

TECHNISCHE UNIVERSITÄT DRESDEN
FAKULTÄT FORST-, GEO- UND HYDROWISSENSCHAFTEN
INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE



Diplomarbeit

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom-Geograph

Bodenerosion als Funktion veränderter Landnutzungsstruktur – Modellierung der Entwicklung am Beispiel der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

vorgelegt von: Sebastian Wolf

geboren am: 25.12.1978 in Dresden

Betreuer: Prof. Dr. Dr. rer. nat. habil. Arno Kleber
Institut für Geographie, Technische Universität Dresden
Dr. rer. nat. Ulrich Walz
Leibniz-Institut für Ökologische Raumentwicklung e.V. (IÖR)

Dresden, 30. Januar 2006

Ehrenwörtliche Erklärung

Hiermit erkläre ich ehrenwörtlich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Dresden, 30. Januar 2006

Sebastian Wolf

Vorwort

Die Idee zu dieser Arbeit entstand in Gesprächen mit Dr. Ulrich Walz vom Institut für ökologische Raumentwicklung (IÖR). Im Rahmen des von der Europäischen Union geförderten Projektes SISTEMaPARC sollten die Auswirkungen von Landschaftsveränderungen auf die Bodenerosion untersucht werden. Der dafür verwendete Ansatz und methodische Schwerpunkt kristallisierte sich jedoch erst im Verlauf der Arbeit heraus.

An dieser Stelle möchte ich allen Personen danken, die durch ihre vielfältige Unterstützung zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Ein ganz besonderer Dank gilt meinen Betreuern Prof. Dr. Arno Kleber und Dr. Ulrich Walz, die mir jederzeit mit kompetentem Rat, weiterführenden Anregungen sowie kritischen Hinweisen zur Seite standen, und damit selbst in schwierigen Phasen wieder Licht am Ende des Tunnels erscheinen ließen.

Bedanken möchte ich mich auch bei Dr. Gerd Garten und Dr. Lutz Maerker für die kritischen Diskussionen zum Untersuchungsgebiet und die gute langjährige Zusammenarbeit. Für die konstruktiven Anregungen und kritischen Anmerkungen bedanke ich mich bei Prof. Dr. Manfred Kramer sowie bei Prof. Dr. Wolfgang Kaulfuß für die Hinweise zur historischen Datengrundlage. Darüber hinaus geht mein Dank an Johannes Franke für die fachkundige Beratung und Unterstützung bei der Aufbereitung der Niederschlagsdaten. Weiterhin danke ich Olaf Conrad und Dr. Jürgen Böhner von der Universität Göttingen für ihre Unterstützung mit SAGA und für die Bereitstellung von eigenen Modulen.

In besonderem Maße möchte ich mich bei Ulrike Franzheld bedanken. Sie stand mir immer zur Seite, hat mir Kraft gegeben und Verständnis für die gesamte Zeit dieser Arbeit aufgebracht.

Meinen Eltern danke ich für die uneingeschränkte Unterstützung und das entgegengebrachte Vertrauen während meines gesamten Studiums.

Mein ganz besonderer Dank gilt Peter Schreiber, der es in den vielen anregenden Diskussionen immer wieder geschafft hat, mich zum Nachdenken und Lachen zu bewegen. Die kollegiale und freundschaftliche Zusammenarbeit hat eine einzigartige Arbeitsatmosphäre geschaffen. Ohne ihn wäre vor allem die letzte Phase der Arbeit nicht möglich gewesen.

Abschließend möchte ich allen Personen danken, die mir bei der kritische Durchsicht und Korrektur des Manuskriptes behilflich waren. Mein spezieller Dank geht dabei an Melanie Petroschka, Sabine Zimmermann und Heidi Franzheld für ihre sehr detaillierten Anmerkungen und lehrreichen Verbesserungsvorschläge.

Sebastian Wolf, Januar 2006

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungsverzeichnis.....	IV
Kurzfassung / Abstract.....	V

I EINLEITUNG

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung und Zielsetzung	1
1.2	Aufbau der Arbeit	3
2	Bodenerosion als anthropogenes Umweltproblem	4
2.1	Begriff der Bodenerosion	4
2.2	Landschaftswandel als Ursache der Bodenerosion	4
2.3	Arten der Bodenerosion.....	5
2.4	Bodenerosion durch Wasser	6
2.5	Formen der Bodenerosion	6
2.6	Schäden durch Bodenerosion	7

II Material und Methoden

3	Modellierung der Bodenerosion durch Wasser	9
3.1	Verfahren der Modellierung	9
3.2	Modellauswahl.....	10
3.3	Modellierung mit Geographischen Informationssystemen (GIS).....	11
4	Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG).....	14
4.1	Struktur der ABAG	14
4.2	Faktoren der ABAG.....	15
4.2.1	Regenerositätsfaktor R.....	15
4.2.2	Bodenerodierbarkeitsfaktor K.....	16
4.2.3	Topographiefaktor LS.....	17
4.2.4	Hangneigungsfaktor S.....	17
4.2.5	Hanglängenfaktor L	20
4.2.6	Bodenbedeckungsfaktor C	27
4.2.7	Erosionsschutzfaktor P	27
4.3	Einschränkungen der ABAG	28

5	Untersuchungsgebiet	29
5.1	Lage	29
5.2	Naturräumliche Einordnung	29
5.3	Landschaftsgenese und geologischer Bau	33
5.4	Geomorphologische Verhältnisse	35
5.5	Klimatische Verhältnisse	37
5.6	Hydrologische Verhältnisse	39
5.7	Pedologische Verhältnisse	40
5.8	Vegetation	40
5.9	Anthropogene Nutzung	41
6	Datengrundlage und Datenaufbereitung.....	43
6.1	Vorgehensweise	43
6.2	Landnutzungsstruktur	44
6.2.1	Historische Karten	44
6.2.2	Landschaftswandel in der Nationalparkregion	44
6.2.3	Entwicklung des Ackerlands	49
6.3	R-Faktor	52
6.3.1	Berechnungsgrundlage	52
6.3.2	Verfügbare Datengrundlage	53
6.3.3	Verwendete Niederschlagsstationen	55
6.3.4	Aufbereitung und Korrektur der Niederschlagssummen	56
6.3.5	Regionalisierung der Niederschläge	59
6.4	K-Faktor	63
6.5	Datengrundlage für Topographiefaktoren	69
6.5.1	Digitale Geländemodelle als Berechnungsgrundlage	69
6.5.2	Methoden der Hangneigungsberechnung	70
6.6	S-Faktor	71
6.7	L-Faktor	72
6.7.1	Berechnung des L-Faktors	72
6.7.2	Abflussmodellierung	73
6.7.3	Arten von Berechnungsverfahren	77
6.7.4	Vergleich unterschiedlicher Berechnungsverfahren	79
6.7.5	Auswahl eines geeigneten Verfahrens	94
6.7.6	Umsetzung der Berechnung des L-Faktors	94
6.8	Auswirkungen der verwendeten DGM-Auflösung	104
6.9	Berechnung des langjährigen mittleren Bodenabtrags	107

III Ergebnisse und Diskussion

7	Bodenerosion in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz.....	109
7.1	Erosionsgefährdung	109
7.2	Mittlerer Bodenabtrag.....	112
7.2.1	Entwicklung des mittleren Bodenabtrags	112
7.2.2	Relativer Bodenabtrag	114
7.3	Hangneigungsentwicklung	116
7.3.1	Lagebedingte Veränderungen	116
7.3.2	Umwandlung ehemaliger Ackerflächen	118
7.4	Einfluss der Hanglänge auf Veränderungen des Bodenabtrags.....	118
7.5	Räumliche Differenzierung des Bodenabtrags	121
7.5.1	Auswahl von Testgebieten.....	121
7.5.2	Testgebiet Krippen.....	122
7.5.3	Testgebiet Wehlen	124
7.5.4	Testgebiet Weißig	126
7.5.5	Testgebiet Struppen	128
7.5.6	Testgebiet Altendorf	130
7.5.7	Auswertung der Testgebiete	132
7.6	Schlagbezogene Auswertung.....	136
7.7	Lageabhängigkeit hoher Bodenabträge	138
8	Bewertung der Ergebnisse	140
8.1	Methodenkritik und Fehlerbetrachtung	140
8.3	Übertragbarkeit auf andere Räume	142
8.4	Ausblick.....	143
9	Zusammenfassung	145
	Literaturverzeichnis	147
	Abbildungsverzeichnis.....	158
	Tabellenverzeichnis	160
	Verzeichnis der Anlagen.....	161

Anlagen

Abkürzungsverzeichnis

ABAG	Allgemeine Bodenabtragungsgleichung
AML	Arc Macro Language
ATKIS	Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem
BEW	Bodenartbedingter Erosionswiderstand
BKkonz	Bodenkonzeptkarte
BÜK 200	Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:200 000
CIR	Color-Infrarot
CliNo	Klimanormalperiode
Efw	Natürliche Erosionsgefährdung
ESRI	Environmental Systems Research Institute
EZG	Einzugsgebiet
EZGV	Einzugsgebiet basierte Verfahren
FLV	Fließlängen basierte Verfahren
FSK	Forstlichen Standortkartierung
DGM	Digitales Geländemodell
DLM	Digitales Landschaftsmodell
GIS	Geographisches Informationssystem
ISK	Irregular Slope Konzept
LSG	Landschaftsschutzgebiet
MFD	Multiple Flow Direction
MMK	Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftliche Standortkartierung
NN	Normalnull
NPV	Nationalparkverwaltung Sächsische Schweiz
PDF	Portable Document Format
RGB	Rot-Grün-Blau, Echtfarbdarstellung
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation
SAGA	System for Automated Geoscientific Analysis
SFD	Single Flow Direction
UCAK	Unit Contribution Area Konzept
USLE	Universal Soil Loss Equation

Kurzfassung

Die Bodenerosion als anthropogenes Umweltproblem führt zu einer starken Beeinträchtigung der Bodenqualität und vernichtet jährlich große Flächen fruchtbareren Ackerlandes. In der vorliegenden Arbeit werden die Auswirkungen von Veränderungen der Landnutzungsstruktur auf die Bodenerosion anhand von veränderten erosiven Hanglängen untersucht. Dazu werden verschiedene Modellierungsansätze zur Hanglängenberechnung und Berücksichtigung der Landnutzungsstruktur vergleichend betrachtet. Ausgehend davon wird ein neues Verfahren zur Untersuchung der historischen Entwicklung der Bodenerosion vorgestellt. Eine Anwendung erfolgt am Beispiel der Nationalparkregion Sächsische Schweiz. Die Ergebnisse belegen den starken Einfluss der Landnutzungsstruktur auf die Entwicklung der Bodenerosion. Darüber hinaus werden die Ursachen für eine räumlich differenzierte Entwicklung aufgezeigt. Eine abschließende Bewertung der Ergebnisse diskutiert die Übertragbarkeit auf andere Räume und zeigt Einsatzmöglichkeiten der verwendeten Methodik in der Praxis auf.

Abstract

Soil erosion, a man made environmental problem, has a significant effect on soil quality and destroys vast areas of fertile arable land every year. This study examines the effects that changes in land use structure have on soil erosion. The approach used is based on variations in erosion effective slope length. The thesis discusses different modelling approaches for slope length calculation and addresses their consideration of land use structure. Ultimately, a new procedure for investigating the historical development of soil erosion is suggested. The procedure is applied to the National Park Region of Saxon Switzerland. The results of this study emphasise the significant influence of land use structure on the development of soil erosion. Furthermore, spatially differentiated development is indicated and its causes are identified. Finally, this study considers the applicability of the procedure to other areas, and identifies possible applications.

I EINLEITUNG

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

”Soil erosion is as old as agriculture. It began when the first heavy rain struck the first furrow turned by a crude implement of tillage in the hands of prehistoric man. It has been going on ever since, wherever man's culture or the earth has bared the soil to rain and wind.”

(BENNETT, H. AND W.C. LOWDERMILK, ca. 1930)

Die intensive Nutzung der Böden führt weltweit zu starken Schäden und vernichtet jährlich große Flächen fruchtbareren Ackerlandes. Ein Drittel aller landwirtschaftlich genutzten Flächen und deren Böden sind durch menschliche Einflüsse degradiert. Dabei wird der Hauptteil der Bodendegradation durch die Bodenerosion hervorgerufen (RICHTER 1998, HERWEG 1999). Die langfristigen und irreversiblen Schäden beeinträchtigen die Bodenqualität und gefährden somit die Existenzgrundlage der Landwirtschaft (KRETZSCHMAR 1992). Allein in Sachsen sind 60 % der Ackerflächen erosionsgefährdet. Jährlich werden mindestens 2,5 Mio. Tonnen Ackerboden infolge von Bodenerosion durch Wasser umgelagert, das entspricht in Sachsen durchschnittlich etwa 3,5 Tonnen je Hektar (LFUG 2004).

Insbesondere der Einfluss des Menschen auf die Umwelt ist für die Bodenerosion verantwortlich. Erst anthropogene Veränderungen der Flächennutzung und der Landnutzungsstruktur störten das natürliche Gleichgewicht und führten zum Problem der Bodenerosion. Der Bodenabtrag auf agrarisch genutzten Flächen ist mehr als zehnmals höher als jener von Weideland und etwa tausendmal so hoch wie der Bodenabtrag in Wäldern (STRAHLER & STRAHLER 1999). Großflächige Rodungen haben in der Vergangenheit, insbesondere im Mittelalter und mit dem Beginn der Industrialisierung, zu einer starken Ausweitung von landwirtschaftlich genutzten Flächen geführt (BREBURDA & RICHTER 1998, KOWALKE 2000). Zusammen mit Veränderungen in der Bearbeitungstechnik oder Flurgliederung, aber auch durch die Einführung erosionsanfälliger Feldkulturen, wie Kartoffel und Zuckerrübe, wurden verschiedene Schadenswellen der Bodenerosion ausgelöst. Diese ebten erst mit der Ergreifung geeigneter Gegenmaßnahmen durch den Menschen wieder ab (BREBURDA & RICHTER 1998). Trotz ihrer Irreversibilität ist es möglich, die Folgen der Bodenerosion durch gezielte Maßnahmen und Eingriffe zu verringern (vgl. KRETZSCHMAR 1992). Damit zeigt sich eine Notwendigkeit, solche Maßnahmen bezüglich ihrer Wirkung zu analysieren, um diese effektiv

einsetzen zu können. Historische Veränderungen und deren Auswirkungen auf die Bodenerosion sind dafür besonders geeignet. Die Erkenntnisse aus historischen Entwicklungen ermöglichen eine Berücksichtigung in zukünftigen Planungsentscheidungen und können somit einen Beitrag zur Nachhaltigkeit der agrarischen Nutzung leisten.

Die Möglichkeiten für historische Betrachtungen der Bodenerosion sind jedoch begrenzt. Neben Profilmessungen von gekappten Bodenprofilen und abgelagerten Kolluvien (BORK ET AL. 1998) können dafür Modellierungsverfahren eingesetzt werden (vgl. HALKE 2002, THORMANN 2002). Bisherige Ansätze zur Modellierung gehen dabei ausschließlich von Veränderungen der Flächennutzung aus (vgl. MARKS ET AL. 1992) und vernachlässigen die Auswirkungen der Landnutzungsstruktur fast vollständig. Änderungen der Landnutzungsstruktur bewirken jedoch eine Veränderung der erosiv wirksamen Hanglänge und haben daher deutliche Auswirkungen auf die Bodenerosion. Mit den bisherigen Ansätzen wird der prozesshafte Ablauf der Bodenerosion somit nur unzureichend dargestellt, weshalb die Aussagekraft von deren Ergebnissen begrenzt ist. Alternative Ansätze zur Modellierung der historischen Entwicklung der Bodenerosion sind nach dem derzeitigen Kenntnisstand des Autors nicht bekannt oder publiziert worden.

Zielstellung dieser Arbeit ist es daher, Alternativen und neue Ansätze zur Berücksichtigung der Landnutzungsstruktur bei historischen Untersuchungen der Bodenerosion aufzuzeigen. Die Modellierung der erosiv wirksamen Hanglänge als Folge einer veränderten Landnutzungsstruktur steht dabei im Vordergrund. Dazu werden verschiedene Ansätze diskutiert, miteinander verglichen und ein geeigneter Ansatz ausgewählt. Am Beispiel der Nationalparkregion Sächsische Schweiz wird die Entwicklung der Bodenerosion aufgrund veränderter erosiver Hanglängen quantifiziert. In einer abschließenden Bewertung der Ergebnisse und der verwendeten Methodik wird die Umsetzung des eingesetzten Verfahrens sowie die Übertragbarkeit auf andere Räume diskutiert.

1.2 Aufbau der Arbeit

Der inhaltliche Aufbau der Arbeit gliedert sich in einen einleitenden theoretischen Teil (*Kapitel 1-2*), einen umfangreichen methodischen Teil (*Kapitel 3-6*) und eine abschließende Präsentation und Diskussion der Ergebnisse (*Kapitel 7-9*).

In *Kapitel 1* erfolgt eine Einführung in die Thematik, das Aufzeigen der Notwendigkeit sowie die Formulierung der Zielstellung dieser Arbeit. Anschließend werden in *Kapitel 2* die theoretischen Grundlagen der Bodenerosion sowie deren Ursachen und Folgen vorgestellt.

Den methodischen Teil einleitend, widmet sich *Kapitel 3* der Modellierung der Bodenerosion durch Wasser. Dazu werden verschiedene Modellierungsverfahren erläutert und ein geeignetes ausgewählt. Darüber hinaus wird ein kurzer Überblick über die Verwendung von Geographischen Informationssystemen (GIS) gegeben. In *Kapitel 4* wird die Allgemeine Bodenabtragungsgleichung (ABAG) behandelt. Neben Details zur Ableitung und Berechnung der einzelnen Faktoren wird auch auf die Einschränkungen dieses weitverbreiteten Verfahrens eingegangen.

Nachdem die methodischen Grundlagen der Modellierung erläutert wurden, befasst sich *Kapitel 5* mit dem Untersuchungsgebiet, der Nationalparkregion Sächsische Schweiz. Der einzigartige Naturraum wird dazu anhand seiner Partialkomplexe sowie der anthropogenen Nutzung vorgestellt. Das *Kapitel 6* bildet den methodischen Schwerpunkt der Arbeit und ist somit auch das umfangreichste. Beginnend mit der historischen Entwicklung der Landnutzungsstruktur, werden im Weiteren die Teilfaktoren der ABAG für das Untersuchungsgebiet berechnet. Insbesondere die Berechnung der erosiven Hanglängen wird dabei sehr detailliert diskutiert.

In *Kapitel 7* werden die Ergebnisse der Entwicklung des Bodenabtrags in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz präsentiert. Dabei werden neben räumlichen Unterschieden auch mögliche Ursachen der Entwicklung erläutert. In einer anschließenden Bewertung der Ergebnisse wird in *Kapitel 8* die verwendeten Methodik kritisch betrachtet, deren Übertragbarkeit auf andere Räume diskutiert und ein Ausblick mit Empfehlungen für zukünftige Untersuchungen gegeben. Abschließend werden in *Kapitel 9* die methodischen und inhaltlichen Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst.

Aus Gründen der besseren Lesbarkeit wurde auf großformatige Abbildungen im Text weitestgehend verzichtet. Um dennoch Details darin sichtbar zu machen, ist auf der beiliegenden CD-ROM (hintere Umschlagseite) eine PDF-Datei der Arbeit in hoher Auflösung enthalten.

2 Bodenerosion als anthropogenes Umweltproblem

2.1 Begriff der Bodenerosion

Der Begriff der Erosion (von lat. *erodere* = abnagen, zerkleinern) umfasst in der Geomorphologie den Prozess der Abtragung der Erdoberfläche (vgl. BREBURDA & RICHTER 1998). Durch die natürlichen Kräfte von Wind, Wasser und Gravitation wird verwittertes oder losgelöstes Material (Gestein, Sediment, Boden usw.) transportiert und umgelagert. Für die Erosion von Bodenmaterial wird der Begriff der Bodenerosion verwendet. Darin sind die Ablösung und der Transport von Bodenpartikeln eingeschlossen (AUERSWALD 1998). Insbesondere die Erosion durch fließendes Wasser (Niederschlag, Schneeschmelze), aber auch Wind und gravitative Massenbewegungen (Rutschungen, Denudation) führen zum Abtrag von Boden, wenn dieser nicht durch eine geschlossene Vegetationsdecke geschützt wird. Bei günstigen Klimabedingungen, wie diese in Mitteleuropa vorherrschen, verhindert die Vegetation mit ihrem verankerten Wurzelwerk die Loslösung und somit den Abtrag von Bodenmaterial. Bodenerosion findet unter natürlichen Bedingungen nur in sehr geringem Umfang statt und wird durch Verwitterung sowie Bodenneubildung ausgeglichen. Mit der Veränderung und teilweisen Entfernung der Vegetationsdecke hat der Mensch dieses natürliche Gleichgewicht gestört (BREBURDA & RICHTER 1998). Daher wird der Begriff der Bodenerosion im Allgemeinen gleichbedeutend für den anthropogen verursachten Bodenabtrag verwendet (vgl. BASTIAN & SCHREIBER 1999). Andere Bezeichnungen finden sich in Form der natürlichen und der durch den Menschen induzierten beschleunigten Bodenerosion oder Bearbeitungserosion (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, STRAHLER & STRAHLER 1999, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

2.2 Landschaftswandel als Ursache der Bodenerosion

Die heute vorhandene Landschaft ist das Ergebnis eines über Jahrtausende andauernden Entwicklungsprozesses, der die ursprünglich vorhandene Naturlandschaft veränderte. Dieser Wandel von Landschaften umfasst die gesamte Umwelt und hat sowohl natürliche als auch anthropogene Ursachen (BASTIAN & SCHREIBER 1999, BORK ET AL. 1998). Als natürlicher Landschaftswandel werden die Veränderungen durch geologische, geomorphologische, hydrologische und insbesondere klimatische Prozesse betrachtet, welche ohne anthropogene Einflüsse stattfinden (vgl. BASTIAN & SCHREIBER 1999). Die Auswirkungen des natürlichen Landschaftswandels werden von den weitaus stärkeren

Veränderungen durch den Menschen überlagert. Durch anthropogene Einflüsse haben sich die Strukturen und Funktionen von Landschaften grundlegend verändert (BORK ET AL. 1998). Naturlandschaften, wie sie vor der Besiedlung durch den Menschen existierten, sind heute nur noch äußerst selten vorhanden. Der Mensch hat die Naturlandschaft seit dem Beginn der agrarischen Landnutzung vor ca. 6000 Jahren an seine Bedürfnisse angepasst und in eine von ihm geprägte Kulturlandschaft umgewandelt. Insbesondere die Rodungen von Wäldern, Flächenversiegelungen in Siedlungsbereichen, aber auch großflächige Tagebaugelände haben den Landschaftshaushalt und somit die ablaufenden Prozesse und Stoffflüsse stark verändert (vgl. BASTIAN & SCHREIBER 1999).

Der Landschaftswandel vollzieht sich, historisch betrachtet, mit zunehmender Geschwindigkeit und hat vor allem durch die Intensivierung der Landwirtschaft in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu starken Veränderungen der Landschaftsstruktur geführt (vgl. DIEMANN & ARNDT 2001). Gegenwärtig wird die Landschaft besonders durch häufige Landnutzungsänderungen geprägt (BASTIAN & SCHREIBER 1999).

Mit den Kenntnissen aus historischen Landschaftsanalysen können die Ursachen und Folgen des Landschaftswandels beurteilt und in eine nachhaltige Landschaftsplanung einbezogen werden (vgl. BASTIAN & SCHREIBER 1999). Damit lassen sich zwar die Auswirkungen des Landschaftswandels nicht rückgängig machen, wohl aber bei zukünftigen Entscheidungen berücksichtigen und minimieren.

Eine der gravierendsten Folgen des anthropogenen Landschaftswandels ist die Bodenerosion. Seit dem Beginn der menschlichen Besiedlung hat sich die landwirtschaftliche Nutzfläche in großem Maße ausgedehnt sowie deren Nutzungsintensität stark erhöht. Die dadurch verursachte Bodenerosion hat zu irreversiblen Schäden und Bodenverlusten geführt (vgl. BORK ET AL. 1998, BASTIAN & SCHREIBER 1999).

2.3 Arten der Bodenerosion

Entsprechend der bereits aufgeführten natürlichen Kräfte (vgl. Kapitel 2.1) werden verschiedene Arten der Bodenerosion in Abhängigkeit vom Transportmedium unterschieden, die Bodenerosion durch Wasser (Wassererosion) und die Bodenerosion durch Wind (Winderosion). Hinzu kommen Sonderformen durch gravitative Massenbewegungen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Im Allgemeinen tritt eine Kombination der verschiedenen Bodenerosionsarten auf. Die Winderosion ist, von wenigen Gebieten abgesehen, jedoch weniger bedeutend als die Wassererosion (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). In humiden Gebieten ist aufgrund des vorhandenen Feuchtedargebots und einer dementsprechenden Vegetationsbedeckung die Wassererosion vorherrschend. Bei semiaridem Klima mit

geringen Wuchshöhen und selten geschlossener Vegetationsdecke hat dagegen auch die Winderosion eine große Bedeutung, insbesondere in den trockenen Jahreszeiten. Darüber hinaus reagieren semiaride Gebiete empfindlicher auf Störungen der natürlichen Verhältnisse, da sie in Grenzbereichen der Nutzbarkeit liegen (STRAHLER & STRAHLER 1999).

Im humiden Klima Mitteleuropas spielt die Winderosion gegenüber der Wassererosion nur eine untergeordnete Rolle (vgl. HASENPFLUG 1992, SCHMIDT 2001). Daher wird im Folgenden nur die Bodenerosion durch Wasser genauer betrachtet.

2.4 Bodenerosion durch Wasser

Die Bodenerosion durch Wasser wird durch Niederschläge, insbesondere sommerliche Starkniederschläge, ausgelöst. Das Auftreffen der Regentropfen auf die zumeist ausgetrocknete Bodenoberfläche bewirkt eine Zerstörung der Bodenaggregate. Dabei werden die Bruchstücke der abgelösten Bodenteilchen zur Seite gespritzt (SCHWERTMANN ET AL. 1987, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Der gesamte Prozess wird auch als Plansch oder Splash bezeichnet (AUERSWALD 1998). Oberflächlich abfließendes Wasser transportiert das losgeschlagene Bodenmaterial hangabwärts und führt dabei zur Abscherung von weiterem Bodenmaterial.

2.5 Formen der Bodenerosion

Ausgehend von den Prozessen, welche die Ablösung und den Transport von Bodenteilchen verursachen, werden verschiedenen Formen der Bodenerosion durch Wasser unterschieden. Wenn Luftsprennung, Dispergierung der Aggregate und Regentropfenaufschlag gleichmäßig auf die ungeschützte Bodenoberfläche wirken, finden die Ablösung und der Transport des Bodenmaterials flächenhaft statt. Diese Erosionsform wird als **Flächenerosion** oder **Schichterosion** bezeichnet und ist im Gelände kaum erkennbar (RICHTER 1998, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Demgegenüber stehen linearen Erosionsformen, die durch den Oberflächenabfluss eher lokal wirken und ein Einschneiden verursachen. Wenn die Scherfestigkeit des Bodens bereits von relativ geringen Abflüssen überwunden werden kann, führt das zu vielen seichten Abflussbahnen (ca. 10 cm tief) mit geringer Entfernung voneinander. Diese als **Rillenerosion** bezeichnete Erosionsform tritt insbesondere auf wenig kohäsiven sandigen Böden auf (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Im Zwischenrillenbereich wirkt

die Flächenerosion, wobei Übergänge zwischen beiden Formen häufig sind. Beide werden daher in der Modellierung, Kartierung und bei Schutzmaßnahmen meist gemeinsam behandelt (RICHTER 1998).

Mit zunehmender Konzentration des Abflusses steigen dessen Kräfte bei der Ablösung und dem Transport von Bodenmaterial an. Dadurch werden die Rillen tiefer und breiter, es kommt zur sogenannten **Rinnenerosion**. Diese Erosionsform reicht nicht wesentlich tiefer, als die Untergrenze der Bodenbearbeitung (ca. 30 cm) und kann durch normale Bearbeitung noch beseitigt werden. Werden die Rinnen größer (mehrere Meter breit und tief) und können nicht mehr beseitigt werden, dann wird die Bezeichnung **Graben- oder Gullyerosion** verwendet. Die Ablösung durch den Regentropfenaufschlag ist bei dieser Erosionsform von geringer Bedeutung und fördert nur noch die Verschlammung der Bodenoberfläche (RICHTER 1998, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Eine weitere Erosionsform, die fast ausschließlich in ariden Gebieten mit natriumhaltigen Böden vorkommt, ist die Tunnelerosion. Dabei wird der Niederschlag durch eine stabile Bodenoberfläche infiltriert und erodiert einen darunter liegenden instabilen Unterboden in Form von Tunneln (auch als Röhren bezeichnet). Die dadurch verringerte Tragfähigkeit des Oberbodens führt zum Einsturz der so entstandenen Tunnel (RICHTER 1998).

Grundsätzlich wirken die verschiedenen Erosionsformen gemeinsam, wobei deren Anteile am gesamten Bodenabtrag sehr stark variieren. Bei kleineren erosiven Ereignissen, welche bezüglich der Anzahl überwiegen, ist der Anteil der flächenhaften Erosion im Allgemeinen besonders groß. Mit zunehmender Stärke der erosiven Ereignisse nimmt der Anteil linearer Erosionsformen zu. Für ein besonders starkes Niederschlagsereignis eines Standortes in Süddeutschland betragen die Anteile der Erosionsformen am Gesamtabtrag beispielsweise 40 % für Flächenerosion, 31 % für Rillenerosion, 17 % für Rinnenerosion und 12 % für Grabenerosion (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002)

2.6 Schäden durch Bodenerosion

Aufgrund ihrer langfristigen und irreversiblen Schäden ist die Bodenerosion ein ernstzunehmendes und weltweit auftretendes Umweltproblem (vgl. HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997, STRAHLER & STRAHLER 1999, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Vor allem im Bereich der agrarisch genutzten Flächen ermöglicht die jährlich wiederkehrende Vegetationsarmut während der Wachstumsphase einen starken Oberflächenabfluss, der zu Bodenabträgen führt. Dadurch entstehen für die Landwirtschaft erhebliche wirtschaftliche Schäden. Die Folgen der Bodenerosion werden nach den Schädigungen am Ort des Geschehens (On-Site) und außerhalb dessen (Off-Site) unterschieden (RICHTER 1998).

