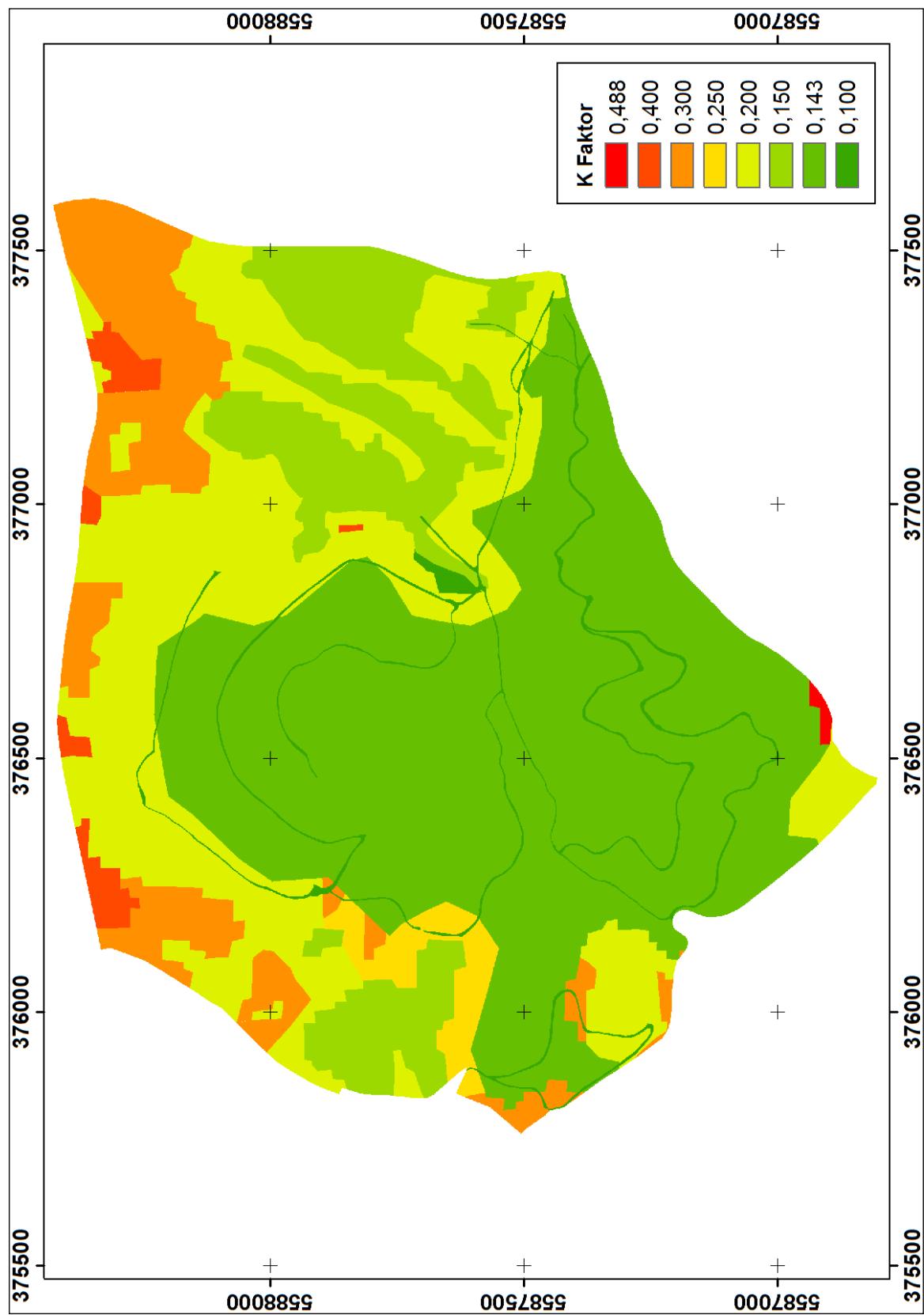


Abb. 6.114: K-Faktor Rasterdatensatz auf Basis der Daten des LGB RLP und LOHAUS (2013, n.v.). UTM-referenziert.

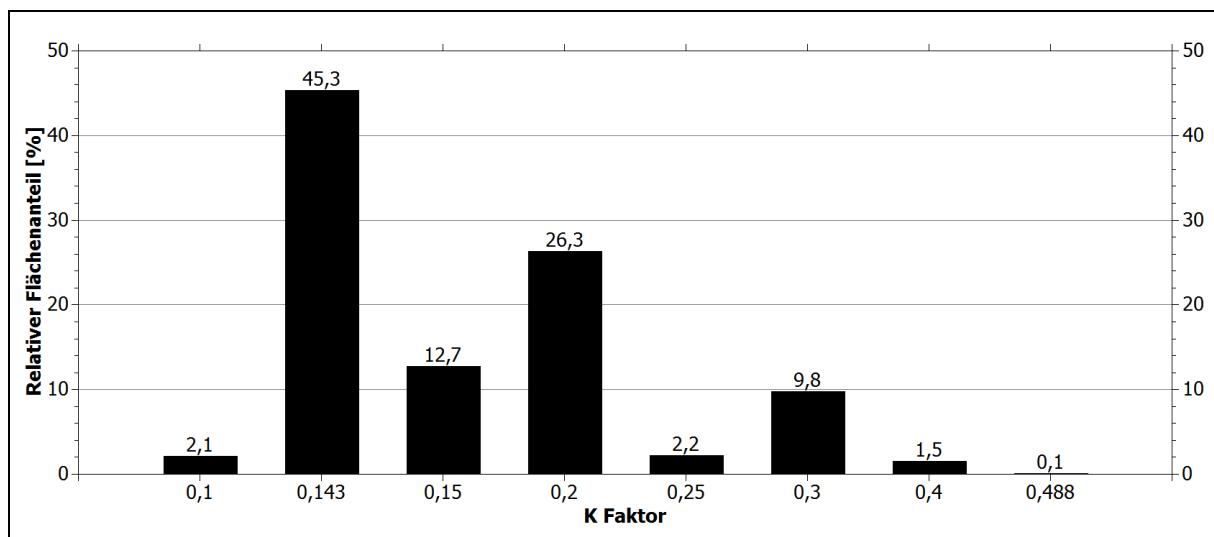


Abb. 6.115: Relative Flächenanteile der K-Faktoren im Untersuchungsgebiet.

Der LS-Faktor des Gebietes wurde, der Beschreibung in Kapitel 5.5 folgend, auf insgesamt drei verschiedenen Rechenwegen ermittelt und im Nachgang zu einem kompletten Datensatz verschnitten. Den beschriebenen Einteilungen folgend zeigt Abbildung 6.116 die verschiedenen Flächenanteile, in denen nach unterschiedlicher Berechnungsgrundlage verfahren wurde. LS1 zeigt die Bereiche präferentiell flächenhaften Abtrags an, gewählt für Waldflächen und Grünland. LS3 wurde bei Flächen mit vermutet stärkerer Tendenz zu linearem Abfluss gewählt, diese umfassten Wege der Kategorien 1 und 2 sowie Ackerflächen. LS2 stellte bei Rückgassen eine Übergangsstellung zwischen linearem und flächenhaftem Abfluss dar.

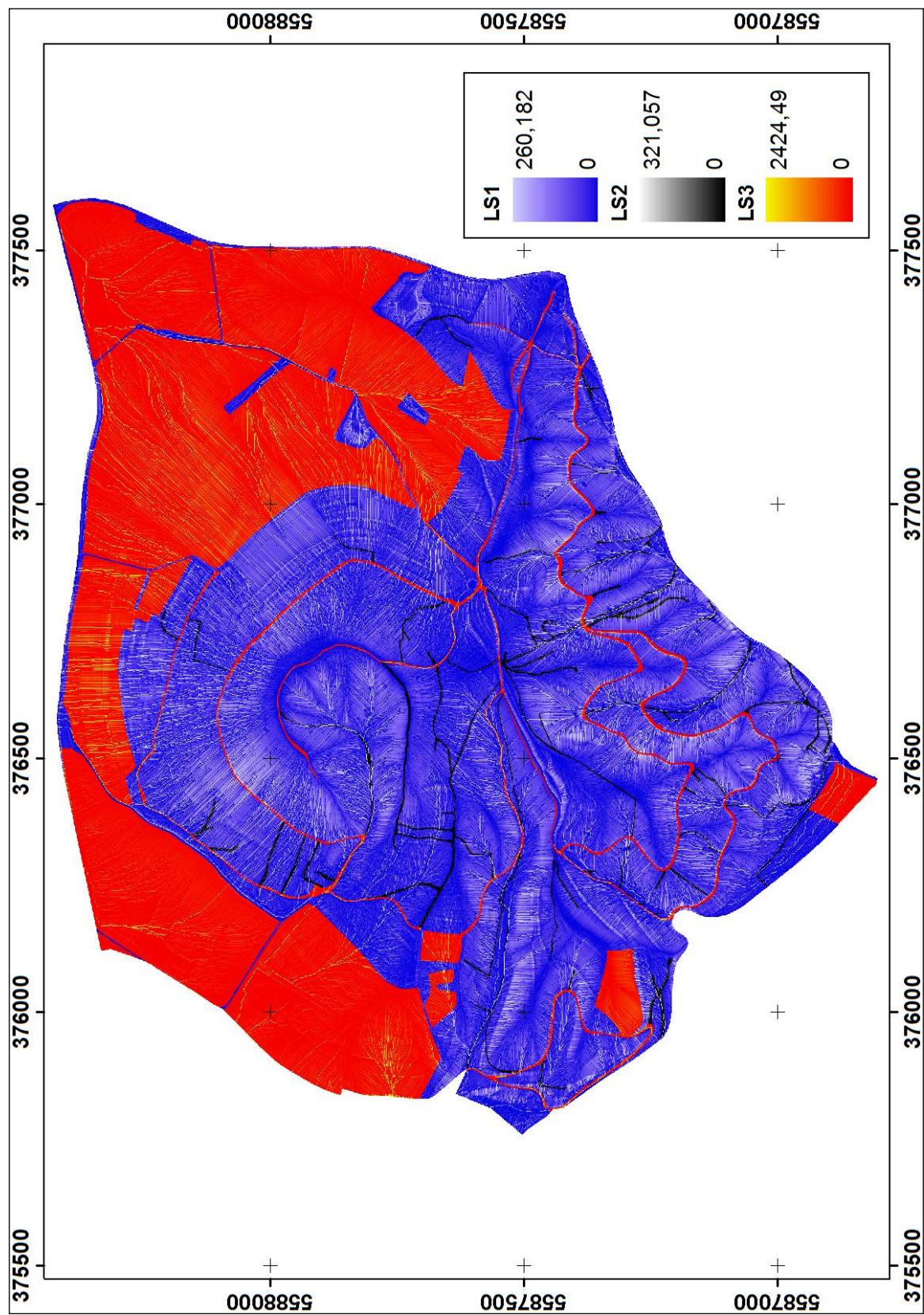


Abb. 6.116: Differenzierter LS-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.

Abbildung 6.117 zeigt die verschnittenen LS-Faktoren des Untersuchungsgebietes, eingefärbt über den gesamten Datenbereich. Aufgrund des in Kapitel 5.5.1.3 beschriebenen Berechnungswegs auf Basis der Zelleinzugsgebietgröße kann der Einfluss der Reliefposition deutlich herausgestellt werden. Rasterzellen, die sich in tieferer Geländeposition befanden, wiesen deutlich höhere Werte des LS-Faktors auf, als weiter oben liegende. Ebenso zeigt sich auch an der Übersichtskarte deutlich, wo präferentielle Zugbahnen möglichen Oberflächenabflusses zu sehen sind, diese treten im Falle der graphischen Darstellung von Abb. 6.117 als rot eingefärbte Zellbereiche hervor.

Die Werte schwankten im direkten Vergleich der flächenhaften und linienhaften LS-Faktoren zwischen maximal 260 und 2424, wobei die deutlich erhöhten Faktoren auf die Raster der linienhaften Abflussbildung entfielen. Innerhalb des Modellkontextes ist dieses Ergebnis plausibel, da durch die lineare Konzentration des Oberflächenabflusses eine erhöhte Erosionsgefährdung mit zwingend höheren Eingangs faktoren gegeben sein musste. Die Beurteilung der Werteverteilung erfolgt innerhalb der Dateninterpretation in Kapitel 7.

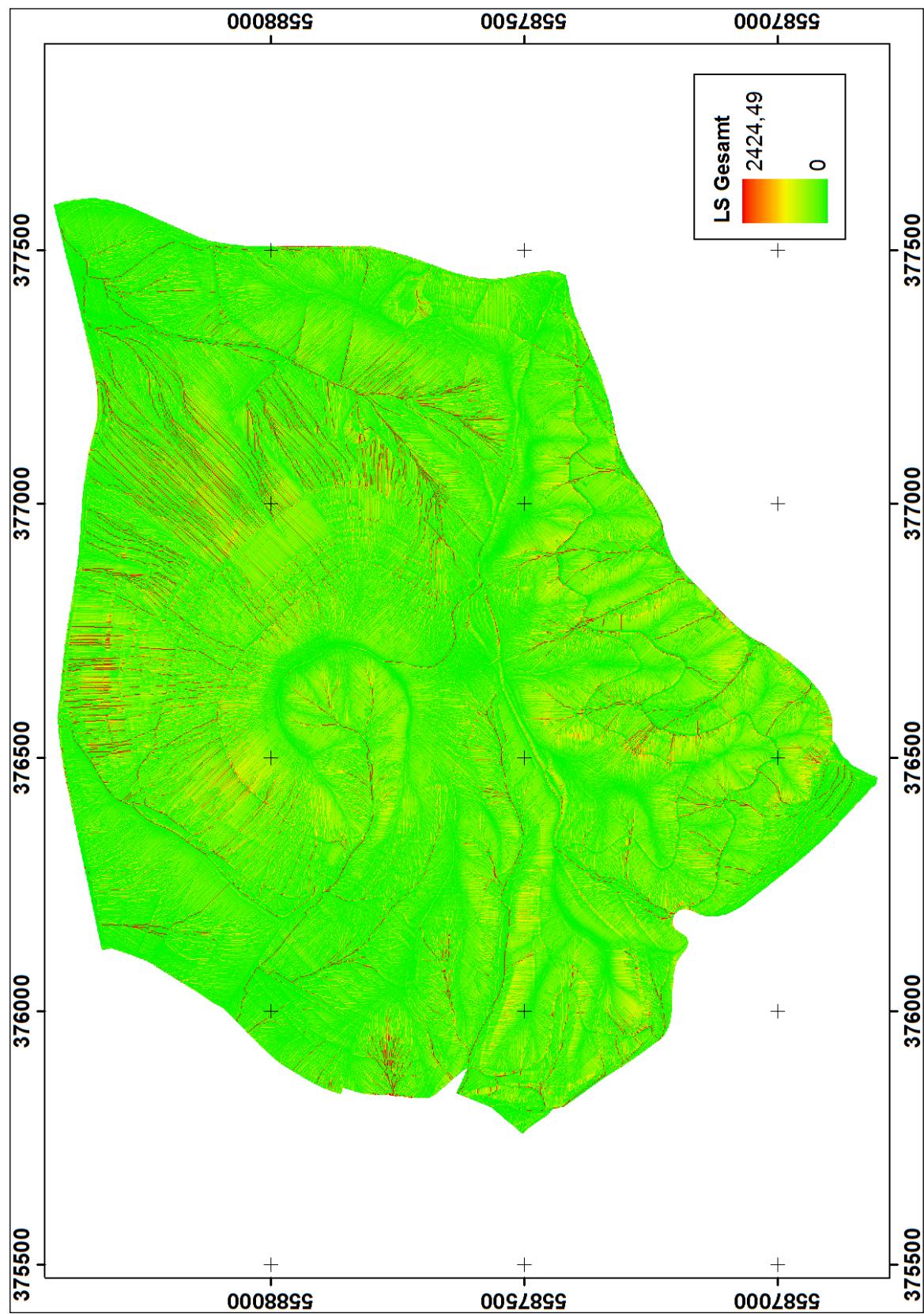


Abb. 6.117: LS-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.

Insbesondere der Kraterbereich des Veitskopfs eignet sich – versehen mit einer Geländeschummerung – in einer detaillierten Ansicht, um den steigenden LS-Faktor mit zunehmender Einzugsgebietgröße zu verdeutlichen und gleichzeitig den Einfluss der linearen Wegstrukturen auszuweisen (vgl. Abb 6.118). Zur besseren Visualisierung wurde das LS-Raster abweichend von Abb. 6.117 eingefärbt, helle Farben stehen in diesem Fall für hohe LS-Faktoren. Erkennbar ist im Bereich des Kraters (A), dass ein Anstieg der LS-Faktoren sowohl in den Tiefenlinien, als auch mit abnehmender Höhe im Gelände zu beobachten ist. Gleichzeitig ist der Kraterrand aufgrund der hauptsächlich niedrigen LS-Faktoren in seiner Eigenschaft als Wasserscheide gut erkennbar. Der Einfluss der Wege lässt sich anhand der gesondert hervorgehobenen Bereiche (B) und (C) veranschaulichen. Wege, die der Geländeneigung folgen, kanalisieren den Oberflächenabfluss und weisen hierdurch erhöhte LS-Faktoren auf. Aufgrund des hoch aufgelösten Rasters lässt sich beispielsweise der bereits in Kapitel 6.2 angesprochene Weg der Kategorie 2 deutlich als präferentielle Fließbahn im Relief erkennen (B). Liegen die Weganlagen jedoch senkrecht zur Hauptgefällerichtung, kommt es kleinräumig zu einer Unterbrechung der Fließwege, da der Oberflächenabfluss mit Auftreffen auf die quer verlaufenden Wegstrukturen abgelenkt wird. Deutlich ist dies im Umkreis von Position (C) zu erkennen, hier erfolgt ein leichter Versatz der hohen LS-Faktoren entlang des Wegeverlaufs. Auch werden die LS-Faktoren – wenn auch nur marginal – verringert.

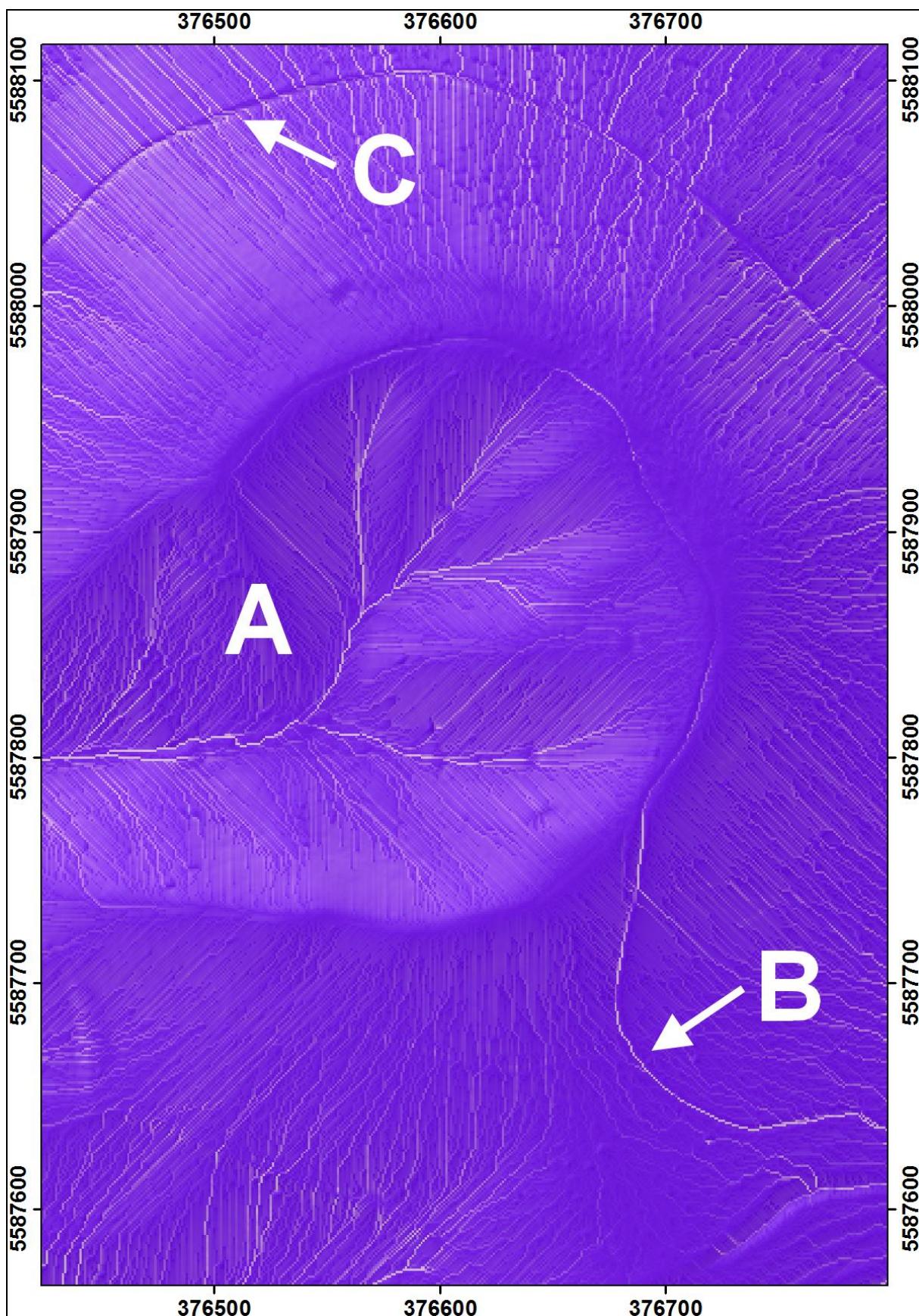


Abb. 6.118: Detaillierte Ansicht der LS-Faktoren im Bereich des Veitskopfkegels. UTM-referenziert.

Anhand der in Abbildung 6.119 ersichtlichen C-Faktoren des Untersuchungsgebietes lässt sich der Einfluss der Landnutzung auf das letztendliche Modellierungsergebnis herausstellen. Die maximalen C-Faktoren finden sich in den Bereichen der landwirtschaftlichen Nutzflächen. Aufgrund der stetig wechselnden Feldfrüchte auf den Ackerschlägen wurde für die Modellierung der generalisierte Wert für Ackerflächen mit Pflugbearbeitung aus der Datentabelle der TLL (2007) von 0,3 verwendet (vgl. Tab. 5.11). Danach folgen die Wege der Kategorie 2 ($C = 0,269$) und 1 ($C = 0,141$), Grünlandflächen ($C = 0,039$) und Wege der Kategorie 3 ($C = 0,014$). Den größten Anteil der Flächen im Gebiet stellen die Wald- und Forstgebiete mit einem C-Faktor von 0,004, versiegelte Flächen und aufgelassene Steinbrüche wurden mit einem C-Faktor von 0 gleichgesetzt. Die relativen Flächenanteile sind anhand von Abbildung 6.120 erkennbar und folgen der in Kapitel 4 beschriebenen Landnutzungstypisierung des Gebietes.

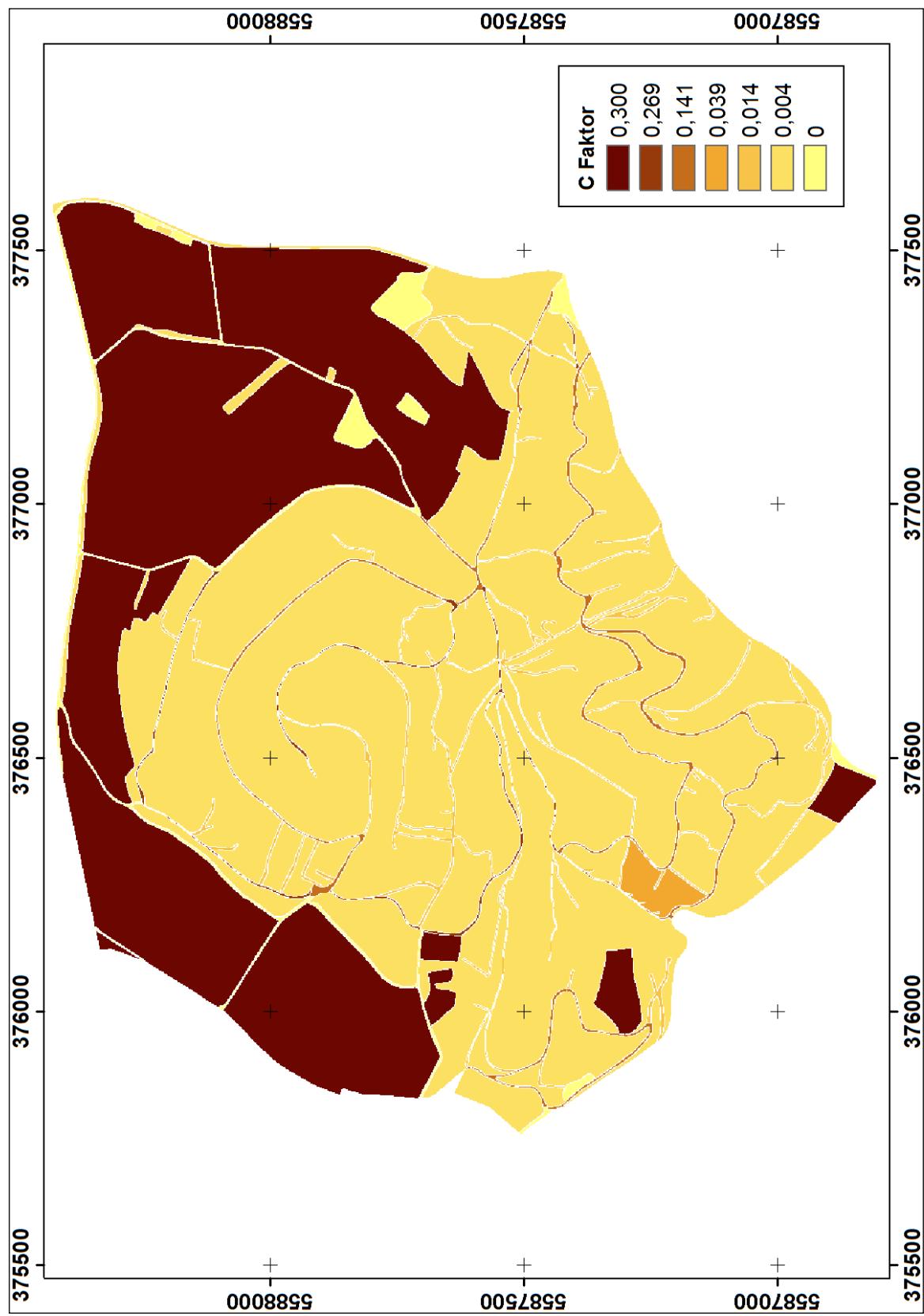


Abb. 6.119: C-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.

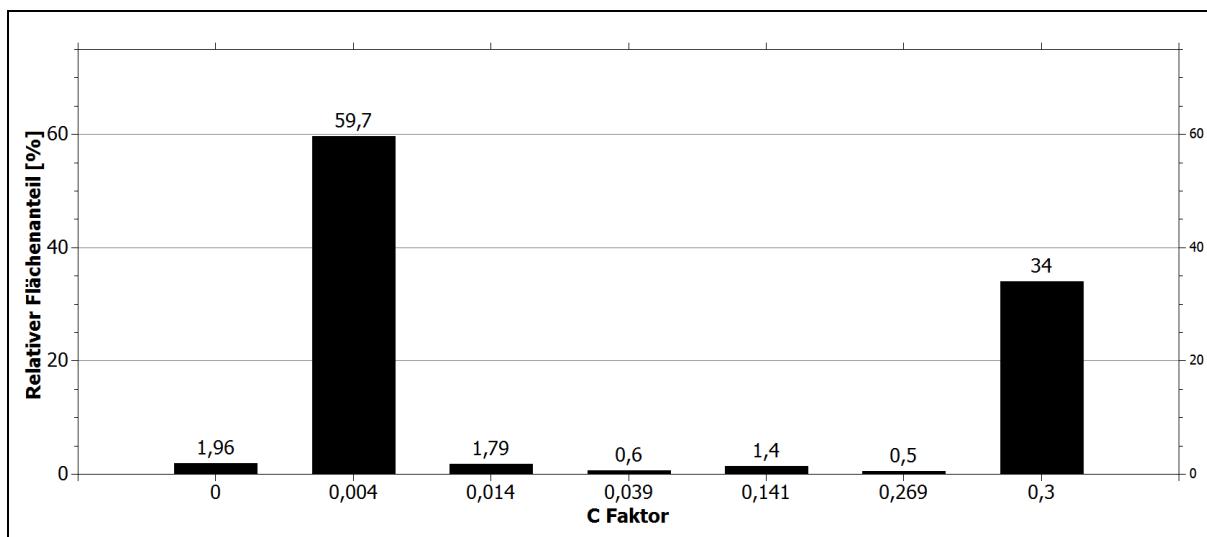


Abb. 6.120: Relative Flächenanteile der C-Faktoren im Untersuchungsgebiet.

Die letztendliche Modellierung des Bodenerosionspotentials durch Wasser, Ergebnis der Verrechnung aller Eingangsfaktoren, ist in Abbildung 6.121 dargestellt. Die Einteilung der Erosionsgefährdung erfolgte nach DIN 19708 in einem sechsstufigen System von E0 bis E5.

Besonders hohe Erosionsgefährdungen fanden sich auf den Flächen, die eine Kombination aus hohen LS-Faktor-Werten und gleichzeitig erosionsgefährdender Nutzung aufwiesen. So betraf dies vor allem die ackerbaulichen Nutzflächen im Norden des Untersuchungsgebietes. In diesem Fall kamen eine hohe Hangneigung, ein potentiell großes Einzugsgebiet für Oberflächenabfluss und der höchste C-Faktor im Untersuchungsgebiet zusammen. Auch lagen hier die Bereiche mit den höchsten K-Faktoren. Klar lassen sich innerhalb dieser Gebiete jedoch die mit C-Faktor = 0 versehenen Flächen der alten Steinbrüche als grüne (entspricht E0) Bereiche erkennen.

Bei den Wald- und Forstgebieten zeigte sich der dominante Einfluss der Geländestruktur. Im direkten Vergleich der Erosionskarte mit der Karte der LS-Faktoren wird ersichtlich, dass vor allem in den Bereichen, in denen sich potentiell Oberflächenabfluss sammeln kann und somit ein höherer LS-Faktor gegeben ist, die Erosionsgefährdungsklassen E1 und E2, teilweise sogar E3 erreicht werden. Diese potentiellen Abtragsraten von bis zu $3 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ sind zwar im Vergleich zu den Abtragswerten unter landwirtschaftlicher Nutzung niedrig, für Waldstandorte aufgrund ihres eigentlich erwartbar geringen Erosionspotentials jedoch als erhöht zu bezeichnen.

Innerhalb der Wald- und Forstflächen lassen sich die Wege sehr deutlich erkennen, da sie im Vergleich mit den umliegenden Flächen eine deutlich erhöhte Erosionsgefährdung – im Maximum bis zu E5 – aufwiesen. Bei der Aufstellung der mittleren Erosionspotentiale (Tab. 6.50) zeigt sich, dass Wege je nach Kategorie eine weite Spanne der jährlichen Werte besaßen. Diese reichte von lediglich $0,891 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Kategorie 3) über $5,872 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Kategorie 1) bis zu $16,263 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Kategorie 2). Aufgrund der Verteilung des Datensatzes mit berechnungsbedingten, sehr hohen Ausreißerwerten ist es zusätzlich sinnvoll, die medianen Erosionspotentiale zu betrachten, wie es ebenfalls in Tabelle 6.50 geschehen ist. Hier relativieren sich die teils sehr hohen Potentiale in allen Landnutzungskategorien deutlich, insbesondere bei den Wegflächen ist dies der Fall. Eine dezidierte Interpretation der Datensatzverteilung und der Bedeutung der einzelnen Teilstufen erfolgt abschließend in Kapitel 7.

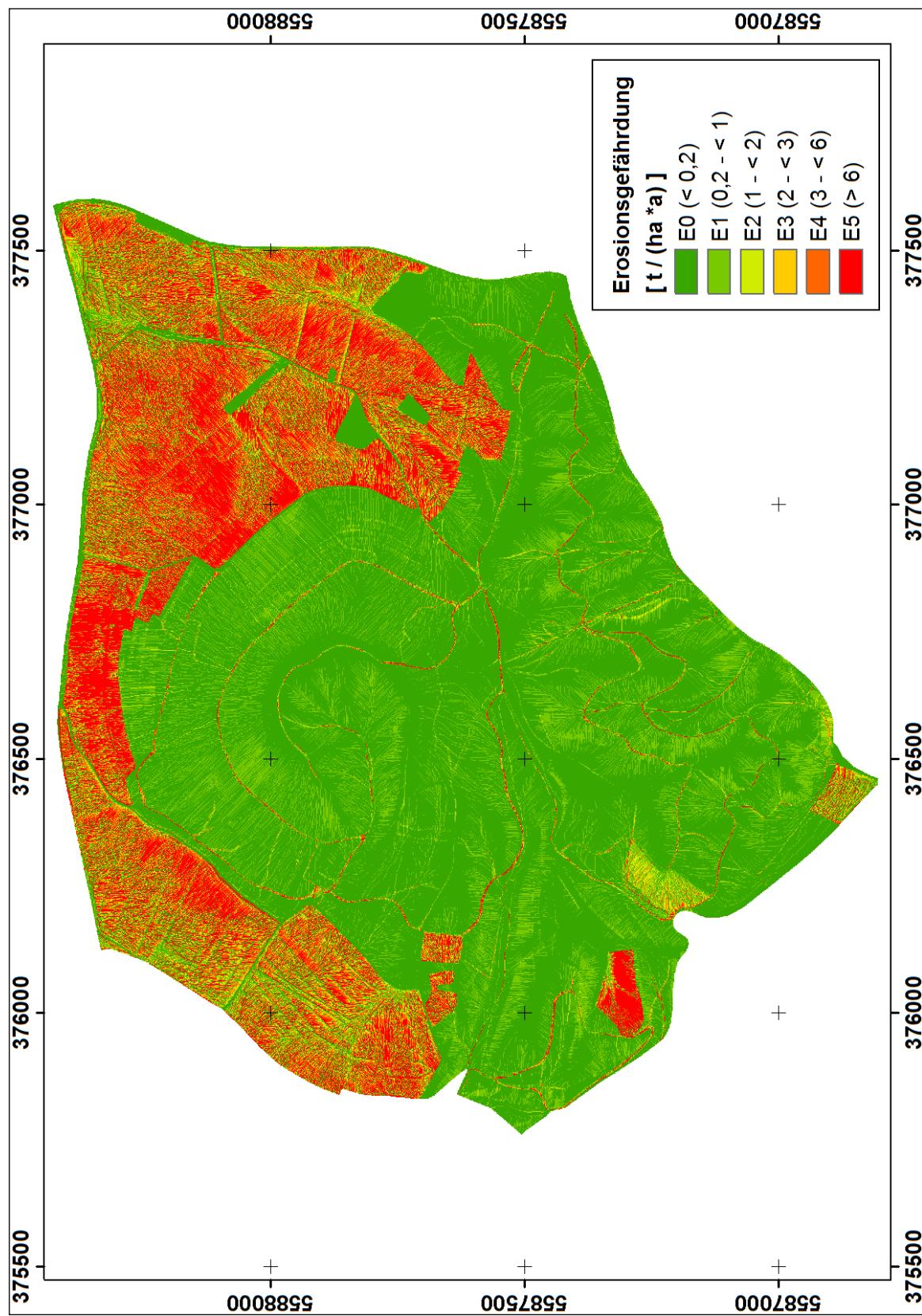


Abb. 6.121: Untersuchungsgebietweite Erosionsgefährdung durch Wasser nach DIN19708. UTM-referenziert.

Flächennutzung	$\bar{\Omega} E [t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}]$	$Q_{50} E [t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}]$
Weg Kategorie 1	5,872	0,442
Weg Kategorie 2	16,263	1,375
Weg Kategorie 3	0,891	0,209
Wald	0,148	0,082
Acker	16,019	4,017
Gesamtfläche	5,728	0,130

Tab. 6.50: Mittlere und mediane jährliche Erosionspotentiale innerhalb des Untersuchungsgebietes, gegliedert nach Landnutzung.

6.5.2 | WEPP

Analog zur Ergebnisdarstellung der ABAG / DIN19708 sollen zu Beginn die veränderlichen Eingangsfaktoren der einzelnen Modellierungsläufe dargelegt werden. Diese beziehen sich vor allem auf die Hangneigung, die Bodendaten und die Wegeklassifizierung. Der Klimadatensatz wurde – den Beregnungsversuchen entsprechend – bei den konstanten Betriebswerten der KBA belassen.

Tabelle 6.51 zeigt die Eingangsdaten des Slope-Datensatzes, dieser besteht aus den in Prozentwerten umgerechneten Plotneigungen, wie in Kapitel 5 erläutert, wurde aus Gründen modellbedingter Limitierungen eine Verlängerung der Plotfläche auf eine Lauflänge von 5 m umgesetzt, die Breite des Modellhangs wurde ebenfalls auf 5 m festgelegt, wobei letzter genannter Wert allein darstellungsbedingte Gründe hatte, da die Breite des Untersuchungshanges in der Berechnung der modellhangbezogenen Modellierung keinen Einfluss auf das Ergebnis innerhalb von WEPP hat.

Versuch	Slope [%]	Versuch	Slope [%]
1	2,44	10	13,88
2	2,97	11	15,84
3	5,94	12	19,44
4	0,87	13	23,82
5	2,79	14	10,69
6	3,49	15	16,55
7	13,70	16	11,22
8	11,92	17	8,40
9	7,17	18	6,99

Tab. 6.51: Eingangsdatensatz der Slope-Werte für die WEPP-Modellierungen.

Die Eingangsdaten der Landnutzung wurden den Presets aus WEPP entnommen, die kategoriebasierte Differenzierung der verwendeten Presets findet sich in Tabelle 6.52 aufgeschlüsselt.

Versuch	Preset	Versuch	Preset
1		10	
2	Forest road – no vegetation, outsloped rutted	11	Forest road bladed annually
3		12	
4		13	
5	Forest road – no vegetation, outsloped unrutted	14	Skid trail – every year disturbed
6		15	
7		16	
8	Forest road bladed annually	17	Skid trail
9		18	

Tab. 6.52: Landnutzungs-Presets für WEPP-Modellierungen.

Die umfangreichsten Eingangsdatensätze wurden für die Beschreibung der Bodendaten benötigt. Für die Kornfraktionenanteile wurden die Ergebnisse der Schlämm- und Siebanalyse der Wegmischproben und im Falle der organischen Substanz der Glühverlust der Proben verwendet. Die hieraus gewonnenen Eingangswerte finden sich in Tabelle 6.53. Aufgrund des aufwändigen Verfahrens der Schlämmung wurde darauf verzichtet, für jeden Versuchslauf eine eigene Kornfraktionierung der Oberfläche zu bestimmen, daher wurde eine Differenzierung allein nach Wegekategorie vorgenommen.

Kategorie	Sand [%]	Ton [%]	Organische Substanz [%]	Groboden [%]
1	85,08	3,78	4,54	50,41
2	69,98	10,60	5,84	47,54
3	69,93	8,78	17,13	30,61

Tab. 6.53: Eingangsdatensatz der bodenphysikalischen Parameter für die WEPP-Modellierungen.

Anhand der Gleichungen (55) und (66) konnte aus den gesammelten Daten das Albedo der Böden sowie die gesättigte Wasserleitfähigkeit bestimmt werden. Diese Eingangsdaten sind in Tabelle 6.54 aufgeführt.

Versuch	Albedo	k_{sat} [mm h ⁻¹]	Versuch	Albedo	k_{sat} [mm h ⁻¹]
1	0,098	0,01	10	0,058	14,83
2	0,098	0,01	11	0,058	0,01
3	0,098	11,54	12	0,058	0,01
4	0,098	0,00	13	0,001	0,01
5	0,098	1,96	14	0,001	0,74
6	0,098	0,01	15	0,001	8,28
7	0,058	0,01	16	0,001	35,09
8	0,058	0,01	17	0,001	27,01
9	0,058	0,01	18	0,001	29,26

Tab. 6.54: Albedo und gesättigte Leitfähigkeit der Versuchsläufe für die WEPP-Modellierungen.

Die empirischen Erodibilitätswerte des Bodens wurden für die kalibrierte Interrillenerodibilität (K_{kalib}) auf Basis der Ergebnisse der Simulationsläufe nach Gleichung (58) – (61) erstellt. Die Rillenerodibilität (K_r) wurde nach Gleichung (62) ermittelt, da die Böden über einen Sandanteil > 30 % verfügten. Die kritische Schubspannung wurde dementsprechend über Gleichung (64) berechnet. K_r und τ_{crit} liegen

somit differenziert nach Wegekategorie vor, K_i wurde für jeden Versuchslauf einzeln bestimmt. Diese für die Bodenerosionsmodellierung wichtigen Eingabeparameter sind in Tabelle 6.55 vermerkt.

Versuch	K_{ikalib} [kg s m ⁻⁴]	Kr [m s ⁻¹]	$\tau_{crit.}$ [N m ⁻²]	Versuch	K_{ikalib} [kg s m ⁻⁴]	Kr [m s ⁻¹]	$\tau_{crit.}$ [N m ⁻²]
1	$2,69 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	10	$1,54 * 10^6$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026
2	$4,23 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	11	$8,09 * 10^5$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026
3	$5,05 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	12	$4,76 * 10^5$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026
4	$4,01 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	13	$1,19 * 10^6$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336
5	$1,43 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	14	$7,76 * 10^5$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336
6	$1,07 * 10^5$	$8,01 * 10^{-3}$	1,7495	15	$5,03 * 10^5$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336
7	$6,06 * 10^5$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026	16	$1,13 * 10^6$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336
8	$8,50 * 10^5$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026	17	$3,11 * 10^5$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336
9	$5,36 * 10^5$	$6,92 * 10^{-3}$	2,4026	18	$7,74 * 10^5$	$7,70 * 10^{-3}$	2,1336

Tab. 6.55: Erodibilitätswerte der Versuchsläufe für die WEPP-Modellierungen.

Anhand der vergleichsweise hohen Feinstsandanteile der Bodenproben zeigt sich, dass insbesondere die kritische Schubspannung erkennbar unter dem vorgegebenen, standardisierten Wert von 3,5 N m⁻² für Böden mit < 30 % Sandanteil oder Böden ohne genauere Kenntnis der Kornfraktionierung lag. Somit ist von einer erhöhten Erodibilität des Materials auszugehen. Deutlich wird zudem, dass anhand der Ploteigenschaften und der gesammelten Sedimentmengen während den Simulationsläufen teils stark voneinander abweichende K_i -Werte ermittelt werden konnten, basierend auf den Teilrechnungen der Faktoren K_{imeas} , K_{cov} und K_{slope} (Gleichungen (58) – (61)).

Auf Basis der dargelegten Eingangswerte konnten die Modellierungen anhand eines Einzelsturmereignisses durchgeführt werden. Entsprechend der Betriebsdaten der KBA wurde das Ereignis mit einer Dauer von 1,5 Stunden, einer Gesamtniederschlagshöhe von 68,1 mm, einer Maximalintensität von 45,854 mm h⁻¹ und einer prozentualen Dauer des Gesamttereignisses bis zur Maximalintensität von 1 % definiert. Da die KBA mit Beginn der ersten Minute die konstante Maximalintensität erzeugte, wäre ein Wert von 0 % Dauer bis zum Erreichen der Maximalintensität realistisch gewesen, innerhalb von WEPP muss jedoch mindestens der Wert von 1 % angegeben werden. Hierdurch entstand bei den gewählten Voreinstellungen eine Phase von 54 sek. (entsprechend 1 % der Berechnungsdauer), innerhalb derer der Niederschlag sukzessiv ansteigend modelliert werden musste.

Wie in Kapitel 5.5.2.4 beschrieben, wurde für Wege der Kategorie 1 und 2 zusätzlich ein Restricting Layer definiert, dieser lag im Falle der Kategorie 1 in einer Tiefe von 0,5 m und im Falle der Kategorie 2 in einer Tiefe von 0,75 m. Die Ergebnisse der Modellläufe sind in Tabelle 6.56 und 6.57 dargestellt, zusätzlich erfolgt anhand von Abbildung 6.122 und 6.123 eine graphische Darstellung der Daten, interpoliert in Surfer 8 für die Oberflächen der Wegekategorie 1 und 2.

Versuch	Q [mm]	RKE [%]	$\bar{\varnothing}$ Erosion [g m ⁻²]	Versuch	Q [mm]	RKE [%]	$\bar{\varnothing}$ Erosion [g m ⁻²]
1	64,57	95	3,4	10	27,49	40	446,0
2	64,75	95	5,4	11	67,43	99	1319,2
3	33,60	49	3,4	12	67,43	99	1619,4
4	64,22	94	5,2	13	51,08	75	0
5	54,80	80	10,8	14	35,4	52	0
6	64,87	95	73,6	15	42,38	62	0
7	67,23	99	1118,4	16	38,48	57	8,0
8	66,80	98	949,0	17	35,14	52	0
9	65,67	96	460,6	18	33,43	49	0

Tab. 6.56: Modellierungsergebnisse der Einzelversuche mittels WEPP.

Bei den Modellierungen der Einzelversuche ist auffällig, dass einzelne Versuchsläufe stark abweichende Abflussraten von den übrigen Versuchen der gleichen Kategorie aufwiesen. Dies betraf vor allem Versuchslauf 3 und 10, die jeweils über deutlich verminderter RKE verfügten. Ursächlich lag dies in der Berechnung der gesättigten Leitfähigkeit nach Gleichung (66) begründet, eine dezidierte Interpretation erfolgt in Kapitel 7. Auch die modellierten Abtragsraten zeigen sich im direkten Vergleich der einzelnen Versuchsläufe stark heterogen, wenn auch zu festzustellen ist, dass – den Simulationsläufen folgend – Wege der Kategorie 2 die höchsten Abtragsraten aufwiesen, gefolgt von Wegen der Kategorie 1 und den Rückegassen der Kategorie 3. So lag die maximale Abtragsrate bei 1619,4 g m⁻² für Versuch 12 und die minimale bei 0 g m⁻² für nahezu alle Versuche der Wegekategorie 3. Diese Verteilung der hohen und niedrigen Abtragsraten zeigte sich umso deutlicher bei der Zusammenfassung der Daten in kategoriebezogene Mittelwerte (vgl. Tab. 6.57).

Kategorie	Q [mm]	RKE [%]	$\bar{\phi}$ Erosion [g m^{-2}]
K1 Fahr	54,31	80	4,1
K1 Zwischen	61,30	90	29,9
K1 Gesamt	57,80	85	17,0
K2 Fahr	66,57	98	842,7
K2 Zwischen	54,12	80	1128,2
K2 Gesamt	60,34	89	985,4
K3 Fahr	42,95	63	0,00
K3 Zwischen	35,68	52	2,7
K3 Gesamt	39,32	58	1,3

Tab. 6.57: Modellierungsergebnisse der Wegekategorien mittels WEPP.

Bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der mittleren Abtragsraten über die Modellfläche von $5 \times 5 \text{ m}$ fällt auf, dass nicht bei allen Versuchsläufen ein gradueller Verlauf der Abtragsraten mit der Fließrichtung modelliert wurde. Bei den Versuchsläufen 1, 2, 3 und 4 (Abb. 6.122) wurde als Modellergebnis vielmehr eine homogene Abtragsrate über den gesamten Plot ausgegeben. Bei den Wegen der Kategorie 2 ist dies nicht der Fall gewesen, allerdings unterscheiden sich hier die mittleren Abtragsraten und der Verlauf über den Hang gesehen deutlich voneinander. Interpretations- und Erklärungsansätze für die räumliche Verteilung der Werte werden in Kapitel 7 gegeben.

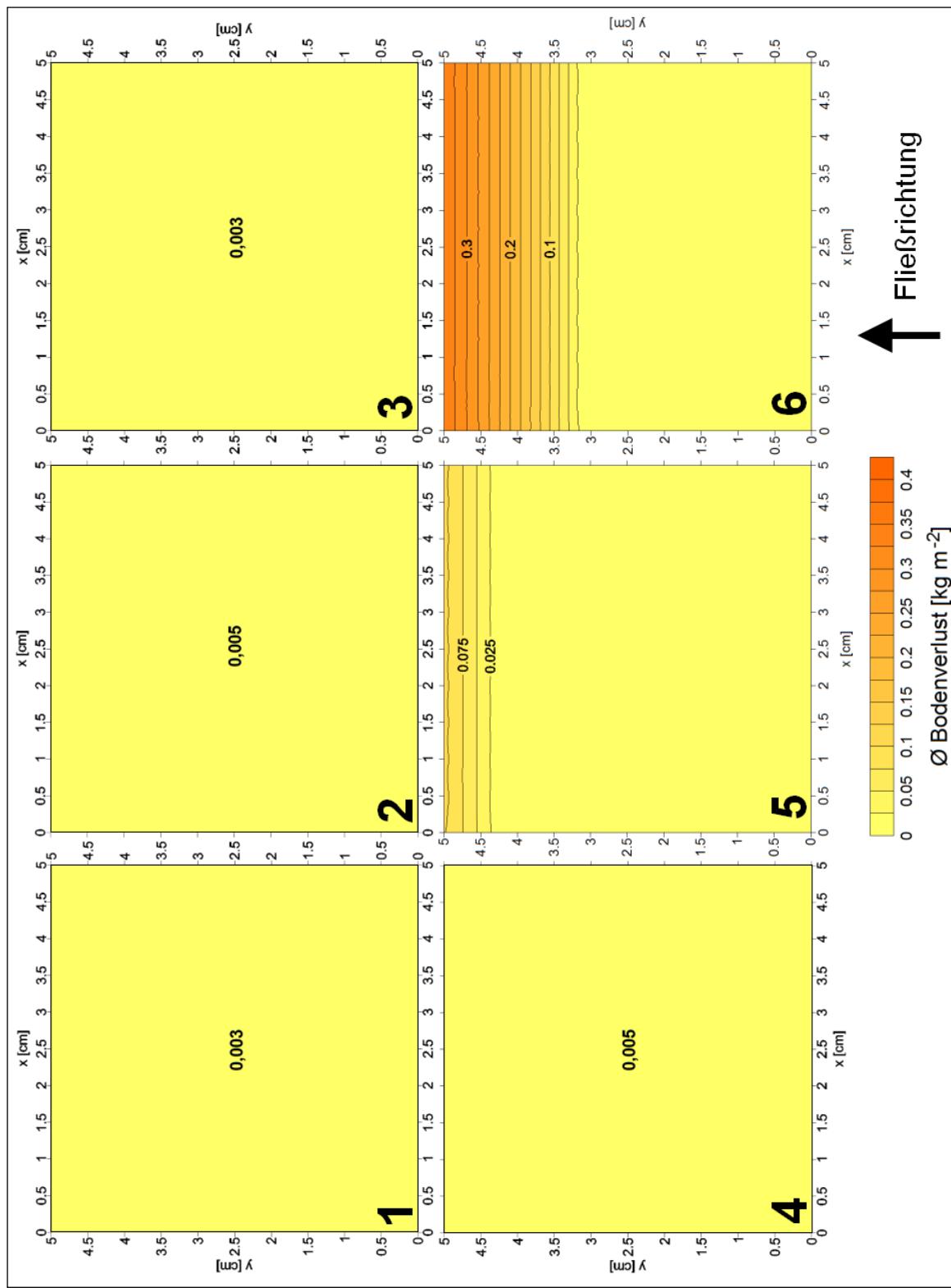


Abb. 6.122: Flächenhafte Darstellung der WEPP-Modellierung, Wege der Kategorie 1.

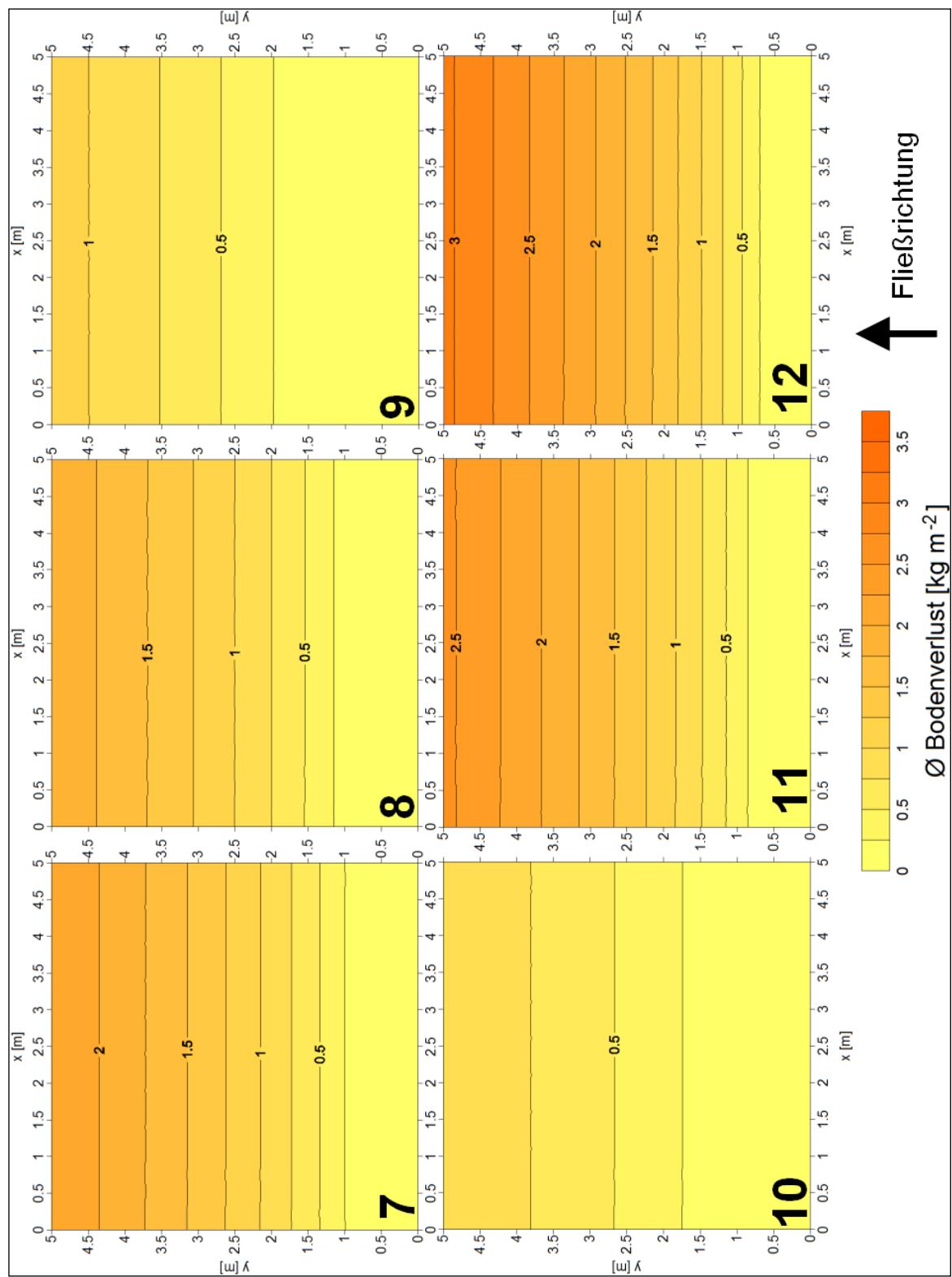


Abb. 6.123: Flächenhafte Darstellung der WEPP-Modellierung, Wege der Kategorie 2.

Neben der Modellierung der Einzelversuche wurde zusätzlich ein Jahresgang anhand der Klimadaten von Koblenz-Bendorf für jede der Untersuchungsflächen berechnet. Die Ergebnisse dieser Modellierungen sind Tabelle 6.58 und 6.59 zu entnehmen. Für den Jahresgang ergaben sich die in Kapitel 5.5.2.2 beschriebenen Klimaausprägungen der Wetterdaten von Koblenz-Bendorf (vgl. Abb. 5.38), als jährliche Niederschlagssumme wurden demzufolge 589,3 mm festgelegt.

Versuch	Q [mm a ⁻¹]	RKE [%]	Ø Erosion [t ha ⁻¹ a ⁻¹]	Versuch	Q [mm a ⁻¹]	RKE [%]	Ø Erosion [t ha ⁻¹ a ⁻¹]
1	221,63	38	0,009	10	1,18	0,2	0
2	226,15	38	0,014	11	420,25	71	21,181
3	0	0	0	12	422,05	72	33,03
4	230,66	39	0,086	13	10,46	2	0
5	29,86	5	0,11	14	0	0	0
6	258,33	44	2,222	15	0	0	0
7	388,13	66	14,784	16	0	0	0
8	352,67	60	10,205	17	0	0	0
9	275,3	47	1,968	18	0	0	0

Tab. 6.58: Modellierungsergebnisse von Jahresgängen der Einzelversuche mittels WEPP.

Zu besseren Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen der ABAG-Modellierung wurden die Abtragsraten der WEPP-Läufe auf die häufig verwendete Einheit t ha⁻¹ a⁻¹ umgerechnet. Wie auch bei den Modellierungen der Einzelversuche zeigt sich ein besonders hoher Abtrag bei Wegen der Kategorie 2, wenn auch ein Versuch mit 0 t ha⁻¹ a⁻¹ modelliert wurde. Das Maximum dieser Kategorie lag jedoch bei 33,03 t ha⁻¹ a⁻¹. Damit unterschied sich die Wegekategorie 2 deutlich von den mittleren Abtragsraten der anderen Wegekategorien, wie anhand der kategoriebezogenen Mittelwerte (Tab. 6.59) aufgezeigt werden konnte. Wurde auf Rückegassen der Kategorie 3 durchweg kein Abtrag modelliert, belief sich das Mittel der Wegekategorie 1 auf 0,409 t ha⁻¹ a⁻¹ und war somit um den Faktor 33 geringer als das Mittel der Wegekategorie 2 von 13,528 t ha⁻¹ a⁻¹. Auch im Falle der Jahresgangmodellierung erfolgt eine dezidierte Interpretation der Ergebnisse in Kapitel 7.

Kategorie	Q [mm a ⁻¹]	RKE [%]	Ø Erosion [t ha ⁻¹ a ⁻¹]
K1 Fahr	223,89	25	0,012
K1 Zwischen	172,95	29	0,806
K1 Gesamt	198,42	27	0,409
K2 Fahr	338,70	57	8,986
K2 Zwischen	281,16	48	18,070
K2 Gesamt	309,93	53	13,528
K3 Fahr	3,49	1	0,000
K3 Zwischen	0,00	0	0,000
K3 Gesamt	1,74	0	0,000

Tab. 6.59: Modellierungsergebnisse der Wegekategorien mittels WEPP.

7 | Interpretation der Ergebnisse

7.1 | Wegnetzdichte und –fläche, Morphometrie der Wegflächen

Die Dichte des Wegenetzes im Gebiet ist im Vergleich mit Literaturwerten als hoch einzuschätzen. Gerade die Wegnetzdichten von Rückegassen liegen mit über 90 m ha^{-1} in Bereichen hoher Erschließungsdichte. Vergleichswerte liefern beispielsweise die Handreichungen zur Planung der Walderschließung, welche auf Bundes- und Länderebene in Deutschland publiziert wurden, aber auch bei den Förderrichtlinien auf Basis des Bundeswaldgesetzes (BWaldG).

Grundsätzlich bestehen Bestrebungen, die Wegnetzdichte innerhalb von forstwirtschaftlich genutzten Gebieten in Deutschland unter einer Grenze von 45 m ha^{-1} zu halten. Deutlich wird dies zum Beispiel bei der Betrachtung der Gewährung von Zuwendungen zur Förderung der Forstwirtschaft. Nach GAK-Rahmenplan des Bundesministeriums für Ernährung und Landwirtschaft dürfen von Seiten der Länder nur noch diejenigen Maßnahmen zur Walderschließung gefördert werden, die unter einer Obergrenze von 45 m ha^{-1} Wegedichte verbleiben (BMEL 2012, 7). Diese Bestimmung hat bundesweit Eingang in die entsprechenden Förderrichtlinien und Verwaltungsvorschriften der Bundesländer gefunden (für RLP: MUFV 2011, 22). Vor diesem Hintergrund muss die Erschließungsdichte innerhalb des Untersuchungsgebietes kritisch beurteilt werden.

Gerade die vergleichsweise schwer erfassbaren Rückegassensysteme wiesen die höchsten Wegnetzdichten auf, was wiederum eine umfassende Kontrolle der Erschließungsdichte erschwerte. Durch wiederholte Holzernte im Gebiet unterlag das Rückgassennetz wiederholten Veränderungen.

Eine Einordnung der Wegedichte für persistente Weganlagen im Gebiet ist zusätzlich im Abgleich mit dem gesamten NSG Laacher See möglich. Durch KALKUHL (2013, n.v.) wurde eine Kartierung der persistenten Wege für das gesamte Naturschutzgebiet vorgenommen. Hierbei konnte eine Wegnetzdichte von $80,55 \text{ m ha}^{-1}$ festgestellt werden. Im Vergleich hierzu ist die Wegnetzdichte im Teilgebiet des Untersuchungsraumes mit lediglich $48,59 \text{ m ha}^{-1}$ deutlich geringer. Auch der relative Anteil der persistenten Wegoberflächen kann mit den Daten von KALKUHL (2013, n.v.) für das gesamte Naturschutzgebiet in Abgleich gebracht werden. Entfielen im Untersuchungsraum 1,91 % auf persistente Wegoberflächen, sind es im gesamten Naturschutzgebiet 2,90 %.

Diese höheren Werte sind ursächlich dem ausgebauten Wanderwegnetz im Naturschutzgebiet geschuldet, da der gesamte Laacher See durch umlaufende Wanderwege auf verschiedenen Höhenniveaus des Calderarandes touristisch erschlossen ist. Daher ist davon auszugehen, dass die potentielle Erosionsgefährdung durch Wege im Naturschutzgebiet als höher einzuschätzen ist, als im abgegrenzten Untersuchungsraum im Umfeld des Veitskopfes.

Ein letzter Orientierungsrahmen für die Erschließungsdichte von Waldgebieten bietet die Bundeswaldinventur (BWI), die im Falle der zwischen 1986 und 1989 durchgeföhrten, ersten BWI auch eine mittlere Erschließungsdichte persistenter Wege für einzelne Bundesländer stichprobenartig erhoben hat. Im Zuge der aktuelleren zweiten BWI (Aufnahmezeitraum 2001 – 2002) wurden lediglich die Werte für die neuen Bundesländer ermittelt. Die Ergebnisse der von 2011 – 2012 durchgeföhrten dritten BWI sind erst mit Beginn des Jahres 2015 zu erwarten. Daher kann zum derzeitigen Zeitpunkt nur der Abgleich mit den mehr als 20 Jahre alten Daten erfolgen.

Für Rheinland-Pfalz konnte damals eine Wegnetzdichte von $63,5 \text{ m ha}^{-1}$, für die alten Bundesländer eine Wegnetzdichte von $61,4 \text{ m ha}^{-1}$ festgestellt werden (BWI, 2002). Somit liegt die betrachtete Untersuchungsfläche unterhalb des damals erhobenen Mittelwertes der Erschließungsdichte persistenter Wege, das gesamte Naturschutzgebiet jedoch deutlich darüber. Eine Kartierung von Rückegassen erfolgte nicht, was jedoch gerade aufgrund der festgestellten, hohen Erschließungsdichte wünschenswert gewesen wäre.

Bezüglich der morphometrischen Ausprägung der Wege zeigte sich anhand der Auswertung der LIDAR-Daten das bereits in Kapitel 6.1 beschriebene, zu erwartende Bild. Gerade die persistenten und befestigten Wegoberflächen von Wegen der Kategorie 1 wiesen im Gebiet die geringsten Neigungswerte auf. Dies geht jedoch gerade in Geländeabschnitten, in denen ursprünglich eine hohe Hangneigung gegeben war, mit einer deutlichen Veränderung der Geländeoberfläche einher. Die in sich flachen Wege bedingen daher mitunter konträrerweise besonders steile Böschungsbereiche, die wiederum stark erosionsanfällig sind und zum in Kapitel 3 beschriebenen, anthropogenen return flow führen können. Die durchschnittlichen Hangneigungen von Wegen der Kategorie 2 sind hingegen bereits auf den Wegoberflächen erhöht, so dass bei diesen Wegen die Kombination einer stärker geneigten und gleichzeitig verdichteten Wegoberfläche zu einer theoretisch erhöhten Erodibilität führt. Diese Tendenz konnte, wie anhand der Beregnungsversuche ersichtlich ist, auch im Feldversuch bestätigt werden. Zwar sind die Rückegassen der Kategorie 3 durchschnittlich noch stärker geneigt, hier sorgt jedoch die vergleichsweise weniger veränderte Oberflächenstruktur für geringere Abtrags- und Abflussraten. Dennoch lassen sich diese nicht-persistenten Erschließungslinien anhand ihrer Neigungssignatur deutlich von den sie umgebenden Waldgebieten differenzieren. Das Neigungshistogramm (Abb. 6.1) zeigt Rückegassen als Übergangsform zwischen den vornehmlich flachen persistenten Wegen und den steileren Waldgebieten.

Ersichtlich wird jedoch bei der Betrachtung der Datensätze, dass diese genauen Aussagen nur bei einem hinreichend hoch aufgelösten Eingangsdatensatz getroffen werden können. Selbst bei der Verwendung eines DGM5 wäre – vor allem im Falle der Rückegassen – keine belastbare Analyse der Oberflächenstrukturen möglich gewesen.

7.2 | Interpretation der Geländemessungen

Die kartierte Sedimentmenge im Falle des aufgenommenen Akkumulationsbereiches kann allenfalls einen begrenzten Ausblick auf rezente Erosionsraten von Wegoberflächen im Untersuchungsgebiet geben. Jedoch kann deutlich herausgestellt werden, dass gerade im Falle der deutlich zu erkennenden Ablagerungsfläche vor allem der mangelnde Wegoberflächenschutz, die hohe Hangneigung und das kanalisierend wirkende Relief im direkten Wegeumfeld besonders begünstigend auf die hohe Erosionsrate ausgewirkt haben müssen.

Ein sinnvolles Werkzeug, um die kanalisierende Wirkung des Weges auf den Oberflächenabfluss zu visualisieren ist das Flow Accumulation Werkzeug innerhalb von ArcGIS, welches bereits in der Berechnung des LS-Faktors bei der ABAG/DIN19708 Verwendung fand. Hiermit war es möglich, das potentielle Einzugsgebiet des Akkumulationsbereiches zu bestimmen, aber auch Fließwege auf der Wegoberfläche auszuweisen. Für die Berechnung des Flow Accumulation Rasters wurde im ersten Schritt der Wegebereich aus dem Gesamt-DGM ausgeschnitten, da allein die Wegoberfläche betrachtet werden sollte. Diese ist hinsichtlich der Entstehung von Oberflächenabfluss als einzige relevante Fläche anzusehen, da die umgebenden Waldflächen bei den im Ablagerungszeitraum gegebenen Niederschlagsintensitäten und -höhen aufgrund der Erkenntnisse der Waldbodenberegnungen nicht für die Generierung von Oberflächenabfluss infrage kamen.

Das Ergebnis der Flow Accumulation Berechnung zeigt Abbildung 7.1, der auskartierte Akkumulationsbereich ist ebenfalls in der Abbildung dargestellt.

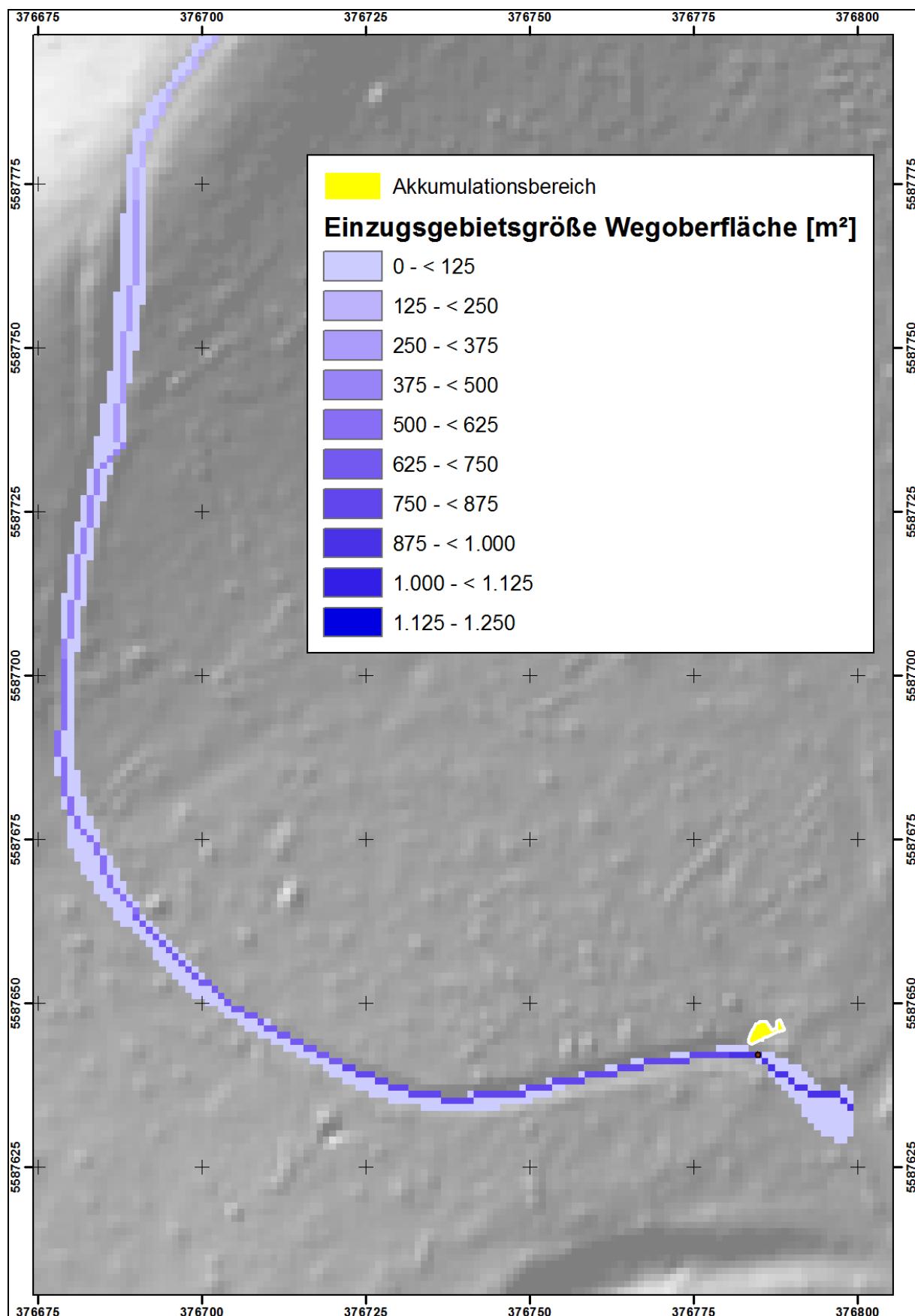


Abb. 7.1: Kumulierte, tributäre Wegoberfläche der Akkumulationsform, berechnet auf Basis der LIDAR-Daten. UTM-referenziert.

Erkennbar ist, dass anhand des hoch aufgelösten LIDAR-DGM eine genaue Ausweisung des potentiellen Fließweges auf der Wegoberfläche durchführbar ist. An der Stelle, an welcher der Akkumulationsbereich angrenzt, erreicht der maximale benachbarte Zellenwert 882, gleichbedeutend ist dies durch die Rasterauflösung mit einem minimalen wegebezogenen Einzugsgebiet des Akkumulationsbereiches von 882 m^2 . Zuzüglich zur erfassten Wegfläche sind etwaige zusätzliche tributäre Flächen, beispielsweise durch Return Flow in den Bereichen der Wegeböschung, zu beachten, diese können allerdings auf Grundlage eines DGM allein nicht ausgewiesen werden.

Auf Basis der nur geringen Eingangsdatentiefe kann allenfalls eine ungefähre Schätzung der Bodenerosion pro Flächeneinheit gegeben werden. Wird die interpolierte Sedimentmenge von 1.210 kg (vgl. Kapitel 6) angenommen und in Beziehung zum potentiellen Wegeinzugsgebiet von 882 m^2 gesetzt, ergibt sich eine mittlere Sedimentlieferung von $1,37 \text{ kg m}^{-2}$ für den betrachteten Zeitraum von 183 Tagen. In wie weit diese Schätzung einen plausiblen Wert darstellt, müsste mit Langzeitmessungen untermauert werden. Einen gewissen Anhaltspunkt bieten aber die Beregnungsversuche, die auch auf dem betreffenden Weg durchgeführt wurden. Hier konnte innerhalb von 90 Minuten eine Sedimentmenge von $0,16 - 0,45 \text{ kg m}^{-2}$ erodiert werden. Wird nun zugrunde gelegt, dass die Simulationen eine sehr viel höhere Intensität als die natürlichen Niederschlagsereignisse im betrachteten Zeitraum aufwiesen, kann dem gegenüber festgehalten werden, dass im Falle der natürlichen Erosionsraten ein sehr viel größeres Einzugsgebiet vorlag.

Dieses bedingt potentiell größere Mengen an Oberflächenabfluss im Falle von geringer intensiven Niederschlägen. Zusätzlich wies das Gelände im Bereich des Weges ausgeprägte Höhendifferenzen auf. Liegt der Kraterrand als Wasserscheide für den potentiell auftretenden Oberflächenabfluss auf einer Höhe von 420 m ü. NN, konnte die Akkumulationsform auf 388 m ü. NN eingemessen werden. Bei einer Weglänge von 226 m resultiert ein mittleres Gefälle von 14 % für den Wegabschnitt. Diese vergleichsweise hohe Hangneigung kann die Erosivität des Oberflächenabflusses deutlich verstärken (vgl. Gleichung (25), (27), (28)).

Im Vergleich zu den Modellierungsergebnissen ist für Wege der Kategorie 2 eine jährliche, mittlere Abtragsrate von $16,263 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (ABAG / DIN 19708), beziehungsweise $13,528 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (WEPP) ermittelt worden. Diese entspricht umgerechnet einer Rate von $1,62$ bis $1,35 \text{ kg m}^{-2}$ für einen kompletten Jahresgang. Vor dem Hintergrund dieser Ergebnisse liegen die ermittelten $1,37 \text{ kg m}^{-2}$ für den Akkumulationsbereich zumindest in realistischen Bereichen.