On-Site Schäden

Die On-Site Schäden umfassen die Folgen der Bodenerosion auf den erodierenden Flächen selbst (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Während im Hang Bodenmaterial abgetragen wird, kommt es am Hangfuß zu Sedimentation und zur Bildung teils mächtiger Kolluvien (RICHTER 1998). Dadurch werden die Oberböden immer flachgründiger (Profilverkürzung), verbunden mit einer Abnahme der Wasserspeicherkapazität und der Fähigkeit, Nährstoffe zu binden (KRETZSCHMAR 1992, RICHTER 1998). Vor allem die Feinbodenfraktion wird abgetragen und führt in Folge zur Verschlammung des Oberbodens. Damit sinkt die Infiltrationsrate und die Anfälligkeit für weitere Bodenabträge steigt an. Insgesamt verringert sich daher die Bodenfruchtbarkeit und die Erntemengen gehen zurück (RICHTER 1998).

Off-Site Schäden

Neben den Schäden am Ort des Geschehens treten auch außerhalb Erscheinungen und Probleme durch Bodenerosion auf, welche unter dem Begriff der Off-Site Schäden zusammengefasst werden (RICHTER 1998). Insbesondere Akkumulationsbereiche, Flusssysteme und deren Talauen sind davon betroffen. Den Ackerflächen beim Abfluss nachgeschaltet und teilweise noch dazugehörig ist der Hangfuß, auf dem durch Akkumulation teils mächtige Kolluvien entstehen. Die lokalen Bodenprofile werden damit überlagert und es kommt häufig zu Pseudovergleyung. Trotz Nährstoffreichtum sind diese Böden daher nicht ertragreicher als die erodierten Oberböden (RICHTER 1998). In weiterer Folge erreicht der Oberflächenabfluss mit dem Bodenmaterial und den gelösten Stoffen (z. B. Phosphor und Nitrat) in Suspension das hydrographische System der Fließgewässer. Beim Rückgang der Fließgeschwindigkeiten wird das transportierte Material als Auelehm abgelagert und führt als Fernwirkung der Bodenerosion zur allmählichen Aufhöhung der Talauen. Die mit dem Oberflächenabfluss und Bodenabtrag in die Gewässer eingetragenen Stoffe stellen ein weiteres Problem dar. Phosphate, Nitrate und Pestizide, welche vor allem aus Düngemitteln der landwirtschaftlich genutzten Flächen stammen, aber auch Schwermetalle führen zur Verunreinigung, Eutrophierung und Verlandung von Gewässern (v. a. Trinkwasser-Talsperren) sowie zur Schädigung benachbarter Ökosysteme (RICHTER 1998, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002).

Abgesehen von den kurzfristigen Schäden sind es vor allem die langfristigen Folgen der Bodenerosion, welche die größten Schäden verursachen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Mit guten Anbaubedingungen ist zumeist auch eine erhöhte Anfälligkeit für Bodenerosion gegeben, insbesondere durch schluffige Oberböden. Da Gebiete, die eine ertragreiche Bewirtschaftung erlauben, im Allgemeinen schon seit alters her intensiv landwirtschaftlich genutzt wurden, sind deren Böden bereits vielerorts stark erodiert und können weitere Abträge kaum kompensieren (SCHÄUBLE 1999).

II MATERIAL UND METHODEN

3 Modellierung der Bodenerosion durch Wasser

3.1 Verfahren der Modellierung

Das Ausmaß des Bodenabtrags durch Bodenerosion wird überwiegend von einzelnen Starkniederschlagsereignissen bestimmt. Es ist also kein kontinuierlich ablaufender Prozess. Damit sind Feldmessungen und Beobachtungen im Gelände selbst bei größtmöglichem Aufwand nur bedingt realisierbar und auf einzelne Ereignisse beschränkt. Die Übertragung dieser Einzelbeobachtungen auf die Fläche und andere Räume erfordert Modellvorstellungen, die das Zusammenwirken der verschiedenen Einflüsse beschreiben (KRETZSCHMAR 1992, SCHMIDT 1998). Einerseits ist dies durch statistische Verfahren möglich, andererseits durch eine Beschreibung der prozessorientierten Gesetzmäßigkeiten. Demnach werden zwei unterschiedliche Typen von Erosionsmodellen unterschieden.

Empirisch basierte Modelle, wie die in den USA entwickelte *Universal Soil Loss Equation* (USLE), beschreiben den Bodenabtrag als Funktion verschiedener statistisch ermittelter Faktoren (SCHMIDT 1998). Dazu werden die Einflüsse von Relief, Klima, Böden und der Bewirtschaftung über längere Zeiträume auf standardisierten Parzellen gemessen. Aus den Ergebnissen dieser Messungen erfolgt eine Ableitung von korrelativen Zusammenhängen in Form von Regressionsgleichungen, die eine langfristige Prognose des Bodenabtrages ermöglichen. Die Auswirkungen von Einzelereignissen können mit diesen Modellen nicht erfasst werden. Eine Übertragbarkeit dieser Modelle auf andere Räume ist nur bedingt und meist nicht ohne Anpassungen möglich (SCHMIDT 1998, MICHAEL 2000). Aufgrund ihrer einfachen Struktur und zumeist guten Verfügbarkeit der Eingabeparameter werden empirische Modelle jedoch sehr häufig eingesetzt und sind oft die einzige Möglichkeit zur Prognose des potenziellen Bodenabtrags (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, SCHMIDT 2001).

Demgegenüber stehen prozessorientierte Bodenerosionsmodelle wie *EROSION 2D/3D* oder das *Water Erosion Prediction Model* (WEPP), die auf physikalisch und hydrologisch definierten Parametern beruhen (MICHAEL 2000, SCHMIDT 2001). Der Ansatz dieser Modelltypen ermöglicht höhere zeitliche und räumliche Auflösungen und somit eine Verbesserung der Prognosegenauigkeit. Prozessorientierte Modelle arbeiten fast ausschließlich ereignisbezogen und lassen sich darüber hinaus auch auf andere Räume übertragen. Im Gegensatz zu empirischen Modellen können zudem Aussagen über den

Transport und die Deposition von Material getroffen werden (z. B. Stoffeinträge in Gewässer). Mit der Komplexität dieser Modelle steigt jedoch der Bedarf an Eingangsparametern an, womit meist nur ein kleinräumiger Einsatz möglich ist. Der praktische Einsatz von prozessorientierten Bodenerosionsmodellen scheitert meist aus Personal-, Zeit- und Kostengründen (MICHAEL 2000, SCHMIDT 2001).

Weiterführende Vergleiche zu Bodenerosionsmodellen finden sich z. B. in BORK & SCHRÖDER (1996), SCHMIDT (1996), MICHAEL (2000) und SCHMIDT (2001).

3.2 Modellauswahl

Die Auswahl eines geeigneten Modells hängt im Wesentlichen vom jeweiligen Anwendungszweck und der verfügbaren Datengrundlage ab. Es erscheint jedoch nicht sinnvoll, ein Modell ausschließlich aufgrund der Datenverfügbarkeit auszuwählen (MORGENSTERN 2001).

Zur Auswahl eines geeigneten Erosionsmodells bedarf es vorab einer Klärung der Anforderungen an das Modell. Da die Entwicklung und Auswirkungen von Hanglängen auf die Bodenerosion den Schwerpunkt dieser Arbeit darstellen, ist die Berücksichtigung von Hanglängen das wichtigste Auswahlkriterium. Darüber hinaus müssen die benötigten Eingangsdaten des Modells für den Zeitraum von 1780 bis 1992 zur Verfügung stehen, um soweit als möglich das etwa 380 km² große Untersuchungsgebiet abzudecken.

Angesichts dieser Randbedingungen entfällt die Möglichkeit der Anwendung eines physikalisch basierten Modells aufgrund des Betrachtungszeitraumes und der Fläche des Untersuchungsgebiets. Um einen für diese Untersuchung geeigneten empirischen Ansatz auszuwählen, bedarf es eines Überblicks über existierende Modelle und deren Unterschiede.

Den Ursprung empirischer Bodenerosionsmodelle bildet die bereits genannte *Universal Soil Loss Equation* (USLE). Dazu wurden zwischen 1930 und 1952 umfangreiche Messungen auf standardisierten Messparzellen im mittleren Westen der USA durchgeführt (SCHMIDT 1998; vgl. WISCHMEIER & SMITH 1978, RENARD 1997). Im Laufe der Zeit gab es mehrfach Überarbeitungen und Modifizierungen der USLE. Die sogenannte *Modified Universal Soil Loss Equation* (MUSLE) gibt es in mehreren Varianten. Grundlegender Unterschied zur USLE ist die Verwendung von Abflusskennwerten und Einzugsgebieten (HENSEL & BORK 1988, MORGENSTERN 2001). Einen ähnlichen Ansatz verfolgt die *Differentiated Universal Soil Loss Equation* (dUSLE), auch bekannt als TIN-Erosion, welche darüber hinaus ermöglicht, Stoffeinträge in Gewässer zu prognos-

tizieren (NEUFANG ET AL. 1989, MORGENSTERN 2001, SCHMIDT 2001). Die von SCHWERTMANN ET AL. (1987) für Deutschland, respektive Bayern, angepasste Form der USLE wird als *Allgemeine Bodenabtragungsgleichung* (ABAG) bezeichnet. Mitte der 90er Jahre wurde die USLE durch eine überarbeitete Nachfolgeversion abgelöst. Die *Revised Universal Soil Loss Equation* (RUSLE) beruht auf einer größeren Anzahl von Vergleichsmessungen und beseitigt maßgebliche Kritikpunkte an der Ursprungsgleichung. Während die Grundstruktur erhalten blieb, veränderte sich die Bestimmung der einzelnen Faktoren (RENARD ET AL. 1997, SCHMIDT 1998, WILSON & LORANG 1999, MORGENSTERN 2001, SCHMIDT 2001, FOSTER ET AL. 2003).

Die USLE sowie ihre Modifikationen und Revisionen sind der am weitesten verbreitete Ansatz zur Beschreibung der Wassererosion (SCHMIDT 1998). Neben den vollständigen Gleichungen gibt es insbesondere in Deutschland eine große Anzahl von Ableitungen und Vereinfachungen, die nur einzelne Teilfaktoren der ABAG verwenden. Dazu zählen beispielsweise der von MARKS ET AL. (1992) vorgestellte *Bodenartbedingte Erosionswiderstand* (BEW) sowie die *Natürliche Erosionsgefährdung* (Efw) nach HENNINGS (1994, 2000).

Der Vergleich zeigt, dass Hanglängen bei allen ABAG-basierten Verfahren berücksichtigt werden können. Dabei wird jedoch unterschieden, ob eine konstante mittlere Hanglänge verwendet wird oder diese als variable Größe in die Modellierung einfließen kann. Der BEW nach MARKS ET AL. (1992) verwendet beispielsweise eine konstante mittlere Hanglänge von 100 m ohne die Möglichkeit, reale Hanglängen einzubeziehen. Andere Verfahren, wie Efw verwenden zwar ebenfalls konstante Hanglängen, können aber auch mit realen Hanglängen angewendet werden (vgl. MORGENSTERN 2001). Alle verbleibenden Verfahren erfüllen also das wichtigste Auswahlkriterium bezüglich der Hanglänge. Damit bleibt die Datengrundlage das entscheidende Kriterium zur Auswahl eines Verfahrens. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Eingangsparameter der relevanten Verfahren. Details zu den einzelnen Faktoren finden sich im nächsten Kapitel.

Tab. 1: Eingangsparameter ausgewählter ABAG-basierter Verfahren zur Prognose der Bodenerosion (nach Angaben von SCHWERTMANN ET AL. 1987, HENNINGS 1994 + 2000, DIN 19708)

	R-Faktor	K-Faktor	S-Faktor	L-Faktor	C-Faktor	P-Faktor
ABAG/RUSLE	x	x	x	x	x	x
Efw	x	x	x	x	-	-
BEW	x (klassifiziert)	-	x (klassifiziert)	-	x (klassifiziert)	-

R-Faktor... Regenerositätsfaktor; K-Faktor... Bodenerodierbarkeitsfaktor; S-Faktor... Hangneigungsfaktor; L-Faktor... Hanglängenfaktor; C-Faktor... Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor; P-Faktor... Erosionsschutzfaktor (vgl. Kapitel 4.2)

Im Rahmen einer historischen Betrachtung stehen jedoch weder Daten zur Bewirtschaftung (Fruchtfolgen, C-Faktor) noch zu Erosionsschutzmaßnahmen (P-Faktor) zur Verfügung. Somit verbleibt nur der Ansatz Efw, und dieser wird daher im Folgenden kurz vorgestellt.

Der von HENNINGS (1994, 2000) vorgestellte Kennwert Efw beschreibt die natürliche Erosionsgefährdung durch Wasser nach den bodenkundlichen, morphologischen und klimatischen Bedingungen. Efw ist konzeptionell identisch mit dem Produkt aus R-, K- und S-Faktor der ABAG. Unter der Annahme einer gleichbleibenden Hanglänge von 100 m (L-Faktor = 2,0), einer Nutzung unter Schwarzbrache (C-Faktor = 1,0) und nicht vorhandenen Erosionsschutzmaßnahmen (P-Faktor = 1,0) kann das Ergebnis dieses Kennwertes in t/ha/a angegeben werden (HENNINGS 2000). Efw ist also eine Vereinfachung bzw. ein Szenario der ABAG welches für den C- und P-Faktor den ungünstigsten Fall annimmt (vgl. Kapitel 4.2.6 und 4.2.7) und die Hanglänge als konstant betrachtet. Es können jedoch auch reale Hanglängen einbezogen werden (vgl. MORGENSTERN 2001). Bereits bei einer Verwendung des Hanglängenfaktors ist die Bezeichnung als *Natürliche Erosionsgefährdung* jedoch irreführend, da die Länge von Hängen durch die Nutzung, also anthropogen beeinflusst wird. Demzufolge erscheint eine vereinfachte Variante der ABAG mit dem Szenario von Schwarzbrache und ohne Erosionsschutzmaßnahmen als das geeignete Modell für diese Arbeit. Die Modellierung der Bodenerosion mit der ABAG bildet somit die methodische Grundlage dieser Arbeit.

3.3 Modellierung mit Geographischen Informationssystemen (GIS)

Zur Modellierung der Bodenerosion werden im Allgemeinen Geographische Informationssysteme (GIS) eingesetzt. GIS sind Programme mit denen raumbezogene Daten verarbeitet, verändert, analysiert und präsentiert werden können (BILL 1999a, BARTELMÉ 2005). Insbesondere bei der Verarbeitung und Analyse großer Datenmengen, wie etwa bei der Modellierung der Bodenerosion, ist der Einsatz von GIS unverzichtbar (SCHMIDT 2001).

Grundsätzlich werden bei der Verwaltung in GIS zwei Datenmodelle unterschieden. Das sogenannte Rastermodell speichert raumbezogenen Daten in Form von Pixeln bzw. Rasterzellen konstanter Größe ab. Daher werden diese auch als Rasterdaten bezeichnet. Im Vektormodell werden die Daten dagegen in Form von Punkten, Linien und Flächen gespeichert, welche als Vektordaten bezeichnet werden. Vektordaten können im Gegensatz zu Rasterdaten verschiedene Eigenschaften (Attribute) in Form einer Attributtabelle

zugeordnet werden. Mittlerweile sind die meisten GIS in der Lage beide Datenmodelle zu verarbeiten, weshalb auch die Bezeichnung hybride GIS verwendet wird (vgl. BILL 1999a, 1999b; BARTELME 2005).

Für die Modellierung der Bodenerosion wird im Wesentlichen das Rastermodell verwendet, da damit unterschiedliche Daten über mathematische Operationen einfach miteinander verknüpft werden können (vgl. SCHMIDT 2001).

Die Modellierung der Bodenerosion in dieser Arbeit erfolgt mit den Geographischen Informationssystemen *ArcGIS*, *ArcInfo* und *ArcView* von ESRI (Environmental Systems Research Institute) sowie dem Open Source GIS *SAGA* (System for Automated Geoscientific Analysis). Dabei bezieht sich die verwendete Bezeichnung *ArcGIS* auf ArcGIS Desktop 9.0, *ArcInfo* auf ArcInfo Workstation 9.0, *ArcView* auf ArcView 3.3 und *SAGA* auf SAGA 2.0b. Darüber hinaus werden verschiedenen Erweiterungen und Zusatztools verwendet, auf die an gegebener Stelle genauer eingegangen wird (vgl. Kapitel 6.7.2).

4 Die Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG)

4.1 Struktur der ABAG

Trotz Anpassungen und Aktualisierungen hat sich das Konzept der ursprünglich von WISCHMEIER & SMITH (1978) im mittleren Westen der USA entwickelten USLE, die in Deutschland als ABAG bezeichnet wird, nicht verändert. Aus den umfangreichen Messungen auf standardisierten Parzellen (22,13 m lang, 9 % Gefälle) haben sich sechs erosionsbeeinflussende Parameter herauskristallisiert, mit denen sich der mittlere Bodenabtrag hinreichend genau vorhersagen lässt (SCHWERTMANN ET AL. 1987):

- Charakteristik des Niederschlages
- Eigenschaften des Bodens
- Neigung eines Hanges
- Länge eines Hanges
- Bedeckung und Bearbeitung des Bodens
- Art von Erosionsschutzmaßnahmen

Aus den korrelativen Zusammenhängen der Parameter im Verhältnis zum Bodenabtrag wurden mathematische Gleichungen abgeleitet, die jeweils einen dimensionslosen Faktor der ABAG bilden. Das Produkt dieser Faktoren ergibt den voraussichtlichen mittleren Bodenabtrag in Tonnen pro Hektar pro Jahr (SCHWERTMANN ET AL. 1987).

$$A = R * K * S * L * C * P$$

[Gleichung 1]

- A... langjähriger, mittlerer jährlicher Bodenabtrag in t/ha/a
- R... Regenerositätsfaktor (R-Faktor)
- K... Bodenerodierbarkeitsfaktor (K-Faktor)
- S... Hangneigungsfaktor (S-Faktor)
- L... Hanglängenfaktor (L-Faktor)
- C... Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor (C-Faktor)
- P... Erosionsschutzfaktor (P-Faktor)

Ursprünglich wurden die Einzelfaktoren in Anlehnung an die standardisierten Messparzellen für den gesamten Hang ermittelt, also ein Durchschnittswert. Hänge sind aber in sich nicht homogen und können beispielsweise durch Hindernisse in mehrere Hangabschnitte unterteilt werden. In diesem Fall ist eine Bestimmung der Faktoren für jeden einzelnen Hangabschnitt notwendig (vgl. RENARD 1997, SCHÄUBLE 1999).

Die erweiterte Gleichung für den lokalen Bodenabtrag eines Hangabschnittes lautet:

$$A = R_i * K_i * S_i * L_i * C_i * P_i$$

[Gleichung 2]

$i...$ Hangabschnitt

Der mittlere jährliche Bodenabtrag pro Hektar des Gesamthanges ergibt sich durch die Mittelung der prognostizierten Abträge seiner Hangabschnitte.

Die von RENARD ET AL. (1997) vorgestellte Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) aktualisiert und ersetzt die ursprüngliche Bodenabtragungsgleichung (HICKEY 2000). Die RUSLE basiert auf einer umfangreicheren Datengrundlage und liefert demnach genauere Ergebnisse bei der Prognose des Bodenabtrags (FOSTER ET AL. 2003). Dabei wurde nur die Berechnung der einzelnen Faktoren teilweise angepasst, die Gesamtgleichung blieb unverändert (SCHÄUBLE 1999).

4.2 Faktoren der ABAG

4.2.1 Regen- und Oberflächenabflussfaktor R

Niederschlag ist stets der Auslöser für den Bodenabtrag durch Wasser. Die kinetische Energie der aufschlagenden Regentropfen bewirkt eine Zerschlagung der Bodenaggregate und eine Umlagerung von Bodenmaterial durch oberflächlich abfließendes Wasser. Die Intensität dieser Prozesse ist abhängig von der Regenenergie und der Niederschlagsmenge (SCHWERTMANN ET AL. 1987, DIN 19708).

Der R-Faktor der ABAG beschreibt den Einfluss dieser Prozesse auf den Bodenabtrag. Nach SCHWERTMANN ET AL. (1987) sind erosionswirksame Niederschlagsereignisse durch eine Niederschlagsmenge von mindestens 10 mm oder, falls weniger als 10 mm, eine Niederschlagsintensität von mehr als 10 mm innerhalb von 30 min gekennzeichnet. Als Niederschlagsereignisse werden Niederschläge bezeichnet, die weniger als sechs Stunden auseinander liegen (DIN 19708).

Der R-Faktor eines erosiven Ereignisses ergibt sich aus dem Produkt der aufsummierten kinetischen Energiedichte E und der maximalen 30-Minuten-Intensität (Gleichung 3 und 4). Die Summe der R-Faktoren aller erosiven Niederschlagsereignisse eines Jahres ergibt schließlich den R-Faktor pro Jahr. Da der R-Faktor von Jahr zu Jahr stark

variiert, erhält man erst für die Auswertung eines längeren Zeitraumes (mehrere Jahre) einen gültigen Mittelwert. Diese über längere Zeitreihen gemittelten R-Faktoren werden in der ABAG verwendet (SCHWERTMANN ET AL. 1987, KRETZSCHMAR 1992).

$$R_i = \sum E_i * I_{\max 30} \quad \text{[Gleichung 3]}$$

$$E_i = (11.89 + 8.73 * \log I_i) * N_i * 10^{-3} \quad \text{[Gleichung 4]}$$

- R_i ... Regenerositätsfaktor eines Niederschlagsereignisses
 E_i ... kinetische Energiedichte des Niederschlagsereignisses [kJ/m²]
 $I_{\max 30}$... maximale Regenintensität eines 30-minütigen Niederschlagsereignisses [mm]
 I_i ... mittlere Regenintensität eines Niederschlagsereignisses [mm/h]
 N_i ... Niederschlagsmenge eines Niederschlagsereignisses [mm]

Aufgrund fehlender Regenschreiberdaten ist eine Nutzung des beschriebenen Verfahrens in der Praxis oft nicht möglich (SCHÄUBLE 1999). Daher wurden für Deutschland länderspezifische Regressionsgleichungen abgeleitet, die das Verhältnis berechneter R-Faktoren zu mittleren Jahres- oder Sommerniederschlägen beschreiben (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, DIN 19708).

4.2.2 Bodenerodierbarkeitsfaktor K

Böden neigen in Abhängigkeit von ihren Eigenschaften sehr unterschiedlich zur Erosion. Während beispielsweise steinige Böden außerordentlich erosionsstabil sind, ist der Erosionswiderstand schluff- und feinsandreicher Böden gering (AUERSWALD 1998). Der K-Faktor ist ein Maß zur Beschreibung der Erodierbarkeit des Bodens. Nach HENNINGS (1994, 2000) lässt sich dieser mit den folgenden fünf Teilfaktoren hinreichend genau quantifizieren (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, DIN 19708):

$$K = (K_b * K_h + K_a + K_d) * K_s \quad \text{[Gleichung 5]}$$

- K_b ... bodenartenabhängiger Anteil des K-Faktors
 K_h ... humusgehaltabhängiger Anteil des K-Faktors
 K_a ... aggregatgrößenabhängiger Anteil des K-Faktors
 K_d ... wasserdurchlässigkeitsabhängiger Anteil des K-Faktors
 K_s ... grobbodenbedeckungsabhängiger Anteil des K-Faktors

Für die Erodierbarkeit des Bodens sind diese Bodeneigenschaften nur dann als charakteristisch anzusehen, wenn sie sich langfristig nur wenig verändern. Kurzfristige Änderungen, die insbesondere durch die Bewirtschaftung entstehen, werden im C-Faktor (vgl. Kapitel 4.2.6) der ABAG berücksichtigt (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Die quantitative Beziehung zwischen den Bodeneigenschaften und dem Bodenabtrag wurden von WISCHMEIER & SMITH (1978) in den USA für Standardhänge berechnet (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987).

Aufgrund des geringen Einflusses von Aggregierung und Wasserdurchlässigkeit kann der K-Faktor auch ohne Einbeziehung der Faktoren K_a und K_d berechnet werden (HENNING 2000).

4.2.3 Topographiefaktor LS

Grundsätzlich wird davon ausgegangen, dass mit zunehmender Hangneigung und Hanglänge auch der Bodenabtrag bei erosiven Niederschlagsereignissen zunimmt. Um diesen Prozessen gerecht zu werden, verwendet die Modellvorstellung der ABAG den Hanglängenfaktor L sowie den Hangneigungsfaktor S (beide dimensionslos). Beide reliefgesteuerte Faktoren werden häufig zum Topographiefaktor LS zusammengefasst (SCHWERTMANN ET AL. 1987, DIN 19708). Die beiden Faktoren werden im Folgenden einzeln vorgestellt, da sie im Allgemeinen auch getrennt berechnet werden.

4.2.4 Hangneigungsfaktor S

In diesem Faktor werden die Einflüsse der Geländeneigung auf den Bodenabtrag berücksichtigt. Mit zunehmender Hangneigung steigen die kinetische Energie und damit die Geschwindigkeit von oberflächlich abfließendem Wasser. Damit erhöht sich auch das Potenzial zum Abtransport von Bodenmaterial. Steilere Hänge verursachen daher einen höheren Bodenabtrag.

Der Hangneigungsfaktor S beschreibt den Bodenabtrag eines Hanges beliebiger Neigung im Verhältnis zu dem des Standardhanges (9 % Neigung), unter sonst gleichen Bedingungen (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Der aus der Hangneigung abgeleitete S-Faktor beeinflusst den Bodenabtrag vielfach stärker als jeder andere Faktor (SCHWERTMANN ET AL. 1987, VAN REMORTEL ET AL. 2003).

Die ursprüngliche Berechnung dieses Faktors beruht auf den experimentell gewonnen Erkenntnissen von WISCHMEIER & SMITH (1978) und wurde von SCHWERTMANN ET AL. (1987) auch für mitteleuropäische, respektive bayrische Verhältnisse validiert. Der S-Faktor berechnet sich nach folgender Gleichung:

$$S = 65.41 * \sin^2 \theta + 4.56 * \sin \theta + 0.065$$

[Gleichung 6]

θ ... Hangneigung in Grad

Die größte Prognosegenauigkeit wird bei Hängen mit 5 bis 12 % Neigung erzielt (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Insbesondere bei großen Hangneigungen überschätzt diese Gleichung jedoch den Bodenabtrag (MCCOOL ET AL. 1997, KINNELL 2004) und ist daher nicht für eine Anwendung in steilen Hängen geeignet (vgl. Abbildung 1). MCCOOL ET AL. (1987, 1997) stellen mit der RUSLE einer überarbeitete Gleichung ohne diese Einschränkungen vor. Der S-Faktor der RUSLE liefert demnach genauere Ergebnisse für den Einfluss der Hangneigung (MCCOOL ET AL. 1997, HICKEY 2000, FOSTER ET AL. 2003). Die Berechnung erfolgt nach den Gleichungen:

$$S = 10.8 * \sin \theta + 0.03$$

bei $s < 9 \%$ (5.1428°)

[Gleichung 7]

$$S = 16.8 * \sin \theta - 0.5$$

bei $s \geq 9 \%$ (5.1428°)

[Gleichung 8]

θ ... Hangneigung in Grad

s ... Hangneigung in %

Die Gleichungen 7 und 8 sind nicht für Hänge mit einer Länge von unter 5 m anwendbar (MCCOOL ET AL. 1987, RENARD 1997). Für diese Hänge kommt Gleichung 9 zum Einsatz, da angenommen wird, dass lineare Erosion für Hänge, die kürzer als 5 m sind keine Bedeutung hat (MCCOOL ET AL. 1997).

$$S = 3.0 * (\sin \theta)^{0.8} + 0.56$$

für Hänge < 5 m

[Gleichung 9]

θ ... Hangneigung in Grad

Damit werden für die Berechnung des S-Faktors nach der RUSLE drei verschiedene Gleichungen benötigt, wobei die Anwendung von einer zusätzlichen und unter Umständen unbekanntem Variablen abhängt, der Hanglänge.

Eine weitere Möglichkeit bietet die als neue Gleichung zur Berechnung des Hangneigungsfaktors (WILSON & LORANG 1999) bezeichnete Formel nach NEARING (1997, vgl. DIN 19708) - Gleichung 10. Dabei wird der S-Faktor mit einer einzigen kontinuierlichen

Formel berechnet, welche auf Feldmessungen bis einschließlich 50 % basiert. Eine Aussage für die Zuverlässigkeit bei steileren Hängen kann nicht gegeben werden (MILLWARD & MERSEY 1999). Eine Validierung der RUSLE von YODER ET AL. (2001) zeigte akzeptable Ergebnisse für Hangneigungen > 35 %.

$$S = -1.5 + \left\{ 17 / \left(1 + e^{2.3 - 6.1 \cdot \sin \beta} \right) \right\}$$

[Gleichung 10]

β ... Hangneigung in Grad

Einige neuere Untersuchungen verwenden bereits die Berechnung nach NEARING (1997; vgl. MILLWARD & MERSEY 1999, MUSHTAK ET AL. 2005). Weitaus verbreiteter ist dennoch die Berechnung nach der RUSLE, wobei die Einschränkung für Hänge kürzer als 5 m meist unbeachtet bleibt (vgl. SCHÄUBLE 1999, VAN REMORTEL ET AL. 2001, KINNELL 2004).

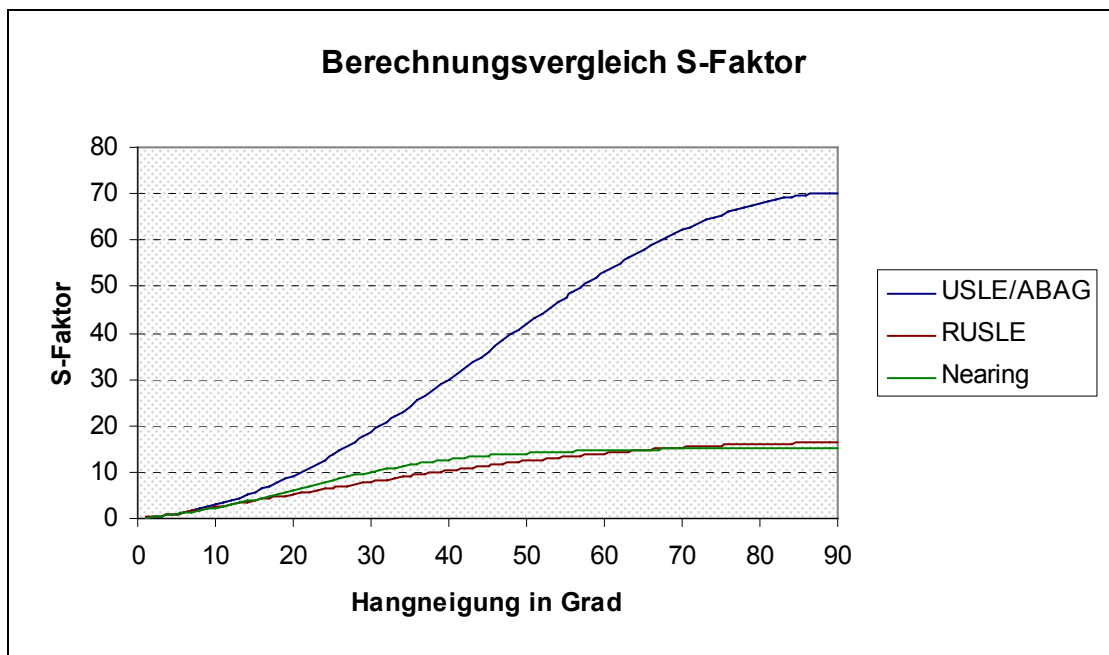


Abb. 1: Unterschiede bei der Berechnung des S-Faktors

Abbildung 1 zeigt die Unterschiede bei der Berechnung des S-Faktors nach allen beschriebenen Methoden. Während die Unterschiede zwischen der Berechnung nach der RUSLE und der nach NEARING (1997) gering sind, ist die Überschätzung der USLE basierten Berechnung deutlich erkennbar.

Aufgrund der Unabhängigkeit von anderen Einflüssen als der Hangneigung erscheint die Berechnung des S-Faktors nach NEARING (1997) daher geeigneter als die Berechnung nach der RUSLE, in welcher Angaben zur Hanglänge benötigt werden.

4.2.5 Hanglängenfaktor L

Neben dem Einfluss der Hangneigung bestimmt die Länge eines Hanges, wie sich die potenzielle Energie auftreffenden Niederschlags in erosive Kräfte umsetzt. Während die Geschwindigkeit von abfließendem Wasser mit der Neigung von Hängen zunimmt (beschrieben durch den S-Faktor) steigt die Abflussmenge mit deren Länge an (beschrieben durch den L-Faktor). Die erosive Wirkung eines langen Hanges wird umso stärker, je steiler dieser Hang ist. Das gemeinsame Wirken beider Faktoren bestimmt daher in großem Maße die Menge des Bodenabtrages (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, SCHÄUBLE 1999).

Der L-Faktor der ABAG gibt das Verhältnis des Bodenabtrags eines Hanges beliebiger Länge zu dem eines Standardhanges (22,13 m Länge, 9 % Neigung) unter sonst gleichen Bedingungen an (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Die Berechnung des L-Faktors bezieht neben der eigentlichen Hanglänge auch die Neigung eines Hanges ein (über Hanglängenexponent m , vgl. Gleichung 11). Er berechnet sich nach folgender Gleichung:

$$L = (\lambda / 22.13)^m \quad \text{[Gleichung 11]}$$

$$m = \beta / (1 + \beta) \quad \text{[Gleichung 12]}$$

$$\beta = (\sin \theta / 0.0896) / (3 * (\sin \theta)^{0.8} + 0.56) \quad \text{[Gleichung 13]}$$

λ ... Hanglänge in m

m ... Hanglängenexponent; Berechnung aus β

β ... Anfälligkeit für lineare Erosion; Beschreibt das Verhältnis von linearer zu flächenhafter Erosion. Je steiler ein Hang ist, desto stärker neigt er zu linearer Erosion.

θ ... Hangneigung in Grad

(SCHWERTMANN ET AL. 1987, MCCOOL ET AL. 1997, SCHÄUBLE 1999)

Dabei ist anzumerken, dass die ursprüngliche Berechnung des Hanglängenexponenten nach der ABAG nur Werte bis 0,5 annehmen konnte. Die oben beschriebene Gleichung stammt dagegen aus der RUSLE (vgl. MCCOOL ET AL. 1997) und kann Hanglängenexponenten bis zu 0,76 annehmen. Damit kann sich der L-Faktor entgegen von Sensitivitätsanalysen der ABAG (vgl. AUERSWALD 1987), die noch auf älteren Gleichungen beruhen, auch jenseits einer Hanglänge von 100 m beträchtlich erhöhen (SCHÄUBLE 1999).

Nach WISCHMEIER & SMITH (1978; vgl. MCCOOL ET AL. 1997) ist die Hanglänge definiert als die horizontale Entfernung vom Beginn des Oberflächenabflusses bis zu dem Punkt, an dem entweder die Hangneigung so gering wird, dass Akkumulation stattfindet oder dass eine Konzentration in einem definierten Kanal oder einer Tiefenlinie stattfindet (vgl. Abbildung 2). Damit ist die erosive Hanglänge häufig kürzer als die Gesamtlänge eines Hanges. Die Hanglänge wird durch Schlaggrenzen nur dann begrenzt, wenn diese „Sedimentation bewirken und kein Wasser auf den darunter liegenden Schlag überlaufen kann, sondern quer zum Hang abgeleitet wird“ (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Abgesehen von Extremabflüssen beginnt Akkumulation bereits ab einer Hangneigung von 5 %. Dennoch findet in flachen Bereichen nicht zwangsläufig Deposition statt (MCCOOL ET AL. 1997).

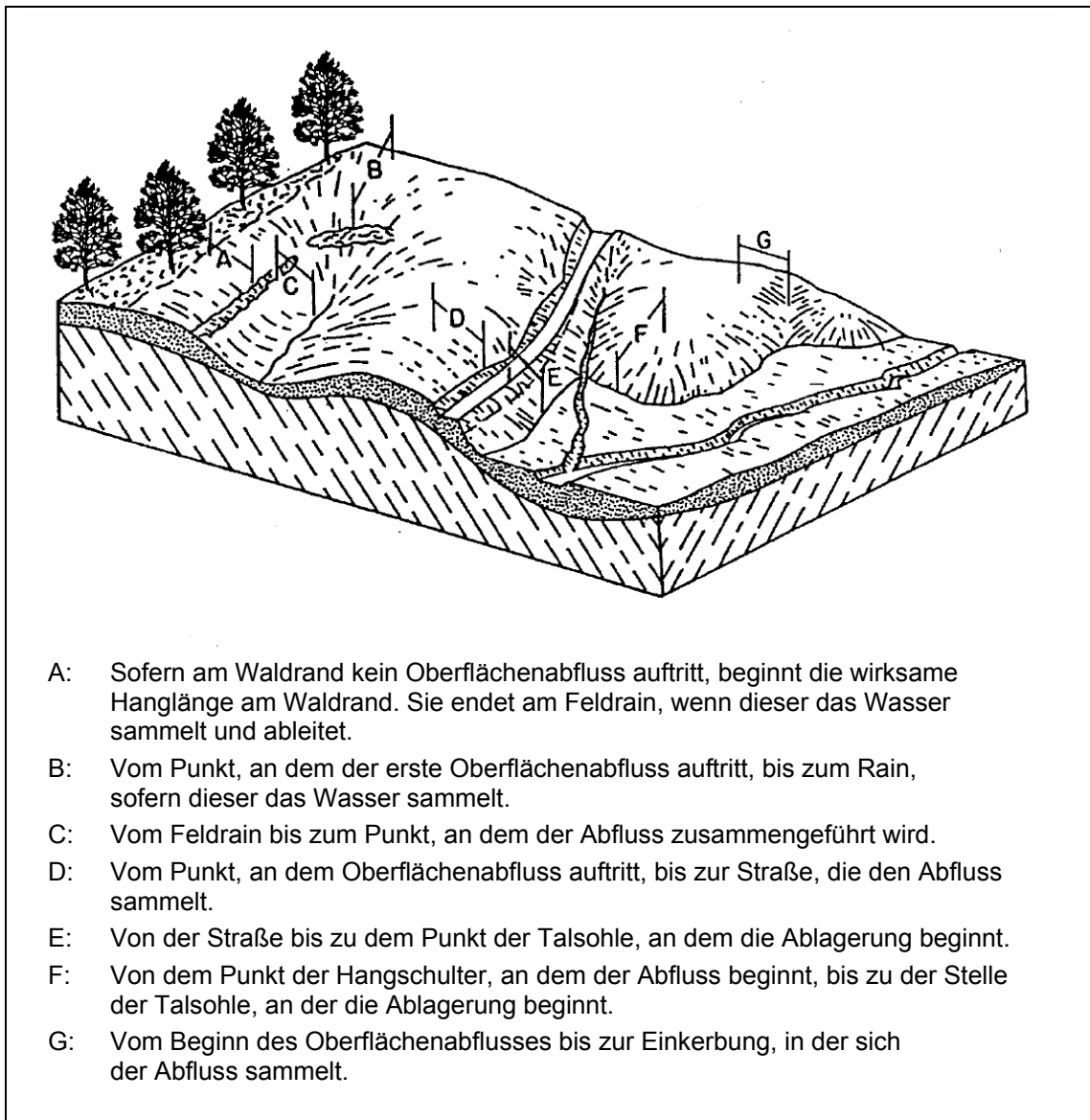


Abb. 2: Abgrenzung von Hanglängen (Quelle: SCHWERTMANN ET AL. 1987)

In den meisten Fällen kommt es bereits nach weniger als 130 m zu einer Konzentration des Oberflächenabflusses in Tiefenlinien. Damit stellt dies auch meist die Begrenzung der Hanglängen im Sinne der RUSLE dar. Dennoch treten auch Hanglängen bis zu 300 m und darüber auf, die in der Natur jedoch nur selten vorkommen und die Ausnahme bei Verwendung der RUSLE sein sollten (MCCOOL ET AL. 1997). YODER ET AL. (2001) evaluierten die Ergebnisse der RUSLE und zeigten die Zuverlässigkeit der einzelnen Faktoren in Abhängigkeit von den natürlichen Gegebenheiten auf. Die besten Ergebnisse für den L-Faktor wurden dabei im Bereich von 16 bis 100 m erzielt. Bis 200 m Hanglänge konnten gute Ergebnisse erzielt werden, bei längeren Hängen zeigte sich eine deutliche Verringerung der Prognosegenauigkeit des Bodenabtrages.

Berücksichtigung der erosiven Hanglänge

SCHÄUBLE (1999) widerlegt die in der Literatur verbreitete Meinung, dass die Bestimmung der erosiven Hanglänge überflüssig sei (vgl. AUERSWALD 1987, MARKS ET AL. 1992, BUCK 1996). Die Ansicht dieser Autoren beruht auf der Tatsache, dass der Bodenabtrag stärker von der Hangneigung beeinflusst wird und weniger von der Hanglänge. Als Gründe für die Berücksichtigung der Hanglänge als wichtigen Einflussfaktor führt SCHÄUBLE (1999) mehrere Argumente auf. So steigt ab einer gewissen Mindestneigung der L-Wert mit zunehmender Hanglänge stark an, auch bei Hanglängen von mehr als 100 m. Darüber hinaus ist die Hanglänge der einzige räumliche Einflussfaktor der RUSLE und nur durch diesen kann die Abflussmenge berücksichtigt werden. Die vergrößerte Abflussmenge, welche von einem längeren Hang verursacht wird, wirkt sich dabei nur im unteren Hangbereich aus. Weiter oben gelegene Bereiche bleiben davon unbeeinflusst. Dementsprechend steigt der Bodenabtrag nur in Bereichen, wo sich die Abflussmenge effektiv erhöht. Mit der Standardformel für den L-Faktor nach der RUSLE werden aber nur Durchschnittswerte berechnet, die sich auf den gesamten Hang beziehen, d. h. es wird von konstant gestreckten Hängen ausgegangen (vgl. SCHWERTMANN ET AL 1987, MCCOOL ET AL. 1997). Dadurch wird die erosive Wirkung einer größeren Hanglänge auf den unteren Hangbereich deutlich unterschätzt (SCHÄUBLE 1999).

Mit dem Variieren von Neigung und Wölbung wechselt das Erosionspotenzial innerhalb eines Hanges sehr stark. Die Höhe des Bodenabtrages wird dabei immer vom Produkt aus Abflussmenge und Fließgeschwindigkeit, also dem Einfluss von Hanglänge und Hangneigung bestimmt. Beide zusammen ergeben das energetische Potenzial und die Transportkapazität des Oberflächenabflusses (vgl. WISCHMEIER & SMITH 1978, MOORE & BURCH 1986, SCHÄUBLE 1999). In Abhängigkeit vom Hangprofil ergeben sich somit unterschiedliche Abtragsraten (vgl. Abbildung 3).

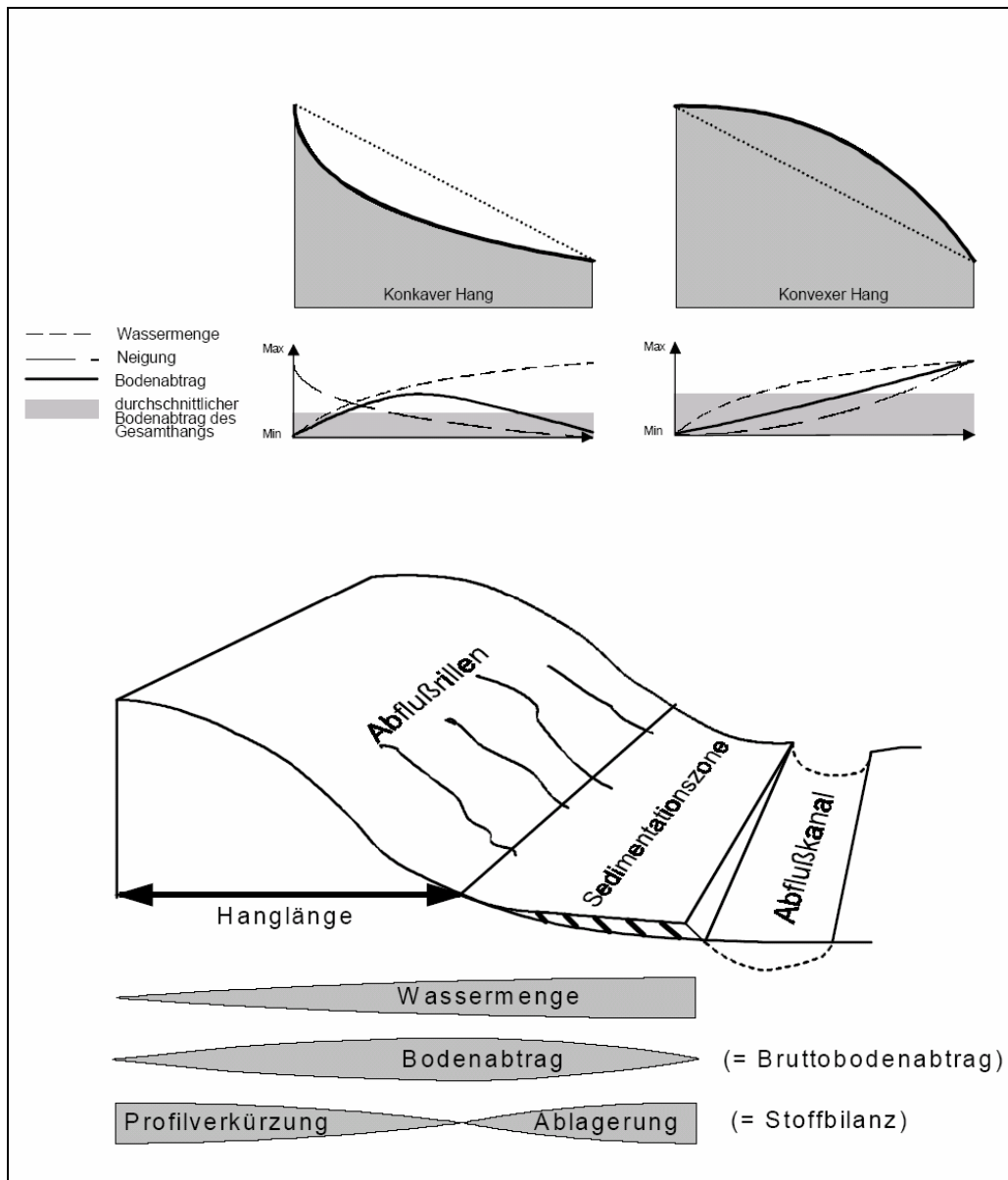


Abb. 3: Einfluss der Hangform auf den Bodenabtrag (Quelle: SCHÄUBLE 1999)

Bei konkaven Hängen wird das Abtragsmaximum bereits in der Mitte des Hanges erreicht, da sich Wassermenge und Fließgeschwindigkeit gegenläufig entwickeln. Bei konvexen Hängen steigen beide Größen und damit auch der Bodenabtrag kontinuierlich an. Gerade die lokalen Unterschiede bei der Abflussmenge führen im Zusammenhang mit der Wölbung zu entscheidenden Differenzierungen der Erosionsgefährdung in Hängen (SCHÄUBLE 1999).

Damit wird deutlich, wie wichtig eine punktgenaue Ermittlung der Hanglänge erscheint, um genaue Erosionsprognosen durchzuführen. Die ursprüngliche Berechnung des L-Faktors (vgl. Gleichung 11) wurde daher erweitert (Gleichung 14). Damit können auch unregelmäßige Hänge (die den Regelfall darstellen) und unterteilte Hänge (z. B. durch Feldraine, Wege, Baumreihen) berücksichtigt werden (WISCHMEIER & SMITH 1978, MCCOOL ET AL. 1997, SCHÄUBLE 1999).

$$L_i = \frac{\lambda_i^{m_i+1} - \lambda_{i-1}^{m_i+1}}{(\lambda_i - \lambda_{i-1}) * 22.13^{m_i}} \quad [\text{Gleichung 14}]$$

L_i ... lokaler Hanglängenfaktor

i ... Hangabschnitt

$m_{\emptyset i}$... Hanglängenexponent des Gesamthangs (bestimmt durch λ_i)

λ_i ... Hanglänge in m

λ_{i-1} ... Hanglänge im weiter oben liegenden Hangabschnitt

(MCCOOL ET AL. 1997, vgl. SCHÄUBLE 1999)

Genau betrachtet basieren GIS-gestützte Erosionsprognosen in den meisten Fällen auf der erweiterten RUSLE, insbesondere beim Einsatz von rasterbasierten GIS. Die Größe der virtuellen Teilhänge wird durch die verwendete Rasterauflösung bestimmt (z. B. 5 x 5 m). Sämtliche Teilfaktoren der RUSLE werden lokal, d. h. für jeden Teilhang separat berechnet. Eine Ausnahme bildet der Hanglängenfaktor L. Die Hanglänge wird zwar lokal für jeden Teilhang bestimmt, ergibt sich jedoch aus der Summe aller darüberliegenden Hangabschnitte (vgl. Abbildung 4). Diese Vorgehensweise ist erforderlich, weil für die Bestimmung der erosiven Hanglänge die Entfernung jedes einzelnen Teilhanges zum Ursprung des relevanten Oberflächenabflusses gesucht wird. Ohne das Auftreten von Fließbarrieren entspricht dies der Entfernung zu den Wasserscheiden. Treten jedoch Fließbarrieren auf, wie beispielsweise Straßen und Wege, wird der Oberflächenabfluss gestoppt und beginnt hinter den Fließbarrieren wieder neu. Damit beginnt ein neuer Teilhang im Sinne der erweiterten RUSLE. Zur exakten Bestimmung des zugehörigen Hanglängenexponenten eines Teilhanges müssen die lokal berechneten Hanglängenexponenten über die jeweils bestimmte Hanglänge gemittelt werden (vgl. MCCOOL ET AL. 1997, SCHÄUBLE 1999).

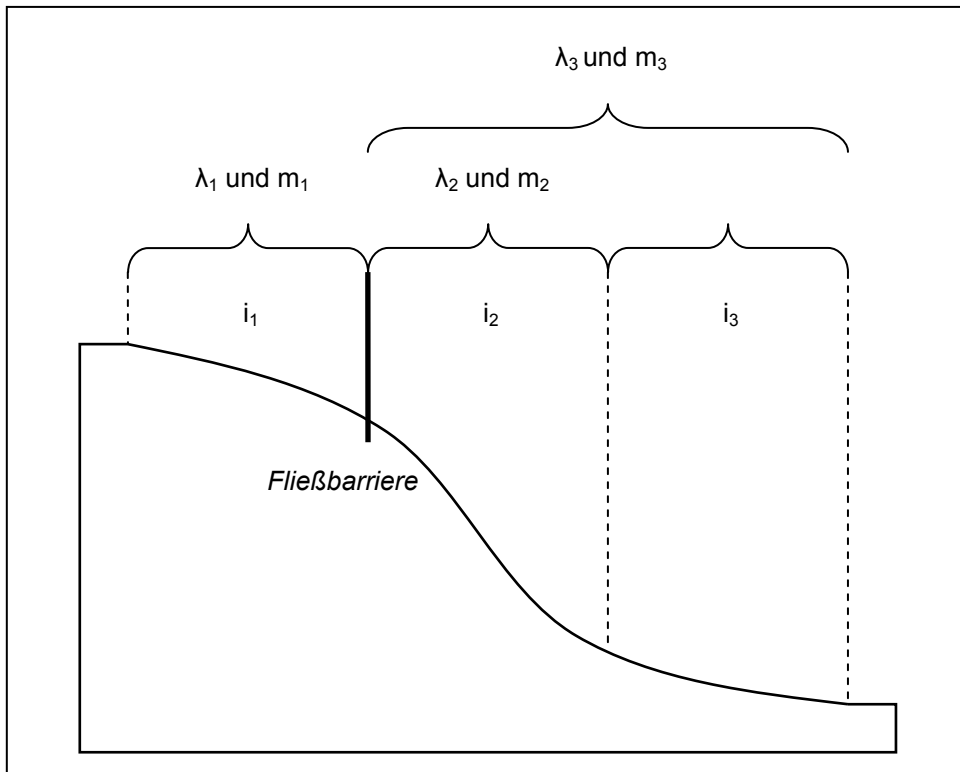


Abb. 4: Untergliederung von Hängen nach der erweiterten RUSLE

Referenzhanglänge

Ein Punkt, der bereits bei der Abgrenzung der erosiven Hanglänge angesprochen wurde, ist die Referenzhanglänge des Standardhanges. Nach WISCHMEIER & SMITH (1978) handelt es sich dabei um die projizierte Horizontaldistanz und nicht um die Hanglänge parallel zur Erdoberfläche (vgl. MCCOOL ET AL. 1997, DUNN & HICKEY 1998, VAN REMORTEL ET AL. 2001). Daher müssten alle gemessenen und verwendeten Hanglängen theoretisch ebenfalls der horizontal projizierten Strecke des untersuchten Hanges entsprechen. Alternativ könnte auch ein Bezug zur Oberflächenlänge des Standardhanges hergestellt werden, da dessen Werte durch die RUSLE bekannt sind. Abbildung 5 und Tabelle 2 zeigen die Unterschiede beider Betrachtungen.

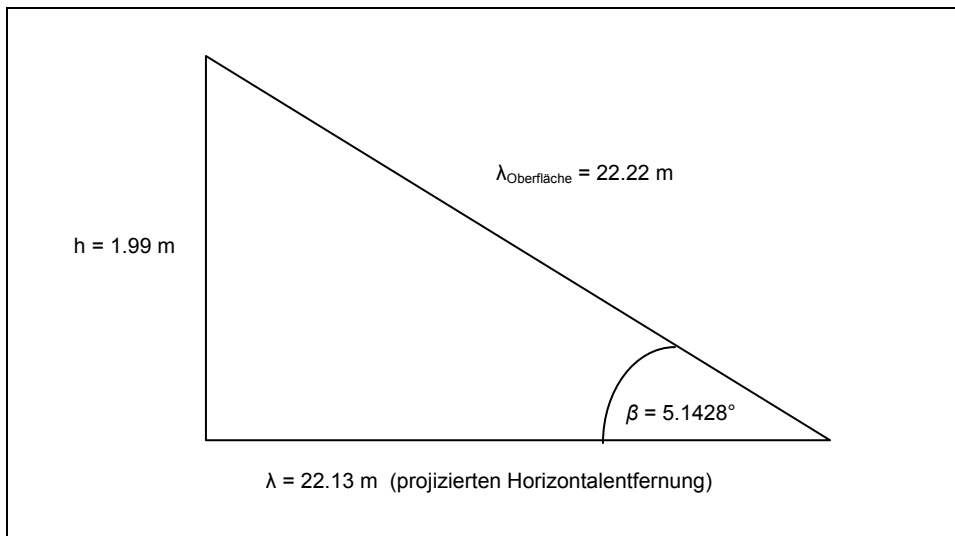


Abb. 5: horizontal projizierte Hanglänge des RUSLE-Standardhangs

Tab. 2: Vergleich verschiedener Referenzhanglängen

Hanglänge λ [in m]	1000	
	22.13 (horizontal)	22.22 (Oberfläche)
Referenzlänge [in m]	22.13 (horizontal)	22.22 (Oberfläche)
λ / Referenzlänge	45.187	45.004
L-Faktor ($m = 0.3$)	3.137	3.133
L-Faktor ($m = 0.5$)	6.7222	6.7085
L-Faktor ($m = 0.7$)	14.405	14.364

Die Hanglänge ist bewusst sehr hoch gewählt, um den Extremfall der Auswirkungen zu verdeutlichen.

In Anbetracht des geringen Unterschiedes beider Referenzlängen kann dieser Einfluss jedoch weitestgehend vernachlässigt werden. MCCOOL ET AL. (1997) empfehlen nur bei steilen Hängen die Verwendung von horizontal projizierten Hanglängen. Angesichts der unter Umständen aufwendigen Berechnung der horizontal projizierten Hanglängen, erscheint jedoch die Verwendung einer angepassten Referenzlänge (also 22,22 m) als geeigneter.

Auf verschiedene Verfahren zur Bestimmung der Hanglänge und deren Umsetzung wird in Kapitel 6.7 eingegangen.

4.2.6 Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor C

Der Bodenabtrag wird durch den Anbau von Kulturpflanzen in zweierlei Weise beeinflusst: Einerseits wird die Bodenoberfläche vor aufprallenden Regentropfen geschützt, andererseits wird der Boden durch die Bewirtschaftung verändert. In Abhängigkeit von Art, Intensität und Zeitpunkt der Bewirtschaftung ist dieser Einfluss sehr variabel. Er wird im C-Faktor quantifiziert und gibt das Verhältnis eines Hanges mit beliebiger Bewirtschaftung zu dem eines Hanges unter Schwarzbrache an (SCHWERTMANN ET AL. 1987).

Insbesondere die Vegetationsbedeckung verringert den Bodenabtrag durch die reduzierte Splashwirkung der Regentropfen. Die Schutzwirkung ist jedoch von den angebauten Kulturpflanzen und ihrem Entwicklungsstand abhängig. Dabei wirken die Pflanzen auch über die Vegetationszeit hinaus auf den Boden, weil sie durch Art, Menge und Behandlung der Ernterückstände den Bodenabtrag beeinflussen (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Zudem wird die Oberflächenrauigkeit des Bodens durch die Bewirtschaftung verändert und damit die Menge und Geschwindigkeit von oberflächlich abfließendem Wasser. Durch geeignete Fruchtfolgen und Bewirtschaftungsverfahren können diese Effekte genutzt werden und zu einer Verringerung des Bodenabtrages beitragen (DIN 19708).

4.2.7 Erosionsschutzfaktor P

Der P-Faktor beschreibt die Erosionsschutzmaßnahmen durch Konturpflügen und Streifennutzung. Er gibt das Verhältnis des Bodenabtrags zu einem Hang ohne Schutzmaßnahmen und mit Bearbeitung in Gefällsrichtung an. Die Wirksamkeit der Schutzmaßnahmen ist jedoch stark von der Hanglänge und Hangneigung abhängig (SCHWERTMANN ET AL. 1987).

Werden keine Schutzmaßnahmen angewendet, entspricht dies einem Erosionsschutzfaktor von eins (SCHWERTMANN ET AL. 1987). Der P-Faktor kann bestenfalls Werte um 0,4 annehmen und damit den Bodenabtrag um bis zu 60 % verringern.

4.3 Einschränkungen der ABAG

Mit der einfachen Anwendbarkeit und der im Vergleich zu prozessorientierten Modellen geringen Anzahl an nötigen Eingangsparametern (vgl. Kapitel 3.1) sind auch Einschränkungen der ABAG verbunden. Als empirisches Modell beruht die ABAG auf festen räumlichen und zeitlichen Rahmenbedingungen (MORGENSTERN 2001). Genau genommen ist sie damit nur für Bayern gültig (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, SCHMIDT 1998) und auch nur in ihrer ursprünglichen Form nach WISCHMEIER & SMITH (1978). Eine Validierung der aktualisierten Version (RUSLE) hat für Deutschland bisher nicht stattgefunden (SCHMIDT 2001).

Einzelne Faktoren der ABAG beeinflussen sich gegenseitig und gehen damit mehrfach in die Berechnung ein (vgl. SCHMIDT 2001). Die Hangneigung als eigener Faktor trägt beispielsweise auch zur Berechnung des Hanglängenfaktors bei (vgl. Kapitel 4.2.5). Ebenso beeinflussen Erosionsschutzmaßnahmen in direktem Maße die Länge eines Hanges.