Anhand der gesiebten Proben der Wegoberfläche und des Sedimentationsbereiches lässt sich zusätzlich überprüfen, in wie weit das erodierte Sediment dem der Wegoberfläche entsprach, und ob es im Zuge der Erosionsereignisse einen selektiven Abtrag bestimmter Korngrößenanteile gab. Abbildung 7.2 zeigt die Kornsummenkurve der Wegoberfläche im Vergleich zu den bereits vorgestellten Kornsummenkurven des Akkumulationsbereiches gestaffelt nach Position innerhalb des Bereichs. Es zeigt sich, dass es offensichtlich keinen ausgeprägt selektiven Partikeltransport von der Wegoberfläche – zumindest im betrachteten Zeitraum – gegeben haben muss. Die Mischprobe, welche oberhalb auf dem Weg gesammelt wurde, weist eine Korngrößenverteilung auf, die innerhalb der Korngrößenverteilungen der Akkumulationsform liegt. Einzig der Bereich des Feinsandes lässt sich eine minimale Abweichung feststellen, die zusätzlich in Abbildung 7.3 aufgezeigt ist. Anhand der in der Literatur hervorgehobenen besonderen Erodibilität dieser Kornfraktionen erscheint dieses Ergebnis plausibel.

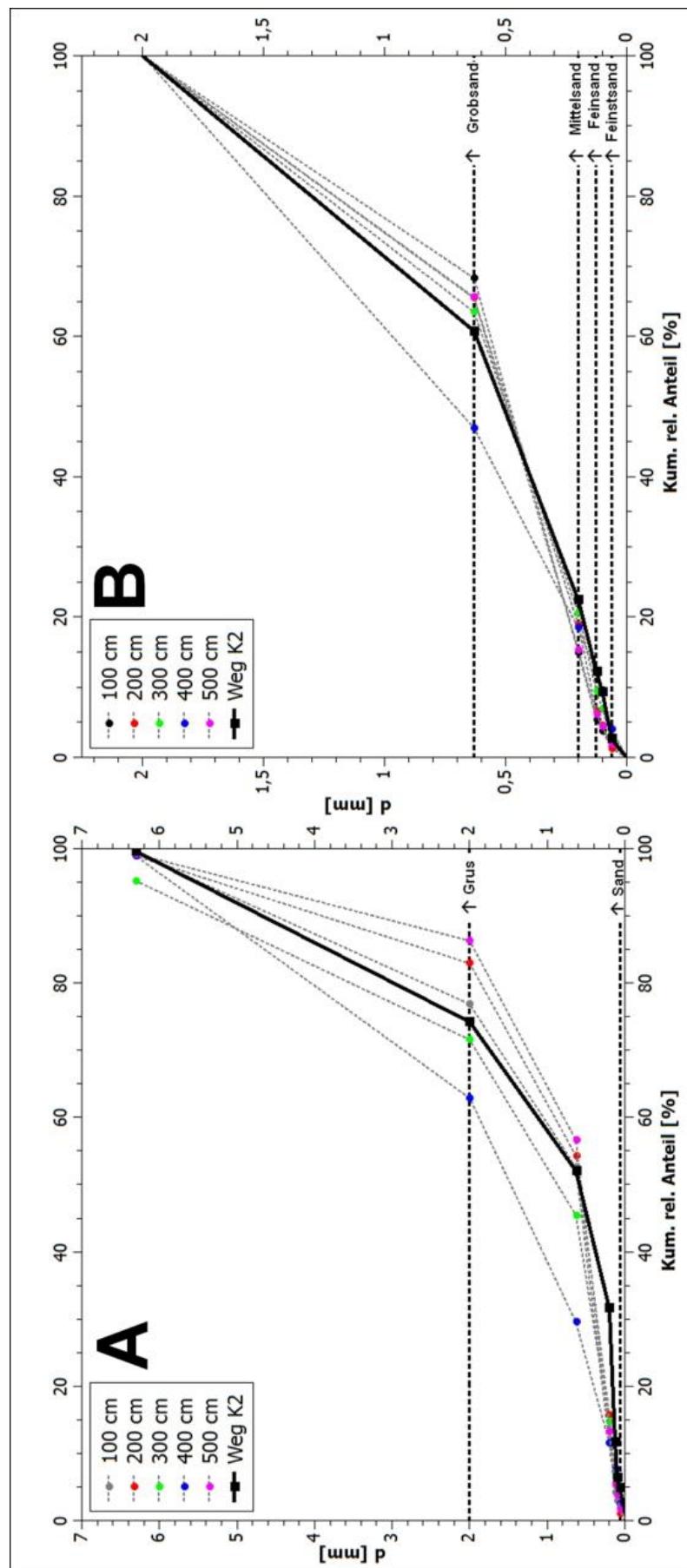


Abb. 7.2: Kornsummenkurven des Akkumulationsbereiches und der Wegmischprobe. (A) Gesamtprobe, (B) Feinbodenanteil.

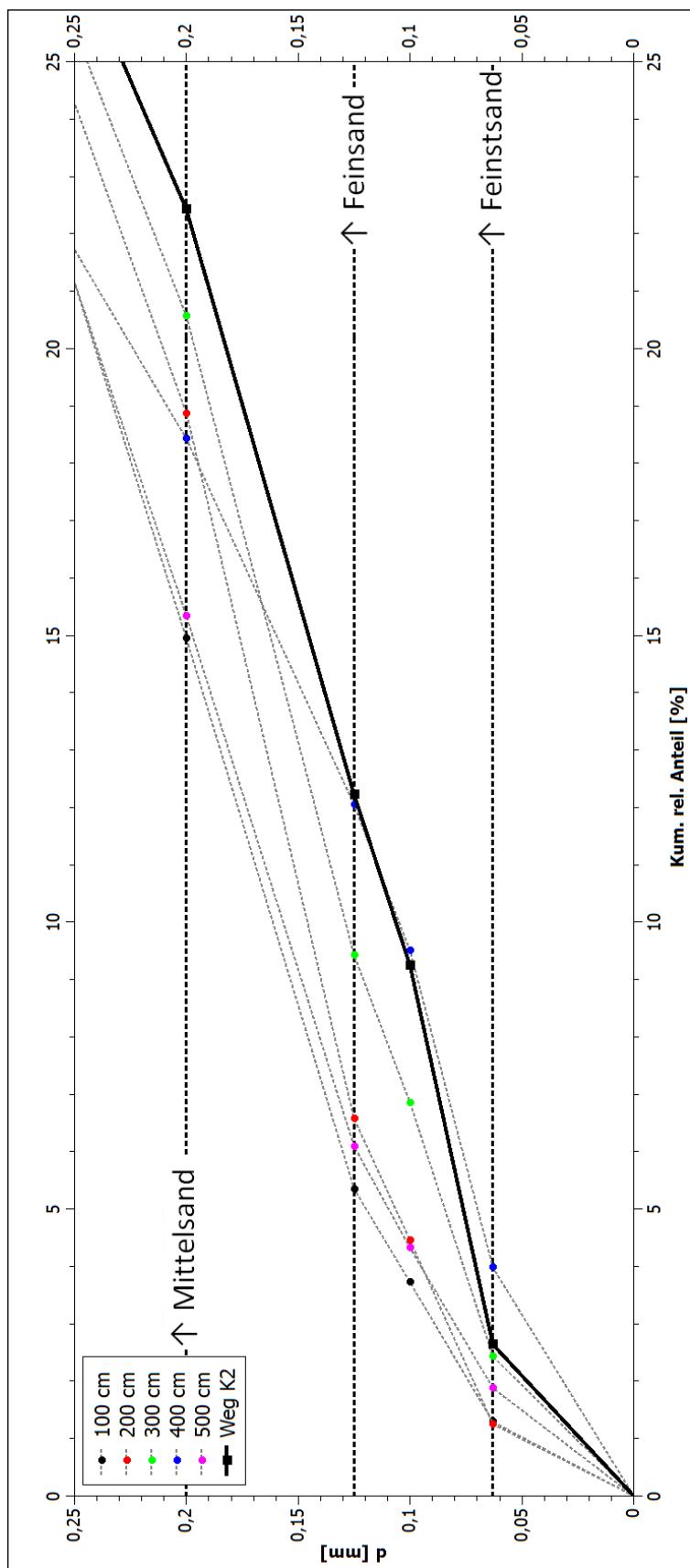


Abb. 7.3: Kornsummenkurven des Akkumulationsbereiches und der Wegmischprobe, Feinsandbereich hervorgehoben.

Neben der Korngrößenverteilung kann zusätzlich die Uniformität des erodierten Sediments bestimmt werden. Uniforme Korngrößenverteilungen können ebenfalls einen Hinweis auf einen selektiven Partikelabtrag und –transport geben. Ist bereits anhand der Kornsummenkurven ersichtlich, dass dieser – wie im vorliegenden Fall – nicht ausgeprägt eingetreten ist, bietet die Beschreibung der Sedimentuniformität dennoch die Möglichkeit, die Heterogenität der Korngrößen innerhalb der Proben quantitativ zu beschreiben. Eine häufige Methode ist die Bestimmung der Uniformität auf Basis der geometrischen Standardabweichung der Probe, wie sie beispielsweise von MELVILLE & COLEMAN (2000) vorgeschlagen wird (Gleichung (67)), eine uniforme Sedimentprobe besitzt nach dem verwendeten Ansatz der Berechnung einen Wert $< 1,3$.

$$\sigma_g = \frac{1}{2} \left(\frac{d_{84}}{d_{50}} + \frac{d_{50}}{d_{16}} \right) \quad (67)$$

Mit: σ_g = Geometrische Standardabweichung des Sediments

$d_{16/50/84}$ = 16 %-/50 %-/84 %-Perzentil der Kornsummenkurve

Für alle der vorliegenden Proben konnten geometrische Standardabweichungen $> 1,3$ festgestellt werden, so dass von nicht uniformem Sediment ausgegangen werden muss. Hierdurch schließt sich der deutliche, selektive Abtrag bestimmter Korngrößendurchmesser abermals aus, auch zeigt sich, dass die ursprüngliche Wegoberfläche eine heterogene Verteilung der Korngrößendurchmesser aufwies. Die berechneten Werte sind Tabelle 7.1 zu entnehmen.

Probe	d_{50} Gesamt [mm]	d_{50} Feinboden [mm]	σ_g Gesamt	σ_g Feinboden
Weg K2	0,56	0,51	5,27	3,10
100 cm	0,60	0,48	4,01	2,51
200 cm	0,58	0,49	3,39	2,74
300 cm	0,87	0,50	4,45	2,88
400 cm	1,47	0,71	3,94	3,19
500 cm	0,56	0,50	2,92	2,58
Ø Akk.bereich	0,82	0,54	3,74	2,78

Tab 7.1: Geometrische Standardabweichungen und mediane Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform.

Anhand der vorgefundenen medianen Korndurchmesser kann zuletzt rekonstruiert werden, welche Fließbedingungen vorgeherrscht haben müssen, um die entsprechenden Äquivalentdurchmesser zu mobilisieren. In Kapitel 3 wurden verschiedene Formelwerke und Ansätze diskutiert, die den Korndurchmesser mit kritischen Schubspannungen oder Fließgeschwindigkeiten in Beziehung setzen. Die methodisch einfachste Herangehensweise ist der Abgleich der medianen Korndurchmesser mit

dem Hjulström-Diagramm, da hierfür allein der mediane Korndurchmesser gebraucht wird, um eine mittlere Fließgeschwindigkeit ableiten zu können, ab der eine Partikelmobilisierung einsetzt.

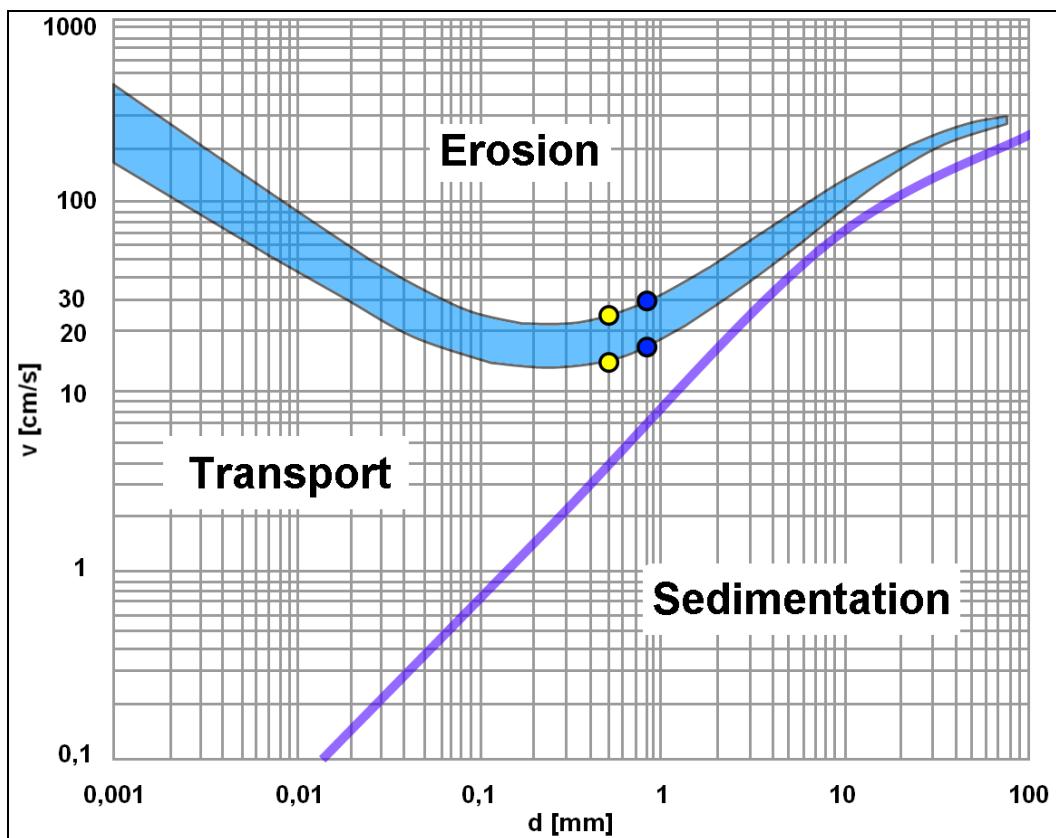


Abb. 7.4: Hjulström-Diagramm mit eingetragenen medianen Korndurchmessern der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform. Gelbe Markierung: $d_{50} = 0,5 \text{ mm}$, Blaue Markierung: $d_{50} = 0,8 \text{ mm}$.

Ein näherungsweises Ablesen der kritischen Fließgeschwindigkeit aus dem Hjulström-Diagramm ergibt für den Akkumulationsbereich eine Spanne zwischen $0,14$ und $0,30 \text{ m s}^{-1}$ für die Gesamtprobe ($d_{50} = 0,82 \text{ mm}$) sowie $0,12$ und $0,23 \text{ m s}^{-1}$ für die Feinbodenanteile innerhalb der Probe ($d_{50} = 0,54 \text{ mm}$). Auch die Mischprobe des Weges ($d_{50} \text{ Gesamt} = 0,56 \text{ mm}; d_{50} \text{ Feinboden} = 0,51 \text{ mm}$) liegt aufgrund der ähnlichen medianen Korndurchmesser im Bereich letzterer Werte (vgl. Abb. 7.4).

Bei der genaueren Abschätzung kritischer Sohlenschubspannungen oder Schergeschwindigkeiten ergibt sich beim vorliegenden Datensatz das grundsätzliche Problem, dass ohne eine gleichzeitige Messung der Fließbedingungen nur bedingt Aussagen getroffen werden können. Gerade weil sich nur im Falle von Regenereignissen höherer Intensität nennenswerter Abfluss in den Fahrspuren einstellte, war die in-situ-Messung der Abflussbedingungen aufgrund der zeitlich eng begrenzten Ereignisse schwierig. Eine Möglichkeit der Herleitung kritischer Schergeschwindigkeiten allein auf Basis der sicher bestimmten Korndurchmesser wären die in Kapitel 3.2 vorgestellten Formelwerke nach GOVERS (1985). Hier stellt sich allerdings das Problem, dass diese empirisch nur für einen Gültigkeitsbereich bis $0,025 \text{ mm}$ Korndurchmesser kalibriert wurden. Bei den vergleichsweise großen medianen Korndurchmessern der vorliegenden Proben ist gerade bei den Formeln nach VERREYDT und SAVAT das Problem gegeben, dass diese für einen Korndurchmesser $> 0,025 \text{ mm}$ bezüglich der kritischen Schubgeschwindigkeit gegen Unendlich tendieren (vgl. Abb. 3.15). Einzig die Formeln von GOVERS (1982) weisen nicht diese Tendenz auf. Aufgrund des geringen Tonanteils der Proben kann von nicht bindigem Material ausgegangen werden, so dass für die rechnerische Überprüfung die entsprechende Formel nach GOVERS (1982) verwendet und nach U^* umgestellt wurde (Gleichung (68)).

$$U^* = \ln((1,47/d_{50} - 0,0698)/20,94)/-2,1 \quad (68)$$

Mit: U^* = Kritische Schergeschwindigkeit [m s^{-1}]

d_{50} = Medianer Korndurchmesser [mm]

Für die gesiebten medianen Korndurchmesser der Proben ergaben sich kritische Schergeschwindigkeiten zwischen 1 m s^{-1} für die Gesamtprobe des Weges und $1,19 \text{ m s}^{-1}$ für den mittleren medianen Korndurchmesser der Gesamtproben des Akkumulationsbereiches. Im Falle der Feinbodenanteile wäre nach GOVERS (1982) eine kritische Schergeschwindigkeit von $0,96 \text{ m s}^{-1}$ für die Probe der Wegoberfläche und $0,98 \text{ m s}^{-1}$ für die gemittelte Sedimentprobe des Akkumulationsbereiches vornötigen gewesen, um eine Partikelbewegung zu induzieren (vgl. Abb. 7.5).

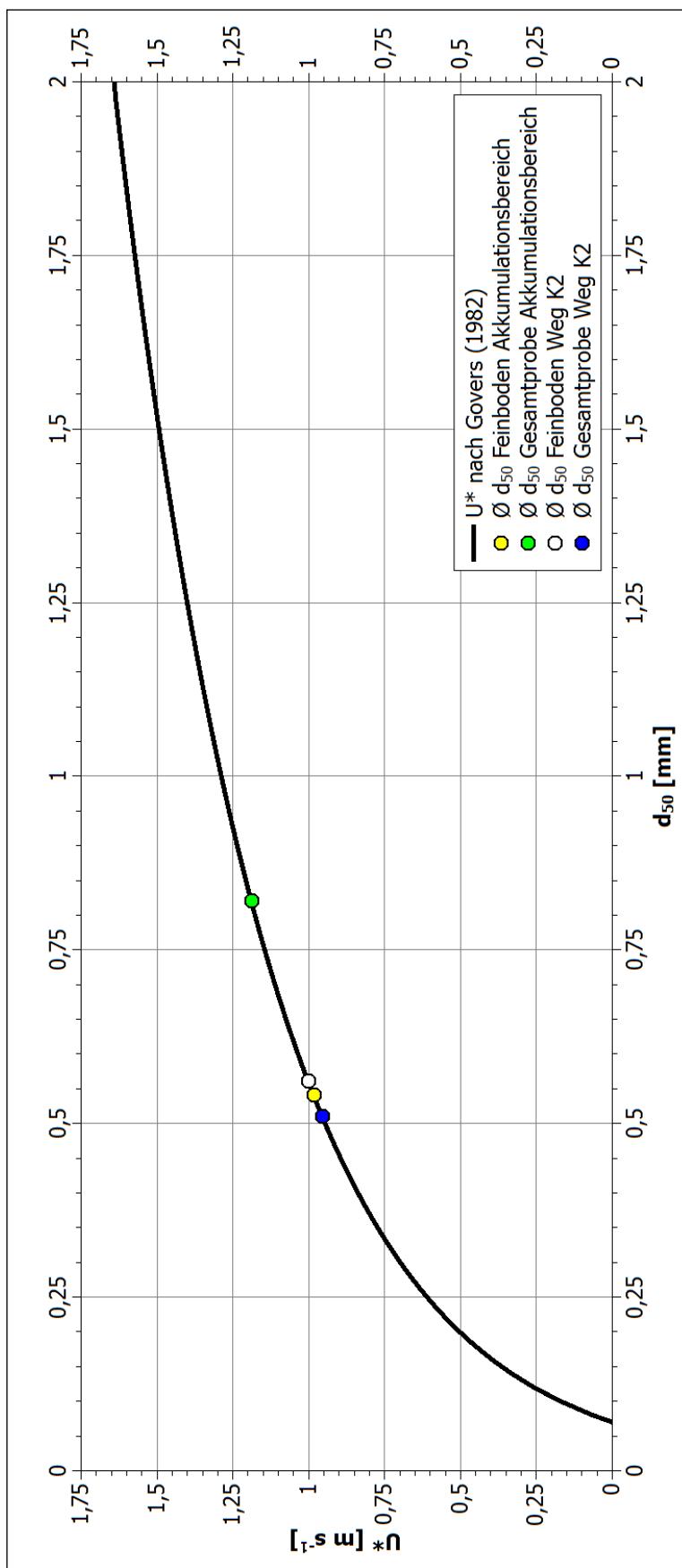


Abb. 7.5: Diagramm der kritischen Schergeschwindigkeit in Abhängigkeit vom medianen Korndurchmesser nach GOVERS (1982) für nicht bindige Böden. Die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform sind dargestellt.

Im Vergleich zu den Werten der Einordnung in das Hjulström-Diagramm erscheinen diese Werte stark erhöht, bedingt ist dies sicherlich durch die angesprochene, mangelnde Kalibration für solch große Korndurchmesser. Eine genauere Berechnungsmöglichkeit kritischer Fließgeschwindigkeiten für größere mediane Durchmesser bietet sich beispielsweise nach MELVILLE & COLEMAN (2000, 74). Nach Gleichung (69) wird eine kritische Fließgeschwindigkeit ermittelt, die für die Mobilisierung eines medianen Partikeldurchmessers benötigt wird. Im Gegensatz zu den bisher vorgestellten Methoden wird jedoch mit der Fließtiefe eine Information über die Abflussbedingungen benötigt, die nur schwer im Gelände – und vor allem generalisiert über die Weglänge – ermittelt werden kann.

$$v_{crit.} = 5,67 * d^{1/6} d_{50}^{1/3} \quad (69)$$

Mit: $v_{crit.}$ = Kritische Fließgeschwindigkeit [$m s^{-1}$]

d = Fließtiefe [m]

d_{50} = Medianer Korndurchmesser [m]

Anhand stichprobenartiger Fließtiefenmessungen während Abflussereignissen auf der Wegoberfläche konnten Fließtiefen im Bereich von ca. 0,5 cm – 1 cm in den Fahrspuren festgestellt werden. Für diese Spanne konnten daher näherungsweise kritische Fließgeschwindigkeiten hergeleitet werden. In Abbildung 7.6 sind die kritischen Fließgeschwindigkeiten für die Fließtiefen 0,5, 0,75 und 1 cm abgezeichnet, die gemessenen medianen Korndurchmesser der Wegoberfläche und des Akkumulationsbereiches sind ebenfalls notiert, die entsprechenden Werte finden sich in Tabelle 7.2 im Abgleich mit den zuvor erläuterten Werten nach HJULSTRÖM und GOVERS.

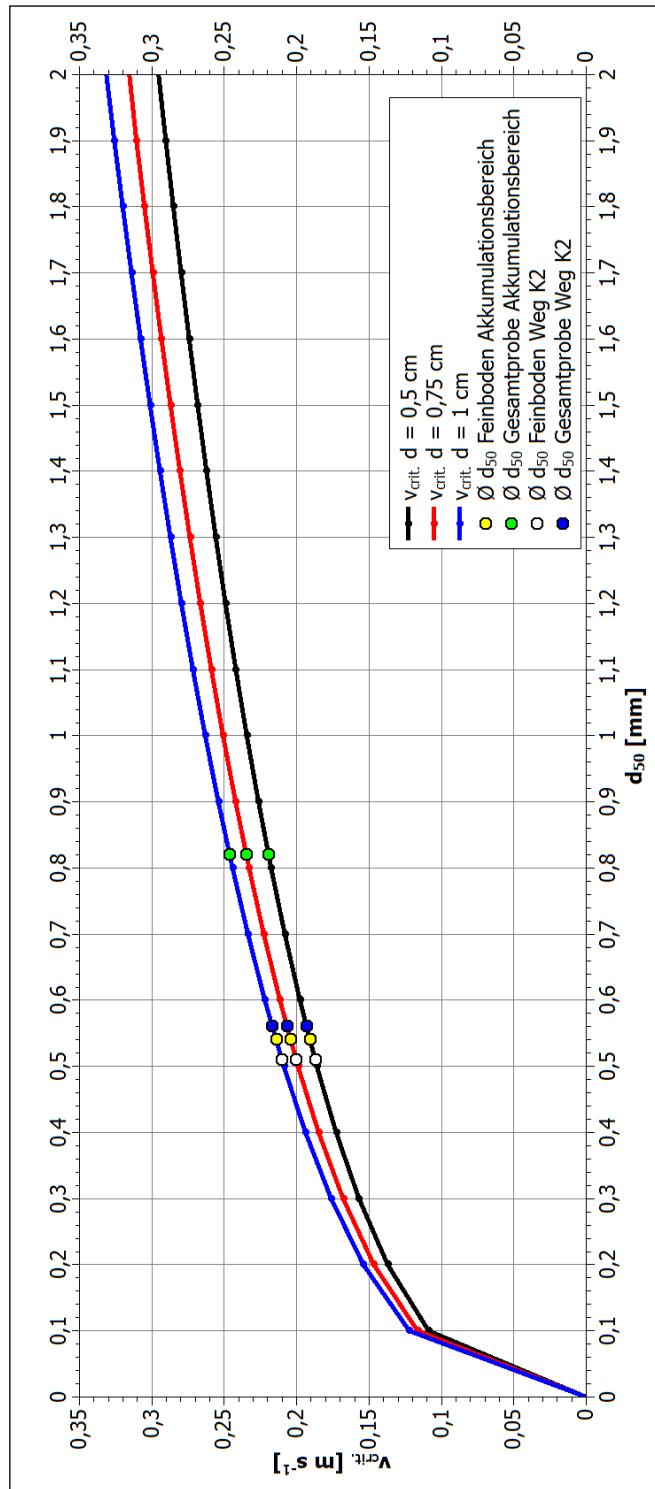


Abb. 7.6: Diagramm der kritischen Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom medianen Korndurchmesser nach MELVILLE & COLEMAN (2000). Die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform sind vermerkt.

Probe	$v_{crit. HJULSTRÖM}$ [m s ⁻¹]	$v_{crit. MELVILLE & COLEMAN}$ [m s ⁻¹]	$U^* GOVERS$ [m s ⁻¹]
Ø Weg K2 Gesamt	0,12 – 0,23	0,19 – 0,22	1,00
Ø Weg K2 Feinboden	0,12 – 0,23	0,19 – 0,21	0,96
Ø Akk.form Gesamt	0,14 – 0,30	0,22 – 0,25	1,19
Ø Akk.form Feinboden	0,12 – 0,23	0,19 – 0,21	0,98

Tab 7.2: Gegenüberstellung der kritischen Fließ- und Schergeschwindigkeiten für die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform.

Anhand der geringen Datentiefe und der Vielzahl an potentiell beeinflussenden Faktoren im Zuge der Sedimenterosion und -deposition kann demnach nur ein grober Schätzrahmen für die Erosions- und Ablagerungsverhältnisse im betrachteten Bereich gegeben werden. Dennoch ist zu vermerken, dass große Mengen an Wegesediment durch natürliche Niederschlagsereignisse mobilisiert werden konnten. Die Kornsummenkurven zeigen – neben der offensichtlich gegebenen räumlichen Assoziation zwischen Weg und Ablagerungsbereich – deutlich an, dass das abgelagerte Sediment von der benachbarten Wegoberfläche stammte. Die Mächtigkeiten und Lagerungsdichten konnten wiederum sehr genau aufgenommen werden, weswegen die Schätzung der Gesamtmenge von 1,2 Tonnen erodiertem Material als realistisch zu erachten sind. Durch den ebenfalls genau determinierbaren Ablagerungszeitraum lässt sich somit eine hohe Erosionsrate der Wegoberfläche konstatieren.

Zusätzlich problematisch an der betrachteten Akkumulationsform ist jedoch grundsätzlich die sich stark verändernde Wegoberfläche aufgrund der andauernden Befahrung bei gleichzeitig schlechter Oberflächenbefestigung. Während der Phase der Beregnungsversuche im Jahr 2013, demnach ein Jahr nach der Kartierung der Sedimentform, war die Fahrspur im Bereich der Überleitung des Abflusses in den Böschungsbereich durch wiederholte Befahrung so stark eingetieft, dass keine direkte Verbindung mehr zwischen Wegoberfläche, dort entstehendem Abfluss und dem freigeschobenen Bereich bestand. Infolgedessen stellte sich ein veränderter Fließweg ein, der Oberflächenabfluss floss weiter den Fahrspuren folgend bis in einer tiefer gelegene Geländeposition, an der sich abermals ein Akkumulationsbereich bildete. Dies zeigt, wie zeitlich dynamisch gerade auf wenig befestigten Wegen die Transportweite des Sediments und räumliche Ablagerungsmuster durch Befahrung beeinflusst werden können.

7.3 | Interpretation der Simulationsversuche

Innerhalb der Ergebnisinterpretation werden die gesammelten Abfluss- und Sedimentmengen auf die Bezugsfläche eines Quadratmeters extrapoliert. Dies soll eine bessere Vergleichbarkeit mit anderen Studien zur Wegeerosion ermöglichen, zudem ist die Extrapolation der erhobenen Daten auf eine nicht plotabhängige Bezugsgröße übliche Vorgehensweise in entsprechenden Publikationen und erfolgt selbst dann, wenn der ursprüngliche Versuchspot deutlich kleiner als der in dieser Arbeit verwendete war (vgl. BUTZEN ET AL. 2014; BACKES ET AL. 2007; BACKES 2005).

7.3.1 Beurteilung des Abflussverhaltens

Bei der Interpretation des Abflussverhaltens verschiedener Wegetypen und Flächeneigenschaften muss im ersten Schritt eine Bereinigung der Abflussdaten erfolgen, da durch die Unterbrechungen zwischen den einzelnen Aufsättigungsläufen in den ersten Minuten stets ein Anströmen des Abflusses zu beobachten war. Dies ist besonders dann von Relevanz, wenn eine Interpolation der Abflusswerte über den gesamten Zeitraum von 90 Minuten durchgeführt werden soll.

Die Bereinigung erfolgte nach den in Kapitel 5.4.5 beschriebenen Schritten, bei den zweiten und dritten Läufen eines Versuches wurden diejenigen Minuten zu Beginn der Beregnung herausgefiltert, die über eine größere negative Abweichung als 20% vom Mittelwert der letzten 10 Minuten des jeweiligen Laufes aufwiesen (vgl. Gleichung (42)). Sind diese Aufsättigungsminuten bekannt, kann die Abflussentwicklung der einzelnen Wegekategorien beschrieben und interpretiert werden. Dies erfolgt zuerst nach Kategorien getrennt, im Nachgang wird der Einfluss der Fahrspurverdichtung angesprochen und durch eine Zusammenschau aller Ergebnisse die grundsätzliche Verteilung der Datensätze interpretiert, danach erfolgt ein Ansatz der Interpolation der Abflusskurven.

In den Abbildungen 7.7 bis 7.13 sind die kategoriebezogenen Abflusskurven zwecks Vergleichbarkeit einander gegenübergestellt. Die Aufsättigungsminuten, welche wie beschrieben berechnet wurden, sind gesondert gekennzeichnet. Zusätzlich abgezeichnet ist die mittlere Abflussmenge der drei Versuche pro Kategorie sowie die minütliche Niederschlagsmenge, die mittels KBA auf den Plot gegeben wurde.

Die Abflussgraphen der Kategorie 1 (Abb. 7.7 und 7.8) zeigen gerade zu Beginn der Beregnungen deutliche Schwankungen der gemessenen Abflusswerte. Aufgrund der sukzessiven Aufsättigung ist dieses Bild der Abflusswerte jedoch plausibel. Die ersten Minuten der Beregnungsversuche waren durchweg geprägt von sich erst langsam einstellenden, präferentiellen Fließwegen des Oberflächenabflusses. Gesteuert wurde dies durch das Mikrorelief der Untersuchungsflächen und die nicht homogen über den Plot verteilten Infiltrationsraten des Oberbodens. Im Falle der Zwischenspurberegnungen ist zusätzlich erkennbar, dass die starken Schwankungen bis in den zweiten Versuchslauf hinein bestanden hatten. Ebenso auffällig bei diesen Versuchen ist Versuchslauf 4, welcher – wie bereits in Kapitel 6 angemerkt – über deutlich erhöhte Abflusswerte verfügte. Da vergleichbare Randbedingungen zu den anderen Versuchsläufen geherrscht haben, muss für diesen Versuchslauf eine zu hohe Niederschlagsintensität der KBA angenommen werden, die jedoch im Geländeeinsatz nicht ersichtlich war, da alle Betriebsdaten, Düsendruck und Wasserverbrauch, in den Normbereichen lagen. Hierdurch verschiebt sich folglich auch der Mittelwert der Beregnungsversuche für die Zwischenspurbereiche der Wegkategorie 1. Dennoch muss selbst bei den erhöhten Werten festgehalten werden, dass offensichtlich ein stabiles Abflussniveau erreicht werden konnte.

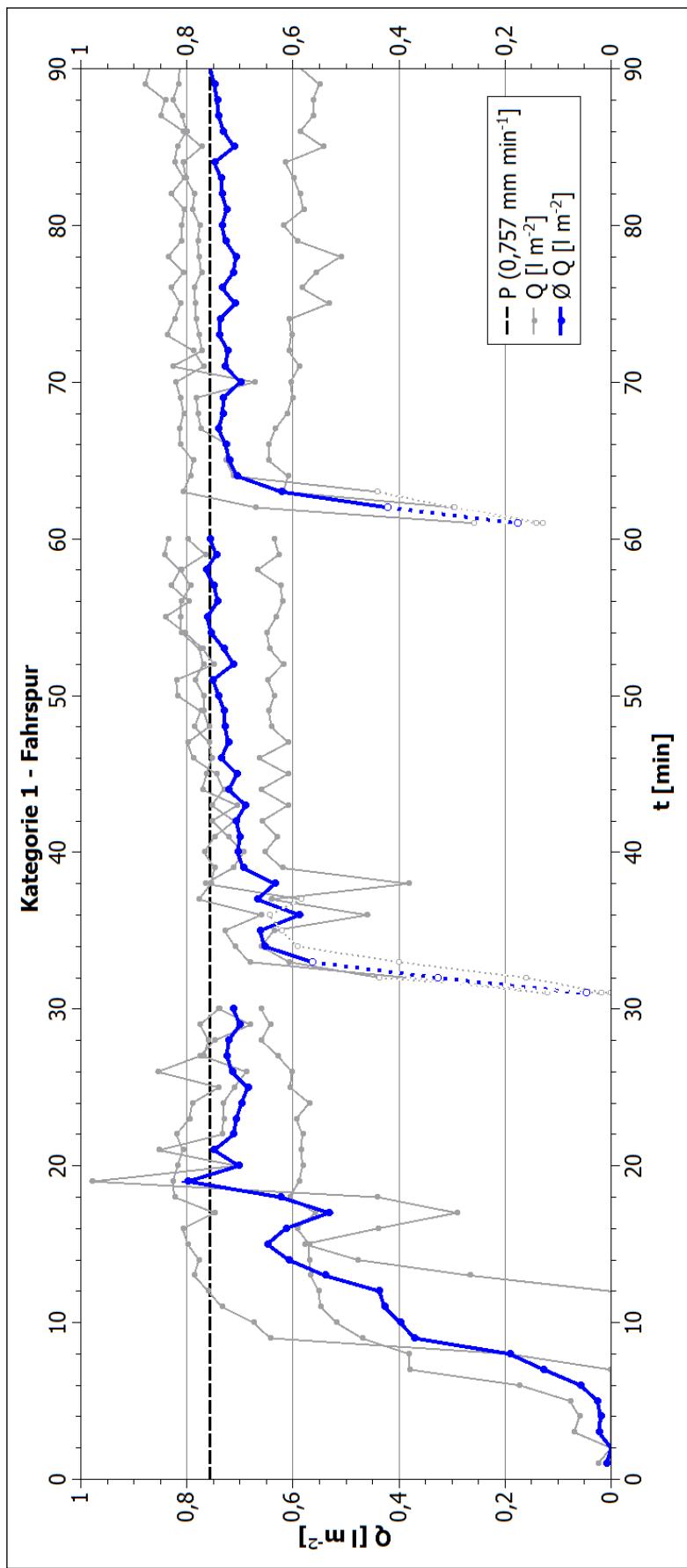


Abb. 7.7: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 1.

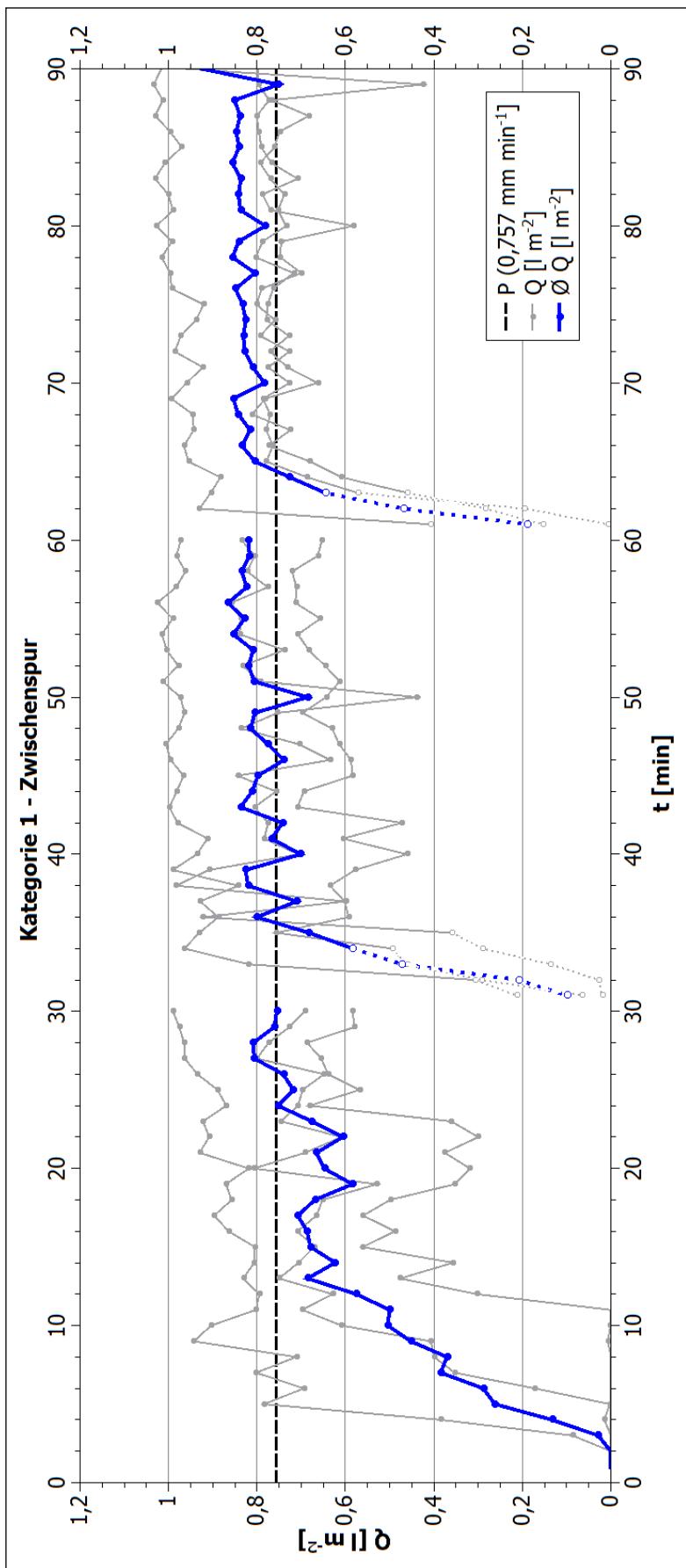


Abb. 7.8: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren von Wegen der Kategorie 1.

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei den Fahrspurberegnungen von Wegen der Kategorie 2 (Abb. 7.9). Auch hier weist ein Versuch (Versuchslauf 9) erhöhte Abflusswerte auf. In diesem Fall muss ebenfalls eine erhöhte Niederschlagsintensität als Grund angesehen werden. Auffällig ist jedoch zusätzlich, dass alle Versuche der Kategorie zum Ende der Beregnung oberhalb der minütlichen Niederschlagsmenge der KBA liegen. Zu relativieren ist dies durch die – bis auf Versuch 9 – unterhalb 100 % liegenden RKE der Versuche. Sowohl Versuch 7 (RKE = 90,1 %) als auch Versuch 8 (RKE = 99 %) weisen in der Gesamtsumme geringer Abfluss- als Niederschlagswerte auf. Somit kann angenommen werden, dass die hohen Abflusswerte oberhalb der minütlichen Niederschlagsmenge die sukzessive Wasserbewegung in der oberflächennahen Bodenzone repräsentieren, da der Input aus der KBA zeitverzögert am Auslass des Plots gemessen wurde.

Bei den Abflusskurven der Zwischenspurberegnungen von Wegen der Kategorie 2 (Abb. 7.10) ist zu erkennen, dass die Anströmphase deutlich verlangsamt ablief. Keiner der drei betrachteten Versuche erreichte innerhalb des ersten Teillaufes einen Abflusswert nahe am Output der KBA, einzige Ausnahme ist ein solitärer Abflusswert bei Minute 30. Dahingegen erfolgte die Aufsättigung in den beiden nachfolgenden Teilläufen vergleichsweise schnell, so ist spätestens nach drei, im Mittel nach einer Minute die Aufsättigung vollzogen. Zwar schwankten die Werte noch merklich, jedoch lagen diese bereits auf dem Niveau der durchschnittlichen Niederschlagsintensität. Im Falle der Zwischenspurberegnungen ist abermals ein deutlich abweichender Versuch zu verzeichnen, in diesem Falle liegen die Abflusswerte jedoch deutlich niedriger als bei den anderen Versuchen der gleichen Kategorie. Zusätzlich lässt sich sogar eine leicht absteigende Tendenz der Abflusswerte über den zweiten und dritten Teillauf beobachten. Für diese grundsätzlich niedrigen Werte kann abschließend kein definitiver Grund ausgewiesen werden. Die Hydrophobizität des Standortes war ebenso wie bei den anderen Versuchen der gleichen Kategorie in Klasse 0, so dass diese kein Grund für die abfallenden Werte sein kann. Auch die Lagerungsdichte und die Vorfeuchte lagen in Wertebereichen, die mit den anderen Versuchen vergleichbar sind. Da während der Versuchsläufe auf eine stets vollständige Abdichtung des Beregnungsrahmens geachtet wurde, kann auch ein ungewolltes Austreten des Abflusses an Stellen neben dem Abfluss ausgeschlossen werden. Aufgrund der Fehlereruierung kann daher angenommen werden, dass es sich bei den niedrigen Abflusswerten um tatsächlich unverfälschte Werte handelte – bei der noch geringen Grundgesamtheit an Beregnungsversuchen müsste über eine größere Anzahl von Versuchen herausgearbeitet werden, in wie weit diese Tendenz gehäuft zu beobachten ist (vgl. Kapitel 8).

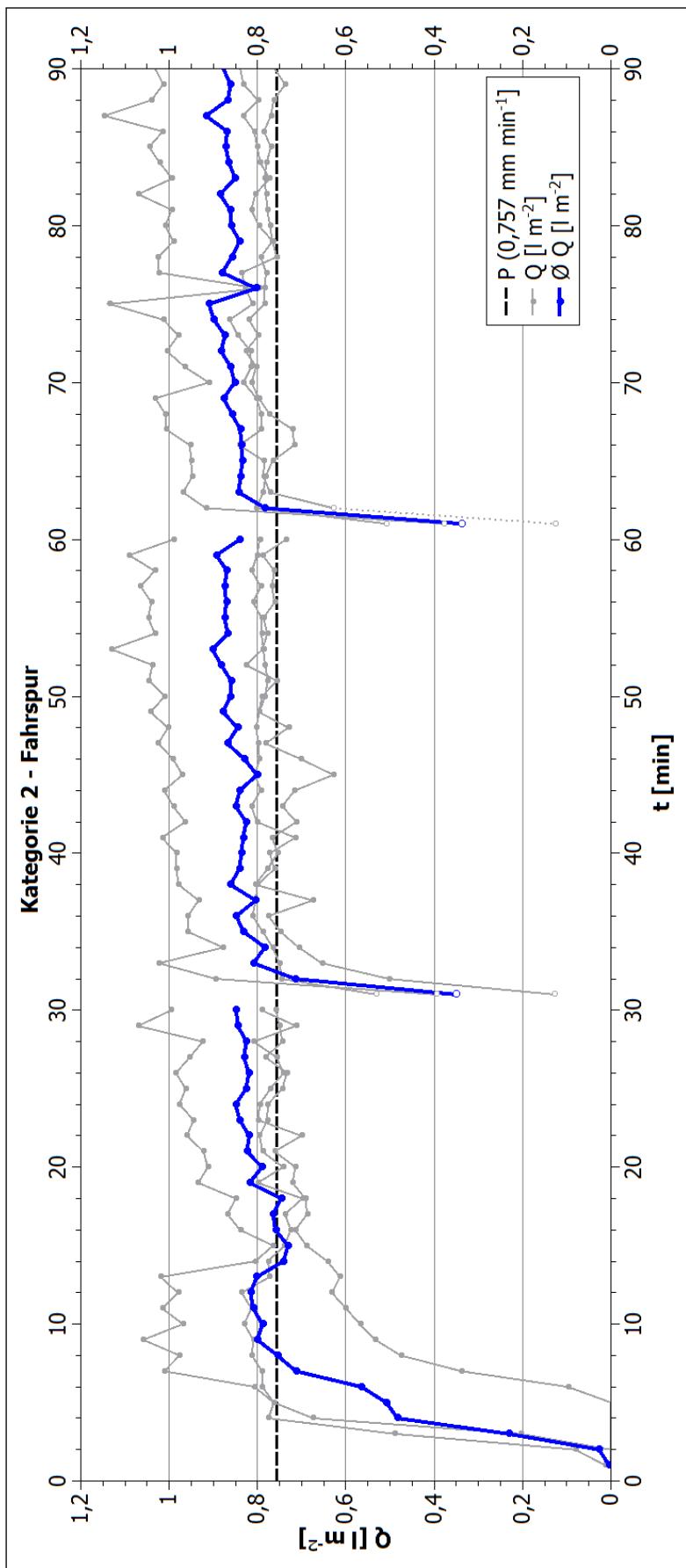


Abb. 7.9: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 2.

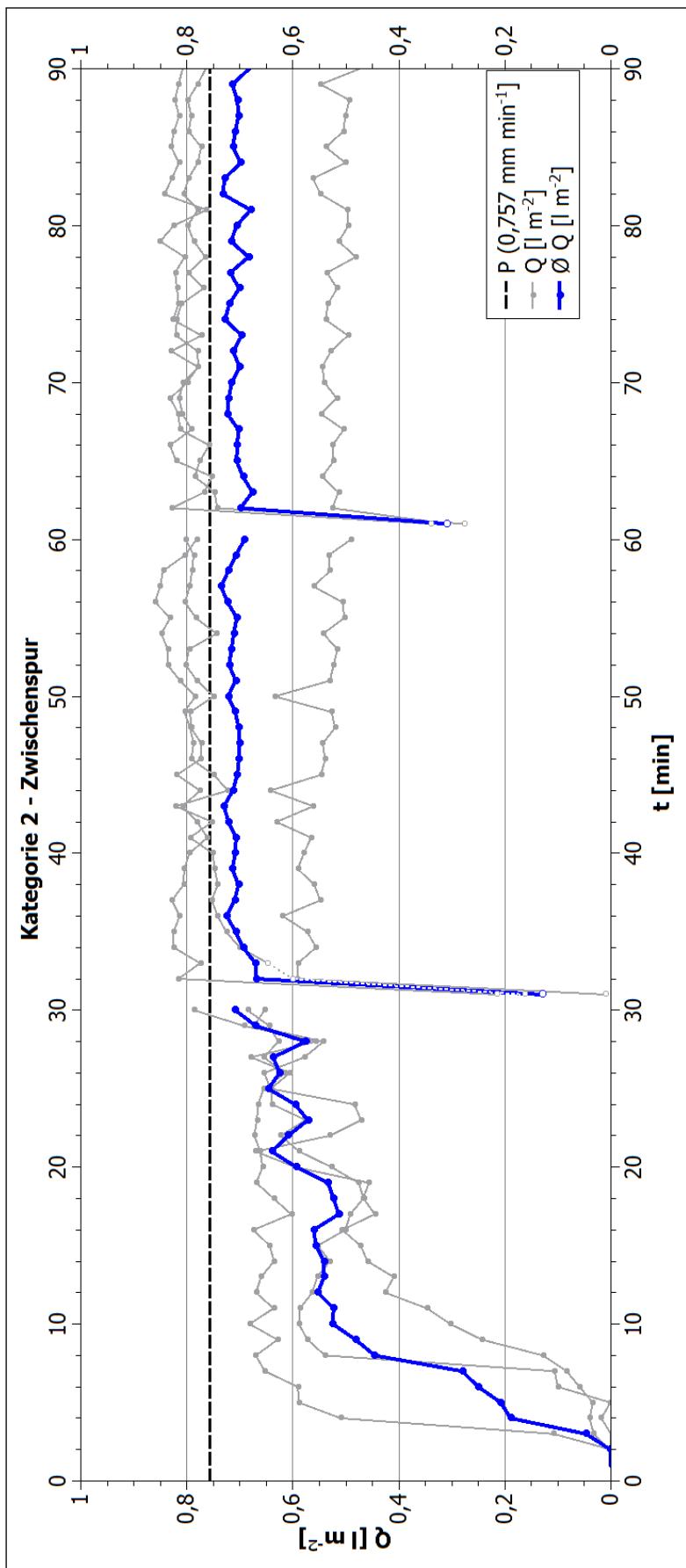


Abb. 7.10: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Zwischenspuren von Wegen der Kategorie 2.

Die Abflusskurven der Wege aus Kategorie 3 zeigen erstmals ein abweichendes Bild von den vorangegangenen Werten (Abb. 7.11 und 7.12). Im Falle der Fahrspurberegnungen fällt auf, dass trotz der fehlenden Wegbefestigung gegen Ende der Versuchsreihen Abflussraten festgestellt werden konnten, die einer 100 %igen Aufsättigung der Untersuchungsfläche entsprachen. Die mittlere Kurve der drei Fahrspurversuche zeigt ein relativ stabiles Niveau von ca. $0,7 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Dies ist ein starker Indikator dafür, dass durch die Befahrungsauflast eine so starke Bodenverdichtung stattgefunden haben muss, dass die Infiltrations- und Wasserleitfähigkeit des Oberbodens massiv reduziert wurde. Zwar zeigen die Fahrspuren der Kategorie 3 nach wie vor eine bedeutend längere Aufsättigungsphase als es bei den befestigten Wegen der Fall gewesen ist, aber im Vergleich zu den Zwischenspurbereichen und den Waldböden (Abb. 7.12 und 7.13) ist dennoch das deutlich veränderte Abflussverhalten festzustellen.

Die Zwischenspuren (Abb. 7.12) erreichen über den Gesamtverlauf der Beregnungsversuche zu keinem Zeitpunkt das Niveau des induzierten Niederschlags. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf eine hohe Infiltrationskapazität der Oberböden während der Versuchsläufe. Dennoch bleibt im direkten Vergleich mit den Waldbodenberegnungen festzuhalten, dass ein deutlich verändertes Abflussverhalten vorliegt. Die Begründung hierfür liegt in der Ausbreitung des Auflastdruckes innerhalb der Bodenmatrix (vgl. Abb. 3.23), da durch die horizontale Komponente der Druckverteilung auch in den Zwischenspurbereichen eine Bodenverdichtung zu erwarten ist. Vor diesem Hintergrund stellen die Zwischenspurbereiche der Rückgassen – obwohl hier nicht die maximalen Abflusswerte festgestellt werden konnten – das bemerkenswerteste Ergebnis der Abflusswerte dar. Die Oberflächen waren augenscheinlich nahezu unverändert und wiesen noch einen intakten, humosen Oberboden mit entsprechender Streuauflage auf. Dennoch liegen die Abflusswerte deutlicher als erwartet über denen der unbeeinflussten Waldstandorte.

Bei den letztgenannten kann wiederum der bestimmende Einfluss der Hydrophobizität auf die Abflussgenerierung herausgestellt werden. Zu Beginn lagen die – generell sehr niedrigen – Abflussraten noch höher, als es zum Ende der Beregnungsversuche der Fall war. Während der ersten Minuten der Beregnung war noch ein deutliches Abperlen der Tropfen von der trockenen Oberfläche zu beobachten, so dass der auftreffende Niederschlag nicht infiltriert wurde, sondern vielmehr oberflächlich abfloss. Erst mit beginnender Durchfeuchtung der Oberfläche – diese geht einher mit dem

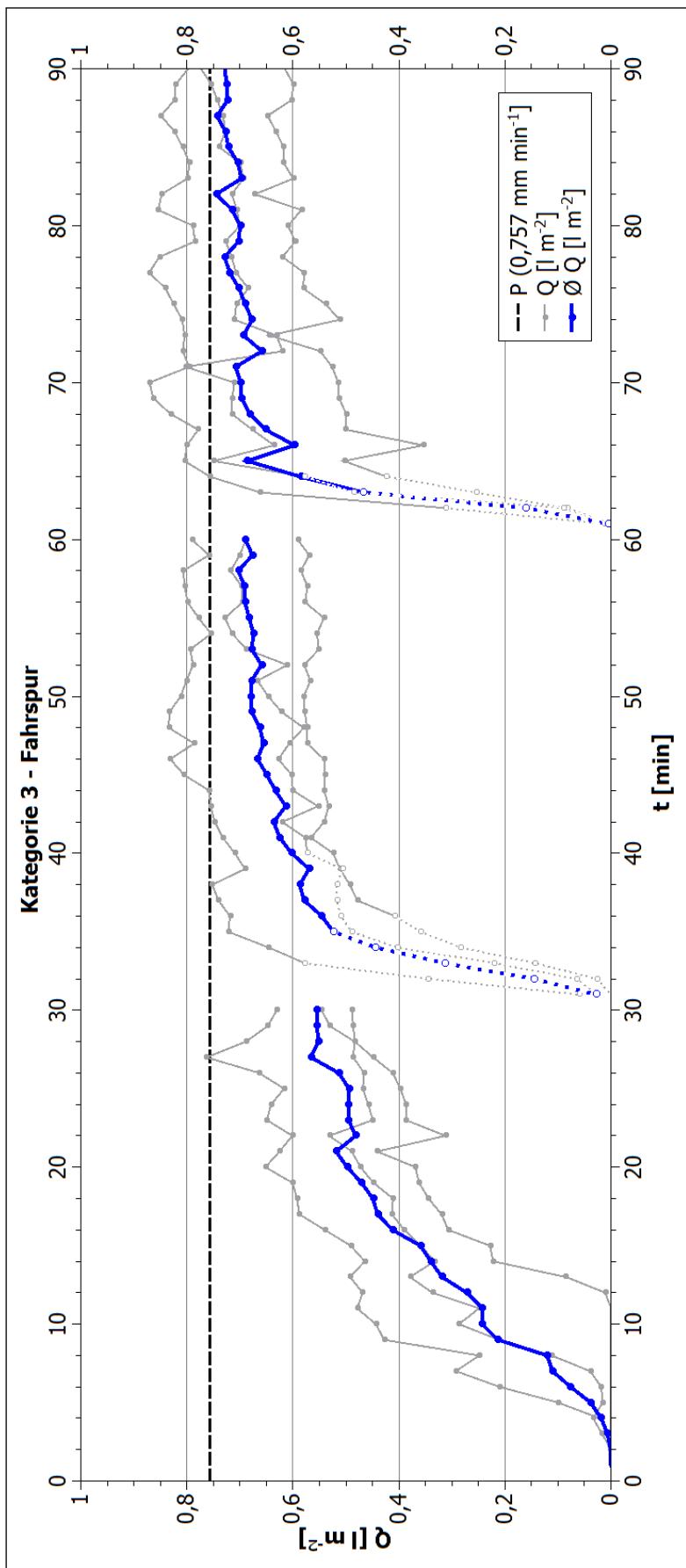


Abb. 7.11: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 3.

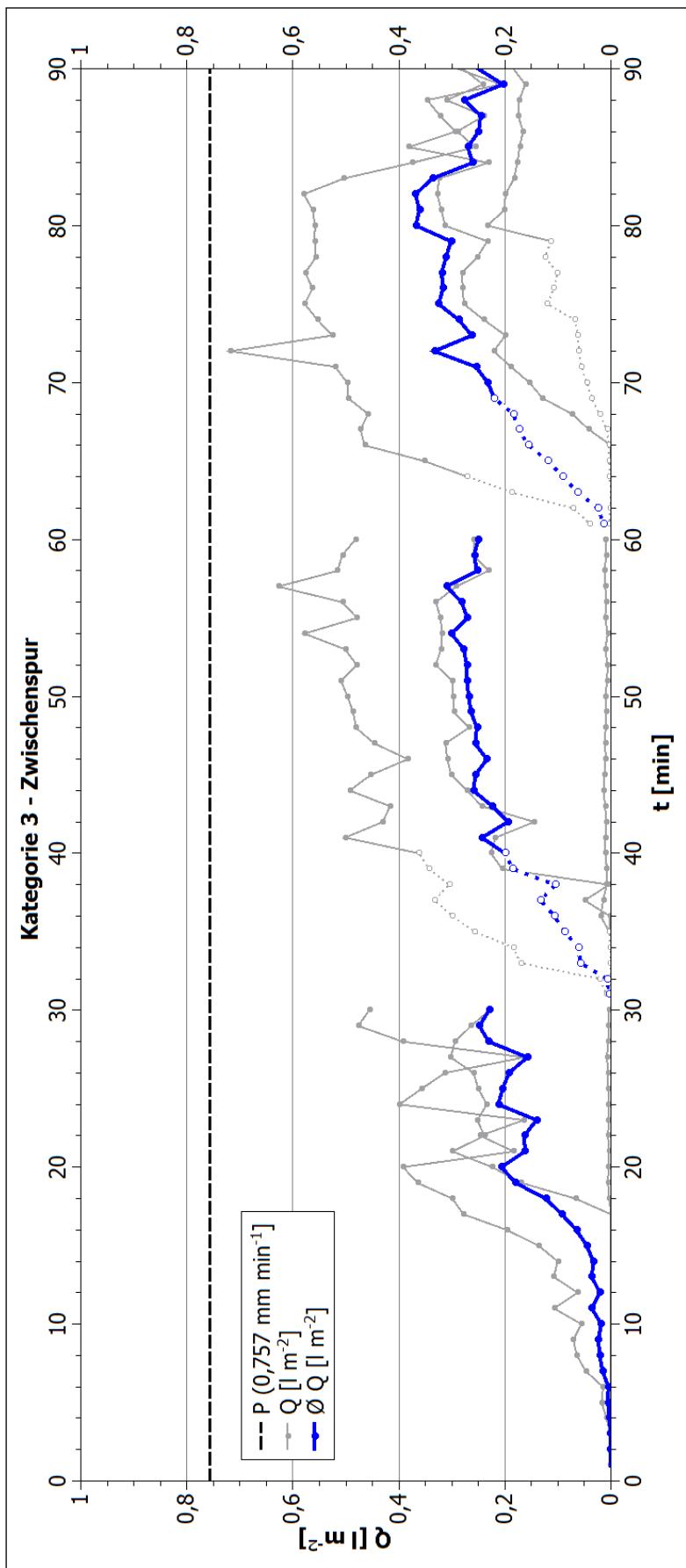


Abb. 7.12: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Berechnungsversuche auf Zwischenspuren von Wegen der Kategorie 3.

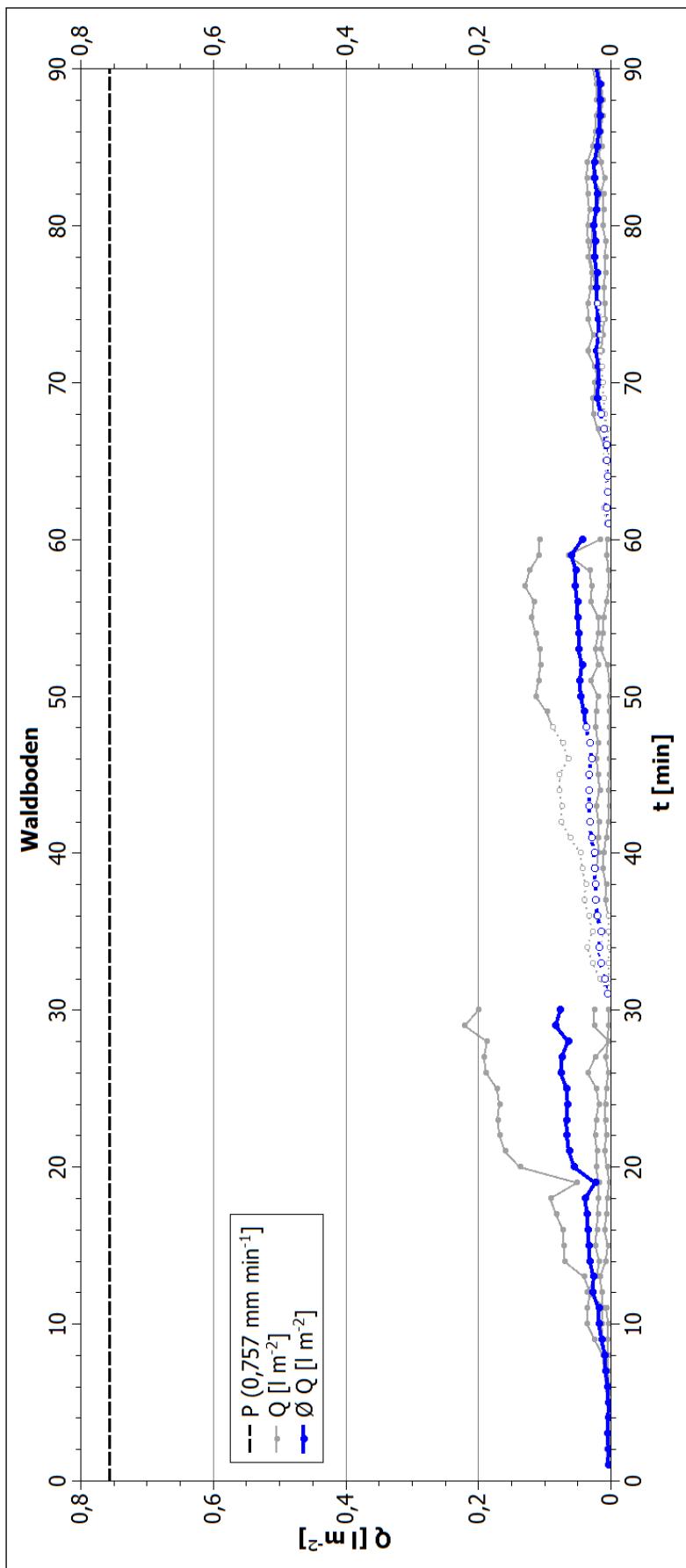


Abb. 7.13: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Waldböden.

Für die Beurteilung der Abflussmengenverteilung bietet es sich an, den Datensatz der einzelnen Versuchsläufe und die Gesamtdatenmengen aller Läufe mittels Histogrammen darzustellen. Die Gesamtdatenmengen können sowohl nach Wegekategorie als auch nach Position auf der Wegoberfläche (Fahrspur / Zwischenspur) zusammengefasst werden. Für die Darstellung wurde eine Klassenbreite der Histogramme von $0,01 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ gewählt, die herausgefilterten Daten der Aufsättigungsminuten sind ebenfalls als schraffierte Werte in den Histogrammen enthalten, um eine Beurteilung des ungefilterten Datensatzes ebenso zu ermöglichen.

Abbildung 7.14 zeigt die Histogramme der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 1. In der Gesamtsumme aller Versuche zeigt sich, dass drei deutliche Peaks zu erkennen sind. Der erste Peak betrifft Abflusswerte von $0 - 0,01 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$, hier war eine Häufung vor allem bei Versuch 1 (A) und Versuch 2 (B) zu beobachten. Diese repräsentieren – da sie auch zu den bereinigten Datensätzen zählen – vor allem die Aufsättigungsphasen zu Beginn der Beregnungsversuche. Innerhalb der eigentlichen Abflusswerte zeigt sich bei jedem Versuch eine starke Konzentration der Messwerte. Diese liegt im Falle von Versuch 1 und 2 um einen Abflusswert von $0,75 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Dies entspricht einem RKE von ca. 99 %, was ein deutlicher Anzeiger für einen vollständig aufgesättigten Plot darstellt. Die starke Konzentration der Werte zeigt zudem, dass ein nahezu 100 %iger RKE vergleichsweise schnell erreicht werden konnte, ohne dass viele Aufsättigungswerte im Bereich zwischen 0 und $0,75 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu verzeichnen waren. Versuch 3 weicht im Muster der Werteverteilung von den vorangehend beschriebenen ab. Auch hier zeigt sich zwar eine deutliche Wertekonzentration – in diesem Fall im Bereich von $0,55 - 0,65 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ (entsprechend einem RKE von 73 – 86 %) – jedoch fehlt eine deutliche Häufung der Messwerte zwischen 0 und $0,01 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Zu erklären ist dies mit einem schnelleren Ansprechverhaltens des Plots. Während bei Versuch 1 erst in Minute 11 und bei Versuch 2 in Minute 9 Abfluss einsetzte, begann die Abflussbildung während Versuch 3 bereits ab der ersten Minute.

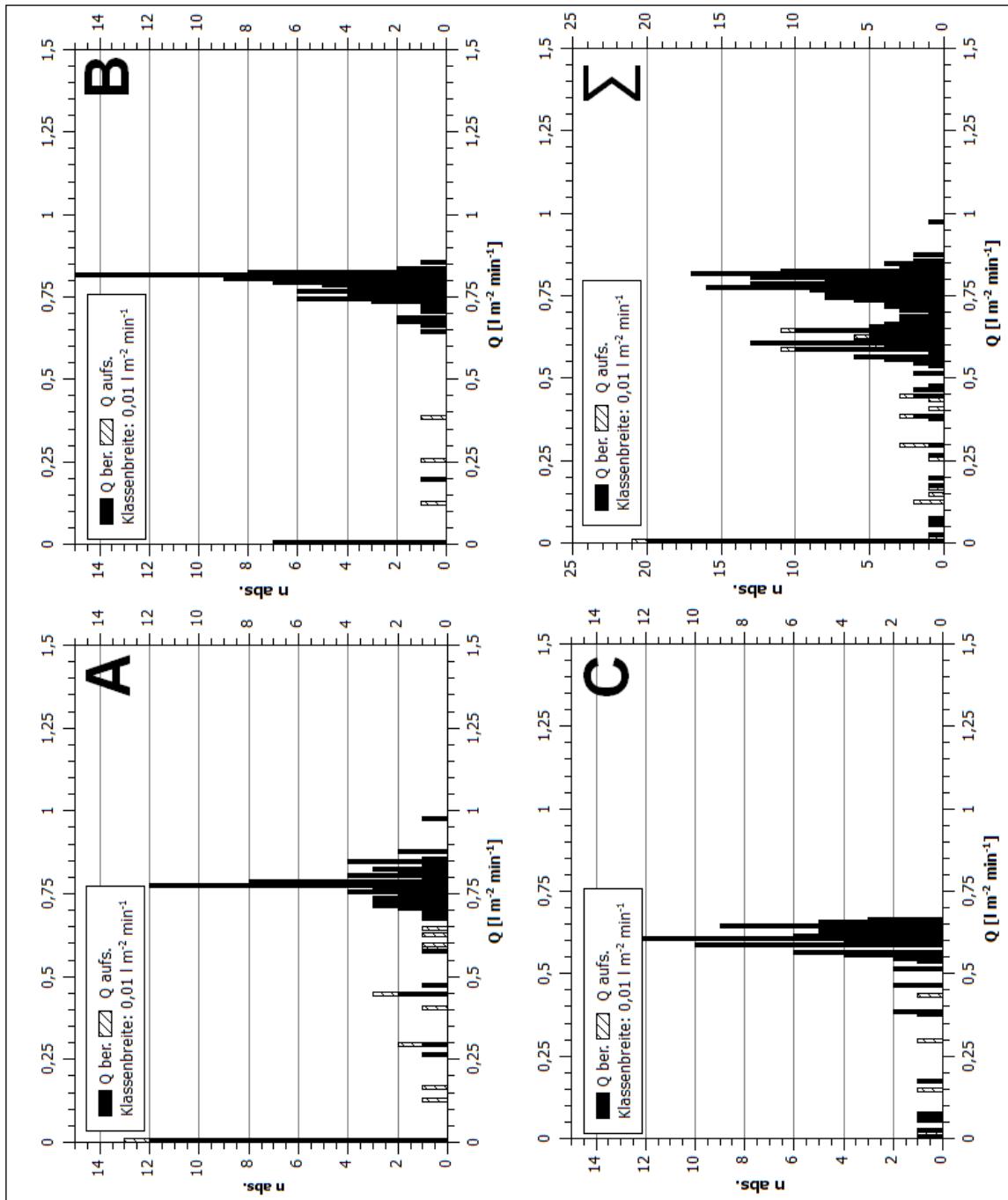


Abb. 7.14: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 1, Fahrspur. A: Versuch 1, B: Versuch 2, C: Versuch 3.

Abbildung 7.15 zeigt die Histogramme der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Wegekategorie 1. Im Falle der Zwischenfspurberechnung sind vor allem Versuch 5 (B) und 6 (C) in ihrer Werteverteilung vergleichbar. Dies deckt sich mit den Erkenntnissen der Fahrspurberechnungen, bei denen ebenfalls zwei Versuche vergleichbare Verteilungen aufwiesen. Auffällig ist ebenfalls, dass die Bildung von deutlichen Peaks innerhalb des Histogramms zwar immer noch feststellbar ist, diese jedoch nicht mehr so ausgeprägt erscheint wie im Falle der Fahrspurbereiche. Dies zeigt tendenziell eine größere Streuung der gemessenen minütlichen Abflusswerte auf. Ebenfalls zeigt sich, dass nunmehr nur noch bei einem Versuch, dem Versuchslauf 5 (B), eine ausgeprägte Anströmphase zu erkennen ist. Daher ist ein grundsätzlich schnelleres Ansprechen der Wegoberflächen der Zwischenfspurbereiche festzuhalten.

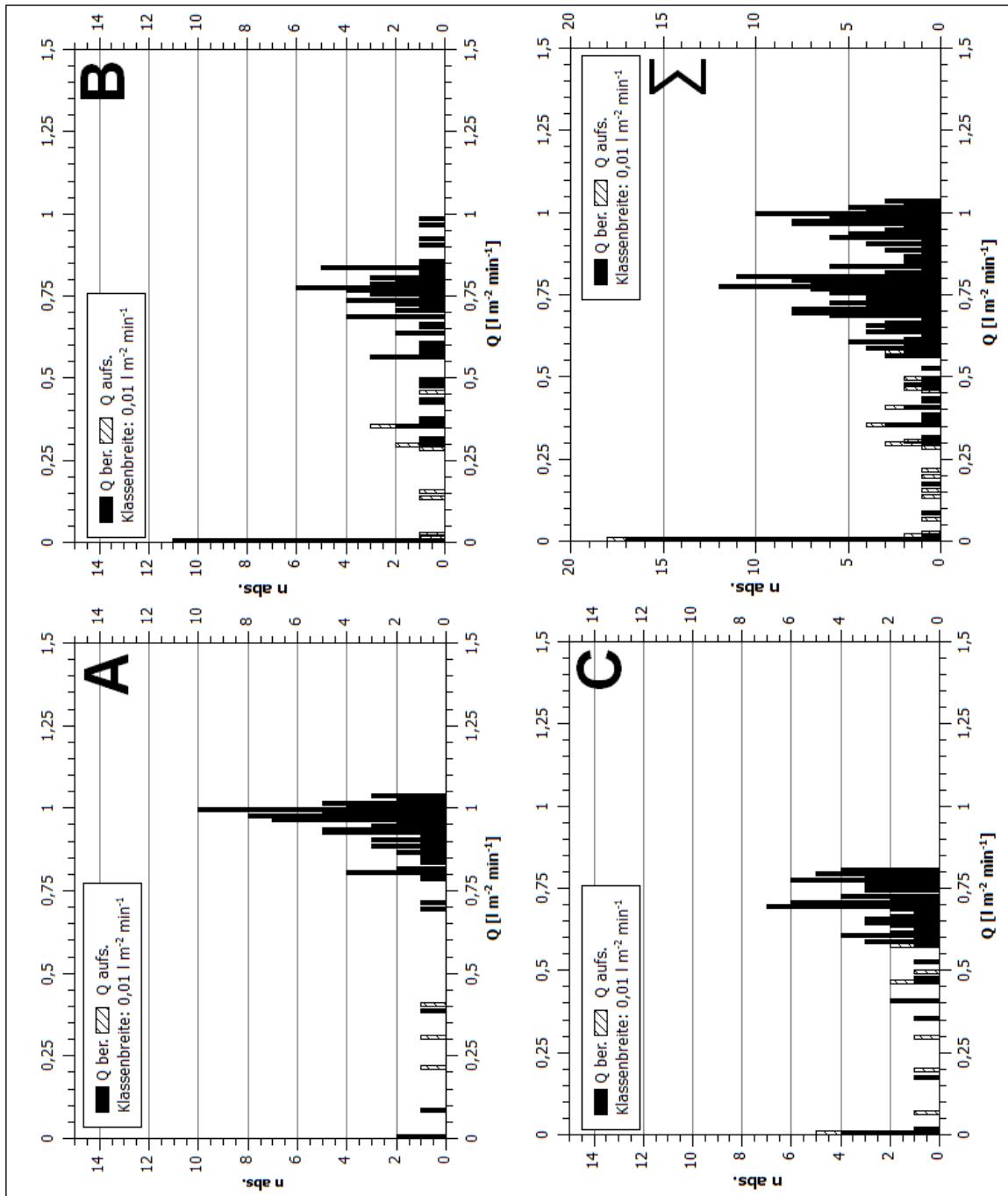


Abb. 7.15: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 1, Zwischen spur. A: Versuch 4, B: Versuch 5, C: Versuch 6.