Die Bodenerosion durch Schnee wird mit der ABAG nur unzureichend berücksichtigt (vgl. SCHMIDT 2001). Darüber hinaus ist es nicht möglich mit der ABAG Stoffbilanzen zu berechnen, es können also keine Aussagen über die Verlagerung und Deposition von Bodenmaterial sowie transportierten Stoffen getroffen werden. Eine Anwendung der ABAG ist daher nur für Hangbereiche erlaubt, die der Erosion unterliegen (SCHWERTMANN ET AL. 1987, MCCOOL ET AL. 1997, SCHMIDT 1998). Für Wiesen und Weiden ist die ABAG nur dann gültig, wenn diese über einen bestimmten Zeitraum des Jahres vegetationsfrei sind oder eine lückenhafte Bodenbedeckung aufweisen. In Mitteleuropa ist dies jedoch nicht der Fall, womit sich die Anwendung auf Ackerflächen beschränkt (DISSMEYER & FOSTER 1980). Dennoch ist es möglich, solche Flächen im Rahmen von Nutzungsszenarien mit einzubeziehen (vgl. SCHÄUBLE 1999).

Trotz aller Unzulänglichkeiten bietet die ABAG eine gute Möglichkeit zur Abschätzung von mittleren jährlichen Bodenabträgen als Anhaltspunkt zur Beurteilung der Erosionsgefährdung (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987). Die Anwendung der ABAG ist im Vergleich zu prozessorientierten Modellen recht einfach und ermöglicht darüber hinaus auch langfristige Prognosen.

5 Untersuchungsgebiet

5.1 Lage

Die Nationalparkregion Sächsische Schweiz liegt im Südosten des Bundeslandes Sachsen, an der Grenze zur Tschechischen Republik (Abbildung 6). Durch ihre besondere naturräumliche Ausstattung stellt die Nationalparkregion Sächsische Schweiz eine für Mitteleuropa einzigartige Landschaft dar. Auf einer Fläche von 380 km² ist die Sächsische Schweiz als Landschaftsschutzgebiet ausgewiesen, 94 km² davon sind als Nationalpark Sächsische Schweiz besonders geschützt. Zusammen mit dem auf tschechischer Seite angrenzenden Landschaftsschutzgebiet Elbsandsteingebirge (Labské Pískovce) und dem darin enthaltenen Nationalpark Böhmisches Schweiz bildet die Nationalparkregion ein Großschutzgebiet von etwa 700 km² (vgl. Abbildung 8).

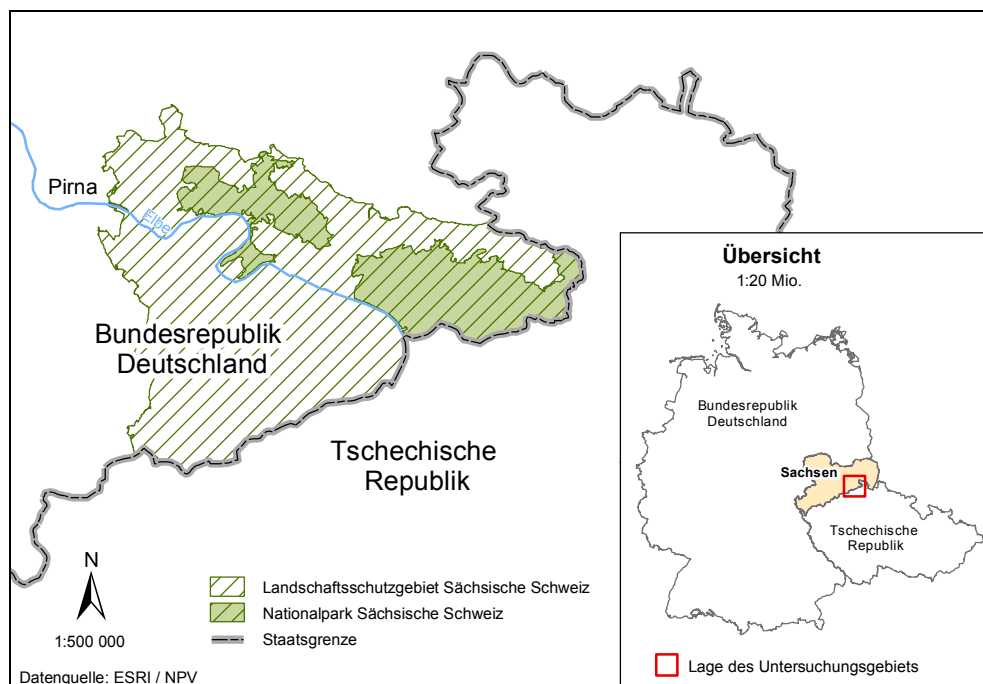


Abb. 6: Lage des Untersuchungsgebiets

5.2 Naturräumliche Einordnung

Um eine naturräumliche Einordnung vorzunehmen, bedarf es eingangs einer Klärung der Bezeichnung *Sächsische Schweiz*. Dieser kulturlandschaftliche Begriff stammt aus der Zeit der Romantik und bringt den Erlebniswert dieser einzigartigen Landschaft zum Ausdruck. Die Namensgebung geht auf die Schweizer Künstler Anton Graff

(1736 – 1813) und Adrian Zingg (1734 – 1816) zurück, die um 1800 an der Dresdner Kunstakademie lehrten. Die von ihnen empfundene Ähnlichkeit mit der Schweizer Mittelgebirgslandschaft führte zu heute noch verwendeten Namen (vgl. VOGEL 1985, BERNHARDT 1988, KAULFUß & KRAMER 2000).

Im naturräumlichen Sinn handelt es sich überwiegend um das Elbsandsteingebirge. Es erstreckt sich entlang des Elbtales von Dečín bis Pirna und umfasst das geologisch definierte Gebiet der Sandsteinverbreitung. Die Tatsache, dass dieses Gebiet kein Gebirge im herkömmlichen Sinne ist, wird in Kapitel 5.4 erläutert.

Der Begriff *Sächsische Schweiz* wurde vermutlich auf die tschechische Seite übertragen und führte zum Namen der Böhmisches Schweiz. Daher ist das Elbsandsteingebirge auch als Sächsisch-Böhmische Schweiz bekannt. Die Bezeichnung *Sächsische Schweiz* hält sich jedoch nur unscharf an die Verbreitung des Sandsteins. Teile des angrenzenden Lausitzer Granodioritgebietes im Norden werden ebenso dazugezählt wie Ausläufer des Elbtalschiefergebirges/Osterzgebirges im Südwesten. Andererseits werden die Sandsteinbereiche um Porschendorf oder Cotta nur selten als zugehörig betrachtet (BERNHARDT 1988).

Demzufolge umfasst das Schutzgebiet der Nationalparkregion Sächsische Schweiz mehr als den vorherrschenden Naturraum des Elbsandsteingebirges auf deutscher Seite. Teile des Westlausitzer Berg- und Hügellandes im Nordwesten, des Oberlausitzer Berglandes im Nordosten sowie Ausläufer von Osterzgebirge und Östlichem Erzgebirgsvorland im Südwesten der Sächsischen Schweiz werden ebenso dazugezählt. Nach Westen wird die Sächsische Schweiz durch die Dresdener Elbtalweitung begrenzt (Abbildung 7).

Eine innere Differenzierung kann anhand der Mesochoren erfolgen. Demnach kann der deutsche Teil des Elbsandsteingebirges in sechs Teilgebiete untergliedert werden (HAASE & MANNSFELD 2002, BASTIAN & SYRBE 2005):

- Nördliche Vordere Sächsische Schweiz
- Südliche Vordere Sächsische Schweiz
- Zentrale Sächsische Schweiz
- Südliche Sächsische Schweiz
- Sächsische Schweiz um Bad Schandau
- Hintere Sächsische Schweiz

Die angrenzenden Naturraumeinheiten, die teilweise ebenfalls zur Nationalparkregion gehören, sind das Westliche Oberlausitzer Bergland, das Südwestlausitzer Riedelland, das Südwestliche Oberlausitzer Bergland, die Fürstenu-Olsener Hochflächen und das Südöstliche Elbtalschiefergebirge (Abbildung 7).

Damit unterscheidet sich diese neuere Abgrenzung deutlich von der vorherigen, die BERNHARDT (1988) vorgenommen hat. Nach dieser war die Sächsische Schweiz in nur

vier Teilgebiete untergliedert: Die Vordere Sächsische Schweiz, das Linkselbische Bergland der Sächsischen Schweiz, die Zentrale Sächsische Schweiz und die Hintere Sächsische Schweiz.



Abb. 7: Naturräumliche Einordnung der Nationalparkregion (Datengrundlage: Naturräume Sachsens aus HAASE & MANNSFELD 2002)

Die Abgrenzung von Naturraumeinheiten erfolgt aufgrund der differenzierten naturräumlichen Ausstattung. In den folgenden Kapiteln wird diese für die Nationalparkregion Sächsische Schweiz im Detail vorgestellt, wobei der Schwerpunkt aller Betrachtungen auf die dominierende Naturraumeinheit des Elbsandsteingebirges ausgerichtet ist.

In allen folgenden Kapiteln werden die Begriffe Nationalparkregion (NPR), Sächsische Schweiz und Landschaftsschutzgebiet (LSG) gleichbedeutend verwendet, ebenso die Begriffe Elbsandsteingebirge und Sächsisch-Böhmische Schweiz.



Abb. 8: Karte der Großschutzgebietsregion Sächsisch-Böhmische Schweiz (Quelle: Institut für Ökologische Raumentwicklung) ⇒ *In der Karte sind noch ältere Schutzgebietsgrenzen enthalten. Somit fehlen kleine Bereiche des Landschaftsschutzgebietes um Lohmen (vgl. Abbildung 6).*

5.3 Landschaftsgenese und geologischer Bau

Die Nationalparkregion Sächsische Schweiz ist durch Festgesteine und Sedimente aus mehreren geologischen Zeiteinheiten geprägt (Abbildung 9). Neben mächtigen mesozoischen Sedimentablagerungen treten kristalline Gesteine und quartäre Ablagerungen auf. Es dominieren anstehende Sandsteine aus der Oberkreide. Im Norden und Nordosten treten großflächig kristalline Gesteine (v. a. Zweiglimmergranodiorit) aus dem Kambrium zutage. Im äußersten Südwesten finden sich zudem kleinflächig Schiefer aus dem Ordovizium und Grauwacken aus dem Proterozoikum (Elbtalschiefergebirge). Weit verbreitet liegen pleistozäne Sedimente auf, wobei deren Dichte und Mächtigkeit nach Nordwesten hin zunimmt. Zudem stehen vereinzelt tertiäre Basalte an, insbesondere im Osten und Südosten der Nationalparkregion (vgl. LFUG 1993).

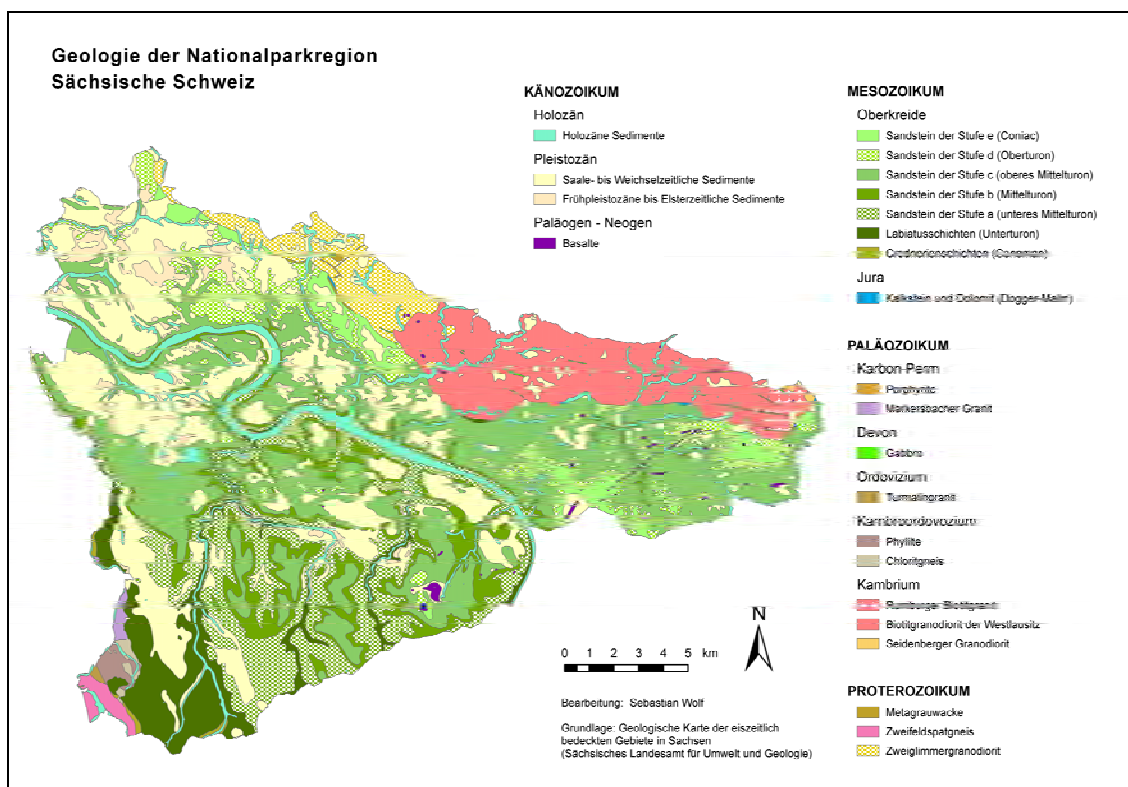


Abb. 9: Geologie der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

Die Entstehungsgeschichte reicht bis weit in das Proterozoikum. Erste Teile des Grundgebirges entstanden vor über 500 Millionen Jahren im Rahmen der cadomischen Gebirgsbildung. Weitaus bedeutsamer für die heutige Ausprägung der Landschaft sind jedoch die Sedimentablagerungen aus der Oberkreide vor etwa 100 Millionen Jahren. Nach fluviatilen sandigen und tonigen Ablagerungen des Unter- und Mittelcenomans (Niederschönaer Schichten) kam es im Oberen Cenoman durch eine Absenkung der Landoberfläche zur Transgression des Kreidemeeres. Bis zum Rückzug des Meeres gegen Ende der Kreidezeit lagerten sich bis zu 600 m mächtige Sedimentschichten ab.

Dabei dominierte die sandige Facies. Bedingt durch Meeresspiegelschwankungen und damit veränderte Sedimentzufuhr wurden in die sandigen Ablagerungen stark tonhaltige Zwischenschichten eingelagert. Hoher Druck durch das Wasser und darüber gelagerte Schichten führten zusammen mit kalkig-tonigen Bindemitteln zur Diagenese des mächtigen Sedimentpaketes (vgl. VOGEL 1985, LFUG 1993, BARTHEL 1995, KAULFUß & KRAMER 2000, LINNEMANN ET AL. 2004).

Erst die tektonischen Beanspruchungen im Rahmen der alpidischen Gebirgsbildung führten im Tertiär (vor etwa 65 Mio. Jahren) zu den heutigen Lagerungsverhältnissen. Durch die einseitige Heraushebung der Erzgebirgsscholle nach Süden wurden die Sandsteinschichten leicht nach Nordosten geneigt. Die gleichzeitig einsetzende Hebung der Lausitzer Platte ging mit einer Überschiebung des Granodiorits auf die südlich gelegenen Sandsteinablagerungen einher. Dieser Übergangsbereich wird daher als Lausitzer Überschiebung bezeichnet. Die NW-SO streichende Störungslinie verläuft im Bereich der Nationalparkregion von Hinterhermsdorf über Hohnstein nach Pillnitz und ist besonders markant im Polenztal bei Hohnstein aufgeschlossen. Starke vulkanische Aktivitäten im südöstlich gelegenen Böhmisches Mittelgebirge wirkten sich ebenfalls auf das Elbsandsteingebirge aus. Basaltische Magmen durchdrangen den Sandstein, erreichten jedoch nur selten die Oberfläche (z. B. am Großen Winterberg). Die Kräfte der tektonischen Bewegungen im Untergrund führten zu einer rechtwinklig zueinander verlaufenden Klüftung der Sandsteine (SO-NW und SW-NO streichend). Zusammen mit der horizontalen Schichtung wurden damit Angriffspunkte für die Verwitterung und Abtragung an der noch fast ebenen Sandsteinplatte geschaffen. Diese erosiven Prozesse führten in den folgenden 60 Mio. Jahren zu einer intensiven Herausarbeitung weiterer Teile der Sandsteinlandschaft. Zu Beginn des Quartärs hatten sich die Elbe und ihre Nebenflüsse bereits bis zu einer Höhe von 150 m in das Niveau der so entstandenen Ebenheiten eingeschnitten (VOGEL 1985, BARTHEL 1995).

Die Vorstöße des nordischen Inlandeises im Pleistozän veränderten die aufgezeigten Verhältnisse. In der Elsterkaltzeit wurden große Teile vom Eis überdeckt und bereits vorhandene Hohlformen mit glazialen und fluvioglazialen Sedimenten verfüllt. Intensive Frostverwitterung führte zu mächtigen Frostschuttdecken, die in wärmeren Zeitabschnitten durch solifluidale Prozesse und Schmelzwasser weiträumig verlagert wurden. Die tektonisch bedingte Absenkung des Elbtalgrabens zwischen Dresden und Meißen am Ende der Elsterkaltzeit intensivierte die Reliefenergie und führte zum heutigen Flusslauf der Elbe. Auf den Ebenheiten war damit im Bereich kleinbankiger Sandsteinschichten die flussbedingte Entstehung weitestgehend abgeschlossen. Die ältesten Schotterablagerungen finden sich daher heute auf den Ebenheiten 125 m über der Elbe. Die nun dominierende Tiefenerosion führte zur Entstehung des heutigen Durchbruchstals der Elbe. Durch die damit verbundene rückschreitende Erosion setzten die Nebenflüsse eine Auflösung der Sandsteintafel in Felsmassive, Tafelberge und Einzel-

felsen fort. In der Weichselkaltzeit kam es durch kalte und trockene Winde zu Ablagerungen von Löss auf den Ebenheiten und vielfach auch auf den entstandenen Felsriffen. Die erosiven Prozesse setzten sich im Holozän fort, wenn auch mit deutlich geringerer Intensität, und führten vor allem zur Ablagerung von Auensedimenten (VOGEL 1985, LFUG 1993, KAULFUß & KRAMER 2000).

5.4 Geomorphologische Verhältnisse

Das Zusammenwirken von geologischem Unterbau, Tektonik und den formenden Kräften des Wassers hat eine für Mitteleuropa einzigartige Landschaft entstehen lassen. Wechselnde Sedimentschichten unterschiedlicher morphologischer Widerständigkeit führten zusammen mit einem Schichteinfall von 1 bis 3 Grad nach Nordosten zur Herausbildung eines stark differenzierten Reliefs (vgl. VOGEL 1985).

Ein Mittelgebirge im eigentlichen Sinne ist das Elbsandsteingebirge jedoch nicht. Mit Höhenlagen von 110 bis 560 m (Abbildung 10) hat es weder die dafür nötige Höhe, noch die dafür typische Entstehungsgeschichte (keine Bruchscholle). Das Elbsandsteingebirge ist vielmehr eine erosiv zerschnittene Tafellandschaft mit dem Charakter eines Gebirges. Hervorgerufen wird dieser durch das stark gegliederte Relief mit dem kleinräumigen Wechsel von Tafelbergen, Felsrevieren, Ebenheiten sowie canyonartigen Tälern. Auf kleinstem Raum werden damit sehr hohe Reliefenergien erreicht. So beträgt die Höhendifferenz zwischen Elbe und Schrammsteinkette beispielsweise bis zu 300 m, bei einer Horizontalentfernung von weniger als einem Kilometer (vgl. KAULFUß 1975).

Neben den Tafelbergen wie Lilienstein, Pfaffenstein und Königstein sind die höchsten Erhebungen im Bereich basaltischer Stoßkuppen zu finden. Ihre höhere morphologische Widerständigkeit bedingt eine höhere Verwitterungsresistenz als jene der Sandsteine. Damit überragen sie die Landschaft und stellen zumeist auch die höchsten Erhebungen dar. Sowohl der Kleine und Große Winterberg, der Große Zschirnstein, der Raumberg als auch der Hausberg sind Beispiele dafür. Allen gemein ist die südöstliche Lage verbunden mit der Nähe zum vulkanisch geprägten Böhmisches Mittelgebirge.

Als scharfe geologische Grenze macht sich die Lausitzer Überschiebung deutlich im Relief bemerkbar, wenn auch nicht als durchgängig markante Höhenstufe. Vielmehr ist es der wechselnde Formenschatz, der die unterschiedlichen Verwitterungseigenschaften des Untergrundes abbildet. Die steilen und stark zerschnittenen Felsriffe des Sandsteins werden im Lausitzer Granodiorit vollständig durch eine ausgeglichene flachwellige Hügellandschaft ersetzt. Ähnlich gestaltet sich der Übergang zu den Gneisen des Osterzgebirges.

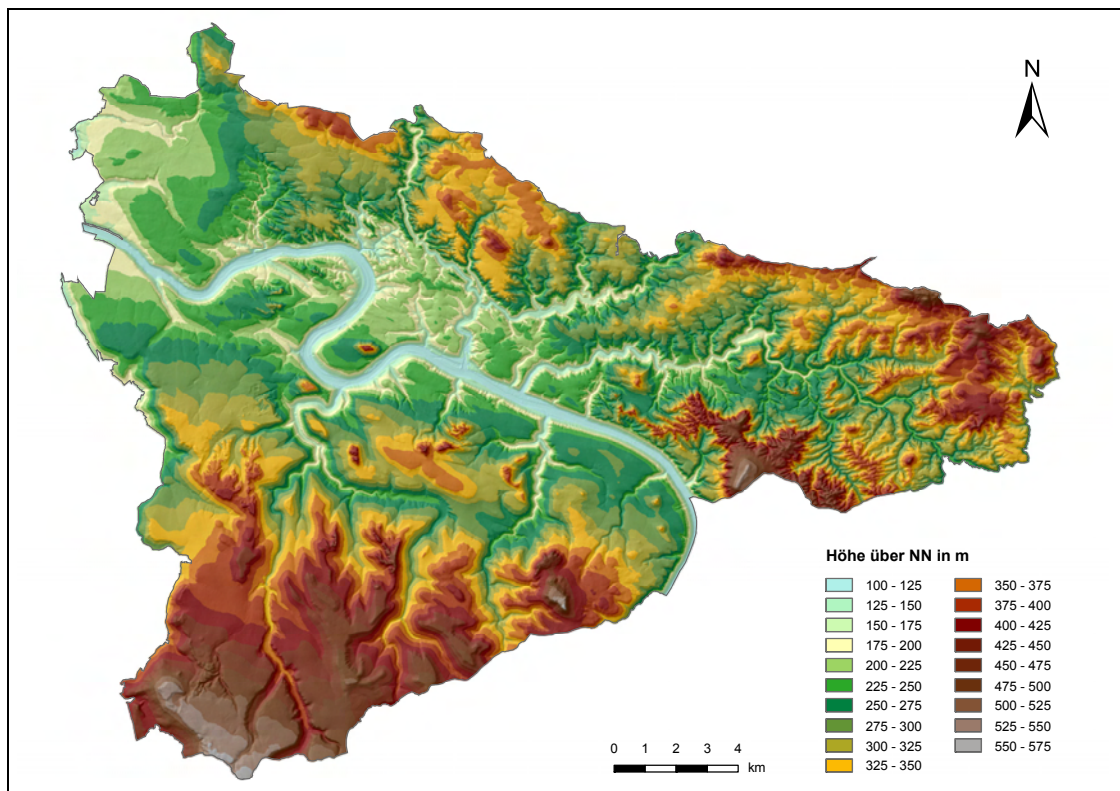


Abb. 10: Höhenschichtenkarte der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

Eine weitere Besonderheit des Elbsandsteingebirges sind die vielfältig auftretenden Verwitterungsformen der Sandsteine. Beim Austreten des Sickerwassers im Bereich toniger Zwischenschichten kommt es durch Ausfällungsprozesse zu Absprengungen und Verfestigungen. So entstehen Formen wie Waben, Schwarten und Eisenröhren, welche die Gesteinsoberflächen strukturieren (vgl. RAST 1958).

Entsprechend dem stark gegliederten Relief treten neben Felsabbrüchen überwiegend Hänge mit einer hohen Neigung auf. Mehr als 60 % der Hänge sind mittel geneigt bis steil (Tabelle 3). Flachere Hänge finden sich neben den Auenbereichen der Täler fast nur im Bereich der morphologisch schwach gegliederten Ebenheiten, die durch quartäre Ablagerungen (v. a. Löss) ein ausgeglichenes Relief aufweisen.

Tab. 3: Hangneigungen in der Nationalparkregion (Hangneigungsstufen verändert nach AG BODEN 2005)

Hangneigung in °	Bezeichnung	Anteil der Hänge in %
< 2	sehr schwach geneigt	12.4
2 – 5	schwach geneigt	24.0
5 – 10	mittel geneigt	24.2
10 – 15	stark geneigt	14.1
15 – 20	sehr stark geneigt	8.8
> 20	steil	16.5

5.5 Klimatische Verhältnisse

Ausgehend von einer kurzen klimatischen Einordnung des Untersuchungsgebiets wird im Folgenden eine innere Differenzierung der Nationalparkregion, respektive des Elbsandsteingebirges erfolgen. Dabei wird insbesondere das gebietspezifische Lokalklima genauer betrachtet.

Bedingt durch die geographische Lage (ca. 14° östl. Länge, ca. 51° nördl. Breite) befindet sich die Nationalparkregion Sächsische Schweiz innerhalb der gemäßigten Mittelbreiten in einem Übergangsbereich von ozeanisch geprägtem zu kontinentalem Klima. Die ganzjährig fallenden Niederschläge sind vorwiegend zyklonal bedingt (KAULFUß & KRAMER 2000). Die mittleren Niederschlagssummen erreichen in der Nationalparkregion etwa 700 bis 800 mm im Jahr (vgl. Abbildung 21). Während die meisten Niederschläge im Sommer fallen, ergibt sich ein winterliches Nebenmaximum im Dezember, welches sich mit zunehmender Höhe verstärkt (FLEMMING 2001). Das Maximum der Niederschläge liegt im Juli. Dies ist auch der Monat mit der höchsten Gewitterneigung. Durchschnittlich kommt es pro Jahr zu 8 bis 12 Starkregenfällen mit mehr als 15 mm Niederschlag in 24 Stunden. Mehr als 1 mm Niederschlag in 24 Stunden werden an durchschnittlich 110 bis 140 Tagen gemessen (NATIONALPARKVERWALTUNG SÄCHSISCHE SCHWEIZ 2005).

In Höhenlagen von 200 bis 400 m über NN beträgt die durchschnittliche Jahrestemperatur 7 bis 8 °C, in höher gelegenen Bereichen unter 7 °C (FLEMMING 2001, NATIONALPARKVERWALTUNG SÄCHSISCHE SCHWEIZ 2005). Das Klimadiagramm der Station Lichtenhain-Mittelndorf zeigt die mittleren klimatischen Verhältnisse in der zentralen Nationalparkregion (Abbildung 11).

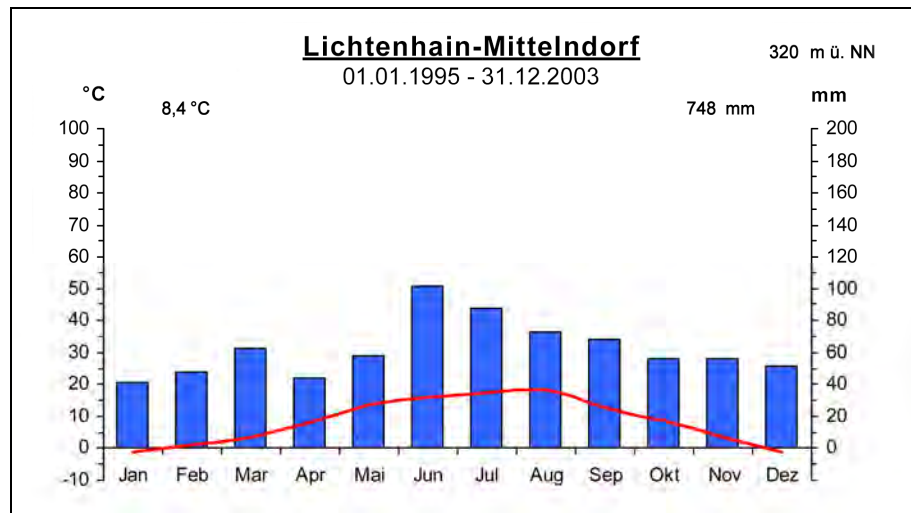


Abb. 11: Klimadiagramm Lichtenhain-Mittelndorf (Quelle: Professur für Meteorologie, Technische Universität Dresden)

Im Gegensatz zum angrenzenden Osterzgebirge mit seinem schwach gegliederten Relief weist die Sächsische Schweiz trotz maximaler Höhen von nur 562 m (Großer Zschirnstein) eine extrem starke Reliefgliederung auf. Die kleinräumige Vielfalt mit engen Schluchten, canyonartigen Tälern, Tafelbergen, Ebenheiten und Felsmassiven bewirkt starke geländeklimatische Effekte. Nach Ostsüdost wird es mit leicht zunehmender Kontinentalität trockener. Im Lee des Osterzgebirges gelegen, fällt auf der linkselbischen Seite der Sächsischen Schweiz wenig Niederschlag. Auf der rechtselbischen Seite fällt durch Staueffekte am nordöstlich benachbarten Oberlausitzer Bergland hingegen deutlich mehr Niederschlag (vgl. FLEMMING 2001).