Abbildung 7.16 zeigt die beiden Gesamtmengen der Fahrspur- und Zwischen spurberechnungen auf Wegen der Kategorie 1. Dies ermöglicht einen Vergleich beider Datensätze vor dem Hintergrund eines Einflusses der Fahrspurverdichtung. Auffällig erscheint, dass es augenscheinlich nur geringe tendenzielle Abweichungen zwischen beiden Datensätzen gibt. Beide verfügen über eine Wertehäufung im Bereich der Anströmung ($0 - 0,01 l m^{-2} min^{-1}$) und über ein Maximum im Bereich von $0,75 l m^{-2} min^{-1}$, demnach einem Bereich der vollständigen Plotaufsaättigung. Zu postulieren ist daher, dass bei gegebener Intensität und Dauer des Niederschlags das Erreichen eines 100 %igen RKE möglich war. Auffällig ist jedoch im direkten Vergleich, dass im Falle der Zwischen spurberechnung eine Häufung von Abflussmengen im Bereich von $1 l m^{-2} min^{-1}$ zu erkennen ist. Diese liegen in Versuch 4 begründet. Dieser Befund steht jedoch genau gegensätzlich zur Grundannahme, dass eine Fahrspurverdichtung zu höheren Abflusswerten führt. Datenausreißer hin zu höheren Abflusswerten

wären also eher bei Fahrspurberegnungen zu erwarten gewesen. Neben der noch recht geringen Anzahl an Beregnungen und der somit ebenfalls geringen Grundgesamtheit der Proben kann zusätzlich gerade die Beanspruchung durch Befahrung als Grund für diese Werteverteilung genannt werden. Im konkreten Falle des Untersuchungsgebietes war auf Wegen der Kategorie 1 auffällig, dass vor allem in den Fahrspurbereichen eine Verminderung des Grobbodenanteils zu verzeichnen war. Dies ist ursächlich durch die Eintiefung der Fahrspur zu erklären. Sukzessiv wurde im Zuge dieser Grobmateriale der Tragschicht in Oberflächennähe gebracht, da die Auflageschicht abgetragen wurde. Das Grobmateriale konnte dann bei nachfolgenden Befahrungen feuchter Wegoberflächen durch die Grobstollen der Bereifung aus der Wegoberfläche herausgelöst werden. Dieser Effekt konnte wiederholt beobachtet werden. Durch diese Befahrungsdegradation der Oberfläche war die Befestigung und die damit einhergehende Versiegelung der Oberfläche nicht mehr so ausgeprägt gegeben wie im Falle der nahezu unbeeinflussten und noch vollständig verdichteten Zwischenfspuren. Dies kann ursächlich ein Grund für die tendenziell höheren Abflusswerte in Zwischenfspurbereichen sein – zumal diese Tendenz nur bei Wegen der Kategorie 1 nachgewiesen werden konnte.

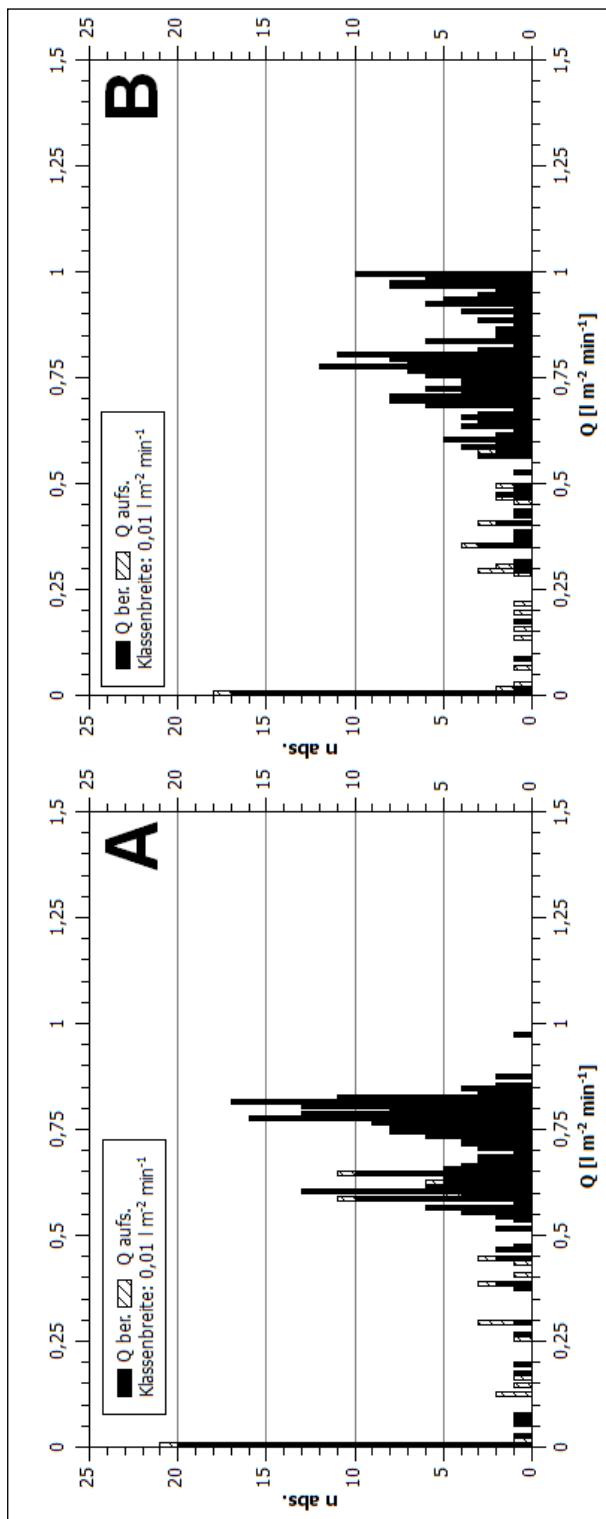


Abb. 7.16: Gegenüberstellung der Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 1. A: Fahrspur, B: Zwischenspur.

Nachfolgend zeigt Abbildung 7.17 die Aggregierung aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1. Umso deutlicher wird hier die Konzentration der Werte im Bereich der Anströmung und im Wertebereich $> 0,5 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ mit gleichzeitiger Maximumbildung zwischen 0,75 und $0,8 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Zusätzlich zeigt sich die markante Häufung von Abflusswerten in der Klasse zwischen 0 und $0,01 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$, dies repräsentiert wie bereits erläutert die Anströmphasen des erzeugten Oberflächenabflusses zu Beginn der Beregnungen.

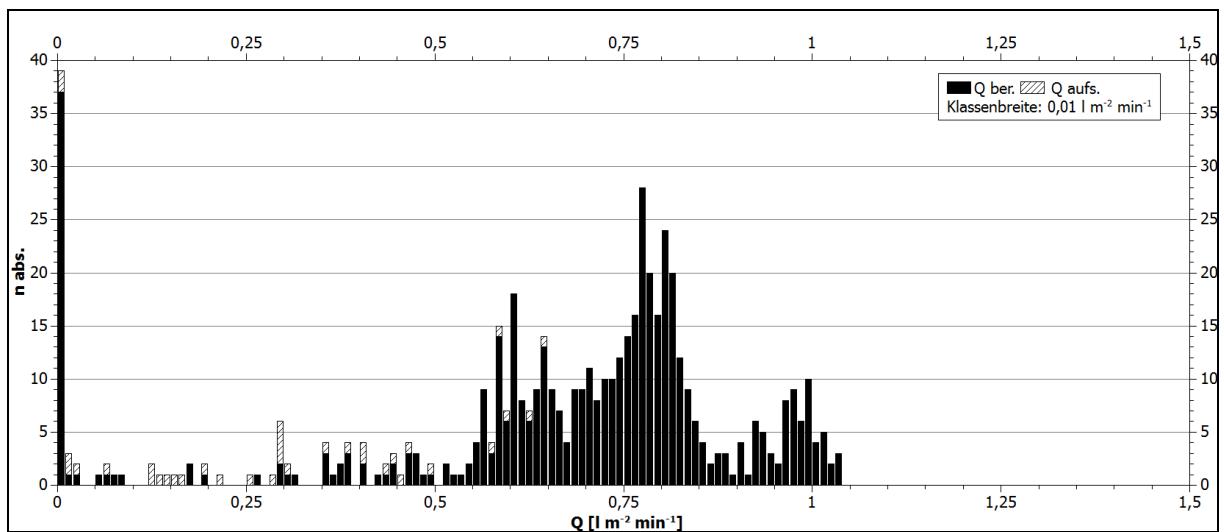
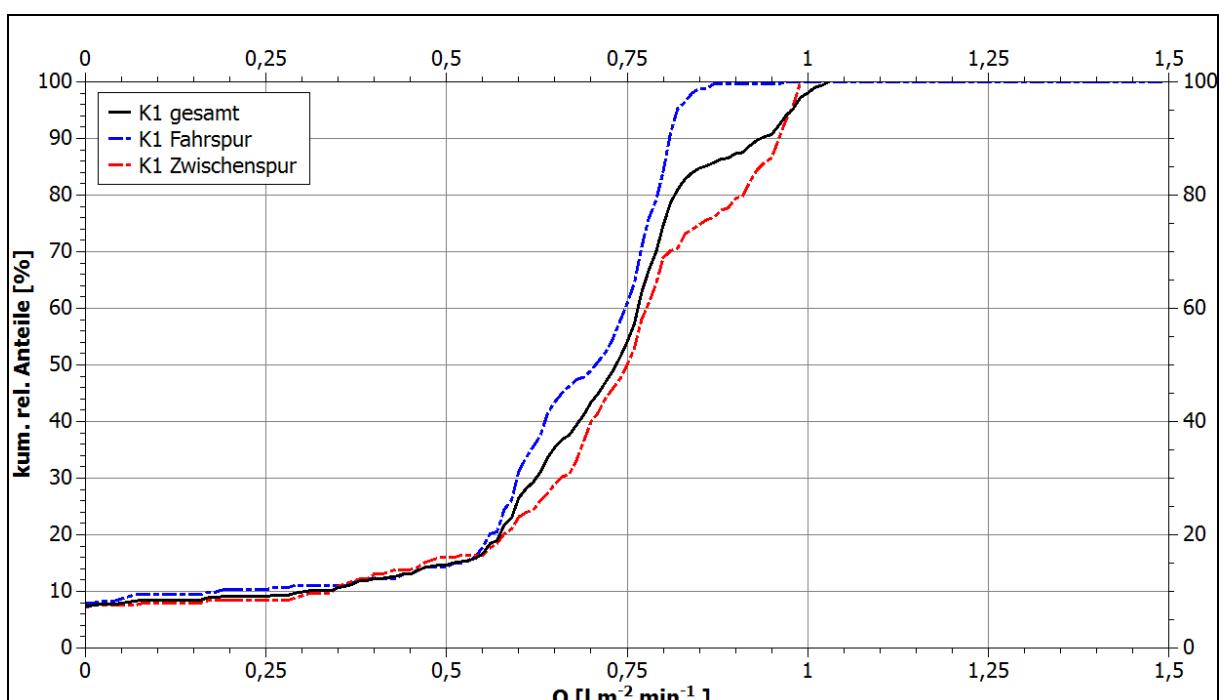


Abb. 7.17: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 1.

Abschließend kann der Verlauf der kumulierten, relativen Häufigkeit bestimmter Abflusswerte aufgezeigt werden. Diese Form der Darstellung ermöglicht eine noch bessere Vergleichbarkeit zwischen Fahrspur und Zwischenfspurbereichen. Deutlich wird anhand der Kurvenverläufe, dass sowohl Fahrspur als auch Zwischenfspur in ihren relativen Anteilen der Abflusswerte durchaus vergleichbar sind. Erst ab Abflusswerten von ca. $0,55 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ beginnen sich die beiden Kurven voneinander zu entfernen. Im konkreten Fall steigen die Werte der Fahrspurberechnungen steiler an, was gleichbedeutend mit einem höheren relativen Anteil dieser Abflusswerte im Vergleich zu den Zwischenfspurberechnungen ist. Letztere weisen zwei ausgeprägte Bereiche steiler Steigungen auf, der erste findet sich – analog zu den Fahrspurversuchen – in einem Bereich um $0,75 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$, der zweite Bereich ist zwischen $0,95$ und $1 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu erkennen. Im Bereich zwischen $0,8$ und $1 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ weisen beide Kurven auch die größte Diskrepanz zueinander auf.



Zusammenfassend zeigt Tabelle 7.3 die statistischen Eckdaten der einzelnen Beregnungsversuche. Diese umfassen den maximalen, den mittleren und den medianen minütlichen Abfluss sowie die entsprechenden RKE-Werte gegliedert nach Kategorie.

	Q_m [l m ⁻² min ⁻¹]	Q_{50} [l m ⁻² min ⁻¹]	Q_{max} [l m ⁻² min ⁻¹]	RKE _m [%]	RKE ₅₀ [%]	RKE _{max} [%]
K1 Gesamt	0,67	0,75	0,84	88,7	99,2	111,1
K1 Fahr	0,63	0,71	0,80	83,7	94,1	105,4
K1 Zwischen	0,71	0,80	0,93	93,9	105,8	122,2

Tab 7.3: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 1.

Nachfolgend soll Wegekategorie 2 beschrieben werden. Abbildung 7.19 zeigt die Histogramme der Beregnungsversuche auf Fahrspuren. Auffällig ist, dass in der Gesamtmenge aller Versuche abermals die Ausbildung von zwei Maxima zu beobachten ist, wenn auch eine Häufung von geringen Werten wie bei den Versuchen der Kategorie 1 fehlt.

Versuch 7 (A) und 8 (B) zeigen beide ihre maximale Häufung gemessener Abflusswerte in einem Bereich von 0,75 – 0,85 l m⁻² min⁻¹, während Versuch 9 (C) ein Maximum im Bereich von 1 l m⁻² min⁻¹ zeigt. Gerade im Falle von Versuch 8 ist ein eng begrenzter Datensatz zu verzeichnen, der eine schnelle und stabile Abflussgenerierung auf Niveau der zu postulierenden Vollaufsättigung zeigt. Die jeweiligen Maxima entsprechen einem Abflusskoeffizienten von 99 – 112 %, respektive 132 %.

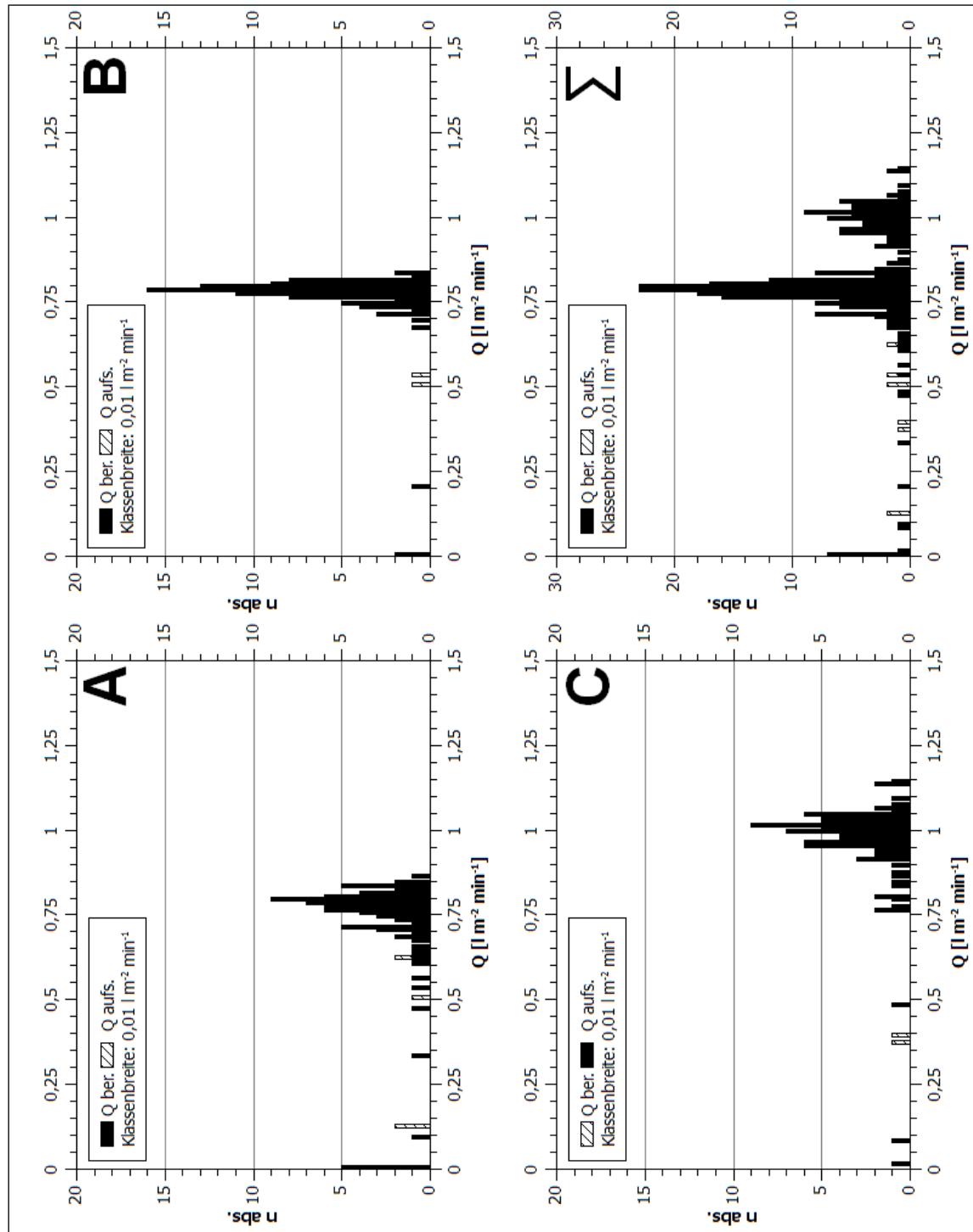


Abb. 7.19: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2, Fahrspur. A: Versuch 7, B: Versuch 8, C: Versuch 9.

Diese hohen Abflusskoeffizienten, welche in Bereichen über der minütlichen Niederschlagsmenge liegen, sind vor allem bei den Fahrspuren der Wegekategorie 2 gut zu erklären. Während den Versuchsläufen sammelte sich in den ersten Minuten das Wasser innerhalb der Reifenabdrücke und wurde somit kurzzeitig im Plot zurückgehalten. Dieser Effekt war bei den naturfesten Wegen der Kategorie 2 besonders stark ausgeprägt, da die tragschichtfreie Ausführung eine deutliche Eintiefung der Reifenstollen in den Oberboden ermöglichte. Erst im Verlauf der Berechnung wurden die Berechnungen der Stollenabdrücke durch Splasheffekte erodiert, so dass sukzessive eine Leerung dieser kleinen Teilspeicher auf der Plotoberfläche eintreten konnte. Dies ist auch in den Abflusskurven der jeweiligen Versuche gut zu erkennen. Deutlich wird dies durch teils starke

Schwankungen der Abflussgenerierung selbst in den letzten Minuten der einzelnen Versuchsläufe auf einem Plot. So gibt es immer wieder Einbrüche und Anstiege in den Abflusskurven, welche auch in der im Laufe dieses Kapitels beschriebenen Abflussinterpolation für nur schwerlich determinierbare, stabile Abflussbedingungen sorgten. In der Gesamtsumme aller Versuche der Fahrspurberechnungen von Wegekategorie 2 ist mit Versuch 9 de facto nur ein Versuchslauf zu konstatieren, welcher in der Gesamtsumme über eine höheren Abflusskoeffizienten als 100% verfügt. Im Vergleich hierzu weist Versuch 7 einen RKE von 90,13% und Versuch 8 einen RKE von 99,02% auf.

Diese Werte basieren jedoch auf der mittleren Intensität der KBA, wie in Kapitel 6.2.2 beschrieben ist. Wird nun noch in Betracht gezogen, dass die Förderleistung der Pumpe in einem bekannten Bereich schwanken kann, relativieren sich diese Werte umso mehr. Würde als standardisierte Intensität I_{\max} ($0,8281 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$) angenommen werden, lägen die entsprechenden RKE bei 82,37 % (Versuch 7), 90,50 % (Versuch 8) und 113,43 % (Versuch 9). Aufgrund der maximal möglichen Genauigkeit der verwendeten KBA und dem zusätzlich inhärent Unwägbarkeiten produzierenden Aufbau im Gelände wird dennoch mit der mittleren Intensität I_m ($0,7569 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$) argumentiert. Ähnlich wie bei Versuchslauf 4, ebenfalls einer Fahrspurberechnung, kann nicht letztendlich geklärt werden, wie es zum einem RKE > 100% selbst bei postulierter Maximalintensität der KBA kommen konnte. Mögliche Erklärungsansätze hierfür sind zu Beginn des Kapitels gegeben worden.

Bei der Betrachtung der Zwischenspurberechnungen (Abbildung 7.20) ist auffällig, dass auch hier ein Maximum der Abflusswerte in einem Bereich um $0,75 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ vorzufinden ist. Dies betrifft die Versuche 11 (B) und 12 (C), sowie daraus resultierend auch den Gesamtdatensatz der Zwischenspurberechnungen (D). Im Falle von Versuch 11 (B) kommt jedoch eine weitere Streuung des Datensatzes in Bereichen geringerer Abflusswerte hinzu. Betrachtet man hierzu die Abflusskurve des entsprechenden Versuches (Abb. 6.81), wird deutlich, dass diese in der vergleichsweise langen Anströmphase des ersten Versuchslaufes begründet liegen, da ansonsten ein sehr stabiles Einpendeln auf quasistationäre minütliche Abflussmengen innerhalb der Teilläufe 2 und 3 des Versuchs zu sehen ist. Ansonsten weisen alle Versuche eine scharf umrissene Verteilung der Abflussmesswerte auf, diese ist noch deutlicher zu erkennen, als es bei den Fahrspurversuchen der Fall ist. Dieser Umstand weist abermals auf den Einfluss des Reifenabdruckes auf der Oberfläche hin. Im Falle der Zwischenspur fehlt dieser, so dass die zu beobachtenden Schwankungen im Zuge der sich sukzessiv auflösenden Reifenstrukturen wegfallen. Die Zwischenspurberechnungen wiesen daher im Falle der Wegekategorie 2 eine insgesamt engere Verteilung des Datensatzes auf.

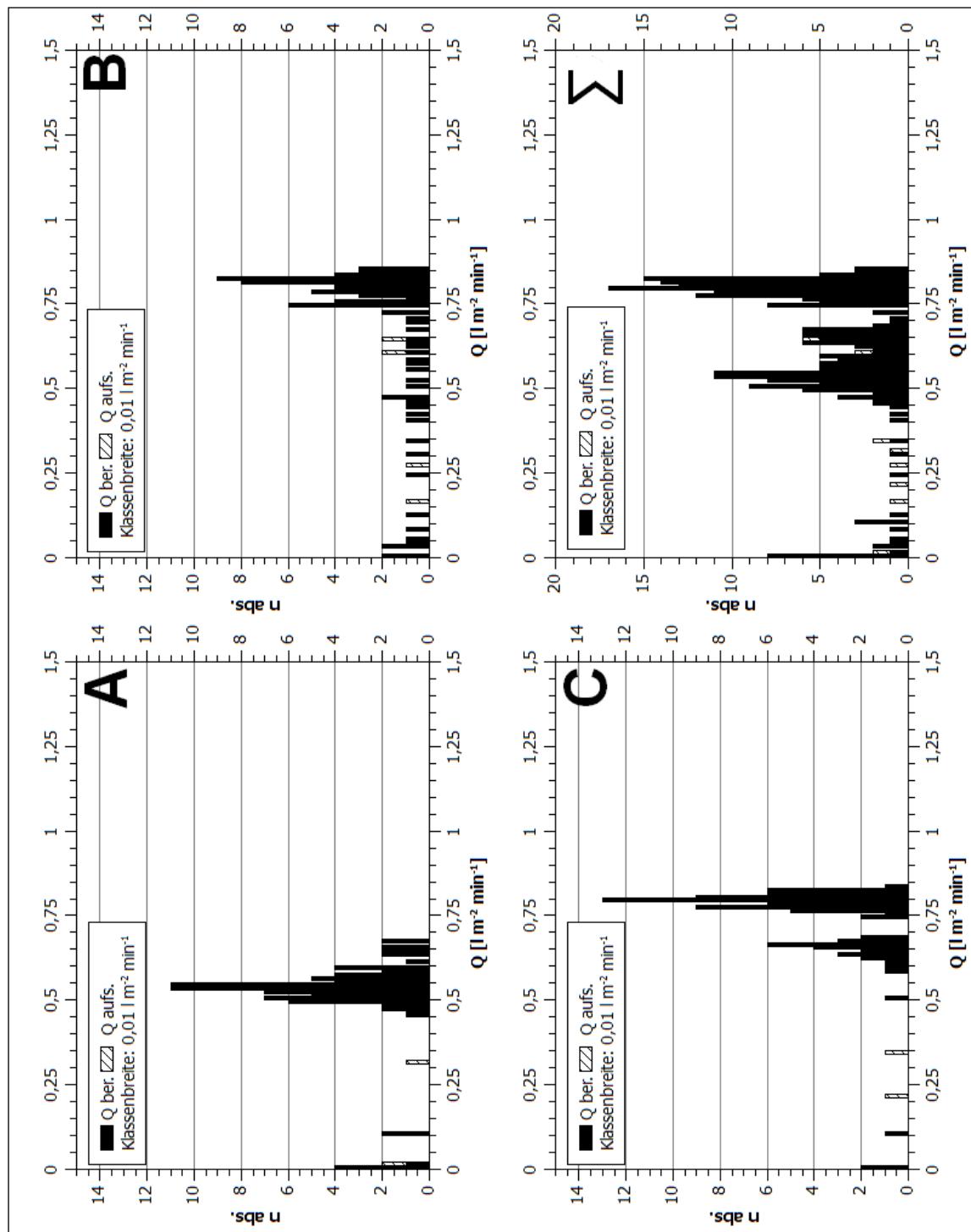


Abb. 7.20: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2, Zwischenstrasse. A: Versuch 10, B: Versuch 11, C: Versuch 12.

Im direkten Vergleich zwischen Fahrspur und Zwischenstrasse der Wegekategorie 2 lässt sich feststellen, dass die Zwischenstrasse tendenziell zu geringerer Abflussbildung tendiert, dies deckt sich mit der Erwartung, dass in den Fahrspuren der Wege eine höhere Bodenverdichtung vorherrscht, welche letztendlich durch die geringere Infiltrationskapazität und Wasserleitfähigkeit zu schnellerer und stärkerer Abflussgenerierung führt. Dennoch muss konstatiert werden, dass in beiden Fällen jeweils eine Häufung im Bereich zwischen $0,75$ und $0,85 \text{ l m}^{-2} \text{min}^{-1}$ zu beobachten ist (vgl. Abb. 7.21).

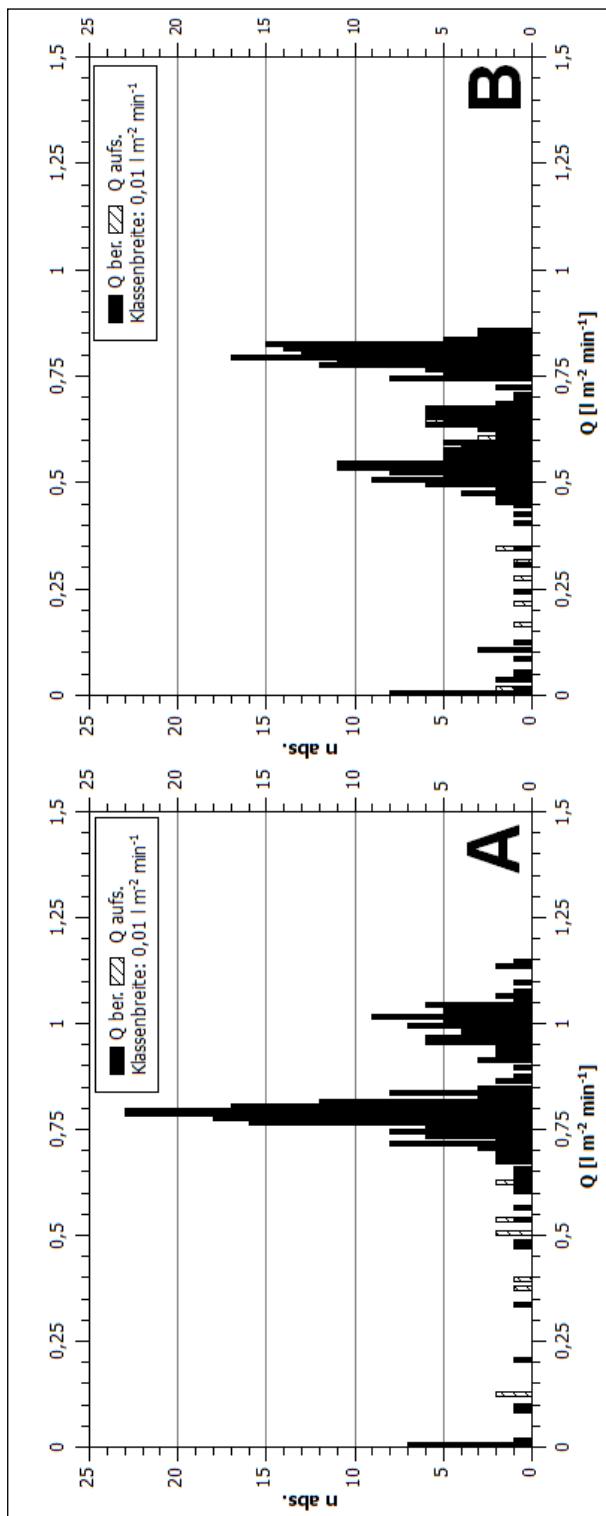


Abb. 7.21: Gegenüberstellung der Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2. A: Fahrspur, B: Zwischenspur.

Aufgrund der bisher nur geringen Grundgesamtheit der Beregnungsversuche ist diese Ansammlung in einem so eng umgrenzten Bereich – welcher zudem in einer Spanne von einem Abflusskoeffizienten um 100 % liegt – als charakteristisch für diese Wegekategorie zu betrachten. Die Abweichungen hin zu höheren Abflusswerten im Falle der Fahrspuren liegen hauptsächlich in Versuch 9 begründet, die Abweichungen zu niedrigeren Abflusswerten im Falle der Zwischenspuren in Versuch 10. Weitere Beregnungsversuche müssten den Trend der Häufung im Bereich von 0,75 – 0,85 $\text{l m}^{-2} \text{m}^{-1}$ bei gegebenen Niederschlagseigenschaften überprüfbar machen (vgl. Kapitel 8).

Wird nicht nach Fahr- und Zwischenfspur differenziert, zeigt sich diese Häufung umso deutlicher, das Gesamthistogramm aller sechs Beregnungsversuche auf Wegen der Wegekategorie 2 zeigt Abbildung 7.22.

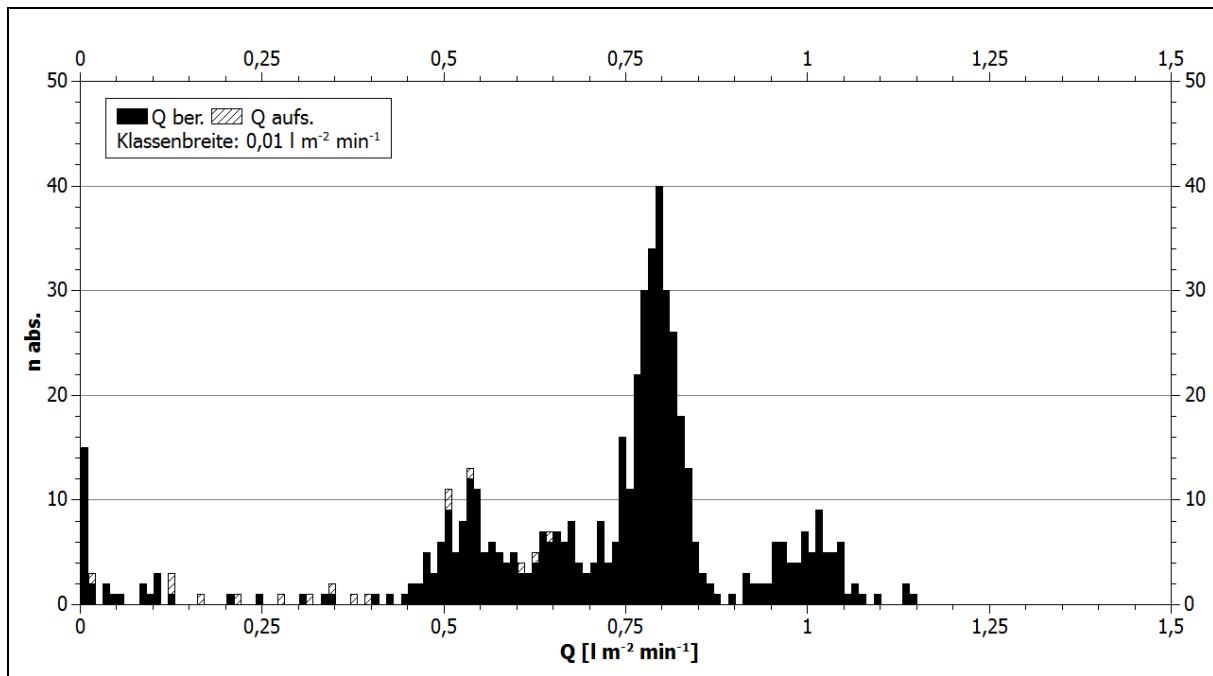


Abb. 7.22: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 2.

Die abschließende Betrachtung der kumulierten, relativen Häufigkeiten der Abflusswerte auf Basis der Histogrammklasseneinteilung zeigt die beschriebenen Unterschiede zwischen Fahrspur und Zwischenfspur anschaulich auf (Abb. 7.23).

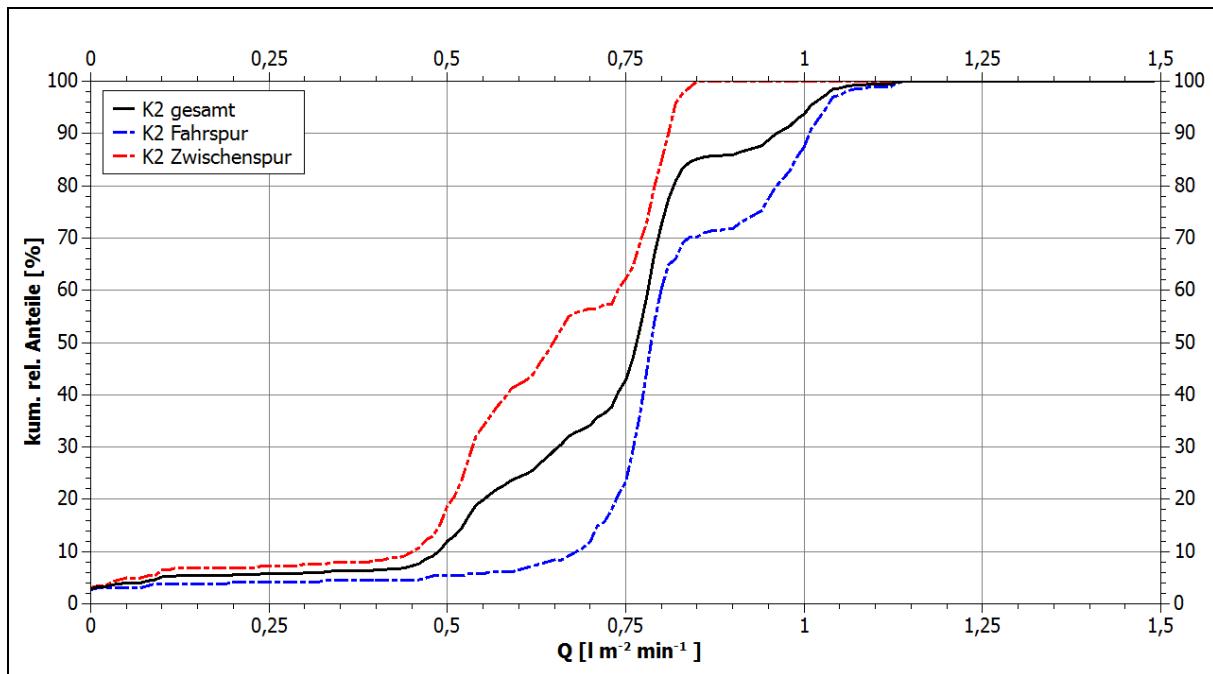


Abb. 7.23: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Wegekategorie 2.

Bei den allen drei Kurven ist der steilste Anstieg bei Abflusswerten von $0,75 - 0,85 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu erkennen. Jedoch zeigt die Zwischenfspurkurve einen rascheren Anstieg, der Median des Datensatzes (Q_{50} , entspricht 50% kum. rel. Anteil) liegt bei $0,66 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Dies zeigt, dass die Zwischenfspurplots einen größeren Anteil an Messwerten mit geringeren Abflusswerten aufweist – hier kommt unter anderem das vergleichsweise langsame Aufsättigen während Versuch 11 zum tragen. So sind bei Erreichen des steilsten Kurvenbereiches zwischen $0,75$ und $0,85 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ im Falle der Zwischenfspuren bereits über 60 % des Gesamtdatensatzes erreicht, während im Falle der Fahrspuren erst knapp 25 % des Datensatzes erfasst wurden. Im Gegensatz zu den Kurven der Wegekategorie 1 ist ersichtlich, dass die tendenziell höheren Abflusswerte auf Fahrspuren dazu führen, dass nunmehr die Fahrspurversuche unterhalb der gemittelten Gesamtkurve der Kategorie liegen. Dies zeigt die durchschnittlich höheren Abflusswerte an. Auch ist im direkten Vergleich ersichtlich, dass große Divergenzen zwischen der Fahr- und Zwischenfspurkurve vor allem in den Bereichen von $0,5 - 0,75$ und $0,85 - 1 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu verzeichnen sind, wohingegen die Kurven der Wegekategorie 1 vergleichsweise größere Ähnlichkeiten aufwiesen.

Tabelle 7.4 fasst die wichtigsten statistischen Kennwerte, die mittleren, medianen und maximalen Werte der Abflussmessungen und die korrespondierenden RKE-Werte zusammen.

	Q_m [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	Q_{50} [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	Q_{\max} [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	RKE_m [%]	RKE_{50} [%]	RKE_{\max} [%]
K2 Gesamt	0,71	0,78	1,15	93,8	103,1	151,9
K2 Fahr	0,80	0,80	1,15	105,7	105,7	151,9
K2 Zwischen	0,63	0,66	0,86	83,2	87,2	113,6

Tab 7.4: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 2.

Bei der Betrachtung der verbliebenen Wegekategorie 3, den semipersistenten Rückegassen, ist bei den berechneten Fahrspurflächen auffällig, dass – obwohl abgesehen von der Verdichtung durch Befahrung keine befestigenden Maßnahmen getroffen wurden – minütliche Abflussmengen zu verzeichnen sind, die in ähnliche Größenordnungen wie diejenigen auf befestigten Wegen liegen (vgl. Abb. 7.24).

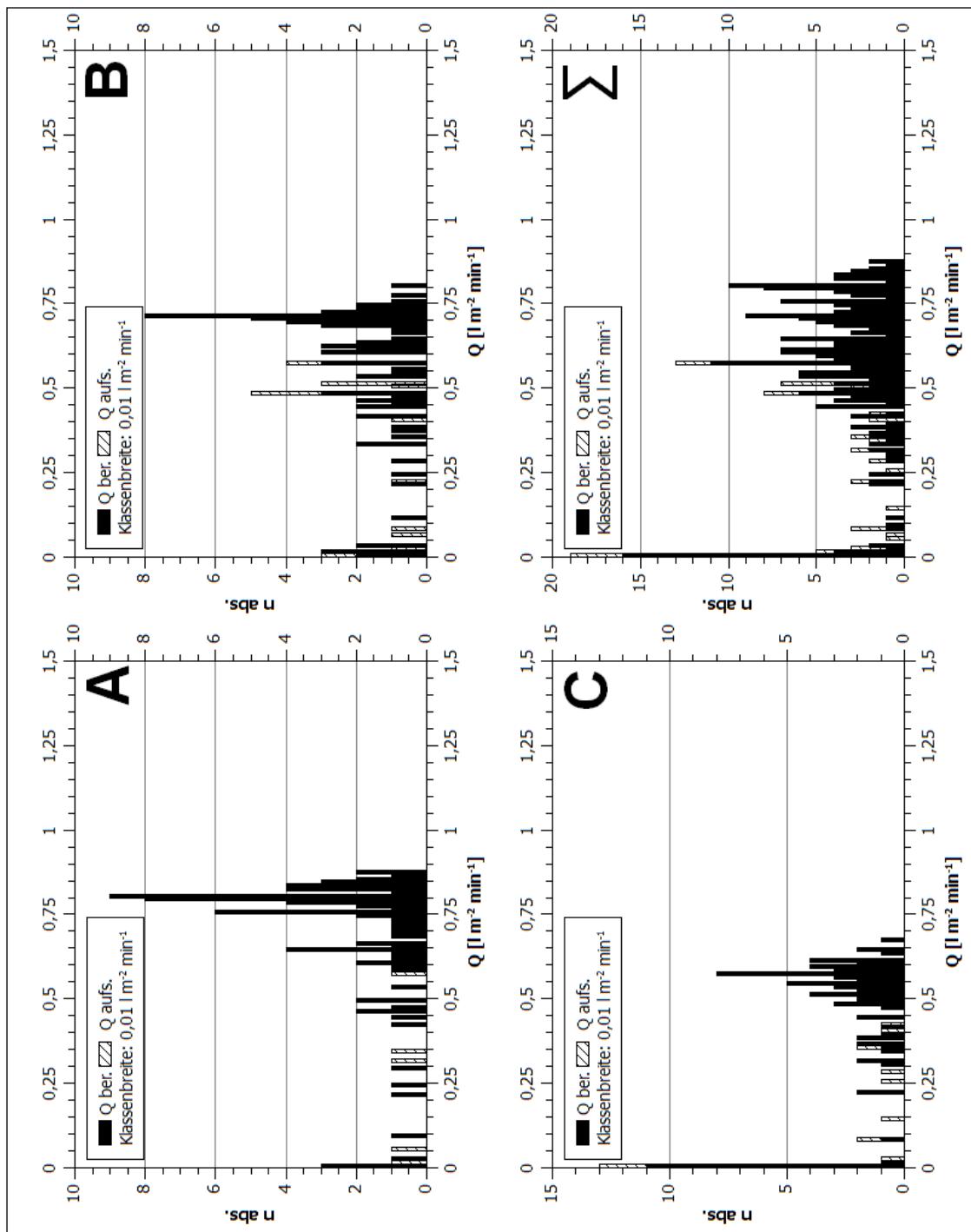


Abb. 7.24: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3, Fahrspur. A: Versuch 13, B: Versuch 14, C: Versuch 15.

Insbesondere die Versuche 13 (A) und 14 (B) zeigen abermals eine Häufung der Abflusswerte im Bereich von $0,75 \pm 0,1 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Gleichzeitig zeigt sich jedoch, dass nunmehr auch eine Häufung der Abflusswerte in extrem niedrigen Bereichen zwischen 0 und $0,01 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ vorliegen. Diese sind durch die längeren Anströmphasen des Oberflächenabflusses zu erklären. Ebenso zeigt sich, dass mit Versuch 15 (C) abermals ein Versuchslauf in der betrachteten Gruppe von Beregnungsversuchen liegt, der ein leicht abweichendes Abflussverhalten aufweist. Hier ist das Maximum der Werte zwischen $0,55$ und $0,6 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu erkennen, gleichzeitig ist eine große Anzahl von Abflusswerten in der kleinsten Klasse zwischen 0 und $0,05 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu verzeichnen.

Insgesamt zeigen jedoch alle drei Versuchsläufe eine im Vergleich zu den persistenten Wegen breitere Streuung der erhobenen Abflussmengen, dies hat ebenfalls mit der tendenziell längeren Anströmphase bis hin zur Aufsättigung zu tun. Bei der Betrachtung der Abflusskurven der einzelnen Versuche ist jedoch zu vermerken, dass auch hier wieder die für Fahrspuren typischen Schwankungen im Oberflächenabfluss zu erkennen sind (vgl. Abb. 6.92, 6.93, 6.94). Folglich kann auch bei diesen Versuchen angenommen werden, dass die sukzessive Erosion der Stollenabdrücke auf der Oberfläche zu einem partiellen Rückhalt des Oberflächenabflusses in den ersten Minuten der Beregnung gesorgt hat, während zum Ende der Beregnungen hin temporär aufgestaute Wassermengen gesammelt wurden. Daher ist anzunehmen, dass die extremen Abweichungen hin zu hohen Abflusswerten auf diesen Effekt zurückzuführen sind. In der Gesamtbetrachtung aller Fahrspurberegnungen zeigt sich, dass ein absolutes Maximum im Bereich von $0,55 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ besteht, wenn auch die Streuung über alle drei Beregnungen deutlich ausgeprägter ist, als es bei den persistenten Wegesystemen der Fall ist.

Erstmals deutliche Abweichungen in der Verteilung der Abflusswerte zeigen die Beregnungen der Zwischenspuren auf Wegen der Kategorie 3 (Abb. 7.25). Eine Sonderstellung nimmt innerhalb dieses Datensatzes Versuch 16 (A) ein, welcher eine extrem lange Anströmphase besaß und im Gesamtbild aller Wegeberegnungen das Minimum an Oberflächenabfluss erzeugte. Gleichzeitig muss für diesen Versuch festgehalten werden, dass eine Sättigung des Plots innerhalb der 90 Minuten dauernden Beregnung nicht erreicht wurde (vgl. Abb. 6.100). Aber auch die beiden anderen Beregnungen zeigen, dass sich zwar ein Maximum der Abflusswerte und somit eine tendenziell stabile Abflussrate des Plots eingestellt hat, dieses jedoch deutlich unter denjenigen der anderen Versuchsläufe (Kategorie 1 & 2 sowie Fahrspuren der Kategorie 3) liegen. Zeigt Versuch 18 (C) noch ein Nebenmaximum der Abflusswerte im Bereich um $0,5 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ist im Falle von Versuch 17 (B) ein deutlich geringerer Maximalwert zwischen $0,25$ und $0,35 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ zu erkennen. In allen drei Fällen zeigt sich jedoch ebenfalls, dass eine starke Häufung von Abflusswerten zwischen 0 und $0,05 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$. Dies stützt die theoretische Annahme, dass im Bereich der Rückgassenzwischenspuren die geringste Bodenverdichtung und somit die höchste Infiltrationskapazität zu erwarten ist. Aufgrund der nunmehr langen Anströmphase im Falle der zweiten und dritten Beregnungsphasen während eines Versuchslaufes wurden zudem mehr Werte statistisch gefiltert, als es bei den bisher betrachteten Versuchen der Fall war. Erstmals betrifft dies auch diejenigen Werte, die durchaus im Bereich häufiger Messwerte liegen. Besonders am Beispiel von Versuch 17 (B) kann dies für die Abflusswerte zwischen $0,245$ und $0,247 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ festgestellt werden.

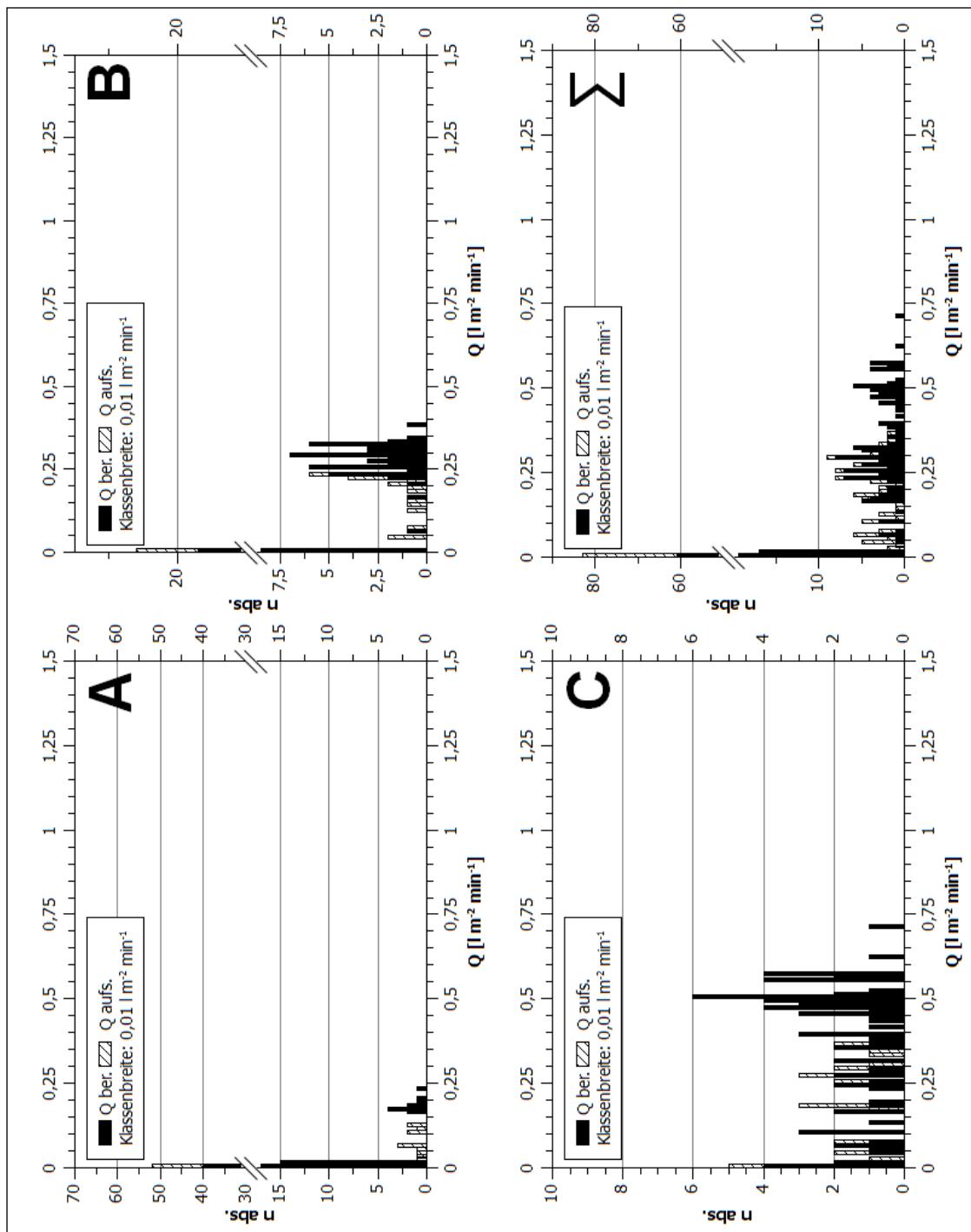


Abb. 7.25: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3, Zwischenspur. A: Versuch 16, B: Versuch 17, C: Versuch 18.

Der direkte Vergleich zwischen den Werteverteilungen des Abflusses auf Fahr- und Zwischenspuren von Rückegassen zeigt die beschriebenen Tendenzen anschaulich auf (Abb. 7.26). Auffällig ist, dass streng genommen nur noch ein deutliches Maximum der Abflusswerte für den Bereich zwischen 0 und $0,05 \text{ m}^2 \text{ min}^{-1}$ festgestellt werden kann. Die restlichen Werte verteilen sich – gerade auch im Vergleich zu den Erkenntnissen von persistenten Wegen – auf eine sehr breit gestreute Basis, so dass nur noch schwerlich von einer typischen Abflussmenge pro Minute gesprochen werden kann, wie es bei den persistenten Wegen noch der Fall war.

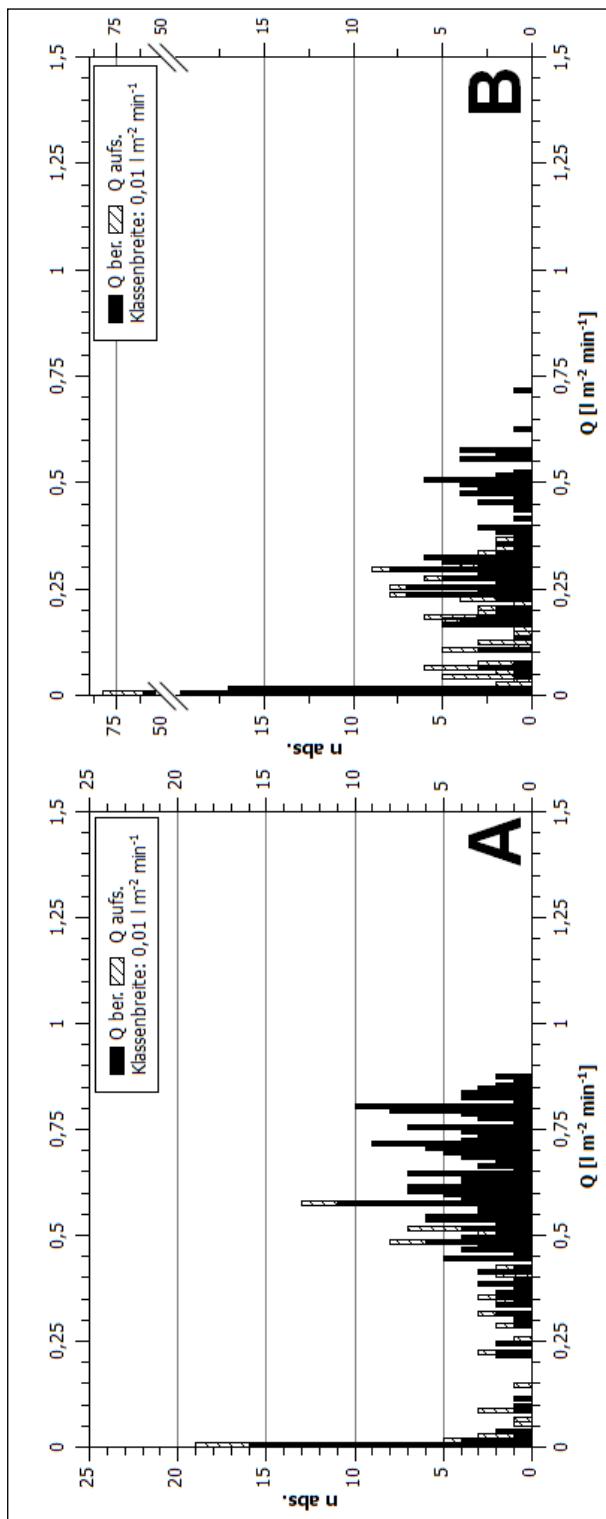


Abb. 7.26: Gegenüberstellung der Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3. A: Fahrspur, B: Zwischenspur.

So nehmen die semipersistenten Wege eine Zwischenstellung zwischen Waldböden (vgl. Kapitel 6.4.4) und Wegoberflächen ein. Es sind – vergleichbar zu Waldböden – viele Abflusswerte in extrem niedrigen Bereichen vorhanden, die auf ein hohes Infiltrationsvermögen des Oberbodens schließen lassen. Aber es lassen sich, und dies gilt besonders für die Fahrspuren der Rückegassen, ebenso Abflusswerte konstatieren, die auf Waldböden per se nicht erreicht werden könnten und die einen deutlichen Hinweis auf den anthropogenen Schadeinfluss hinsichtlich der Bodenverdichtung geben (Abb. 7.27).

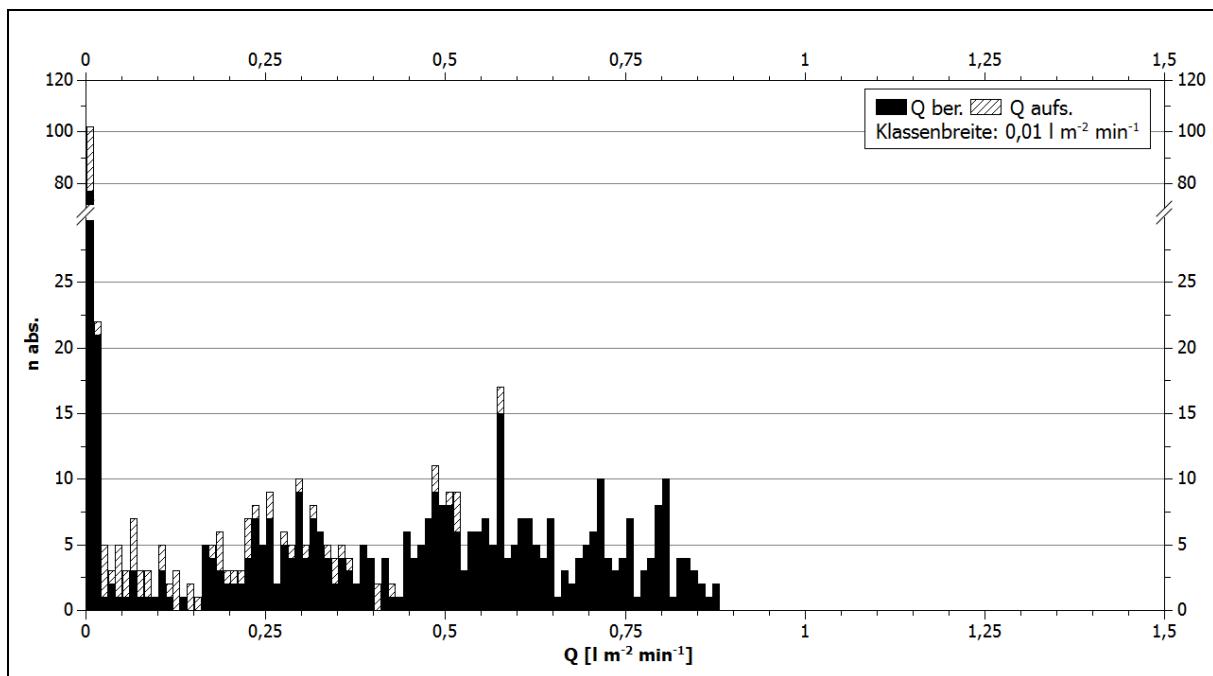


Abb. 7.27: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 3.

Auch für die Wege der Kategorie 3 wurde abschließend eine Kurve der kumulierten, relativen Verteilung der Abflusswerte getrennt nach Fahr- und Zwischenfspur sowie für den Gesamtdatensatz erstellt (Abb. 7.28).

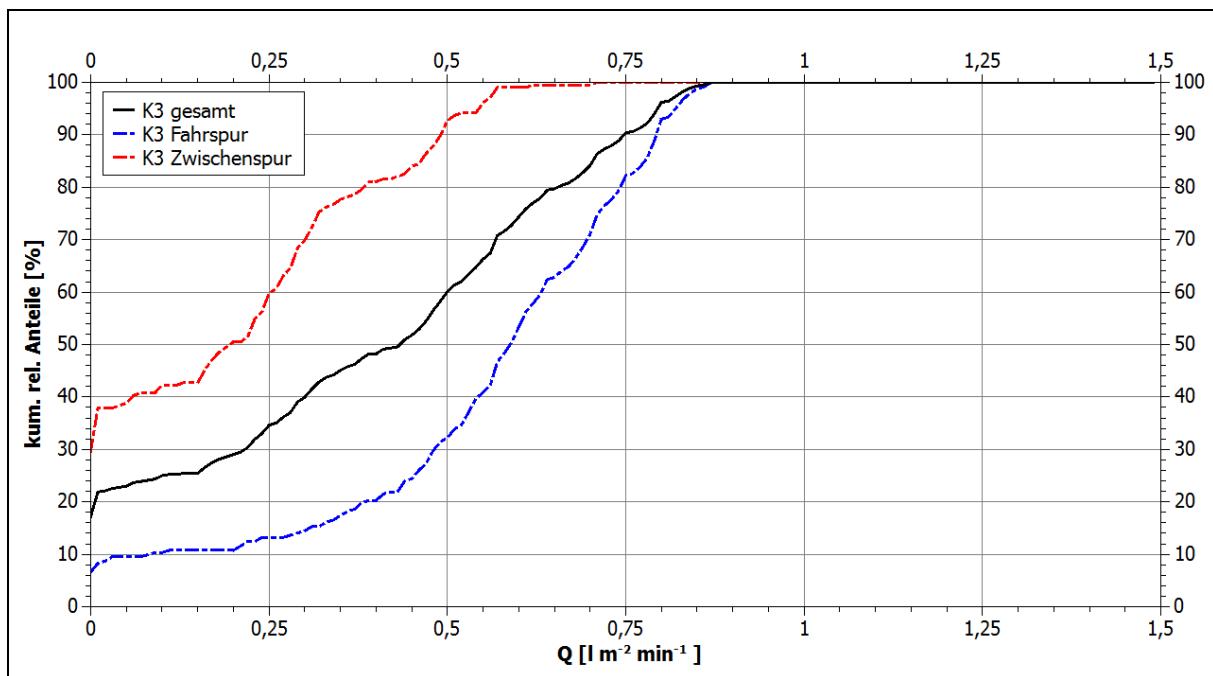


Abb. 7.28: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Wegekategorie 3.

Im Vergleich zu den entsprechenden Kurvenverläufen der Wegekategorien 1 und 2 zeigt sich, dass nunmehr kein Bereich besteht, in dem die Gerade einen ausgeprägt steilen Verlauf aufweist, was

letztendlich einen scharf umrissenen Bereich einer Häufung spezifischer Abflusswerte anzeigen würde. Ebenso wird deutlich, dass im Falle der Rückegassen der deutlichste Unterschied zwischen Fahr- und Zwischenspurplots zu erkennen ist. War der Verlauf der kumulierten relativen Häufigkeiten für Fahr- und Zwischenspuren im Falle der Wegekategorien 1 und 2 bisher vergleichbar, zeigt sich in diesem Fall – vor allem im Bereich zwischen 0,25 und 0,5 $\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ ein deutlich abweichendes Verteilungsmuster der Werte. Dies schlägt sich auch in den wichtigsten statistischen Kennwerten der einzelnen Kategorien nieder (vgl. Tab. 7.5).

	Q_m [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	Q_{50} [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	Q_{\max} [$\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$]	RKE_m [%]	RKE_{50} [%]	RKE_{\max} [%]
K3 Gesamt	0,37	0,45	0,56	49,1	59,5	73,6
K3 Fahr	0,55	0,60	0,87	72,7	79,3	114,9
K3 Zwischen	0,20	0,25	0,37	26,5	32,5	48,7

Tab 7.5: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 3.

Die Waldbodenberegnungen zeigen ein zu erwartendes Bild von hauptsächlich sehr niedrigen Abflusswerten. Dies ergibt sich aufgrund des nur sehr langsam Anströmens des Abflusses auf den Versuchsflächen. Abbildung 7.29 zeigt das Gesamthistogramm aller Waldbodenberegnungen. Deutlich tritt hier die Häufung in den niedrigsten fünf Klassen, also einem Bereich von 0 – 0,05 $\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ hervor. Insgesamt sind alle gemessenen Abflusswerte < 0,25 $\text{l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$.

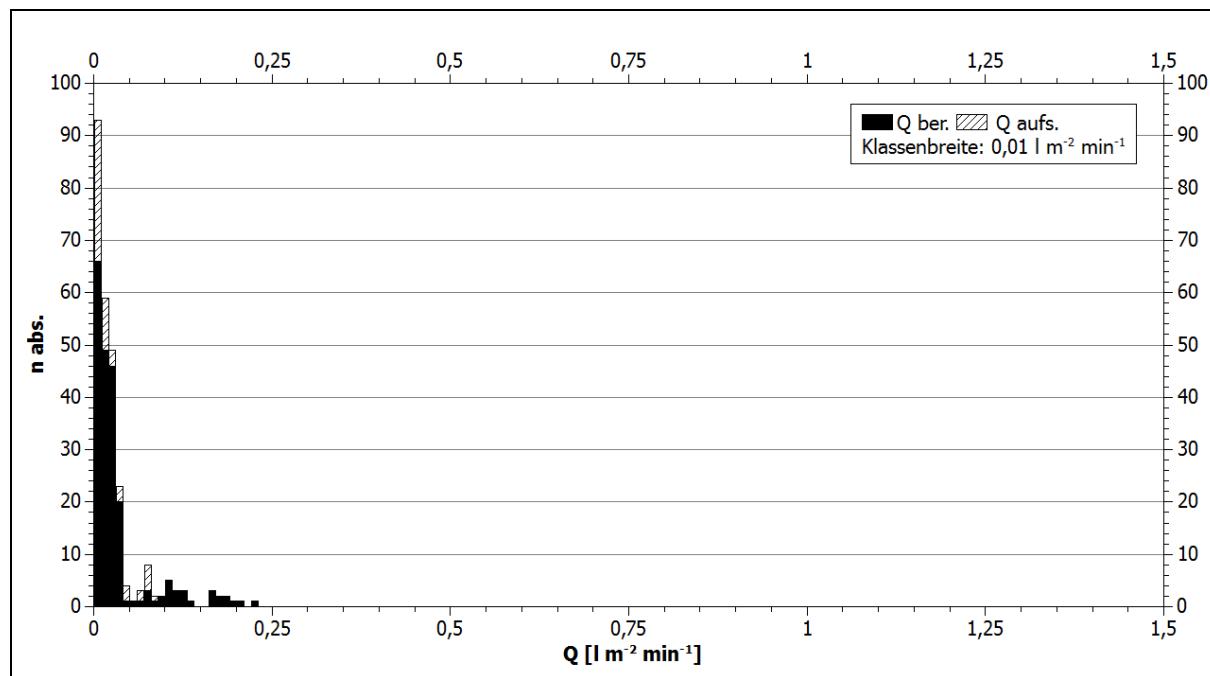


Abb. 7.29: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Waldböden.

Diese Verteilung der Abflusswerte schlägt sich zwingend auf die Kurve der kumulierten relativen Häufigkeiten der Abflusswerte nieder. Diese unterscheidet sich deutlich von den vorangehenden Kurven der Wegoberflächen (Abbildung 7.30). Aufgrund des eng verteilten Datensatzes wurde für die

Darstellung der Kurve ein Achsenbruch der x-Achse vorgenommen, erst dadurch ist es möglich, den schnellen Anstieg der Kurve nachvollziehen zu können.

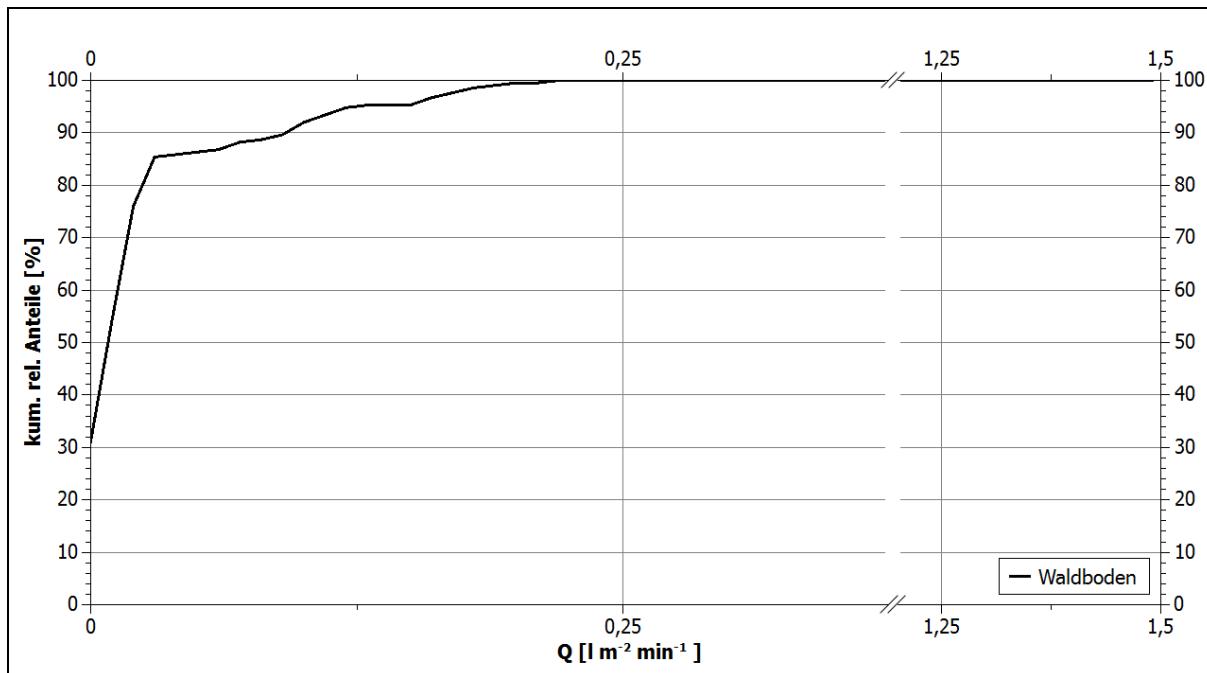


Abb. 7.30: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Waldböden.

Diese Kurve eignet sich besonders, um den Einfluss von Wegen auf die Abflussbildung zu verdeutlichen, da sie einen Orientierungsrahmen für das Abflussverhalten auf einem ungestörten Waldstandort im Untersuchungsgebiet darstellt. Bezuglich des Einflusses der Fahrspurverdichtung kann herausgestellt werden, dass alle Wegekategorien über ein deutlich verändertes Abflussverhalten im Vergleich zu anthropogen unbeeinflussten Untersuchungsflächen verfügen (vgl. Abb. 7.31).

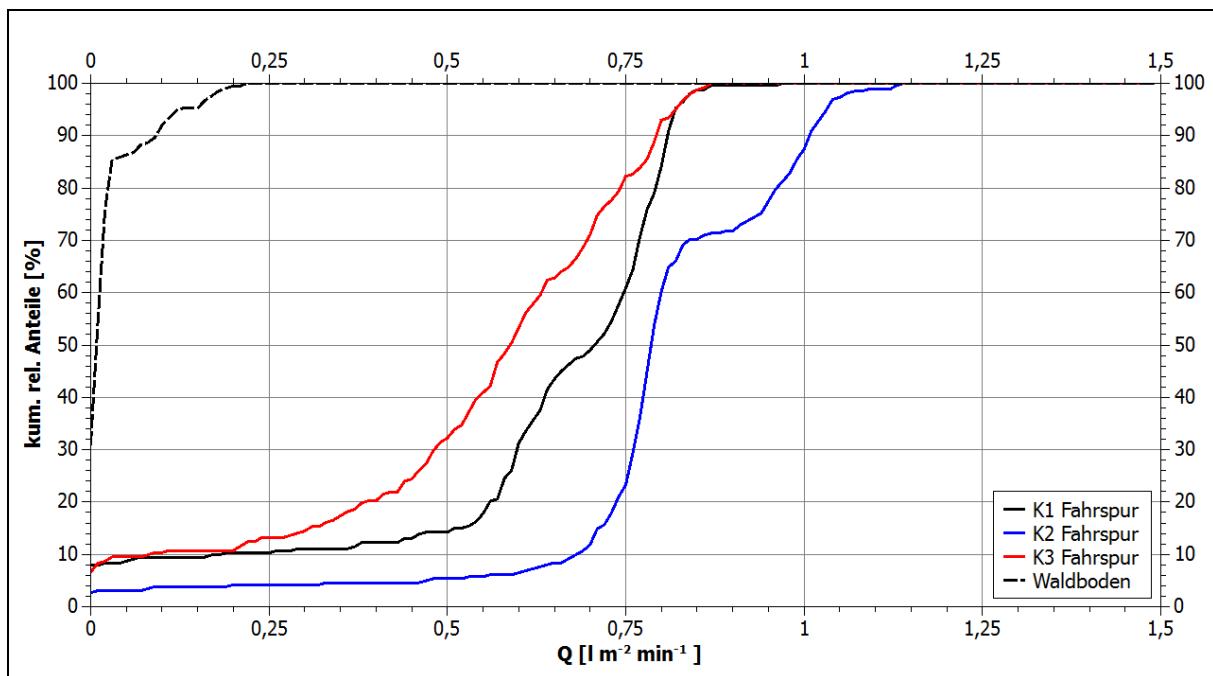


Abb. 7.31: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrspuren und Waldböden.

Entgegen erster Annahmen muss jedoch festgestellt werden, dass nicht die Wege der Kategorie 1, welche über eine Tragschichtbefestigung verfügen, die stärksten Abweichungen von den Waldflächen aufweisen, sondern vielmehr die naturfesten Wege der Kategorie 2 das am weitesten vom natürlichen Zustand abweichende Abflussverhalten besitzen. Zuvorderst ist dies deshalb überraschend, weil im Falle einer persistenteren Weganlage auch von einer umso größeren Verdichtung der Oberfläche ausgegangen werden muss. Dem entgegenzuhalten ist jedoch, dass gerade die Tragschicht aus Grobmateriale aufgrund der größeren Porenräume eine bessere Wasserleitfähigkeit besitzen dürfte. Zusätzlich kommt hinzu, dass gerade in den Fahrspuren bei naturfesten Wegen das Material stärker verdichtet wird, da der Auflastdruck vollständig von der Oberbodenmatrix kompensiert werden muss. Hierbei wird jedoch kein bei der Weganlage gesondert gradiertes Korngrößengemisch beansprucht, sondern vielmehr der autochthone (Fein-)boden. Da es keine letztlich drainierend wirkende Tragschicht unterhalb der Deckschicht gibt, erfolgt die Verdichtung tiefgehend und ohne die Möglichkeit, Grobporensysteme aufrecht zu erhalten. Dies führt maßgeblich zur stärksten Verdichtung aller Wegekategorien und gleichzeitig zur stärksten Abflussbildung im Laufe der Beregnungsversuche. Doch auch selbst Rückgassen, welche allein durch Befahrung entstanden sind und keine Verdichtung im Zuge des Wegebaus erfahren haben, weisen extrem veränderte Abflusseigenschaften auf. Tabelle 7.6 zeigt dies deutlich anhand der wichtigsten statistischen Kennwerte auf – Fahrspuren von Rückgassen hatten im Versuchsumfang einen im Mittel einen 18-mal höheren RKE als unbeeinflusste Waldböden. Im Falle von Wegen der Kategorie 2 ist sogar ein Anstieg um den Faktor 26 festzustellen.

	Q_m [l m ⁻² min ⁻¹]	Q_{50} [l m ⁻² min ⁻¹]	Q_{max} [l m ⁻² min ⁻¹]	RKE _m [%]	RKE ₅₀ [%]	RKE _{max} [%]
Waldboden	0,03	0,02	0,22	4,0	2,6	29,1
K1 Fahr	0,63	0,71	0,80	83,7	94,1	105,4
K2 Fahr	0,80	0,80	1,15	105,7	105,7	151,9
K3 Fahr	0,55	0,60	0,87	72,7	79,3	114,9

Tab 7.6: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche auf Wegen und Waldböden.

Ein entsprechender Vergleich kann auch mit den Werten der Zwischenspurversuche durchgeführt werden. Dieser ist in Abbildung 7.32 dargestellt.

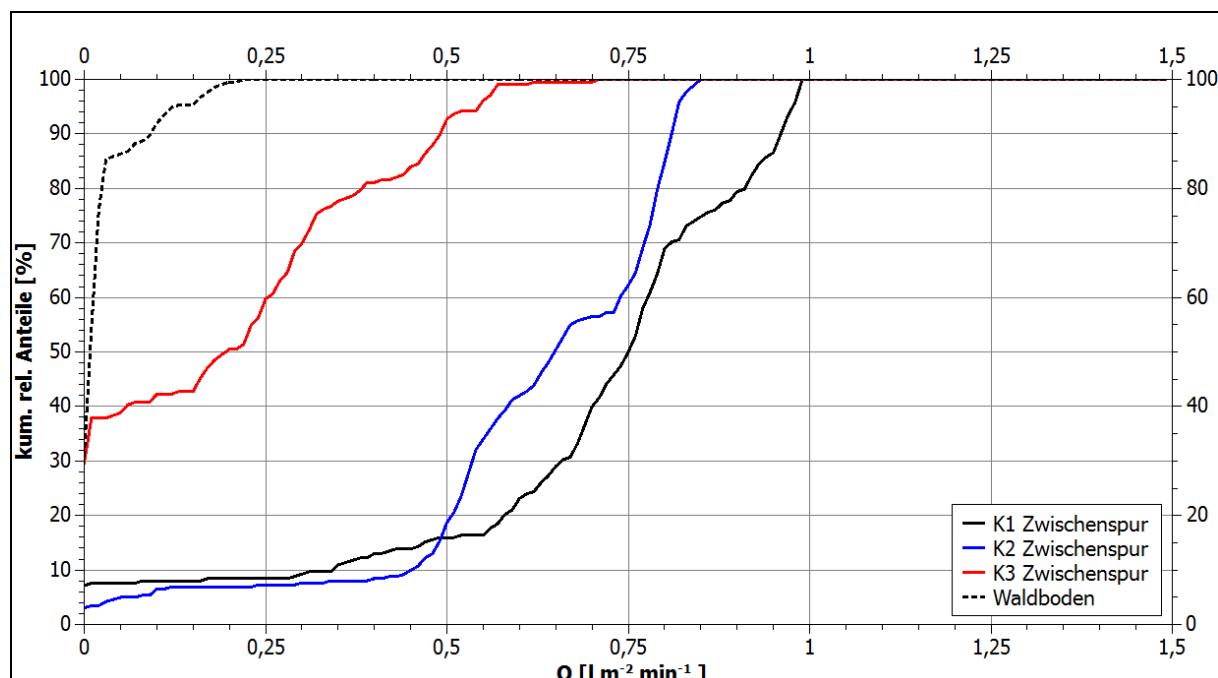


Abb. 7.32: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrspuren und Waldböden.

Während die einzelnen Kurvenverläufe bereits innerhalb der jeweiligen Wegekategorie beschrieben wurden, fällt bei der Betrachtung vor dem Hintergrund der Waldbodenberegnung deutlich auf, dass auch die Zwischenspurbereiche über ein signifikant geändertes Abflussverhalten verfügen. Ist dies im Falle von durchweg befestigten Wegoberflächen (Kategorie 1) und naturfesten Wegen (Kategorie 2) noch wenig überraschend, zeigt sich der Einfluss der forstwirtschaftlichen Nutzung mit einhergehender Befahrung vor allem im Falle der Rückegassen (Kategorie 3). Obwohl die berechneten Bereiche nicht befahren wurden, sorgt die Verdichtung des Bodens durch Gewichtsauflast für ein stark von Waldböden abweichendes Abflussverhalten. Dennoch ist festzuhalten, dass sich das Abflussverhalten der Rückegassen im Falle der Zwischenspuren deutlich von dem der persistenten Weganlagen entfernt hat. Vielmehr stellen diese nun eine Zwischenstellung zwischen unbeeinflussten und befestigten Standorten dar.

Abbildung 7.33 zeigt abschließend alle aggregierten Kurven der kumulierten relativen Häufigkeiten der Abflussmessungen für die verschiedenen Wegekategorien. Anhand dieser Darstellung kann noch einmal aufgezeigt werden, dass die Wege der Kategorie 1 die größte Ähnlichkeit des Abflussverhaltens zwischen Fahr- und Zwischenfspur aufweisen. Beide Bereiche der Kategorie 1 stellen in Ihrer Werteverteilung eine Übergangsstellung zwischen den Fahr- und Zwischenfspurbereichen der Wegekategorie 2 dar. Hinsichtlich Wegekategorie 3 ist besonders der große Einfluss der Fahrspurverdichtung bemerkenswert, da die Abflusswerte in diesem Falle nahe an denen persistenter Weganlagen liegen. Der Unterschied zu den Zwischenfspurbereichen ist bei Kategorie 3 jedoch dann erwartungsgemäß am größten.

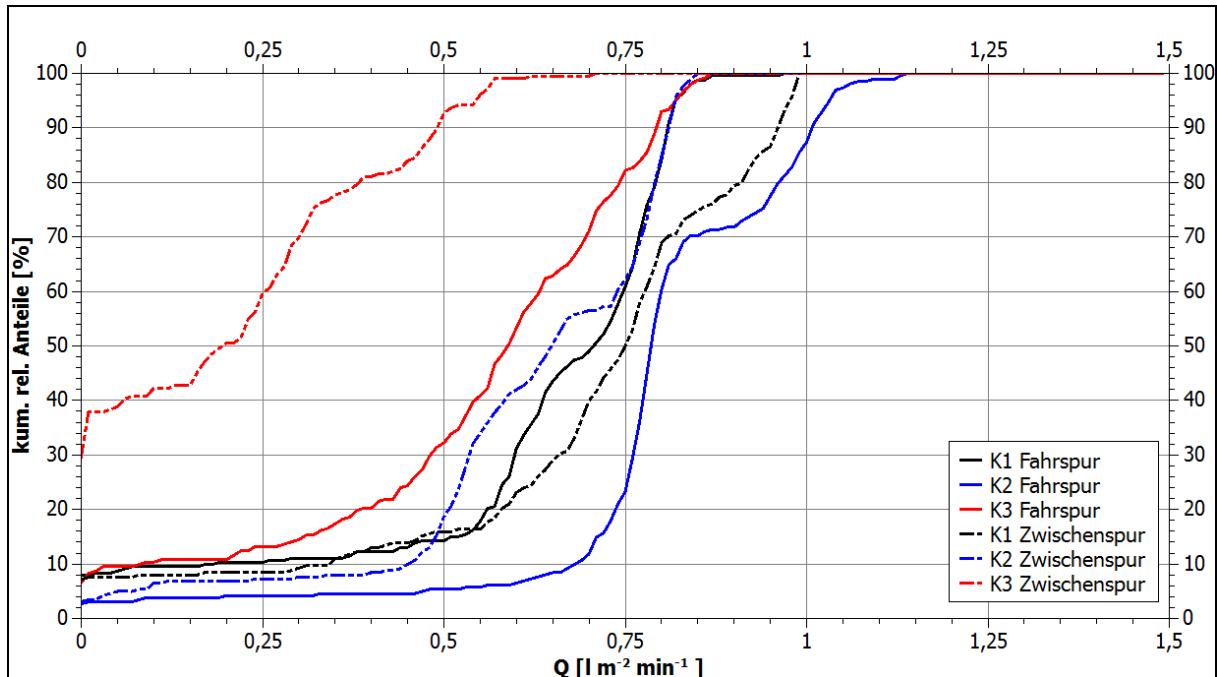


Abb. 7.33: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrsäulen, Zwischenfspuren und Waldböden.

Neben der Verteilung der Datensätze können ebenfalls die aus den Abflusssummen resultierenden RKE der Gesamtläufe betrachtet und verglichen werden. Deutlich zeigt sich anhand der durchschnittlichen RKE in Abbildung 7.34, das schon in den Histogrammen ersichtliche, stark abweichende Abflussverhalten von Wegen und Rückgassen im Vergleich zu unbeeinflussten Waldstandorten.

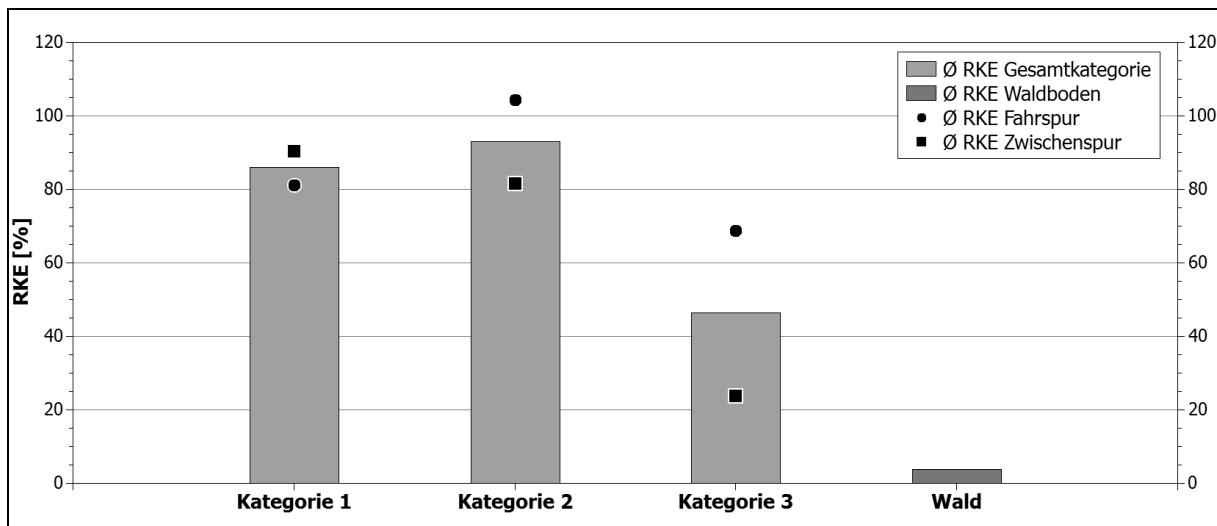


Abb. 7.34: Mittlere RKE der Wegekategorien im Vergleich zu Waldböden.

Ebenfalls ersichtlich ist, dass die Abflusskoeffizienten im Falle der Wegekategorie 1 die geringsten Unterschiede zwischen Fahrspur- und Zwischenspurbereiche aufweisen, zusätzlich ist dies die einzige Wegekategorie, bei welcher der Zwischenspur-RKE über dem Fahrspur-RKE liegt. Diese Tendenz war bereits anhand der kumulierten, relativen Anteile der Abflusswerte erkennbar, ebenso wie die immer weiter divergierenden Werte zwischen Fahr- und Zwischenspurberechnungen im Falle der Wegekategorien 2 und 3. Die der Abbildung 7.34 zugrundeliegenden Daten sind in Tabelle 7.7 aufgeführt.

Kategorie	$\bar{\sigma}$ RKE Fahrspur [%]	$\bar{\sigma}$ RKE Zwischenspur [%]	$\bar{\sigma}$ RKE Gesamt [%]
1	81,3	90,5	85,9
2	104,4	81,7	93,0
3	68,9	23,8	46,4
Waldboden	---	---	3,9

Tab 7.7: RKE aller Beregnungsversuche, gegliedert nach Oberflächenkategorie.

Zusätzlich erfolgte eine Überprüfung des Einflusses der Ploteigenschaften auf das Abflussverhalten. Diese Eigenschaften betreffen die Vorfeuchte des Plots, die WDPT-Klasse, aber auch die bodenphysikalischen Grundwerte wie Lagerungsdichte und Grobbodenanteil.

Bezüglich der Abhängigkeit zwischen Abflusssumme, Vorfeuchte und Lagerungsdichte kann anhand von Abbildung 7.35 ersichtlich gemacht werden, dass keine direkte Abhängigkeit zwischen den Werten erkennbar ist. Dies zeigt sich auch unabhängig von der berechneten Wegekategorie. Ein ähnliches Bild zeigen die Graphen der Beziehung zwischen Abflusssumme, WDPT-Klasse und Grobbodenanteil (Abb. 7.36). Neben der qualitativen Beurteilung des Zusammenhangs anhand der Abbildungen kann zusätzlich der Korrelationskoeffizient zwischen den jeweiligen Werten gebildet werden, um eine Quantifizierung der Stärke des Zusammenhangs der Werte zu ermöglichen. Diese sind in Tabelle 7.8 aufgeführt. Ersichtlich ist hieran, dass allenfalls geringe Korrelationen zu verzeichnen sind, die keinesfalls den Schluss zulassen, dass eine direkte Abhängigkeit zwischen den Variablen und der gemessenen Abflusssumme bestand. Der einzige hohe Korrelationskoeffizient

zwischen WDPT und Abflusssumme der Kategorie 1 ist dadurch zu erklären, dass Versuch 4 im Gegensatz zu den übrigen Versuchen der gleichen Kategorie in WDPT-Klasse 1 lag, gleichzeitig hier jedoch signifikant erhöhte Abflussmengen gemessen wurden (vgl. vorangegangene Interpretation). Da der Einfluss der Hydrophobizität zwischen WDPT-Klasse 0 (übrige Versuche der Kategorie 1) und WDPT-Klasse 1 jedoch nicht allein die hohen Abflusswerte erklären kann, ist in diesem Falle von einer irreführenden hohen Korrelation auszugehen.

Variable	ΣQ Kategorie 1 [l]	ΣQ Kategorie 2 [l]	ΣQ Kategorie 3 [l]
Vorfeuchte [%]	0,55	-0,12	-0,15
Ld [g cm^{-3}]	-0,21	-0,41	0,25
WDPT	0,91	n.n.*	-0,47
Anteil Skelett [%]	-0,17	0,64	0,41

Tab 7.8: Korrelationskoeffizienten von Abflusssumme und Eigenschaften des Versuchsplots. *Aufgrund durchgehend homogener WDPT-Werte keine Berechnung des Korrelationskoeffizienten möglich.

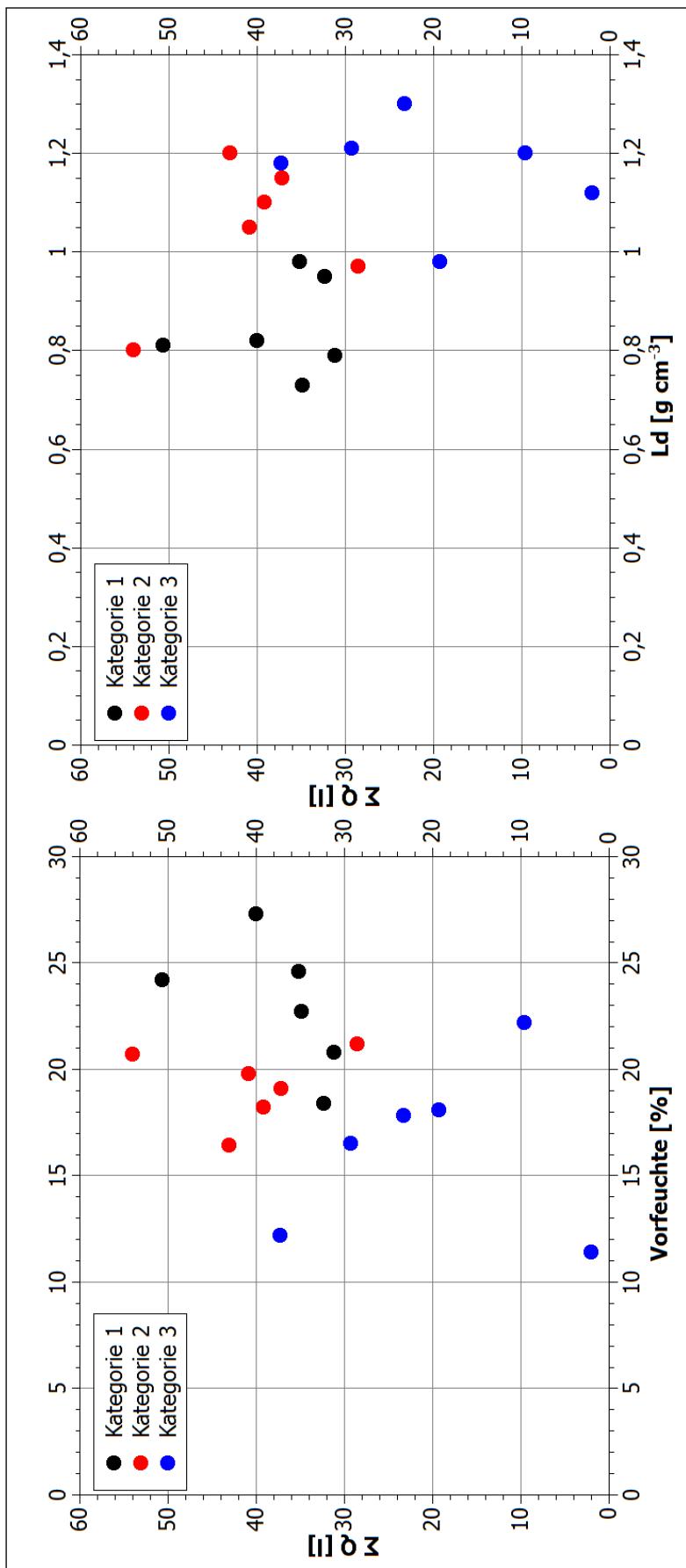


Abb. 7.35: Verhältnis zwischen Vorfeuchte und Lagerungsdichte und den während der Berechnungsversuche ermittelten Abflusssummen.

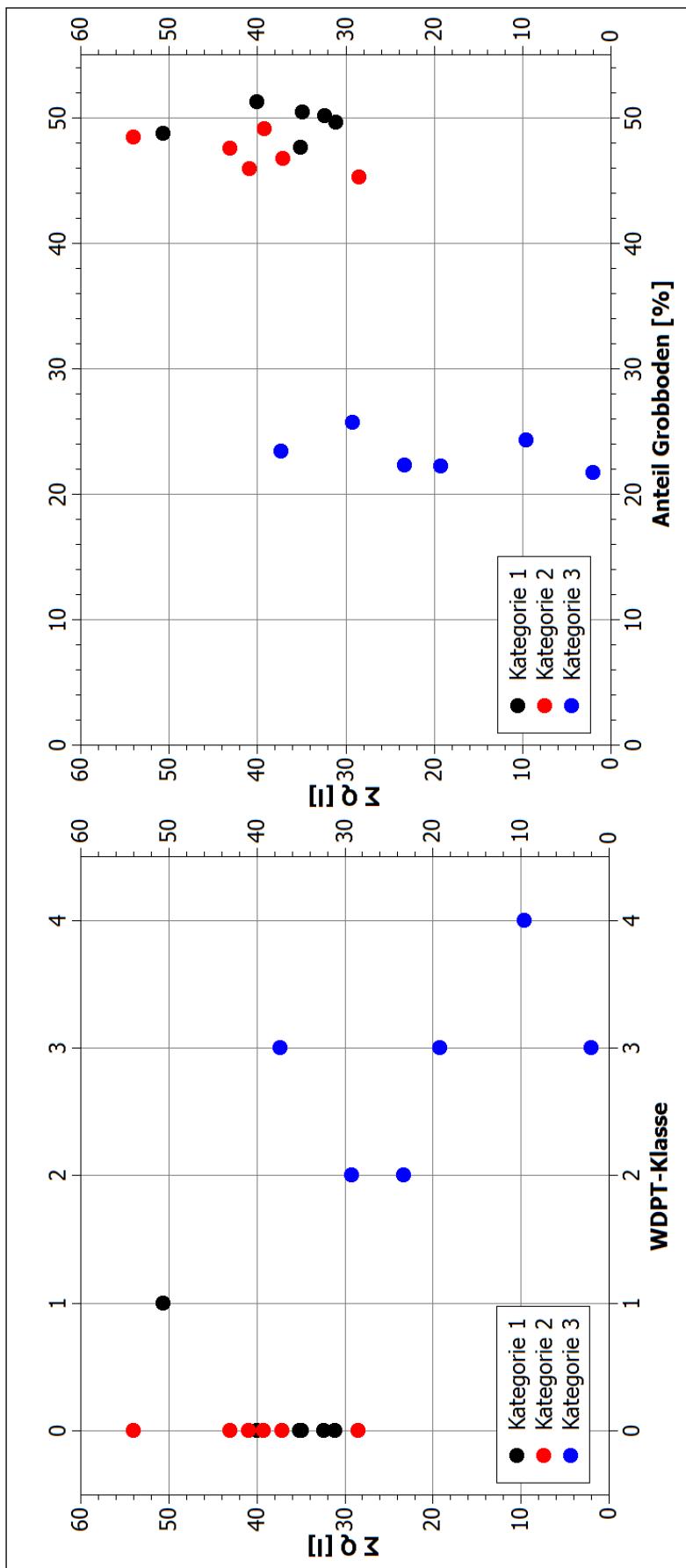


Abb. 7.36: Verhältnis zwischen WDPT-Klasse und Grobbodenanteil und den während der Berechnungsversuche ermittelten Abflusssummen.

Ein weiterer Ansatz der Dateninterpretation und Analyse ist die Durchführung einer Interpolation der ermittelten Abflusswerte. Bei Abflussinterpolation ist mit einer logarithmischen Regressionsgeraden verfahren worden, da jedwede Aufsättigung eines Bodenkörpers bei konstanter Wasserzufuhr in einer entsprechend verlaufenden Abflusskurve resultiert. Ist die vollständige Aufsättigung des Bodenkörpers erfolgt, verläuft der Oberflächenabfluss auf einem standortspezifisch stabilen Niveau, welches allein von der Rate der Wasserzufuhr abhängt. Die Zeit, die bis zur Aufsättigung eines Standortes benötigt wird, hängt von der ungesättigten und gesättigten Wasserleitfähigkeit und der damit verbundenen Infiltrationskapazität ab. Diese sind wiederum durch die bodenphysikalische Ausstattung des Bodens (vgl. Kapitel 3.2) gesteuert.

Daher kann für jeden Beregnungsversuch die allgemeine Aufsättigungskurve nach Gleichung (68) angenommen werden. Über die Ermittlung der empirischen Beiwerte a_0 und b_0 können Aussagen über die Geschwindigkeit der Abflussansprache des Beregnungsplots getroffen werden.

$$Q_{t0 \rightarrow t90} = a_0 * \ln(x) + b_0 \quad (68)$$

Mit:
 $Q_{t0 \rightarrow t90}$ = Interpolierte Abflusskurve
 a_0, b_0 = Empirische Beiwerte

Kleinere Werte von a_0 zeigen ein schnelleres Ansprechen des Plots, größere Werte zeigen dementsprechend ein langsameres Anströmen des Oberflächenabflusses bei gleichzeitiger Erhöhung des zu erwartenden Endniveaus des Abflusses im Falle hoher Werte. Die Variable b_0 hingegen zeigt allein das zu erwartende Endniveau des Oberflächenabflusses an. Je größer b_0 ist, desto größer ist das erreichte interpolierte Niveau des Oberflächenabflusses zum Ende des dritten Berechnungslaufes, da b_0 das Funktionsergebnis angibt, ab dem der exponentielle Verlauf des Graphen startet. Abbildung 7.37 zeigt den Einfluss der jeweiligen Beiwerte allgemein auf.

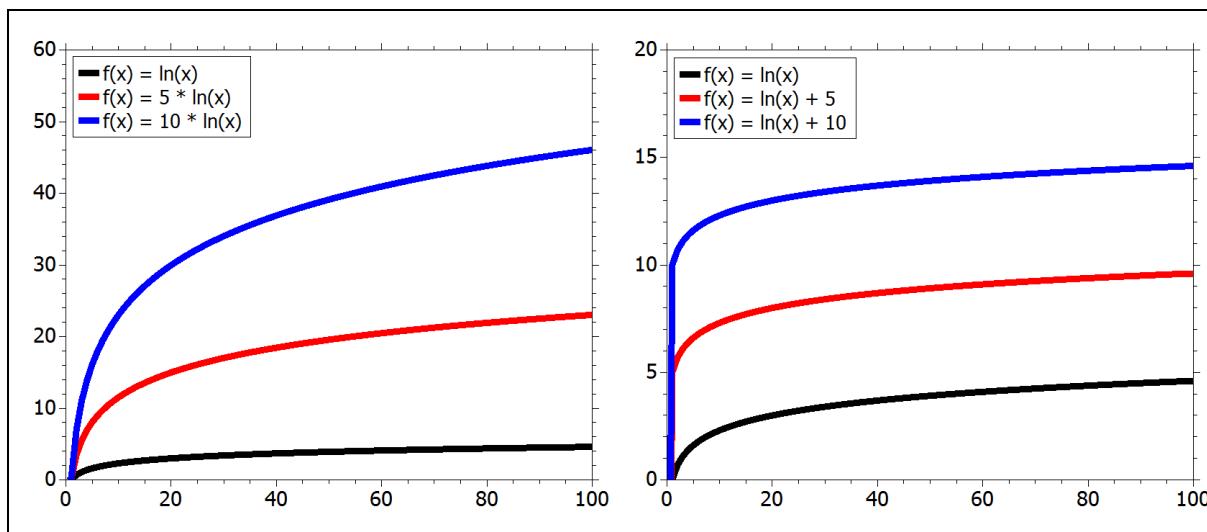


Abb. 7.37: Graphische Darstellung des Einflusses der empirischen Beiwerte a_0 und b_0 auf den Verlauf der interpolierten Abflusskurven.

Da für die Berechnungsanlage näherungsweise eine konstante Wasserzuflussrate von $0,7569 \text{ l m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ angenommen werden kann, ist es möglich, anhand des Fehlbetrags der minütlichen Abflussmenge den Anteil des infiltrierten Niederschlags zu ermitteln. Daher kann ebenso eine interpolierte Infiltrationskurve errechnet werden, welche spiegelsymmetrisch zur Abflusskurve verläuft. Folglich verfügt die Infiltrationskurve über die allgemeine Schreibweise nach Gleichung (69), der Beiwert a_0 wird negativ notiert beibehalten, hinzu kommt der Beiwert c_0 .

$$Inf_{t0 \rightarrow t90} = -a_0 * \ln(x) + c_0 \quad (69)$$

Mit: $Inf_{t0 \rightarrow t90}$ = Interpolierte Infiltrationskurve

a_0, c_0 = Empirische Beiwerte

Durch die Gleichsetzung beider Gradengleichungen kann zudem näherungsweise das Umschlagen der Versuchsfläche zwischen dominanter Infiltration oder dominanter Abflussbildung hergeleitet werden. Dies ermöglicht den ungefähren Zeitpunkt während der Berechnung zu bestimmen, ab dem die untersuchte Oberfläche mehr Abfluss produziert, als sie an Wasser infiltriert. Dieser Zeitpunkt kann nach Gleichung (70) berechnet werden.

$$S_{Q, Inf} = e^{((c_0 / a_0) - (b_0 / a_0)) / 2} \quad (70)$$

Mit: $S_{Q, Inf}$ = Schnittpunkt der interpolierten Abfluss- und Infiltrationskurve

a_0, b_0, c_0 = Empirische Beiwerte

Die Berechnung der jeweiligen Regressionsgraden und den hiermit verbundenen Beiwerten und Schnittpunkten wurde zuerst nach Wegekategorie gegliedert. Zusätzlich wurde für die Gesamtmenge aller Berechnungen einer Kategorie eine gemittelte, interpolierte Abflusskurve erstellt. Die Interpolationen der Abflusskurven erfolgte auf Basis der bereinigten Messwerte, das heißt die Anströmungen des Abflusses zu Beginn des zweiten und dritten Teillaufes wurden nach Gleichung (43) aus dem Datensatz heraus gerechnet. Ebenso wie bei den Abflusshistogrammen sind die Werte jedoch in der graphischen Darstellung als gesondert gekennzeichnete Punkte aufgeführt. Der Übersichtlichkeit halber entfällt eine vollständige Darstellung aller Regressionsgraden. Stattdessen sind für jede Wegekategorie die Graden für alle Fahrspur- und Zwischenspurberechnungen eingezeichnet, wenn auch alle Einzelmesspunkte in den Abbildungen enthalten sind. Die empirischen Beiwerte, das Bestimmtheitsmaß und die Schnittpunkte der Regressionsgraden aller Versuche sind jeweils tabellarisch aufgeführt (vgl. Tab. 7.9 – 7.12).

Versuch	a_0	b_0	c_0	R^2	$S_{Q,inf}$ [min]
1	0,2585	-0,2737	1,0306	0,75	12
2	0,1909	0,0374	0,7195	0,63	6
3	0,1208	0,1319	0,625	0,59	8
K1 Fahr	0,1894	-0,0342	0,7911	0,77	9
4	0,1703	0,2998	0,4571	0,70	2
5	0,2520	-0,2887	1,0456	0,74	14
6	0,1655	0,0566	0,7003	0,65	7
K1 Zwischen	0,1961	0,0212	0,7357	0,87	6
K1 Gesamt	0,192	-0,005	0,7619	0,84	7

Tab 7.9: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 1.

Versuch	a_0	b_0	c_0	R^2	$S_{Q,inf}$ [min]
7	0,1918	0,022	0,7349	0,77	6
8	0,0880	0,4443	0,3126	0,37	0
9	0,1306	0,4927	0,2642	0,53	0
K2 Fahr	0,1361	0,3202	0,4367	0,68	2
10	0,1026	0,1416	0,6152	0,42	10
11	0,2450	-0,2074	0,9643	0,91	11
12	0,1368	0,2369	0,5199	0,73	3
K2 Zwischen	0,1612	0,0582	0,6987	0,86	7
K2 Gesamt	0,1486	0,1892	0,5677	0,80	4

Tab 7.10: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 2.

Versuch	a_0	b_0	c_0	R^2	$S_{Q,inf}$ [min]
13	0,2189	-0,0989	0,8558	0,92	9
14	0,2159	-0,2179	0,9747	0,94	16
15	0,1997	-0,2683	1,0252	0,85	25
K3 Fahr	0,2111	-0,1951	0,9519	0,94	15
16	0,037	-0,0874	0,8443	0,29	$2,9 \cdot 10^5$
17	0,0936	-0,1376	0,8945	0,51	248
18	0,157	-0,1896	0,9465	0,67	37
K3 Zwischen	0,0994	-0,1425	0,8993	0,83	189
K3 Gesamt	0,1548	-0,1679	0,9248	0,93	34

Tab 7.11: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 3.

Erkennbar ist, dass auf Basis der interpolierten Abfluss- und Infiltrationskurven das Abflussverhalten mit teils sehr hohen Bestimmtheitsmaßen beschrieben werden konnten. Wird allein die Mittelung aller Versuche einer Wegekategorie betrachtet, war es möglich, ein R^2 zwischen 0,80 und 0,93 zu erreichen. Bei der Differenzierung zwischen Fahr- und Zwischenspurbereichen fallen besonders die Fahrspuren der persistenten Wege (Kategorie 1 & 2) hinsichtlich des Bestimmtheitsmaßes ab. Dies betrifft nicht nur die Einzelversuche, viel mehr sinkt hier das Bestimmtheitsmaß der Regressionsgleichung auch bei der gemittelten Kurve der jeweils drei Versuche auf 0,77 und 0,68 ab. Zu erklären ist dies am ehesten über die schwankenden minütlichen Abflussraten, die insbesondere bei den Fahrspurberechnungen aufgrund des Auflösen der Reifenabdrücke zu beobachten waren.

Ebenso auffällig ist, dass mit dem Bilden einer Regressionsgeraden für eine Kategorie oder einer Plotposition, und somit dem Gruppieren von drei (Fahrspur / Zwischenspur), beziehungsweise sechs Versuchen (Wegekategorie) eine deutlich höhere Güte der Regressionsgraden erreicht werden konnte, als es bei den assoziierten Einzelversuchen der Fall war. Besonders anschaulich kann dies anhand der Zwischenspurberechnungen der Kategorie 3 aufgezeigt werden. Rangierten die Bestimmtheitsmaße der Einzelversuche zwischen 0,29 und 0,67, lag die gemittelte Kurve der Kategorie bei einem Bestimmtheitsmaß von 0,83. Ausschlaggebend für diesen Effekt ist die breitere Datenbasis, durch die singulär auftretende Schwankungen der minütlichen Abflussraten in ihrem Einfluss auf die Passung der Regression abmilderten. Zusätzlich ist bei der Zusammenfassung mehrerer Versuche zu beachten, dass für jeden Zeitwert nunmehr drei bis sechs Abflusswerte vorhanden sind, auch dies sorgt für eine durchschnittlich bessere Passung der Regressionsgleichungen.

In Abbildung 7.38 – 7.43 sind die Regressionsgleichungen der Abfluss- und Infiltrationswerte nach Wegekategorie und Plotposition differenziert dargestellt, auch finden sich die Einzelmesswerte der entsprechenden Versuchsläufe. Abbildung 7.44 zeigt zusätzlich die drei Abfluss- und Infiltrationskurven der Wegekategorien, um einen direkten Vergleich zu ermöglichen.

Anhand der Schnittpunktberechnung lässt sich zudem das schnelle Ansprechen des Abflusses auf persistenten Wegen ausweisen. Erfolgt ein Umschlagen zwischen dominanter Abflussbildung und Infiltration auf persistenten Wegen bereits nach vier (Kategorie 2), beziehungsweise sieben Minuten

(Kategorie 1), ist im Falle der Rückegassen erst ein Schneiden der beiden Regressionsgraphen bei Minute 34 ermittelt worden. Zu beachten ist hierbei jedoch die zunehmende Schwankung der Werte innerhalb von Wegekategorie 3, hier ist beispielsweise mit Versuchslauf 16 eine Berechnung erfolgt, bei der in realistischen Zeiträumen kein Überschneiden der Graphen zu erwarten gewesen ist – gleichbedeutend mit einer hohen Infiltrations- und Perkolationsrate der berechneten Oberfläche. Aber auch die übrigen Versuche der Rückegassenzwischenspuren wiesen große Schwankungen auf, so sind der gemittelte Schnittpunkt von 189 Minuten und folglich auch der gesamtkategoriebezogene Mittelwert von 34 Minuten kritisch zu sehen.

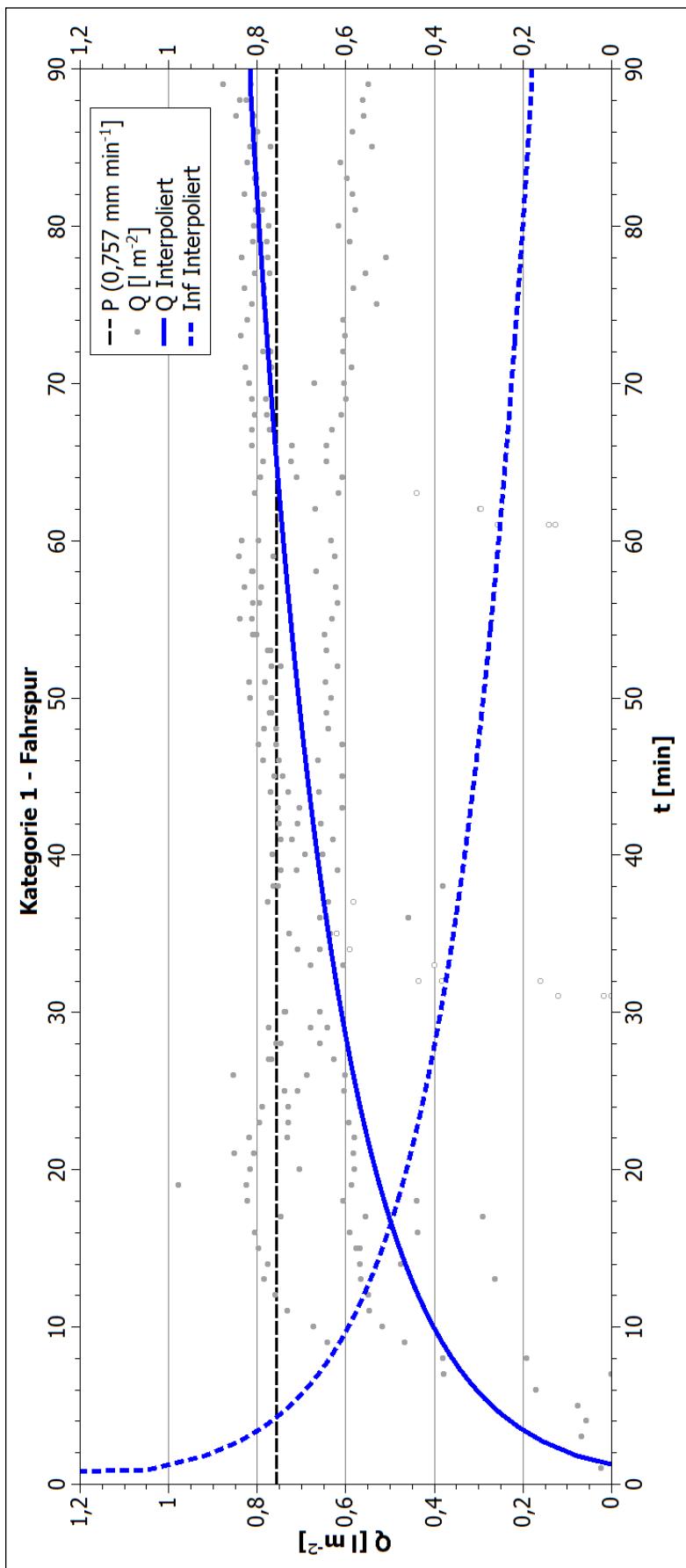


Abb. 7.38: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberechnungen der Wegekategorie 1.

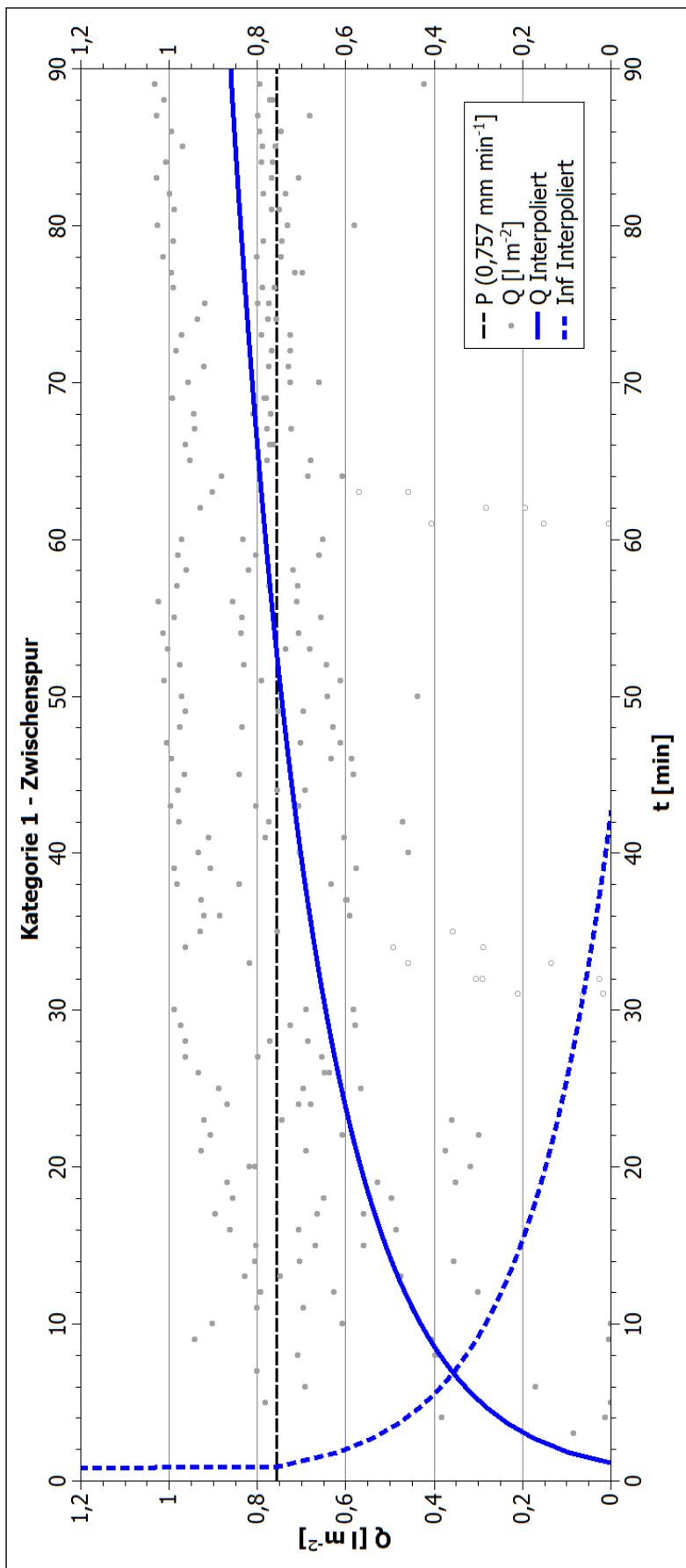


Abb. 7.39: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenberechnungen der Wegekategorie 1.

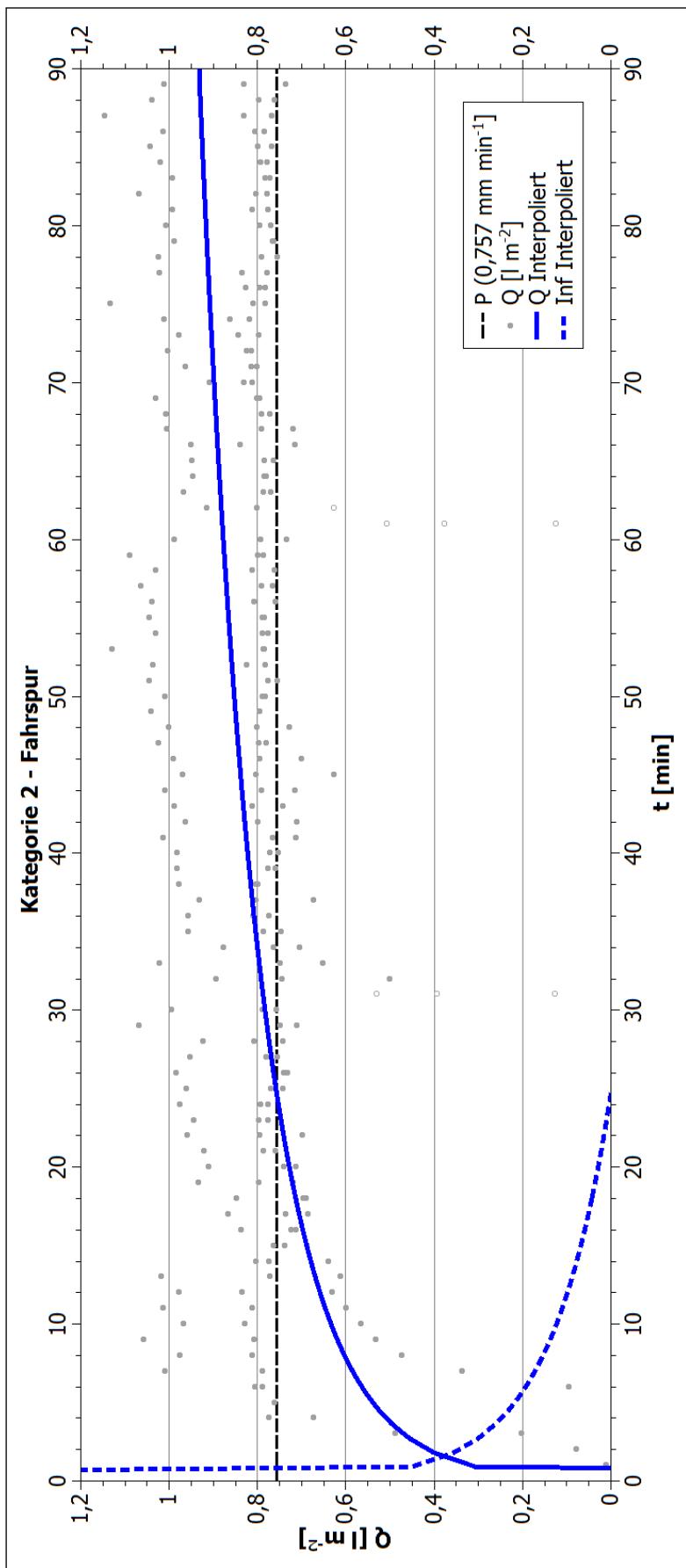


Abb. 7.40: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberechnungen der Wegekategorie 2.

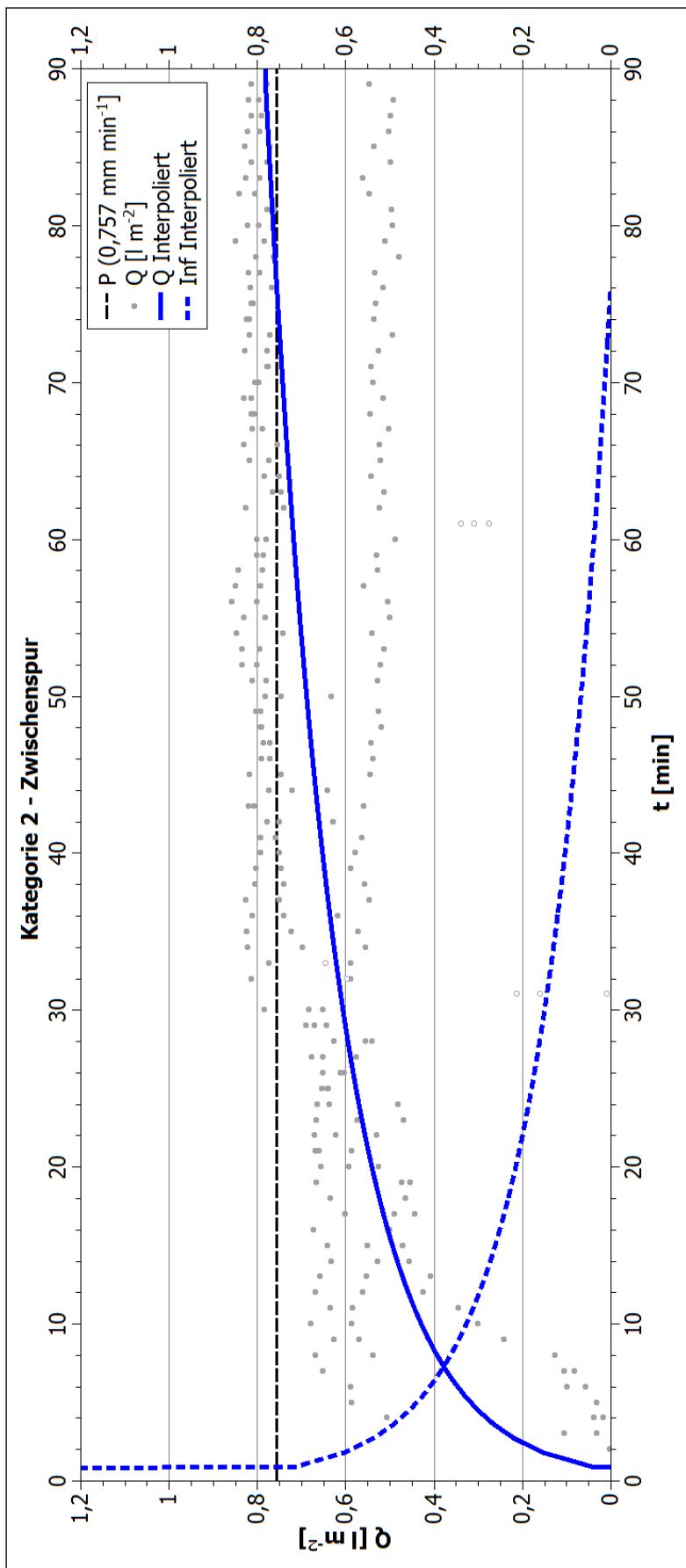


Abb. 7.41: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenspurberechnungen der Wegekategorie 2.

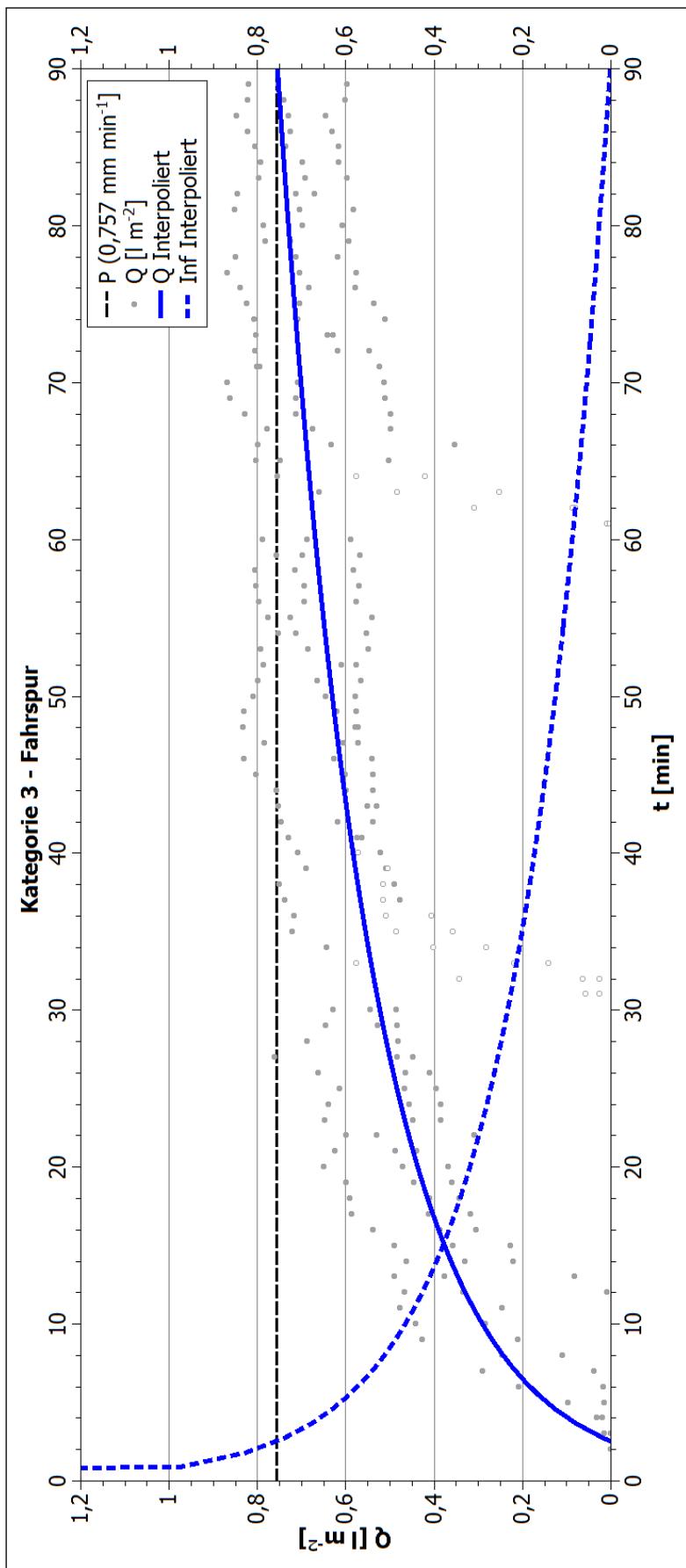


Abb. 7.42: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberechnungen der Wegekategorie 3.

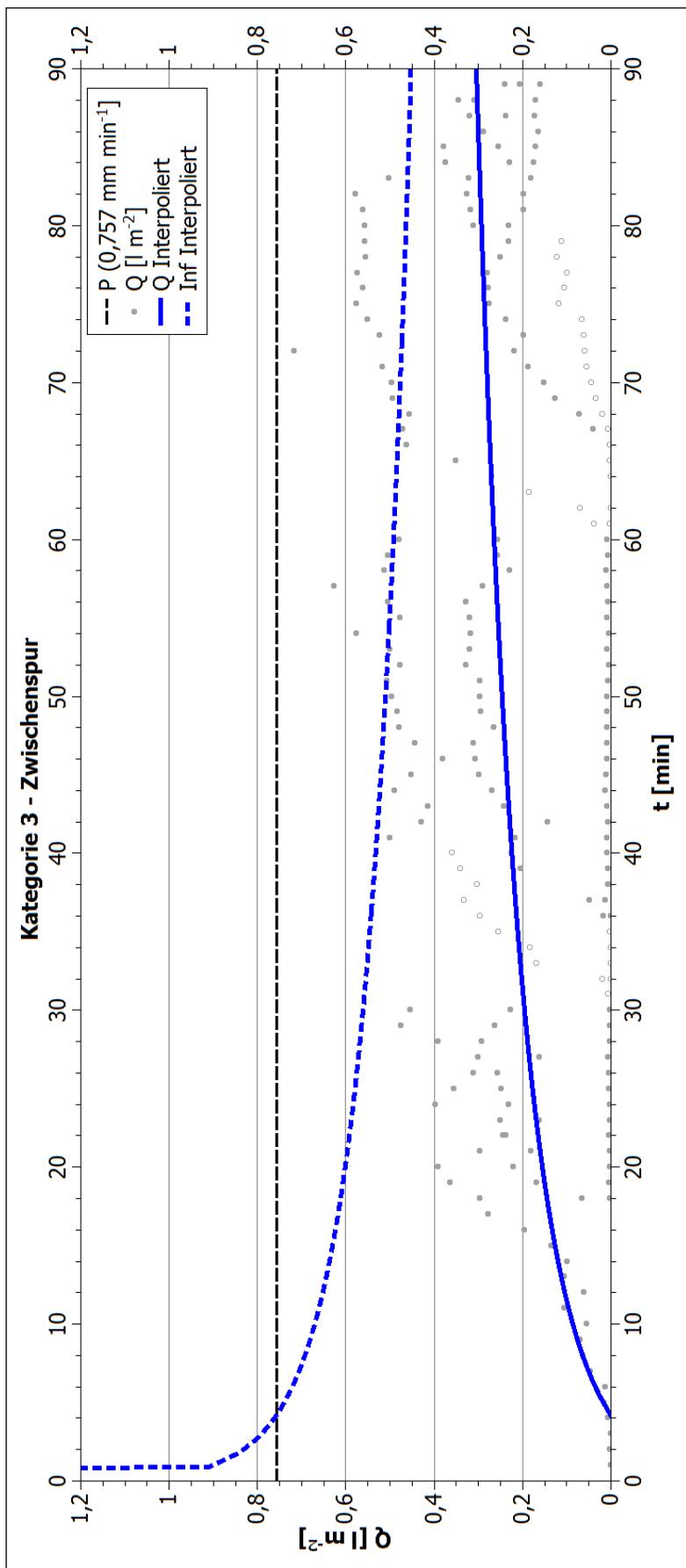


Abb. 7.43: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenspurberechnungen der Wegekategorie 3.

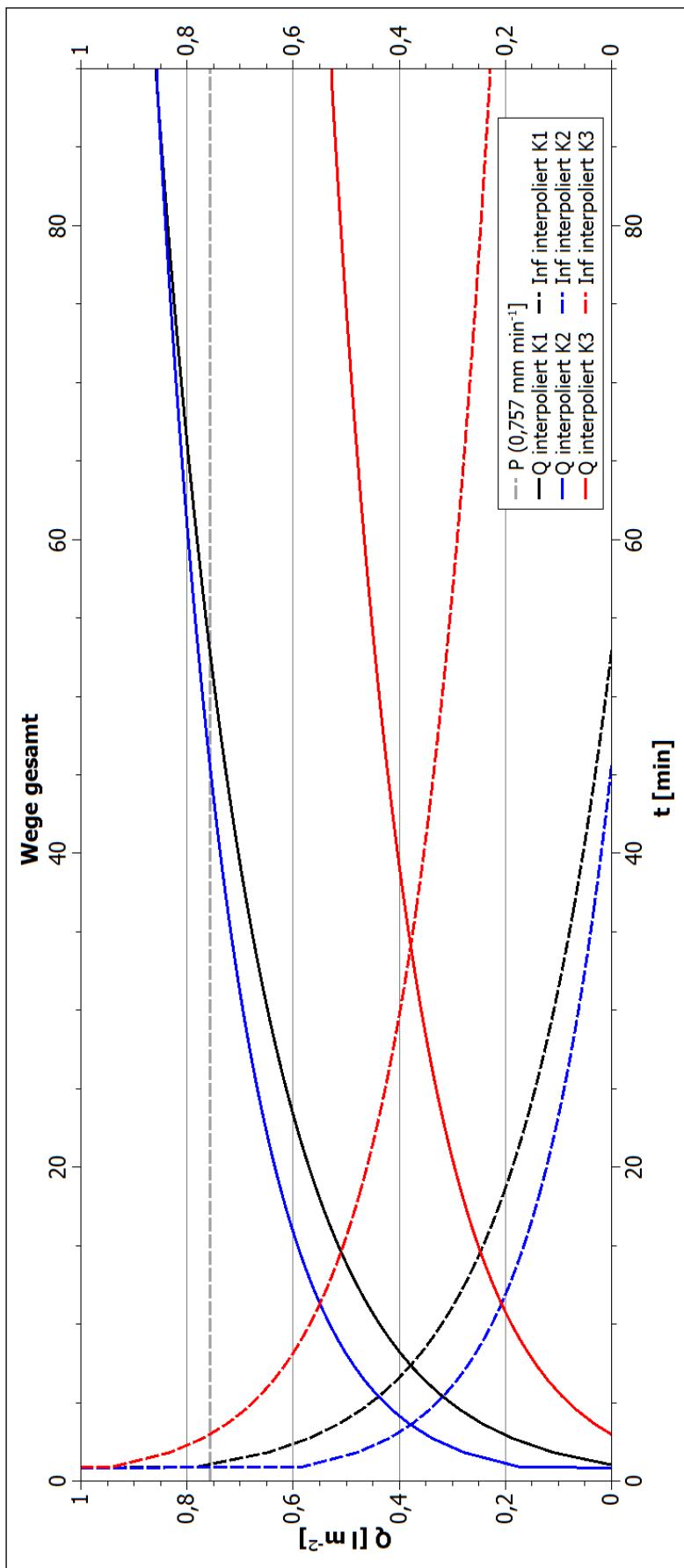


Abb. 7.44: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurven, Vergleich der gemittelten Gesamtwegekategorien.

7.3.2 Beurteilung des Erosionsverhaltens

Die Interpretation des Sedimentationsverhaltens während der Beregnungsversuche kann sowohl bezüglich der bewegten Materialmenge, als auch hinsichtlich der Korngrößenverteilung erfolgen. Innerhalb des nachfolgenden Kapitels soll zuerst eine Analyse der Materialmengen mit einer Ausweisung bestimmender Faktoren erfolgen, danach schließt sich eine Interpretation der Korngrößenverteilungen an.

Deutliche Ergebnisse zeigten sich bei den bewegten Sedimentmengen, hier ließ sich der klare Trend nachweisen, dass persistente Wege eine deutlich höhere Erodibilität aufwiesen als Rückgassen. Anhand von Abbildung 7.45 lassen sich die mittleren Gesamtsedimentmengen pro Wegekategorie erkennen.

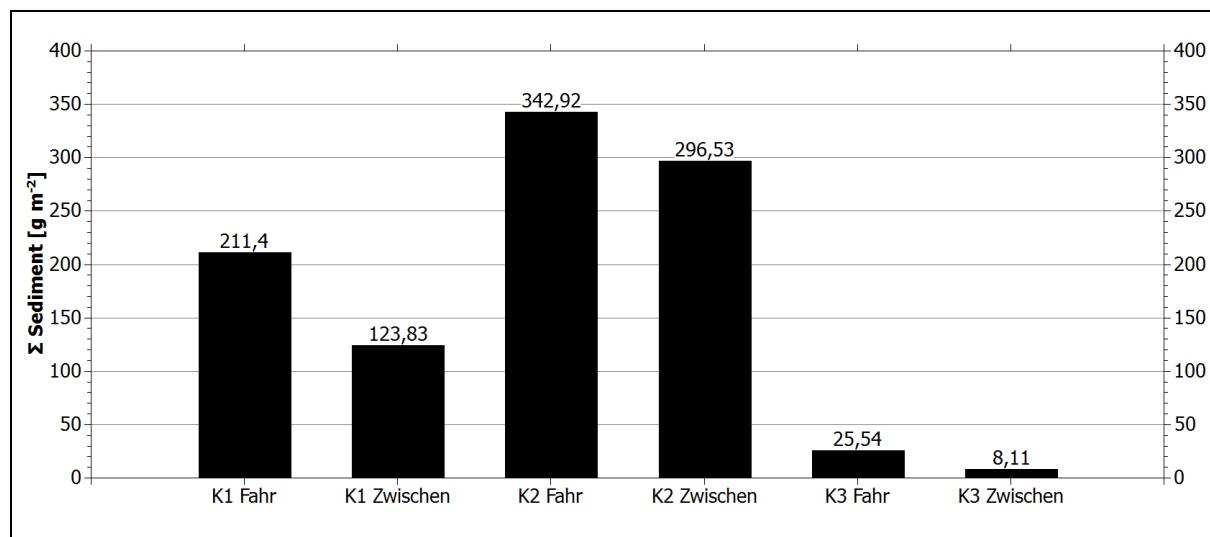


Abb. 7.45: Kategoriebezogene, mittlere Gesamtsedimentmengen der Beregnungsversuche.

Es ist ersichtlich, dass Wege der Kategorie 2 die höchsten Abtragsraten während der 90-Minütigen Beregnung aufwiesen, gefolgt von Wegen der Kategorie 1 und den Rückgassen der Kategorie 3. Ebenso wird deutlich, dass innerhalb der einzelnen Kategorien die Fahrspuren jeweils höhere erodierte Sedimentmengen aufwiesen als die Zwischenspurbereiche. Dieser Effekt wird im relativen Verhältnis immer geringer, je größer die erodierte Sedimentmenge ist. Steigt bei Rückgassen die Sedimentsumme der Fahrspuren um den Faktor 3,15 im Vergleich zu den Zwischenspuren, liegt dieser bei Wegen der Kategorie 1 bei 1,71 und bei Wegen der Kategorie 2 bei 1,12. Der besonders ausgeprägte Effekt im Falle von Rückgassen ist aufgrund der nur noch indirekten Beeinflussung durch Befahrung in den Zwischenspuren zu erklären, so lag in diesen Wegebereichen noch eine nahezu intakte Streubedeckung vor und auch die Bodenverdichtung, welche letztendlich zur Ausbildung von erosiven Oberflächenabflüssen führte, war am geringsten ausgeprägt.

Die höchsten Abtragsraten im Falle der Wegekategorie 2 erscheinen plausibel, da diese Wegekategorie über vollständig unbedeckte Oberflächen verfügte, gleichzeitig jedoch die höchsten Lagerungsdichten, was die Entstehung von erosivem Oberflächenabfluss begünstigte. Gleichzeitig fehlte diesen Wegen eine gesonderte Tragschicht aus groben Kornfraktionen, die eine verminderte Erodibilität bedingt hätte. Im Vergleich zu den Rückgassen bestand zudem auch kein stark ausgeprägtes und heterogenes Poresystem aufgrund der verminderten Aktivität des Edaphons und der fehlenden Durchwurzelung.

Zusätzlich konnte überprüft werden, in wie weit das Abflussgeschehen während den Beregnungsversuchen mit den gesammelten Sedimentmengen korrelierte. Hierzu wurden beide

Gesamtsummen pro Versuchslauf gegeneinander in einem Koordinatensystem abgetragen. Aufgrund der nur geringen Sedimentmengen, die während den Versuchsläufen auf Rückegassen gesammelt werden konnten, wurde eine logarithmische Skalierung der Sedimentmengenachse gewählt (Abb. 7.46).

Erkennbar ist bereits qualitativ, dass im Falle von Rückegassen eine starke Korrelation zwischen steigenden Abflusssummen und Sedimentsummen vorlag. Ein entsprechender Korrelationskoeffizient von 0,94 zwischen beiden Werten unterstreicht dies zusätzlich quantitativ. Bei den Wegen der Kategorie 1 und 2 ist diese starke Korrelation jedoch nicht mehr festzustellen. Diese bewegten sich hinsichtlich ihrer mobilisierten Gesamtsumme des Sedimentes in einem Bereich $> 100 \text{ g m}^{-2}$, verteilten sich dabei jedoch über einen weiten Bereich der Gesamtabflussmengen. Die einzigen Ausreißer aus dieser Verteilung stellen die Versuche 5 und 6 dar, welche $< 100 \text{ g m}^{-2}$ erodiertes Sediment nach 90 Minuten aufwiesen. Die Korrelationskoeffizienten von 0,68 (Kategorie 1) und -0,06 (Kategorie 2) zeigen den deutlich schwächeren bis fast nicht mehr vorhandenen Zusammenhang zwischen Abflusssumme und Sedimentsumme an. Anhand eines Signifikanztests, basierend auf einem zweiseitigen T-Test mit $\alpha = 0,05$ konnte zusätzlich nachgewiesen werden, dass für Wegekategorie 1 und 2 kein Signifikanter Zusammenhang vorlag. Im Falle der einzelnen Kategorien konnte von einem Freiheitsgrad von 4 ($= n - 2$) ausgegangen werden. Bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,05 ergab dies für alle Signifikanztests $t_{\alpha,FG} = 2,12$. Für die Kategorien 1 und 2 konnte die Prüfgröße von $t = 1,67$ (Kategorie 1) und $t = 1,87$ (Kategorie 2) ermittelt werden. Da in diesen Fällen $t < t_{\alpha,FG}$ vorlag, konnte ein signifikanter Zusammenhang ausgeschlossen werden. Im Falle von Kategorie 3 bestätigte sich der Eindruck des hohen Korrelationskoeffizienten, da hier mit $t = 5,55$ ein signifikanter Zusammenhang bestätigt werden konnte.

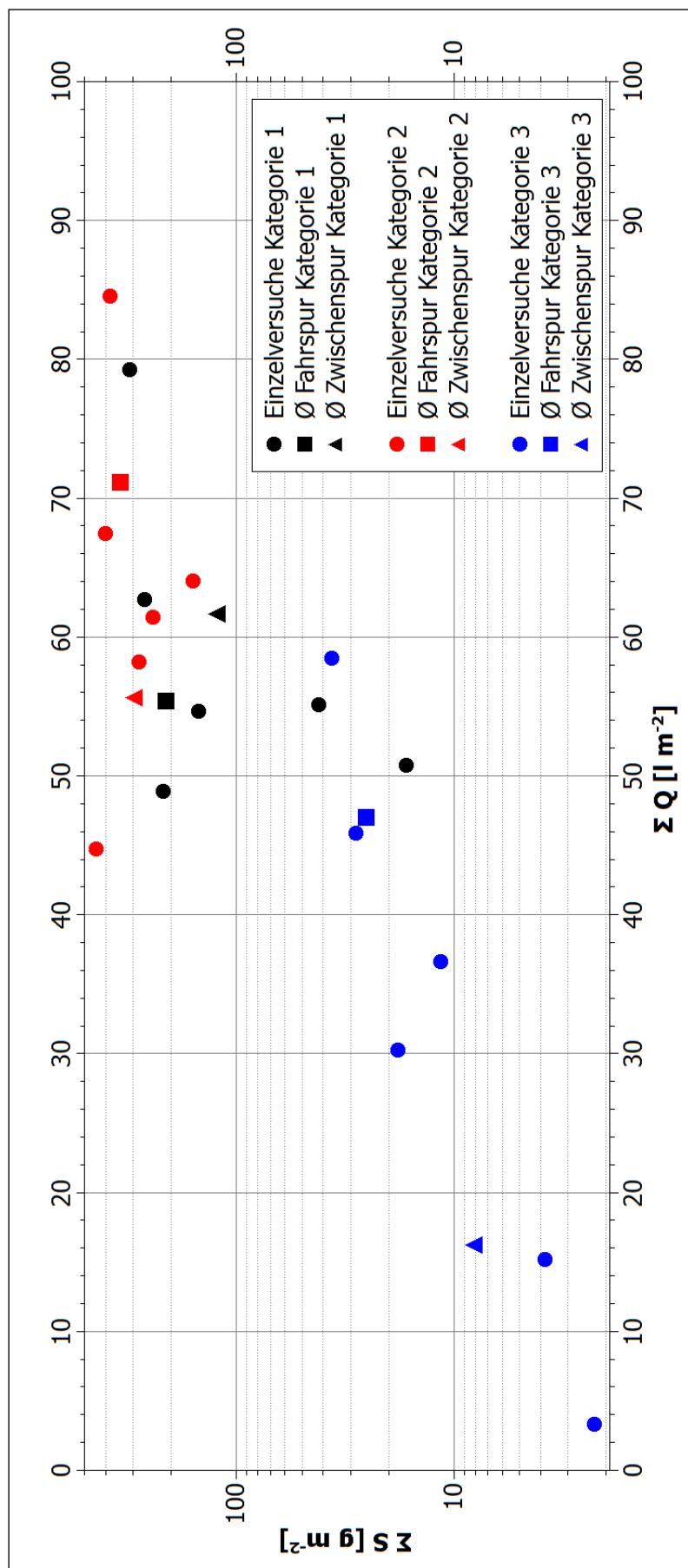


Abb. 7.46: Verhältnis zwischen Gesamt sediment- und -abflusssumme der Berechnungsversuche.

Kategorieübergreifend gesehen konnte im Falle von Wegoberflächen, die generell eine geringe Erodibilität aufwiesen, ein direkter Zusammenhang zwischen Abflussmenge und mobilisierter Sedimentmenge festgestellt werden. Bei Wegoberflächen, die über eine starke Erodibilität verfügten, schien die Menge des Abflusses unerheblich für die Menge an erodiertem Material gewesen zu sein. So wies Versuchslauf 10 (Kategorie 2 Zwischen spur) beispielsweise mit $446,2 \text{ g m}^{-2}$ die höchste mobilisierte Sedimentmenge, aber gleichzeitig die geringste Abflussmenge von $44,7 \text{ l m}^{-2}$ auf. Dahingehend muss – zumindest für den vorliegenden Datensatz – konstatiert werden, dass bei persistenten Wegoberflächen eine Entkopplung zwischen Abfluss- und Erosionsraten stattgefunden hat.

Um eine bessere Einordnung der Werte zu ermöglichen, wird nachfolgend in Abbildung 7.47 – 7.49 neben der Gesamtsumme auch das direkte Verhältnis zwischen den minütlich aufgelösten Abfluss- und Sedimentwerten dargestellt. Erkennbar ist bei den Versuchen auf persistenten Wegen, dass in Bereichen niedriger minütlicher Abflussraten ein linearer Zusammenhang zwischen den Sediment- und Abflussmengen vorliegt. Dem gegenüber steht eine weite Streuung der Sedimentmengen in einem versuchsspezifisch eng umgrenzten Bereich der Abflussmengen. Diese Punktwolken zeigen quasistabile Abflussbedingungen, während derer die Sedimentmengen schwankten. Teilweise sind anhand der Punktwolken auch einzelne Versuchsläufe erkennbar, beispielsweise zeigen sich bei Versuch 12 (Abb. 7.48) zwei deutlich voneinander getrennte Konzentrationsbereiche der Werte, die auch gleichzeitig unterschiedliche Teilläufe des Versuchs repräsentieren. Im Falle der Rückegassenberechnungen entfällt diese allgemeine Verteilung, hier streuen die Werte in einer weiten Punktwolke. Da jedoch starke positive Ausreißer der Sedimentkonzentration nicht zu verzeichnen waren, ist die Korrelation zwischen Abfluss und Sedimentlieferung höher als es bei den Versuchen der Kategorie 2 der Fall war.

Zusätzlich sind anhand der Abbildungen Versuche auszuweisen, die über ein abweichendes Verhältnis zwischen Abflussrate und minütlichen Sedimentmengen im Vergleich zu den übrigen Simulationen der gleichen Kategorie verfügten. Besonders zu nennen sind hier Versuch 4 (Abb. 7.47), Versuch 9 und Versuch 10 (Abb. 7.48), die im direkten Abgleich höhere Sedimentlieferraten aufwiesen. Aufgrund der geringen Grundgesamtheit der Versuchsläufe innerhalb einer Kategorie ist nicht abschließend zu klären, ob diese Abweichungen in einem üblichen Rahmen für Starkregenereignisse auf Wegoberflächen liegen.

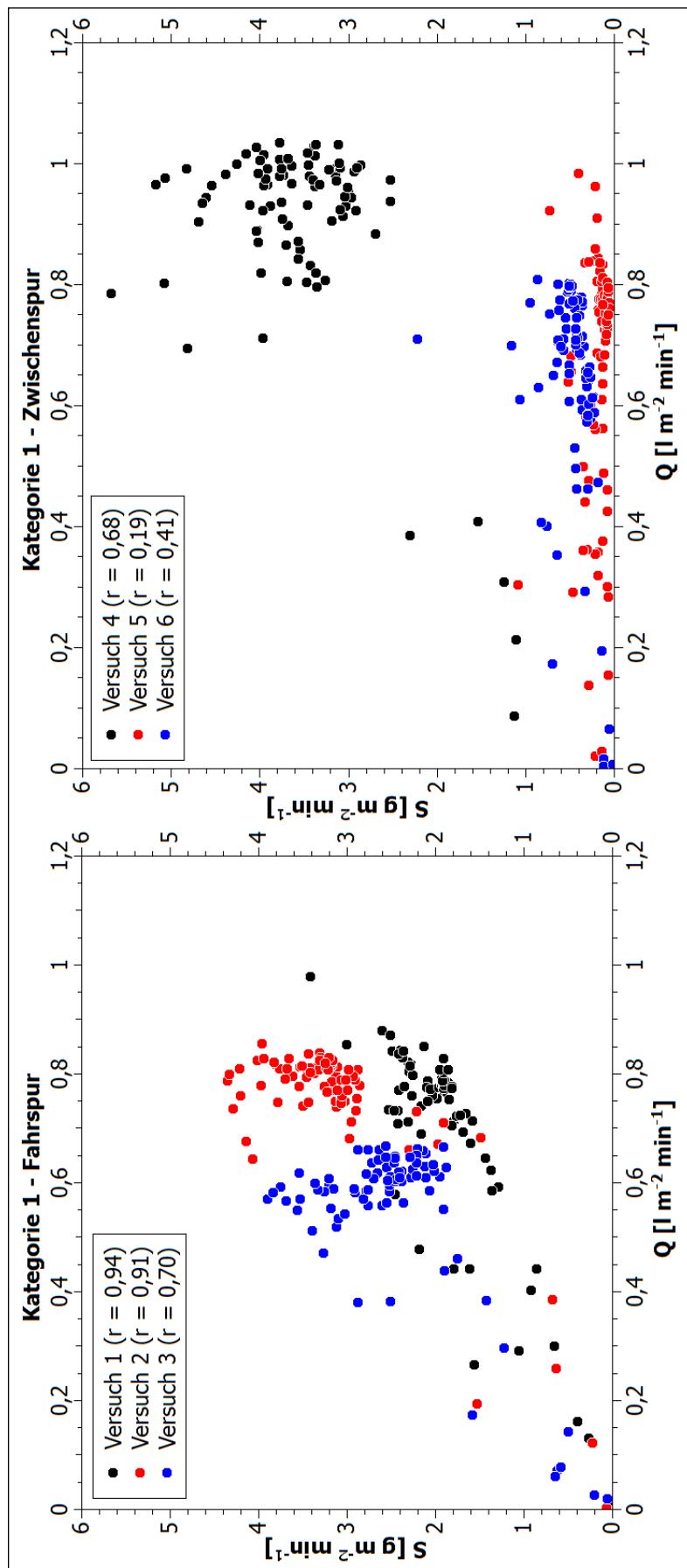


Abb. 7.47: Verhältnis zwischen minütlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 1.