Bezüglich der Häufigkeit von Temperaturinversionen, besonders in den breiten Tälern (Elbtal), ist nach FLEMMING (2001) eine Abnahme mit steigender Meereshöhe zu verzeichnen. Der Meereshöheneinfluss wird dabei ebenfalls deutlich vom Reliefeinfluss überlagert (FLEMMING 2001). Im Elbedurchbruch werden vor allem südliche und südöstliche Winde kanalisiert. Diese treten im Winterhalbjahr besonders häufig auf, meist in Verbindung mit einer verstärkten Bewölkung im grenznahen Gebiet. Mit ihren geringen Höhen liegt die Sächsische Schweiz meist unterhalb der Wolken- bzw. Nebelzone, die in etwa 650 m Meereshöhe beginnt (FLEMMING 2001). Daneben sind es die Niederungen, v. a. das Elbtal, welche in den Übergangsjahreszeiten eine Häufung von kalte-luftbedingten Nebeltagen aufweisen.

Eine reliefbedingte Besonderheit des Elbsandsteingebirges ist das Kellerklima der tiefen Felsschluchten. Im Gegensatz zur Temperaturabnahme mit steigender Höhe kommt es dort zu einer Umkehr. Die Sonnenstrahlen erreichen die Talsohlen der Gründe und Schluchten nur kurzzeitig, ein Luftmassenaustausch mit der Umgebung findet kaum statt. Dies führt zu geringeren Temperaturschwankungen im Tagesgang, verbunden mit einer erhöhten Luftfeuchtigkeit gegenüber den höher liegenden Felsriffen und Ebenheiten.

ten (vgl. BERNHARDT 1988, BARTHEL 1995). Auch im Jahresgang ist das Klima dadurch thermisch deutlich ausgeglichener.

5.6 Hydrologische Verhältnisse

Die hydrologischen Verhältnisse in der Sächsischen Schweiz spiegeln sehr deutlich die Wirkung des geologischen Unterbaus und des Reliefs wider. Es zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen der links- und rechtselbischen Seite sowie den Übergangsbereichen zu benachbarten Naturräumen.

Westlich der Elbe werden vertikale Sickerwasserbewegungen durch einen höheren Anteil im Sandstein zwischengelagerter dichter Schichten gehemmt. Es finden sich fünf Grundwasserstockwerke. Darüber hinaus begünstigt der deutliche Schichteinfall gegen Nordosten die Wasserbewegung. Dadurch kommt es zu häufigen Hangwasseraustritten und Quellen, besonders in Bereichen, wo diese Schichten zutage treten (also am Fuß der Tafelberge und Schichtstufen). Mit der Biela, dem Cunnersdorfer Bach und dem Krippenbach finden sich so auch die einzigen größeren, im Elbsandsteingebiet entspringenden Fließgewässer (BERNHARDT 1988).

Weniger wasserstauende Schichten und eine höhere Klüftung bewirken eine stärkere Versickerung des Niederschlagswassers östlich der Elbe. Daher finden sich trotz der luvbedingt teils höheren Niederschlagssummen nur wenig perennierende autochthone Quellen und Fließgewässer, sodass Trockentäler dominieren. Das weitmaschigere Netz der Fließgewässer ist auf dieser Elbseite deutlich erkennbar, insbesondere in der Hinteren Sächsischen Schweiz. Die Zuflüsse haben ihre Quellen fast ausschließlich in den angrenzenden Granodioritgebieten der südwestlichen Oberlausitz. Der Übergang von einem dendritischen zu einem parallelen Gewässernetz erfolgt mit dem Überschreiten der Lausitzer Überschiebung nach Süden (vgl. HERZ ET AL. 1980). Besonders deutlich erkennbar ist dieser Übergang am Beispiel der Kirnitzsch. Nur bei Starkniederschlägen kommt es zum oberflächigen Abfluss größerer Wassermengen, die dann im Steilrelief zu beachtlichen Erosionserscheinungen führen (BERNHARDT 1988).

Stehende Gewässer natürlichen Ursprungs finden sich in den Sandsteingebieten kaum. Die wenigen auftretenden Kleingewässer sind in der Regel an lokal auftretende Stauschichten gebunden, welche durch Verlagerungsprozesse in den Böden, insbesondere der Lössderivate entstanden sind (vgl. BERNHARDT 1988).

5.7 Pedologische Verhältnisse

Die weit verbreiteten Sandsteine mit ihren nährstoffarmen Verwitterungsprodukten stellen sehr ungünstige Voraussetzungen für die Bildung fruchtbarer Böden dar. Die daraus entstehenden steinigen und sandigen Böden sind sauer, meist nur flachgründig und trocknen aufgrund ihrer geringen Wasserspeicherkapazität sehr schnell aus. Daher bilden sich neben Rankern überwiegend Podsole („Bergsand-Podsole“) auf diesen Substraten. In Bereichen, die durch Lössderivate beeinflusst werden, stellen sich günstigere Bedingungen für die Pedogenese ein, die zur Bildung von Braunerde-Podsol führen können.

Die Böden der Ebenheiten und Hochflächen werden vorwiegend durch wechsellagernde Lösslehmlagerungen und teilweise durch elsterkaltzeitliche Geschiebelehne gekennzeichnet. Bei geringen bis mittleren Mächtigkeiten bilden sich darauf fruchtbare Parabraunerden. Mit zunehmender Mächtigkeit neigen diese jedoch zur Stauvernässung (durch Tonverlagerungen) und führen zur Bildung von Pseudogleyen mit geringerer Güte.

Vereinzelt in Kuppenbereichen auftretende Basalte liefern deutlich basenreichere Verwitterungsprodukte als der Sandstein. Der höhere Anteil an Nährstoffen und eine hohe Sorptionskapazität führen zur Entstehung von Braunerden mit einem guten Wasserspeichervermögen. Auch auf den granitischen Substraten des Lausitzer Berglandes finden sich überwiegend Braunerden. In Abhängigkeit von der jeweiligen Lage sind diese jedoch unterschiedlich ausgeprägt. Während im Bereich der Oberhänge und Kuppen podsolige Braunerden auftreten, finden sich tiefgründige und nährstoffreiche Braunerden an den Unterhängen und in Hohlformen. Auf den wasserbeeinflussten Außenlehmen der Täler finden sich verbreitet Grundgleye (vgl. SCHMIEDEL 1963, BERNHARDT 1988, BUCK 1996).

5.8 Vegetation

Der Wechsel von trockenen freistehenden Felstürmen, Felsriffen und feucht-kühlen Schluchten auf engstem Raum bedingt eine extreme klimatische Kleingliederung. Dieser folgt auch die Vegetationsdifferenzierung und so findet sich auch hier die Umkehr der bereits beschriebenen klimatischen Verhältnisse wieder. Während Pflanzengesellschaften submontanen und montanen Charakters die unteren Bereiche der Gründe und Schluchten bedecken, besiedeln trockenheitsliebende Kiefern-Heiden Wälder die oberen Felspartien. Als potenziell natürliche Vegetation dominiert ein hochcolliner und

submontaner Hainsimsen-Eichen-Buchenwald, der jedoch heute nur noch selten vorzufinden ist (BASTIAN & SYRBE 2005).

Auf den großflächigen sauren Sandsteinböden dominieren Nadelwälder, insbesondere die im 19. und 20. Jahrhundert angelegten Fichtenmonokulturen. Die schwer zersetzbare Nadelstreu begünstigt dabei eine weitere Versauerung der Böden. Eine ausgeprägte Bodenvegetation findet sich unter diesen Bedingungen im Zusammenhang mit der Lichtarmut kaum. Die Ebenheiten und Hochflächen sind nahezu waldfrei und werden vom Menschen genutzt. Vereinzelt auftretende Lössablagerungen außerhalb der Ebenheiten spiegeln sich deutlich in einem Wechsel der Vegetation zu anspruchsvolleren Baumarten wie Buchen und Eichen wieder (vgl. BERNHARDT 1988).

Auf den fruchtbaren Böden der basaltischen Stoßkuppen finden sich vor allem artenreiche Buchenwälder und Buchen-Eichen-Mischwälder. Anhand der markant wechselnden Vegetation sind diese Kuppenbereiche dadurch deutlich in der Landschaft erkennbar (z. B. am Großen Winterberg und am Raumberg).

Durch das Vorhandensein von fast unbesiedelten Landschaftsteilen wurde das Überleben von Tier- und Pflanzenarten gesichert, die andernorts bereits ausgestorben sind. Auch Reliktpflanzen wie das Gelbe Veilchen sind in den schwer zugänglichen Gründen und Felsrevieren erhalten geblieben. Von großer Bedeutung ist auch die Vielfalt der auftretenden Farne (vgl. VOGEL 1985, BERNHARDT 1988).

5.9 Anthropogene Nutzung

Die Nutzung der Sächsischen Schweiz orientiert sich sehr stark an den naturräumlichen Gegebenheiten. Die Ebenheiten und Hochflächen mit ihren fruchtbaren Böden sind schon seit Jahrhunderten nahezu waldfrei und werden größtenteils landwirtschaftlich genutzt. Entsprechend der räumlichen Verteilung der Böden und günstigeren klimatischen Bedingungen ist ein Großteil dieser Flächen im westlichen Teil der Sächsischen Schweiz gelegen. Bereiche mit Lössauflage in ungünstigen Reliefpositionen (z. B. Hänge) werden als Grünland und Weiden genutzt. Die großflächigen Waldgebiete unterliegen kaum noch einer forstwirtschaftlichen Nutzung. Insbesondere im Nationalpark wird angestrebt, die naturfernen Fichtenmonokulturen schrittweise wieder in natürliche Waldgesellschaften umzuwandeln (vgl. WÄCHTER & BÖHNERT 1998).

Neben der Landnutzung hat der Fremdenverkehr in der landschaftlich reizvollen Sächsischen Schweiz eine sehr große Bedeutung. Die einzigartige Landschaft bietet einen für Urlauber optimalen Erholungsraum. Neben Sehenswürdigkeiten, wie dem Rathener

Felsrevier mit der Bastei oder der auf einem Tafelberg gelegenen Festung Königstein, finden Wanderer und Bergsteiger in den weiten Wäldern und an den freistehenden Felsentürmen ein großes Betätigungsfeld. Die Sächsische Schweiz ist damit ein bekanntes und sehr beliebtes Erholungsgebiet. Der Fremdenverkehr stellt ein bedeutendes wirtschaftliches Standbein der Region dar, jährlich kommen etwa zwei Millionen Besucher in den Nationalpark Sächsische Schweiz (NATIONALPARKVERWALTUNG SÄCHSISCHE SCHWEIZ 2005).

Die naturräumliche Ausstattung mit ihren Besonderheiten ist damit gleichzeitig der wichtigste Standortvorteil des Elbsandsteingebirges. Schon frühzeitig erkannte man die herausragende Bedeutung dieser Landschaft und versuchte deren Gefährdung durch die Ausweisung von Schutzgebieten entgegenzutreten. Bereits im Jahre 1956 wurde das gesamte Gebiet der Sächsischen Schweiz unter Landschaftsschutz gestellt. Im September 1990 folgte mit der Gründung des Nationalparks Sächsische Schweiz ein erweiterter Schutz großer Teile auf der rechtselbischen Seite. Nationalpark und Landschaftsschutzgebiet zusammen bilden heute die Nationalparkregion Sächsische Schweiz.

6 Datengrundlage und Datenaufbereitung

6.1 Vorgehensweise

Die grundlegende Vorgehensweise im Rahmen der Modellierung des Bodenabtrags ist in Abbildung 12 dargestellt. Im Anschluss an die Datenbeschaffung war eine zum Teil sehr umfangreiche Aufbereitung der Datengrundlage notwendig. Die damit verbundene Generierung der Faktorenkarten wird in den jeweiligen Kapiteln detailliert erläutert und diskutiert.

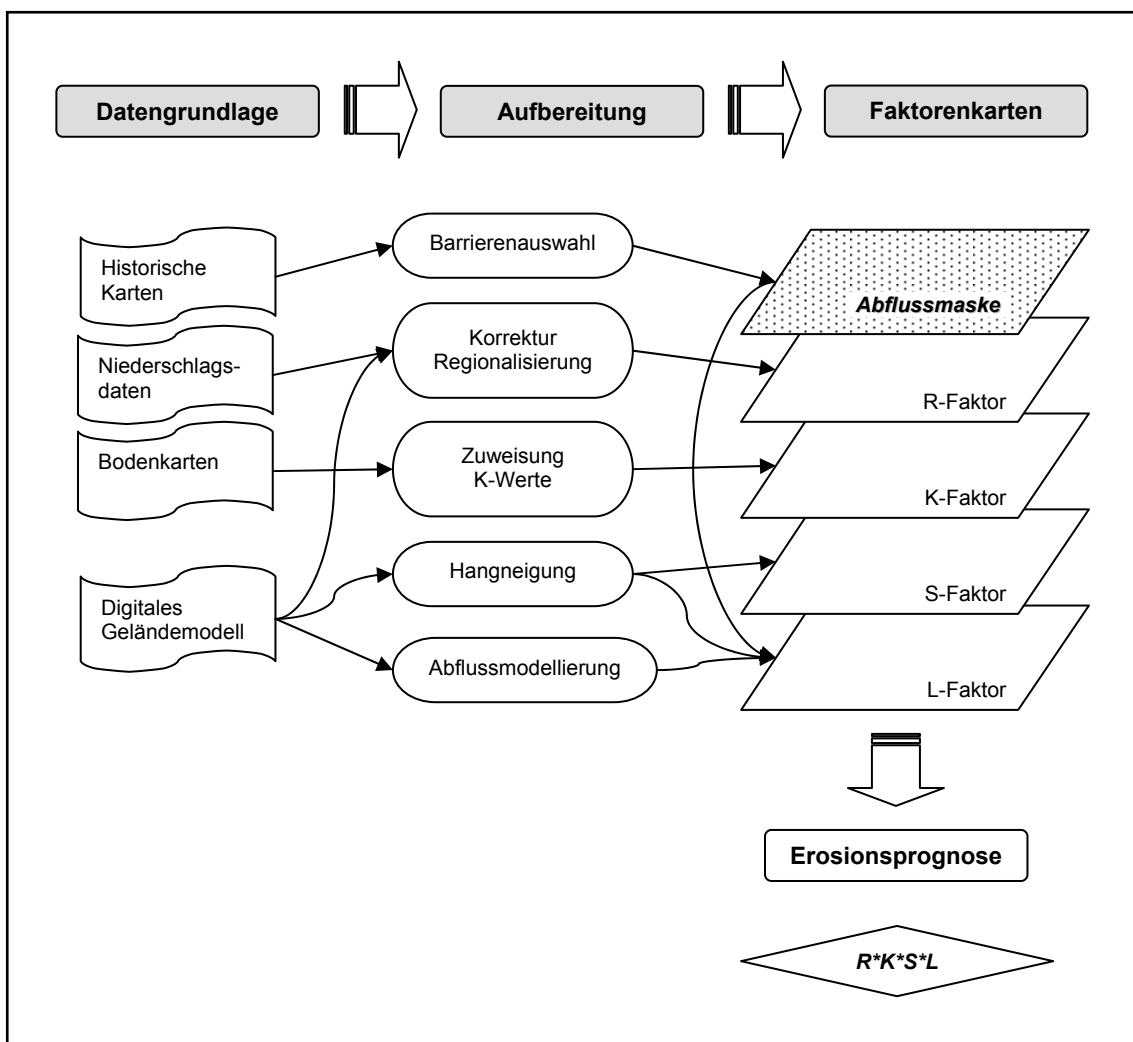


Abb. 12: Vorgehensweise zur Modellierung des Bodenabtrags

6.2 Landnutzungsstruktur

6.2.1 Historische Karten

Die Grundlage für eine Untersuchung der Entwicklung der Bodenerosion in der Nationalparkregion bildete ein sehr umfangreicher Datensatz des Instituts für Ökologische Raumentwicklung (IÖR), welcher im Rahmen mehrerer Diplom- und Projektarbeiten erstellt wurde. Dieser enthält die digitalisierten Inhalte von linien- und flächenhaften Elementen historischer Karten in fünf Zeitschnitten seit 1780 (WALZ ET AL. 2001). Tabelle 4 zeigt eine Übersicht der zugrunde liegenden Kartenwerke.

Tab. 4: Historische Kartenwerke (zusammengestellt nach WITSCHAS 2002, FICHTNER 2005)

Kartenwerk	Erfassungszeitraum	Originalmaßstab	Bezeichnung Zeitschnitt
<i>Sächsische Meilenblätter</i>	1780 – 1825	1:12 000	1780
<i>Äquidistantenkarten</i>	1870 – 1885	1:25 000	1880
<i>Messtischblätter</i>	1898 – 1923 und Fortführung 1931 – 1942	1:25 000	1900 1940
<i>Biotoptypen- und Landnutzungskartierung in Kombination mit ATKIS-DLM</i>	1992 / 1993	1:10 000	1992

Anhand dieser Daten kann die Entwicklung der Landnutzungsstruktur über einen Zeitraum von 200 Jahren nachvollzogen und analysiert werden. Im nächsten Kapitel werden die Veränderungen durch den Landschaftswandel in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz betrachtet.

6.2.2 Landschaftswandel in der Nationalparkregion

Der Landschaftswandel führte in den letzten 200 Jahren zu starken Veränderungen in der Nationalparkregion. Mit der Flächennutzung hat sich auch die Landnutzungsstruktur verändert. In Tabelle 5 und Abbildung 13 wird die Entwicklung der Flächenanteile von 1780 bis 1992 dargestellt.

Tab. 5: Flächenentwicklung von 1780 – 1992 in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

	1780		1880		1900		1940		1992	
	Fläche in ha	Anteil in %	Fläche in ha	Anteil in %	Fläche in ha	Anteil in %	Fläche in ha	Anteil in %	Fläche in ha	Anteil in %
Siedlungsflächen	349.9	0.9	578.9	1.5	746.7	1.9	958.0	2.4	1432.7	3.6
Straßen	601.3	1.5	864.3	2.2	1141.2	2.9	1169.3	2.9	950.7	2.4
Industrie-, Gewerbe- und Verkehrsflächen	21.3	0.1	95.3	0.2	136.2	0.3	120.6	0.3	298.1	0.7
Abbauflächen und Deponien	72.2	0.2	173.4	0.4	221.3	0.6	44.2	0.1	38.3	0.1
Künstliche Grünflächen	3.7	0.0	9.7	0.0	14.9	0.0	35.2	0.1	152.7	0.4
Ackerland	11255.0	28.3	12533.1	31.5	10965.0	27.6	10233.0	25.7	8311.1	20.9
Dauerkulturen	153.9	0.4	113.8	0.3	191.4	0.5	325.9	0.8	585.6	1.5
Grünland	1859.6	4.7	1602.8	4.0	2839.2	7.1	3300.9	8.3	4462.4	11.2
Feldgehölze, Baumreihen, Feldhecken	105.5	0.3	178.7	0.4	165.2	0.4	160.5	0.4	109.5	0.3
Wälder	23769.3	59.8	22043.9	55.4	21785.2	54.8	21871.2	55.0	22067.6	55.5
Flächen mit spärlicher Vegetation, Fels	882.0	2.2	915.7	2.3	925.0	2.3	929.9	2.3	738.0	1.9
Feuchtfächen	9.3	0.0	6.6	0.0	1.8	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0
Gewässerflächen	684.1	1.7	651.0	1.6	634.3	1.6	617.9	1.6	620.7	1.6

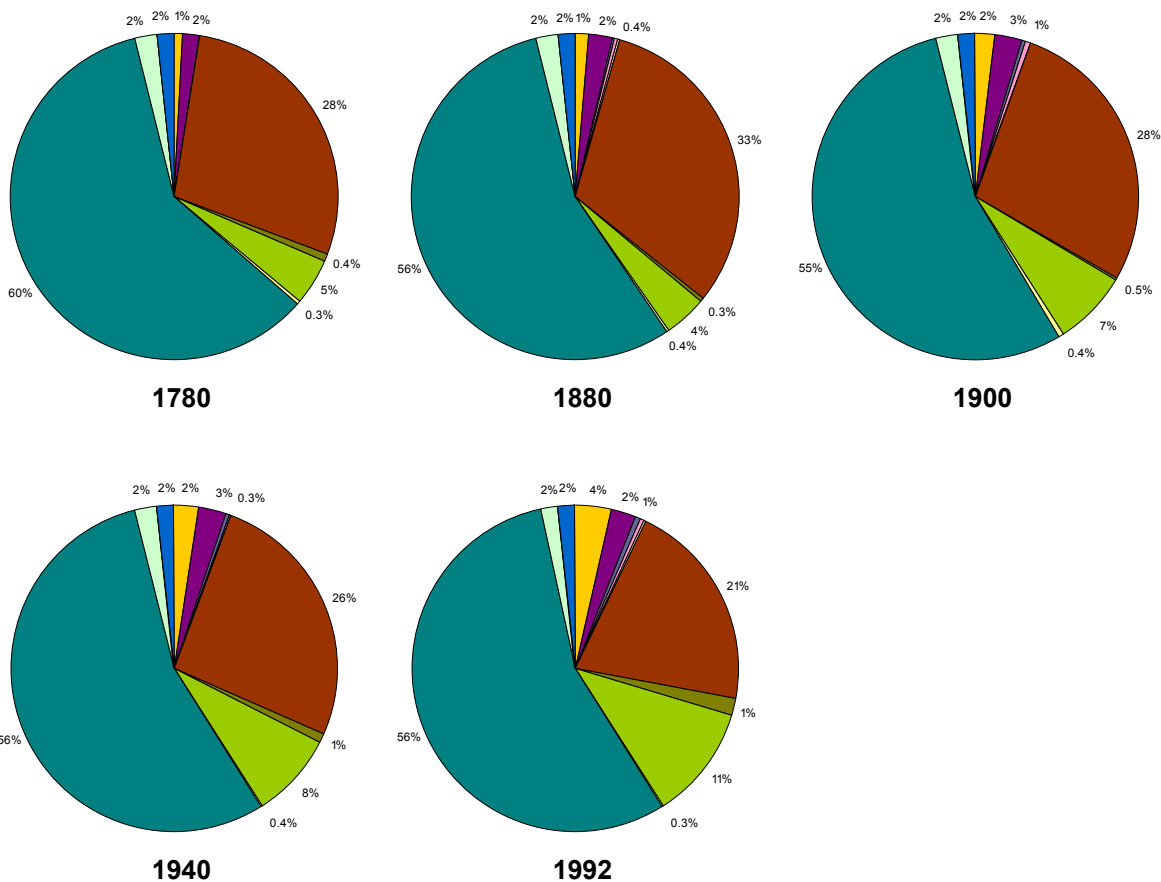


Abb. 13: Flächenentwicklung von 1780 – 1992 in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

Die Siedlungsflächen haben über den gesamten Zeitraum von 200 Jahren kontinuierlich zugenommen (von 0,9 auf 3,6 %), wobei der stärkste Zuwachs zwischen 1940 und 1992 erfolgte (vgl. Tabelle 5 und Abbildung 13). Der Waldanteil hat sich mit Ausnahme einer leichten Abnahme von 1780 zu 1880 kaum verändert und ist mit 55 % die dominierende Nutzungsart in der Nationalparkregion geblieben. Beim Anteil des Ackerlands hat seit 1880 ein deutlicher Rückgang stattgefunden (von 31 auf 21 %). Auf die Gründe für diese Entwicklung wird im nächsten Kapitel detailliert eingegangen. Verbunden mit dem Rückgang des Ackerlands hat der Anteil von Dauerkulturen (Obstplantagen und Streuobstwiesen) und Grünland seit 1880 stark zugenommen. Insbesondere die zu den Dauerkulturen zählenden Obstplantagen verzeichnen nach 1940 im Bereich der Vorderen Sächsischen Schweiz einen deutlichen Zuwachs (vgl. Anlagen 3 bis 7). Im Zeitraum von 1880 bis 1992 hat sich der Grünflächenanteil von 4 auf 11 % nahezu verdreifacht. Der insgesamt nur sehr geringe Flächennutzungsanteil der Abbauflächen und Deponien erreicht seinen Höhepunkt um 1900. In den zumeist im Elbtal gelegenen Sandsteinbrüchen wurde im 18. und 19. Jahrhundert Sandstein als Baumaterial gebrochen, insbesondere für die nahe gelegene Stadt Dresden. Die zunehmende Bedeutung von anderen Baumaterialien wie Ziegelsteinen und Beton führte nach 1900 zur Schließung vieler Steinbrüche, verbunden mit einem Rückgang des Flächen-nutzungsanteils von 0,6 auf 0,1 % bis 1992 (vgl. VOGEL 1985, WÄCHTER & BÖHNERT 1998).

Die Nutzungsarten Wald, Ackerland und Grünland dominieren mit etwa 90 % der Gesamtfläche die Flächennutzung in der heutigen Nationalparkregion. Während sich dieser Gesamtanteil nur geringfügig verändert hat (von 93 auf 88 %) und der enthaltene Waldanteil ebenso, war die Ackerland- und Grünlandnutzung starken Veränderungen unterworfen. Diese Veränderungen beschränken sich nicht nur auf die Gesamtfläche der Nutzungsarten sondern umfassen auch deren Lage und Struktur (vgl. BERGER 2003, FICHTNER 2005).

Auch das Straßen- und Wegenetz war zwischen 1780 und 1992 von starken Veränderungen betroffen. Die Gesamtlänge ist von 1780 bis 1940 kontinuierlich angestiegen. Nachdem um 1940 die höchste Dichte erreicht wurde, hat das Wegenetz von 1940 bis 1992 stark abgenommen. Die Zunahme der Länge des Straßennetzes hat sich auch in diesem Zeitraum fortgesetzt (BERGER 2003, FICHTNER 2005). Neben den Flächennutzungsänderungen haben auch die Veränderungen im Straßen- und Wegenetz die Landschaftsstruktur in entscheidendem Maß beeinflusst. Die Auswirkungen der veränderten Landnutzungsstruktur auf die Bodenerosion (durch veränderte erosive Hanglängen) sind nur ein Aspekt des Landschaftswandels in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz. Andere Untersuchungen konnten bereits Auswirkungen auf die Landschaftszerschneidung (WOLF 2004, WOLF & WALZ 2005) und den Erholungswert der Landschaft (BERGER 2003) nachweisen.

Weitere Details zum Landschaftswandel in der Sächsischen Schweiz finden sich unter anderem in den Arbeiten von WÄCHTER & BÖHNERT (1998), BERGER (2003) sowie FICHTNER (2005).

Veränderte Landnutzungsstruktur an einem Beispiel

In Abbildung 14 werden die Veränderungen der Landnutzungsstruktur beispielhaft für ein Gebiet bei Krippen aufgezeigt (zur Lage vgl. Abbildung 57). Sehr deutlich sind die Entwicklungen des Wegenetzes und der Flächennutzung erkennbar, insbesondere zwischen den Zeitschnitten 1780 und 1880 sowie 1940 und 1992. Das um 1780 nahezu ausschließlich von Wald und Ackerland dominierte Gebiet wurde über die folgenden 200 Jahre mehrfach umstrukturiert. Ab 1880 wurde in dem Steilhang zum Elbtal (nördlicher Teil) stellenweise Sandstein gebrochen, was jedoch aus den bereits genannten Gründen nach 1900 wieder aufgegeben wurde. Mit dem Bau der Zugverbindung Dresden – Prag kommen ab 1900 Verkehrsflächen im Elbtal hinzu, die vorher als Grünland und Ackerland genutzt wurden. Ebenfalls gut erkennbar ist die zunehmende Parzellierung der Ackerfläche bis 1940, verbunden mit einer Verdichtung des Wegenetzes. Teilweise erfolgt eine Umwandlung von Ackerflächen in Grünland. Mit den Flächenzusammenlegungen durch die Kollektivierung nach 1940 wurde das Wegenetz innerhalb der Ackerflächen überflüssig und daher aufgelöst. Durch die großflächige Bearbeitung entfallen außerdem alle Grünflächen innerhalb der von Ackerland dominierten Bereiche.

Flächendeckende Karten der Landnutzungsstruktur in der Nationalparkregion von 1780 – 1992 werden in den Anlagen 3 bis 7 dargestellt.



1780



1880



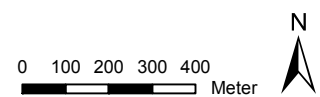
1900



1940



1992



Flächennutzung:


 Siedlungsfläche	 Wald
 Industrie-, Gewerbe-, Verkehrsfläche	 Felsfläche
 Abbaufäche, Deponie, Baustelle	 Feuchtfäche
 Grünfläche	 Wasserfläche
 Ackerland	 Hauptstraße
 Garten- und Grabeland	 Nebenstraße
 Streuobst, Obstplantage	 Fahrweg
 Wiesen und Weiden	 Baumreihe
 Flächenhaftes Feldgehölz	 Feldhecke
	 Gewässerlauf
	 Graben

Abb. 14: Veränderungen der Landnutzungsstruktur bei Krippen (flächendeckende Karten der Landnutzungsstruktur in der Nationalparkregion zeigen die Anlagen 3 – 7)

6.2.3 Entwicklung des Ackerlands

Für diese Arbeit ist insbesondere die Entwicklung des Ackerlandes von entscheidender Bedeutung. Es stellt sich die grundlegende Frage nach stattgefundenen Veränderungen und deren Ausmaß. Dafür wurden die Ackerflächen von 1780 bis 1992 schlagbezogen ausgewertet (Tabelle 6).

Tab. 6: Entwicklung der Ackerschläge von 1780 bis 1992

	1780	1880	1900	1940	1992
Flächenanzahl	1295	1969	3332	3200	663
max. Flächengröße in ha	246.2	112.1	42.3	55.7	223.9
mittlere Flächengröße in ha	7.0	5.1	2.6	2.5	9.8
Gesamtfläche in ha	9013.6	10069.6	8697.7	7958.9	6502.9

Nachdem die Gesamtfläche des Ackerlands von 1780 zu 1880 leicht angestiegen ist, hat ihr Anteil seitdem deutlich abgenommen. Von etwa 10 000 ha Ackerland um 1880 unterlagen 1992 nur noch 6500 ha einer ackerbaulichen Nutzung, das entspricht einem Rückgang von etwa 35 %. Ebenso hat die mittlere Schlaggröße von 1780 bis 1900 abgenommen, insbesondere von 1880 bis 1900 (Abbildung 15). Damit verbunden erhöhte sich die Anzahl der Flächen in diesem Zeitraum (Abbildung 16). Nach den kriegsbedingt geringen Veränderungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts ist die mittlere Schlaggröße nach 1940 durch den zwangsweisen Zusammenschluss der Bauern in landwirtschaftlichen Produktionsgenossenschaften stark angestiegen und vervierfachte sich nahezu. Entsprechend verringerte sich die Zahl der Ackerschläge von über 3000 auf weniger als 700.