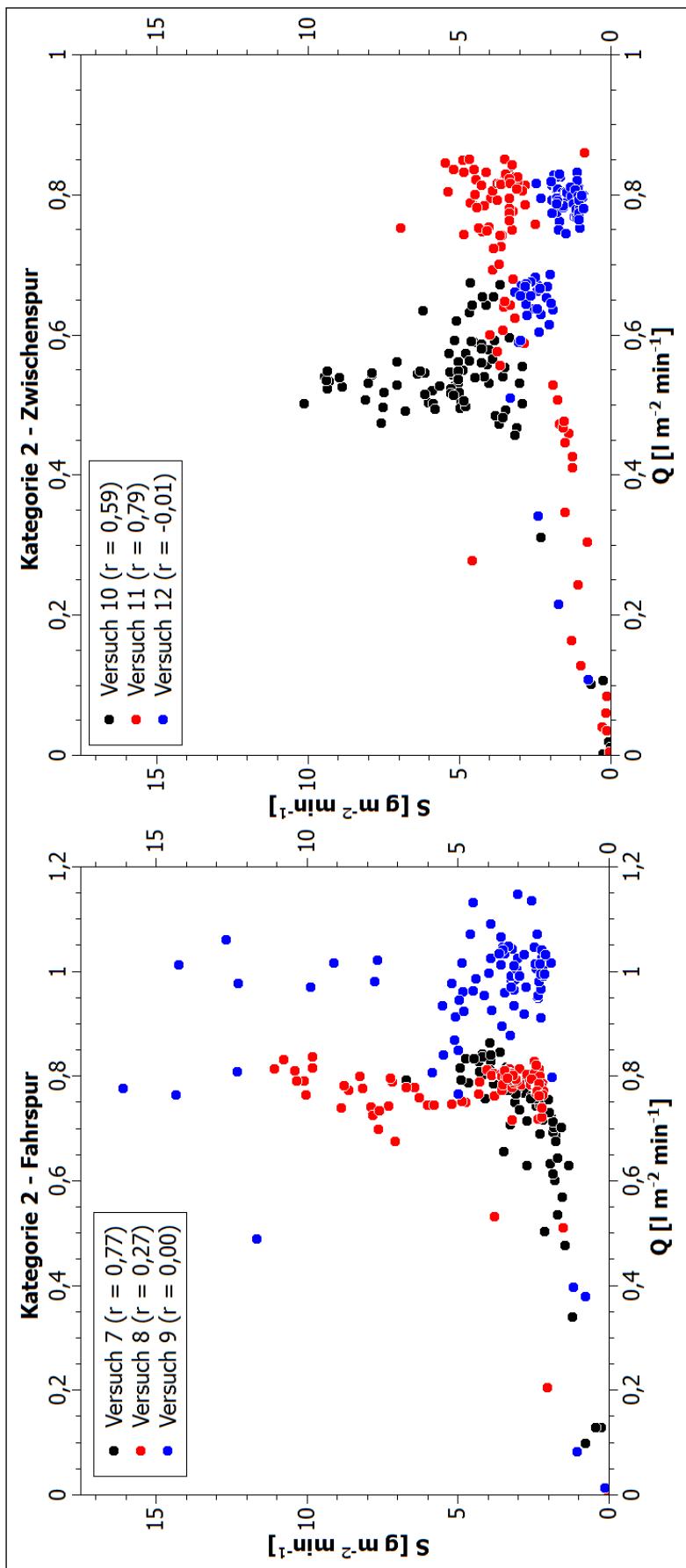


Abb. 7.48: Verhältnis zwischen minütlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 2.

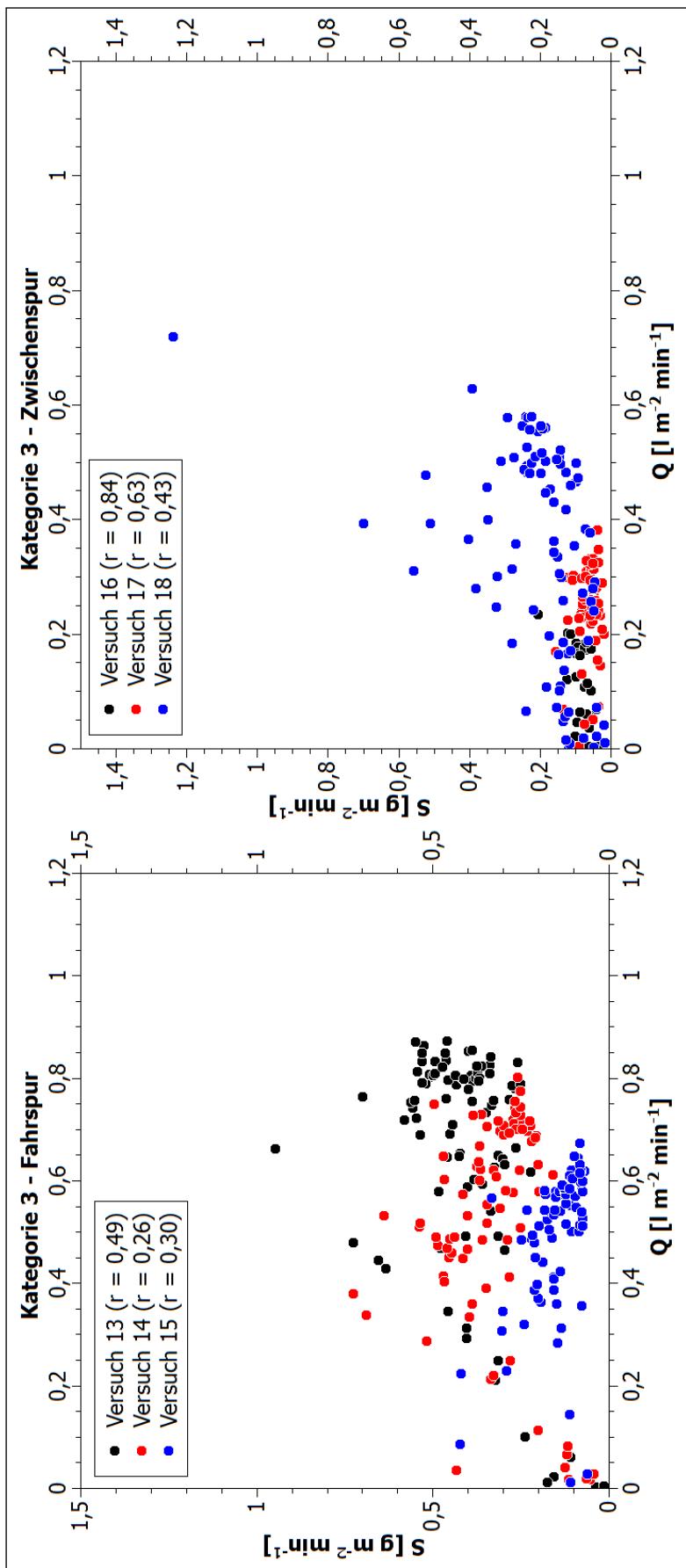


Abb. 7.49: Verhältnis zwischen minütlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 3.

Es ist davon auszugehen, dass die Grundtendenz der Entkopplung von Abfluss- und Erosionsgeschehen nicht für alle Abflussbedingungen auf Wegen Gültigkeit hat. Im Zuge der in-situ-Kartierung konnte nachgewiesen werden, dass in den Fahrspuren von Wegen ein erhöhter Abtrag stattgefunden haben musste, da hier eine Erosion der Oberfläche bis auf die geschotterte Tragschicht erkennbar war. Gerade im Falle der Konzentration des auftretenden Oberflächenabflusses in linearen Strukturen wie Fahrspuren wäre es wenig plausibel, eine Entkopplung von Abflussmenge und erodierter Sedimentmenge anzunehmen, da hier mit der Wassermenge auch zwangsläufig die Fließgeschwindigkeit und folglich auch die Erosivität des Abflusses ansteigt.

Dennoch ist festzustellen, dass im Falle einer kleinräumigen Betrachtung während der Berechnung dieser Zusammenhang nicht zutraf. Eine mögliche Erklärung ist die nur kurze Laufstrecke des Abflusses von maximal 0,8 m, die nur bedingt die Ausbildung schnell fließender Oberflächenabflüsse erlaubte. Hierdurch ist anzunehmen, dass die Splash-Erosion in ihrer relativen Bedeutung in den Vordergrund trat. Entsprechend wird bei den Versuchen vor allem die kleinskalige Beschaffenheit der Plotoberfläche ausschlaggebend für die Erodibilität gewesen sein. Diese umfasst nach Gleichung (8), (9) und (10) für die empirische Herleitung der Ablöserate und Transportkapazität durch Splash vor allem die Niederschlagsintensität, die kinetische Energie des Niederschlags, die Hangneigung sowie texturabhängige Parameter. Da Niederschlagsintensität und kinetische Energie als konstant angenommen werden können, ist demnach der Einfluss der Hangneigung und der Textur zu überprüfen.

Hinsichtlich der Hangneigung kann nachgewiesen werden, dass – zumindest im Umfang der vorliegenden Beprobungen – keine direkte Abhängigkeit zwischen bewegter Sedimentmenge und der Hangneigung der Plotoberfläche feststellbar war (vgl. Abb. 7.50). Der Korrelationskoeffizient für alle Versuche lag bei lediglich -0,05, im Falle der Wegekategorie 1 und 2 wurden ebenfalls negative Korrelationen ermittelt. Dieser Befund – geringere Hangneigungen führen zu vermehrtem Abtrag – steht jedoch diametral zur physikalischen Grundlage der Splasherosion und der Erosion durch Oberflächenabfluss. Daher muss in diesem Falle von einer zufällig erhöhten, negativen Korrelation ausgegangen werden. Dies betrifft vor allem die Wegekategorie 2 mit einem Korrelationskoeffizienten von -0,69. Auch der durchgeführte Signifikanztest unterstrich deutlich, dass die Variablen nicht signifikant voneinander abhängig waren. War der kritische Wert $t_{\alpha,FG} = 2,776$ für $\alpha = 0,05$, lagen die Prüfgrößen mit 0,37 (Kategorie 1), 1,89 (Kategorie 2) und 1,39 (Kategorie 3) deutlich unter diesem, so dass ein signifikanter Zusammenhang ausgeschlossen werden konnte.

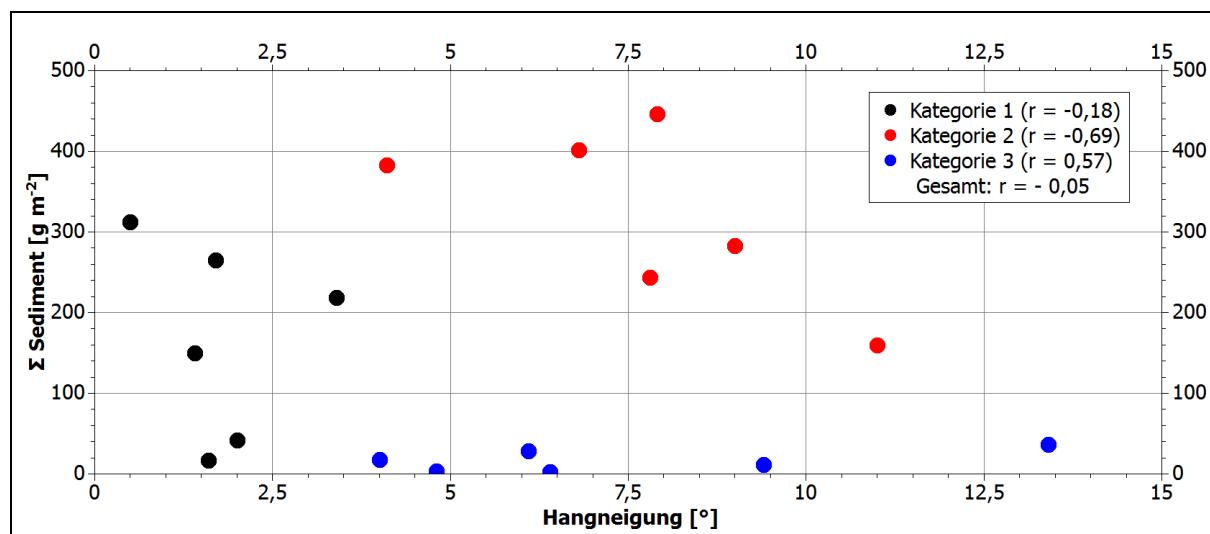


Abb. 7.50: Verhältnis zwischen Hangneigung und Sedimentmengen.

Daher ist zumindest auf Basis der vorliegenden, empirischen Studien ein Einfluss der Bodentextur anzunehmen, der jedoch nach den Erfahrungen während der Beregnungsversuche durch die Oberflächenmorphologie des Plots erweitert werden muss. Die Bodenarten der Wegoberflächen zeigte sich im direkten Vergleich einheitlich (vgl. Tabellen der Ploteigenschaften in Kapitel 6), auch die Grobbodenanteile der einzelnen Versuchsplots waren vergleichbar. Daher ist nicht von einem dominanten Einfluss der Bodenart oder des Grobbodenanteils auszugehen. Vielmehr schien die Transportaufbereitung des Oberflächenmaterials durch vorherige Befahrung einen deutlichen Einfluss auf die erodierte Sedimentmenge zu haben. Versuche, bei denen eine hohe Sedimentmenge erodiert werden konnte, zeichneten sich durch eine vergleichsweise mächtigere Auflage von Feinmaterial aus, die jedoch oftmals in einem lockeren Verbund vorlag. Diese Lockerung des Feinmaterials ist ursächlich vor allem bei persistenten Wegen durch kurz vorher geschehene Befahrung zu erklären gewesen. Hierbei wurden durch das Stollenprofil der Traktorreifen Bodenaggregate aus dem bestehenden Verbund gelöst und fraktioniert. Insbesondere war dies bei Wegen der Kategorie 2 möglich, Wege der Kategorie 1 verfügten über eine entsprechend bessere Befestigung, die eine Störung der Wegoberfläche durch Befahrung minderte. Ebenso spielte die Oberflächenstruktur eine bedeutende Rolle – war es anhand des kleinräumigen Reliefs der Plotoberfläche möglich, dass sich frühzeitig präferentielle Fließbahnen des Oberflächenabflusses ausbildeten, erfolgte ein vergleichsweise hoher Abtrag von der Oberfläche. Dennoch muss auch in diesem Falle der noch geringe Versuchsumfang angemerkt werden, der eine abschließende Beurteilung bestimmender Eingangsfaktoren nicht abschließend ermöglicht.

Anhand der Betrachtung voneinander getrennter Teilläufe pro Beregnungsversuch war zusätzlich die Möglichkeit gegeben, zu überprüfen, in wie weit sich der relative Anteil der Teilläufe an der absoluten mobilisierte Sedimentmenge im Verlauf eines Beregnungsversuches veränderte. Zu erwarten gewesen wäre eine Verteilung, bei der während des ersten Teillaufes die größte Sedimentmenge erodiert wird, gefolgt von einer sukzessiven Abnahme der Sedimentmenge. Hintergrund dieser erwarteten Verteilung ist die Annahme, dass das durch die KBA erodierbare Material auf der Plotoberfläche zu Beginn noch in größerer relativer Häufigkeit vorhanden wäre. Durch die fortdauernde Beregnung würde der relative Anteil des gut mobilisierbaren Materials abnehmen und folglich auch die Sedimentmenge im zeitlichen Verlauf geringer werden.

Bei der Betrachtung von Abbildung 7.51 – 7.53 ist auffällig, dass diese erwartete Tendenz nur bei zwei Versuchsläufen (Versuch 8 und 9) festgestellt werden konnte. Anhand der gestrichelten Linien als Orientierungshilfe innerhalb der Diagramme, diese zeigen eine Verteilung von jeweils genau einem Drittel Anteil an der Gesamtsedimentmenge an, zeigt sich vielmehr, dass bei nahezu allen Versuchen ein vergleichbarer, relativer Anteil erodiert wurde. Dies betrifft vor allem die Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1 und 3, bei letzterer fällt Versuchslauf 16 entsprechend deutlich aus diesem Muster heraus, da hier nur im dritten Teillauf Sediment mobilisiert werden konnte. Während den Beregnungsversuchen auf Wegen der Kategorie 2 zeigte sich ein weniger gleich verteiltes Bild der Sedimentmengen der Teilläufe, während Versuche zu Beginn der Beregnung (Versuch 8, 9 und 12) besonders hohe Sedimentmengen zeigten, finden sich ebenso Versuche, bei denen im Zuge der letzten Teilläufe höhere Anteile vertreten waren (Versuch 7, 10 und 11).

Generell deutet der vorliegende Befund darauf hin, dass während allen Versuchsläufen noch so viel durch die KBA mobilisierbares Material auf den Plotoberflächen vorhanden war, dass es zu keiner feststellbaren Abnahme der erodierten Sedimentmenge über die Zeit des gesamten Versuchslaufes kommen konnte.

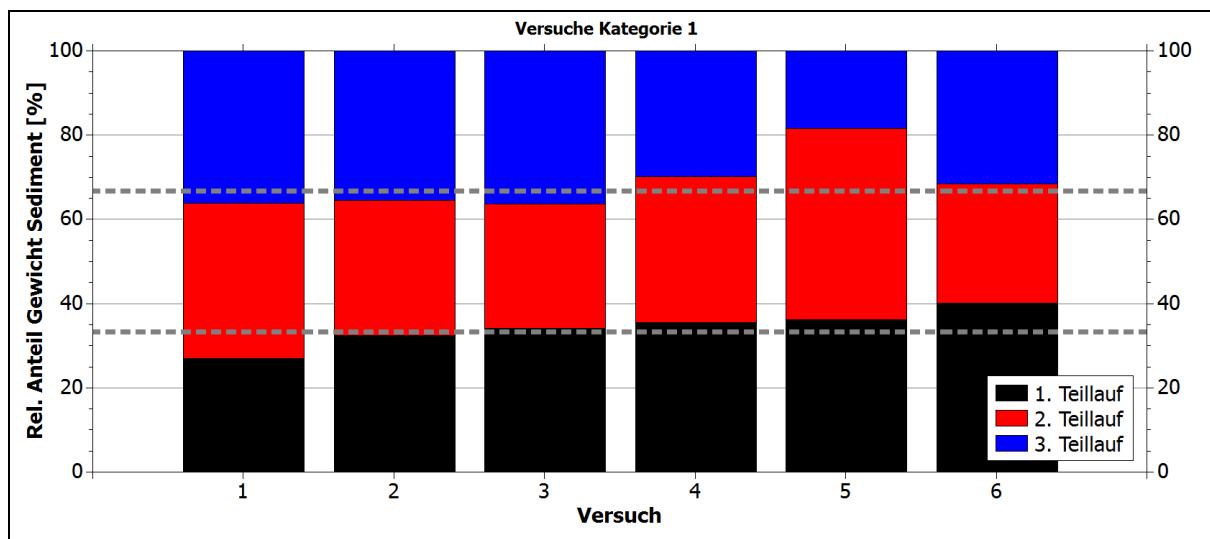


Abb. 7.51: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 1.

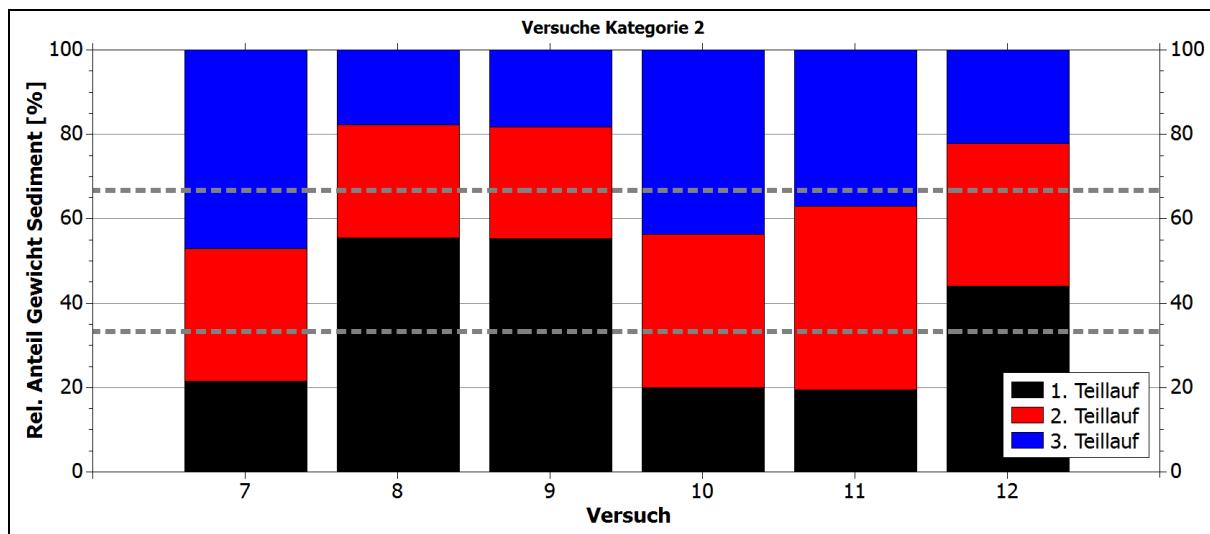


Abb. 7.52: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 2.

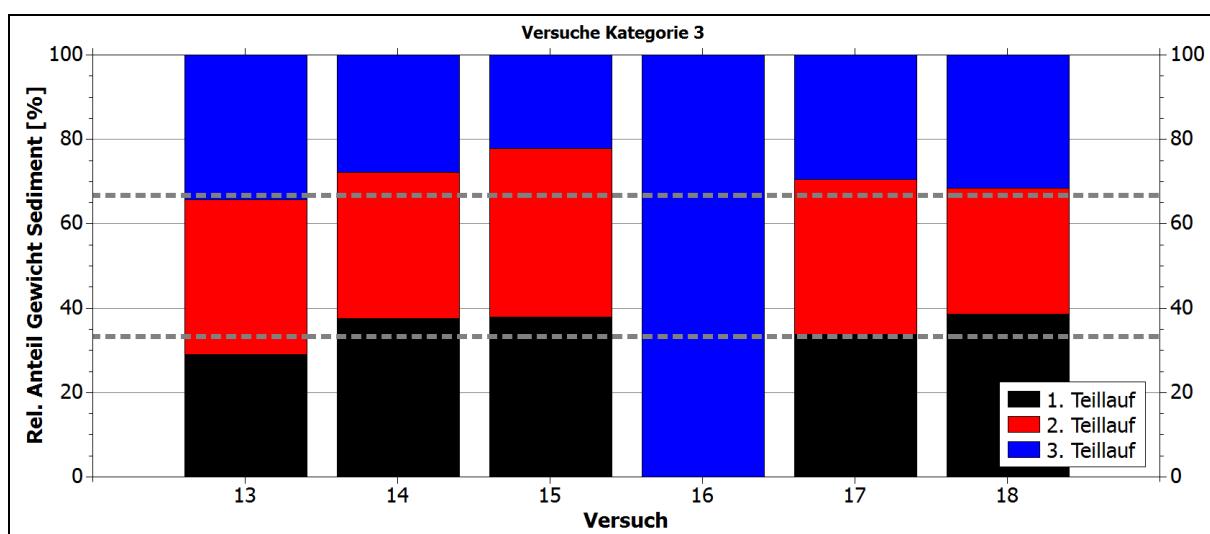


Abb. 7.53: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 3.

Die eingangs erwähnte zweite Möglichkeit der Interpretation ist die Beurteilung der Korngrößenverteilung der Beregnungsversuche. Neben der alleinigen Interpretation der absoluten Sedimentmenge ermöglicht dieser Ansatz eine Analyse der Materialzusammensetzung hinsichtlich der Durchmesserverteilung.

Hierfür bot sich bei den Versuchen, die eine ausreichend große Menge an erodiertem Material aufwiesen, die Durchführung von Schlämmanalysen nach DIN 18123 an, deren Ergebnisse nachfolgend interpretiert werden sollen. Zusätzlich wurde von jeder Wegekategorie eine Mischprobe entnommen, welche als Grundlage für den Vergleich zwischen erodiertem Material und ursprünglicher Korngrößenzusammensetzung der Wegoberfläche dienen soll. Die Ergebnisse der Schlämmanalyse der Wegproben sind Abbildung 7.54 und Tabelle 7.12 zu entnehmen.

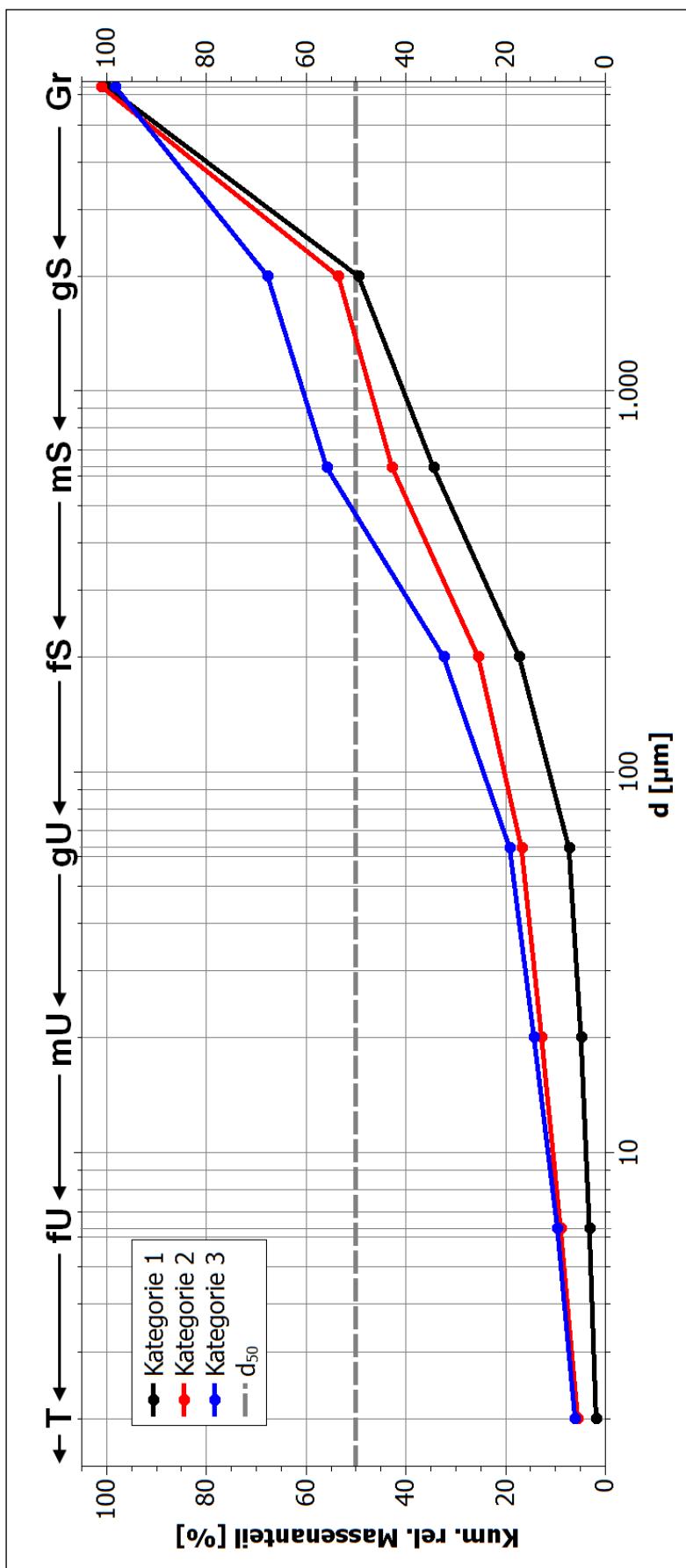


Abb. 7.54: Kornsummenkurven der Wegmischproben.

Wegekategorie	1	2	3
$d_{50} [\mu\text{m}]$	2062,9	1583,4	547,7
Grobboden [%]	50,41	47,54	30,61
gS [%]	15,02	10,77	11,81
mS [%]	17,20	17,29	23,46
fS [%]	9,97	8,65	13,25
gU [%]	2,40	4,04	4,87
mU [%]	1,69	3,80	4,70
fU [%]	1,34	3,44	3,53
T [%]	1,87	5,56	6,09

Tab 7.12: Mediane Korndurchmesser und relative Korngrößenanteile der entnommenen Mischproben von Wegoberflächen.

Die Ergebnisse der Schlamm- und Siebanalyse zeigen, dass der Grobbodenanteil der Wegoberflächen von Kategorie 1 über Kategorie 2 zu Kategorie 3 sukzessive abnimmt. Aufgrund der immer geringeren Befestigung der Wege über den Kategorieverlauf ist dies ein zu erwartendes Ergebnis. Zusätzlich kann jedoch auch angenommen werden, dass auf den persistenten Wegen die feineren Korngrößenanteile bereits durch sukzessiven, selektiven Abtrag entfernt wurden. Folglich würde auch der mediane Korndurchmesser der Gesamtproben von 2,06 mm (Kategorie 1) auf 0,55 mm (Kategorie 3) abnehmen. Bei allen Mischproben war jedoch der relativ gesehen hohe Anteil der Grobbodenfraktion erkennbar.

Bei der alleinigen Betrachtung der Feinbodenanteile der Mischproben kann zusätzlich eine Einteilung in die Bodenarten der deutschen Bodensystematik nach AD-HOC-AG BODEN (2005) erfolgen. Wege der Kategorie 1 wiesen im Mittel die Bodenart Su2 auf, Wege der Kategorie 2 und 3 die Bodenart SI3. Zu erkennen ist hieran, dass es sich bei den Wegoberflächen der Kategorie 2 tatsächlich um naturfeste, das heißt lediglich maschinell verdichtete, autochthone Oberflächen handelte, die keinen externen Eintrag von Material zur Befestigung aufwiesen. Bei Wegen der Kategorie 1 ist eine Verschiebung des Korngrößenspektrums des Feinbodens hin zu im Mittel größeren Anteilen zu verzeichnen. Eine Möglichkeit der Notation dieser Ergebnisse bietet beispielsweise die Einordnung in ein Korngrößendreieck, wie es in der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC-AG BODEN 2005, 143) enthalten ist, die Eingangswerte der relativen Anteile der Feinbodenfraktion sind in Tabelle 7.13 aufgeführt. Zu beachten ist, dass die Mischprobe der Kategorie 2 anhand des Korngrößendreiecks im Übergangsbereich zwischen SI2 und SI3 notiert ist. Dies ist ursächlich mit der Vergrößerung der notierten Punkte im Diagramm zu erklären, ohne die eine Visualisierung der Daten nicht möglich gewesen wäre. Dennoch lag die Mischprobe der Wegekategorie 2 innerhalb der Bodenart SI3. Die in Ihrer Summe nicht genau 100 % entsprechenden Fraktionsanteile sind den methodeninhärenten Ungenauigkeiten der Schlämmanalyse geschuldet, diese liegen jedoch auch nach der zugrundeliegenden DIN 18123 in einem tolerablen Rahmen.

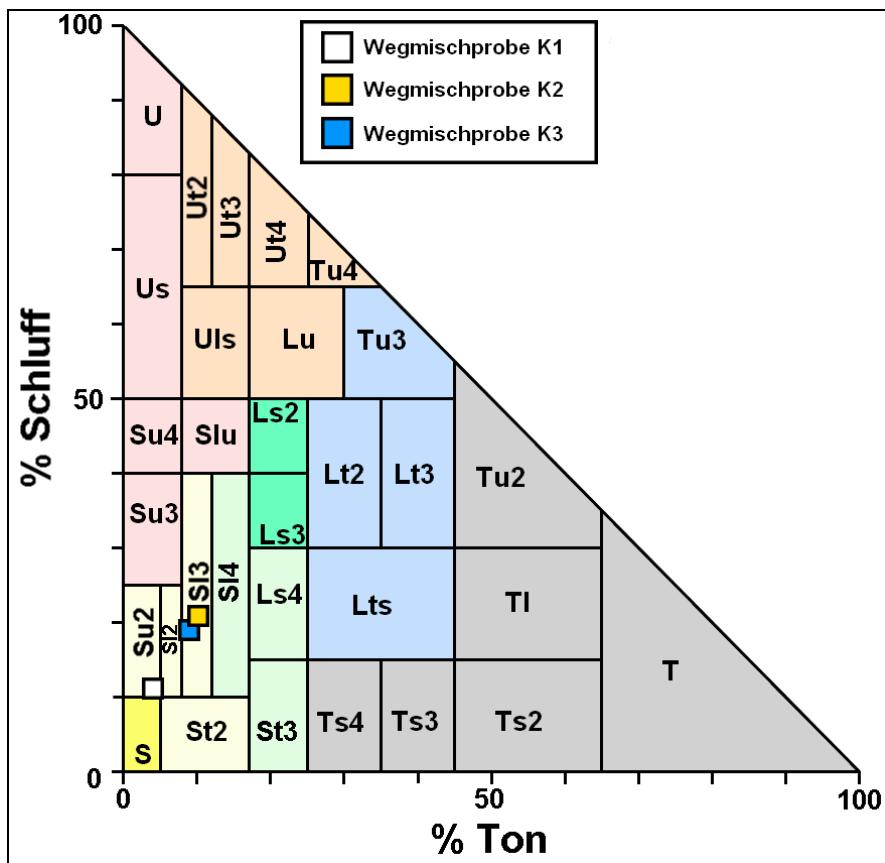


Abb. 7.55: Einordnung der Wegmischproben in ein Korngrößendiagramm nach Ad-Hoc-AG BODEN (2005, 143, verändert).

Wegekategorie	1	2	3
S [%]	85,08	69,98	69,93
U [%]	10,96	21,49	18,88
T [%]	3,78	10,60	8,78

Tab 7.13: Relative Anteile der Feinbodenfraktionen der Wegmischproben.

Die erodierten Sedimentmengen der Beregnungsversuche wurden getrennt nach Teilläufen mittels Schlämm- und Siebanalyse beprobt. Hierdurch sollte es neben der Ermittlung der genauen Korngrößenverteilung ebenso möglich sein, einen zeitlichen Verlauf des Erosionsgeschehens hinsichtlich der mobilisierten Partikeldurchmesser zu interpretieren. In Tabelle 7.14 – 7.17 sind die relativen Anteile der jeweiligen Korndurchmesser für die Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1 aufgeführt. Im Laufe der Beregnungsversuche 5 und 6 auf Zwischenspuren von Wegen der Kategorie 1 konnte keine ausreichende Menge für eine Schlämmanalyse erodiert werden. Zusätzlich fehlt die erste Teilprobe von Versuch 1. Diese musste verworfen werden, nachdem im Zuge der Zerstörung der organischen Substanz durch Versetzen mit H_2O_2 ein Probenverlust infolge vom Überkochen der Probe zu verzeichnen war. Die graphische Darstellung der erodierten, relativen Korngrößenanteile auf Wegen der Kategorie 1 erfolgt in Abbildung 7.56 – 7.59.

Fraktion	$\emptyset [\mu\text{m}]$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,76	0,46	0,61
gS	> 630	22,97	19,75	21,36
mS	> 200	21,22	20,85	21,03
fS	> 63	8,95	10,55	9,75
gU	> 20	5,53	6,00	5,77
mU	> 6,3	10,12	9,89	10,01
fU	> 2	13,33	11,65	12,50
T	< 2	16,03	20,92	18,48

Tab 7.14: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 1 (Kategorie 1 Fahrspur).

Fraktion	$\emptyset [\mu\text{m}]$	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,00	0,12	0,03	0,05
gS	> 630	1,23	1,85	9,24	4,10
mS	> 200	3,49	9,04	15,61	9,38
fS	> 63	2,92	4,59	8,77	5,43
gU	> 20	3,70	4,52	6,00	4,74
mU	> 6,3	20,10	21,27	16,90	19,42
fU	> 2	33,06	29,92	18,95	27,31
T	< 2	27,62	26,87	21,54	25,34

Tab 7.15: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 2 (Kategorie 1 Fahrspur).

Fraktion	$\emptyset [\mu\text{m}]$	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,58	0,28	0,40	0,42
gS	> 630	6,93	7,16	17,23	10,44
mS	> 200	9,35	9,10	21,05	13,17
fS	> 63	4,18	3,71	10,69	6,19
gU	> 20	6,03	4,71	10,42	7,05
mU	> 6,3	20,22	21,85	16,13	19,40
fU	> 2	18,10	24,56	12,54	18,40
T	< 2	29,43	21,98	15,68	22,36

Tab 7.16: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 3 (Kategorie 1 Fahrspur).

Fraktion	$\emptyset [\mu\text{m}]$	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	1,08	0,84	0,00	0,64
gS	> 630	6,33	11,08	11,17	9,53
mS	> 200	6,82	16,36	16,50	13,22
fS	> 63	7,22	12,92	13,03	11,06
gU	> 20	6,46	7,63	7,70	7,26
mU	> 6,3	21,89	15,06	15,19	17,38
fU	> 2	24,06	12,74	12,85	16,55
T	< 2	21,27	18,22	18,38	19,29

Tab 7.17: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 4 (Kategorie 1 Zwischenfspur).

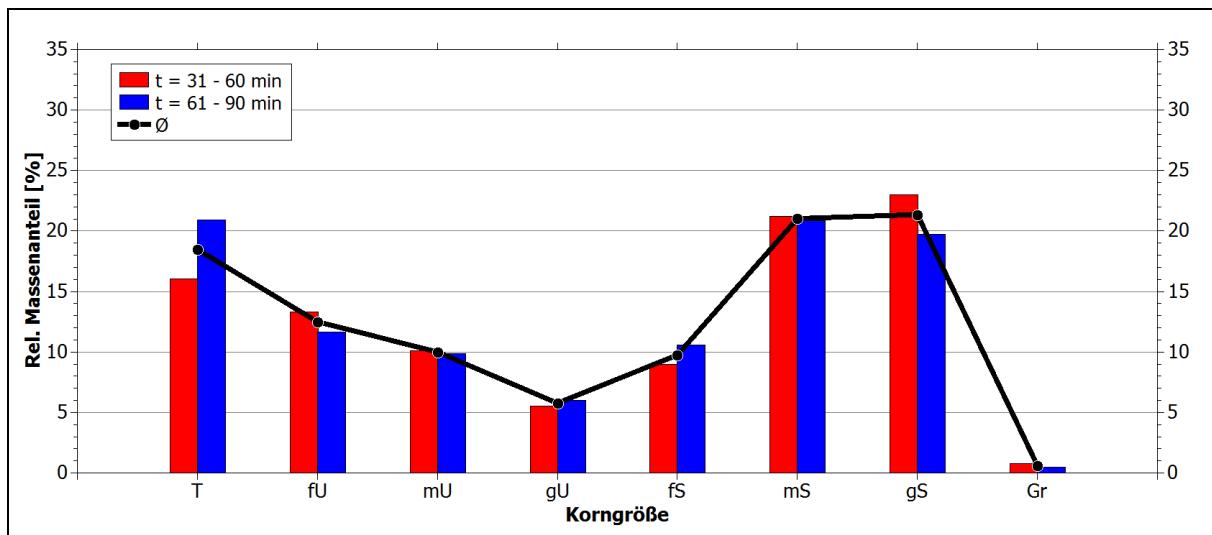


Abb. 7.56: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 1 (Kategorie 1 Fahrspur).

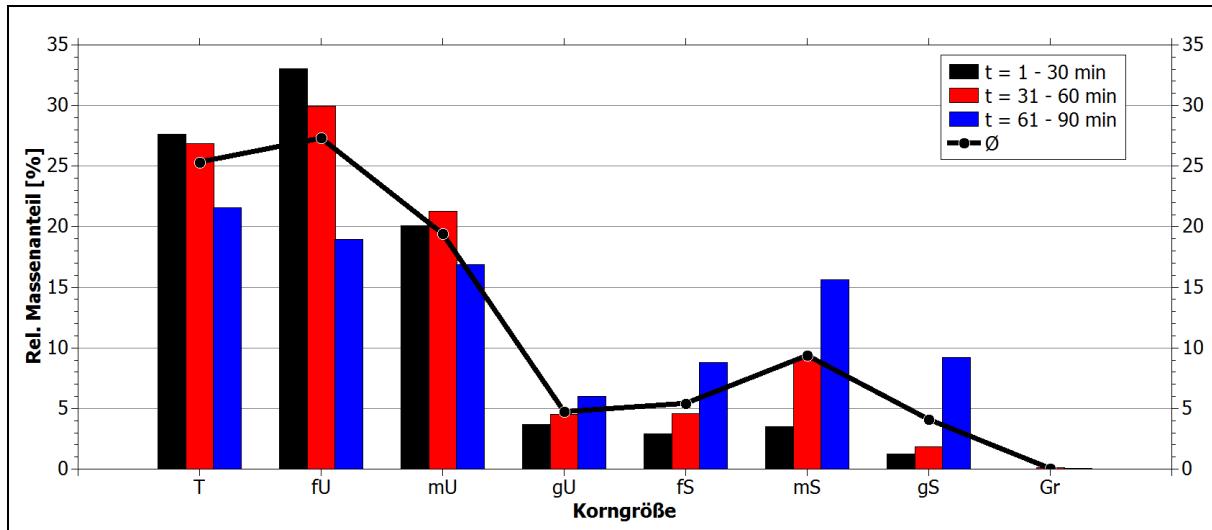


Abb. 7.57: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 2 (Kategorie 1 Fahrspur).

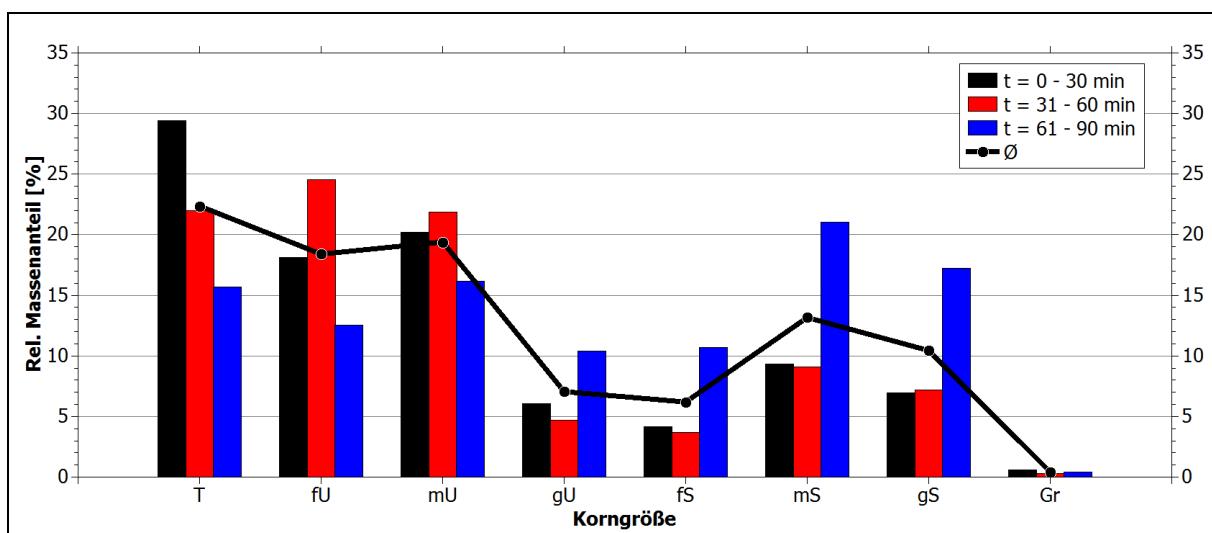


Abb. 7.58: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 3 (Kategorie 1 Fahrspur).

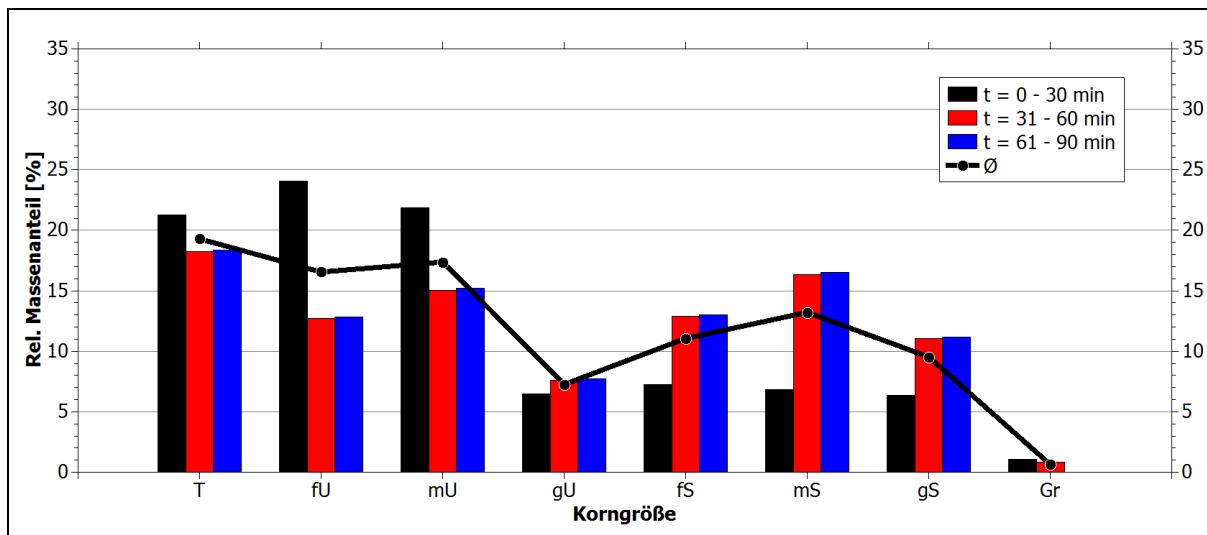


Abb. 7.59: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 4 (Kategorie 1 Zwischenspur).

Bei der Betrachtung der tabellarischen und graphischen Darstellung der relativen Korngrößenanteile pro Teillauf zeigt sich, dass eine Verschiebung innerhalb des Durchmesserspektrums zu beobachten ist. Sind in den ersten Teilläufen ($t = 0 - 30 \text{ min}$) vor allem feinere Fraktionen mit einem hohen relativen Anteil gemessen worden, sinkt dieser sukzessiv über die nachfolgenden Teilläufe ab. Es ist anzunehmen, dass im Verlauf des Beregnungsversuchs zu Beginn vor allem dieses Feinmaterial mobilisiert und abgetragen werden konnte. Folglich war es in den letzten Teilläufen bereits von der Plotoberfläche erodiert, so dass in der relativen Verteilung der mobilisierten Fraktionen die größeren Korndurchmesser stärker vertreten waren. Dieser Befund schlägt sich zwingend in den medianen Korndurchmessern der erodierten Sedimentmengen pro Teillauf wider. Diese sind in Tabelle 7.18 aufgeführt. Bei Versuch 4 ist anzunehmen, dass weniger mobilisierbares Feinmaterial auf der Plotoberfläche vorhanden war, weswegen der deutliche Anstieg des medianen Korndurchmessers bereits in Teillauf 2 erfolgte, zusätzlich lässt sich hier eine leichte Abnahme des medianen Korndurchmessers zum dritten Teillauf feststellen. Diese Tendenz zeigte sich auch bei Versuch 1, aufgrund der verworfenen Probe des ersten Teillaufes ist jedoch nicht mehr überprüfbar, ob in diesem Falle der gleiche Verlauf wie bei Versuchslauf 4 vorlag.

Versuch	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 0 - 30$	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 31 - 60$	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 61 - 90$	$d_{50} [\mu\text{m}] \text{Gesamt}$
1	---	139,19	82,99	108,72
2	4,92	5,34	14,01	5,91
3	7,99	8,49	43,34	12,83
4	9,26	42,44	40,04	17,49

Tab. 7.18: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.

Die Tabellen 7.19 – 7.24 zeigen die nach Teilläufen gegliederten Ergebnisse der Schlämmanalyse für die Beregnungsversuche der Kategorie 2, die graphische Darstellung erfolgt in Abbildung 7.60 – 7.65. Die Versuchsläufe dieser Kategorie zeigten ein vergleichsweise einheitliches Bild der Korngrößenanteile, wie auch schon anhand der Kornsummenkurven in Kapitel 6 dargelegt werden konnte. Allerdings ist nur bei Versuchsläufen 7, 10 und 11 eine eindeutige Tendenz hin zu immer größer werdenden, medianen Korndurchmessern erkennbar (vgl. Tab. 7.25). Darüber hinaus ist wie im Falle

von Kategorie 1 ein starkes Schwanken der medianen Korndurchmesser über die Teilläufe, aber auch im kategorieinternen Vergleich zu sehen.

Fraktion	ϕ [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,81	0,51	0,20	0,50
gS	> 630	8,41	15,37	24,29	16,02
mS	> 200	12,01	20,01	18,75	16,92
fS	> 63	9,20	10,69	8,69	9,53
gU	> 20	5,89	8,90	7,34	7,38
mU	> 6,3	17,68	11,46	10,75	13,30
fU	> 2	20,25	13,78	12,92	15,65
T	< 2	26,99	23,65	22,11	24,25

Tab. 7.19: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 7 (Kategorie 2 Fahrspur).

Fraktion	ϕ [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,00	0,10	0,38	0,16
gS	> 630	13,58	7,70	15,96	12,42
mS	> 200	19,66	10,10	16,26	15,34
fS	> 63	10,26	6,71	11,08	9,35
gU	> 20	9,91	5,31	6,04	7,09
mU	> 6,3	12,29	17,82	15,30	15,14
fU	> 2	11,18	21,35	14,11	15,55
T	< 2	16,59	24,87	18,40	19,95

Tab. 7.20: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 8 (Kategorie 2 Fahrspur).

Fraktion	\varnothing [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,05	0,23	0,30	0,19
gS	> 630	8,01	20,33	8,65	12,33
mS	> 200	8,33	20,47	13,04	13,95
fS	> 63	3,81	10,00	9,10	7,64
gU	> 20	10,59	6,52	7,51	8,21
mU	> 6,3	12,11	13,12	20,15	15,13
fU	> 2	27,67	12,10	19,26	19,68
T	< 2	26,52	18,74	23,17	22,81

Tab. 7.21: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 9 (Kategorie 2 Fahrspur).

Fraktion	\varnothing [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	2,74	4,38	7,95	5,02
gS	> 630	13,67	15,71	13,35	14,24
mS	> 200	21,26	18,27	21,14	20,22
fS	> 63	8,77	10,51	10,34	9,87
gU	> 20	3,71	8,18	7,88	6,59
mU	> 6,3	12,92	13,01	12,21	12,71
fU	> 2	15,31	13,21	11,87	13,46
T	< 2	20,73	18,91	17,90	19,18

Tab. 7.22: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 10 (Kategorie 2 Zwischenspur).

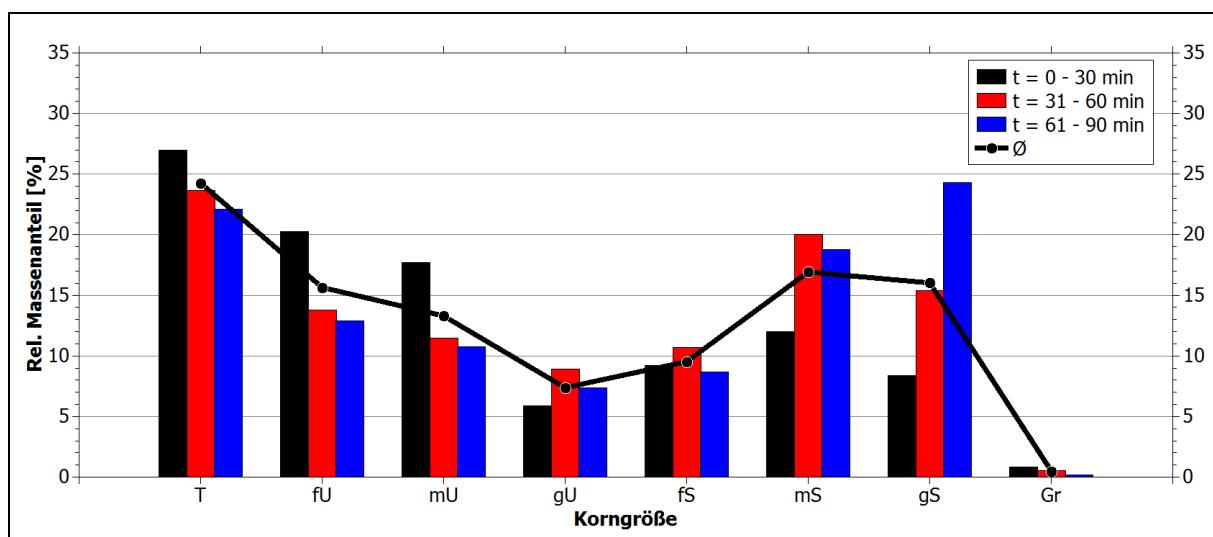
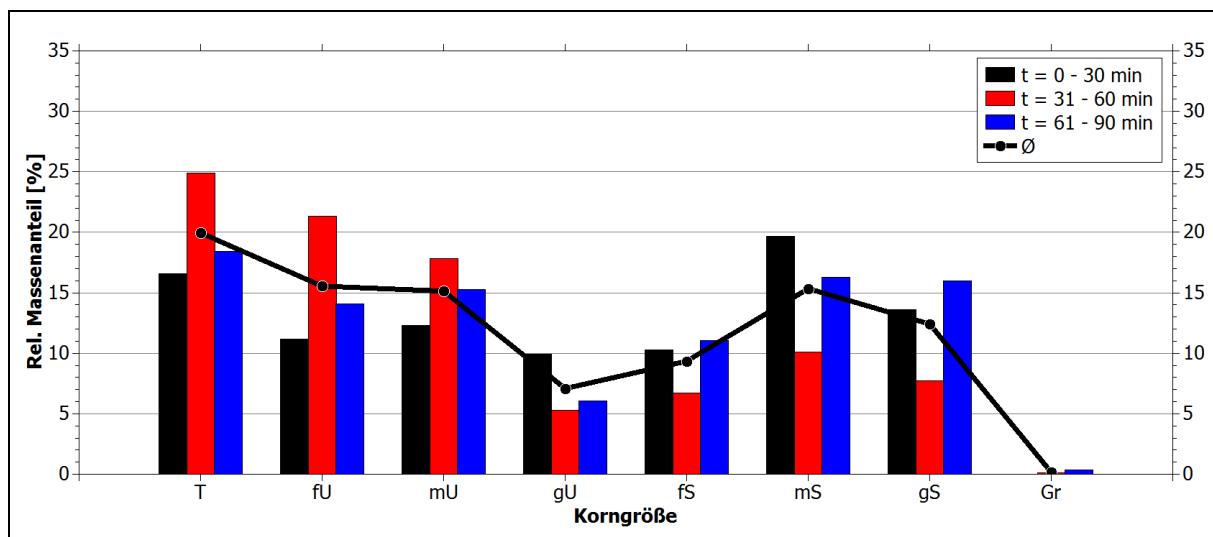
Fraktion	\varnothing [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,61	0,39	0,52	0,51
gS	> 630	5,20	11,12	7,26	7,86
mS	> 200	14,62	12,51	12,95	13,36
fS	> 63	8,32	3,04	7,05	6,14
gU	> 20	3,63	4,79	6,50	4,97
mU	> 6,3	16,39	18,16	21,70	18,75
fU	> 2	23,53	22,34	19,29	21,72
T	< 2	26,26	25,40	26,52	26,06

Tab. 7.23: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 11 (Kategorie 2 Zwischenspur).

Fraktion	\varnothing [μm]	Rel. Anteil [%] $t = 0 - 30$	Rel. Anteil [%] $t = 31 - 60$	Rel. Anteil [%] $t = 61 - 90$	Rel. Anteil [%] Gesamt
Gr	> 2.000	0,19	0,61	0,00	0,27
gS	> 630	3,68	4,65	2,23	3,52
mS	> 200	9,60	9,78	5,83	8,41
fS	> 63	7,11	7,63	5,36	6,70
gU	> 20	5,81	8,22	6,47	6,84
mU	> 6,3	28,73	30,22	33,29	30,75
fU	> 2	28,37	28,46	30,47	29,10
T	< 2	19,28	13,90	19,00	17,40

Tab. 7.24: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 12 (Kategorie 2 Zwischenspur).

Versuch	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 0 - 30$	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 31 - 60$	$d_{50} [\mu\text{m}] t = 61 - 90$	$d_{50} [\mu\text{m}] \text{Gesamt}$
7	8,43	25,35	44,80	16,72
8	63,29	9,33	35,71	19,45
9	5,80	59,96	11,46	13,13
10	32,23	45,68	64,94	50,38
11	6,49	8,02	8,95	7,93
12	7,43	9,77	6,52	7,37

Tab. 7.25: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 2.**Abb. 7.60:** Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 7 (Kategorie 2 Fahrspur).**Abb. 7.61:** Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 8 (Kategorie 2 Fahrspur).

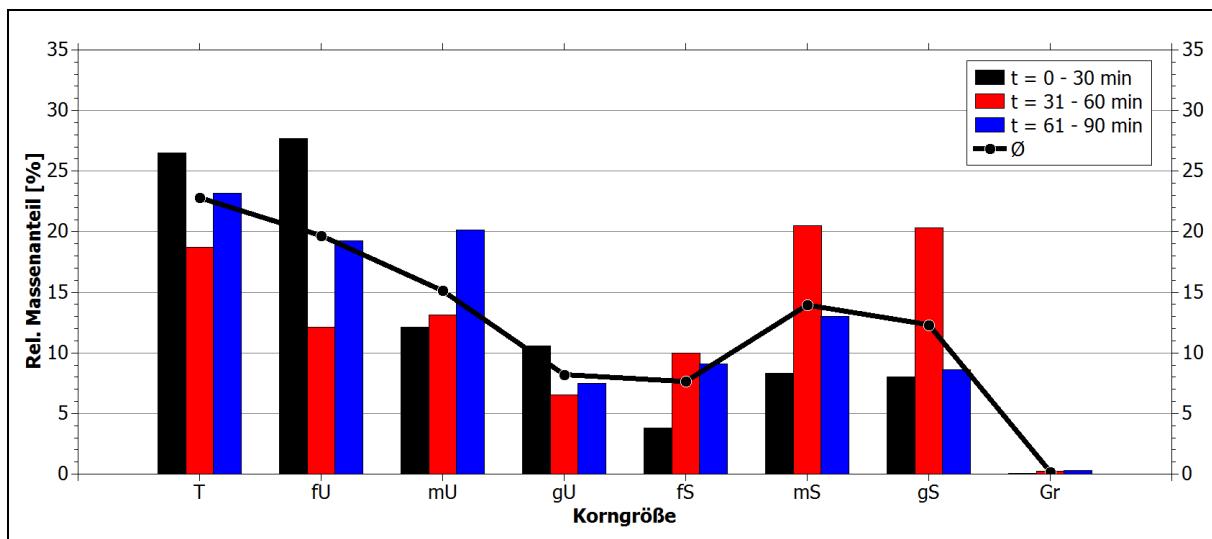


Abb. 7.62: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 9 (Kategorie 2 Fahrspur).

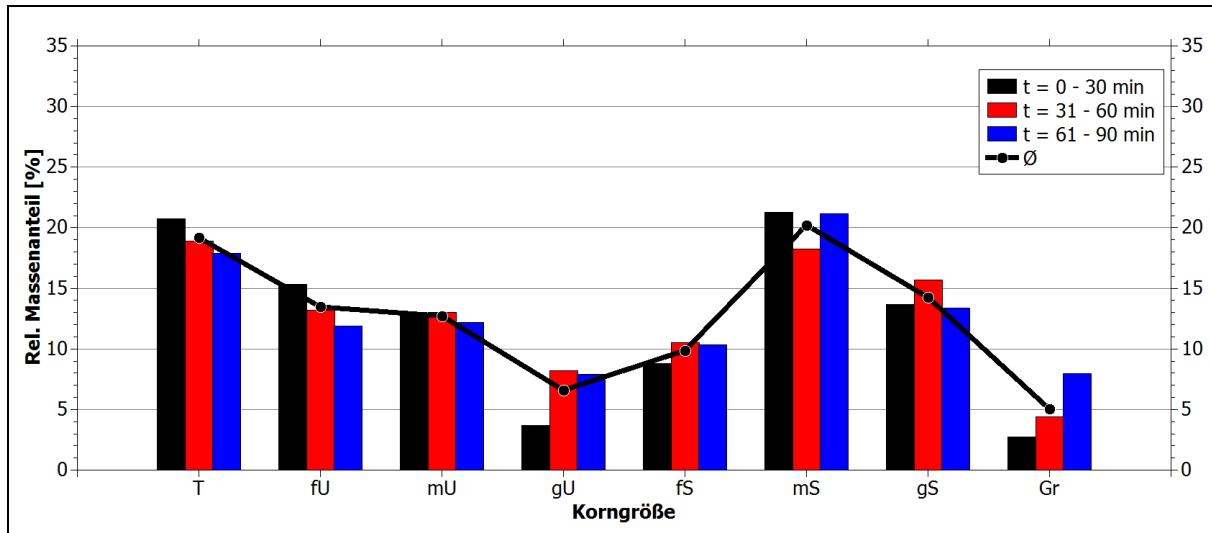


Abb. 7.63: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 10 (Kategorie 2 Zwischenfspur).

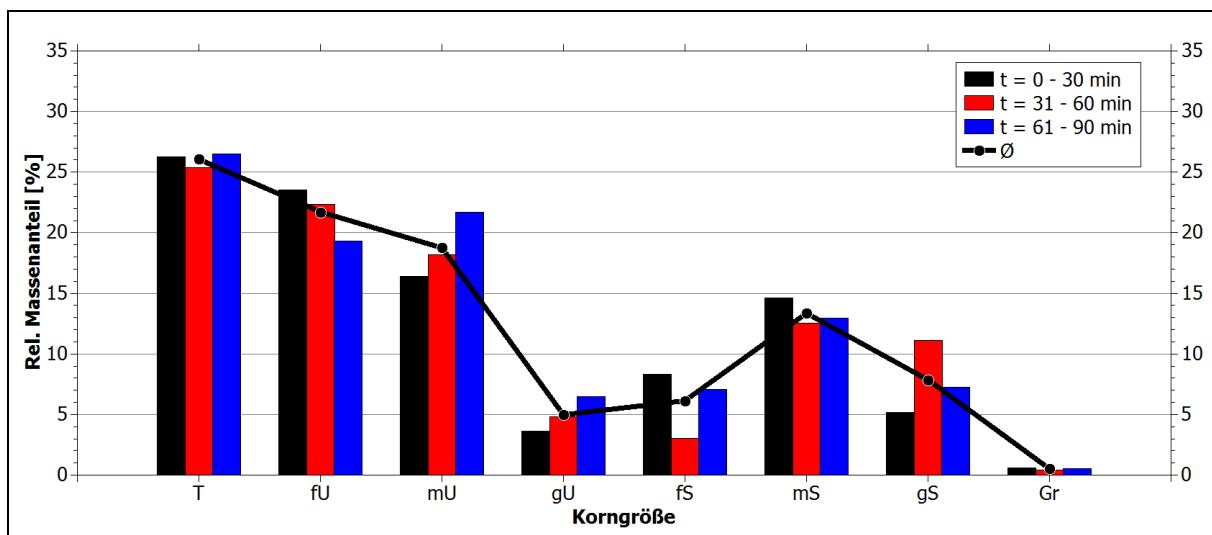


Abb. 7.64: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Berechnungsversuch 11 (Kategorie 2 Zwischenfspur).

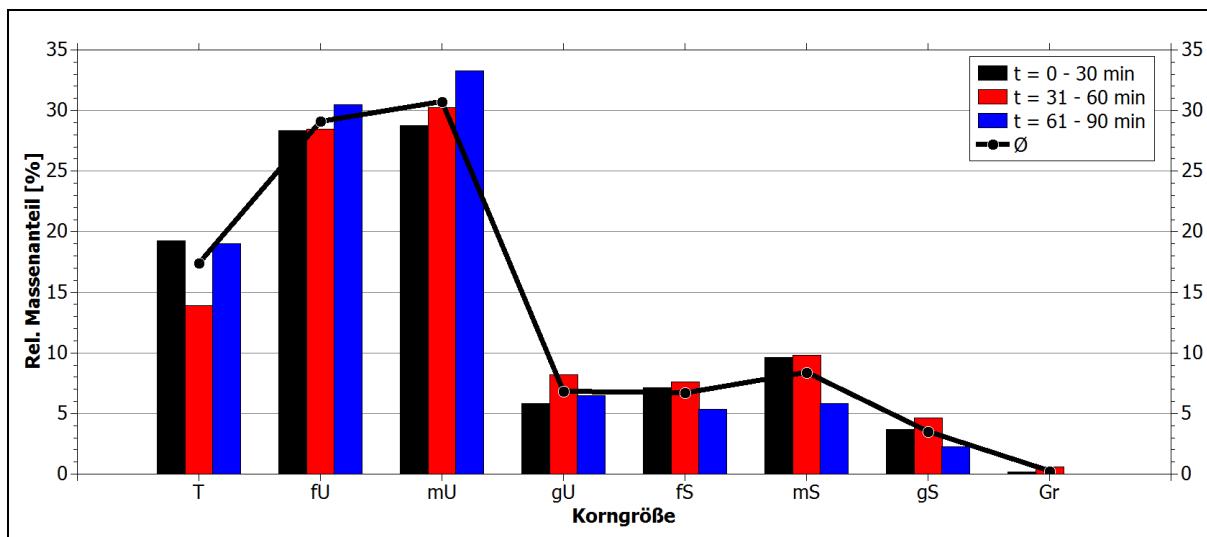


Abb. 7.65: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 12 (Kategorie 2 Zwischenspur).

Bei allen betrachteten und festgestellten Unterschieden der Ergebnisse zwischen den Teilläufen eines Versuches, aber auch zwischen den Gesamtversuchen, konnten dennoch eindeutige Trends innerhalb der Korngrößenzusammensetzung festgestellt werden. Sowohl bei den Wegmischproben, als auch bei den erodierten Sedimentmengen der Wegeberechnungen ist auffällig, dass insbesondere der Korngrößenanteil des Grobschliffs besonders gering ausfiel. Hierbei ist zusätzlich anzumerken, dass die einzelnen Versuche teils große Schwankungen untereinander aufwiesen, beim geringen Grobschluffanteil jedoch bei allen Versuchen ein übergeordneter, geringer Anteil vorlag. Gleichzeitig ist bei jedem der beprobten Versuche ein Peak im Bereich des Mittelsands zu erkennen. Das Fehlen einer der theoretisch erodibelsten Korndurchmesser in den gesammelten Sedimentproben erscheint in der ersten Betrachtung nicht erwartbar, kann jedoch über den Vergleich mit den Wegoberflächen zumindest teilweise relativiert werden. In Abbildung 7.66 und 7.67 sind die relativen Massenanteile der Wegmischproben und der gemittelten Beregnungsversuche der Kategorie 1 und 2 im Vergleich zueinander notiert. Aufgrund des hohen Grobbodenanteils in den Wegmischproben erfolgt in Abbildung 7.68 und 7.69 zusätzlich eine vergleichende alleinige Aufstellung der Feinbodenanteile in den jeweiligen Proben.

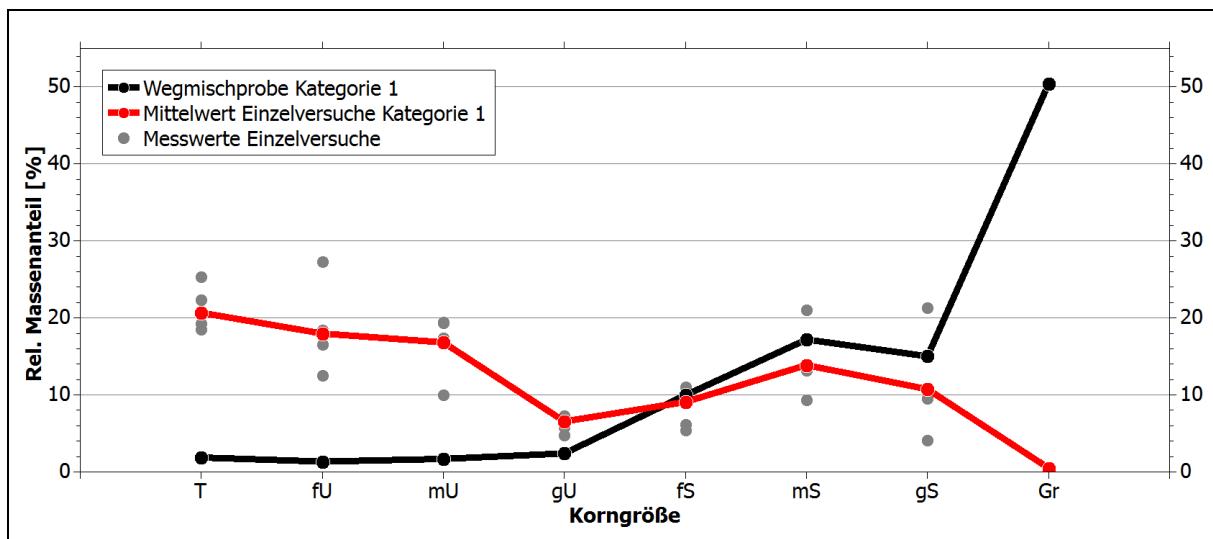


Abb. 7.66: Relative Massenanteile der Korngrößen, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Berechnungsversuche, Kategorie 1.

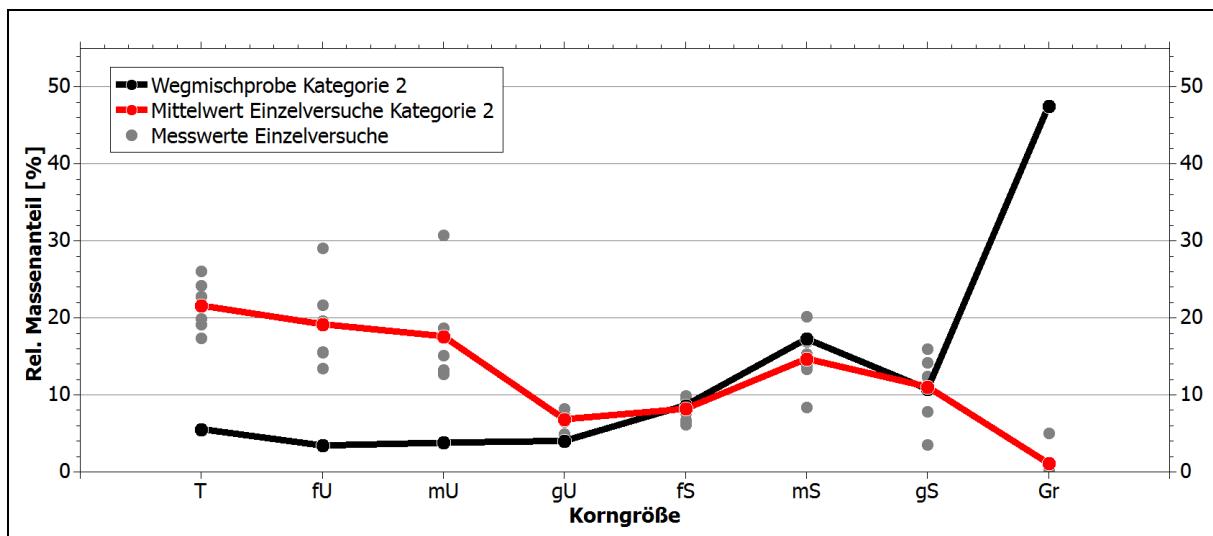


Abb. 7.67: Relative Massenanteile der Korngrößen, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Berechnungsversuche, Kategorie 2.

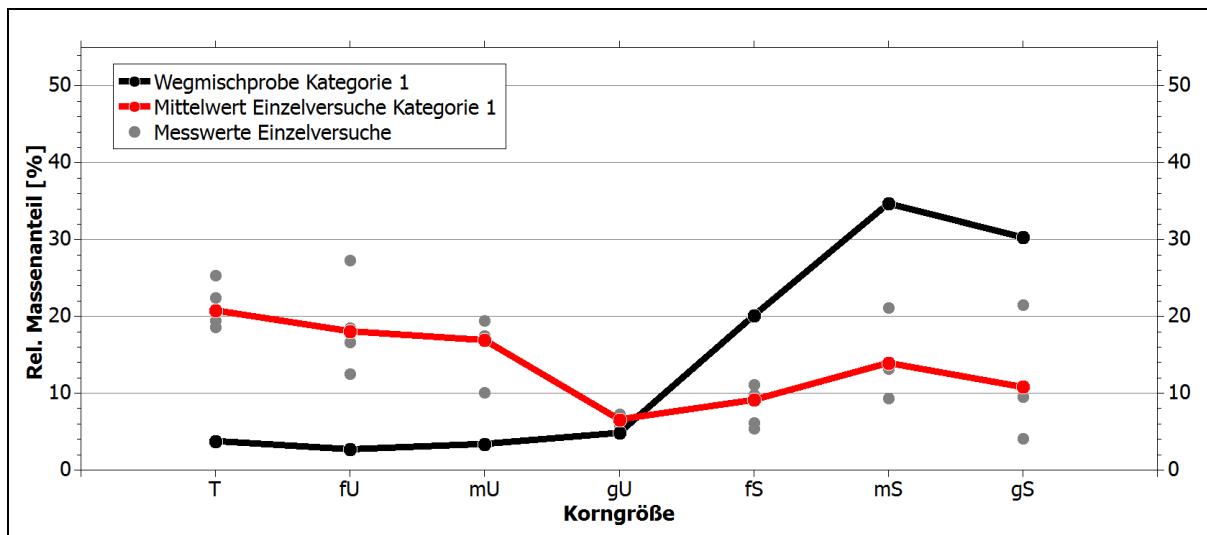


Abb. 7.68: Relative Massenanteile der Korngrößen des Feinbodenanteils, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 1.

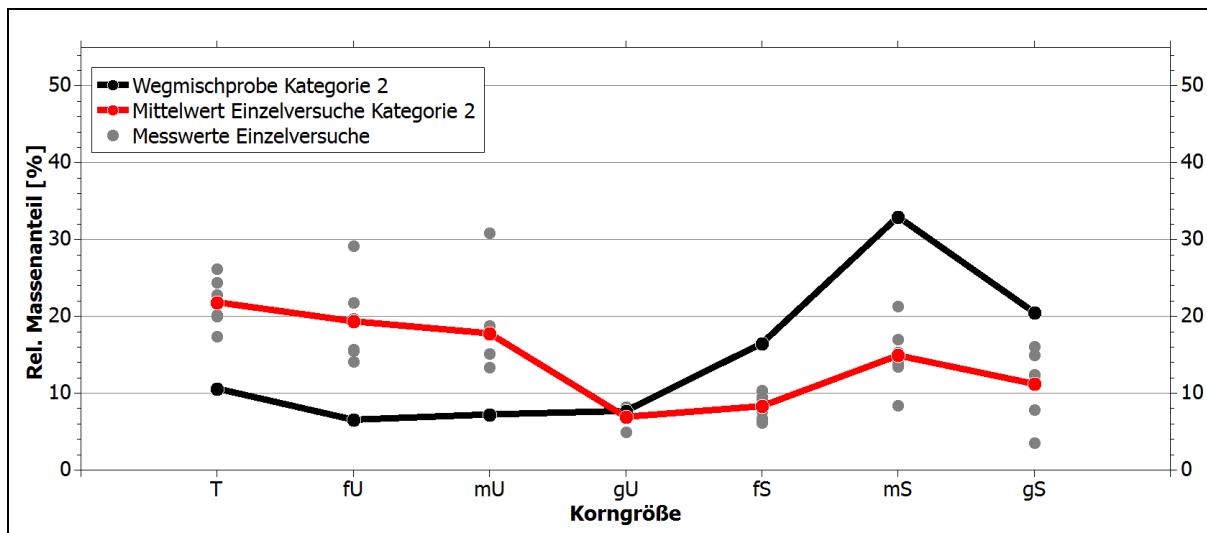


Abb. 7.69: Relative Massenanteile der Korngrößen des Feinbodenanteils, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 2.