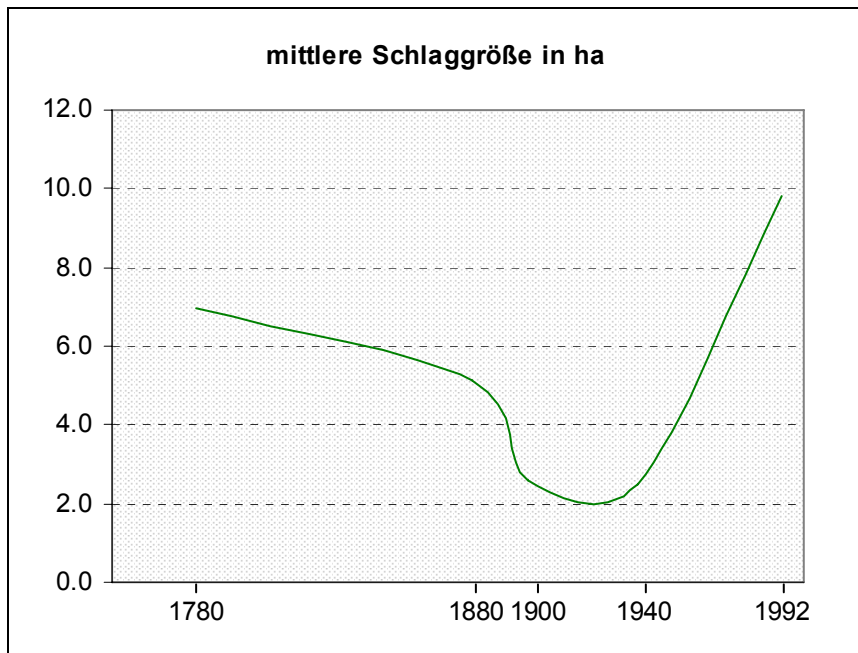


Abb. 15: Entwicklung der mittleren Schlaggröße von 1780 bis 1992

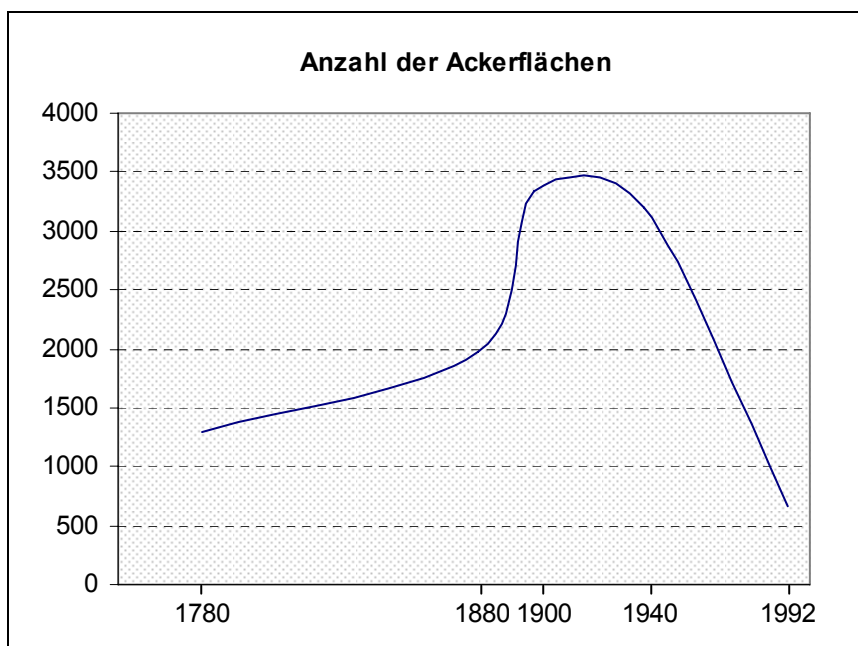


Abb. 16: Anzahl der Ackerflächen von 1780 bis 1992

Da jedoch gerade die Landschaftsstruktur, also das Zusammenwirken aus unterschiedlicher Flächennutzung und linienhaften Elementen der beeinflussende Faktor für die Hanglängen und damit den Bodenabtrag ist, erscheinen die Zeitschnitte 1780 und 1880 aus Genauigkeitsgründen ungeeignet für eine Modellierung. Erst beginnend mit den seit 1900 aufgelegten Messtischblättern wurde eine deutlich höhere Genauigkeit der Kartenwerke erreicht. Aus diesem Grund werden für die Auswertung der Boden-erosionsentwicklung nur die Zeitschnitte 1900, 1940 und 1992 verwendet. Die

Beschränkung auf diesen Zeitraum zeigt eine nachvollziehbare Entwicklung der Ackerflächen (Abbildungen 17 und 18), insbesondere die Flächenzusammenlegungen von 1940 bis 1992.

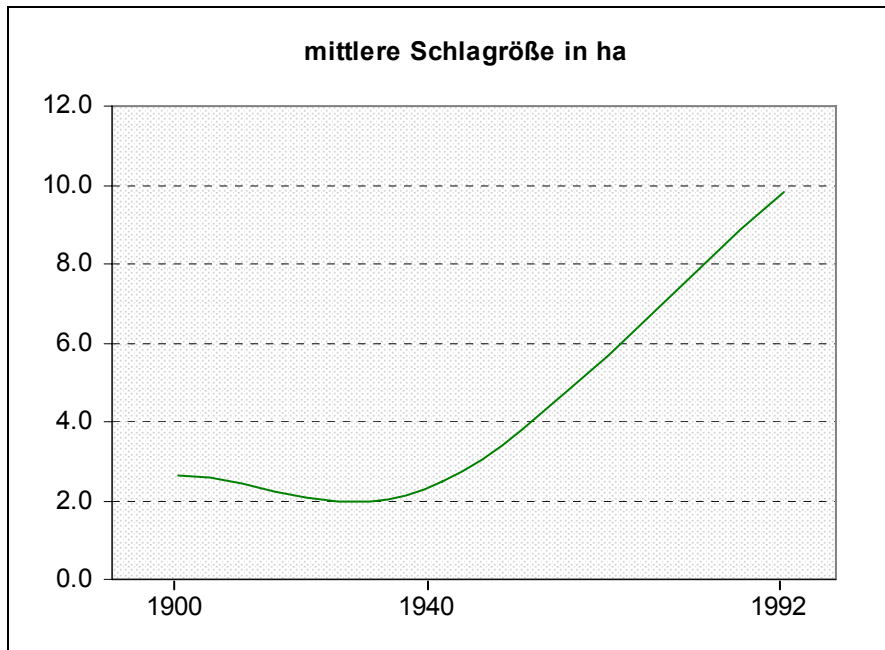


Abb. 17: Entwicklung der mittleren Schlaggröße von 1900 bis 1992

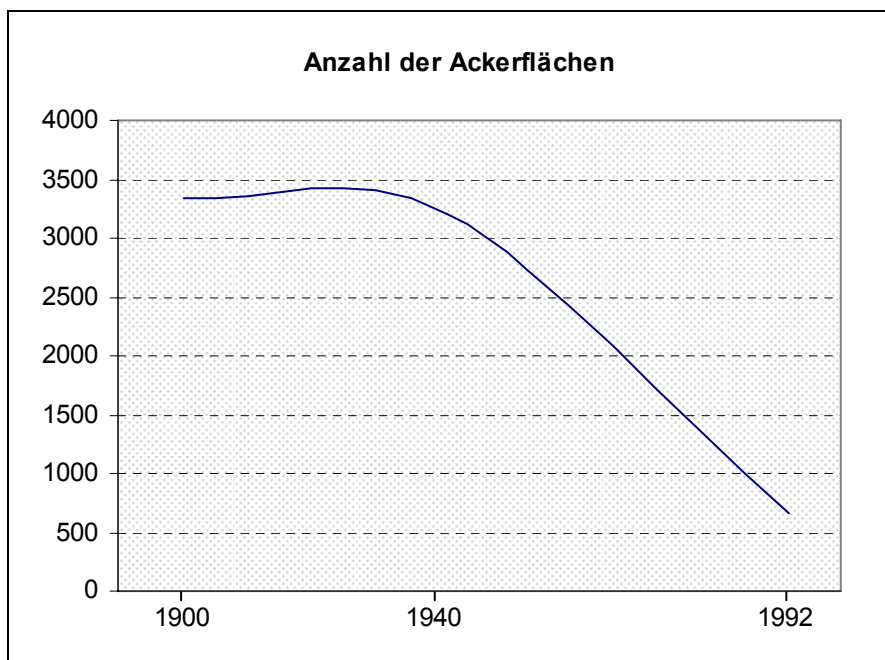


Abb. 18: Anzahl der Ackerflächen von 1900 bis 1992

6.3 Berechnung des R-Faktors

6.3.1 Berechnungsgrundlage

Für die Berechnung des R-Faktors liegen für Deutschland regionalisierte Anpassungen nach Bundesländern vor (DIN 19708). Für Sachsen werden folgende regionalspezifischen Regressionsgleichungen zur Berechnung des R-Faktors ausgewiesen:

$$R = 0.1165 * N_j - 16.39 \quad (r = 0.955) \quad \text{[Gleichung 15]}$$

$$R = 0.2755 * N_{So} - 50.03 \quad (r = 0.972) \quad \text{[Gleichung 16]}$$

N_j ... mittlerer Jahresniederschlag in mm

N_{So} ... mittlerer Niederschlag im Sommerhalbjahr in mm (1. Mai bis 31. Oktober)

Diese Gleichungen zeigen die Korrelation zwischen berechneten R-Faktoren von Sachsen (nach dem Grundschemata von SCHWERTMANN ET AL. 1987, vgl. Kapitel 4.2.1) und den mittleren Jahresniederschlägen eines Vergleichszeitraumes an. Damit lässt sich anhand dieser Regressionsgleichungen für jeden beliebigen Ort in Sachsen die Erosivität der Niederschläge mit hinreichend großer Genauigkeit abschätzen.

Die Werte wurden anhand von sechs Niederschlagsmessstationen für Sachsen bestimmt und haben einen sehr hohen Korrelationskoeffizienten (r). Im bundesweiten Vergleich zählen sie damit zu den höchsten, nur Bayern und Baden-Württemberg erreichen ähnlich hohe Werte. Bei nur sechs Referenzstationen (vgl. Bayern mit 18, Nordrhein-Westfalen mit 65 sowie Sachsen-Anhalt und Thüringen mit 19 Stationen) ist die Aussage dieser Korrelation jedoch begrenzt.

Zeitliche Veränderungen von Niederschlägen, insbesondere deren Variabilität, haben einen entscheidenden Einfluss auf die Bodenerosion. Allgemeine Erkenntnisse zum Klimawandel deuten auf solche Veränderungen hin. RAPP & SCHÖNWIESE (1995) zeigen mit ihren Untersuchungen zum Trend der Niederschläge für den Zeitraum 1891 – 1990 eine signifikante Zunahme der Jahresniederschlagssummen um durchschnittlich 9 % auf (Mittelwerte für Deutschland). Während im Sommer dieser Jahrzehnte ein Niederschlagsrückgang zu verzeichnen ist, weisen Herbst und Winter einen deutlichen Überschuss auf (16 bis 19 %). Insgesamt hat also eine jahreszeitliche Umverteilung der Niederschläge stattgefunden (RAPP & SCHÖNWIESE 1995). Betrachtet man die Ergebnisse von dahingehenden Untersuchungen für Sachsen und Mitteldeutschland (vgl. FRANKE ET AL. 2004, LINKE 2005, LFUG 2005a), wird eine ähnliche Entwicklung aufgezeigt. Dabei sind die Entwicklungen räumlich differenziert zu betrachten. Beson-

ders in den letzten 30 Jahren konnten signifikante Änderungen festgestellt werden. Verschiedene Studien haben gezeigt, dass ein deutlicher Rückgang der Sommerniederschläge (-10 bis -30 %) erkennbar ist (FRANKE ET AL. 2004, LINKE 2005, LFUG 2005a). Gleichzeitig hat eine Zunahme von Starkniederschlägen im Frühsommer stattgefunden. Die Dauer und Häufigkeit von Trockenperioden nimmt in beiden Vegetationsperioden zu. Verbunden mit einem Anstieg der Temperaturen in allen Jahreszeiten außer dem Herbst, ist ein Ansteigen der potenziellen Verdunstung um etwa 7 % festzustellen (RAPP & SCHÖNWIESE 1995, RAPP 2001, FRANKE ET AL. 2004, LFUG 2005a). Prognosen zeigen, dass in Anbetracht der zunehmenden Gefahr von Starkniederschlagsereignissen im Sommer (LFUG 2002) die niederschlagsbedingte Erosionsgefährdung in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz in den nächsten Jahren eher zu- als abnehmen wird.

Im Kontext einer historischen Untersuchung wurde daher geprüft, ob es möglich ist und notwendig erscheint, verschiedene Niederschlagsdaten für die jeweiligen Zeitschnitte zu verwenden, um historische Veränderungen im R-Faktor abzubilden. Für das Untersuchungsgebiet wurde daher nach verfügbaren Daten recherchiert und diese wurden hinsichtlich ihrer Qualität und Aussagekraft miteinander verglichen.

6.3.2 Verfügbare Datengrundlage

Als Datengrundlage stand die Sächsische Klimadatenbank der Professur für Meteorologie der Technischen Universität Dresden zur Verfügung. Diese beinhaltet neben eigenen und digitalisierten Messwerten auch Daten des Czech Hydrometeorological Institute (CHMI) und insbesondere des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Für das Untersuchungsgebiet waren daraus zusammenhängende Datenreihen für die letzten drei Klimanormalperioden (CliNo) verfügbar, sowie einzelne ältere Messreihen ab 1932. Weitere Daten standen für den Zeitraum 1891 – 1920 von GOLDSCHMIDT (1950) zur Verfügung, erwiesen sich jedoch mit einer Abdeckung von nur 15 Stationen für ganz Sachsen für einen Vergleich nicht geeignet. Dagegen konnten zusammengestellte Daten für den Zeitraum 1901 – 1950 aus der Arbeit von BUCK (1996) verwendet werden (nach Daten aus METEOROLOGISCHER DIENST DER DDR, Hrsg. 1961 und PLEISS, H. 1962 – vgl. Anlage 1). Diese decken das Untersuchungsgebiet weiträumig mit 16 Stationen ab.

Als Vergleichszeitraum für die aktuellen Niederschlagsdaten wurde die CliNo-Periode 1961 – 1990 auf Basis von Monatssummen verwendet. Für den Zeitraum 1971 – 2000 waren die gemittelten Monatssummen nur sehr lückenhaft vorhanden. Die Aufbereitung der ebenfalls verfügbaren Tagessummen wäre dagegen aufwendiger und würde aufgrund der unterschiedlichen Auflösung einen historischen Vergleich erschweren.

Tabelle 7 zeigt alle zur Verfügung stehenden, relevanten Zeiträume, deren Anzahl relevanter Stationen für das Untersuchungsgebiet sowie die jeweiligen Niederschlagssummen und daraus berechneten R-Faktoren.

Tab. 7: Vergleich unkorrigierter Niederschläge und R-Faktoren verschiedener Zeiträume

	1901 – 1950 (16 Stationen)		1951 – 1980 (9 Stationen)		1961 – 1990 (18 Stationen)	
	von – bis	Mittel	von – bis	Mittel	von – bis	Mittel
Jahresniederschlag [mm]	608 – 889	750	592 – 843	742	579 – 862	748
Sommerniederschlag [mm]	378 – 517	441	372 – 493	437	351 – 452	413
R-Faktor (Jahr)	54 – 87	71	53 – 82	70	51 – 84	71
R-Faktor (Sommer)	54 – 92	72	53 – 86	70	47 – 75	64

Eine detaillierte Übersicht der verwendeten Datensätze 1901 – 1950 und 1951 – 1980 zeigen die Anlagen 1 und 2.

Ein Vergleich der Datensätze zeigt einen Rückgang der Sommerniederschläge bei nahezu gleichbleibenden mittleren Jahresniederschlägen. Zugleich zeigen auch die auftretenden Minima und Maxima bei den Jahresniederschlägen eine leicht abnehmende Tendenz. Dieser Trend deckt sich zwar mit den Erkenntnissen anderer Untersuchungen, ist aber vergleichsweise gering. Insbesondere die Unterschiede zwischen den ersten beiden Zeiträumen erscheinen sehr gering. Aufgrund der Verwendung von Mittelwerten besitzen die unterschiedlich verwendeten Zeitintervalle (30 bzw. 50 Jahre) eine untergeordnete Bedeutung. Ein beeinflussender Faktor könnte jedoch die unterschiedliche Messung von Niederschlägen sein. In den 30er Jahren erfolgte die Messgerätemstellung vom SCHREIBERschen Regenmesser (seit 1884 genutzt) auf den HELLMANN-Niederschlagsmesser. Die Vermutung liegt nahe, dass diese Umstellung für den geringen Trend der Messwerte verantwortlich sein könnte (vgl. FLEMMING 2001, RAPP 2001, ERBE 2002).

Die rückläufigen Sommerniederschläge zeigen dennoch eine deutliche Auswirkung auf die daraus errechneten R-Faktoren. In Anbetracht der erwähnten Messunsicherheiten im Zeitraum 1901 – 1950 und des geringen zeitlichen Unterschiedes gegenüber dem Zeitraum 1951 – 1980 mit einer deutlich geringeren Anzahl von Stationen, erscheint eine Verwendung unterschiedlicher Niederschlagsdaten nicht sinnvoll. Die Berechnung der R-Faktoren erfolgt daher anhand der Daten aus der CliNo-Periode 1961 – 1990.

6.3.3 Verwendete Niederschlagsstationen



Abb. 19: Lage verwendeter Niederschlagsstationen (Topographie: TK 200 Grundkarte)

Die Auswahl der Niederschlagsstationen erfolgte deutlich über das Untersuchungsgebiet der Nationalparkregion hinaus, um auch die Randbereiche mit einer möglichst hohen Genauigkeit abzudecken (Abbildung 19). Im Untersuchungsgebiet selbst waren nur drei Stationen mit verfügbaren Daten für den gewählten Betrachtungszeitraum vorhanden (Bielatal, Rosenthal, Porschdorf – vgl. Tabelle 8). Diese sind alle im zentralen Bereich gelegen und decken damit die Randbereiche nur unzureichend ab. Die in der Hinteren Sächsischen Schweiz gelegene Station Hinterhermsdorf war leider nur bis 1984 in Betrieb (ungünstige Hochmuldenlage – vgl. FLEMMING 2001). Die Daten neuerer Stationen standen nur für den Zeitraum 1971 bis 2000 zur Verfügung. Weitere im heutigen Landschaftsschutzgebiet gelegenen Stationen (Königstein, Rathmannsdorf, Bad Schandau, Lohmen), die für den betrachteten Zeitraum ebenfalls keine Daten mehr liefern, finden sich in der bereits erwähnten Arbeit von BUCK (1996).

Tabelle 8: verwendete Niederschlagsstationen

Messstation	Rechtswert	Hochwert	Höhe ü. NN in m	Stationslage
Berthelsdorf	5446080	5658183	342	4
Bielatal	5432438	5637978	364	4
Graupa	5424881	5652174	183	4
Großharthau	5437689	5664859	283	4
Großröhrsdorf	5431469	5668060	265	4
Heidenau	5421708	5647369	122	3
Langebrück	5419349	5666257	220	4
Neugersdorf	5473058	5648300	445	3
Pirna	5424828	5647137	123	3
Polenz	5442610	5654295	335	3
Porschdorf	5438821	5645439	190	3
Rosenthal	5434196	5634742	412	4
Schlottwitz	5416490	5639693	235	4
Sebnitz	5448076	5649386	335	3
Stolpen	5435972	5656567	350	4
Varnsdorf	5473452	5642690	338	3
Walddorf	5475417	5652089	444	3
Wehrsdorf	5457274	5657738	335	3

6.3.4 Aufbereitung und Korrektur der Niederschlagssummen

Bevor die Niederschlagsdaten für den Zeitraum 1961 bis 1990 aggregiert werden konnten, musste eine Korrektur der Daten erfolgen.

Durch die Art und Weise der Niederschlagsmessungen, die in Deutschland seit etwa 1935 mit dem HELLMANN-Niederschlagsmesser erfolgten, kommt es zu nicht unerheblichen Messfehlern der Rohdaten. Diese sind der Benetzungs-, der Verdunstungs- und der Windfehler. Der Benetzungsfehler umfasst die Verluste, welche infolge der Befeuchtung des Auffangtrichters und nachfolgender Abtrocknung entstehen. Verdunstungsverluste entstehen durch das Verbleiben des Niederschlagswassers in der Sammelwanne, wodurch ein Teil wieder verdunstet. Zusammen betragen Benetzungs- und Verdunstungsfehler etwa 2 bis 3 %. Demgegenüber steht der deutlich größere Windfehler mit Werten zwischen 10 und 30 % (Regen bzw. Schnee). Dieser resultiert aus der Tatsache, dass der Niederschlagsmesser ein Hindernis für den Wind darstellt und diesen somit direkt beeinflusst. Dementsprechend wird in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der Art des Niederschlags ein Teil dessen über den Auffangtrichter hinweggeweht. Das Ausmaß des Windfehlers wird durch die Lage der

Messstation entscheidend beeinflusst. Je geschützter eine Station gelegen ist, desto geringer sind die Auswirkungen des Windfehlers. Die Stationslage lässt sich dementsprechend in vier Klassen einteilen: 1 – freie, 2 – leicht geschützt, 3 – mäßig geschützt und 4 – stark geschützte Lage (vgl. RICHTER 1995, ERBE 2002, FLEMMING 2001).

RICHTER (1995) hat in seinen Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Niederschlagsmessfehlers festgestellt, dass sich Deutschland in Gebiete mit einem im Jahresmittel und im Jahresgang weitgehend einheitlichen Fehlverhalten regionalisieren lässt. Dabei wurden die Auswirkungen aller drei Fehler berücksichtigt. Südostsachsen und damit die Sächsische Schweiz sind demnach in die Kategorie V der Gebiete mit einheitlichen prozentualen Niederschlagsmessfehlern einzuordnen. Die Korrekturen erfolgten entsprechend den Werten in Tabelle 9 nach Monaten und in Abhängigkeit von der jeweiligen Stationslage. Für Stationen, deren Lage nicht bekannt war, wurde die Stationslage 3 gewählt (vgl. RICHTER 1995, LINKE 2005).

Die mittlere Messfehlerkorrektur liegt in Sachsen bei 11 bis 12 %. Im Vergleich dazu betragen die Messfehler in Norddeutschland 12 – 13 % und am Oberrhein 8 – 9 %. Im Winter ist der Messfehler deutlich höher, da bei Schnee höhere Beträge erreicht werden als bei Regen. Folglich erscheint das Wintermaximum bei korrigierten Werten ausgeprägter (FLEMMING 2001).

Tab. 9: Niederschlagsmessfehler in Prozent (Kategorie V nach RICHTER 1995)

Stationslage	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
<i>freie Lage</i>	31.6	33.5	26.9	18.3	12.5	10.4	10.8	10.5	12.6	15.5	21.8	26.5	18.2
<i>leicht geschützt</i>	23.3	24.5	20.3	15.1	11.1	9.8	10.0	9.5	11.5	12.7	16.8	19.8	14.6
<i>mäßig geschützt</i>	17.3	17.9	15.5	12.7	10.1	8.8	9.1	8.5	10.2	11.0	13.3	15.0	12.0
<i>stark geschützt</i>	11.5	11.8	10.7	10.0	8.6	7.7	8.8	7.5	8.7	8.8	9.5	10.3	9.3

Sofern bereits aggregierte Niederschlagsdaten vorliegen, erscheint eine Pauschalkorrektur der Niederschläge um 10 % zumindest besser als ein Verzicht auf jegliche Korrektur. Erst durch eine Korrektur der Rohdaten treten reale räumliche Unterschiede deutlich hervor (FLEMMING 2001).

Ein Großteil der bisher durchgeführten Untersuchungen zur Bodenerosion auf Basis von mittleren Niederschlagssummen verwendet unkorrigierte Niederschlagsdaten (vgl. BUCK 1996, SCHÄUBLE 1999). Eine Ausnahme findet sich u.a. in SCHMIDT (2001). Anhand des Untersuchungsgebietes wurde ein Vergleich der Auswirkungen von Niederschlagskorrekturen auf die Berechnung der R-Faktoren vorgenommen. Dabei

zeigten sich deutliche Unterschiede zwischen korrigierten und unkorrigierten Niederschlagsdaten. Demnach kann davon ausgegangen werden, dass die R-Faktoren vielfach deutlich unterschätzt werden. Einen detaillierten Überblick der Ergebnisse zeigt Tabelle 10.

Tab. 10: Vergleich der Niederschlagssummen für das Untersuchungsgebiet (1961 – 1990)

Station	unkorrigierte Daten				korrigierte Daten			
	Jahresmittel	Sommerrmittel	R_J	R_S	Jahresmittel	Sommerrmittel	R_J	R_S
Berthelsdorf	803	428	77	68	878	463	86	78
Bielatal	741	428	70	68	810	463	78	78
Graupa	661	390	61	57	722	422	68	66
Großharthau	760	406	72	62	831	440	80	71
Großröhrsdorf	781	413	75	64	854	448	83	73
Heidenau	579	351	51	47	646	384	59	56
Langebrück	678	375	63	53	741	406	70	62
Neugersdorf	773	422	74	66	866	462	84	77
Pirna	597	360	53	49	667	394	61	59
Polenz	827	448	80	73	927	491	92	85
Porschdorf	766	418	73	65	858	457	84	76
Rosenthal	799	447	77	73	873	484	85	83
Schlottwitz	725	413	68	64	792	448	76	73
Sebnitz	862	452	84	75	967	495	96	86
Stolpen	716	396	67	59	782	429	75	68
Varnsdorf	821	440	79	71	921	482	91	83
Walddorf	782	423	75	67	877	464	86	78
Wehrsdorf	786	427	75	68	881	468	86	79
Mittelwert	748	413	71	64	827	450	80	74
<i>Unterschied zu korrigierten Niederschlägen / R-Faktoren [in %]</i>					10.7	8.9	13.2	15.9

[Angabe der Niederschlagssummen in mm; R_J ... R-Faktor berechnet aus Jahresniederschlag, R_S ... R-Faktor berechnet aus Sommerniederschlag]

Die berechneten R-Faktoren anhand korrigierter Niederschläge zeigen einen Unterschied von 13 bis 16 % (Jahres- / Sommerniederschläge). Dabei ändert sich der R-Faktor im Vergleich zu den reinen Niederschlagssummen deutlich stärker, insbesondere bei Verwendung von Sommerniederschlägen (Faktor 1,2 beim Jahresniederschlag gegenüber Faktor 1,8 beim Sommerniederschlag). Damit wird die Notwendigkeit zur Korrektur von Niederschlagsmessungen insbesondere bei der Verwendung von Som-

merniederschlägen sehr deutlich, zumal der R-Faktor mit einem sehr hohen Gewicht in die Modellierung der ABAG einfließt.

6.3.5 Regionalisierung der Niederschläge

Zur Verwendung der Niederschlagsdaten für die Modellierung der Bodenerosion bedarf es einer Übertragung der stationsbezogenen Punktdaten auf die Fläche. Diese erfolgt in der Regel mit zweidimensionalen Interpolationsverfahren wie dem Inverse Distance Weighting (IDW), der Spline-Interpolation oder dem Kriging. Dabei werden jedoch räumlich Einflüsse durch das Gelände, die Meereshöhe und die geographische Lage vollständig vernachlässigt. Die Ausnahme bildet ein sehr dichtes Messnetz, welches jedoch in der Praxis nur selten vorhanden ist. Nur sehr wenige Untersuchungen verwenden regionalisierte Niederschläge für die Modellierung der Bodenerosion (vgl. BÖHNER & SELIGE *in review*). Trotz des abschätzenden Charakters der ABAG sollten diese entscheidenden Einflüsse jedoch keinesfalls vernachlässigt werden. Erosionsprognosen werden mittlerweile fast ausschließlich mit GIS und Digitalen Geländemodellen (DGM) durchgeführt. Damit erscheint zumindest eine Berücksichtigung des Einflusses der Meereshöhe ohne großen Aufwand möglich und trägt deutlich zur Steigerung der Genauigkeit von Erosionsprognosen bei.

Der Einfluss der geographischen Lage kann im betrachteten Untersuchungsgebiet aufgrund der geringen Ausdehnung weitestgehend vernachlässigt werden (ca. 30 km WO- und 25 km NS-Ausdehnung). Dagegen sind die Einflüsse der Meereshöhe bei Höhenschwankungen von 110 bis 560 m sehr deutlich. Mit zunehmender Höhe kommt es zu einem Ansteigen der Niederschläge (Vertikalgradient des Niederschlags). Besonders in Gebirgen überlagert der Einfluss des lokalen Geländes diese Abhängigkeit von der Meereshöhe. Es kommt zu deutlichen reliefbedingten Niederschlagsunterschieden zwischen den Luv- und Leeseiten (orographischer Einfluss), die oft bis zu 100 % betragen (FLEMMING 2001). Umso notwendiger erscheint eine Anpassung dieser Einflüsse bei der Berechnung von Niederschlagsverteilungen. Dazu sind jedoch umfangreiche Daten über die vorherrschenden Hauptwindrichtungen, deren Häufigkeiten und Abhängigkeiten von der Höhe notwendig. Diese variieren regional sehr stark und können nicht ohne weiteres auf andere Räume übertragen werden. Aufgrund von Ergebnissen anderer Projekte waren diese Abhängigkeiten für den betrachteten Raum bekannt. Mit zunehmender Höhe dreht die Hauptanströmrichtung bei Niederschlagsereignissen im Bereich des Osterzgebirges von Südwest über West nach Nordwest (*mündliche Mitteilung von Johannes Franke*). Damit konnten die für das stark gegliederte Elbsandsteingebirge signifikanten Einflüsse bei der Regionalisierung des Niederschlages mit berücksichtigt werden. Neben der Höhenanpassung erfolgte zusätz-

lich eine orographische Anpassung. Wie vorab erwähnt, berücksichtigt das Verfahren die Abhängigkeit des Niederschlages von der Seeshöhe und von orographisch bedingten Luv-Lee-Effekten. Grundlage hierfür ist die Verwendung eines DGM (20 m Auflösung – vgl. Kapitel 6.5.1; Datenquelle: Landesvermessungsamt Sachsen).