Erkennbar ist hieran, dass der geringe Grobschluffanteil in den gesammelten Sedimentproben teils über ein Fehlen dieser Fraktion bereits auf den vorliegenden Untersuchungsflächen zu erklären ist. Die Wegoberflächen wiesen vor allem dominante Sandanteile auf (vgl. auch Tabelle 7.13), was auf einen bereits stattgefundenen, selektiven Abtrag erodibler Partikel hindeuten kann. Hierdurch wäre weniger Material für die Ablösung während den Beregnungsversuchen vorhanden gewesen. Dem gegenüber muss jedoch festgehalten werden, dass dies nicht in Gänze das festgestellte Bild der Sedimentverteilung in den erodierten Proben erklären kann. Trotz der postulierten Verarmung bestimmter Korngrößenanteile auf der Wegoberfläche hätte in der relativen Verteilung innerhalb der Probe ein größerer Anteil an Grobschluff und Feinsand erwartet werden können. Wie es zu diesem distinkten Fehlen des Grobschluffanteils in allen beprobten Kurven kommen konnte, kann daher nicht abschließend geklärt werden.

Darüber hinaus ist die schon in Kapitel 6 im Zuge der Kornsummenkurven beschriebene, selektive Abtragung anhand der Vergleichsgraphen zu erkennen. Die erodierten Sedimentproben wiesen

allesamt einen deutlich höheren Anteil von feineren Korngrößen auf, als es bei den Wegoberflächen der Fall war.

Anhand der relativen Korngrößenanteile konnte zusätzlich die Bodenart des erodierten Feinbodens bestimmt werden. Dies erfolgte nach dem Schlüssel der deutschen Bodensystematik nach AD-HOC-AG BODEN (2005, 143 ff.). In Tabelle 7.26 sind die Bodenarten der gesammelten Sedimentmengen aufgeführt. Hieran zeigt sich deutlich, dass trotz aller Heterogenität innerhalb der Datensätze gleiche bis sehr ähnliche Bodenarten erodiert wurden. Zusätzlich ist dieses Ergebnis anhand des Korngrößendreiecks nach AD-HOC-AG BODEN (2005, 143) in Abbildung 7.70 notiert.

Versuch	Bodenart	Versuch	Bodenart
1	Ls4	Ø Kategorie 1 Fahrspur	Ls2
2	Lu	Ø Kategorie 1 Zwischenfspur	Ls2
3	Ls2	Ø Kategorie 1	Ls2
4	Ls2	Ø Kategorie 2 Fahrspur	Ls3
7	Ls3	Ø Kategorie 2 Zwischenfspur	Ls2
8	Ls3	Ø Kategorie 2	Ls2
9	Ls2		
10	Ls3		
11	Lt2		
12	Ut4		

Tab. 7.26: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.

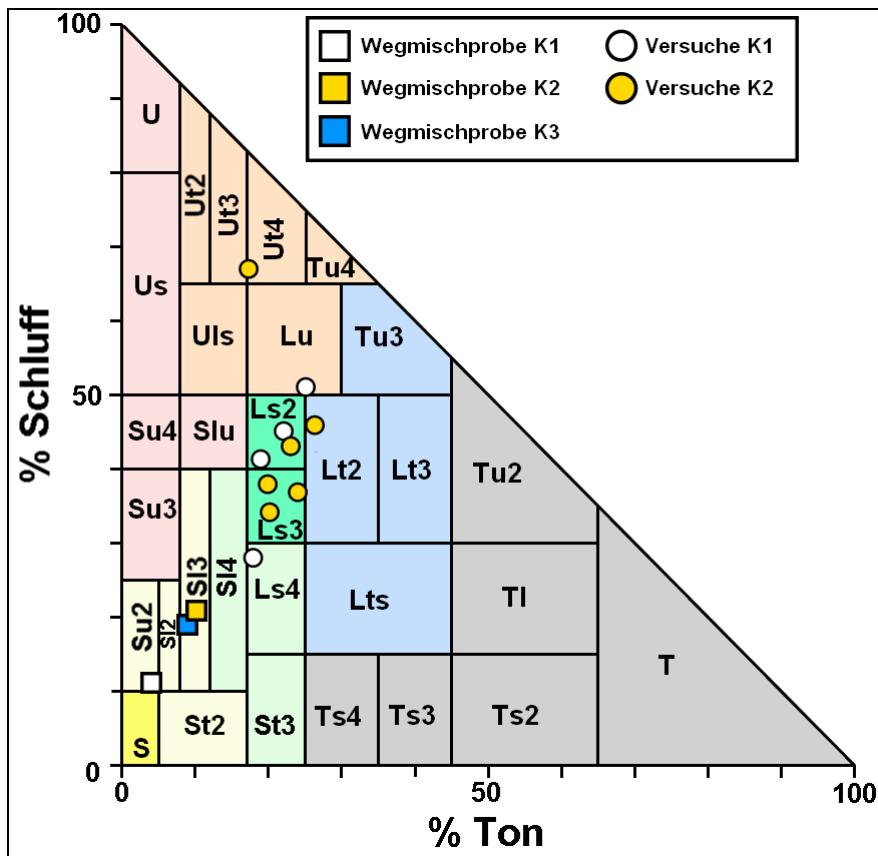


Abb. 7.70: Einordnung der Wegmischproben und der mit Schlämmanalyse beprobteten Versuche in ein Korngrößendiagramm nach Ad-Hoc-AG BODEN (2005, 143, verändert).

Hauptsächlich finden sich die Bodenarten Ls2 bis Ls4, also schwach bis stark sandige Lehme, jeweils ein Mal wurde die Bodenart Lu (schluffiger Lehm), Lt2 (schwach toniger Lehm) und Ut4 (stark toniger Schluff) erodiert. Bis auf eine Probe lag somit die Hauptbodenart Lehm vor. Diese recht vergleichbaren Bodenarten lassen den Schluss zu, dass die Niederschlagscharakteristika und somit die Betriebsdaten der KBA über die Versuchsläufe sehr konstant gewesen sein müssen, da bei allen Schwankungen eine charakteristische Korngrößenverteilung erodiert werden konnte. Ohnehin war aufgrund der kleinen Plotgröße davon auszugehen, dass Oberflächenabfluss einen eher sekundären Einfluss auf die Erosion von der Wegoberfläche besaß. Die homogene Bodenartenverteilung deutet jedoch stark darauf hin, dass die konstanten Eigenschaften der Splash-Erosion durch die KBA die Zusammensetzung des erodierten Materials bestimmten. Ein Einfluss der Ploteigenschaften auf die Korngrößenverteilung der erodierten Sedimentproben kann – mit Abstrichen im Falle von Versuch 12 (Ut4) – als allenfalls gering angesehen werden.

Als letzter gemessener Wert während den Beregnungsversuchen kann die Sedimentkonzentration im gesammelten Oberflächenabfluss interpretiert werden. Die höchsten, mittleren Sedimentkonzentrationen waren bei Wegen der Kategorie 2 vorzufinden, gefolgt von Wegen der Kategorie 1 und den Rückgassen der Kategorie 3. Somit zeigte sich hier ein vergleichbares Bild zu den Gesamtsedimentsummen (vgl. Abb. 7.71).

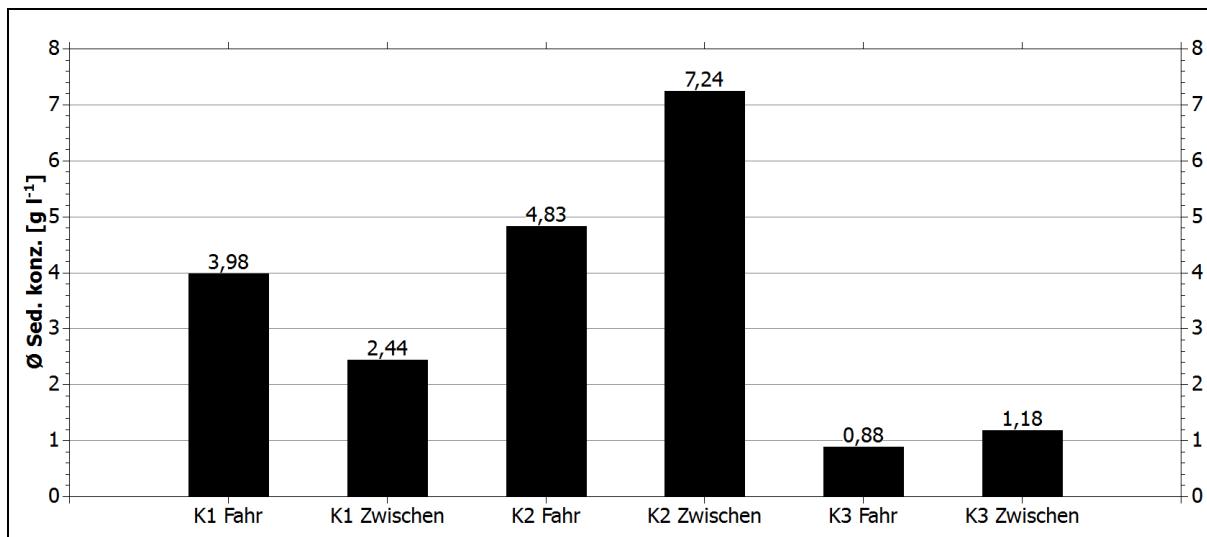


Abb. 7.71: Mittlere Sedimentkonzentrationen der Beregnungsversuche.

Im Gegensatz zu den Gesamtsedimentsummen ist jedoch kein einheitliches Bild bezüglich des Unterschiedes zwischen Fahr- und Zwischenspurbereichen mehr feststellbar. War im Falle der absoluten Sedimentsumme durchgehend der Fahrspurbereich anhand erhöhter Werte zu erkennen, ist diese Tendenz im Falle der Sedimentkonzentration nicht mehr gegeben. Innerhalb der Wegekategorie 1 zeigten die Fahrspuren zwar höhere Werte, diese Verteilung ist jedoch bei Kategorie 2 und 3 umgekehrt. Als Erklärung hierfür können zwei ausschlaggebende Einflussfaktoren genannt werden. Bereits in der Ergebnisbeschreibung wurden die teils stark erhöhten Sedimentkonzentrationen zu Beginn der Abflussbildung angesprochen. In den ersten Minuten der Versuchsläufe kamen vergleichsweise hohe Sedimentmengen auf noch geringe Abflussmengen, was zu den angesprochenen, erhöhten Sedimentkonzentrationen führte. Diese lagen im Maximum bei 265 g l^{-1} im Falle von Versuch 12 (Kategorie 2 Zwischenspur). Im direkten Abgleich mit dem kategoriebezogenen Mittelwert von $7,24 \text{ g l}^{-1}$ ist das hohe Verfälschungspotential dieser singulären Werte ersichtlich. Daher wurde für die Beurteilung der Sedimentkonzentration der Datensatz bereinigt, wenn diese Bereinigung auch mit vergleichsweise hohen Grenzwerten durchgeführt wurde. Die Werte nach Beginn der Abflussbildung in jedem Teillauf wurden dann aus dem Datensatz exkludiert, wenn sie um mehr als 100 % vom Mittelwert der letzten 25 Minuten des Teillaufes abwichen. Diese Maßnahme gewährleistete bei allen Versuchen eine Filterung der fraglichen minütlichen Werte, der Abgleich mit dem Mittelwert des fast gesamten Teillaufes und der angesetzte Überschreitungswert von 100 % sollte ein zu kritisches Ausschließen von Werten verhindern. Die resultierenden, mittleren Sedimentkonzentrationen sind Abbildung 7.72 zu entnehmen.

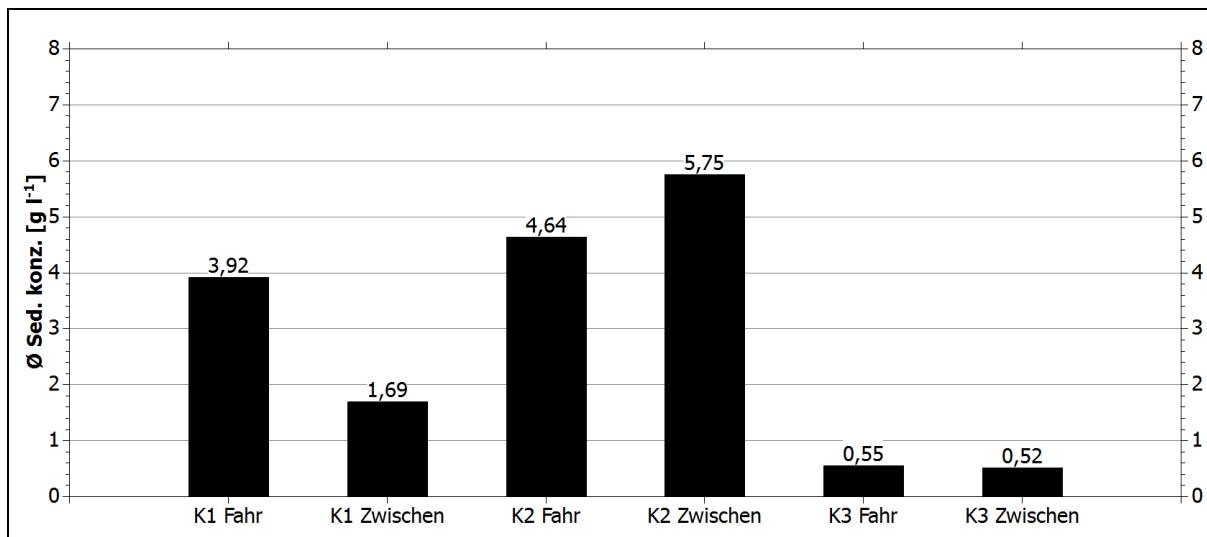


Abb. 7.72: Bereinigte mittlere Sedimentkonzentrationen der Beregnungsversuche.

Obwohl die Datenbereinigung möglichst vorsichtig vorgenommen wurde, zeigen sich teils deutliche Einflüsse auf die resultierenden, kategoriebezogenen mittleren Sedimentkonzentrationen. Besonders starke Absenkungen zeigen sich im Falle der Zwischenspuren von Kategorie 2 und Kategorie 3. Dies deutet auf einzelne, besonders erhöhte Werte hin, die in diesen Kategorien vorlagen. Im Vergleich mit Tabelle 6.35, den zusammengefassten, sedimentbezogenen Daten der Beregnungsversuche, bestätigt sich dies. Während im Gesamtbild besonders hohe maximale Sedimentkonzentrationen im Falle der Kategorie 2 gemessen wurden, war es im Falle der Kategorie 3 vielmehr die große Differenz zwischen durchschnittlichen Sedimentkonzentrationen und den Maximalwerten, die zu einer starken Herabsetzung der Zwischenspurwerte durch die Bereinigung führte. In diesem Falle ist sogar zu konstatieren, dass die Zwischenspuren im Mittel geringere Sedimentkonzentrationen aufwiesen als die Fahrspuren, somit hat sich in diesem Fall durch die Bereinigung eine Umkehr des Verhältnisses ergeben – wenngleich auch angemerkt werden muss, dass bei einem Unterschied von lediglich $0,03 \text{ g l}^{-1}$ von nahezu gleichen Sedimentkonzentrationen gesprochen werden kann.

Im zeitlichen Verlauf der Sedimentkonzentrationen konnte ein sukzessiver Abfall der Sedimentkonzentrationen angenommen werden. Diese Annahme ergab sich aus der Tatsache, dass ein sukzessiver Anstieg der Abflussmengen gemessen wurde, gleichzeitig jedoch eine nahezu konstante Sedimentmenge in den einzelnen Teilläufen nachgewiesen werden konnte. Die Abbildungen 7.73 – 7.75 zeigen den zeitlichen Verlauf der Sedimentkonzentration für die einzelnen Wegekategorien. Die im Zuge der Bereinigung angesprochenen, sehr hohen Konzentrationen zu Beginn der Teilläufe, sind hieran ebenso deutlich zu erkennen.

Ebenso ist ersichtlich, dass insbesondere im Falle von Kategorie 1 ein größerer Unterschied zwischen Fahrspur- und Zwischenspurbereichen hinsichtlich der minütlichen Sedimentkonzentration gemessen werden konnte. Insbesondere im späteren Verlauf der Versuche glichen sich die Werte im Falle von Kategorie 2 und 3 an, diese Annäherung entfiel im Falle von Wegekategorie 1 vollständig. Ein letztendlicher Grund für diese abweichende Verteilung kann nicht gegeben werden, ursächlich sind jedoch die Versuche 5 und 6 auszuweisen, da während diesen eine vergleichsweise geringe absolute Sedimentmenge bei nach wie vor hohen Abflussraten mobilisiert wurde. Durch diese Versuche sank die Sedimentkonzentration im Mittel der Zwischenspurberechnungen zwingend deutlich ab.

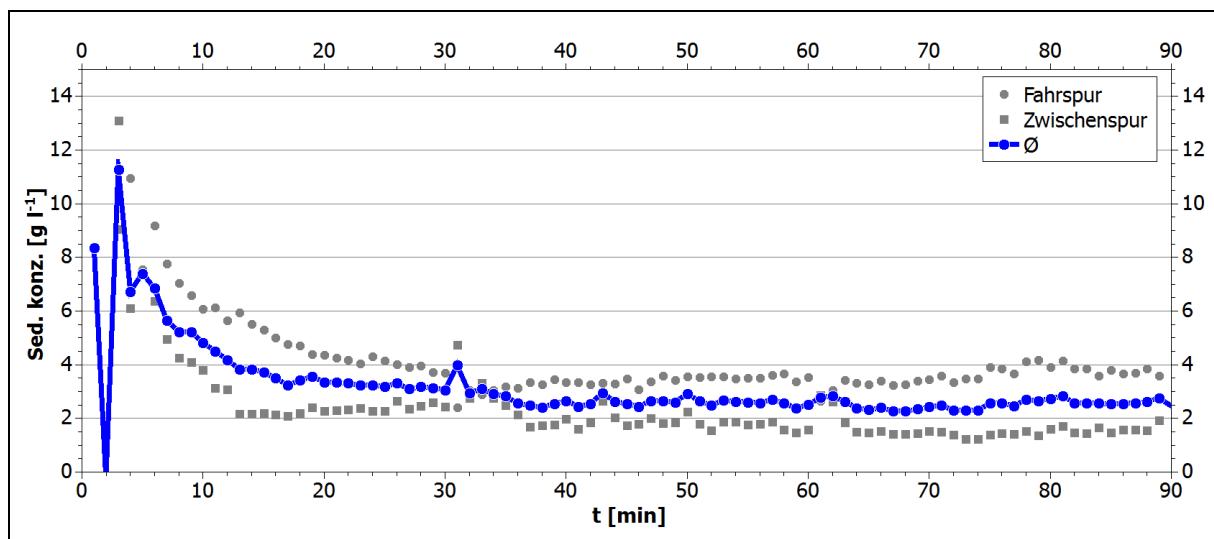


Abb. 7.73: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 1.

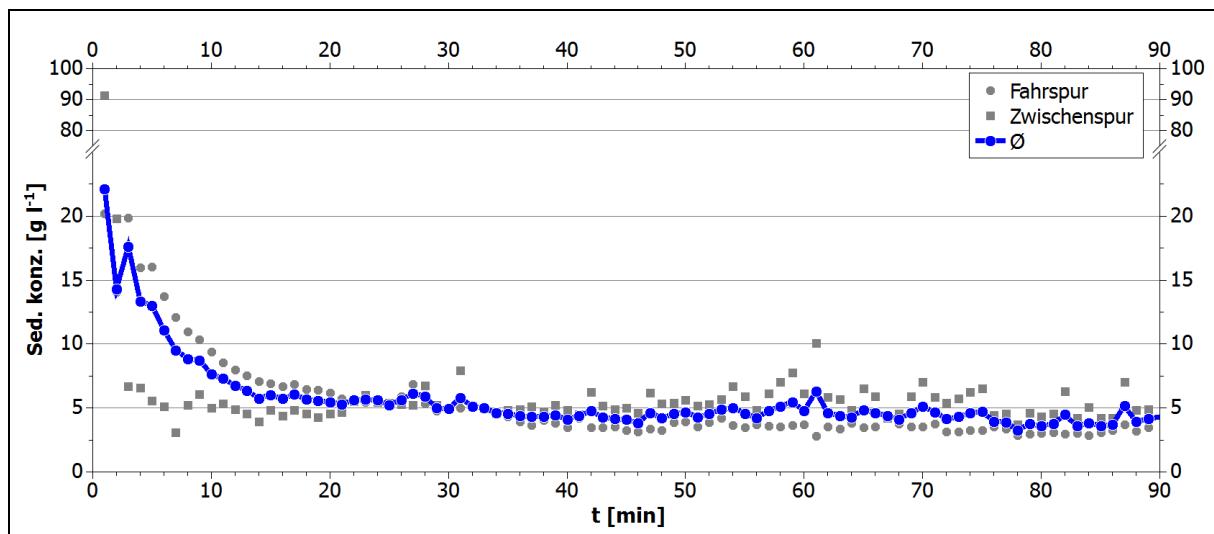


Abb. 7.74: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 2.

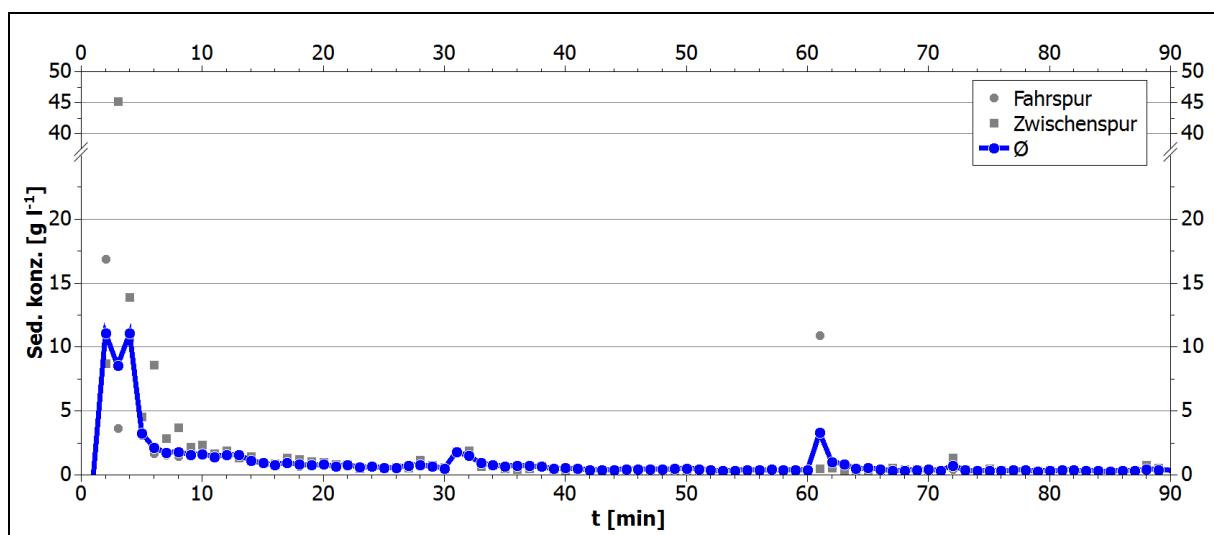


Abb. 7.75: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 3.

Abschließend kann festgestellt werden, dass im Falle der mobilisierten Sedimentmengen ein kategoriebezogener Trend nachgewiesen werden konnte – persistente Wege erwiesen sich als bedeutend erosionsanfälliger als semipersistente Weganlagen. Jedoch konnte innerhalb der Versuche kein singulärer, bestimmender Faktor für dieses Ergebnis ausgewiesen werden, da die einzelnen Ploteigenschaften einer Korrelations- und Signifikanzüberprüfung hinsichtlich Ihrer Steuerfunktion für die gemessenen Sedimentmengen nicht standhielten. Somit ist von einer – im Rahmen dieser Arbeit nicht quantifizierbaren – multifaktoriellen Begründung für die gesammelten Sedimentmengen auszugehen. Diese kann in Betrachtung aller Eingangs faktoren qualitativ plausibel hergeleitet werden, für eine weitergehende Analyse müsste jedoch eine Ausweitung des Beprobungsumfanges vorgenommen werden.

Die Korngrößenanalyse zeigte im Gegensatz hierzu klare Trends, da eine charakteristische Korngrößen Zusammensetzung unabhängig von den Ausgangsbedingungen auf der Plotoberfläche mobilisiert werden konnte. Als einzige konstante Steuergröße müssen hierbei die Betriebsdaten der KBA genannt werden, die ein vergleichsweise homogenes Bild der erodierten Bodenarten ergaben.

Im zeitlichen Verlauf zeigte sich, dass hinsichtlich der Korngrößen Zusammensetzung Unterschiede zwischen den einzelnen Teilläufen feststellbar waren, diese sich jedoch nicht in den absoluten Sedimentmengen pro Teillauf niederschlügen – bis auf vereinzelte Versuche waren die erodierten Sedimentmengen in den halbstündigen Abschnitten der Versuche recht gleich verteilt.

7.4 | Interpretation der Erosionsmodellierung

Die Ergebnisse der Erosionsmodellierung nach ABAG / DIN 19708 weisen aufgrund der bereits beschriebenen und diskutierten Modellarchitektur deutliche Limitierungen auf. Dies fällt besonders dann auf, wenn diese mit den dynamisch-prozessual modellierten Ergebnissen von WEPP abgeglichen werden. Dennoch lassen sich die Resultate hinsichtlich ihrer bestimmenden Eingangs faktoren interpretieren.

Bei der statistischen Auswertung der Flächen wird deutlich, dass insbesondere die Wege der Kategorie 2 mit einem mittleren jährlichen Bodenerosionspotential von $16,263 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ auch im Mittel deutlich in der Kategorie E5 ($> 6 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$) liegen. Auch die Wege der Kategorie 1, die einen geringeren angepassten C-Faktor besitzen, fallen mit einem mittleren Bodenerosionspotential von $5,872 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in diese Kategorie. Dies ist insofern bemerkenswert, als dass anhand des LS-Faktor-Rasters aufgezeigt werden konnte, dass gerade bei den persistenten Wegen eine Verflachung des Reliefs eintritt, was innerhalb dieses Datensatzes zu einer regelrechten Unterbrechung der Fließbahnen führte. Die LS-Faktoren waren hier somit deutlich geringer als in den umliegenden Bereichen. Dennoch sorgt der durch die KBA-Versuche kalibrierte C-Faktor für eine Erhöhung des Bodenerosionspotentials. Bei den Wegen der Kategorie 2, die eine höhere mittlere Hangneigung aufwiesen (vgl. Tab. 6.1) kommt nun sowohl ein erhöhter C-Faktor und eben jene erhöhte Hangneigung zum Tragen, weswegen das mittlere Bodenerosionspotential im Vergleich zu den Wegen der Kategorie 1 deutlich höher ist, als es die C-Faktoren vermuten ließen. Der C-Faktor von Wegen der Kategorie 2 liegt um den Faktor 1,9 höher als der von Wegen der Kategorie 1, das mittlere jährliche Bodenerosionspotential ist jedoch um den Faktor 2,77 erhöht (vgl. Tab. 7.27).

Ein anderes Bild zeigt sich bei den Rückegassen der Kategorie 3. Hier ist der C-Faktor 19,2 mal geringer als der von Wegen der Kategorie 2, das jährliche Bodenerosionspotential dieser Flächen liegt durchaus vergleichbar bei einem 18,25 mal geringeren Wert (vgl. Tab. 7.27). Somit kann im direkten Vergleich dieser Flächenkategorien der C-Faktor als bestimmende Eingangsgröße für die unterschiedlichen Endergebnisse angesehen werden, der übrige veränderliche Wert des LS-Faktors scheint daher weniger dominant. Im Vergleich zu Wegen der Kategorie 1 ist der C-Faktor 10,1 mal geringer, die mittlere Bodenerosionsgefährdung fällt jedoch mit einem um den Faktor 6,6 geringeren

Wert nicht so deutlich ab, wie es noch beim direkten Vergleich zwischen Kategorie 2 und Kategorie 1 der Fall gewesen war.

Allgemein liegen die Rückegassen mit einem mittleren jährlichen Bodenerosionspotential von 0,891 t ha⁻¹ a⁻¹ in der Klasse E1. Den erhöhten C- und LS-Faktoren folgend ist dies eine höhere Kategorisierung als es bei den unbeeinflussten Waldgebieten mit der durchschnittlichen Klasse E0 der Fall ist.

Landnutzung	$\varnothing R$	$\varnothing K$	$\varnothing LS$	$\varnothing C$	\varnothing Erosionsgefährdung [t ha ⁻¹ a ⁻¹]
Weg K1	50,590	0,100	7,852	0,141	5,872
Weg K2	50,514	0,100	12,566	0,269	16,263
Weg K3	50,423	0,159	7,227	0,014	0,891
Wald	52,307	0,160	3,688	0,004	0,148
Acker	52,668	0,218	4,798	0,300	16,019

Tab. 7.27: Mittlere Faktoren und Erosionspotentiale der ABAG-Modellierung.

Ein Problem bei der Bewertung der mittleren Erosionsgefährdung ist die generelle Verteilung der Datensätze, die hauptsächlich in der Verteilung der LS-Faktoren begründet liegt. So war bereits bei der Berechnung des LS-Faktors auffällig, dass singuläre, stark erhöhte Werte im Zuge der Berechnung auftraten. Dies zeigt die Berechnung der 95%-Quantile der LS Faktoren im Abgleich mit den mittleren, medianen und maximalen Werten (Tab. 7.28)

Faktor	\varnothing	Q_{50}	Q_{95}	Max
LS1	3,725	2,422	11,639	260,182
LS2	8,311	1,945	33,010	321,057
LS3	5,074	1,241	19,398	2424,49
LS gesamt	4,287	2,024	13,947	2424,49

Tab. 7.28: LS-Faktoren des Untersuchungsgebietes: Mittlere und maximale Werte, 50%- und 99%-Perzentil.

Anhand dieser Werte zeigt sich, dass selbst bei Erreichen von 95% des Gesamtdatensatzes deutlich geringere Werte als das Maximum der Datensatzverteilung erreicht werden. Da dies bei keinem anderen der Eingangsfaktoren der Fall war, muss der LS-Faktor als bestimmende Größe für die ähnlich verteilten Erosionspotentiale angesehen werden. Die Verteilung der Erosionspotentiale ist Tabelle 7.29 zu entnehmen.

Erosionspotential [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$]	$\bar{\phi}$	Q_{50}	Q_{95}	Max
Weg K1	5,872	0,442	26,204	513,5
Weg K2	16,263	1,375	79,261	630,6
Weg K3	0,891	0,209	3,579	158,5
Wald	0,148	0,082	0,421	340,3
Acker	16,019	4,017	61,873	10.915,4
Gesamtgebiet	7,839	1,225	34,268	10.915,4

Tab. 7.29: Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes: Mittlere und maximale Werte, 50%- und 95%-Perzentil.

Hieran wird deutlich, dass durch den LS-Faktor eine methodeninhärente Ungenauigkeit vorlag, bei der kritisch diskutiert werden muss, wie diese zu bewerten ist. Eingangs ist die grundsätzliche Überprüfung durchzuführen, ob die kalkulierten, maximalen Abtragspotentiale im plausiblen Bereich für die entsprechende Landnutzung liegen. Bei modellierten Maximalpotentialen zwischen 158,5 und $10.915,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ ist im Abgleich mit den vorhandenen Literaturdaten von deutlich überschätzten Abtragspotentialen auszugehen. Diese traten nur auf einem sehr geringen absoluten wie relativen Flächenanteil des betrachteten Gebietes auf, sorgten jedoch trotz alledem dafür, dass – aufgrund der starken Abweichung – der Mittelwert der jeweiligen Landnutzungsklasse verschoben wurde.

Als Grund für die Extremwerte bei LS-Faktor und letztlich daraus resultierend bei der Erosionspotentialmodellierung ist die starre Modellarchitektur der ABAG / DIN 19078 zu nennen, da eigentlich keine den Untersuchungsraum überschreitende Betrachtung des LS-Faktors vorgesehen ist. Ursprünglich wird bei der Berechnung nach der ABAG eine Raumeinheit mit einem konstanten LS-Faktor betrachtet. Meist betrifft dies einen Hang spezifischer Länge und Neigung. Selbst bei der Betrachtung zusammenhängender Teilräume wird bei Anwendung der ABAG für jeden Teilraum ein LS-Faktor berechnet, wobei diese unterschiedlichen LS-Faktoren nicht miteinander assoziiert sind. Im Falle des verwendeten Oberflächenmodells wäre beispielsweise für jede Rasterzelle ein LS-Faktor auf Basis der Länge von 1 m und der jeweiligen Hangneigung erstellt worden. Ein modellierter Zusammenhang zwischen den Einzelzellen hätte so nicht bestanden.

Durch die weiterführende Inkorporation der Flow-Accumulation im Zuge der LS-Faktoren-Berechnung nach MITASOVA ET AL., wie Sie in Kapitel 5 beschrieben wurde, wurde jedoch dieser Zusammenhang simuliert, um die Abflussakkumulation im Geländemodell berücksichtigen zu können. Daher wurde streng genommen ein Verfahren verwandt, welches zwar zu annehmbar besseren und realistischeren Ergebnissen führen sollte, aber nicht genuin für den Modellansatz entwickelt wurde. Aufgrund der Tatsache, dass die Ergebnisse der Forschergruppe um MITASOVA allesamt in Klassen zusammengefasst wurden, ist es nicht möglich gewesen, nachzuverfolgen, ob ähnliche Effekte in deren Studien auftraten. Der Aspekt der Klassifizierung zur Ergebniskorrektur wird nachfolgend kurz diskutiert.

Vor dem Hintergrund, dass die genannten, wenig plausiblen Abweichungen bekannt sind, muss diskutiert werden, wie mit diesen im Zuge der Ergebnisdarstellung und -berechnung umgegangen wird. Die einfachste Methode ist das Beibehalten der nicht plausiblen Werte mit allen Folgen für die Aussage bei mittleren Erosionspotentialen. So wurde bei der ersten Darstellung innerhalb Kapitel 6 verfahren, alle Werte wurden unabhängig von ihrer Plausibilität in den Datensatz aufgenommen. Hinsichtlich der Darstellung ist es von Vorteil, dass die DIN 19708 ohnehin eine Einteilung der berechneten Werte in Erosionsgefährdungsklassen vorsieht, so dass alle Werte $> 6 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ in die

höchste Gefährdungsklasse eingeteilt werden. Dadurch kann für einen Betrachter nicht mehr zwischen plausiblen und unplausiblen Werten unterschieden werden. Für einen Überblick über die Erosionsgefährdung eines Gebietes ist dies sicherlich ausreichend, aber im Sinne einer detaillierten und kritisch evaluierten Modellierung nicht zufriedenstellend. In der vorliegenden Literatur sind jedoch keine Handreichungen für die Filterung eines Datensatzes gegeben, zumal die DIN 19708 im Speziellen nicht auf einer GIS-basierten Analyse aufbaut.

Da grundsätzlich nur wenige, dafür aber stark erhöhte Werte für die Abweichungen sorgten, wurde der Datensatz hinsichtlich seiner LS-Faktoren und seiner Erosionspotentiale mithilfe des 95%-Perzentils gefiltert. Die bedeutete, dass die oberen fünf Prozent des Datensatzes exkludiert wurden, um der unrealistischen Überschätzung des Erosionspotentials durch erhöhte LS-Faktoren entgegen zu steuern. Hierdurch ergaben sich niedrigere Mittelwerte, Mediane und Maxima der kategoriebezogenen Erosionspotentiale, welche in Tabelle 7.30 und 7.31 notiert sind.

LS-Faktor [-]	$\bar{\phi}$	Q_{50}	Max	$\bar{\phi}$ korrig.	Q_{50} korrig.	Max korrig.
Weg K1	7,852	0,442	513,5	3,114	0,423	35,4
Weg K2	12,566	1,303	454,5	4,857	1,152	63,2
Weg K3	7,227	1,476	315,9	3,437	1,302	28,2
Wald	3,688	2,426	260,2	2,892	2,260	11,5
Acker	4,798	1,255	2.424,5	2,572	1,121	18,4
Gesamtgebiet	36,131	2,024	2.424,5	3,374	1,252	31,3

Tab. 7.30: Korrigierte und ursprüngliche LS-Faktoren des Untersuchungsgebietes.

Erosionspotential [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$]	$\bar{\phi}$	Q_{50}	Max	$\bar{\phi}$ korrig.	Q_{50} korrig.	Max korrig.
Weg K1	5,872	0,442	513,5	2,382	0,350	26,2
Weg K2	16,263	1,375	630,6	5,791	1,149	79,1
Weg K3	0,891	0,209	158,5	0,447	0,189	3,6
Wald	0,148	0,082	340,3	0,098	0,076	0,42
Acker	16,019	4,017	10.915,4	8,374	3,603	61,9
Gesamtgebiet	7,839	1,225	10.915,4	3,418	1,073	79,1

Tab. 7.31: Korrigierte und ursprüngliche Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes.

Wenn auch immer noch teils sehr hohe Erosionspotentiale im Falle von Wegen der Kategorie 2 und den Ackerflächen auftraten, konnte durch die Eingrenzung des Datensatzes auf die unteren 95 % ein deutlich plausibleres Gesamtergebnis erzielt werden. Zwar sank der Mittelwert – aufgrund der nicht mehr enthaltenen, hohen Ausreißer erwartbar – mitunter deutlich, anhand des Medians lässt sich jedoch gut nachvollziehen, dass in der Gesamtverteilung nur eine geringe Verschiebung stattgefunden hat, maximal sind hier $0,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ Abweichung zu konstatieren gewesen.

Diese Datensatzbereinigung ist zum derzeitigen Stand mathematisch und auf Grundlage der in der Literatur vorzufindenden, plausiblen Wertebereiche für ABAG-Berechnungen in Deutschland fundiert. AUERSWALD ET AL. (2009) geben als absolutes Maximum für ABAG-modellierten Bodenabtrag auf Basis von zugrundeliegenden Messungen $458 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für ein Zuckerrübenfeld mit 10° Hangneigung und 1.100 mm Jahresniederschlag an, der höchste nutzungs differenzierte Mittelwert des Bodenabtragspotentials für Gesamtdeutschland liegt bei $80 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für Schwarzbrache. Dahingehend ist das bereinigte, absolute Maximum von $79,1 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ für Wege der Kategorie 2 zumindest als plausibel auszuweisen. Dennoch wäre es erstrebenswert und nötig, auf Basis von festen Einbauten wie Sedimentfängen, komplette Jahresgänge der Bodenerosion über das Gebiet verteilt zu messen, um die errechneten Modellergebnisse genauer zu verifizieren.

Trotz dieser kritisch zu sehenden Ausgangslage kann anhand der bekannten Flächenanteile der einzelnen Landnutzungen abschließend der untersuchungsgebietweite Gesamtabtrag der einzelnen Landnutzungen in t a^{-1} berechnet werden (vgl. Tab. 7.32). Es zeigt sich für das Untersuchungsgebiet, dass die ackerbaulich genutzten Kontrollflächen im Gesamtuntersuchungsgebiet für 83 % des modellierten Erosionspotentials verantwortlich sind. Dadurch kommt es zu einer untersuchungsgebietweit geringen Bedeutung der Wegesysteme, deren Anteil am mittleren Erosionspotential unter 1 % liegt. Wird jedoch die ackerbaulich genutzte Fläche aus der Betrachtung exkludiert, kann die relative Bedeutung der Wege innerhalb der Wald- und Forstgebiete herausgestellt werden (vgl. Tab. 7.33). Hier zeigt sich, dass die persistenten Wege, obwohl sie nur knapp 3 % der Fläche innerhalb der Wald- und Forstgebiete ausmachen, für fast 50 % des gebietsweiten Abtrags ausmachen und somit zusammen ein höheres Erosionspotential besitzen, als 94 % der Fläche, die auf den Holzboden entfallen.

Erosionspotential [t a^{-1}]	\emptyset	Q_{50}	Max	Anteil Fläche [%]	Anteil \emptyset Erosionspotential [%]
Weg K1	6,479	0,952	71,3	1,39	0,97
Weg K2	6,023	1,195	82,3	0,53	0,90
Weg K3	1,569	0,663	12,6	1,79	0,23
Wald	11,081	8,593	47,5	57,58	1,65
Acker	558,378	240,248	4127,5	33,96	83,20
Gesamtgebiet	671,158	210,694	15.532,1	100,00	100,00

Tab. 7.32: Bereinigte, jährliche Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes in t a^{-1} .

Erosionspotential [$t\ a^{-1}$]	$\bar{\phi}$	Q_{50}	Max	Anteil Fläche [%]	Anteil $\bar{\phi}$ Erosionspotential [%]
Weg K1	6,479	0,952	71,3	2,26	25,76
Weg K2	6,023	1,195	82,3	0,86	23,95
Weg K3	1,569	0,663	12,6	2,92	6,24
Wald	11,081	8,593	47,5	93,96	44,06
Wald- und Forst ges.	25,152	11,404	213,7	100,00	100,00

Tab. 7.33: Bereinigte, jährliche Erosionspotentiale der Wald- und Forstflächen des Untersuchungsgebietes in $t\ a^{-1}$.

Die Ergebnisse der WEPP-Modellierung ließen sich sehr viel genauer mit den gemessenen Werten vergleichen, da in diesem Falle explizit die Einzelversuche remodelliert werden sollten. In Abbildung 7.76 sind die gemessenen und die modellierten Abflusskoeffizienten gegeneinander notiert, zusätzlich ist als Orientierungshilfe die theoretische, 100-%ige Passung geplottet.

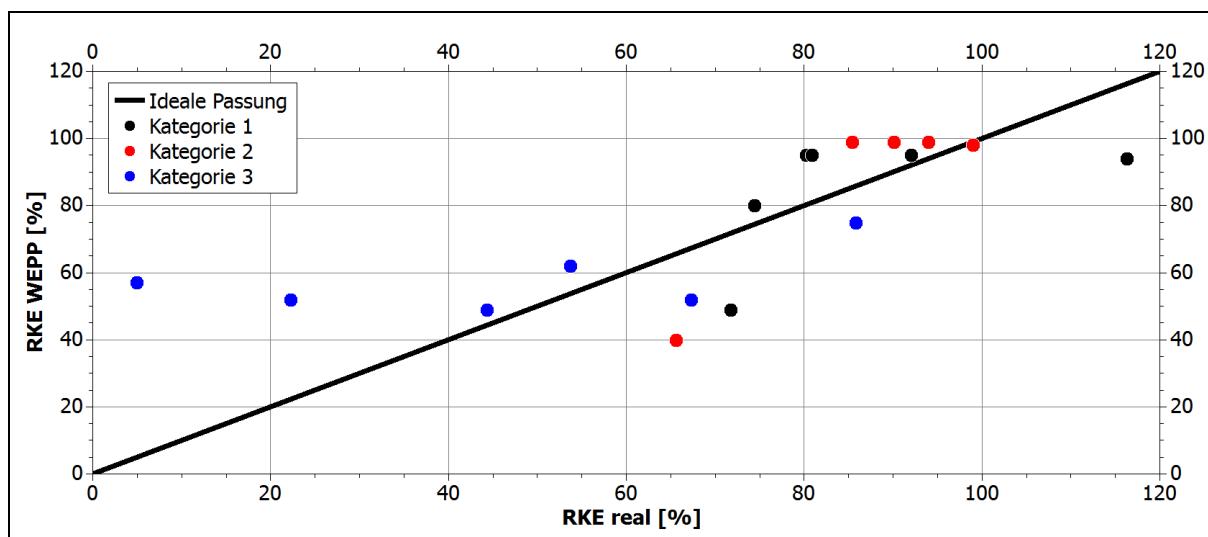


Abb. 7.76: RKE der Versuchsläufe und der WEPP-Modellierung.

Es zeigt sich, dass insbesondere bei Versuchen, die einen niedrigen, gemessenen Abflusskoeffizienten aufwiesen, eine stärkere Überschätzung durch WEPP erfolgte. Dies betraf ausnahmslos Versuche der Wegekategorie 3. Ab einem gemessenen RKE von 60 % unterschätzte WEPP im Falle von sechs Versuchen, die sich nicht mehr einheitlich einer Kategorie zuordnen ließen, den RKE. Insgesamt war jedoch feststellbar, dass die WEPP-Modellierungen bei zwei Dritteln der Versuche einen zu hohen RKE ausgaben. Die entsprechenden Daten finden sich zusätzlich in Tabelle 7.34 aufgeführt.

Versuch	RKE real [%]	RKE WEPP [%]	Abw. WEPP [%]	$\bar{\phi} F/Z [\%]$	$\bar{\phi} Ges. [\%]$
1	80,20	94,82	18	-3,2	-0,4
2	91,95	95,08	3		
3	71,69	49,34	-31		
4	116,32	94,30	-19	2,3	-5,2
5	74,44	80,47	8		
6	80,86	95,26	18		
7	90,12	98,72	10	-4,6	197,8
8	99,02	98,09	-1		
9	124,10	96,43	-22		
10	65,62	40,37	-38	-5,7	
11	85,41	99,02	16		
12	94,00	99,02	5		
13	85,81	75,01	-13	-6,5	
14	67,28	51,98	-23		
15	53,67	62,23	16		
16	4,86	56,51	1063	402,0	
[17]	22,20	51,60	132		
18	44,34	49,09	11		

Tab. 7.34: Vergleich der realen und WEPP-modellierten Abflussraten.

Zwar sind bei den Einzelversuchen teils höhere relative Abweichungen feststellbar gewesen, im Mittel der relativen Abweichung pro Kategorie und Position auf der Wegoberfläche kann das Modellierungsergebnis jedoch als zufriedenstellend bezeichnet werden. Bei modellierten Werten mit einer Abweichung $< |10\%|$, im Falle des Mittelwertes der Kategorie 1 sogar bei lediglich -0,4 %, kann von einer realistischen Beurteilung des Abflussverhaltens ausgegangen werden. Einzig deutlicher Ausreißer ist die Wegekategorie 3, deren hohe Abweichungen jedoch durch die Versuche 16 und 17, hier insbesondere Versuch 16 erklärt werden können. Aufgrund der Berechnungsgrundlage, dass der Abfluss der letzten fünf Minuten des letzten Teillaufes eines Versuches für die Berechnung von k_{sat} verwendet wurde, kann bei diesen Versuchen vermerkt werden, dass durch den späten Beginn der Abflussbildung diese letzten fünf Minuten als nicht repräsentativ für den Gesamlauf waren. Vor allem im Falle von Versuch 16 begann erst sehr spät innerhalb des Gesamtversuchs die Ausbildung von Oberflächenabfluss. Diese Dynamik konnte offenkundig von WEPP nicht modelliert werden, da

im Endergebnis des WEPP-RKE Werte modelliert wurden, die eine vergleichsweise schnelle Abflussbildung nahelegten.

Um diesen Ansatz zu verifizieren, wurden die Modellierten RKE-Werte mit den potentiell abflussbeeinflussenden Eingangs faktoren korreliert und der Zusammenhang auf Signifikanz mit einer Fehlerwahrscheinlichkeit von 5 % überprüft. Hierbei zeigte sich, dass die gesättigte Leitfähigkeit auf Basis der letzten fünf Beregnungsminuten den stärksten Einfluss auf den letztendlichen RKE hatte, hier ist zusätzlich auch ein signifikanter Zusammenhang gegeben (Tab. 7.35).

Faktor	Korrel. mit RKE	$t_{\alpha, FG}$	t	Signifikant? J/N
Neigung [%]	-0,10	2,12	1,60	N
Vorsättigung [%]	0,25		0,51	N
Cover [%]	-0,62		0,19	N
$k_{sat} [\text{mm h}^{-1}]$	-0,73		2,15	J

Tab. 7.35: Korrelation und Signifikanz zwischen WEPP-RKE und Eingangs faktoren.

Bei einer ausreichend großen Probenmenge durch Ausweitung der Beregnungsversuche sollten die Effekte einzelner Versuche mit sehr später Abflussbildung jedoch minimiert werden, weswegen die derzeitige mittlere Abweichung der Kategorie 3 von 197,8 % sehr hoch wirkt, diese jedoch beispielsweise durch die mittlere Abweichung der Fahrspurversuche innerhalb derselben Kategorie von lediglich -6,5 % relativiert wird. Im Gesamtbild zeigte sich somit ein zufriedenstellendes Bild der Abflussmodellierung.

Im Falle der modellierten Erosionsraten zeigte sich im Gegensatz zur den Abflusswerten kein zufriedenstellendes Bild. Abbildung 7.77 veranschaulicht die Verteilung der modellierten gegenüber den realen gemessenen Bodenverlusten am Ende des 90-minütigen, simulierten Starkregenereignisses. Hieran lässt sich eine Zweiteilung der Ergebnisse erkennen: Waren nahezu alle Versuchsläufe mit einer deutlichen Abweichung von den realen Ergebnissen modelliert worden (vgl. Tab. 7.36), zeigte sich im Falle von Kategorie 2 generell eine starke Überschätzung des Erosionspotentials, im Falle der übrigen Kategorien eine tendenzielle Unterschätzung. Die Rückegassen der Kategorie 3 betreffend wurde für fünf von sechs Versuchen sogar keine Sedimentlieferung gemessen. Daher wurde nachfolgend versucht, Gründe für dieses starke Abweichen der Bodenerosionsraten von den realen Werten zu finden.

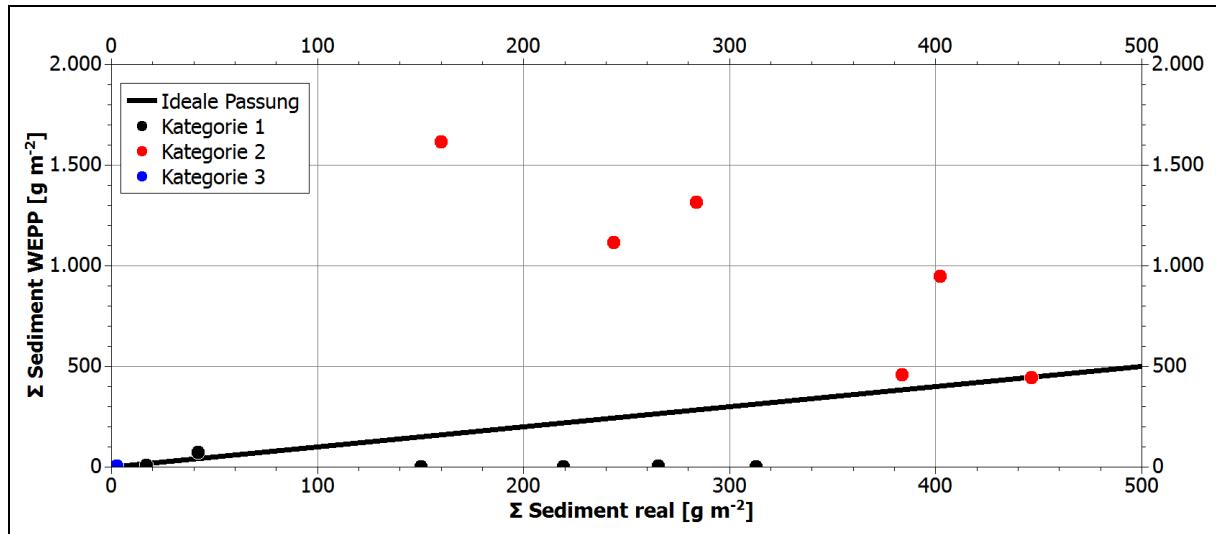


Abb. 7.77: Mit WEPP modellierte und während der Versuchsläufe erodierte Sedimentmengen.

Versuch	\sum Sed real [g m^{-2}]	\sum Sed WEPP [g m^{-2}]	Abw. WEPP [%]	$\bar{\phi}$ F / Z [%]	$\bar{\phi}$ Ges. [%]
1	150,1	3,4	-98	-98,0	-58,8
2	265,1	5,4	-98		
3	219,0	3,4	-98		
4	312,7	5,2	-98	-19,6	298,9
5	16,8	10,8	-36		
6	42,0	73,6	75		
7	243,6	1118,4	359	171,8	
8	401,8	949,0	136		
9	383,4	460,6	20		
10	446,2	446,0	0	426,0	
11	283,5	1319,2	365		
12	159,9	1619,4	913		
13	36,6	0,0	-100	-100,0	-41,3
14	28,5	0,0	-100		
15	11,6	0,0	-100		
16	2,3	8,0	252	17,3	
17	3,9	0,0	-100		
18	18,2	0,0	-100		

Tab. 7.36: Vergleich der gemessenen und mit WEPP modellierten Sedimentsummen.

Die erste Überprüfung betraf den Einfluss der veränderlichen Eingangs faktoren auf die modellierte Sedimentmenge. Diese betrafen die Neigung der Plotoberfläche, die Vegetationsbedeckung, und die Interrillenerodibilität (K_i). Da die übrigen Eingangs faktoren innerhalb einer Kategorie konstant gehalten wurden, sollten allein die genannten Variablen überprüft werden.

Tabelle 7.37 zeigt die Korrelationskoeffizienten und die Ergebnisse der Signifikanztests. Erkennbar ist, dass allenfalls erwartbare Trends aufgezeigt werden konnten. Neigung und Interrillenerodibilität weisen einen – wenn auch schwachen und nicht signifikanten – positiven Korrelationskoeffizienten auf, was grundsätzlich zu erwarten gewesen ist. Auch die abermals schwache und nicht signifikante negative Korrelation zwischen Vegetationsbedeckung und Sedimentsumme ist plausibel, da bei stärkerer Bedeckung eine Verminderung der Sedimentlieferung annehmbar ist. Dennoch konnte festgestellt werden, dass die drei veränderlichen Eingangs faktoren keinen signifikanten Einfluss auf die modellierte Sedimentmenge zu haben schienen.

Faktor	Korrel. mit Σ Sediment	$t_{\alpha, FG}$	t	Signifikant? J/N
Neigung [%]	0,50	2,12	1,14	N
Cover [%]	-0,52		1,21	N
Ki	0,42		0,29	N

Tab. 7.37: Korrelation und Signifikanz zwischen dem mit WEPP modellierten Bodenabtrag und den Eingangsfaktoren.

Zuletzt wurde daher der Einfluss der Landnutzungspresets überprüft, da diese den einzigen Datensatz darstellten, welcher nicht speziell für die vorliegenden Versuche geändert und kalibriert wurde. Um den Einfluss der vorgefertigten Landnutzungspresets zu überprüfen, wurde bei den Modellierungen der Kategorie 1 und 2 ein Tausch der Presets vorgenommen, da beide Kategorien grundsätzlich persistente Wege betrachteten und daher eine basale Vergleichbarkeit gegeben war. Da im Falle der Wegekategorie 1 zwischen Fahr- und Zwischenstrasse differenziert werden konnte, wurden die Neuberechnungen der Kategorie 2 mit beiden Presets durchgeführt. Das Ergebnis dieser Neuberechnung (vermerkt als „Sediment neu“) im Vergleich zu den ursprünglichen Werten ist in Abbildung 7.78 dargestellt. Erkennbar ist, dass im Falle aller Kategorien die Verwendung eines Presets ohne Fahrspuren zu einem deutlichen Anstieg der Bodenerosionsraten führte. Anhand von Abbildung 7.78 ist dies im Fall der Kategorie 1 aufgrund des weiten Datenbereichs nicht gut ersichtlich, daher erfolgt eine zusätzliche Aufstellung in tabellarischer Form in Tabelle 7.38 – 7.40. Besonders im Falle von Kategorie 1 ist ersichtlich, dass im Falle der Zwischenstrasseversuche keine Veränderung der Sedimentmenge vorlag, wohingegen bei den Fahrstrasseversuchen durch Verwendung des Kategorie 2 Presets ein starker Anstieg die modellierten Sedimentmengen erkennbar war. Umgekehrt verhielt es sich im Falle der Kategorie 2. Durch Verwendung des Fahrstrassepresets der Wegekategorie 1 wurde durchweg eine Verminderung der modellierten Abtragswerte erreicht, wohingegen die Verwendung des Zwischenstrassepresets keine nennenswerten Veränderungen der Sedimentsummen bedingte.

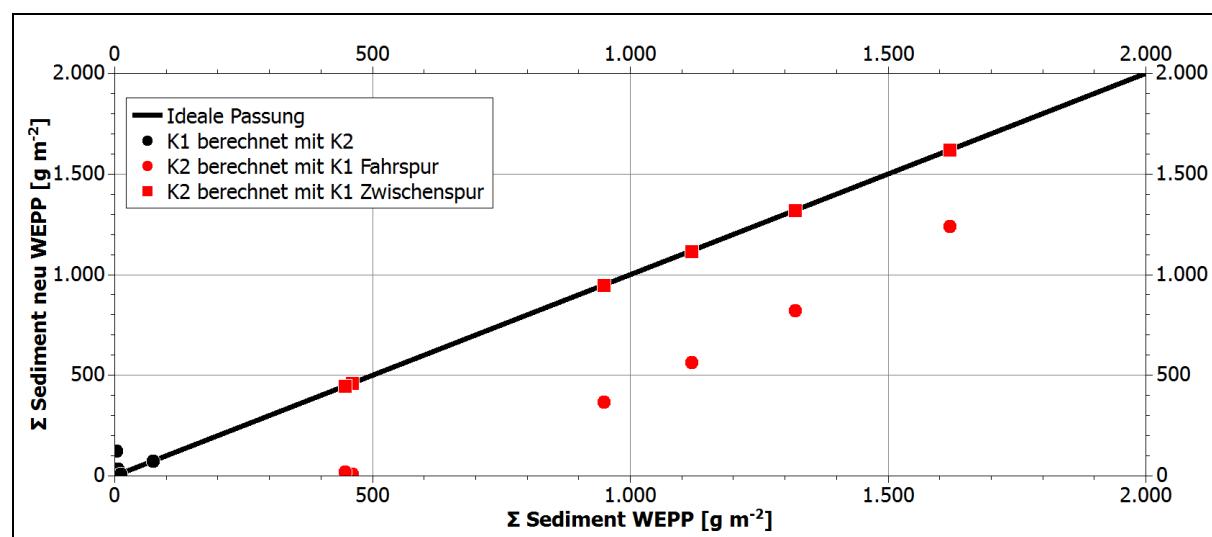


Abb 7.78: Erodierte Sedimentmengen der WEPP-Modellierung und Neuberechnung der Modellierung mit geänderten Presets.

Versuch	Σ Sed WEPP [g m ⁻²]	Σ Sed WEPP neu [g m ⁻²]	Abw. WEPP neu [%]
1	3,4	6,6	94,1
2	5,4	36	566,7
3	3,4	125	3576,5
4	5,2	5,2	0,0
5	10,8	10,8	0,0
6	73,6	73,6	0,0

Tab 7.38: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 1 unter Verwendung von Preset Kategorie 2.

Versuch	Σ Sed WEPP [g m ⁻²]	Σ Sed WEPP neu [g m ⁻²]	Abw. WEPP neu [%]
7	1.118,40	567	-49,3
8	949	370	-61,0
9	460,6	10	-97,8
10	446	22	-95,1
11	1.319,20	823	-37,6
12	1.619,40	1.241	-23,4

Tab 7.39: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 2 unter Verwendung von Preset Kategorie 1 Fahrspur.

Versuch	Σ Sed WEPP [g m ⁻²]	Σ Sed WEPP neu [g m ⁻²]	Abw. WEPP neu [%]
7	1.118,4	1.118,4	0,0
8	949	949	0,0
9	460,6	460,6	0,0
10	446	446	0,0
11	1.319,2	1.319,2	0,0
12	1.619,4	1.619,4	0,0

Tab 7.40: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 2 unter Verwendung von Preset Kategorie 1 Zwischenfspur.

Der Grund für die verschieden starke Abweichung der neuberechneten Abtragsraten konnte nach Überprüfung der Eingangsparameter vor allem bei der Hangneigung der Plotoberfläche gesehen werden. Während alle anderen Eingangsfaktoren weder starke Korrelationen, noch signifikante Zusammenhänge aufwiesen, war dies bei der Hangneigung deutlich der Fall. Betrachtet wurden hierfür die Neuberechnungen der Kategorie 1 und der Kategorie 2 unter Berücksichtigung des Presets für Fahrspuren (Tab. 7.41). Zwar wird der Zusammenhang bei letzterem als nicht signifikant ausgewiesen, dennoch ist festzuhalten, dass die Prüfgröße sehr nah am kritischen Wert des zweiseitigen T-Tests mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,05 lag.

Wegekategorie	Korrel. Abweichung Neuberechnung mit Hangneigung	$t_{\alpha, FG}$	t	Signifikant? J/N
K1	0,86	2,776	3,30	J
K2	0,81	2,776	2,73	N

Tab 7.41: Korrelation und Signifikanz zwischen ursprünglicher Berechnung und Neuberechnung der Abtragsrate mittels WEPP.

Abschließend bleibt festzuhalten, dass zum derzeitigen Zeitpunkt keine hinreichend realistische Modellierung der Erosionsprozesse mit WEPP durchführbar ist. Als grundsätzliche Schwachstelle beim Abgleich zwischen realen und modellierten Werten sind vor allem die Landnutzungspresets zu nennen. Daher war es im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht möglich, eine zufriedenstellende Anpassung durchzuführen. Die Festlegung der Presets erfordert einen bedeutend größeren Datenumfang, als er in dieser Arbeit vorhanden ist, weshalb eine weiterführende und vor allem langfristige Aufnahme von Erosionsraten auf Wegoberflächen vonnöten wäre. Dass die Eingangswerte der Bodenparameter darüber hinaus grundsätzlich zu realistischen Ergebnissen führen können, bewies die Modellierung des Abflussverhaltens, welches weitestgehend plausibel modelliert werden konnte. Eine Beurteilung des ebenfalls mit WEPP modellierten Jahresgangs erfolgt in der vergleichenden Diskussion mit den Werten der ABAG / DIN19708 im nachfolgenden Kapitel.

8 | Diskussion und Ausblick

8.1 | Diskussion der Ergebnisse

Die Kartierung bestehender Erosions- und Akkumulationsformen bestätigte, dass unter den natürlich gegebenen Bedingungen ein Schadpotential durch wegeinduzierte Bodenerosion im Untersuchungsgebiet bestand. Allein durch die Kartierung des Akkumulationsbereiches im Umfeld eines Weges der Kategorie 2 konnte – wie beschrieben – ein Bodenabtrag von etwa 1.210 kg für den betrachteten Zeitraum festgestellt werden. Anhand der Ergebnisse der Beregnungsversuche muss jedoch angenommen werden, dass es sich hierbei um eine Mindestmenge handelt. Die feinen Korngrößenanteile innerhalb der gesiebten Akkumulationsbereichsprobe lagen in deutlich geringerem Anteil vor, als es bei den gesammelten Proben der Beregnungsversuche auf der gleichen Wegoberfläche der Fall war. Aus diesem Grund muss davon ausgegangen werden, dass die feinen Korngrößenanteile in Suspensionstransport über den Ablagerungsbereich hinaus transportiert worden sind und sich im anschließenden, bewachsenen Böschungsbereich dispers verteilt. Feine Sedimentfahnen ließen sich auch tatsächlich im Anschluss an den Akkumulationsbereich vorfinden, aufgrund der nur geringen Menge und der nicht sauber abgrenzbaren Verteilung war eine Quantifizierung und Kartierung jedoch nicht möglich.

Werden die Ergebnisse der Beregnungsversuche als Korrekturgrundlage herangezogen, können eindeutig unterschiedliche Verteilungen der Korngrößenzusammensetzung festgestellt werden. Da die Proben der Beregnungsversuche über die Schlämmanalyse, die Proben der Akkumulationsform jedoch über Siebung bestimmt wurden, sind die Ergebnisse auf einer besser vergleichbaren Basis zusammengefasst. Es bot sich aufgrund der Limitierungen der Siebung in Bereichen kleiner Korngrößendurchmesser an, das Verhältnis zwischen Sandfraktion und der Summe aus Schluff- und Tonfraktion zu untersuchen. Hieran zeigt sich deutlich, dass im Akkumulationsbereich fast ausschließlich die Sandfraktion zur Ablagerung kam (vgl. Tab. 8.1).

Rel. Anteil [%]	$\bar{\emptyset}$ Beregnung K2	$\bar{\emptyset}$ Akkumulationsbereich
Sand	34,45	97,83
Schluff + Ton	65,92	2,17

Tab 8.1: Vergleich der relativen Anteile der Kornfraktionen bei Beregnungsversuch und in-situ-Messung.

Dieses alleinige, starke Auftreten der Sandfraktion in der Probe des Akkumulationsbereiches erscheint aufgrund der physikalischen Grundlagen der Partikelmobilisierung und des Transportes nicht plausibel, da zum einen nur ein kleiner Teil auf die leicht erodierbare Fein- und Feinstsandfraktion entfiel (vgl. Kapitel 7.2) und die ansonsten leicht erodierbaren Schlufffraktionen minderrepräsentiert sind. Daher geben diese Ergebnisse einen deutlichen Hinweis auf nicht erfasste Sedimentmengen, die mit Hilfe der Beregnungsversuche zumindest näherungsweise quantifiziert werden können. Da bei der Beregnung die vollständige Sedimentmenge erfasst werden konnte, ist zumindest für den beprobteten Wegabschnitt von einer Verteilung der erodierten Partikel im ungefähren Bereich von 2/3 Schluff- und Tonfraktion zu 1/3 Sandfraktion auszugehen. Würde diese Verteilung auch bei der Akkumulationsform zugrunde gelegt werden, würde bei gleichbleibender absoluter Sandmenge von 1.184 kg (entspricht 97,83 % Anteil an der Gesamtmenge) ein Gesamtbetrag von 2.954 kg Schluff und Ton resultieren, der im betrachteten Zeitraum erodiert worden wäre, um ein Verhältnis wie bei den Beregnungsversuchen zu erhalten. Die erodierte Gesamtsedimentmenge würde folglich auf 4.138 kg ansteigen und der nicht erfasste Fehlbetrag des Schluff- und Tonfraktion wäre demnach auf 2.927 kg zu schätzen.

Flächenbezogen würde dies bedeuten, dass bei einer angenommenen, tributären Wegoberfläche von 882 m² ein Abtrag von durchschnittlich 4,69 kg m⁻² im betrachteten Zeitraum stattgefunden haben müsste. Im Abgleich mit den modellierten mittleren, jährlichen Abtragswerten für Wege der Kategorie 2 zwischen 1,62 kg m⁻² (ABAG) und 1,35 kg m⁻² (WEPP) erscheint dieser Wert erhöht, jedoch wurde auch bewusst ein Plot kartiert, der in seiner augenscheinlich erkennbaren Erosionstätigkeit einen Hot-Spot des Bodenabtrags im Gebiet darstellte. Auch die untersuchungsgebietweite Kartierung anderer Akkumulationsformen durch NEUFELD (2013, n.v.) legt nahe, dass die betrachtete Form einen Extremwert innerhalb des Gebietes darstellte. Vor diesem Hintergrund kann von einer realistischen Einschätzung des Abtragsverhaltens ausgegangen werden.

Gegen Ende der Bearbeitungszeit der vorliegenden Arbeit konnte bei einer weiteren Begehung des fraglichen Wegetransektes eine inzwischen deutlich erkennbare Erosion innerhalb der Fahrspuren bemerkt werden. Abbildung 8.1 zeigt beispielhaft den Stand der Eintiefung von Fließwegen im September 2014.



Abb. 8.1: Deutliche Eintiefung der linearen Erosionsformen im Fahrspurbereich eines Weges der Kategorie 2, September 2014.

Zu erkennen ist, dass durch die Konzentration des Oberflächenabflusses in den bereits vorher leicht eingetieften Fahrspuren eine positive Rückkopplung der Bodenerosionsprozesse stattgefunden

haben muss. Die immer weiter fortschreitende Tieferlegung des Fließweges innerhalb der Fahrspur führte zu einer Verstärkung der Bodenerosion in diesen Bereichen. Angesichts der feststellbaren, beschleunigten Tiefenerosion, die im Maximum Abträge zwischen 15 und 20 cm unter der ursprünglichen Wegeoberfläche bedingte, erscheinen die rückgerechneten, hohen Abtragswerte der Geländekartierung umso plausibler.

Anhand der Regensimulation konnte bestätigt werden, dass Wege und Rückgassen hinsichtlich Abflussentwicklung und Erosionsanfälligkeit deutlich veränderte Standorteigenschaften im Vergleich zu unbeeinflussten Waldböden aufweisen. Die Daten der Abflussmessungen zeigen die besondere Bedeutung von Wegen im Kontext des Wasserrückhaltes und der Generierung von Oberflächenabfluss in bewaldeten Gebieten deutlich auf. Die durchweg hohen RKE-Werte zeigen, dass auf Wegoberflächen gerade im Falle von Starkregenereignissen eine schnelle Bildung von Oberflächenabfluss erwartet werden kann. Anhand der Vergleichswerte der Waldbodenoberflächen kann festgestellt werden, dass diese beschleunigte Bildung ohne das Vorhandensein eines Weges nicht stattgefunden hätte.

Auch bei den durchaus hohen Intensitäten der Versuchsläufe infiltrierten 96% des Niederschlags im Falle von ungestörten Waldböden. Selbst auf Zwischenspuren von Rückgassen, die nur indirekt durch die Befahrungsauflast beeinflusst wurden, infiltrierten jedoch lediglich 76% des Niederschlags. Auf persistenten Wegoberflächen und in Rückgassenfahrspuren lag nur noch ein durchschnittlicher Anteil des infiltrierten Niederschlags von 31 – 7 % vor. Dies zeigt, dass Wege- und Rückgassenflächen einen bedeutenden Anteil an der Generierung von Oberflächenabfluss in bewaldeten Gebieten haben.

Diese Werte müssen hinsichtlich der Bedeutung eines Wegesystems innerhalb eines Untersuchungsgebietes zusätzlich immer vor dem Hintergrund der Erschließungsdichte betrachtet werden. Ein vollständig wege- und erschließungsnetzfreies Wald- und Forstgebiet ist grade vor dem Hintergrund der forstwirtschaftlichen Nutzung schwerlich denkbar. Dennoch muss aufgrund der erzielten Ergebnisse deutlich herausgestellt werden, dass selbst die Befahrung ohne gesonderte Befestigung einer Oberfläche zu drastisch verändertem Abflussverhalten führen kann. Daher ist es im Sinne des dezentralen Wasserrückhaltes eines Einzugsgebietes von großer Bedeutung, das Erschließungsnetz so wenig dicht wie möglich anzulegen. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet kann mit einer Dichte von 29 (naturfeste Wege) bis 90 m ha^{-1} (Rückgassen) nicht von einer möglichst gering gehaltenen Erschließungsdichte gesprochen werden. Dennoch ist dieser hohe Wert nicht unüblich – BUTZEN ET AL. (2014) kartierten in einem ihrer Untersuchungsgebiete eine Rückgassendichte von 189 m ha^{-1} und Wegenetzdichten persistenter Wege von bis zu 114 m ha^{-1} , TEMPEL (2006) konnte in einem Untersuchungsgebiet im Soonwald eine Wegenetzdichte der Rückgassen von 240 m ha^{-1} nachweisen.

Es ist daher im konkreten Fall zu erwarten, dass das Wegesystem im Untersuchungsgebiet während Starkregenereignissen einen deutlichen Einfluss auf den Wasserhaushalt hat. Zusätzlich ist anzumerken, dass die Transporttrajektorien des entsprechenden Oberflächenabflusses durch die Wege gesteuert werden. Diese wirken kanalisierend und können dazu führen, dass punktuell große Mengen an Oberflächenabfluss auftreten. Dieser hat potentiell verstärkende Auswirkungen auf die Erosionsanfälligkeit des Standortes und in letzter Instanz einen negativen Effekt auf den Erhalt der baulichen Weganlage.

Anhand der verstärkten Bildung von Oberflächenabfluss durch Wegesysteme kann zusätzlich die beeinträchtigende Wirkung auf den dezentralen Hochwasserschutz in bewaldeten Einzugsgebieten festgestellt werden. Das betrachtete Untersuchungsgebiet ist beispielsweise Teil des linksrheinischen Einzugsgebietes und gekennzeichnet durch ein Fließgewässernetz, welches vor allem aus Vorflutern mit geringer Lauflänge besteht, deren Oberläufe in stark reliefiertem und bewaldetem Gelände liegen. Ohnehin tendieren diese kleinen Einzugsgebiete trotz des vergleichsweise langen Wasserrückhaltes in den bewaldeten Flächen zu einer schnellen Ansprache des Oberflächengewässers auf Niederschlagsereignisse. Wird die Erschließungsnetzdichte innerhalb

dieser Flächen jedoch erhöht, verringert sich hierdurch – den Erkenntnissen der vorliegenden Arbeit folgend – das durchschnittliche Infiltrationsvermögen. Daher können bereits Niederschlagsereignisse geringerer Intensität zur Ausbildung von Hochwasserabflüssen führen, auch wird die Vorlaufzeit zwischen Niederschlagsereignis und Hochwasserbildung herabgesetzt. Dies deckt sich prinzipiell mit der vorliegenden Literatur zur Beeinflussung der lokalen Hydrologie eines Einzugsgebietes durch Erschließungsnetzwerke wie Wege und Straßen (vgl. LA MARCHE & LETTENMAIER 2001; TEMPEL 2006).

Auch die durch Wege induzierten Bodenerosionsprozesse sind als bedeutend auszuweisen. Im vorliegenden Fall war kein unmittelbarer Eintragspfad von erodiertem Wegematerial in einen Vorfluter im Untersuchungsgebiet vorhanden, wie es beispielsweise bei Furten oder direkt angrenzenden, offenen Gewässerflächen der Fall gewesen wäre. Dennoch muss aufgrund der hohen Bodenerosionsraten, die während der Versuche beobachtet werden konnten, die latente Gefahr ökologischer Off-Site Schäden konstatiert werden. Die vorliegenden Studien zum negativen Einfluss von Feinsedimenteintrag in Fließgewässer und Stillwasser legen den Schluss nahe, dass räumlich benachbarte Wege- und Gewässersysteme in direkter Beziehung zueinander stehen. Sedimentmengen, wie sie während den Simulationsläufen erodiert werden konnten, haben gerade aufgrund ihrer meist punktuellen Einleitung ein hohes Schadpotential im Bezug auf den vermehrten Eintrag von Nähr- und Schwebstoffen in ein Gewässer. Die punktuelle Einleitung ergibt sich aufgrund baulicher Aspekte der Wegeanlage, da in Kurvenbereichen oder an Abschlägen und Dükern Wasser und das hiermit transportierte Sediment konzentriert von der Wegoberfläche abgeleitet wird. Neben der Minderung der allgemeinen Wasserqualität durch den Schwebstoffeintrag kann es zudem auch zu einer Kolmation des hyporheischen Interstitials kommen, der Verfüllung von Porenräumen im Sohlbereich. Die Porenräume erfüllen hierdurch nicht mehr ihre ökologische Funktion als Habitat und Brutplatz verschiedenster Organismen.

Eine vergleichende Einordnung der Simulationsergebnisse in bereits vorliegende Studien ist aufgrund der nur kleinen Literaturbasis schwierig und soll daher auf Grundlage der Arbeiten vergleichbarer Methodik und Arbeiten vergleichbarer Untersuchungsräume erfolgen. Eine methodisch ähnliche Arbeit liegt durch FOLTZ ET AL. (2009) vor, deren Untersuchungskonzept von drei aufeinander folgenden Beregnungsläufen übernommen wurde. Ein direkter Vergleich der Abfluss- und Sedimentmengen ist aber aufgrund der deutlich unterschiedlichen Beregnungsintensität – FOLTZ ET AL. berechneten mit einer Intensität von 100 mm h^{-1} – schwierig.

Aufgrund der eigenen Ergebnisse mit Beregnungen niedrigerer Intensität ist es im Abgleich plausibel, dass FOLTZ ET AL. eine vollständige Aufsättigung des Plots mit resultierenden RKE-Werten nahe 100 % für jeden Gesamtalauf erreichen konnten, während die RKE-Werte innerhalb dieser Arbeit wie beschrieben nicht immer einen Wert von 100 % erreichten. Jedoch wird beispielsweise der Varianzkoeffizient (CV) als Maß für die anthropogene Beeinflussung eines Standortes von FOLTZ ET AL. (2009) diskutiert. Sie postulieren, dass hohe CV-Werte für naturnahe Standorte charakteristisch sind, da hier eine stärkere Schwankung der minütlichen Abflusswerte – meist begründet durch die heterogene Oberflächenstruktur – messbar war.

Konnten FOLTZ ET AL. (2009) auf Wegen minimale CV-Werte von lediglich 6,2% nachweisen, liegen diese in der vorliegenden Arbeit mit minimal 18% (Fahrspur der Wegekategorie 2) deutlich höher. Dies kann jedoch ursächlich ebenfalls mit der höheren Beregnungsintensität zusammenhängen, da bei höherer Intensität auch eine schnellere Aufsättigung des Plots zu erwarten ist. Hierdurch pendeln sich die Abflusswerte schneller auf ein stabiles Niveau ein, was den CV-Wert folglich sinken lässt. Dennoch konnte zumindest die Grundtendenz bestätigt werden, dass Oberflächen zu immer höheren CV-Werten tendierten, wenn sie naturnäher waren. Rückgassenfahrspuren hatten im Mittel einen CV von 43%, die Zwischenspurbereiche einen Wert von 61% und Waldböden einen CV von 67%.

Die von FOLTZ ET AL. (2009) vorgestellten Sedimentkonzentrationen unterscheiden sich ebenfalls von den in der vorliegenden Arbeit gemessenen Werten. Auf Wegen ermittelten sie $8,8 - 14 \text{ g l}^{-1}$, wohingegen auf Wegen in dieser Arbeit Konzentration zwischen $1,5$ und $12,3 \text{ g l}^{-1}$ gemessen wurden. Der höhere Minimalbetrag bei FOLTZ ET AL. kann jedoch abermals durch die höhere

Niederschlagsintensität erklärt werden. Zusätzlich wurde von FOLTZ ET AL. (2009) eine KBA mit einer Fallhöhe von 3 m verwendet. Zwar sind keine dezidierten Angaben zum Tropfenspektrum und der kinetischen Energie gegeben, aufgrund der höheren Intensität und der größeren Fallhöhe ist jedoch von einer deutlich höheren kinetischen Energie als bei der in dieser Arbeit verwendeten KBA auszugehen, dahingehend überraschen höhere Sedimentkonzentrationen nicht.

Aufgrund der Niederschlagseigenschaften und den vergleichbaren Untersuchungsgebieten ist die Arbeit von BUTZEN ET AL. (2014) eine bessere Vergleichsbasis für die gewonnenen Ergebnisse. BUTZEN ET AL. geben für Rückgassenfahrspuren einen medianen RKE von 78,6 % an. In den vorliegenden Versuchen konnte während den drei Berechnungen von Rückgassenfahrspuren ein medianer RKE von 80,3 % festgestellt werden, die Abweichungen zu den Werten von BUTZEN ET AL. (2014) sind somit bei vergleichbaren Niederschlagseigenschaften nahezu identisch. Es zeigt sich anhand dieses Vergleichs, dass sich – obwohl die Untersuchungsgebiete von BUTZEN ET AL. über Rheinland-Pfalz, das Saarland und Luxemburg verteilt sind – charakteristische Abflusskoeffizienten für Waldböden unter dem Einfluss von Befahrungsverdichtung feststellen lassen. Vor diesem Hintergrund ist anzunehmen, dass die im NSG Laacher See gewonnenen Ergebnisse dazu beitragen können, allgemeingültige Aussagen über die Auswirkungen der Bodenverdichtung durch Befahrung von Waldböden zu treffen.

Auch zeigt sich, dass es die gewählte Methode der KBA bei vergleichsweise geringem Aufwand ermöglicht, reproduzierbare Ergebnisse im Quervergleich der selbst durchgeführten Versuche zu erzeugen. Zwar wurde nicht immer eine vollständige Aufsättigung des Plots erreicht, jedoch ist dies als realistischer Umstand zu bewerten. Derart hohe Niederschlagsintensitäten, wie Sie beispielsweise durch FOLTZ ET AL. (2009) verwendet wurden, hätten zwar zu einer sicheren Aufsättigung geführt, wären aber angesichts der gegebenen klimatischen Randbedingungen im Untersuchungsgebiet als unrealistisch zurückzuweisen gewesen.

Vielmehr zeigt sich in der Betrachtung der Datensätze, dass die mittleren Abflusskurven der einzelnen Wegekategorien trotz aller Schwankungen charakteristische Ganglinien aufwiesen. Diese ermöglichen eine deutliche Unterscheidbarkeit zwischen persistenten und semipersistenten Wegen, sowie selbst zwischen Fahr- und Zwischenspurbereichen. Die beobachteten Schwankungen und Ausreißerwerte werden sich aufgrund der Beprobung natürlicher Oberflächen und den damit verbundenen, nicht vollständig determinierbaren Randbedingungen zwangsläufig immer ergeben und nicht ausschließen lassen. Der Abgleich mit den Daten von BUTZEN ET AL. (2014) zeigt darüber hinaus, dass selbst in überregionaler Betrachtung typische RKE-Werte für Fahrspurverdichtungen ermittelt werden konnten, was zusätzlich zu einer positiven Beurteilung der gewonnenen Abflussdatensätze beträgt.

Eine vergleichbare Übereinstimmung lässt sich bezüglich der Sedimentmengen nicht konstatieren. BUTZEN ET AL. (2014) können für Rückgassenfahrspuren eine mediane Sedimentmenge von $41,1 \text{ g m}^{-2}$ am Ende eines 30-minütigen Versuchslaufes feststellen. Im Vergleich hierzu ist die mediane Sedimentmenge von lediglich $28,5 \text{ g m}^{-2}$ für eine Berechnungszeit von 90 Minuten deutlich geringer. Eine Unsicherheit bei der Beurteilung der Sedimentmenge ist jedoch die Extrapolation auf die Bezugsfläche eines Quadratmeters. Im Falle der von BUTZEN ET AL. (2014) verwendeten Plotgröße von nur $0,28 \text{ m}^2$ ist hier von einer möglichen Verfälschung der Ergebnisse auszugehen. Zusätzlich wurde ein runder Sedimentationsplot gewählt, der zu einer Konzentration des erzeugten Oberflächenabflusses in Auslaufnähe geführt haben muss. Durch diese Abflusskonzentration kann wiederum vermehrt Sediment erodiert worden sein.

Im Gesamtvergleich mit allen Wegekategorien liegt der von BUTZEN ET AL. (2014) beschriebene Wert jedoch in einem realistischen Bereich, da die mediane Sedimentmenge aller Berechnungsversuche auf Wegen und Rückgassen im Untersuchungsgebiet des NSG Laacher See bei 155 g m^{-2} lag. Aufgrund fehlender Vergleichsdaten für persistente Wege kann dahingehend leider kein weiterführender Abgleich betrieben werden. Auch eine Korngrößenanalyse wurde nicht durchgeführt. Gerade aufgrund der wenigen vergleichbaren Studien, in denen zusätzlich meist weniger hoch aufgelöste Daten gewonnen wurden, ist eine umfassende Vergleichbarkeit der Simulationsergebnisse mit

anderen Studien erschwert. Gerade hieran lässt sich jedoch die Bedeutung der vorliegenden Daten aufzeigen, da zumindest für Mitteleuropa bislang keine vergleichbar hoch aufgelösten Datensätze zur Thematik der wegeinduzierten Bodenerosion, aber auch der Veränderung der hydrologischen Teilprozesse vorliegen.

In der generellen methodischen Beurteilung der Niederschlagssimulation ist darüber hinaus zu beachten, dass die Verwendung einer Kleinberegnungsanlage aufgrund der logistischen Umsetzbarkeit und dem als positiv zu beurteilenden Verhältnis zwischen Aufwand der Erhebungen und gewonnener Datengüte einen probaten Ansatz zur prozessualen in-situ Messung der beteiligten Prozesse darstellt. Darüber hinaus können jedoch viele Wechselwirkungen, wie sie während natürlicher Niederschlagsereignisse stattfinden naturgemäß nicht genau betrachtet werden. Ein Beispiel hierfür ist der Effekt gleichzeitiger Windbeeinflussung des Niederschlags, wie sie beispielsweise von RIES ET AL. (2014), ISERLOH ET AL. (2013^c), FISTER ET AL. (2012) oder FISTER ET AL. (2011) vorgestellt wird. Darüber hinaus könnte die untersuchte Fläche auf ganze Wegetransekte ausgeweitet werden, um präferentielle Fließwege untersuchen und die aus den längeren Fließwegen resultierenden, höheren Scherkräfte des Oberflächenabflusses simulieren zu können. Ansätze für die Ausweitung der Untersuchungen auf eine größere berechnete Fläche finden sich beispielsweise bei ROBICHAUD ET AL. (2010), wurden jedoch auch im Zuge der Abschlussarbeit von SLATIN (2014, n.v.) im Untersuchungsgebiet am Veitskopf erprobt.

Bei der Betrachtung der Erosionsmodellierung muss im Falle der ABAG-Modellierung deutlich auf die Limitierungen des verwendeten Ansatzes hingewiesen werden. Zwar ermöglichte die LS-Faktor Berechnung auf Basis der Zelleinzugsgebietsgröße eine genaue Ausweisung der möglichen Erhöhung des Abtragspotentials in Konzentrationsbereichen des Oberflächenabflusses, auf der anderen Seite sorgte dieser Ansatz jedoch für teilweise stark überhöhte Ergebnisse. Dies spiegelt sich in LS-Faktor-Werten > 2.000 wider, wenn diese auch nur in einem extrem kleinen relativen Anteil der Oberflächen auftraten. Die einzige nicht kalibrierte Möglichkeit diese hohen Werte auszuschließen ist die ohnehin vorgesehene Zusammenfassung der Werte in die nach DIN19708 vorgesehene Klassifizierung der Erosionsgefährdung. Hier lassen sich deutliche Ausreißer in der Kategorie > 6 t ha⁻¹ a⁻¹ zusammenfassen. Zwar ist dies ein pragmatischer Ansatz, hinsichtlich einer seriösen Erosionsmodellierung ist dieser jedoch zwiespältig zu beurteilen. Durch die Datenbereinigung, wie sie in Kapitel 7 erläutert wurde, konnten diese Ausreißer gefiltert werden, aufgrund einer fehlenden, dezidierten Literaturbasis ist dies jedoch mit einem hohen Aufwand der Datenanalyse verbunden und birgt die Gefahr, fälschlicherweise korrekte, hohe Werte aus dem Datensatz zu entfernen. Ein wichtiger Hinweis auf korrekt ermittelte hohe Abtragswerte ließ sich jedoch erst nach einem Niederschlagsereignis im September 2014 auf den nördlich vom Veitskopf gelegenen Ackerflächen nachweisen. Abbildung 8.2 zeigt ausgeprägte Erosionsrillen, die sich, dem starken Gefälle folgend, auf einem frisch eingesäten Feld gebildet hatten.



Abb. 8.2: Rillenerosion auf einem Ackerschlag im NW des Veitskopfes, Zollstock als Maßstab.

Diese Strukturen zeigen in Ihrer Verortung und dem feststellbaren, hohen Bodenabtrag eine große Übereinstimmung mit den modellierten Fließbahnen und hohen Erosionspotentialen der untersuchungsgebietweiten Modellierung. Sicherlich sind die unbereinigten Maximalpotentiale von bis zu $10.915,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ angesichts der vorhandenen Literaturbasis als unrealistisch überhöht zu bezeichnen, dennoch weisen die in-situ vorzufindenden, linearen Abtragsformen auf eine realistische Repräsentation der tatsächlichen Abtragswege hin. Abbildung 8.3 zeigt den Kartenausschnitt der ABAG-Modellierung der betreffenden Fläche, die Abtragspotentiale oberhalb des 95 %-Perzentils sind gesondert eingefärbt und zeigen präferentielle Fließbahnen auf.

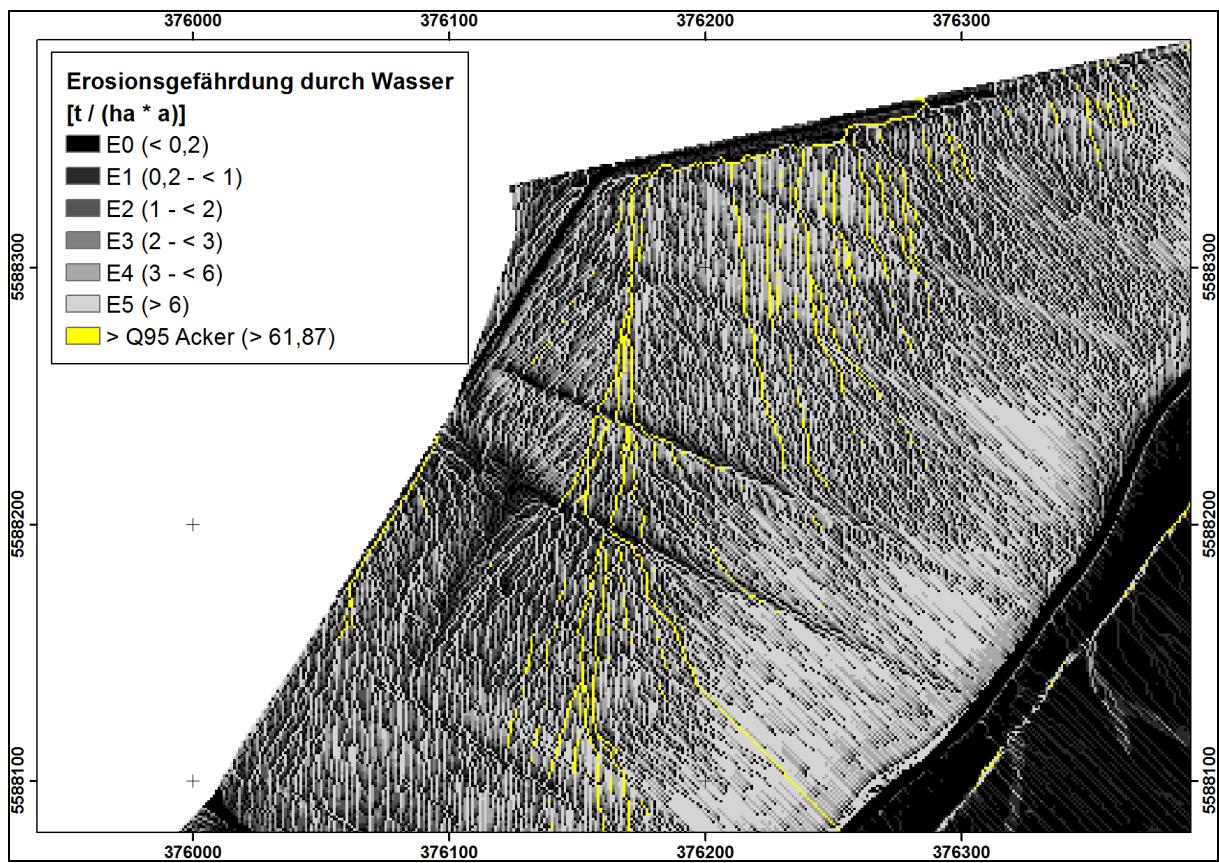


Abb. 8.3: ABAG-Modellierte Abtragspotentiale auf einem Ackerschlag im NW des Veitskopfes. Werte Oberhalb Q_{95} des untersuchungsgebietweiten, mittleren Bodenerosionspotentials von Ackerflächen sind gesondert ausgewiesen. UTM-referenziert.

Die Validierung anhand von Geländebeobachtungen ist allein deshalb schwierig vorzunehmen, weil solch ausgeprägte Formen nur kurzzeitig nach einem Niederschlagsereignis erhalten bleiben. Zudem wird in einem kurzen Zeitfenster nach Pflügen, Ernte oder Aussaat, wenn eine nur geringe Bodenbedeckung vorliegt, ein ausreichend intensives Niederschlagsereignis benötigt, um vergleichbare Formen zu bilden.

Neben dieser erkennbaren Schwierigkeit der Wertebewertung im Zuge der Modellierung nach DIN19708 ist auch die Aufwand- und Nutzenabwägung kritisch zu sehen. Für einen wirklich aussagekräftigen kalibrierten Eingangsdatensatz der C-Faktoren für Wegeoberflächen wird aufgrund der empirischen Modellierung ein möglichst langfristig gesammelter Eingangsdatensatz benötigt. Da abseits definierter Niederschlagssimulationen und gemessener Jahresgänge jedoch nur schwerlich Kalibrationsdatensätze zu gewinnen sind, ist dies gleichbedeutend mit einem hohen methodischen Aufwand, welcher im besten Falle zu einem kalibrierten C-Faktoren-Datensatz führen würde, der dann aber in einem Modell Verwendung finden würde, das aufgrund der aktuell bereits möglichen, physikalischen Modelle deutliche Anwendungsnachteile aufweist. Zusätzlich wird für die hinreichend genaue Modellierung von Wegeoberflächen ein so genauer DGM-Datensatz benötigt, dass hierfür letztlich allein LIDAR-Datensätze in Betracht kommen. Diese sind wiederum mit einem entsprechend hohen Datenumfang verbunden.

Dennoch stellt die DIN19708 in der verwendeten, regionalisierten Anwendung eine Möglichkeit dar, aussagekräftige Gefahrenkarten zu erstellen, die aufgrund der Klasseneinteilung in Erosionsgefährdungsstufen die teils unrealistisch hohen Abtragswerte dennoch verwendbar machen. Auch unrealistisch hohe Werte würden im Zweifelsfall in Kategorie E5 eingeteilt werden. Hierbei ist anzunehmen, dass – wenn die Werte auch in erhöhten Bereichen liegen – ein Erosionspotential $> 6 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ zu erwarten ist. Die Bündelung dieser Werte in der vorgegebenen Kategorie ist dann zwar,

wie bereits in Kapitel 7 dargelegt, ein sehr pragmatischer und vereinfachender Ansatz, er erhält jedoch nach wie vor den Aussagewert der Gefahrenkarte bei. Nicht umsonst wurde innerhalb der DIN19708 eine Klasseneinteilung für die Ausgabe von regionalisierten Daten vorgesehen und keine Ausweisung von Einzelwerten. Aufgrund der vergleichsweise statischen Modellarchitektur sind Einzelzellwerte – gerade bei einer hohen Auflösung, wie sie das LIDAR-DGM ermöglichte – in Bereichen potentiell hoher Abtragsraten offenkundig mit großer Vorsicht hinsichtlich der absoluten Werte zu verwenden. Hierbei muss jedoch erwähnt werden, dass diese Werte lediglich das Bodenerosionspotential und nicht reale Abtragswerte darstellen und dass die Verwendung des Flow-Accumulation-basierten LS-Faktors ursächlich für die räumlich scharf abgegrenzte Erhöhung der Werte in Tiefenlinien ist. Da diese sehr viel genauere Berechnung der Abtragspotentiale nicht ursprünglich innerhalb der Modellarchitektur vorgesehen war, diese jedoch auf das Gesamtgebiet gesehen zu einer deutlichen Steigerung der Datengüte führt, kann die Abweichung in den Tiefenlinien als zu akzeptierende Modellunschärfe gewertet werden. Die einzige Einschränkung dieser Einschätzung besteht bei der Berechnung mittlerer Bodenerosionspotentiale, hierfür wurde in dieser Arbeit die Verwendung des 95%-Perzentils zur Exkludierung besonders hoher Ausreißerwerte vorgeschlagen. Wie in Abbildung 8.3 zu erkennen ist, kann diese Differenzierung der Werte darüber hinaus auch dazu dienen, anhand der Kartensymbologie präferentielle Fließwege zu differenzieren.

Im Gegensatz zu diesem recht starren Modellansatz erlaubt die WEPP-Modellierung theoretisch sehr viel genauere Aussagen über die Prozessdynamik des Stofftransports und der Abflussbildung auf Wegoberflächen. Während der Anwendung zeigten sich jedoch Probleme beim Abgleich mit den Simulationsergebnissen, beginnend mit einer abweichenden Plotgröße, da die Abmaße der originalen Größe des Sedimentationsrahmens unterhalb der Modellgrenzen lagen. Zusätzlich ergab sich das Problem der nicht hinreichend genau kalibrierten Landnutzungspresets, die zu teils starken Abweichungen bei der Modellierung des Bodenverlustes führten. Dennoch konnten zumindest die Abflussbedingungen gut modelliert werden. Langfristiges Ziel muss daher auch bei der Verwendung von WEPP sein, anhand von in-situ-Messungen und erweiterten Simulationen korrekt kalibrierte Presets für verschiedene Wegoberflächen zu erhalten. Ist dies möglich, sollte es mit Hilfe von WEPP möglich sein, mit geringem Aufwand sehr genaue, prozessual modellierte Szenarien zu erstellen. Durch die Anwendung der ArcGIS-kompatiblen Erweiterung GeoWEPP könnten dann raumbezogene und georeferenzierte, untersuchungsgebietweite Modellierungen erfolgen.

Einen ersten Ausblick gaben die in Kapitel 6 vorgestellten Jahresgänge, die auf der Basis von Klimadaten der Wetterstation Koblenz-Bendorf berechnet wurden. Im direkten Vergleich mit den modellierten Jahressummen des Bodenerosionspotentials mittels ABAG / DIN19708 zeigte sich das gleiche Bild wie im Abgleich zwischen modellierten Einzelversuchen und real gemessenen Werten: Während die Erosionspotentiale im Falle der Wegekategorie 1 und 3 von WEPP tendenziell unterschätzt wurden, zeigte sich bei Kategorie 2 eine im Vergleich deutlich erhöhte Sedimentmenge (vgl. Tab. 8.2). Daher ist auch bei den WEPP-Jahresgängen davon auszugehen, dass die unzureichend kalibrierten Presets nicht nur im Falle von Starkregenereignissen, sondern auch innerhalb eines kompletten Jahresganges für wenig belastbare Ergebnisse sorgten.

Wegekategorie	$\bar{\theta}$ Erosion [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$] ABAG	$\bar{\theta}$ Erosion [$t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$] WEPP
K1	2,382	0,409
K2	5,791	13,528
K3	0,447	0

Tab. 8.2: Vergleich der jährlichen Erosionsraten zwischen ABAG und WEPP.

Wird jedoch angenommen, dass zumindest die RKE-Berechnungen mittels WEPP wie auch bei den Jahresgängen zu realistischen Ergebnissen führen, kann hieran deutlich der Einfluss der Wegesysteme auf den lokalen Wasserhaushalt und die kleinräumigen Abflussbildungsprozesse aufgezeigt werden. Bei modellierten RKE zwischen 27 % (Kategorie 1) und 53 % (Kategorie 2) für persistente Wege und 0 % für Rückgassen kann für einen mittleren Jahresgang die Aussage getroffen werden, dass bei Rückgassen nur im Falle von Starkregenereignissen die Möglichkeit zur Abflussbildung besteht. Das potentiell schnellere Auftreten im Vergleich zu unbeeinflussten Waldstandorten konnte jedoch durch die KBA-Simulationen bewiesen werden. Im Falle der persistenten Wege muss auch bei der WEPP-basierten Modellierung ausgewiesen werden, dass die Auswirkungen auf den dezentralen Wasserrückhalt in Wald- und Forstgebieten bedeutend sind. Die modellierten, hohen Abflusskoeffizienten zeigen, dass nicht nur im Falle von Starkregenereignissen, sondern auch über einen langjährigen, mittleren Jahresgang des Niederschlags ein nicht unerheblicher Anteil des Niederschlags als Oberflächenabfluss abgeführt wird. Persistente Wegesysteme stellen damit – so das Ergebnis der prozessualen Modellierung – bedeutende Abflussbildner und Pfade für Oberflächenabfluss in bewaldeten Gebieten dar.

8.2 | Ausblick

Der in der vorliegenden Arbeit präsentierte Ansatz zur Erstellung von Gefahrenkarten des Bodenerosionspotentials, wie sie bereits für das Untersuchungsgebiete durch die Verwendung der DIN19708 erfolgt ist, sollte in jedem Falle weitergeführt und auf andere Gebiete übertragen werden. Es konnte aufgezeigt werden, dass die Differenzierung des Wegesystems in einem dreistufigen Schema eine detaillierte, aber nicht zu komplexe Erfassung verschiedener Abtragspotentiale ermöglichte. Anhand dieser Einteilung sollte es auch in anderen betrachteten Einzugsgebieten möglich sein, eine kategorisierte Inventarisierung des Wegenetzes durchzuführen. Mit den bereits erhobenen Daten besteht eine erste Handreichung zur Etablierung wegespezifischer C-Faktoren. Diese Daten können zur Ausweisung von Erosionsgefährdungsstufen, wie sie innerhalb der DIN19708 vorgesehen ist, genutzt werden, um eine kartenbasierte Ermittlung von Bereichen besonders erhöhter Abtragspotentiale zu ermöglichen.

Dies könnte eine Entscheidungshilfe in der forstwirtschaftlichen Erschließungsplanung darstellen. Anhand von regionalisierten und klassifizierten Daten lassen sich die Erkenntnisse in kartographischer Darstellung wenig theoretisiert kommunizieren, was einen Wissenstransfer zwischen prozessbasierter hydrologischer und pedologischer Forschung und den forstwirtschaftlichen Akteuren ermöglicht. Dies kann zum einen dazu dienen, das Leitbild einer möglichst wenig dichten Erschließung zu vermitteln. Zum anderen kann durch die Ausweisung besonders vulnerabler Bereiche in einem betrachteten Gebiet ein zielführendes Monitoring der realen Abtragswerte erfolgen. Dadurch könnten im Zuge der Erschließungsmaßnahmen oder in bestehenden Wegenetzen – evtl. nach vorheriger Überprüfung der Abtragsraten durch Installation

einfacher Sedimentfänge – Gegenmaßnahmen konzipiert werden und gegebenenfalls eine Ableitung von erodiertem Material von der Wegoberfläche baulich gestaltet werden. Durch diese Unterbrechung des Sedimentflusses wäre es möglich, den vermehrten Eintrag von Feinsedimenten in angrenzende aquatische Systeme zu verhindern. Auch ist es unterstützend denkbar, dass die Kleinberegnungsanlage aufgrund ihrer flexiblen Einsatzmöglichkeiten im Zuge von Geländepräsentationen verwendet wird, um das Schadpotential von Wegen zu veranschaulichen. Durch die unmittelbar ersichtlichen Abfluss- und Sedimentmengen kann eine nachdrückliche Sensibilisierung für ansonsten nur schwerlich nachvollziehbare Prozesse erreicht werden.

Nicht zuletzt muss ein Ziel der zukünftigen Betrachtung der Thematik sein, eine größere Grundgesamtheit an Daten in Geländearbeit zu erheben. Die Tatsache, dass die vorliegende Arbeit zusammen mit der Publikation von BUTZEN ET AL. (2014) die ersten explizit auf Wegeerosion ausgerichteten Daten für Mitteleuropa liefert, belegt, dass bisher nur sehr wenig quantitative Daten vorliegen. Zwar ist die Durchführung von Beregnungsversuchen in der hier präsentierten zeitlichen Auflösung sehr aufwändig und zeitintensiv. Das hier vorgestellte methodische Grundgerüst erlaubt es aber, dass die Beregnungsversuche von weiteren Forschergruppen adaptiert und für vergleichende Untersuchungen in anderen Räumen verwendet werden.

Bei einer Fortführung der Versuchsreihen sollte der Fokus auf Rückegassen gelegt werden, da diese oftmals ohne genaue Planung und nach Gesichtspunkten der möglichst einfachen Erschließung angelegt werden. So finden sich diese Erschließungswege nicht in topographischen Kartenwerken und nur selten werden umfassende Inventarisierungen durchgeführt. Dies bedingt die in der Literatur vorzufindenden, teils enorm hohen Erschließungsnetzdichten. Nachgewiesen werden konnte, dass auch diese semipersistenten Wege einen signifikanten Einfluss auf den Wasser- und Sedimenthaushalt besitzen. Besonders bei diesen nur schwer erfassbaren Wegen ist eine Sensibilisierung für das Schadpotential in der forstwirtschaftlichen Praxis wünschenswert.

Darüber hinaus wären die weitere Überprüfung von Wechselwirkungen zwischen Befahrung und Sedimentlieferung, sowie vor allem die Datensammlung während dauerhafter Messreihen natürlicher Jahresgänge erstrebenswerte Ziele. Gerade die kontinuierliche Messung unter natürlichen Bedingungen, wie sie beispielsweise innerhalb der Bodenerosionsforschung auf landwirtschaftlich genutzten Oberflächen betrieben wird, ist unabdingbar, um langfristig ablaufende Prozesse zu quantifizieren. Dieser methodische Ansatz konnte in der vorliegenden Arbeit aufgrund des begrenzten Bearbeitungszeitraumes nur ansatzweise verfolgt werden. Die Erkenntnisse, die im Zuge der Einzelereignissimulationen gewonnen wurden, können jedoch als Argument für die Planung von solchen auf lange Zeiträume ausgelegten Messreihen dienen.

9 | Fazit

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, den Einfluss von Erschließungsnetzen in bewaldeten Einzugsgebieten auf Abflussbildung und Bodenerosion zu ermitteln. Bewusst wurde dabei ein multimodaler Ansatz gewählt, um eine möglichst hohe Datengüte zu gewährleisten. Die Geländemessungen dienten unter anderem der Überprüfung der Ergebnisse der Niederschlagssimulationen, die wiederum auch zur Kalibration der Modellierungsansätze verwendet wurden.

Die methodisch aufwändigen und hoch aufgelösten Niederschlagssimulationen bildeten den Kern der Arbeit. Anhand der hiermit erzeugten Datensätze kann dargelegt werden, dass eine Quantifizierung des anthropogenen Einflusses durch Wegebau auf Wasser- und Sedimenthaushalt in einem bewaldeten Einzugsgebiet möglich war. Die Ergebnisse zeigen, dass insbesondere persistente Weganlagen zu einem signifikanten Ansteigen des Oberflächenabflusses führen. Selbst bei den simulierten Starkregenereignissen war unbeeinflusster Waldboden in der Lage, das auftreffende Niederschlagswasser fast vollständig zu infiltrieren. Im Falle von Wegoberflächen fand dagegen eine deutliche Verschiebung des Verhältnisses zwischen Infiltration und Oberflächenabfluss statt. Hierdurch kam es insbesondere dann zu einem verstärkten Bodenabtrag, wenn die Wegoberfläche nur unzureichend befestigt war. Im Falle von Rückegassen war das Bodenerosionspotential auf den Flächen geringer, da meist eine schützende Streuauflage vorhanden war. Zusätzlich war die Erodibilität des Oberbodens aufgrund des vergleichsweise hohen Humusgehaltes und des hierdurch stabilen und lockeren Bodengefüges auf solchen Standorten deutlich geringer. Dennoch war der Einfluss der schadhaften Bodenverdichtung anhand der nach wie vor erhöhten Abflussraten deutlich nachweisbar. Die gewonnenen Erkenntnisse unterstreichen, dass aufgrund des verminderten Wasserrückhaltes und aufgrund der ökologischen Folgeschäden durch verstärkte Bodenerosionsprozesse ein Schadpotential durch Wegesysteme gegeben ist. Dieses erhöht sich mit der Erschließungsnetzdichte und dem Vordringen der Erschließung in besonders erosionsvulnerable Flächen wie Steillagen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit können eine unterstützende Handreichung für forstwirtschaftliche Akteure darstellen. Erstmals wurde der Einfluss von Wegen innerhalb eines mitteleuropäischen Einzugsgebiets unter expliziter Berücksichtigung von sowohl Wasser- als auch Sedimenthaushalt quantifiziert. Durch die Extrapolation der gewonnenen Daten mithilfe der Modellierungsansätze war es darüber hinaus möglich, eine Erosionsgefährdungskarte anzufertigen, die als zusätzliche Entscheidungshilfe für die Erschließungsplanung dienen kann. So können durch die Modellierung der Erosionspotentiale besonders gefährdete Standorte ausgewiesen werden und mögliche Gegenmaßnahmen wie etwa die Ableitung von Oberflächenabfluss oder der Schutz besonders erodibler Flächen ergriffen werden.

Es konnte nachgewiesen werden, dass auch im Falle eines mitteleuropäischen Einzugsgebiets, unter Berücksichtigung natürlicher, klimatischer und pedologischer Randparameter, die in der vorliegenden Fachliteratur für außereuropäische Standorte beschriebenen, hohen Abtragspotentiale von Waldwegen bestehen. Da die vorliegende Literatur vornehmlich Räume betrachtet, deren Relief- und Klimabedingungen von denen Mitteleuropas erheblich abweichen, stellen die erzielten Ergebnisse den erstmaligen Nachweis des hohen Schadpotentials der Walderschließung in Mitteleuropa dar. Dieser Aspekt ist bisher in der bestehenden Literatur zur forstwirtschaftlichen Erschließung in Mitteleuropa nicht repräsentiert, die sich bislang auf die Aspekte der Wuchsminderung und Bestandsschädigung durch Bodenverdichtung aufgrund von Befahrung konzentriert. Daher bilden die Ergebnisse dieser Arbeit einen neuen, wichtigen Baustein für das Verständnis der ökosystemaren Folgen forstwirtschaftlicher Nutzung und Gebietserschließung.

10 | Literatur

AD-HOC-AG BODEN (HRSG.) (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5., verbesserte und erweiterte Auflage, Hannover, 2005. In Kommission: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

AHNERT, FRANK (2009): Einführung in die Geomorphologie. 4. Auflage. UTB Verlag, Stuttgart.

AKSOY, HAFZULLAH; UNAL, N. ERDEM; COKGOR, SEVKET; GEDIKLI, ABDULLAH; YOON, JAEYOUNG; KOCA, KAAN; INCI, S. BORAN; ERIS, EBRU; PAK, GIJUNG (2013): Laboratory experiments of sediment transport from bare soil with a rill. In: Hydrological Sciences Journal, 58, 1505 – 1518.

ANDERSON, CHRISTOPHER J. & B. GRAME LOCKABY (2011): Research Gaps Related to Forest Management and Stream Sediment in the United States. In: Environmental Management, 47, 303 – 313.

ARCEMENT JR., G. J. & V. R. SCHNEIDER (1989): Guideline for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. United States Geological Survey Water-supply Paper 2339.

ARNÁEZ, J. & V. LARREA (1995): Erosion Processes and Rates on Road-Sides of Hill-Roads (Iberian System, La Rioja, Spain). In: Phys. Chem. Earth, 20, 395 – 401.

ATLAS, D., SRIVASTAVA, R.C., SEKHON, R.S., (1973): Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. In: Reviews of Geophysics 11, 1–35.

AUERSWALD, K.; FIENER, P. & R. DIKAU (2009): Rates of sheet and rill erosion in Germany — A meta-analysis. In: Geomorphology, 111, 182 – 193.

AUERSWALD, KARL (1998): Bodenerosion durch Wasser. In: RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

AUERSWALD, KARL & F. SCHMIDT (1986): Atlas der Erosionsgefährdung in Bayern – Karten zum flächenhaften Bodenabtrag durch Regen. In: GLA-Fachberichte 1, Geologisches Landesamt, München.

BAALES, M.; JÖRIS, O; STREET, M.; BITTMANN, F.; WENINGER, B. & J. WIETHOLD (2002): Impact of the late glacial eruption of the Laacher see volcano, Central Rhineland, Germany. In: Quaternary Research, 58, 273 – 288.

BACKES, C.; GALLUS, M.; SCHUBERT, D.; SCHÜLER, G. & R. VASEL (2007): Entschärfung von linearen Abflüssen durch vorsorgende Waldwegebautechnik. In: Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz Nr. 64/07. Trippstadt.

BACKES, CHRISTIAN (2005): Durchführung von Beregnungsversuchen und Herleitung eines Klassifizierungstools zur Bewertung des potentiellen Abflussverhaltens von Wege- und Linienstrukturen. Diplomarbeit im Fachbereich VI der Universität Trier, November 2005, unveröffentlicht.

BLANQUIES, JACQUELINE; SCHARFF, MISTY & BRENT HALLOCK (2003): The Design and Construction of a Rainfall Simulator. Presented at the International Erosion Control Association (IECA), 34th Annual

Conference and Exposition, Las Vegas, Nevada, February 24- 28, 2003. Caltrans Storm Water Program. Office of Water Programs, California State University, Sacramento. PP044.

BLUME, H.-P.; BRÜMMER, G. W.; HORN, R.; KANDELER, E.; KÖGEL-KNABNER, I.; KRETZSCHMAR, R.; STAHR, K. & B.-M. WILKE (HRSG.) (2010): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. 16. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

BÖHM, HANS (1964): Eine Klimakarte der Rheinlande. In: Erdkunde, XVIII, 202 – 206.

BONELL, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. In: Journal of Hydrology, 150, 217 – 275.

BONELL, M.; HENDRICKS, M. R.; IMESON, A. C. & L. HAZELHOFF (1984): The generation of storm runoff in a forested clayey drainage basin in Luxembourg. In: Journal of Hydrology, 71, 53 – 77.

BRANDT, C. J. (1989): The Size Distribution of Throughfall Drops under Vegetation Canopies. In: Catena, 16, 507 – 524.

BREBURDA, JOSEF & GEROLD RICHTER (1998): Kurze Geschichte der Bodenerosion und ihrer Erforschung in Mitteleuropa. In: RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998^b): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

BRODIE, I. & C. ROSEWELL (2007): Theoretical relationships between rainfall intensity and kinetic energy variants associated with stormwater particle washoff. In: Journal of Hydrology, 340, 40 – 47.

BÜCHEL, G. (1993): Maars of the Westeifel, Germany. In: NEGENDANK, J. F. W. & B. ZOLITSCHKA (Eds.): Lecture Notes in Earth Sciences, 49. Palaeolimnology of European Maar Lakes. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.

BUDWEG, MARTIN; BOCK, GÜNTER & MICHAEL WEBER (2006): The Eifel Plume – imaged with converted seismic waves. In: Geophys. J. Int., 166, 579 – 589.

BUNDESMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG UND LANDWIRTSCHAFT (BMEL) (2012): Förderbereich: Forsten. Grundsätze für die Förderung forstwirtschaftlicher Maßnahmen. Abrufbar unter: http://www.bmel.de/SharedDocs/Downloads/Landwirtschaft/Foerderung/GAK-Foerderungsgrundsaetze/2012/Forst.pdf?__blob=publicationFile (Datum des letzten Zugriffs: 11.04.2013)

BUNZA, GÜNTHER; DIESENHOFER, HANS-ECKARD; KARL, JOHANN; PORZELT, MICHAEL & JOHANN RIEDL (1985): Der künstliche Starkniederschlag der transportablen Beregnungsanlage nach Karl und Toldrian. In: DVWK Schriften, 71, 1 – 35.

BUTZEN, V.; SEEGER, M.; WIRTZ, S.; HUEMANN, M.; MÜLLER, C.; CASPER, M. & J. B. RIES (2014): Quantification of Hortonian overland flow generation and soil erosion in a Central European low mountain range using rainfall experiments. In: Catena, 113, 202 – 212.

CEDERHOLM, C. J.; REID; L. M. & E. O. SALO (1980): Cumulative Effects of Logging Road Sediment on Salmonid Populations in the Clearwater River, Jefferson County, Washington. Presented to the conference Salmon-Spawning Gravel: A Renewable Resource in the Pacific Northwest? Seattle, Washington October 6-7, 1980. Contribution No. 543, College of Fisheries, University of Washington, Seattle, Washington 98195.

CERDÀ, A.; IBÁÑEZ, S. & A. CALVO (1997): Design and operation of a small portable rainfall simulator for rugged terrain. In: Soil Technology, 11, 163 – 170.

CHRISTIANSEN, J. E. (1942): Irrigation by sprinkling. California Agric. Exp. Stn. Bull. 670, University of California, Berkeley.

CLARKE, MICHELLE A. & RORY P. D. WALSH (2007): A portable rainfall simulator for field assessment of splash and slopewash in remote locations. In: Earth Surface Processes and Landforms, 32, 2052 – 2069.

COLLINS, ADRIAN (2008): Damaged road verges as a sediment source in the Hampshire Avon ECSFDI priority catchment. Final Report CSF monitoring programme. Environment Systems ADAS UK Ltd.

COOK, CAROLYN & ADAM DRESSER (2007): Erosion and Channel Adjustments Following Forest Road Decommissioning, Six Rivers National Forest. In: FURNISS, M.; CLIFTON, C. & K. RONNENBERG (EDS.) (2007): Advancing the Fundamental Sciences: Proceedings of the Forest Service National Earth Sciences Conference, San Diego, CA, 18-22 October 2004, PNWGTR-689, Portland, OR: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.

COPELAND, N. S. & R. B. FOLTZ (2009): Improving Erosion Modeling on Forest Roads in the Lake Tahoe Basin: Small Plot Rainfall Simulations to Determine Saturated Hydraulic Conductivity and Interrill Erodibility. Paper written for the Presentation at the 2009 ASABE Annual International Meeting Sponsored by ASABE. Grand Sierra Resort and Casino, Reno, Nevada, June 21 – June 24, 2009.

CORREA, CARLA MARIA CAMARGO & JOCELITO CRUZ (2010): Erosão Real e Estimada Através da RUSLE em Estradas Florestais, em Relevo Ondulado a Fortamende Ondulado. (Real and Estimative Erosion Through RUSLE from Forest Roads in Undulated at Heavily Undulated Relief [sic!]). In: Revista Árvore, Viçosa-MG, 34, 587 – 595.

COVERT, ASHLEY & PETER JORDAN (2009): A Portable Rainfall Simulator: Techniques for Understanding the Effects of Rainfall on Soil Erodibility. In: Watershed Management Bulletin, 13, 5 – 9.

CROKE, JACKY; HARSINE, PETER & PETER FOGARTY (2001): Soil recovery from track construction and harvesting changes in surface infiltration, erosion and delivery rates with time. In: Forest Ecology and Management, 143, 3 – 12.

CROKE, JACKY & S. MOCKLER (2001): Gully Initiation and Road-to-Stream Linkage in a Forested Catchment, Southeastern Australia. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 205 – 217.

CSÁFORDI, PÉTER; PÖDÖR, ANDREA; BUG, JAN & ZOLTÁN GRIBOVSZKI (2012): Soil Erosion Analysis in a Small Forested Catchment Supported by ArcGIS Model Builder. In: Acta Silv. Lign. Hung., 8, 39 – 55.

DE BRITO CHAVES, Y. (1985): Photographic method for evaluating the size and velocity of rainfall drops. In: Proc. of the Sociedad Venezolana de la Ciencia del Suelo, 46 – 58.

DESMET, P. J. J. & G. GOVERS (1996): A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. In: Journal of Soil and Water Conservation, 51, 427 – 433.

DIETZ, PETER; KNIGGE, WOLFGANG & HANS LÖFFLER (2011): Walderschließung. Ein Lehrbuch für Studium und Praxis unter besonderer Berücksichtigung des Waldwegebaus. Reprint der 2. Auflage von 1984. Verlag Kessel, Remagen-Oberwinter.

DISSMEYER, GEORGE E. & GEORGE R. FOSTER (1980): A Guide for Predicting Sheet and Rill Erosion on Forest Land. Technical Publication SA-TP-11, Southeastern Forest Experiment Station and Southeastern Area, State & Private Forestry Atlanta, Asheville.

DOERR, STEFAN H.; SHAKESBY, R. A. & R. P. D. WALSH (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. In: Earth-Science Reviews, 51, 33 – 65.

DOERR, STEFAN H. (1998): On standardizing the ‘Water Drop Penetration Time’ and the ‘Molarity of an Ethanol Droplet’ techniques to classify soil hydrophobicity: A case study using medium textured soils. In: Earth Surface Processes and Landforms, 23, 663 – 668.

DOUGLAS, IAN (2003): Predicting road erosion rates in selectively logged tropical rain forests. In: Erosion Prediction in Ungauged Basins: Integrating Methods and Techniques (Proceedings of symposium I-IS01 held during IUGG2003 at Sapporo, July 2003. IAHS Publ. no. 279

DUBÉ, K.; MEGAHAN, W. & M. McCALMON (2004): WASHINGTON ROAD SURFACE EROSION MODEL (WARSEM) MANUAL. DEPARTMENT OF NATURAL RESOURCES, STATE OF WASHINGTON.

DUNKLEY, J.; WISE, M.; LESLIE, M. & D. COLLINS (2004): Effectiveness evaluation of road deactivation techniques on the west coast of Vancouver Island. BC Ministry of Forests, Research Section, Coast Forest Region, Nanaimo, BC. Extension Note EN-020.

DWA (Hrsg.) (2005): Arbeitsblatt DWA-A 904. Richtlinien für den ländlichen Wegebau. Hennef, 2005.

EBEL, ANDREAS (2006): Druckverteilung auf Kontaktflächen unter Forstreifen. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Fakultät für Forstwissenschaften und Waldökologie der Georg-August-Universität Göttingen.

ELLA, VICTOR B.; REYES, MANUEL R. & ROBERT YODER (2008): Effect of Hydraulic Head and Slope on Water Distribution Uniformity of a Low-cost Drip Irrigation System. Working Paper No. 01-08. Prepared by the Sustainable Agriculture and Natural Resource Management Collaborative Research Support Program (SANREM CRSP) and the Office of International Research, Education, and Development (OIRED), Virginia Tech. July 2008.

ELLIOT, W. J.; HALL, D. E. & D. L. SCHEELE (1999): WEPP interface for predicting forest road runoff, erosion and sediment delivery. Technical Documentation. USDA Forest Service.

ELLIOT, W. J. & D. E. HALL (1997): Water Erosion Prediction Project (WEPP) Forest Applications. USDA Forest Service.

EPEMA, G. F. & H. TH. RIEZEBOS (1983): Fall velocity of water drops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. In: DE PLOEY, J. [ED.]: Rainfall simulation, Runoff and Soil Erosion, Catena Suppl., 4, 1 – 17.

ERDMANN, KARL-HEINZ & CHRISTIANE SCHELL (2002): Natur zwischen Wandel und Veränderung: Ursache, Wirkungen, Konsequenzen. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

ERDOGAN, SAFFET (2009): A comparison of interpolation methods for producing digital elevation models at the field scale. In: Earth Surface Processes and Landforms, 34, 366 – 376.

ESRI (2013): ArcGIS Resources. Abrufbar unter:
<http://resources.arcgis.com/de/help/main/10.1/index.html#/na/00qn0000001p000000/> (Datum des letzten Zugriffs: 01.04.2014)

FEKIACOVA, Z.; MERTZ, D. F. & P. RENNE (2003): Geodynamic setting of the Hochschwarzwald volcano, western Germany. In: Geophysical Research Abstracts, 5, 10355.

FISTER, W.; ISERLOH, T.; RIES, J.B. & R.-G. SCHMIDT (2012): A portable combined wind and rainfall simulator for in situ soil erosion measurements. In: *Catena*, 91, 72 - 84.

FISTER, W.; ISERLOH, T.; RIES, J.B.; R.-G. SCHMIDT (2011): Comparison of rainfall characteristics of a small portable rainfall simulator and a combined portable wind and rainfall simulator. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55(3), 109 - 126.

FLANAGAN, DENNIS C.; GILLEY, JOHN E. & THOMAS G. FRANTI (2007): Water Erosion Prediction Project (WEPP): Development History, Model Capabilities, and Future Enhancements. In: *Transactions of the ASABE*, 50, 1603 – 1612.

FLANAGAN, DENNIS C. & STANLEY J. LIVINGSTON (1995): WEPP User Summary. NSERL Report No. 11, July 1995. National Soil Erosion Research Laboratory. USDA-ARS-MWA, 1196 SOIL Building, West Lafayette, IN 47907-1196.

FLANAGAN, SAM A.; FURNISS, MICHAEL J.; LEDWITH, TYLER S.; THIESEN, STAN; LOVE, MICHAEL; MOORE, KEMSET & JILL ORY (1998): Methods for Inventory and Environmental Risk Assessment of Road Drainage Crossings. 9877 1809-SDTDC. USDA Forest Service, Technology and Development Program. San Dimas, CA. 52 pp.

FOLTZ, RANDY B. & N. S. COPELAND (2009): Improving Erosion Modeling on Forest Roads in the Lake Tahoe Basin: Small Plot Rainfall Simulations to Determine Saturated Hydraulic Conductivity and Interrill Erodibility. ASABE Paper No. 095553. Written for presentation at the 2009 ASABE Annual International Meeting Sponsored by ASABE Grand Sierra Resort and Casino Reno, Nevada. June 21 – June 24, 2009

FOLTZ, RANDY B.; COPELAND, N. S. & W. J. ELLIOT (2009): Reopening abandoned forest roads in northern Idaho, USA: Quantification of runoff, sediment concentration, infiltration, and interrill erosion parameters. In: *Journal of Environmental Management*, 90, 2542 – 2550.

FORNIS, RICARDO L.; VERMEULEN, HANS R. & JAN D. NIEUWENHUIS (2005): Kinetic energy–rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. In: *Journal of Hydrology*, 300, 20 – 32.

FRANSEN, PETER J. B.; PHILLIPS, CHRIS J. & BARRY D. FAHEY (2001): Forest Road Erosion in New Zealand: Overview. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 165 – 174.

FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. Sammlung Geologischer Führer 56, Borntraeger, Berlin.

FRITZ, JOHANNES; KÜHNE, ANKE; SCHACK-KIRCHNER, HELMER & FRIEDERIKE LANG (2013): Sonderstandort Fahrspur – Perspektiven für eine Regeneration der Bodenstruktur. Tagungsbeitrag zur Jahrestagung der DBG: Böden – Lebensgrundlage und Verantwortung, Kommission I. 7. – 12.9.2013 in Rostock.

FROEHLICH, H. A.; MILES, D. W. R. & R. W. ROBBINS (1985): Soil bulk density recovery on compacted skid trails in central Idaho. In: *Soil Science Society of America Journal*, 49, 1015 – 1017

FUNK, R.; SKIDMORE, E. L. & L. J. HAGEN (2004): Comparison of wind erosion measurements in Germany with simulated soil losses by WEPS. In: *Environmental Modelling & Software*, 19, 177 – 183.

GHAHRAMANI, AFSHIN; ISHIKAWA, YOSHIHARU; GOMI, TAKASHI; SHIKARI, KATSUSHIGE & SHUSUKE MIYATA (2011): Effect of ground cover on splash and sheetwash erosion over a steep forested hillslope: A plot-scale study. In: *Catena*, 85, 34 – 47.

GILBERT, GROVE KARL (1917): Hydraulic mining debris in the Sierra Nevada. US Geological Survey Professional Paper 105. Government Printing Office, Washington.

GOUDIE, ANDREW S. (2009): The Nature of the Environment. 4th Edition. Blackwell Publishers Ltd., Oxford.

GOVERS, G. (1985): Selectivity and transport capacity of tin flows in relation to rill erosion. In: Catena, 12, 35 – 49.

GRAF, WALTER H. (1998): Fluvial Hydraulics: Flow and Transport Processes in Channels of Simple Geometry. J. Wiley and Sons, Chichester.

GRANT, G. E.; LEWIS, S. L.; SWANSON, F. J.; CISSEL, J. H. & J. J. McDONNELL (2008): Effects of forest practices on peak flows and consequent channel response: a state-of-science report for western Oregon and Washington. USDA Forest Service General Technical Report PNW-GTR-760.

GRAYSON, R. B.; HAYDON, S. R.; JAYASURIYA, M. D. A. & B. D. FINLAYSON (1993): Water quality in mountain ash forests – separating the impacts of roads from those of logging operations. In: Journal of Hydrology, 150, 459 – 480.

GROTE, TH.; MARCELINO, F.; BARILLI, J.; NASCIMENTO, F.; FENNER, P.T.; SCHACK-KIRCHNER, H. & E. E. HILDEBRAND (2005): Erosion auf Walderschließungslinien. In: BERICHTE FREIBURGER FORSTLICHE FORSCHUNG, 62 (2005): Wasservorsorge in bewaldeten Einzugsgebieten. Gemeinsames Kolloquium des Arbeitskreises „Waldböden“ der DBG und der Sektion Wald und Wasser im DVFFA in Freiburg vom 2. bis 3. Juni 2005. Eigenverlag der FVA, Freiburg.

GRÜLL, MARTIN (2011): Den Waldboden schonen – Vorsorgender Bodenschutz beim Einsatz von Holzerntetechnik. In: Eberswalder Forstliche Schriftenreihe, 47, 37 – 44.

GRUNEWALD, STEFFEN; WEBER, MICHAEL & RAINER KIND (2001): The upper mantle under Central Europe: indications for the Eifel plume. In: Geophys. J. Int., 147, 590 – 601.

GUNN, ROSS & GILBERT D. KINZER (1949): The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. In: Journal of Meteorology, 6, 243 – 248.

HAGANS, DANNY K.; WEAVER, WILLIAM E. & MARY ANN MADEJ (1986): Long Term on-site and off-site Effects of Logging and Erosion in the Redwood Creek Basin, Northern California. In: American Geophysical Union Meeting on Cumulative Effects. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement Technical Bulletin No. 490, 38 – 66.

HAHN, JENS & CHRISTIAN OPP (2011): Eigenschaften von Laacher See-Tephra enthaltenden Bodensubstraten in eruptionsnaher und eruptionsferner Position. Tagungsbeitrag zur Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft „Böden verstehen – Böden nutzen – Böden fit machen“, September 2011, Berlin.

HÅKONSSON, INGE; VOORHEES, WARD B. & HUGH RILEY (1988): Vehicle and Wheel Factors Influencing Soil Compaction and Crop Response in Different Traffic Regimes. In: Soil & Tillage Research, 11, 239 – 282.

HARR, R. DENNIS & ROGER A. NICHOLS (1993): Stabilizing Forest Roads to Help Restore Fish Habitats: A Northwest Washington Example. In: Fisheries, 18, 18 – 22.

HASSENPLUG, WOLFGANG (1998): Bodenerosion durch Wind. In: RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998^b): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

HENNINGSEN, DIERK & GERHARD KATZUNG (2006): Einführung in die Geologie Deutschlands. 7. überarbeitete und erweiterte Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

HIKEL, H.; YAIR, A.; SCHWANGHART, W.; HOFFMANN, U.; STRAEHL, S. & N. J. KUHN (2013): Experimental investigation of soil ecohydrology on rocky desert slopes in the Negev Highlands, Israel. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände Volume 57, Supplementary Issue 1, 39 – 58.

HORN, R.; VOSSBRINK, J. & S. BECKER (2004): Modern forestry vehicles and their impacts on soil physical properties. In: Soil and Tillage Research, 79, 207 – 219.

HOOVER, M. D. (1952): Water and timber management. In: Journal of Soil Water Conservation, 7, 75 – 78.

HOWELL, TERRY A. (2003): Irrigation Efficiency. In: STEWART, B. A.; HOWELL, TERRY A. (EDS.) (2003): Encyclopedia of Water Science. Marcel Dekker Inc, New York.

HUDSON, NORMAN (1995): Soil Conversation. Fully revised and updated third edition. B T Batsford Limited, London.

ICS (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY) (2012): International Chronostratigraphic Chart. Veröffentlicht auf www.stratigraphy.org.

ISERLOH, T.; RIES, J. B.; ARNÁEZ, J.; BOIX FAYOS, C.; BUTZEN, V.; CERDÀ, A.; ECHEVERRÍA, M. T.; FERNÁNDEZ-GÁLVEZ, J.; FISTER, W.; GEIßLER, C.; GÓMEZ, J. A.; GÓMEZ-MACPHERSON, H.; KUHN, N. J.; LÁZARO, R.; LEÓN, F. J.; MARTÍNEZ-MENA, M.; MARTÍNEZ-MURILLO, J. F.; MARZEN, M.; MINGORANCE, M. D.; ORTIGOSA, L.; PETERS, P.; REGÜÉS, D.; RUIZ-SINOGA, J. D.; SCHOLTEN, T.; SEEGER, M.; SOLÉ-BENET, A.; WENGEL, R. & S. WIRTZ (2013): European small portable rainfall simulators: a comparison of rainfall characteristics. In: Catena, 110, 100 – 112.

ISERLOH, T.; RIES, J. B.; CERDÁ, A.; ECHEVERRÍA, M. T.; FISTER, W.; GEIßLER, C.; KUHN, N. J.; LEÓN, F. J.; PETERS, P.; SCHINDEWOLF, M.; SCHMIDT, J.; SCHOLTEN, T. & M. SEEGER (2013^b): Comparative measurements with seven rainfall simulators on uniform bare fallow land. In: Zeitschrift für Geomorphologie, 57(1), 11 – 26.

ISERLOH, T.; FISTER, W.; MARZEN, M.; SEEGER, M.; KUHN, N.J. & J. B. RIES (2013^c): The role of wind-driven rain for soil erosion – an experimental approach. In: Zeitschrift für Geomorphologie, 57 (1), 193 - 201.

ISERLOH, THOMAS (2013): Niederschlagsimulationen mit kleinen mobilen Beregnungsanlagen – Tropfenerzeugung, Regnervergleich, windbeeinflusster Niederschlag. Arbeit zur Erlangung des akademischen Grades Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) des Fachbereichs VI der Universität Trier. Trier, 06. Februar 2013.

ISERLOH, T.; FISTER, W.; SEEGER, M.; WILLGER, H. & J. B. RIES (2012): A small portable rainfall simulator for reproducible experiments on soil erosion. In: Soil & Tillage Research, 124, 131 – 137.

JHA, S.; WESTERN, A.; MAY, D.; TURNER, J. & G. GARDINER (2007): A Monte Carlo Analysis of Sediment Load from Unsealed Forest Road Crossings. In: International Congress on Modeling and Simulation Society of Australia and New Zealand. Melbourne, Australia, 2390–2395.

- JONES, J. A.; ACHTERMAN, G. L.; AUGUSTINE, L. A.; CREED, I. F.; FFOLLIOTT, P. F.; MACDONALD, L. & B. C. WEMPLE (2009): Hydrologic effects of a changing forested landscape – challenges for the hydrological sciences. In: *Hydrological Processes*, 23, 2699 – 2704.
- JUNG, CAROLINE; JUNG, STEFAN; HOFFER, EDGAR & JASPER BERNDT (2006): Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hocheifel, Germany. In: *Journal of Petrology*, 47, 1637 – 1671.
- KALKKUHL, RENE (2013, n.v.): GIS-basierte Erfassung und Modellierung der Bodenerosionspotentiale auf dem Wegsystem im Naturschutzgebiet Laacher See. Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Science im Fach BioGeoWissenschaften. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.
- KARA, TEKIN; EKMEKCI, EMINE & MEHMET APAN (2008): Determining the Uniformity Coefficient and Water Distribution Characteristics of Some Sprinklers. In: *Pakistan Journal of Biological Sciences*, 11, 214 – 219.
- KASIG, W. (1995): Geologie der Eifel. In: EIFELVEREIN [HRSG.] (1995): Eifelführer. 37. Aufl., Eifelverein, Düren, 19 – 37.
- KELLER, J. & R. D. BLIESNER (1990): Sprinkle and trickle irrigation. Van Nostrand Reinhold, New York.
- KETCHESON, GARY L. & WALTER F. MEGAHAN (1996): Sediment Production and Downslope Sediment Transport from Forest Roads in Granitic Watersheds. Research Paper INT-RP-486, USDA Forest Service, Intermountain Research Station, Ogden, UT.
- KEYSER, MATTHIAS; RITTER, JOACHIM R. R. & MICHAEL JORDAN (2002): 3D shear-wave velocity structure of the Eifel plume, Germany. In: *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 59 – 82.
- KING, JOHN G. (1984): Ongoing studies in Horse Creek on water quality and water yield. Tech. Bull. 435. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement, New York.
- KINNELL, P. I. A. (2005): Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. In: *Hydrological Processes*, 19, 2815 – 2844.
- KLEBER, MARKUS & REINHOLD JAHN (2007^A): Andosols and soils with andic properties in the German soil taxonomy. In: *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 170, 317 – 328.
- KLEBER, MARKUS & REINHOLD JAHN (2007^B): Soils of volcanic regions of Germany. In: ARNALDS, Ó.; ÓSKARSSON, H.; BARTOLI, F.; BUURMAN, P.; STOOPS, G. & E. GARCÍA-RODEJA (Eds.) (2007): Soils of Volcanic Regions in Europe. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- KNIGHTON, DAVID (1998): Fluvial Forms and Processes: A New Perspective. 2nd Edition. Hodder Arnold, London.
- KOHL, R. A. & D. W. DEBOER (1984): Drop size distributions for a low pressure spray type agricultural sprinkler. In: *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 27, 1836 – 1840.
- KÜHL, NORBERT; MOSCHEN, ROBERT; WAGNER, STEFANIE; BREWER, SIMON & ODILE PEYRON (2009): A multiproxy record of late Holocene natural and anthropogenic environmental change from the Sphagnum peat bog Dürres Maar, Germany: implications for quantitative climate reconstructions based on pollen. In: *Journal of Quaternary Science*, 25, 675 – 688.
- KUHNERT, MATTHIAS (2006): Untersuchungen von oberflächennahen Prozessen auf hydrophoben Böden. In: *Forum Geoökologie*, 17, 24 – 26.

KÜSTER, FABIAN (2014, n.v.): Quantifizierung von Horton'schem Oberflächenabfluss und Sedimentlieferung auf Waldstandorten mittels Kleinberegnungssimulation. Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Science im Fach BioGeoWissenschaften. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.

LA MARCHE, JONATHAN L. & DENNIS P. LETTENMAIER (2001): Effects of Forest Roads on Flood Flows in the Deschutes River, Washington. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 115 – 134.

LANE, PATRICK N. J. & GARY J. SHERIDAN (2002): Impact of an unsealed forest road stream crossing: water quality and sediment sources. In: Hydrological Processes, 16, 2599 – 2612.

LAUER, WILHELM & JÖRG BENDIX (2004): Klimatologie. 2. neu bearbeitete Auflage. Westermann Schulbuchverlag GmbH, Braunschweig.

LAWLS, J. O. & D. A. PARSONS (1943): The relationship of raindrop size to intensity. In: Trans. Am. Geophys. Union, 24, 452 – 460.

LAWLS, J. O. (1941): Measurement of the fall-velocity of water drops and rain drops. In: Trans. Am. Geophys. Union, 22, 709 – 721.

LECHLER, (O.J.): Vollkegeldüsen. Spezifikationskatalog. Abrufbar unter: http://www.lechler.de/is-bin/intershop.static/WFS/LechlerDE-Shop-Site/LechlerDE-Shop/de_DE/PDF/05_service_support/industrie/katalog/deutsch/Katalog_112/03_Vollkegel_d_112.pdf (Datum des letzten Zugriffs: 03.11.2013)

LE MAITRE, R. W. [ED.]; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B.; LE BAS, M. J.; BONIN, B.; BATEMAN, P; BELLINI, G.; DUDEK, A.; EFREMOVA, S; KELLER, J.; LAMEYRE J.; SABINE, P. A.; SCHMID, R.; SØRENSEN & A. R. WOOLLEY (2008): Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambridge.

LE MAITRE, R. W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. In: Australian Journal of Earth Science, 31, 243 – 255.

LGB RLP (LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ) (HRSG.) (2010): Einstufung der landwirtschaftlichen Nutzfläche nach dem Grad ihrer Erosionsgefährdung durch Wasser gemäß der Direktzahlungen-Verpflichtungenverordnung in Rheinland-Pfalz. Abrufbar unter: http://mapserver.lgb-rlp.de/php_boden_cc/meta/cc_doku.pdf (Datum des letzten Zugriffs: 22.03.2013)

LGB RLP (LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ) (HRSG.) (2008): Dokumentation zur Bodenübersichtskarte 1:200.000 (BÜK200) von Rheinland-Pfalz. Abrufbar unter: http://mapserver.lgb-rlp.de/php_bfd200/meta/Dokumentation_BUEK200_RLP.pdf (Datum des letzten Zugriffs: 20.10.2014)

LGB RLP (LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ) (HRSG.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

LIEDTKE, HERBERT & JOACHIM MARCINEK (2002): Physische Geographie Deutschlands. 3., überarbeitete und erweiterte Auflage. Klett Verlag, Stuttgart.

LIPPOLT, H. J. (1982): K / Ar age determinations and the correlation of Tertiary volcanic activity in Central Europe. In: Geologisches Jahrbuch Hannover, D52, 113 – 135.

LOHAUS, MARCELL (2013, n.v.): Ermittlung der Korngrößen Zusammensetzung ausgewählter Weg- und Böschungs-oberflächen im Naturschutzgebiet Laacher See zur Herleitung spezifischer K-Faktoren.

Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Education im Fach Geographie. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.

LORITO, S.; PAVANELLI, D.; BIGI, A.; STANCHI, S. & G. VIANELLO (2004): Introduction of GIS-based RUSLE model for land planning and environmental management in three different Italian ecosystems. Full Paper of a Presentation at EUROSOL 2004, Sept. 04 – 12 in Freiburg / Germany. Abrufbar unter: http://www.bodenkunde2.uni-freiburg.de/eurosoil/abstracts/id684_Lorito_full.pdf (Datum des letzten Zugriffs: 26.03.2013)

LUCE, CHARLES H. (2002): Hydrological processes and pathways affected by forest roads: what do we still need to learn? In: Hydrological Processes, 16, 2901 – 2904.

LUCE, CHARLES H. & BEVERLY C. WEMPLE (2002): Introduction to Special Issue on Hydrologic and Geomorphic Effects of Forest Roads. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 111 – 113.

LUCE, CHARLES H. & THOMAS A. BLACK (1999): Sediment production from forest roads in western Oregon. In: Water Resources Research, 35, 2561 – 2570.

LÜSCHER, PETER; FRUTIG, FRITZ & OLIVER THEES (2005): Physikalischer Bodenschutz im Wald ist kein Luxus. In: Zürcher Wald 6/2005, 10 – 13.

LWF (Hrsg.) (2012): Merkblatt 22 der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft. Bodenschutz im Forstmaschineneinsatz. LWF, Freising.

MACDONALD, LEE H.; SAMPSON, ROBERT W. & DONALD M. ANDERSON (2001): Runoff and Road Erosion at the Plot and Road Segment Scales, St. John, US Virgin Islands. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 251 – 272.

MADEJ, MARY ANN (2001): Erosion and Sediment Delivery Following Removal of Forest Roads. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 175 – 190.

MANIAK, ULRICH (2010): Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure. 6., neu bearbeitete Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

MAROUPOOR, ELISA; FARYABI, ARSALAN; GHAMARNIA, HOUSHANG & GORAN YAMIN MOSHREFI (2010): Evaluation of Uniformity Coefficients for Sprinkler Irrigation Systems under Different Field Conditions in Kurdistan Province (Northwest of Iran). In: Soil & Water Res., 5, 139 – 145.

MARSHALL, J. S. & W. MC K. PALMER (1948): The distribution of raindrops with size. In: Journal of Meteorology, 5, 165 – 166.

MASANNEK, LENA (2012, n.v.): Einfluss des Bimsabbaus auf bodenphysikalische und standortökologische Eigenschaften im Laacher See Gebiet. Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Education im Fach Geographie. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.

MÄTZLER, C. (2002): Drop-Size Distributions and Mie Computations for Rain. Research. In: Report No. 2002-16. Institut für Angewandte Physik, Uni Bernensis.

MCGINTY, KATHLEEN (2007): Controlling Erosion and Sediment from Timber Harvesting Operations. The Commonwealth of Pennsylvania Department of Environmental Protection Bureau of Watershed Management Harrisburg, Pennsylvania.

MEGAHAN, WALTER F.; WILSON, M. D. & S. B. MONSEN (2001): Sediment Production from Granitic Cutslopes on Forest Roads in Idaho, USA. In: In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 153 – 163.

MEGAHAN, WALTER F. (1974): Erosion over time on severely disturbed granitic soils: a model. Research Paper INT-156. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station, Ogden.

MELVILLE, BRUCE W. & STEPHEN COLEMAN (2000): Bridge scour. Water Resources Publications, LLC. Highlands Ranch, CO.

MEYER, WILHELM & J. STETS (1994): Geologie des Ardennisch-Rheinischen-Schiefergebirges In: VON KOENIGSWALD, W. & W. MEYER [HRSG.] (1994): Erdgeschichte im Rheinland. Fossilien und Gesteine aus 400 Millionen Jahren. Pfeil Verlag, München, 13 – 34.

MEYER, WILHELM (1988): Geologie der Eifel. 2., ergänzte Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

MINISTERIUM FÜR UMWELT, FORSTEN, UND VERBRAUCHERSCHUTZ (MUFV) RLP (2011): Zuwendungen zur Förderung der Forstwirtschaft (Fördergrundsätze-Forst). Verwaltungsvorschrift des Ministeriums für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz vom 17. Januar 2007 (10515.4500). Abrufbar unter: <http://www.wald-rlp.de/fileadmin/website/downloads/foerderung/fgf.pdf> (Datum des letzten Zugriffs: 26.03.2013)

MITASOVA, HELENA; BROWN, W.M.; HOHMANN, M. & S. WARREN (2002): Using Soil Erosion Modelling for Improved Conservation Planning: A GIS-based Tutorial. Geographic Modeling Systems Lab, University of Illinois at Urbana-Champaign (UIUC). Abrufbar unter: <http://www4.ncsu.edu/~hmitaso/gmslab/reports/CerlErosionTutorial/denix/denixstart.html> (Datum des letzten Zugriffs: 18.05.2014)

MITASOVA, HELENA (1999): Modelling soil detachment with RUSLE 3d using GIS. Abrufbar unter: <http://skagit.meas.ncsu.edu/~helena/gmslab/denix/usle.html> (Datum des letzten Zugriffs: 22.03.2013)

MITASOVA, HELENA; HOFIERKA, JAROSLAV; ZLOCHA, MAROS & LOUIS R. IVERSON (1996): Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. In: International Journal of GIS, 10, 629 – 641.

MOORE, I. & G. BURCH (1986): Physical basis of length-slope factor in the universal soil loss equation. In: Soil Science Society of America Journal, 50, 1294 – 1298.

MORGAN, ROYSTON P. C. (2005): Soil Erosion and Conservation. Third edition. Blackwell Publishing Ltd, Oxford, UK.

MORGAN, ROYSTON P. C. (1999): Bodenerosion und Bodenerhaltung. Enke im Georg Thieme Verlag, Stuttgart.

MORGAN, W. J. (1971): Convective plumes in the lower mantle. In: Nature, 230, 42 – 43.

MOSLEY, M. P. (1982): The effect of a new zealand beech forest canopy on the kinetic energy of water drops and on surface erosion. In: Earth Surface Processes and Landforms, 7, 103 – 107.

MURAWSKI, H. & W. MEYER (2010): Geologisches Wörterbuch. 12. Aufl., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

NATURAL ENGLAND (2007): Improving irrigation water use efficiency. Evaluating in-field irrigation systems. Reference tool for Workshops of the Cranfield University, the NFU and the UK Irrigation Association.

NETELER, MARKUS & HELENA MITASOVA (2002): Open Source Gis: A Grass Gis Approach. 1. Auflage, Springer Science + Business Media, Boston.

NEUFELD, VICTOR (2013, n.v.): GIS-basierte Kartierung und räumliche Verortung waldweginduzierter Erosions- und Depositionsformen im Bereich des Veitskopfs (NSG Laacher See) unter Betrachtung spezifischer Fragestellungen zur ökologischen Standortqualität. Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Science im Fach BioGeoWissenschaften. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.

ORTSGEMEINDE WASSENACH (2011): Wassenach aktuell, Juli 2011. Abrufbar unter: <http://www.wassenach.brohltal.de/aktuelles/2011/2011-07-29-wassenach-aktuell.pdf> (Datum des letzten Zugriffs: 09.04.2014)

PETAN, S.; RUSJAN, S.; VIDMAR, A. & MIKOŠ, M. (2010): The rainfall kinetic energy–intensity relationship for rainfall erosivity estimation in the mediterranean part of Slovenia. In: *Journal of Hydrology*, 391, 314 – 321.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L. & T. A. McMAHON (2007): Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. In: *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1633 – 1644.

PRESS, FRANK & RAYMOND SIEVER (2003): Allgemeine Geologie. Einführung in das System Erde. 3. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg.

RAIKES, S. & K.-P. BONJER (1983): Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish Massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements. In: FUCHS ET AL. (Eds.) (1983): Plateau Uplift. Springer Verlag, Berlin.

RAMOS-SCHARRÓN, C. E. & L. H. MACDONALD (2005): Measurement and prediction of sediment production from an unpaved road segment, St. John, US Virgin Islands. In: *Hydrological Processes*, 21, 35 – 50.

REGENAUER-LIEB, KLAUS (1999): Dilatant plasticity applied to Alpine collision: ductile void growth in the intraplate area beneath the Eifel volcanic field. In: *Journal of Geodynamics*, 27, 1 – 21.

REID, LESLIE M. & THOMAS DUNNE (1984): Sediment Production from Forest Road Surfaces. In: *Water Resources Research*, 20, 1753 – 1761.

RENSCHLER, CHRIS S. (2003): Designing geo-spatial interfaces to scale process models: the GeoWEPP approach. In: *Hydrological Processes*, 17, 1005 – 1017.

RICHTER, GEROLD (1998^a): Bodenerosion und Kulturlandschaft. In: RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998^b): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998^b): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.

RIEDE, FELIX; BAZELY, OLIVER; NEWTON, ANTHONY J. & CHRISTINE S. LANE (2011): A Laacher-See-eruption supplement to TephraBase: Investigating distal tephra fallout dynamics. In: *Quaternary International*, 246, 134 – 144.