Zur Berechnung der Vertikalgradienten wurden die korrigierten mittleren Niederschlagssummen den Meereshöhen der jeweiligen Stationen in einer Punktwolke gegenübergestellt. Aus der Korrelation dieser zwei Größen lässt sich über die verwendeten Messstationen eine lineare Regression ableiten (Abbildung 20), welche die Zunahme der Niederschlagssummen mit der Meereshöhe für das Untersuchungsgebiet beschreibt. Dieser Niederschlag wird als meteorologischer Niederschlag bezeichnet, da diese Niederschlagsmenge durch rein atmosphärische Prozesse bedingt ist.

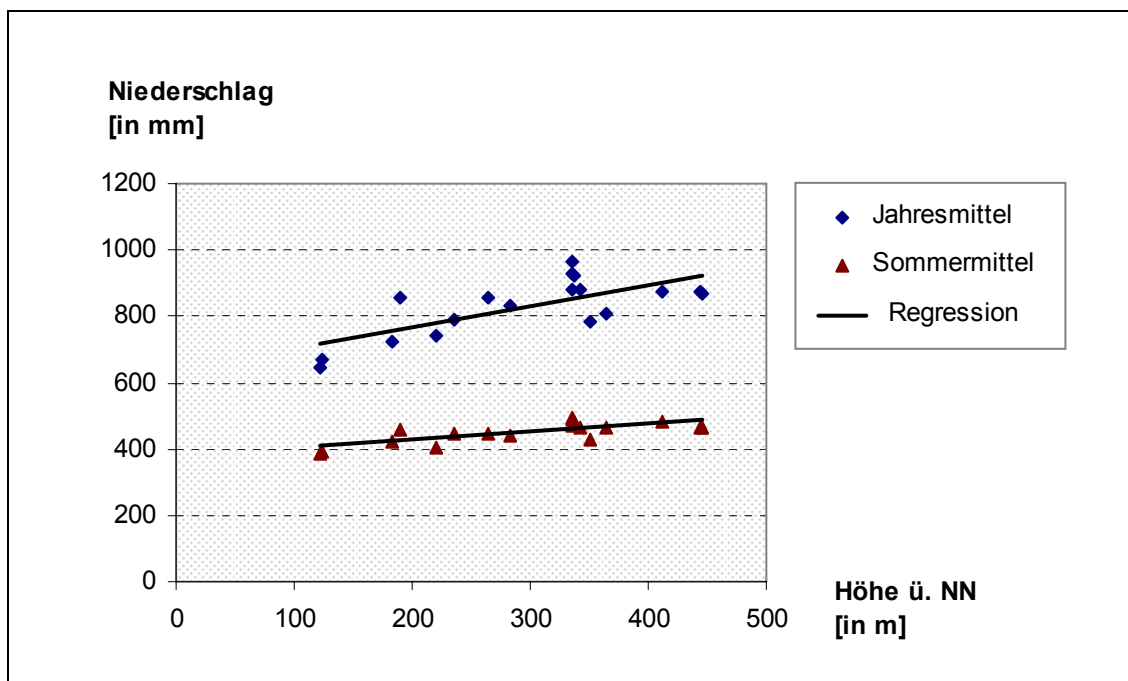


Abb. 20: höhenbedingte Abhängigkeit der Niederschlagssummen

Die demnach berechneten Vertikalgradienten des Niederschlags betragen:

$$\text{Jahresniederschlag: } 637.3 \text{ mm} + (64.3 \text{ mm} / 100 \text{ Hm}) * \text{Höhe} \quad R^2 = 0.5269$$

$$\text{Sommerniederschlag: } 378.4 \text{ mm} + (24.2 \text{ mm} / 100 \text{ Hm}) * \text{Höhe} \quad R^2 = 0.5587$$

Die Vertikalgradienten zeigen ein ähnliches Verhältnis, wie die bei einer Untersuchung der räumlichen Niederschlagsverteilung für Sachsen errechneten (61,3 mm bzw. 18,1 mm auf 100 m Höhenstieg, Referenzzeitraum 1971 – 2000; vgl. ERBE 2002).

Über die Parameter Geländekonfiguration, Windrichtung und –geschwindigkeit während Niederschlagsereignissen kommt es zu einer räumlich differenzierten

Verteilung des meteorologischen Niederschlages, also der Wassermenge welche einem Hang tatsächlich zugeführt wird (*mündliche Mitteilung von Johannes Franke*). Der regionalisierte Niederschlag (vgl. Abbildung 21) wurde von der Professur für Meteorologie der Technischen Universität Dresden zur Verfügung gestellt.

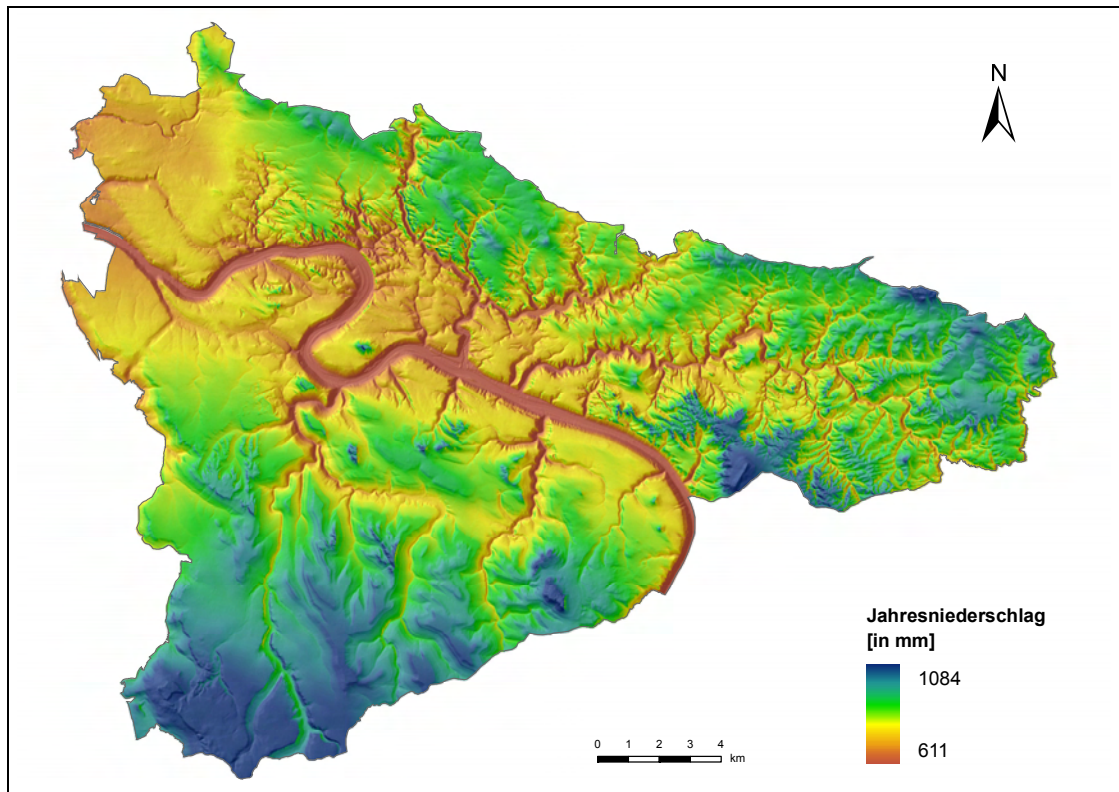


Abb. 21: korrigierte mittlere Jahresniederschläge mit orographischer Anpassung (Datengrundlage und Berechnung: Professur für Meteorologie der Technischen Universität Dresden)

Entsprechend der Höhenlage und dem Relief ist eine deutliche Zunahme der Niederschlagssummen von Nordwest nach Südost erkennbar (Abbildung 21). Einerseits ist dies begründet durch den Anstieg zum Erzgebirgskamm nach Süden, andererseits durch den Anstieg zum Lausitzer Bergland nach Norden. Ebenfalls durch hohe Niederschlagssummen deutlich hervorgehoben sind die großen Einzelberge und Erhebungen, wie der Große Winterberg (556 m) und der Große Zschirnstein (562 m). An den Südwest exponierten Hängen der Felsriffe, Täler und Erhebungen zeigen sich deutlich die Einflüsse der Luvlage. Die mit Abstand geringsten Niederschläge fallen im Elbtal und in den tiefer liegenden Bereichen der Nördlichen Vorderen Sächsischen Schweiz. Dies ist vor allem bedingt durch die geringe Meereshöhe aber auch durch die Einflüsse der Lee-lage. Vor allem in Bezug auf die erosionsrelevante Lage der Ackerflächen sind die Niederschläge auf den Ebenheiten für diese Untersuchung von großem Interesse. Mit 700 bis 800 mm weisen diese keine extrem hohen Niederschlagssummen auf.

Die ebenfalls berechnete Verteilung der mittleren Sommerniederschläge ergibt ein ähnliches Bild mit Werten von 338 bis 562 mm (Mittelwert 452 mm). Aufgrund ihrer

größeren erosiven Wirksamkeit werden diese für die weitere Berechnung des R-Faktors zur Modellierung der Bodenerosion verwendet (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987, VOLK 2001, DIN 19708).

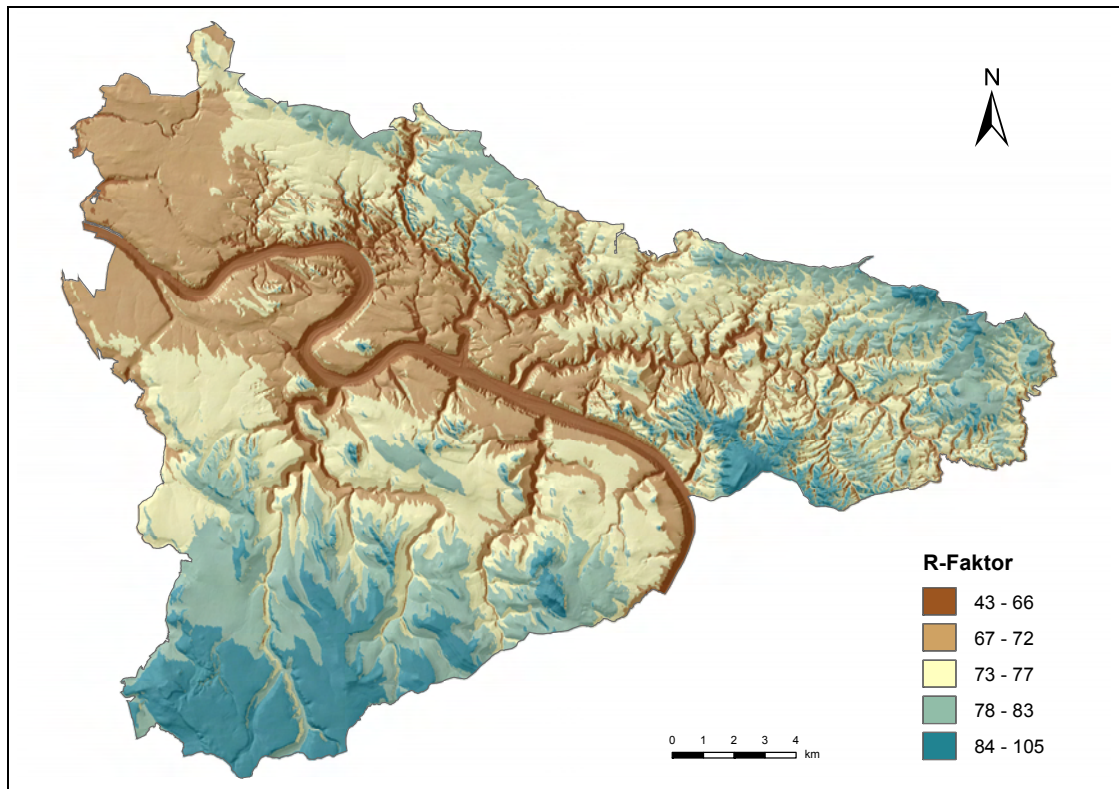


Abb. 22: Verteilung der R-Faktoren auf Basis von Sommerniederschlägen

Die Verwendung von Sommerniederschlägen führt zu R-Faktoren von 43 bis 105 (Mittelwert 74; Abbildung 22). Typische Werte von R-Faktoren liegen für Mitteleuropa im Bereich von 50 bis 100 (SCHÄUBLE 1999). Die hier berechneten R-Faktoren weisen aufgrund der Regionalisierung eine geringfügig höhere Schwankungsbreite auf. Deutlich erkennbar ist die Zunahme der R-Faktoren mit der Meereshöhe sowohl im südlichen als auch im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Darüber hinaus zeigen die vorwiegend im Luv gelegenen Südwest exponierten Hänge eine höhere Regenerosivität auf. Die agrarisch genutzten Ebenheiten überschreiten nur selten Werte von 80.

Abschließend steht damit der R-Faktor flächenhaft für die gesamte Nationalparkregion Sächsische Schweiz zur Verfügung.

6.4 Berechnung des K-Faktors

Auch bei der Berechnung des K-Faktors gab es Überlegungen zur Verwendung historischer Bodendaten. Die dafür in Frage kommenden Bodenschätzungsdaten aus den 30er Jahren standen für das Untersuchungsgebiet jedoch nicht in digitaler Form zur Verfügung. Neben dem bodenkundlichen Wissen dieser Zeit und damit der Qualität der Daten (LFUG 2005b) haben Veränderungen der Böden seit dieser Aufnahme vermutlich nur lokal und in begrenztem Umfang stattgefunden, wobei eine Trennung dieser Einflüsse schwierig sein dürfte.

Als aktuelle Datengrundlage stand die Bodenkonzeptkarte (BKkonz) im Maßstab 1:50 000 in digitaler Form zur Verfügung. Für die Berechnung des K-Faktors wurden die Bodenart und der Skelettanteil benötigt. Diese gehen als Kb-Wert (aus der Bodenart abgeleitet) und Ks-Wert (aus dem Skelettgehalt abgeleitet) ein. Der Humusgehalt wurde nicht mit einbezogen, da er sehr stark von Nutzung und Bewirtschaftung abhängig ist (*mündliche Mitteilung von Dr. Arnd Bräunig, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie Freiberg, Referat Bodenschutz*). Die Ableitung der Faktoren erfolgt dabei anhand von Schätztabellen, die sich u. a. bei SCHWERTMANN ET AL. (1987), HENNINGS (2000) und in der DIN 19708 finden.

Die auf den ersten Blick recht einfach klingende Vorgehensweise gestaltete sich deutlich schwieriger und zeitaufwendiger als erwartet. Der Hauptgrund dafür liegt im Ursprung der Daten. Die BKkonz setzt sich aus den Daten der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) und der Forstlichen Standortkartierung (FSK) zusammen. Zur Vermeidung von Informationsverlusten wurde jedoch auf eine Homogenisierung der Daten mit unterschiedlicher Aufnahmegenaugigkeit verzichtet. Damit stehen verschiedene Ursprungsdaten mit unterschiedlichen Parametern zur Verfügung. Während bei den Daten der FSK die benötigte Bodenart und der Skelettgehalt direkt angegeben werden, ist dies bei den aus der MMK stammenden Datensätzen nicht der Fall. In diesen wird stattdessen nur die Bodenartengruppe angegeben, die sich nur sehr schwierig in Bodenartenuntergruppen aufgliedern lässt. Eine Ableitung von Bodenarten erscheint damit grundsätzlich sehr problematisch (vgl. BASTIAN & SCHREIBER 1999).

Aufgrund der problematischen Ableitung von Bodenarten aus der BKkonz (nur MMK-Teil) wurden weitere Datengrundlagen als Alternativen geprüft. Am naheliegendsten wäre eine Verwendung der Bodenkarte 1:50 000 (BK 50). Diese wurde bereits für andere Untersuchungen der Bodenerosion in Sachsen verwendet (vgl. KRAMER ET AL. 2001). Davon sind jedoch erst wenige Blätter für Sachsen verfügbar. Das Untersuchungsgebiet wird momentan leider noch nicht abgedeckt. Eine weitere Möglichkeit bot sich mit dem bei BUCK (1996) verwendeten Ansatz anhand der Bodenformgefüge-

karte der Sächsischen Schweiz. Die Bodenformgefüge oder Bodenformgesellschaften lassen sich in den neuen Bundesländern anhand der MMK ermitteln. In dieser werden in erster Linie die sogenannten Standortregionaltypen abgebildet. Diese sind vor allem durch Leitbodenformen gekennzeichnet. Dementsprechend stellen die Standortregionaltypen Gefüge von Bodenformen dar und bilden den Grundstock für regionale Kataloge von Bodenformgefüge-Typen (BASTIAN & SCHREIBER 1999). Die Karte der Bodenformgefüge des Landschaftsschutzgebietes Sächsische Schweiz (von SANDNER 1991a; vgl. BUCK 1996) im Maßstab 1:50 000 lag jedoch nicht flächendeckend für das Untersuchungsgebiet vor (nur für die Fläche des damaligen LSG). Damit war auch diese Datengrundlage nicht geeignet.

Eine weitere Möglichkeit findet sich mit der Bodenübersichtskarte im Maßstab 1:200 000 (BÜK 200). Diese wurde zusammen mit einem DGM bereits vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie für die Bestimmung der Erosionsgefährdung in Sachsen verwendet. Die angegebenen dominierenden Bodenarten ermöglichen eine direkte Bestimmung der K-Faktoren. Die deutlich geringere Auflösung und die Aggregierungsstufe gehen jedoch nicht über die einer Übersichtskarte hinaus. Damit sind diese Daten nur bedingt geeignet. Bei vorhandenen Datenlücken könnten diese jedoch als Ergänzung genutzt werden. Ferner erscheint auch eine bedingte Validierung der abgeleiteten K-Faktoren aus der BKkonz möglich.

Mit folgender Vorgehensweise lässt sich die Problematik der Bestimmung von Bodenarten umgehen, da diese ja nur für eine Zuweisung der jeweiligen K-Faktoren benötigt werden. Bodenartengruppen, wie in der MMK angegeben, sind eine Zusammenfassung von bestimmten Bodenarten bzw. Bodenartenuntergruppen. Dabei sind die erosiven Eigenschaften, also Kb-Werte, der Bodenarten je Bodenartengruppe meist sehr ähnlich (vgl. Tabelle 11). Über diesen Sachverhalt lassen sich die Kb-Werte der jeweils zugehörigen Bodenarten bestimmen. Eine Mittelung dieser Werte je Bodenartengruppe ergibt dann deren Kb-Wert.

Im Folgenden wird die Ableitung der Werte für die Bodenart (Kb-Wert) und den Skelettgehalt (Ks-Wert) detailliert beschrieben. Der K-Faktor ergibt sich abschließend aus dem Produkt von Kb- und Ks-Wert.

Tab. 11: Zuordnung von Bodenartenuntergruppen und zugehörigen Kb-Werten
(zusammengestellt nach AG BODEN 1996 und DIN 19708)

Bodenarten- hauptgruppe	Bodenarten- gruppe	Bodenarten- untergruppe	Kb-Wert nach DIN 19708	Mittelwert der Bodenar- tenuntergruppe
Ton	tl	Lts	0.15	0.10
		Ts3	0.06	
		Ts4	0.08	
	tu	Lu	0.41	0.47
		Ut4	0.53	
Lehm	ls	St2	0.11	0.20
		Sl3	0.26	
		Su2	0.23	
		Sl2	0.21	
	lu	Ut2	0.61	0.56
		Ut3	0.56	
		Uls	0.50	
	ll	Lt2	0.26	0.27
		Ls2	0.35	
		Ls3	0.28	
		Ls4	0.19	
	lt	Tt	0.02	0.07
		Tl	0.09	
		Tu2	0.14	
		Ts2	0.04	
	Schluff	us	Su3	0.35
Su4			0.45	
ut		Lt3	0.21	0.33
		Tu3	0.32	
Sand	ss	Ss	0.13	0.23
		ffS	0.74	
		fS	0.34	
		fSms	0.25	
		fSgs	0.25	
		mS	0.07	
		mSfs	0.16	
		mSgs	0.07	
		gS	0.07	
	sl	St3	0.10	0.25
		Slu	0.40	
		Sl4	0.24	
	su	Uu	0.71	0.67
		Us	0.63	

Kb-Wert

Die Ableitung dieses Wertes erfolgt anhand der Bodenarten entsprechend DIN 19708. Dabei wird nur die Bodenart des unmittelbaren Oberbodens betrachtet, darunter gelagerte Bodenarten werden nicht mit einbezogen. Bei mehreren Bodenarten (z. B. Sl2-Slu) werden die einzelnen Kb-Werte gemittelt.*

Für die Flächen der FSK liegen die Bodenarten in der BKkonz direkt vor (außer bei 'Bodenart und Gründigkeit stark wechselnd'), für die Flächen der MMK, wie bereits angesprochen, leider nicht. Damit waren die dort vorhandenen Bodenartengruppen der Ausgangspunkt für die Ableitung. Unter der Annahme, dass die an erster Stelle stehende Bodenartengruppe über die Fläche des jeweiligen Polygons dominiert, wurde eine dominierende Bodenartengruppe abgeleitet.** Da jedoch nur die Kb-Werte und nicht die Bodenarten selbst benötigt werden, wurden daraus die entsprechenden Bodenartenuntergruppen abgeleitet. Eine Mittelung der zugeordneten Kb-Werte (Tabelle 11) ergab den Kb-Wert der dominierenden Bodenartengruppe (vgl. MORGENSTERN 2001).**

Ks-Wert

Der Skelettgehalt wird aus den Zusatzangaben zur Bodenart abgeleitet. Die Zuordnung der Ks-Werte erfolgte ebenfalls nach DIN 19708 (vgl. Tabelle 12). Bei mehreren Angaben (z. B. 'Gr1, X3' oder 'G4, X1') wurde der Wert des jeweils höheren Volumenanteils verwendet (also 'X3' \Rightarrow 0.64 und 'G4' \Rightarrow 0.39). Ist keine Angabe zum Skelettgehalt vorhanden, erfolgte eine Zuordnung zur Klasse '< 2 %', da diese nicht vorhandenes Grobskelett mit einschließt. Nur bei Zwischengruppen wie 'Gr2-3' erfolgte eine Mittelung beider Ks-Werte.**

Tab. 12: Ableitung des Ks-Wertes (verändert nach DIN 19708)

Grobodenanteil des Oberbodens		Ks
Volumenanteil in %	Kurzzeichen	
< 2	x1, g1, gr1	1.00
2 bis < 10	x2, g2, gr2	0.87
10 bis < 25	x3, g3, gr3	0.64
25 bis < 50	x4, g4, gr4	0.39
50 bis < 75	x5, g5, gr5	0.19
\geq 75	X, G, Gr	0.10

* nach Rücksprache mit Dr. Arnd Bräunig, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie Freiberg, Referat Bodenschutz

** nach Rücksprache mit Jürgen Fischer, Landesamt für Umwelt und Geologie Freiberg, Referat Bodenkartierung und Geochemie

Im Rahmen der Umsetzung zeigten sich Datenlücken in der BKkonz, sowohl bei Daten, die aus der MMK als auch der FSK stammen. Dabei handelt es sich um Flächen, die nicht kartiert wurden oder bei denen keine Angaben zu Bodenarten vorhanden waren. Insbesondere die Felsreviere und Steilhänge des Elbtals werden von der BKkonz nicht abgedeckt (Abbildung 23).

Für diese Bereiche wurden die Daten der BÜK 200 hinzugezogen. Die Ableitung der Kb- und Ks-Werte konnte dabei direkt aus der angegebenen dominierenden Bodenart erfolgen. Die Zusammenführung der so berechneten Fehlbereiche mit den K-Faktoren der BKkonz erfolgte über verschiedene Verschneidungsfunktionen in ArcGIS. Anschließend wurden die zusammengeführten Daten auf ihre Plausibilität geprüft. Dabei zeigten sich teilweise Artefakte, die manuell nachbearbeitet werden mussten. Kleinere aus der BÜK 200 ergänzte Flächen zeigten teils deutlich andere K-Faktoren als die Umgebung. Dieser Effekt beruht auf der unterschiedlichen Aggregierungsstufe der Datengrundlagen.

Neben diesen Flächen folgt ein Großteil der Artefakte einem sehr regelmäßigen Muster, dessen Ursache auf Inkonsistenzen der Datengrundlage beruht. Die BKkonz wurde für diese Untersuchung blattschnittfrei vom Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie zur Verfügung gestellt, weist aber dennoch Randprobleme im Bereich der eigentlichen Blattschnittgrenzen auf (Abbildung 23).

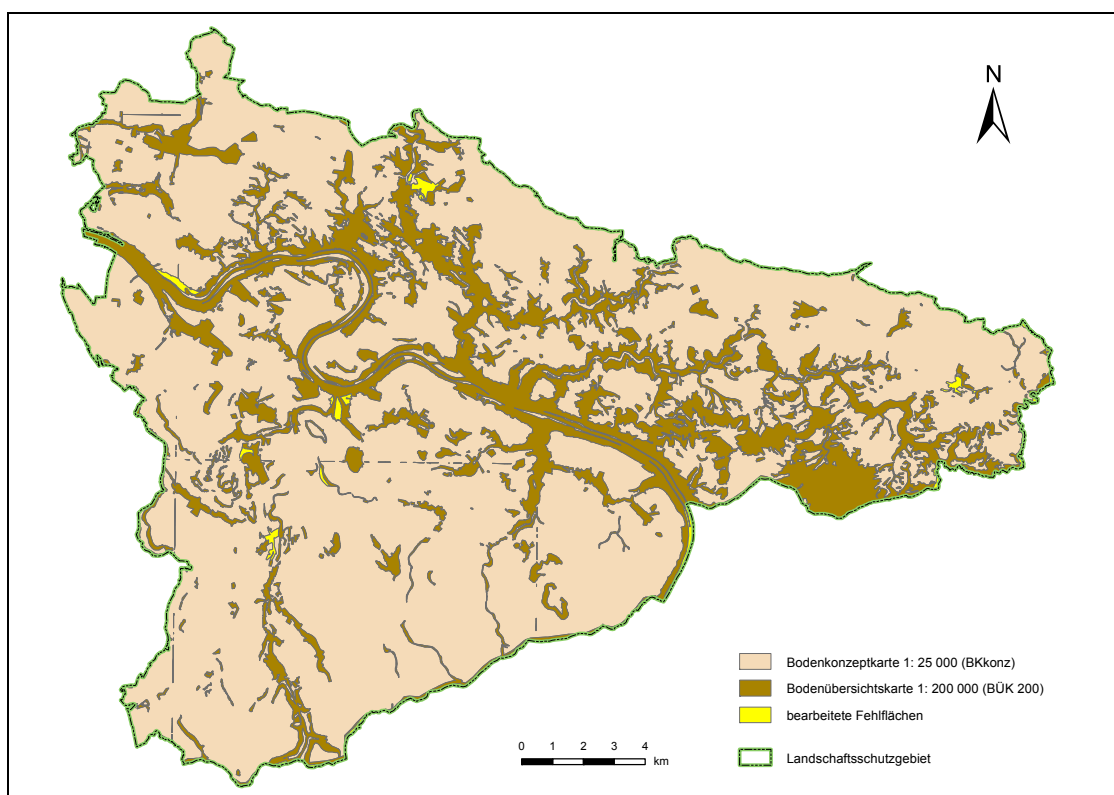


Abb. 23: verwendete Bodendaten zur Berechnung des K-Faktors

Darüber hinaus fanden sich weitere Datenlücken, die weder von der BKkonz noch der BÜK 200 abgedeckt wurden. Diese waren fast ausschließlich im Bereich von Siedlungen (Königstein, Bielatal, Postelwitz, Hohnstein, Hinterhermsdorf) gelegen. Hinzu kamen kleinere Bereiche an der Grenze zur Tschechischen Republik, die auf einer unterschiedlichen Grenzföhrung und damit Abdeckung der Bodendaten gegenüber den Grenzen des Landschaftsschutzgebietes beruhen. Die Nachbearbeitung dieser Fehlfläachen erfolgte manuell. Unter der Annahme, dass der K-Faktor der dominierenden benachbarten Fläche in etwa gleich ist, wurde dieser auf die Fehlfläachen übertragen. Dabei wurde die Kantenlänge der anliegenden Fläachen als Kriterium verwendet.

Um die Herkunft der jeweiligen Daten nachvollziehen zu können, wurde ein Attribut 'Herkunft' hinzugefügt und mit der jeweils verwendeten Datengrundlage versehen (BKkonz, BUEK200, BUEK200-nb).

Damit stand abschließend ein konsistenter Datensatz mit fläachendeckenden K-Faktoren für das Untersuchungsgebiet zur Verfügung (Abbildung 24).