RIEDEL, MARK S.; SWIFT JR., LLOYD W.; VOSE, JAMES M. & BARTON D. CLINTON (2007): Forest Road Erosion Research at the Coweeta Hydrologic Laboratory. In: FURNISS, M.; CLIFTON C. & K. RONNENBERG (EDS.) (2007): Advancing the Fundamental Sciences: Proceedings of the Forest Service National Earth

Sciences Conference, San Diego, CA, 18-22 October 2004, PNWGTR 689, Portland, OR: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.

RIES, J. B.; MARZEN, M.; ISERLOH, T. & W. FISTER (2014): Soil erosion in Mediterranean landscapes - Experimental investigation on crusted surfaces by means of the Portable Wind and Rainfall Simulator. In: *Journal of Arid Environments*, 100-101, 42 – 51.

RIES, J. B.; ISERLOH, T.; SEEGER, M. & D. GABRIELS (2013): Rainfall simulations – constraints, needs and challenges for a future in soil erosion research. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, 57(1), 1 – 10.

RIES, J. B.; SEEGER, M.; ISERLOH, T.; WISTORF, S. & W. FISTER (2009): Calibration of simulated rainfall characteristics for the study of soil erosion on agricultural land. In: *Soil & Tillage Research*, 106, 109 – 116.

RITTER, JOACHIM R. R. & ULRICH R. CHRISTENSEN (HRSG.) (2007): Mantle Plumes – a Multidisciplinary Approach. Springer Verlag, Heidelberg.

RITTER, JOACHIM R. R. (2002): Results of the Eifel Plume Project and Geodynamic Interpretations. In: Contributions of the 90th session of the Journées Luxembourgeoises de Géodynamique (November 2002).

RLP (Land Rheinland-Pfalz) (1940 – 1996): Rechtsverordnung 13110. Gesamtverordnung inkl. Altverordnungen und Änderungsverordnungen. Abrufbar unter: <http://www.naturschutz.rlp.de/Dokumente/rvo/nsg/pdf/NSG-7131-006.pdf> (Datum des letzten Zugriffs: 20.01.2013)

ROBICHAUD, P. R.; WAGENBRENNER, J. W. & R. E. BROWN (2010): Rill erosion in natural and disturbed forests: 1. Measurements. In: *Water Resources Research*, 46, W10506.

SALVADOR, R.; BAUTISTA-CAPETILLO, C.; BURGUETE, J.; ZAPATA, N.; SERRETA, A. & E. PLAYÁN (2009): A photographic method for drop characterization in agricultural sprinklers. In: *Irrig. Sci.*, 27, 307 – 317.

SAVAT, J. (1982): Common and uncommon selectivity in the process of fluid transportation: field observations and laboratory experiments on bare surfaces. In: *Aridic Soils and Geomorphic Processes*, Catena Suppl. 1, 139 – 160.

SCHMINCKE, H. U. (2007): The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany). In: RITTER, JOACHIM R. R. & ULRICH R. CHRISTENSEN (HRSG.) (2007): Mantle Plumes – a Multidisciplinary Approach. Springer Verlag, Heidelberg.

SCHMINCKE, H. U.; PARK, C. & E. HARMS (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. In: *Quaternary International*, 61, 61 – 72.

SCHMINCKE, H. U. (1988): Vulkane im Laacher See-Gebiet: Ihre Entstehung und heutige Bedeutung. Bode Verlag, Haltern.

SCHNEIDER, A. D. (2000): Efficiency and Uniformity of the LEPA and Spray Sprinkler Methods: A Review. In: *Transactions of the ASAE*, 43, 937 – 944.

SCHNEPP, ELISABETH (1996): Geomagnetic paleointensities derived from volcanic rocks of the Quaternary East Eifel volcanic field, Germany. In: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 94, 23 – 41.

SCHWERTMANN, U.; VOGL, W. & M. KAINZ (1987): Bodenerosion durch Wasser. Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.

SCHWICKERT, P. W. (2009): Das Laacher Kuppenland. Eine vegetationsgeographische Untersuchung als Beitrag zur naturräumlichen Gliederung. Dissertation am Institut für Integrierte Naturwissenschaften (IfIN) der Universität Koblenz-Landau.

SEBASTIAN, U. (2009): Gesteinskunde: Ein Leitfaden für Einsteiger und Anwender. 1. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

SHERIDAN, GARY J.; NOSKE, PHILIP J.; LANE, PATRICK N. J. & CHRISTOPHER B. SHERWIN (2008): Using rainfall simulation and site measurements to predict annual interrill erodibility and phosphorus generation rates from unsealed forest roads: Validation against in-situ erosion measurements. In: *Catena*, 73, 49 – 62.

SHERIDAN, GARY & PHILIP NOSKE (2005): Quantifying the water quality benefits of erosion and sediment control practices on unsealed forest roads. Final Report 2005. Research Report for the Gippsland Lakes Future Directions Action Plan and the Victorian Forest Service, Department of Sustainability and Environment. School of Forest and Ecosystem Science, University of Melbourne.

SHIELDS, A. (1936): Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. In: Mitteilungen der Preußischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, 26, 1 – 26.

SIEPEL, ADAM C.; STEENHUIS, TAMMO S.; ROSE, CALVIN W.; PARLANGE, J.-YVES & GREGORY F. McISAAC (2002): A simplified hillslope erosion model with vegetation elements for practical application. In: *Journal of Hydrology*, 258, 111 – 121.

SKAUGSET, ARNE E.; SURFLEET, CHRISTOPHER G.; MEADOWS, MATTHEW W. & JOSEPH AMANN (2011): Evaluation of Erosion Prediction Models for Forest Roads. In: *Transportation Research Record: Journal of the Transportation Research Board*, No. 2203, Transportation Research Board of the National Academies, Washington, 3 – 12.

SLATIN, NIKLAS (2014, n.v.): Empirische Überprüfung und GIS-basierte Kartierung von Abflussbildung und Bodenerosion auf Waldwegen und Rückgassen. Bachelorarbeit zur Erlangung des Grades Bachelor of Science im Fach BioGeoWissenschaften. Universität Koblenz-Landau. Erstbetreuung: Dipl.-Geogr. J. J. Zemke.

SPIES, THOMAS A.; HIBBS, DAVID E.; OHMANN, JANET L.; REEVES, GORDON H.; PABST, ROBERT J.; SWANSON, FREDERICK J.; WHITLOCK, CATHY; JONES, JULIA A.; WEMPLE, BEVERLY C.; PARENDES, LAURIE A. & BARBARA A. SCHRADER (2002): The Ecological Basis of Forest Ecosystem Management in the Oregon Coast Range. In: Hobbs, S. D.; Hayes, J. P.; Johnson, R. L.; Reeves G. H.; Spies, T. A.; Tappeiner II, J. C. & G. E. Wells (eds.) (2002): Forest and stream management in the Oregon Coast Range. Oregon State University Press, Corvallis, Oregon.

STRINGER, JEFF & LAURIE TAYLOR (1998): Erosion from Logging Roads and Skid Trails: case study data from Robinson Forest. Department of Forestry Fact Sheet: FORFS 98-15. Cooperative Extension Service, University of Kentucky, College of Agriculture.

STUMPF, FRANK & KARL AUERSWALD (2006): Hochaufgelöste Erosionsprognosekarten von Bayern. In: *WasserWirtschaft*, 7 – 8, 70 – 74.

SURFLEET, CHRISTOPHER G. (2007): Watershed Analysis Results for Mendocino Redwood Company Lands in Coastal Mendocino and Sonoma Counties. USDA Forest Service Gen. Tech. Rep. PSW-GTR-194.

SWIFT, L. W., JR. (1984A): Gravel and grass surfacing reduces soil loss from mountain roads. In: *Forest Science*, 30, 657 – 670.

- SWIFT, L. W., JR. (1984B): Soil losses from roadbeds and cut and fill slopes in the southern Appalachian Mountains. In: *Southern Journal of Applied Forestry*, 8, 209 – 213.
- SWITALSKI, T. A.; BISSONETTE, J. A.; DELUCA, T. H.; LUCE, C. H. & M. A. MADEJ (2004): Benefits and impacts of road removal. In: *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2, 21 – 28.
- SYMADER, WOLFHARD (1998): Bodenerosion und Gewässerbeschaffenheit. In: RICHTER, GEROLD (HRSG.) (1998): Bodenerosion: Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- TAGUE, CHRISTINA & LARRY BAND (2001): Simulating the Impact of Road Construction and Forest Harvesting on Hydrologic Response. In: *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 135 – 151.
- TEMPEL, MICHAEL; HILGER, BEATE & DIETER KÖNIG (2011): Der Einfluss anthropogenen return flows auf das Abflussverhalten eines bewaldeten Teileinzugsgebietes der Nahe. In: GRAAFEN, R. & D. KÖNIG (Hrsg.) (2011): Koblenzer Geographisches Kolloquium 33. Jahresschrift 2011, 109 – 125. Koblenz.
- TEMPEL, MICHAEL (2006): Abflussverhalten kleiner, forstlich genutzter Bacheinzugsgebiete am Beispiel des Einzugsgebietes des Oberen Gräfenbaches im Soonwald/Hunsrück. Dissertation zur Erlangung des Grades Doktor der Naturwissenschaften am Fachbereich Chemie, Pharmazier und Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität Mainz. Mainz, 2006.
- THIES CLIMA (2008): Bedienungsanleitung 021340/08/07. Laser Niederschlags Monitor. 5.4110.xx.x00 V2.4 STD. Adolf Thies GmbH & Co. KG, Göttingen.
- THOMPSON, MATTHEW P. & JOHN SESSIONS (2010): Exploring Environmental and Economic Trade-offs Associated with Aggregate Recycling from Decommissioned Forest Roads. In: *Environ Model Assess*, 15, 419 – 432.
- THORUD, D. B. & S. S. FRISSELL (1976): Time changes in soil density following compaction under an oak forest. *Minnesota Forest Research Notes*, No. 257.
- TLL (Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft) (2007): C-Faktorentabelle des VERSTOLA Projektes. Erstellt durch die U.A.S. Umwelt- und Agrarstudien GmbH, Jena. Nicht publiziert, abrufbar unter: <http://www.tll.de/verstola/content/verstola/methodik/dabag/c-faktor/c-tabelle.html> (Datum des letzten Zugriffs: 26.03.2013)
- TOSSELL, R. W.; DICKINSON, W. T.; RUDRA, R. P. & G. J. WALL (1987): A portable rainfall simulator. In: *Can. Agric. Eng.*, 29, 155 – 162.
- TROMBULAK, STEPHEN C. & CHRISTOPHER A. FRISSELL (2001): Review of Ecological Effects of Roads on Terrestrial and Aquatic Communities. In: *Conservation Biology*, 14, 18 – 30.
- VAN DIJK, A. I. J. M.; BRUIJNZEEL, L. A. & C. J. ROSWELL (2002): Rainfall intensity – kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. In: *Journal of Hydrology*, 261, 1 – 23.
- VAN HOOFF, P. P. M. & Vis, M. (1978): De filtreerpapier methode voor bepaling van de druppelgrootte verdeling van regen, Fysisch Geografisch en bodemkundig Laboratorium, Universiteit van Amsterdam. Report no. 5, 150 – 172.
- VERREYDT, W. (1981): Experimenteel onderzoek op een lemige bodem: runoffkenmerken, transportcapaciteit en competentie. Unp. MSc. Thesis, Katholieke Universiteit Leuven.

VIS, M. (1986): Interception, Drop Size and Rainfall Kinetic Energy in Four Colombian Forest Ecosystems. In: Earth Surface Processes and Landforms, 11, 591 – 603.

WALTER, ROLAND (2007): Geologie von Mitteleuropa. 7., vollständig neu bearbeitete Auflage, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

WELSH, MATTHEW J. (2008): Sediment Production and Delivery from Forest Roads and off-Highway Vehicle Trails in the Upper South Platte River Watershed, Colorado. Master Thesis Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

WEMPLE, BEVERLY C. & JULIA A. JONES (2003): Runoff production on forest roads in a steep, mountain catchment. In: Water Resources Research, 39, 1220 – 1237.

WEMPLE, BEVERLY C.; SWANSON, FREDERICK J. & JULIA A. JONES (2001): Forest Roads and Geomorphic Process Interactions, Cascade Range, Oregon. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 191 – 204.

WEMPLE, BEVERLY C. (1998): Investigations of runoff production and sedimentation on forest roads. Corvallis, Oregon. PhD dissertation, Oregon State University.

WENTWORTH, C. K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. In: Journal of Geology, 30, 377 – 392.

WILPERT, KLAUS V. (2001): Waldböden – Grundlage für die Multifunktionalität von Wäldern. In: Freiburger Forstliche Forschung, 33, 1 – 13.

WILSON, M. & H. DOWNES (2006): Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. In: STEPHENSON, R. A. & D. GEE (Hrsg.): European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoirs.

WISCHMEIER, W. H. & D. D. SMITH (1978): Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537.

YANG, C. S.; KAO, S. P.; LEE, F. B. & P. S. HUNG (2004): Twelve different interpolation methods: A case study of Surfer 8. In: ISPRS, 778 – 783.

ZANKE, ULRICH C. E. (2002): Hydromechanik der Gerinne und Küstengewässer. Für Bauingenieure, Umwelt- und Geowissenschaftler. Parey Buchverlag, Berlin.

ZIEGLER, ALAN D.; SUTHERLAND, ROSS A. & THOMAS W. GIAMBELLUCA (2001): Interstrom Surface Preparation and Sediment Detachment by Vehicle Traffic on Unpaved Mountain Roads. In: Earth Surface Processes and Landforms, 26, 235 – 250.

lgb-rlp.de¹: http://www.lgb-rlp.de/cross_compliance_erosion.html

lgb-rlp.de²: http://www.lgb-rlp.de/cross_compliance.html

i | Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Abb. 3.1: Abhängigkeit zwischen Partikeldurchmesser und benötigter kinetischer Niederschlagsenergie zur Ablösung. Der graue Bereich kennzeichnet die Spanne der in empirischen Untersuchungen festgestellten Werte nach POESEN (1992) (MORGAN 2005, 19).	13
Abb. 3.2: Residuale Anreicherung von Grobmateriale nach Beregnung einer Wegoberfläche.	14
Abb. 3.3: Darstellung der Splasherosion bei Auftreffen eines Tropfens auf einen Wasserfilm (AUERSWALD 1998, 34).	15
Abb. 3.4: Prozesskomponenten der Splasherosion, vergleichende Darstellung verschiedener Hangneigungen (GOUDIE 2009, 396).	16
Abb. 3.5: Relative Anteile einzelner Tropfendurchmesser in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität nach MARSHALL & PALMER (1948), logarithmische Notation.	17
Abb. 3.6: Abhängigkeit zwischen Fallgeschwindigkeit und Tropfendurchmesser. Daten nach GUNN & KINZER (1949, 246).	18
Abb. 3.7: Abhängigkeit zwischen KE und I nach VAN DIJK ET AL (2002).	21
Abb. 3.8: Wellenausbreitung in Abhängigkeit von v und v_{gr} (ZANKE 2002, 97).	23
Abb. 3.9: Schematisches Mischungsverhalten laminarer und turbulenter Strömungen (ZANKE 2002, 65).	24
Abb. 3.10: Beispiel für die Berechnung des hydraulischen Radius für einen rechteckigen Querschnitt.	26
Abb. 3.11: Beteiligte Kräfte an der sohlnahen Partikelablösung (KNIGHTON 1998, 108).	26
Abb. 3.12: Ausbildung von Leewirbeln in Abhängigkeit von Re_d (ZANKE 2002, 53).	27
Abb. 3.13: Vertikale Fliegeschwindigkeitsprofile in laminarer und turbulenter Strömung (KNIGHTON 1998, 98).	28
Abb. 3.14: Hjulström-Diagramm (KNIGHTON 1998, 110).	29
Abb. 3.15 Ubersicht verschiedener empirischer Gleichungen zur Ermittlung von U^*	31
Abb. 3.16: Prinzip der Grenzschichtbildung bei laminarer Anströmung einer Platte (ZANKE 2002, 66)	33
Abb. 3.17: Shieldsdiagramm (KNIGHTON 1998, 110)	34
Abb. 3.18: Abhängigkeit der Partikelbewegung von Korngröße und Sohlenschubspannung nach Williams (1983) (KNIGHTON 1998, 110)	35
Abb. 3.19: Theoretische Schwankungsbereiche kritischer Sohlenschubspannungen in Abhängigkeit der Korngröße (nach KNIGHTON 1998, 110).	36
Abb. 3.20: Schematische Reliefveranderungen bei Anlage eines Weges an einem Hang.	40
Abb. 3.21: Durch Boschungserosion der Innenböschung freigelegter Wurzelstock, Wassenacher Wald.	40
Abb. 3.22: Hydrologische Teilprozesse an einem Modellhang unter Berücksichtigung verschiedener wegebaulicher Anlagen (TEMPEL ET AL. 2011, 120).	41
Abb. 3.23: Schematische Verteilung von quipotentialen (Linien gleichen Drucks) in lockerem (links) und dichtem (rechts) Boden (verändert, nach BLUME ET AL. 2010, 205).	42

Abb. 3.24: Sauerstoffkonzentration (A) und Durchwurzelungsintensität (B) im Bereich von Rückegassenfahrspuren (SCHÄFFER 2002, verändert).....	44
Abb. 3.25: Abflusskoeffizienten von Kleinberegnungsversuchen in Abhängigkeit verschiedener Landnutzungsformen (BUTZEN ET AL. 2014, 208)	47
Abb. 3.26: Sedimentlieferung von Kleinberegnungsversuchen in Abhängigkeit verschiedener Landnutzungsformen (BUTZEN ET AL. 2014, 208)	47
Abb. 3.27: Abflusskoeffizient und Sedimentlieferung zweier Untersuchungsflächen (Tower, North 25) während Beregnungsversuchen (ROBICHAUD ET AL. 2010, 11, verändert).	48
Abb. 3.28: Qualitativer Test zur Einschätzung der schadhaften Bodenverdichtung durch forstwirtschaftliche Nutzung (LWF 2012, verändert).....	49
Abb. 3.29: Erosionsformen im Wegeumfeld (WEMPLE ET AL. 2001, 193).....	50
Abb. 3.30: Aufbau einer Erosionsmessparzelle auf einer Rückegasse (CROKE ET AL. 2001, 6)	51
Abb. 3.31: Nutzung von Querableitern zur Erosionsquantifizierung auf Wegoberflächen (AKBARIIMEHR & NAGHDI 2012, 70).....	52
Abb. 3.32: Vergleich verschiedener Plotgrößen bei Beregnungsversuchen auf Wegoberflächen. A: BUTZEN ET AL. (2014, 206) B: BURROUGHS & KING (1998, ii)	52
Abb. 3.33: Datentiefe und Modelleigenschaften ausgesuchter Modelle zur Wegeerosionsmodellierung (FU ET AL. 2010, 9)	54
Abb. 3.34: Abnahme des Bodenverlustes auf Rückegassen mit zeitlicher Distanz zur Befahrung (CROKE ET AL. 2001, 9).....	56
Abb. 4.1: Grenzen und Lage des Naturschutzgebiets Laacher See (NSG LS) innerhalb von Rheinland Pfalz. Datengrundlage DGM: SRTM-Daten (NASA GLCF) Kartengrundlage: DTK100 (LVermGeo RLP). UTM-referenziert.	58
Abb. 4.2: Abgrenzung des Untersuchungsgebiets Veitskopf innerhalb des Naturschutzgebiets Laacher See (NSG LS), eigene Darstellung. Datengrundlage DGM: SRTM-Daten (NASA GLCF), LIDAR-DGM1 (LVermGeo RLP) Kartengrundlage: DTK100, DTK25 (LVermGeo RLP). UTM-referenziert.	59
Abb. 4.3: Perspektivische Ansicht des Untersuchungsgebiets, Blickrichtung 40°, eigene Darstellung. Datengrundlage: LIDAR-DGM1 (LVermGeo RLP). UTM-referenziert.	60
Abb. 4.4: Hypsometrische Kurve des Untersuchungsgebietes.	61
Abb. 4.5: Hangneigungskarte des Untersuchungsgebietes, eigene Darstellung. Datengrundlage: LIDAR-DGM1 (LVermGeo RLP). UTM-referenziert.	62
Abb. 4.6: Geologische Übersichtskarte des NSG LS und seines Umfeldes. Eigene Darstellung, Datengrundlage: GÜK300 (LGB RLP) , UTM-referenziert.	64
Abb. 4.7: Gliederung und Abgrenzung der Varisziden im Rheinischen Schiefergebirge nach WALTER (2007, 178).	65
Abb. 4.8: Prävariszische Paläogeographie nach WALTER (2007, 18).....	65
Abb. 4.9: Landmassenverteilung Nordwesteuropas in Unter- und Mitteldevon. Heutige Küstenlinien zur Veranschaulichung eingezeichnet. Eigene Darstellung nach WALTER (2007, 22 f.). MKS = Mitteldeutsche Kristallinschwelle	66
Abb. 4.10: Petrographische Ansicht des Unterdevons in Nordwesteuropa nach WALTER (2007, 22) .	66
Abb. 4.11: Plattentektonisches Modell zur Entstehung der mitteleuropäischen Varisziden nach WALTER (2007, 26).....	67
Abb. 4.12: Unterteilung der mitteleuropäischen Varisziden nach WALTER (2007, 27).	68

Abb. 4.13: Aufstiegsraten des Rheinischen Schiefergebirges seit 800 ka BP (MEYER & STETS 2002, 220).	70
Abb. 4.14: Tiefenprofil der P-Wellen Geschwindigkeitsanomalie unterhalb des linksrheinischen Schiefergebirges (RITTER ET AL. 2001, 10, verändert). Rote Bereiche zeigen einen verlangsamten Durchgang der seismischen Wellen.	72
Abb. 4.15: Horizontale Tiefenschnitte der S-Wellen Geschwindigkeitsanomalie unterhalb des linksrheinischen Schiefergebirges (KEYSER ET AL. 2002). Rote Bereiche zeigen einen verlangsamten Durchgang der seismischen Wellen.	72
Abb. 4.16: Verteilung der Tephra- und Pyroklastika-Ablagerungen des Laacher See Vulkans (SCHMINCKE ET AL. 1999, 62).	73
Abb. 4.17: Basanite im Untersuchungsgebiet. (A) Gasarme untere Schicht, (B) Gasreiche obere Schicht.	75
Abb. 4.18: Abbruchkante des Basanitaufschlusses Mauerlay.	76
Abb. 4.19: Bodengroßlandschaften und Bodenformengesellschaften im Bereich des NSG LS, eigener Entwurf. Datengrundlage: BÜK200 des LGB RLP, DTK25 des LVermGeo, UTM-referenziert.	78
Abb. 4.20: Gesiebte Bimsanteile des Bfv-Horizonts einer Lockerbraunerde über LST.	80
Abb. 4.21: Relative Häufigkeit von Bodenarten im Unterboden eines beprobten Feldschlags bei Kruft, südlich des Laacher Sees gelegen. Daten nach MASANNEK (2012, n.v.).	81
Abb. 4.22: Leitbodenprofil einer Lockerbraunerde über LST (HAHN & OPP 2011, 2).	82
Abb. 4.23: Braunerde über Veitskopf-Basanit. (A) Typische Abfolge von Ah- und Bv-Horizont, (B) Basanit aus C-Horizont.	83
Abb. 4.24: Klimadiagramme der Stationen Bad Neuenahr-Ahrweiler und Nürburg auf Basis der DWD-Klimadaten.	84
Abb. 4.25: Klimaelementausprägungen (A) und Klimaklassifikation (B) nach BÖHM (1964).	87
Abb. 4.26: Georeferenziertes Ausschnitt der Klimaelementausprägungen nach BÖHM (1964). NSG LS zur Orientierung angezeigt, UTM-referenziert.	87
Abb. 4.27: Vereinfachter, georeferenziertes Ausschnitt der Klimaklassifikation nach BÖHM (1964). NSG LS zur Orientierung angezeigt, UTM-referenziert.	88
Abb. 4.28: Mittlere Monatsniederschlagssummen der Wetterstation Wassenach (Datengrundlage: DWD).	89
Abb. 4.29: Lage der hydrometeorologischen Station Weibern im Bezug zum Untersuchungsgebiet Veitskopf. Kartengrundlage: DTK100 des LVermGeo RLP, UTM-referenziert.	90
Abb. 4.30: Monatliche Niederschlagssummen und Maximalintensitäten der Station Weibern, Jahresgänge 2012 und 2013.	91
Abb. 4.31: Verteilung der Maximalintensitäten und der resultierenden kinetischen Energie nach VAN DIJK ET AL. (2002) für die Station Weibern zwischen 09/11 und 04/14.	91
Abb. 4.32: Verlauf der Wasserscheide zwischen Brohlbach (blau) und Nette (rot) durch das Untersuchungsgebiet. Berechnung auf Basis des LIDAR-DGM1, UTM-referenziert.	92
Abb. 4.33: Landnutzung im Untersuchungsgebiet Veitskopf, UTM-referenziert.	94
Abb. 4.34: Relative Flächenanteile verschiedener Landnutzungen im Untersuchungsgebiet Veitskopf.	95
Abb. 4.35: Typischer Hainsimsen-Buchen-Hallenwald im Bereich des Veitskopfs.	96

Abb. 4.36 <i>Rubus spec.</i> im Randbereich einer frisch befahrenen Rückegasse.....	96
Abb 5.1: Auflösungsgrad verschiedener DGM.....	97
Abb 5.2: Eingabemaske für Rasterinterpolation, Golden Software Surfer Vers. 8	98
Abb 5.3: Beispiel für Rastervisualisierungen innerhalb Golden Software Surfer Vers. 8	99
Abb 5.4: Bildausschnitt Grid Node Editor, Golden Software Surfer Vers. 8	100
Abb 5.5: Beispiel eines Weges der Kategorie 1, Aufnahme nach Holzernte im Februar 2012.....	102
Abb 5.6: Beispiel eines Weges der Kategorie 2, Aufnahme nach Befahrung bei vorgesättigtem Oberboden im Juni 2012. Im Vordergrund ist im Kurvenbereich aus der Fahrspur geflossener Rillenabfluss zu erkennen.....	103
Abb 5.7: Beispiel einer Akkumulationsfläche erodierten Wegematerials. Die gezeigte Fläche bildet den direkten Anschluss an den in Abbildung 5.6 gezeigten Rillenabfluss.	104
Abb 5.8: Beispiel eines Weges der Kategorie 3.....	105
Abb 5.9: Sedimentfang auf einem Weg der Kategorie 3.	106
Abb 5.10: Sedimentmengen verschiedener Wegekategorien. (A): Kategorie 3, (B) Kategorie 2.	107
Abb 5.11: Kartierung einer Sedimentpfanne. Allochthones, aufliegendes Material ist durch den helleren Farbton deutlich zu erkennen.....	108
Abb 5.12: Sperrventil des Wasserkreislaufs an der KBA.	111
Abb 5.13: Elektrischer Kreislauf und Bilgenpumpe der KBA in Transportkoffer.....	112
Abb 5.14: Aufbau der KBA – Kopfteil mit Beregnungsdüse.	113
Abb 5.15: Vollständig mit Windschutz ausgerüstete KBA und Verschraubung des Kopfteils an den Standbeinen.	114
Abb 5.16: Sedimentationsrahmen der KBA. (A) Gesamtrahmen, (B) Detail Auslauf.....	115
Abb. 5.17: Aufbau der KBA nach COVERT & JORDAN (2009, 5 – 7), verändert. a) KBA in Betrieb, b) Aufbau des 1 m ² Versuchsplots. Die Auffangrinne befindet sich unter einer Plexiglasabdeckung. ...	116
Abb. 5.18: Sedimentationsplot der KBA des USFS AWAE Programms. Abgebildet ist der Einsatz auf a) bewachsener und b) unbewachsener Wegoberfläche (Foltz et al. 2009, 2544).	117
Abb. 5.19: Schematische Aufstellung der verwendeten Niederschlagskollektoren zur Kalibration der Kleinberegnungsanlage. a) Fläche 1 m ² (n = 263); b) Fläche 0,64m ² (n = 203).....	119
Abb. 5.20: Aufbau der KBA-Kalibration mit Niederschlagskollektoren.	119
Abb. 5.21: Beispielhafte Niederschlagsmengen [mm] eines Beregnungsversuches mit sechs Niederschlagskollektoren.....	121
Abb. 5.22: Großkollektor zur Intensitätsmessung der KBA.	122
Abb. 5.22: Größe des LNM-Messbereiches und Darstellung des Messprinzips (nach THIES CLIMA 2008, 5, verändert).....	125
Abb. 5.23: Versuchsaufbau der LNM-Messung.	125
Abb. 5.24: Messpunkte der LNM-Messung. Die Messstrecke (0,228 m) ist maßstäblich gekennzeichnet, die Mittelpunkte der jeweiligen Messungen sind angezeigt.	126
Abb. 5.25: Screenshot der Benutzeroberfläche von THIES Clima LNM View Version 2.3. Das obere Betrachtungsfenster zeigt die farblich abgesetzte Kreuztabelle, das untere Fenster die kumulierte Niederschlagsmenge einer Stunde.....	128

Abb. 5.26: Überführen der Sedimentproben in Zentrifugenröhren.....	137
Abb. 5.27: Sedimentproben nach dem Zentrifugieren bei 3.000 U min^{-1} und $t = 15 \text{ min}$	138
Abb. 5.28: Abfüllung der Sedimentproben in Plastikbecher zur zweiten Absinkphase.....	138
Abb. 5.29: Sedimentproben vor Beginn der Trocknungsphase.	139
Abb. 5.30: Getrocknete Sedimentproben nach 24 h Trocknung bei 105° C	140
Abb. 5.31: Stechzylinderproben eines Beregnungsversuches vor der Trocknung.	141
Abb. 5.32: Flowchart der Eingangsdatensätze zur Ermittlung des LS-Faktors innerhalb ArcGIS.....	152
Abb. 5.34: Prinzip der Flow direction Berechnung innerhalb von ArcGIS (ESRI 2013).	153
Abb. 5.35: Prinzip der Flow accumulation Berechnung innerhalb von ArcGIS (ESRI 2013).	154
Abb. 5.36: Benutzeroberfläche WEPP.....	160
Abb. 5.37: Klimadatei innerhalb CLIGEN.....	162
Abb. 5.38: Klimadiagramm des für die Modellierung verwendeten Standortes Koblenz-Bendorf....	163
Abb. 5.39: Slope Profile Editor.....	163
Abb. 5.40: Soil Database Editor.....	164
Abb. 5.41: Management Editor.....	169
Abb. 6.1: Relative Flächenanteile in Abhängigkeit des Neigungswinkels, Wege Kategorie 1, 2 und 3, sowie Wald- und Forstgebiete.	172
Abb. 6.2: Tägliche Niederschlagshöhen und Maximalintensitäten der Station Weibern im Zeitraum vom 01.04.2012 – 30.09.2012.....	174
Abb. 6.3: Position der Testfläche zur Auskartierung rezenten Sedimentlieferaten von Wegoberflächen. UTM-referenziert.....	175
Abb. 6.4: Interpolierte und gemessene Mächtigkeiten allochthonen Materials in einem Sedimentationsbereich benachbart zu einem Weg der Kategorie 2. Die Fließrichtung des Oberflächenabflusses ist per Pfeil vermerkt.	176
Abb. 6.5: Kartierter Sedimentationsbereich im Anschluss eines Weges der Kategorie 2. (A) & (B): Übergang Weg zu Sedimentationsbereich, (C) Hauptablagerungsbereich, (D) Abschluss der Akkumulationsfläche Die Fließrichtung des Oberflächenabflusses ist per Pfeil vermerkt.	177
Abb. 6.6: Kumulierte, relative Korngrößenanteile der Akkumulationsform in Abhängigkeit der Position. (A) Gesamtprobe mit Grobbodenanteil, (B) Feinbodenfraktionen.....	179
Abb. 6.7: Schematische Verortung von Sprühwinkel (α), Strahldurchmesser (D_{str}) und Beregnungshöhe (H) (LECHLER, o.J., 5, verändert).....	182
Abb. 6.8: Interpolierte Flächendaten der Intensitätstests, Beregnungsdauer: 15 min. A) Lechler 460.604 ($\alpha = 60^\circ$), B) Lechler 460.606 ($\alpha = 90^\circ$). Die Standorte der Messbecher ($n = 263$) sind markiert (+).	183
Abb. 6.9: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 263$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	184
Abb. 6.10: Interpolierte Flächendaten der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Beregnungsdauer: 15 min. A) Lechler 460.604 ($\alpha = 60^\circ$), B) Lechler 460.606 ($\alpha = 90^\circ$). Die Standorte der Messbecher ($n = 263$) sind markiert.....	186

Abb. 6.11: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 263$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der relativen Abweichung von der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	187
Abb. 6.12: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Berechnungsdauer: 3×15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 263$, n gesamt = 774) sind markiert.....	189
Abb. 6.13: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	190
Abb. 6.14: Histogramm der absoluten Häufigkeit einzelner Niederschlagsintensitäten pro Kollektor. Klassenbreite: 1 mm h^{-1} . Oberes Diagramm: Gesamtes Spektrum. Unteres Diagramm: Ausschnitt Intensitätsbereich $40 - 150 \text{ mm h}^{-1}$	191
Abb. 6.15: Vergleichendes Box-Plot-Diagramm der Becherwerte ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität von 460.608 im Vergleich mit den Werten des interpolierten Rasters ($n = 10201$) von 460.606. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	191
Abb. 6.16: Kumulierte relative Häufigkeiten einzelner Bechermessungen der Niederschlagsintensität. Schwarze Linie: 460.608 ($\alpha = 120^\circ$) Rote Linie: 460.604 ($\alpha = 60^\circ$)	192
Abb. 6.17: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche $0,64 \text{ m}^2$, Berechnungsdauer: 3×15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 203$, n gesamt = 607) sind markiert.....	193
Abb. 6.18: Box-Plot-Diagramm der Becherwerte für $A = 1 \text{ m}^2$ ($n = 774$) und des interpolierten Rasters ($n = 10201$) der Niederschlagsintensität im Vergleich mit den Werten der Becherwerte ($n = 607$) und des interpolierten Rasters ($n = 6561$) für $A = 0,64 \text{ m}^2$. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	194
Abb. 6.19: Mittleres Tropfenspektrum der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,21 bar.....	197
Abb. 6.20: Vergleich der mittleren Niederschlagsintensitäten, KBA Koblenz (0,09 und 0,21 bar) und KBA Trier.....	200
Abb. 6.21: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche 1 m^2 , Berechnungsdauer: 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 264$) sind markiert.	202
Abb. 6.22: Interpolierte Flächendaten der Intensität und der relativen Abweichung von der mittleren Intensität des Versuchsplots, Fläche $0,64 \text{ m}^2$, Berechnungsdauer: 15 min. Die Standorte der Messbecher ($n = 202$) sind markiert.	204
Abb. 6.23: Vergleichendes Box-Plot-Diagramm der Becherwerte (1 m^2 : $n = 264$, $0,64 \text{ m}^2$: $n = 202$) und der interpolierten Raster (1 m^2 : $n = 10201$, $0,64 \text{ m}^2$: $n = 6460$) der Niederschlagsintensität von 460.608 bei $p = 0,09$ bar. • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	206
Abb. 6.24: Mittleres Tropfenspektrum der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar.....	207
Abb. 6.25: Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung von der mittleren Tropfenanzahl pro Minute (6771). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt. 209	
Abb. 6.26: Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten Tropfenanzahl-Werte ($n = 6561$). • = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: $Q_{0,1} / Q_{0,9}$; Box- und Mittellinie: $Q_{0,25} / Q_{0,5} / Q_{0,75}$	210

-
- Abb. 6.27:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von \emptyset Tropfenanzahl pro Minute (6771). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 211
- Abb. 6.28:** Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen des medianen Tropfendurchmessers d50. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung vom mittleren medianen Tropfendurchmesser (0,284 mm). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt. ... 213
- Abb. 6.29:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten d_{50} -Werte ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 214
- Abb. 6.30:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\emptyset d_{50}$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 215
- Abb. 6.31:** Vergleich der absoluten Tropfenhäufigkeit nach Durchmesser zwischen (0|40) und (20|0) über einen Zeitraum von 16 Minuten. 216
- Abb. 6.32:** Kumulierte Kurven der relativen Tropfenhäufigkeit nach Durchmesser zwischen (0|40) und (20|0) über einen Zeitraum von 16 Minuten. 217
- Abb. 6.33:** Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen der kinetischen Energie pro Raum- und Zeiteinheit KE_R . A) Absolute Werte, B) relative Abweichung von der mittleren KE_R ($208,74 \text{ J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt. 226
- Abb. 6.34:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten KE_R -Werte ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 227
- Abb. 6.35:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\emptyset KE_R$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 228
- Abb. 6.36:** Interpolierte Flächendaten der LNM-Messungen des Impulses M. A) Absolute Werte, B) relative Abweichung vom mittleren M ($0,0077 \text{ kg m s}^{-1}$). Die Mittelpunkte der LNM-Testbereiche sind mit ihren jeweiligen Einzelwerten vermerkt. 229
- Abb. 6.37:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der absoluten M-Werte ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 230
- Abb. 6.38:** Box-Plot-Diagramm der Einzelwerte ($n = 9$) und des interpolierten Rasters der relativen Abweichung von $\emptyset M$ ($n = 6561$). ● = Min. / Max.; □ = Arithm. Mittel; Whisker: Q_{10} / Q_{90} ; Box- und Mittellinie: $Q_{25} / Q_{50} / Q_{75}$ 231
- Abb. 6.39:** Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar bei gegebener Intensität von $45,42 \text{ mm h}^{-1}$ 232
- Abb. 6.40:** Vergleich der Abhängigkeit zwischen Tropfendurchmesser und terminaler Fallgeschwindigkeit auf Basis der Daten für natürlichen Niederschlag nach GUNN & KINZER (1949) und den LNM-Messungen der KBA. 234
- Abb. 6.41:** Verlauf der minütlichen Niederschlagsintensität eines mit LNM vermessenen, natürlichen Niederschlagsereignisses. 235
- Abb. 6.42:** Vergleich der MPD mit den realen Tropfendurchmesserverteilungen zweier Niederschlagsereignisse. 236

Abb. 6.43: Vergleich des Zusammenhangs zwischen Tropfendurchmesser und Fallgeschwindigkeit natürlicher Niederschlagsereignisse, KBA-Messungen und theoretischen Werten nach GUNN & KINZER (1949)	238
Abb. 6.44: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 1 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.	242
Abb. 6.45: Verortung der Beregnungsversuche im Untersuchungsgebiet.	243
Abb. 6.46: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.	244
Abb. 6.47: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 1 vor Beginn der Beregnung. (A) Versuch 1, (B) Versuch 2, (C) Versuch 3.....	245
Abb. 6.48: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 1 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 1, (B) Versuch 2, (C) Versuch 3.....	246
Abb. 6.49: Niederschlagshöhen und -maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 1 und 2.....	247
Abb. 6.50: Niederschlagshöhen und -maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 3 und 4.....	248
Abb. 6.51: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 1.....	249
Abb. 6.52: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 2.....	250
Abb. 6.53: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 3.....	251
Abb. 6.54: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 1 – 3.	253
Abb. 6.55: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Fahrspuren der Wegekategorie 1....	255
Abb. 6.56: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Kategorie 1 vor Beginn der Beregnung. (A) Versuch 4, (B) Versuch 5, (C) Versuch 6.....	257
Abb. 6.57: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Kategorie 1 nach der Beregnung. (A) Versuch 4, (B) Versuch 5, (C) Versuch 6.....	258
Abb. 6.58: Niederschlagshöhen und -maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 5 und 6.....	259
Abb. 6.59: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 4.....	260
Abb. 6.60: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 5.....	261
Abb. 6.61: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 6.....	262
Abb. 6.62: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 4 – 6.	264
Abb. 6.63: Kornsummenkurve des Beregnungsversuchs von Zwischenspuren der Wegekategorie 1.	265
Abb. 6.64: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 2 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.	266
Abb. 6.65: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 2.	267
Abb. 6.66: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 2 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 7 (Foto: Alexander Fox), (B) Versuch 8, (C) Versuch 9 (Foto: Dominik Meckel).	269
Abb. 6.67: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 2 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 7, (B) Versuch 8 (Foto: Dominik Meckel), (C) Versuch 9 (Foto: Dominik Meckel).	270

Abb. 6.68: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 7.....	271
Abb. 6.69: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 8 und 9.....	271
Abb. 6.70: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 7.....	273
Abb. 6.71: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 8.....	274
Abb. 6.72: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 9.....	275
Abb. 6.73: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 7 – 9.	277
Abb. 6.74: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Fahrspuren der Wegekategorie 2... ..	278
Abb. 6.75: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 10, (B) Versuch 11, (C) Versuch 12.....	280
Abb. 6.76: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenfspuren der Kategorie 2 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 10, (B) Versuch 11, (C) Versuch 12.....	281
Abb. 6.77: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 10.....	282
Abb. 6.78: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 11.....	283
Abb. 6.79: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 12.....	283
Abb. 6.80: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 10.....	284
Abb. 6.81: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 11.....	285
Abb. 6.82: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 12.....	286
Abb. 6.83: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 10 – 12.	288
Abb. 6.84: Kornsummenkurven der Beregnungsversuche von Zwischenfspuren der Wegekategorie 2.	289
Abb. 6.85: Lage der Beregnungen von Wegekategorie 3 im Untersuchungsgebiet. UTM-referenziert.	290
Abb. 6.86: Typisches Umfeld der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 3.	291
Abb. 6.87: Untersuchungsflächen des Beregnungsversuchs 15 auf einer Fahrspur einer Rückegasse der Kategorie 3 vor dem Beregnungsversuch.....	292
Abb. 6.88: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 14 (Foto: Ulli Bange), (B) Versuch 15.	293
Abb. 6.89: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 13.....	294
Abb. 6.90: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 14.....	294
Abb. 6.91: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 15.....	295
Abb. 6.92: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 13.....	296
Abb. 6.93: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 14.....	297
Abb. 6.94: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 15.....	298

Abb. 6.95: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 13 – 15.	300
Abb. 6.96: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Kategorie 3 vor den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 16, (B) Versuch 18.	302
Abb. 6.97: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Kategorie 3 nach den Beregnungsversuchen. (A) Versuch 16, (B) Versuch 17.	303
Abb. 6.98: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 16.	304
Abb. 6.99: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation 18.	304
Abb. 6.100: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 16.	306
Abb. 6.101: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 17.	307
Abb. 6.102: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch 18.	308
Abb. 6.103: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche 16 – 18.	310
Abb. 6.104: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Waldböden vor Beginn der Beregnung. (A) Versuch W1, (B) Versuch W2, (C) Versuch W3.	313
Abb. 6.105: Untersuchungsflächen der Beregnungsversuche auf Waldböden nach der Beregnung. (A) Versuch W1, (B) Versuch W2, (C) Versuch W3.	314
Abb. 6.106: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation W1.	315
Abb. 6.107: Niederschlagshöhen und –maximalintensitäten im Zeitraum von 14 Tagen vor Regensimulation W2 und W3.	315
Abb. 6.108: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W1.	317
Abb. 6.109: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W2.	318
Abb. 6.110: Abfluss- und Sedimentkurve, Beregnungsversuch W3.	319
Abb. 6.111: Verlauf der Sedimentkonzentrationen, Beregnungsversuche W1 – W3.	321
Abb. 6.112: R-Faktor Rasterdatensatz auf Basis der Daten des LGB RLP. UTM-referenziert.	323
Abb. 6.113: Relative Flächenanteile der R-Faktoren im Untersuchungsgebiet.	324
Abb. 6.114: K-Faktor Rasterdatensatz auf Basis der Daten des LGB RLP und LOHAUS (2013, n.v.). UTM-referenziert.	325
Abb. 6.115: Relative Flächenanteile der K-Faktoren im Untersuchungsgebiet.	326
Abb. 6.116: Differenzierter LS-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.	327
Abb. 6.117: LS-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.	329
Abb. 6.118: Detaillierte Ansicht der LS-Faktoren im Bereich des Veitskopfkegels. UTM-referenziert.	331
Abb. 6.119: C-Faktor Rasterdatensatz. UTM-referenziert.	333
Abb. 6.120: Relative Flächenanteile der C-Faktoren im Untersuchungsgebiet.	334
Abb. 6.121: Untersuchungsgebietweite Erosionsgefährdung durch Wasser nach DIN19708. UTM-referenziert.	335
Abb. 6.122: Flächenhafte Darstellung der WEPP-Modellierung, Wege der Kategorie 1.	342
Abb. 6.123: Flächenhafte Darstellung der WEPP-Modellierung, Wege der Kategorie 2.	343

Abb. 7.1: Kumulierte, tributäre Wegoberfläche der Akkumulationsform, berechnet auf Basis der LIDAR-Daten. UTM-referenziert.....	348
Abb. 7.2: Kornsummenkurven des Akkumulationsbereiches und der Wegmischprobe. (A) Gesamtprobe, (B) Feinbodenanteil.....	350
Abb. 7.3: Kornsummenkurven des Akkumulationsbereiches und der Wegmischprobe, Feinsandbereich hervorgehoben.	351
Abb. 7.4: Hjulström-Diagramm mit eingetragenen medianen Korndurchmessern der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform. Gelbe Markierung: d_{50} 0,5 mm, Blaue Markierung: d_{50} = 0,8 mm.	353
Abb. 7.5: Diagramm der kritischen Schergeschwindigkeit in Abhängigkeit vom medianen Korndurchmesser nach GOVERS (1982) für nicht bindige Böden. Die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform sind dargestellt.	355
Abb. 7.6: Diagramm der kritischen Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom medianen Korndurchmesser nach MELVILLE & COLEMAN (2000). Die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform sind vermerkt.....	357
Abb. 7.7: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 1.....	360
Abb. 7.8: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Zwischenpuren von Wegen der Kategorie 1.....	361
Abb. 7.9: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 2.....	363
Abb. 7.10: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Zwischenpuren von Wegen der Kategorie 2.....	364
Abb. 7.11: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Fahrspuren von Wegen der Kategorie 3.....	366
Abb. 7.12: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Zwischenpuren von Wegen der Kategorie 3.....	367
Abb. 7.13: Abflusskurven und mittlere Abflusskurve der Beregnungsversuche auf Waldböden.....	368
Abb. 7.14: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 1, Fahrspur. A: Versuch 1, B: Versuch 2, C: Versuch 3.....	370
Abb. 7.15: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 1, Zwischenpuren. A: Versuch 4, B: Versuch 5, C: Versuch 6.....	371
Abb. 7.17: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 1.	374
Abb. 7.18: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Wegekategorie 1.	374
Abb. 7.19: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2, Fahrspur. A: Versuch 7, B: Versuch 8, C: Versuch 9.....	376
Abb. 7.20: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2, Zwischenpuren. A: Versuch 10, B: Versuch 11, C: Versuch 12.....	378
Abb. 7.21: Gegenüberstellung der Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 2. A: Fahrspur, B: Zwischenpuren.....	379
Abb. 7.22: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 2.	380

Abb. 7.23: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Wegekategorie 2	380
Abb. 7.24: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3, Fahrspur. A: Versuch 13, B: Versuch 14, C: Versuch 15.....	382
Abb. 7.25: Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3, Zwischenespur. A: Versuch 16, B: Versuch 17, C: Versuch 18.....	384
Abb. 7.26: Gegenüberstellung der Histogramme der Abflusswertverteilung, Kategorie 3. A: Fahrspur, B: Zwischenespur.....	385
Abb. 7.27: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Wegekategorie 3.	386
Abb. 7.28: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Wegekategorie 3.	386
Abb. 7.29: Histogramm aller Abflusswerte der Beregnungsversuche auf Waldböden.	387
Abb. 7.30: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Waldböden.....	388
Abb. 7.31: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrspuren und Waldböden.....	389
Abb. 7.32: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrspuren und Waldböden.....	390
Abb. 7.33: Kumulierte, relative Häufigkeiten der Abflusswerte bei Beregnungsversuchen auf Fahrspuren, Zwischenespuren und Waldböden.	391
Abb. 7.34: Mittlere RKE der Wegekategorien im Vergleich zu Waldböden.	392
Abb. 7.35: Verhältnis zwischen Vorfeuchte und Lagerungsdichte und den während der Beregnungsversuche ermittelten Abflusssummen.	394
Abb. 7.36: Verhältnis zwischen WDPT-Klasse und Grobbodenanteil und den während der Beregnungsversuche ermittelten Abflusssummen.	395
Abb. 7.37: Graphische Darstellung des Einflusses der empirischen Beiwerte a_0 und b_0 auf den Verlauf der interpolierten Abflusskurven.	396
Abb. 7.38: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberegnungen der Wegekategorie 1.	401
Abb. 7.39: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenberegnungen der Wegekategorie 1.	402
Abb. 7.40: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberegnungen der Wegekategorie 2.	403
Abb. 7.41: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenespurberegnungen der Wegekategorie 2.	404
Abb. 7.42: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Fahrspurberegnungen der Wegekategorie 3.	405
Abb. 7.43: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurve, Zwischenespurberegnungen der Wegekategorie 3.	406
Abb. 7.44: Interpolierte Abfluss- und Infiltrationskurven, Vergleich der gemittelten Gesamtwegekategorien.	407
Abb. 7.45: Kategoriebezogene, mittlere Gesamtsedimentmengen der Beregnungsversuche.	408

Abb. 7.46: Verhältnis zwischen Gesamtsediment- und -abflusssumme der Beregnungsversuche....	410
Abb. 7.47: Verhältnis zwischen minutlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 1.....	412
Abb. 7.48: Verhältnis zwischen minutlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 2.....	413
Abb. 7.49: Verhältnis zwischen minutlichen Abfluss- und Sedimentmengen, Wegekategorie 3.....	414
Abb. 7.50: Verhältnis zwischen Hangneigung und Sedimentmengen.	415
Abb. 7.51: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 1.	417
Abb. 7.52: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 2.	417
Abb. 7.53: Relative Anteile der Teilläufe an der Gesamtsedimentsumme, Kategorie 2.	417
Abb. 7.54: Kornsummenkurven der Wegmischproben.	419
Abb. 7.55: Einordnung der Wegmischproben in ein Korngrößendiagramm nach AD-HOC-AG BODEN (2005, 143, verändert).....	421
Abb. 7.56: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 1 (Kategorie 1 Fahrspur).	424
Abb. 7.57: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 2 (Kategorie 1 Fahrspur).	424
Abb. 7.58: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 3 (Kategorie 1 Fahrspur).	424
Abb. 7.59: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 4 (Kategorie 1 Zwischenfspur).	425
Abb. 7.60: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 7 (Kategorie 2 Fahrspur).	429
Abb. 7.61: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 8 (Kategorie 2 Fahrspur).	429
Abb. 7.62: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 9 (Kategorie 2 Fahrspur).	430
Abb. 7.63: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 10 (Kategorie 2 Zwischenfspur).	430
Abb. 7.64: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 11 (Kategorie 2 Zwischenfspur).	430
Abb. 7.65: Graphische Darstellung der Korngrößenverteilung von Beregnungsversuch 12 (Kategorie 2 Zwischenfspur).	431
Abb. 7.66: Relative Massenanteile der Korngrößen, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 1.....	432
Abb. 7.67: Relative Massenanteile der Korngrößen, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 2.....	432
Abb. 7.68: Relative Massenanteile der Korngrößen des Feinbodenanteils, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 1.	433
Abb. 7.69: Relative Massenanteile der Korngrößen des Feinbodenanteils, Mischprobe Wegoberfläche und Mittelwert Beregnungsversuche, Kategorie 2.	433
Abb. 7.70: Einordnung der Wegmischproben und der mit Schlämmanalyse beprobten Versuche in ein Korngrößendiagramm nach AD-HOC-AG BODEN (2005, 143, verändert).....	435

Abb. 7.71: Mittlere Sedimentkonzentrationen der Beregnungsversuche.....	436
Abb. 7.72: Bereinigte mittlere Sedimentkonzentrationen der Beregnungsversuche.	437
Abb. 7.73: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 1.....	438
Abb. 7.74: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 2.....	438
Abb. 7.75: Zeitlicher Verlauf der Sedimentkonzentration, Kategorie 3.....	438
Abb. 7.76: RKE der Versuchsläufe und der WEPP-Modellierung.....	444
Abb. 7.77: Mit WEPP modellierte und während der Versuchsläufe erodierte Sedimentmengen.	447
Abb. 7.78: Erodierte Sedimentmengen der WEPP-Modellierung und Neuberechnung der Modellierung mit geänderten Presets.	449
Abb. 8.1: Deutliche Eintiefung der linearen Erosionsformen im Fahrspurbereich eines Weges der Kategorie 2, September 2014.....	453
Abb. 8.2: Rillenerosion auf einem Ackerschlag im NW des Veitskopfes, Zollstock als Maßstab.....	458
Abb. 8.3: ABAG-Modellierte Abtragspotentiale auf einem Ackerschlag im NW des Veitskopfes. Werte Oberhalb Q_{95} des untersuchungsgebietweiten, mittleren Bodenerosionspotentials von Ackerflächen sind gesondert ausgewiesen. UTM-referenziert.....	459
Tab. 3.1: Typische Erosionsenergien nach MORGAN (1999, 9, verändert).....	19
Tab. 3.2: Auswahl empirischer Gleichungen zum Verhältnis zwischen Niederschlagsintensität I und kinetischer Energie KE (MORGAN 2005, 48, verändert).	21
Tab. 3.3: Vergleich verschiedener empirischer Formeln zur Ermittlung von U^* (nach GOVERS 1985, 39).	31
Tab. 4.1: Langjährige Monatsmittel P & T der DWD-Stationen Bad Neuenahr-Ahrweiler und Nürburg..	
.....	85
Tab. 4.2: .Niederschlagssummen und -verteilungen ausgewählter DWD-Klimastationen (Zeitraum 1961 – 1990) nach SCHWICKERT (2006, 58, verändert).	86
Tab. 4.3: .Niederschlagsereignisse höchster Intensität der Station Weibern zwischen 09/11 und 04/14.	
.....	92
Tab. 5.1: Leistungsdaten der Pumpenaggregate der Abteilung Geographie in Koblenz.	111
Tab. 5.2: Messbereiche der LNM-Messung. Die aus Messstrecke (0,228 m) und der Breite des Laserstrahls (0,02 m) resultierenden Messbereiche sind im Bezugskoordinatensystem (vgl. Abb. 5.24) notiert.....	127
Tab. 5.3: Klasseneinteilung der Tropfendurchmesser bei LNM-Messungen. Vergleich zwischen Rohwerten aus LNM View und der Einteilung nach standardisiertem Kalibrationsverfahren nach ISERLOH ET AL. (2013).	129
Tab. 5.4: Klasseneinteilung der Tropfenfallgeschwindigkeit bei LNM-Messungen.	130
Tab. 5.5: Beispielhafter Rohdatensatz einer LNM-Messung ($t = 1 \text{ min}$).	131
Tab. 5.6: Beispieldatensatz einer vorkonvertierten LNM-Messung ($t = 16 \text{ min}$).	132
Tab. 5.7: Beispieldatensatz einer nach ISERLOH ET AL. (2013) formatierten LNM-Messung.	133
Tab. 5.8: Einteilung der Hydrophobizität nach WDPT-Klassen nach BUTZEN ET AL. 2014.....	142

Tab. 5.8: Bodenartabhängige K-Faktoren nach DIN19708.....	149
Tab. 5.9: Grobboden- und Humusabhängige K-Faktoren nach DIN19708.	149
Tab. 5.10: Empirische m- und n-Parameter, abgewandelt nach MITASOVA ET AL. (2002) zur flächenspezifischen Berechnung des LS-Faktors innerhalb von ArcGIS 9.3.....	155
Tab. 5.11: C-Faktorentabelle, verändert nach TLL (2007).....	156
Tab. 5.12: C-Faktorentabelle der Wege im Untersuchungsgebiet.....	157
Tab. 5.13: Eingangsfaktoren CLIGEN.....	161
Tab. 5.14: Innerhalb der vorliegenden Arbeit verwendete Wegekategorisierung in Abhängigkeit zu WEPP-Landnutzungs-Presets.	170
Tab. 6.1: Flächenanteile der Wege und Rückgassen im Untersuchungsgebiet.....	171
Tab. 6.2: Dichte des Erschließungsnetzes im Untersuchungsgebiet.....	171
Tab. 6.1: Mittlere Hangneigungswerte von Wegen und Waldflächen im Untersuchungsgebiet auf Basis des LIDAR-DGM1.	173
Tab. 6.2: Eckdaten des natürlichen Niederschlags im angenommenen Ablagerungszeitraum der Akkumulationsform, Messwerte der Station Weibern.	174
Tab. 6.3: Lagerungsdichte der Akkumulationsform in Abhängigkeit zur Erstreckung in Fließrichtung.	178
Tab. 6.4: Perzentile (16/50/84%) der gesiebten Sedimentproben der Akkumulationsform auf Basis der Korndurchmesserkurven (Abb. 6.6).....	180
Tab. 6.5: Relative Anteile der Siebeinwaagen in Abhängigkeit zur Position auf der Akkumulationsform.....	180
Tab. 6.6: Eckdaten der für die Vortests verwendeten Düsen. * D_{str} bezieht sich auf die Herstellerangaben für $p = 2$ bar und $H = 200$ mm.....	182
Tab. 6.7: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung der Düsen 460.604 und 460.606.	184
Tab. 6.8: Statistische Kennwerte der relativen Abweichung von der Ø Niederschlagsintensität der Düsen 460.604 und 460.606.	187
Tab. 6.9: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der Ø Niederschlagsintensität der Düse 460.608.	190
Tab. 6.10: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der Ø Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 0,64 \text{ m}^2$	194
Tab. 6.11: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, 110, verändert).....	195
Tab. 6.12: Positionsbezogene physikalische Niederschlagseigenschaften der LNM-Messungen bei $p = 0,21$ bar.....	198
Tab. 6.13: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, VERÄNDERT), Betriebsdaten der Koblenzer KBA bei 0,21 bar Betriebsdruck sind vermerkt.....	199
Tab. 6.14: Mit Großkollektor gewogene, mittlere Regenmenge und hieraus errechnete Niederschlagsintensitäte aus 9 x 5-minütigem Messintervall.	200
Tab. 6.15: Kontrollmessungen des Gesamtoutputs der KBA, entnommen direkt an der Düse.	201
Tab. 6.16: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der Ø Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 1 \text{ m}^2$ und $p = 0,09$ bar.....	203

Tab. 6.17: Statistische Kennwerte der Intensitätsmessung und der relativen Abweichung von der $\bar{\phi}$ Niederschlagsintensität der Düse 460.608 bei $A = 0,64 \text{ m}^2$ und $p = 0,09 \text{ bar}$	205
Tab. 6.18: Statistische Kennwerte der Tropfenanzahl-LNM-Einzelmessungen und der interpolierten Tropfenanzahl-Raster.....	210
Tab. 6.19: Statistische Kennwerte der d_{50} -LNMEinzelmessungen und der interpolierten d_{50} -Raster.....	214
Tab. 6.20: Vergleich der Erosivitätsparameter des artifiziellen Niederschlags bei verschiedenen Eingangsdrücken.....	217
Tab. 6.21: Betriebsdaten der KBA des Trierer Rainfall Simulator Workshops, sortiert nach Intensität (ISERLOH ET AL. 2013, VERÄNDERT), Betriebsdaten der Koblenzer KBA bei 0,21 bar und 0,09 bar Betriebsdruck sind vermerkt.....	218
Tab. 6.22: Absolute und relative Häufigkeiten der mittleren Häufigkeit eines Tropfendurchmessers pro Minute an den Messpunkten (0 0) und (20 0). Der Bereich der deutlichen Abweichung zwischen den Messpunkten ist farblich hervorgehoben.....	219
Tab. 6.23: Kreuztabelle der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute auf Position (0 0).....	221
Tab. 6.24: Kreuztabelle der durchschnittlichen Tropfenanzahl pro Minute auf Position (20 0).....	222
Tab. 6.25: Übersichtstabelle der mittleren Tropfenanzahl pro Minute (alle Fallgeschwindigkeiten pro Durchmesser summiert), KE_R und M der Positionen (0 0) und (20 0). Der Bereich der deutlichen Abweichung zwischen den Messpunkten ist farblich hervorgehoben.....	223
Tab. 6.26: Übersichtstabelle des relativen Anteils der Tropfenanzahl pro Minute, KE_R und M der Positionen (0 0) und (20 0). Einteilung in Klassenbreiten von $d = 1 \text{ mm}$	224
Tab. 6.27: Statistische Kennwerte der KE_R -LNMEinzelmessungen und der interpolierten KE_R -Raster.....	227
Tab. 6.28: Statistische Kennwerte der M-LNM-Einzelmessungen und der interpolierten M-Raster.	230
Tab. 6.29: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und der KBA bei einem Betriebsdruck von 0,09 bar bei gegebener Intensität von $45,42 \text{ mm h}^{-1}$	233
Tab. 6.30: Relative Abweichungen der LNM-KBA-Geschwindigkeitsmessungen von den durch GUNN & KINZER (1949) ermittelten Fallgeschwindigkeiten für natürlichen Niederschlag.....	234
Tab. 6.31: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und Niederschlagsereignis 1.....	237
Tab. 6.32: Relative Anteile der Tropfendurchmesser anhand der MPD und Niederschlagsereignis 2.....	237
Tab. 6.33: Relative Abweichungen der LNM- Geschwindigkeitsmessungen natürlicher Niederschlagsereignisse von den durch GUNN & KINZER (1949) ermittelten Fallgeschwindigkeiten für natürlichen Niederschlag	238
Tab. 6.34: Zusammenfassung der abflussbezogenen Daten der Beregnungsversuche	240
Tab. 6.35: Zusammenfassung der sedimentbezogenen Daten der Beregnungsversuche. * = Messung mittels Siebanalyse. **Keine Analyse möglich.....	241
Tab. 6.36: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 1	243
Tab. 6.37: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 1, 2 und 3.....	248

Tab. 6.38: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Wegekategorie 1	256
Tab. 6.39: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 4, 5 und 6.....	259
Tab. 6.40: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 2	268
Tab. 6.41: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 4, 5 und 6.....	272
Tab. 6.42: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Wegekategorie 2	279
Tab. 6.43: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 10, 11 und 12.....	283
Tab. 6.44: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Fahrspuren der Wegekategorie 3	291
Tab. 6.45: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 13, 14 und 15.....	295
Tab. 6.46: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Zwischenspuren der Wegekategorie 3	301
Tab. 6.47: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen 16, 17 und 18.....	305
Tab. 6.48: Abfluss- und Sedimentdaten der Beregnungsversuche auf Waldstandorten.	311
Tab. 6.49: Eigenschaften der Untersuchungsflächen, Beregnungsversuche auf Waldstandorten. ...	311
Tab. 6.49: Eckdaten der Vorregenereignisse im Zeitraum von 14 Tagen vor den Regensimulationen W1, W2 und W3.	316
Tab. 6.50: Mittlere und mediane jährliche Erosionspotentiale innerhalb des Untersuchungsgebietes, gegliedert nach Landnutzung.	336
Tab. 6.51: Eingangsdatensatz der Slope-Werte für die WEPP-Modellierungen.	337
Tab. 6.52: Landnutzungs-Presets für WEPP-Modellierungen.	337
Tab. 6.53: Eingangsdatensatz der bodenphysikalischen Parameter für die WEPP-Modellierungen.	338
Tab. 6.54: Albedo und gesättigte Leitfähigkeit der Versuchsläufe für die WEPP-Modellierungen.	338
Tab. 6.55: Erodibilitätswerte der Versuchsläufe für die WEPP-Modellierungen.	339
Tab. 6.56: Modellierungsergebnisse der Einzelversuche mittels WEPP.	340
Tab. 6.57: Modellierungsergebnisse der Wegekategorien mittels WEPP.	341
Tab. 6.58: Modellierungsergebnisse von Jahresgängen der Einzelversuche mittels WEPP.	344
Tab. 6.59: Modellierungsergebnisse der Wegekategorien mittels WEPP.	345
Tab 7.1: Geometrische Standardabweichungen und mediane Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform.	352
Tab 7.2: Gegenüberstellung der kritischen Fließ- und Schergeschwindigkeiten für die medianen Korndurchmesser der Siebanalyse von Wegoberfläche und Akkumulationsform.	358
Tab 7.3: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 1.....	375
Tab 7.4: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 2.....	381

Tab 7.5: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche, Wegekategorie 3.....	387
Tab 7.6: Statistische Kennwerte der Abflussdaten der Beregnungsversuche auf Wegen und Waldböden.....	390
Tab 7.7: RKE aller Beregnungsversuche, gegliedert nach Oberflächenkategorie.....	392
Tab 7.8: Korrelationskoeffizienten von Abflusssumme und Eigenschaften des Versuchsplots. *Aufgrund durchgehend homogener WDPT-Werte keine Berechnung des Korrelationskoeffizienten möglich.....	393
Tab 7.9: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 1.....	398
Tab 7.10: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 2.....	398
Tab 7.11: Statistische Kennwerte der Abflussinterpolation von Wegekategorie 3.....	399
Tab 7.12: Mediane Korndurchmesser und relative Korngrößenanteile der entnommenen Mischproben von Wegoberflächen.....	420
Tab 7.13: Relative Anteile der Feinbodenfraktionen der Wegmischproben.....	421
Tab 7.14: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 1 (Kategorie 1 Fahrspur).....	422
Tab 7.15: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 2 (Kategorie 1 Fahrspur).....	422
Tab 7.16: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 3 (Kategorie 1 Fahrspur).....	423
Tab 7.17: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 4 (Kategorie 1 Zwischenspur).....	423
Tab. 7.18: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.....	425
Tab. 7.19: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 7 (Kategorie 2 Fahrspur).....	426
Tab. 7.20: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 8 (Kategorie 2 Fahrspur).....	426
Tab. 7.21: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 9 (Kategorie 2 Fahrspur).....	427
Tab. 7.22: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 10 (Kategorie 2 Zwischenspur).....	427
Tab. 7.23: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 11 (Kategorie 2 Zwischenspur).....	428
Tab. 7.24: Korngrößenverteilung Beregnungsversuch 12 (Kategorie 2 Zwischenspur).....	428
Tab. 7.25: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 2.....	429
Tab. 7.26: Mediane Korngrößen der Beregnungsversuche auf Wegen der Kategorie 1.....	434
Tab. 7.27: Mittlere Faktoren und Erosionspotentiale der ABAG-Modellierung.....	440
Tab. 7.28: LS-Faktoren des Untersuchungsgebietes: Mittlere und maximale Werte, 50%- und 99%-Perzentil.....	440
Tab. 7.29: Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes: Mittlere und maximale Werte, 50%- und 95%-Perzentil.....	441
Tab. 7.30: Korrigierte und ursprüngliche LS-Faktoren des Untersuchungsgebietes.....	442
Tab. 7.31: Korrigierte und ursprüngliche Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes.....	442
Tab. 7.32: Bereinigte, jährliche Erosionspotentiale des Untersuchungsgebietes in t a ⁻¹	443
Tab. 7.33: Bereinigte, jährliche Erosionspotentiale der Wald- und Forstflächen des Untersuchungsgebietes in t a ⁻¹	444
Tab. 7.34: Vergleich der realen und WEPP-modellierten Abflussraten.....	445
Tab. 7.35: Korrelation und Signifikanz zwischen WEPP-RKE und Eingangsfaktoren.....	446
Tab. 7.36: Vergleich der gemessenen und mit WEPP modellierten Sedimentsummen.....	448

Tab. 7.37: Korrelation und Signifikanz zwischen dem mit WEPP modellierten Bodenabtrag und den Eingangsfaktoren.....	449
Tab 7.38: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 1 unter Verwendung von Preset Kategorie 2	450
Tab 7.39: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 2 unter Verwendung von Preset Kategorie 1 Fahrspur.....	450
Tab 7.40: Vergleich der ursprünglichen und nachberechneten, WEPP-modellierten Sedimentsummen, Kategorie 2 unter Verwendung von Preset Kategorie 1 Zwischenspur.....	450
Tab 7.41: Korrelation und Signifikanz zwischen ursprünglicher Berechnung und Neuberechnung der Abtragsrate mittels WEPP	451
Tab 8.1: Vergleich der relativen Anteile der Kornfraktionen bei Beregnungsversuch und in-situ-Messung	452
Tab. 8.2: Vergleich der jährlichen Erosionsraten zwischen ABAG und WEPP.	461

ii | Abkürzungsverzeichnis

A	Fließquerschnitt	[m ²]
A	Fläche	[m ²]
A _{Becher}	Fläche der Kollektoröffnung	[m ²]
A _{Kollektor}	Fläche des Großkollektors	[m ²]
A _{LNM}	Messfläche des LNM	[m ²]
A ₀	Standardisierte Hanglänge der USLE	[m]
ABAG	Allgemeine Bodenabtragsgleichung	
Ar _O	Ablöserate durch Oberflächenabfluss	[·]
Ar _s	Ablöserate durch Splash	[·]
A(r)	Einzugsgebiet der Rasterzelle r	[m ²]
b ₀	Standardisierte Hangneigung der USLE	[%]
C	C-Faktor	[·]
C	Sedimentkonzentration	[g l ⁻¹]
C _{max}	Maximale Sedimentkonzentration	[g l ⁻¹]
CU	Christiansen Koeffizient der Uniformität	[%]
CV _Q	Varianzkoeffizient der Abflusswerte	[%]
d	Fließtiefe	[m]
d	Tropfendurchmesser	[mm]
Di	Mittlerer Sedimentoutput der Berechnungsmessung	[kg m ⁻² s ⁻¹]
d _k	Korndichte	[g cm ⁻³]
d _m	Dichte des umgebenden Mediums	[g cm ⁻³]
D _{Partikel}	Partikeldurchmesser	[mm]
D _{str.}	Strahldurchmesser	[mm]
d ₅₀ / D ₅₀	Medianer Korndurchmesser	[μm]; [mm]
DGM	Digitales Geländemodell	
e	Euler'sche Zahl	
ET	Eintauchtiefe der Köhn-Pipette	[cm]
Fr	Froudezahl	[·]
g	Schwerebeschleunigung	[m s ⁻²]
H _{max}	Maximale Förderhöhe	[m]
I	Niederschlagsintensität	[mm h ⁻¹]
I _{max}	Maximale Niederschlagsintensität	[mm h ⁻¹]
K	K Faktor	[·]
k _{sat.}	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[mm h ⁻¹]
k _{str}	Rauhigkeitsbeiwert nach Strickler	[·]
KBA	Kleinberegnungsanlage	
KE	Kinetische Energie	[J]
KE	Kinetische Niederschlagsenergie pro Raumeinheit und Regenmenge	[J m ⁻² mm ⁻¹]
KE _R	Kinetische Niederschlagsenergie pro Raum- und Zeiteinheit	[J m ⁻² h ⁻¹]
Ki	Interrillenerodibilitätsfaktor	[kg s m ⁻⁴]

$K_{i_{cov}}$	Ki-Korrekturfaktor für Bodenbedeckung	[\cdot]
$K_{i_{kalib}}$	Kalibrierter, empirischer Interrillenerodibilitätsfaktor	[kg s m^{-4}]
$K_{i_{meas}}$	Empirisch gemessener Interrillenerodibilitätsfaktor	[kg s m^{-4}]
$K_{i_{slope}}$	Ki-Korrekturfaktor für Hangneigung	[\cdot]
K_r	Rillenerodibilitätsfaktor	[s m^{-1}]
l	Erosive Hanglänge	[m]
LIDAR	Light detection and ranging	
LNM	Laser-Niederschlagsmonitor	
LS	LS-Faktor	[\cdot]
LST	Laacher See Tephra	
M	Impuls	[kg m s^{-1}]
m	Masse	[kg]
m_n	Masse eines Niederschlagstropfens	[g]
MPD	Marshall-Palmer-Distribution	
N_0	Empirischer Korrekturwert der MPD-Funktion für $d=0$ ($=0,08 \text{ const.}$)	[\cdot]
N_d	Tropfenvolumen aller Tropfen bis zu Durchmesser d je mm Niederschlag	[$\text{m}^3 \text{ mm}^{-1}$]
$N_{d\text{rel}}$	Relativer Anteil aller Tropfen bis zum Durchmesser d je mm Niederschlag	[$\%$]
NJ	Langjähriger, mittlerer Niederschlag	[mm]
NSG	Naturschutzgebiet	
P	P-Faktor	[\cdot]
P	Benetzter Umfang	[m]
P	Niederschlag	[mm]
p	Betriebsdruck der KBA	[bar]
P_i	Niederschlagsmenge in Kollektor i	[mm]
$P_{\text{Kollektor}}$	Regenmenge in Großkollektor	[mm]
P_m	Mittelwert der Niederschlagsmenge aller Kollektoren	[mm]
Q	Oberflächenabfluss	[$\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$]; [l s^{-1}]; [l min^{-1}]
$Q_{\text{aufs.}}$	Oberflächenabfluss in der Aufsättigungsphase	[l min^{-1}]
Q_{\max}	Maximale Förderleistung	[$\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$]
Q_m	Arithmetisches Mittel der Abflusswerte	[l min^{-1}]
Q_n	Oberflächenabfluss der n-ten Minute	[l min^{-1}]
R	Hydraulischer Radius	[m]
R	R Faktor	[\cdot]
Re	Reynoldszahl	[\cdot]
Re_d	Hindernisreynoldszahl	[\cdot]
RKE	Abflusskoeffizient	[$\%$]
S	Hangneigung	[$^\circ$]; [$\%$]
S	Sohlgefälle	[m m^{-1}]
SALB	Soil Albedo	
SOM	Soil Organic Matter	
t	Zeit	[s]; [min]; [h]

T	Temperatur	[°C]
Tk _O	Transportkapazität durch Oberflächenabfluss	[·]
Tk _s	Transportkapazität durch Splash	[·]
U	Schergeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
U*	Kritische Schergeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v	Geschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v _{crit.}	Kritische Fließgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v _{fn}	Terminale Fallgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v _{gr}	Grenzgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
v _m	Mittlere Fließgeschwindigkeit	[m s ⁻¹]
V _n	Volumen eines Niederschlagstropfens	[mm ³]
VFS	Very fine sand	
WDPT	Water Drop Penetration Time	
z _i	Einwaage des gesammelten Niederschlags in Kollektor i	[g]
α	Hangneigung	[°]
δ ₀	Dicke der laminaren Unterschicht	[m]
Λ	Korrekturfaktor der Niederschlagsintensität nach MARSHALL & PALMER (1948)	[·]
μ, η	Dynamische Viskosität	[kg m ⁻¹ s ⁻¹]
ν	Kinematische Viskosität	[m ² s ⁻¹]
ρ	Dichte	[kg m ⁻³]
θ	Shieldsparameter	[·]
σ _g	Geometrische Standardabweichung des Sediments	[·]
σ _Q	Standardabweichung der Abflusswerte	[l min ⁻¹]
τ	Schubspannung	[N m ⁻²]
τ _{crit}	Kritische Schubspannung	[N m ⁻²]