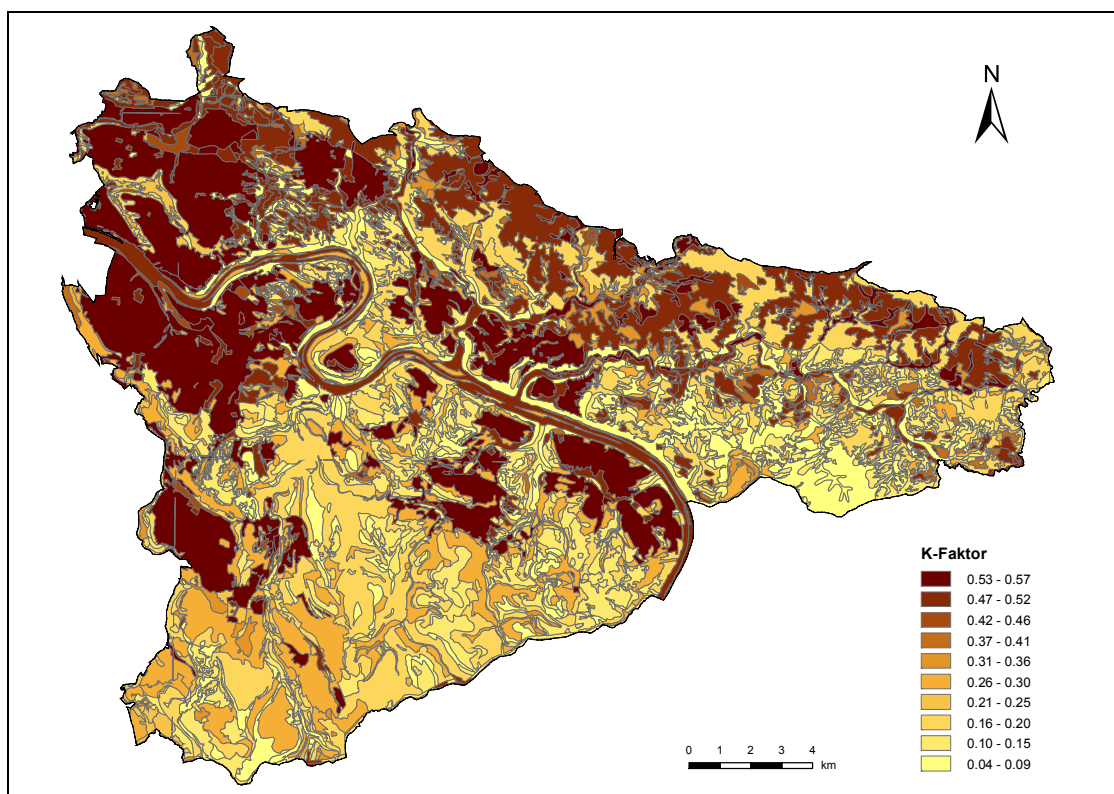


Abb. 24: Räumliche Verteilung der berechneten K-Faktoren

In der berechneten Karte der K-Faktoren (Abbildung 24) sind deutliche Unterschiede zwischen den lössbedeckten Ebenheiten (v. a. in der Vorderen Sächsischen Schweiz) sowie den Böden des Lausitzer Berglandes gegenüber den reinen Sandsteinböden erkennbar. Während dort schluffige, und damit sehr erosionsanfällige, Oberböden dominieren, sind es in der Sächsischen Schweiz eher sandige Substrate. Auch die Auen-

lehme der Täler sind durch ihre hohen Schluffanteile sehr anfällig für bodenerosive Prozesse. Damit korrelieren die Bereiche der größten Bodenerodierbarkeit weitestgehend mit denen der intensivsten Ackernutzung.

6.5 Datengrundlage für Topographiefaktoren

6.5.1 Digitale Geländemodelle als Berechnungsgrundlage

Sowohl der Hangneigungsfaktor als auch der Hanglängenfaktor werden auf Grundlage von Digitalen Geländemodellen (DGM) berechnet. DGM beschreiben das Relief in Form von auf die Fläche interpolierten Höhenpunkten (vgl. Abbildung 25). Die Qualität und die Auflösung der verwendeten Geländemodelle beeinflussen dabei die Bestimmung der Relieffaktoren in entscheidendem Maße (vgl. CLAESSENS ET AL. 2005 und Kapitel 6.8)

Als Datengrundlage für diese Arbeit stand ein Geländemodell mit 5 m Auflösung zur Verfügung (DGM-5; originale Aufnahmegröße 2 m). Dieses stammt aus einer Laserscannerbefliegung aus dem Jahre 1997 und hat eine Höhengenaugigkeit von $\pm 0,5$ m (LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN o. J.). Die Nationalparkregion Sächsische Schweiz wird damit aber nur zu 90 % abgedeckt (Abbildung 25). Die flächendeckenden Daten einer neuen Laserscannerbefliegung vom April 2005 standen durch Verzögerungen bei der Prozessierung noch nicht zur Verfügung. Zusätzlich stand ein flächendeckendes Geländemodell mit 20 m Auflösung und einer Höhengenaugigkeit von ± 2 m zur Verfügung (ATKIS DGM 25, Qualitätsstufe 2 – vgl. LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN o. J.). Dieses wurde neben Visualisierungszwecken bereits für die Regionalisierung der Niederschläge verwendet (vgl. Kapitel 6.3.5). Eine Ergänzung des hochauflösenden DGM-5 mit den Daten des 20 m DGM war naheliegend. Die Verwendung unterschiedlicher Auflösungen bei der Bestimmung der Relieffaktoren ist jedoch mit Problemen verbunden und würde die Aussagekraft der Ergebnisse stark einschränken (vgl. CLAESSENS ET AL. 2005), insbesondere bei der Berechnung des L-Faktors (vgl. Kapitel 6.7.1). Folglich wurde auf eine Ergänzung der Fehlbereiche des DGM-5 mit den geringer aufgelösten Daten des 20 m DGM verzichtet und damit eine Beschränkung der Fläche auf 90 % der Nationalparkregion in Kauf genommen.

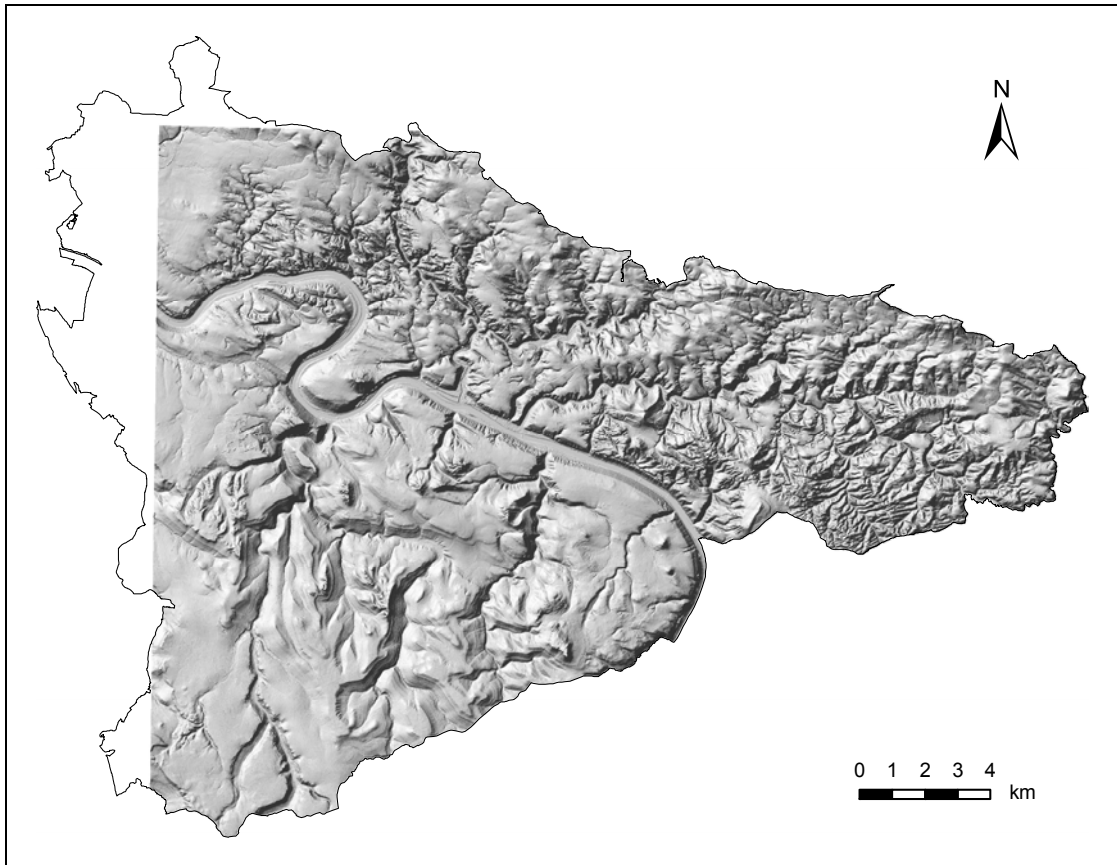


Abb. 25: Abdeckung des hochauflösenden 5 m DGM (vierfach überhöhte Schummerungsdarstellung)

6.5.2 Methoden der Hangneigungsberechnung

Gerade bei der Berechnung der Hangneigung, die sowohl für die Bestimmung des S- als auch des L-Faktors benötigt wird, gibt es sehr vielfältige Berechnungsmethoden. Um diesen starken Einfluss entsprechend zu berücksichtigen, wurde ein Vergleich unterschiedlicher Methoden zur Hangneigungsberechnungen durchgeführt.

BÖHNER (2005; vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) nutzt den Algorithmus nach ZEVERBERGEN & THORNE (1987) für die Bestimmung der Hangneigung, der auf einer 3 x 3 Nachbarschaft basiert. DUNN & HICKEY (1998, HICKEY 2000) diskutieren die Nachteile der Methoden, welche die Hangneigung über eine Durchschnittsberechnung eine 3 x 3 Nachbarschaft bestimmen. Damit kommt es in der Regel zu einem Verlust von lokalen Geländeunterschieden. DUNN & HICKEY (1998, HICKEY 2000) stellen daher einen Lösungsansatz auf Basis der maximalen abwärtsgerichteten Hangneigung eines Pixel vor. Dieser entspricht gleichzeitig auch der Fließrichtung aus dem jeweiligen Pixel heraus. Damit ist die Hangneigung bei diesem Ansatz eine Funktion von nur zwei Rasterzellen

und die lokalen Geländedetails des Reliefs bleiben damit weitestgehend erhalten (HICKEY 2000).

BEHRENS (2003) empfiehlt nach einem Vergleich mehrerer Methoden die Hangneigungsberechnung nach HORN (1981) als am besten geeignet (vgl. JONES 1997). Bei schwach gegliederten Reliefbereichen ist die nach demselben Grundprinzip arbeitende Methode nach ZEVEBERGEN & THORNE (1987) jedoch überlegen, da bei dieser keine glättenden Effekte auftreten (BEHRENS 2003).

Anhand dieses Vergleichs erscheint die Methode von DUNN & HICKEY (1998) sehr geeignet, da bei dieser die Geländestruktur nahezu exakt wiedergegeben wird. Da diese jedoch, soweit bekannt, in keiner GIS-Software direkt umgesetzt wird (außer RUSLE-AML, VAN REMORTEL ET AL. 2003 – vgl. Kapitel 6.7.4), soll in dieser Arbeit auf die weit verbreitete Methode von ZEVEBERGEN & THORNE (1987) zurückgegriffen werden (umgesetzt in allen ESRI-Produkten). Damit werden eine gute Nachvollziehbarkeit und ein Vergleich der Ergebnisse mit denen anderer Untersuchungen erleichtert.

6.6 S-Faktor

Die Berechnung des S-Faktors nach NEARING (1997 – vgl. Kapitel 4.2.4) erfordert als Eingangsdaten lediglich eine Hangneigungskarte. Entsprechend der ausgewählten Berechnungsmethode von ZEVEBERGEN & THORNE (1987) erfolgt die Berechnung der Hangneigung aus dem DGM. Bei der folgenden Berechnung des S-Faktors ist zu beachten, dass aufgrund der Verwendung einer trigonometrischen Funktion (vgl. Gleichung 10) eine Umrechnung der Hangneigung von Grad in das Bogenmaß erfolgen muss. In ArcView und ArcGIS ist diese Umrechnung zwingend erforderlich. SAGA berechnet dagegen die Hangneigung grundsätzlich im Bogenmaß.

Im Untersuchungsgebiet ergeben sich S-Faktoren von 0,05 bis 15,11 (Abbildung 26). Die höchsten S-Faktoren sind im Bereich der Talhänge (v. a. Elbtal, Kirnitzschtal und Polentzthal), Tafelberge und Felsreviere gelegen, also in den Bereichen hoher Hangneigungen. Die maximalen Werte liegen im Bereich von Felswänden und haben damit für den Bodenabtrag keine Bedeutung. Kleinräumig hohe S-Faktoren zeigen sich darüber hinaus auf der linkselbischen Seite im Bereich der stufenbildenden Sandsteinschichten (vgl. Kapitel 5.3), insbesondere südlich des Pfaffensteins (vgl. Abbildung 8). Geringe S-Faktoren weisen dagegen die Ebenheiten sowie weite Bereiche der Vorderen Sächsischen Schweiz auf. Durch das stärker gegliederte Relief ist der Hangneigungseinfluss auf den Bodenabtrag rechtselbisch insgesamt deutlich höher.

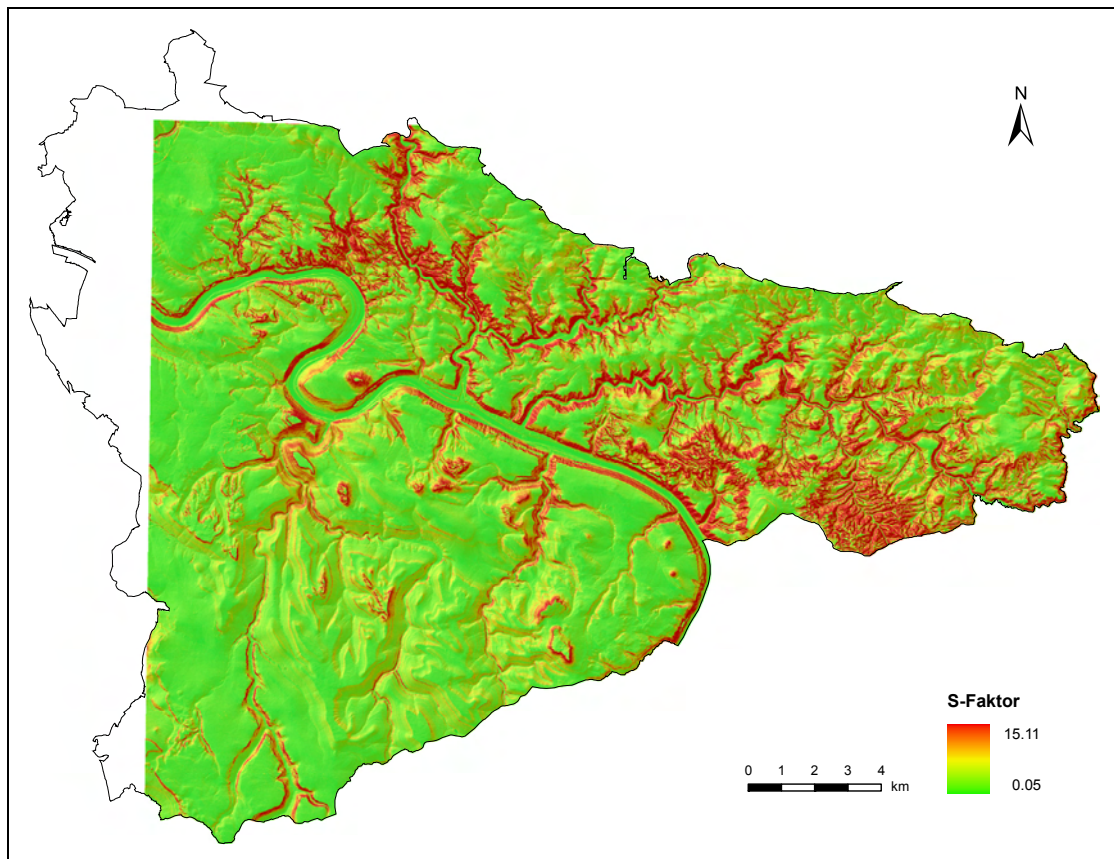


Abb. 26: S-Faktorenkarte

6.7 L-Faktor

6.7.1 Berechnung des L-Faktors

Die Berechnung der erosiven Hanglänge wird vielfach als der schwierigste Teil der Erosionsmodellierung bezeichnet (vgl. MOORE & WILSON 1992, RENARD ET AL. 1997, WILSON & LORANG 1999, HICKEY 2000). Dies ist einerseits bedingt durch die schwierige Abgrenzung der erosiven Hanglänge (vgl. Kapitel 4.2.5) und andererseits durch die Vielzahl an existierenden Berechnungsverfahren (vgl. Kapitel 6.7.4).

Traditionell wurde die Hanglänge des Gesamthanges im Gelände bestimmt, was jedoch abgesehen von Einzelhängen nur selten praktikabel ist und zu Ungenauigkeiten führt (HICKEY 2000; vgl. Kapitel 4.2.5). Das manuelle Messen der Hanglänge am Bildschirm mit GIS umfasst die gleichen Probleme. Eine exakte Berechnung der erosiven Hanglänge ist kompliziert und nicht ohne umfangreiche Kenntnisse im Umgang mit GIS möglich (vgl. SCHÄUBLE 1999). Meist werden daher durchschnittliche Hanglängen verwendet, bei denen die eigentlich variable Hanglänge als eine Konstante – meist 100 m –

betrachtet wird (vgl. HENNINGS 1994, SCHÄUBLE 1999, HICKEY 2000). Lokale Unterschiede und Einflüsse der Landnutzungsstruktur können damit nicht berücksichtigt werden. Dies ist nur bei Verwendung der exakten erosiven Hanglänge möglich.

Verschiedene Arbeiten haben sich bereits mit der Berechnung der erosiven Hanglänge beschäftigt (z. B. MOORE & WILSON 1992, DESMET & GOVERS 1995, SCHÄUBLE 1999, WILSON & LORANG 1999), wobei die Umsetzung der jeweiligen Verfahren nahezu immer mit Problemen verbunden ist, vor allem Software bedingt (vgl. SCHÄUBLE 1999).

Im Allgemeinen erfolgt die Berechnung der Hanglänge aus einem DGM entlang der Fließrichtung des Wassers (vgl. SCHÄUBLE 1999, HICKEY 2000, VAN REMORTEL ET AL. 2001). Andere Verfahren beruhen auf der Unit Stream Power Gleichung von MOORE & BURCH (1986; vgl. MOORE & WILSON 1992, MITASOVA 1993, MITASOVA ET AL. 1996, SCHMIDT 2003) oder nutzen die hangaufwärts gelegene Fläche des Einzugsgebietes als Ersatz für die Hanglänge (DESMET & GOVERS 1995, 1996; WILSON & LORANG 1999; HICKEY 2000). Allen Verfahren gemein ist jedoch die Verwendung von Abflussmodellierungen zur Berechnung der erosiven Hanglänge.

6.7.2 Abflussmodellierung

Mit Wasser als dem regulierenden Element des Bodenabtrags ist eine genaue Bestimmung der Hanglänge nur über eine Modellierung des Oberflächenabflusses möglich. Abflussmodellierungen versuchen, den natürlichen Prozess des abfließenden Wassers mit Abflussalgorithmen nachzubilden. Es existiert eine Vielzahl von verschiedenen Abflussalgorithmen (vgl. WILSON & LORANG 1999), die im Folgenden kurz vorgestellt und miteinander verglichen werden. Es werden zwei grundlegende Arten von Algorithmen unterschieden.

Single Flow Direction (SFD) Algorithmen modellieren den Abfluss in nur eine von acht möglichen Fließrichtungen (Abbildung 27) und sind sehr einfach sowie ohne großen Rechenaufwand anwendbar. Der SFD Algorithmus 'Deterministic 8' (D8) von O'CALLAGHAN & MARK (1984) ist bis heute die am weitesten verbreitete Methode zur Bestimmung von abflussbezogenen Reliefparametern (CONRAD 2003). Der gesamte Abfluss einer Rasterzelle wird in Abhängigkeit vom stärksten Gefälle an eine der acht Nachbarzellen weitergegeben. Jede Rasterzelle kann Zuflüsse aus mehreren Nachbarzellen erhalten, der Abfluss aus dieser erfolgt jedoch nur in eine Richtung. Daher können zwar Abflusskonvergenzen berücksichtigt werden, aber keine Abflussdivergenzen. Ferner neigt der D8 Algorithmus dazu, parallele Abflusspfade entlang der bevorzugten Abflussrichtung und damit in Abhängigkeit von der Exposition zu erzeugen. Diese Einschränkungen führten zur Entwicklung von alternativen Methoden,

um insbesondere den divergenten Abfluss in Hängen besser quantifizieren zu können (vgl. SCHÄUBLE 1999, WILSON & LORANG 1999, CONRAD 2003).

Multiple Flow Direction (MFD) Algorithmen ermöglichen den Abfluss in mehrere Fließrichtungen gleichzeitig und modellieren den natürlichen Prozess des Oberflächenabflusses daher realistischer (WILSON & LORANG 1999). Neben den bereits in SFD Algorithmen berücksichtigten Abflusskonvergenzen können damit auch Abflussdivergenzen modelliert werden sowie von der Exposition unabhängige Abflussmuster. Der von FREEMAN (1991) und QUINN ET AL. (1991) vorgeschlagene Algorithmus 'FD8' bildet die Grundlage von MFD Algorithmen (vgl. WILSON & LORANG 1999, CONRAD 2003). Dieser verteilt den Abfluss in Abhängigkeit des Gefälles anteilig an die jeweiligen Nachbarzellen (Abbildung 27). Wengleich weitere Algorithmen, wie beispielweise der DEMON Algorithmus von COSTA-CABRAL & BURGES (1994) existieren, ist der FD8 neben dem D8 Algorithmus die verbreitetste Methode zur Abflussmodellierung. Der Nachteil des FD8 Algorithmus liegt in der Abflussdivergenz selbst bei flachen Hangbereichen. Dadurch kommt es vor allem in Talböden zu einer Streuung des Abflusses, obwohl die dort erwarteten Fließwege meist eindeutig definiert sind (vgl. WILSON & LORANG 1999, CONRAD 2003). HOLMGREN (1994) und QUINN ET AL. (1995) haben daher eine Kombination von D8 und FD8 Algorithmus vorgeschlagen, um die Nachteile beider Methoden zu minimieren. Ab einem variabel definierbaren Schwellenwert der Abflusskonzentration wird demnach der D8 Algorithmus eingesetzt, da dieser lineare Abflussbahnen besser abbilden kann. SCHÄUBLE (2003) verwendet für diese Kombination die Bezeichnung *Combined Flow*.

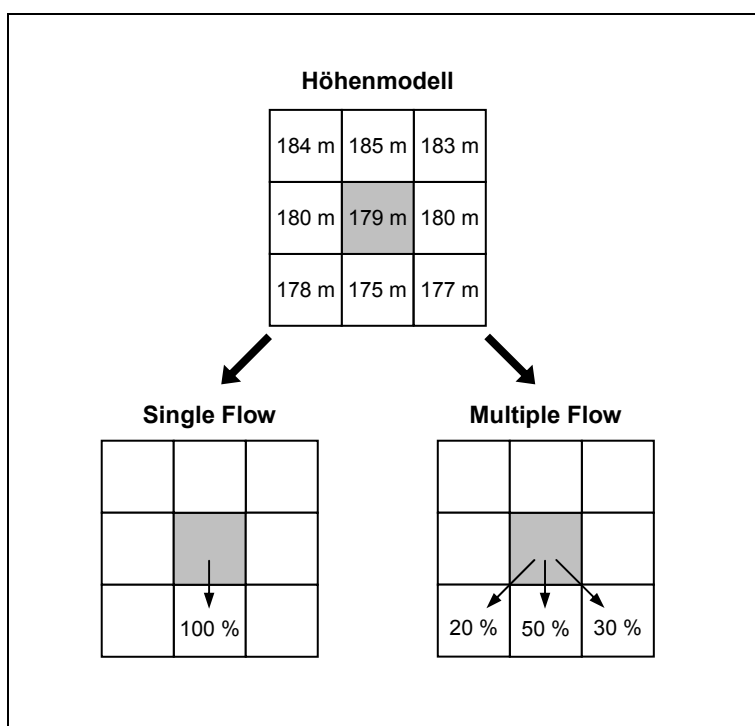


Abb. 27: Fließverhalten bei Single Flow und Multiple Flow Algorithmen

Mit Abflussmodellierungen lassen sich neben der Berechnung von Fließlängen, die der erosiven Hanglänge entsprechen, auch Abflussmengen und Einzugsgebietsgrößen berechnen sowie Gewässernetze und Wasserscheiden ableiten (vgl. CONRAD 2003, OLAYA 2004).

Umsetzung von Abflussmodellierungen

Die Anwendung von verschiedenen Abflussalgorithmen scheitert meist an deren Umsetzung in GIS. Weit verbreitete GIS wie ArcView und ArcGIS sind ohne Erweiterungen und Zusatzprogramme nicht in der Lage, MFD Algorithmen umzusetzen (vgl. SCHÄUBLE 1999). Im Gegensatz dazu werden SFD Algorithmen in nahezu jedem GIS umgesetzt. Alternativen zur Umsetzung beider Arten von Abflussalgorithmen bieten sich mit Erweiterungen sowie eigenständigen Programmen wie beispielsweise dem Open Source GIS SAGA. Tabelle 13 zeigt eine Zusammenstellung von Erweiterungen und Tools zur Abflussmodellierung sowie Berechnung des L-Faktors. Insbesondere SAGA hebt sich durch eine leicht verständliche Bedienung, Schnittstellen zu nahezu allen GIS sowie eine große Anzahl implementierter Abflussalgorithmen hervor. Als Erweiterung für ArcView bietet nur HydroTools die Funktionalitäten zur Verwendung von MFD Algorithmen und ist zudem sehr gut dokumentiert. Mit TauDEM und TAPES-G sind MFD Algorithmen auch in den neueren Versionen von ArcGIS umsetzbar, für ArcInfo Workstation ist derzeit keine Umsetzung bekannt. Eigenständige Programme ohne GIS-Funktionalitäten, wie USLE2D, sind meist mit Problemen beim Import und Export von Daten verbunden und erscheinen damit nur bedingt geeignet.

Tab. 13: Erweiterungen und Tools zur Abflussmodellierung sowie Berechnung des L-Faktors

Tool	Quelle	Publikationen	Bemerkung
DiGeM (<i>Digitales Gelände-Modell</i>), eigenständiges Programm zur Analyse von DGM	www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem/index.html	CONRAD (1998)	setzt viele verschiedene Multiple Flow Algorithmen um; berechnet den LS-Faktor nach MOORE & WILSON (1992)
HydroTools Extension für ArcView 3.x	http://www.terracs.de/German/ArcView_3_x/HYDROTools/hydrotools.html	SCHÄUBLE (2003)	Version 1.0, Stand Januar 2004; ermöglicht umfangreiche hydrologische Analysen mit Single Flow und Multiple Flow Algorithmen; sehr gut dokumentiert
LS factor AML Skript für ArcInfo Workstation	www.blm.gov/nstc/ecosysmod/Download/LSFACTOR.AML	BLASZCZYNSKI (2000, 2001)	Stand 2001; gemeinsame Berechnung von L und S-Faktor; Einschränkungen bezüglich Hanglänge und Hangneigung; verwendet die Standardfunktionalitäten von ArcInfo und daher nur Single Flow Algorithmus
RUSLE-AML , Skript für ArcInfo Workstation	www.yogibob.com/slope/slope.html	HICKEY (2000), VAN REMORTEL ET AL. (2001)	Stand 2004; getrennte Berechnung von L und S-Faktor, gut dokumentiert, sehr rechenintensiv; verwendet die Standardfunktionalitäten von ArcInfo und daher nur Single Flow Algorithmus
SAGA (<i>System for Automated Geoscientific Analysis</i>), eigenständiges Open Source GIS	www.saga-gis.uni-goettingen.de/html/index.php	CONRAD (2003), OLAYA (2004), BÖHNER & SELIGE (2006)	Version 2.0 Beta, Stand Oktober 2005; Nachfolger von DiGeM; setzt viele verschiedene Multiple Flow Algorithmen um
TauDEM (<i>Terrain Analysis Using Digital Elevation Models</i>), Extension für ArcGIS 8.3 und 9.0 sowie MapWindow	http://hydrology.neng.usu.edu/taudem/	TARBOTON (1997), TARBOTON & SHANKAR (1998), TARBOTON & AMES (2001), TARBOTON (2003)	Version 3.1, Stand Mai 2005; verwendet den Multiple Flow Algorithmus 'Deterministic infinity'
TAPES-G (<i>Terrain Analysis Programs for the Environmental Sciences</i>), Extension für ArcGIS 9.0	www.uscgislab.net/incEngine/index.php?art=software	WILSON & GALLANT (2000)	verwendet unter anderem den Multiple Flow Algorithmus FD8; Begrenzung auf 1600*1600 Pixel, da sehr rechenintensiv
Topocrop Extension für ArcView 3.x	www.fs-privat.de/diss.htm	SCHMIDT (2003)	Stand 2002; gemeinsame Berechnung von L und S-Faktor; verwendet die Standardfunktionalitäten von ArcView und daher nur Single Flow Algorithmus
USLE2D eigenständiges Programm	http://www.kuleuven.be/geography/frg/modelling/erosion/index.htm	DESMET & GOVERS (1996)	Version 4.1, Stand März 2000; verwendet unter anderen den Multiple Flow Algorithmus FD8; <i>Probleme beim Einlesen von Daten, selbst die beigelegten Beispieldaten konnten nicht eingelesen werden!</i>

Vor der Durchführung von Abflussmodellierungen muss die hydrologische Korrektheit des verwendeten DGM geprüft werden. DGM weisen fast immer kleine Mängel auf, die im Verlauf ihrer Berechnung entstanden sind. Dazu zählen künstliche Artefakte, kleine Erhebungen und insbesondere abflusslose Senken. Letztere sind besonders problematisch, da sie zu einer Unterbrechung der Fließwege führen und das DGM somit für hydrologische Untersuchungen unbrauchbar machen – vgl. Abbildung 28 (SCHÄUBLE 1999, 2003; CONRAD 2003). Korrekturverfahren zur automatisierten Auffüllung abflussloser Senken finden sich mittlerweile in nahezu allen GIS-Produkten.

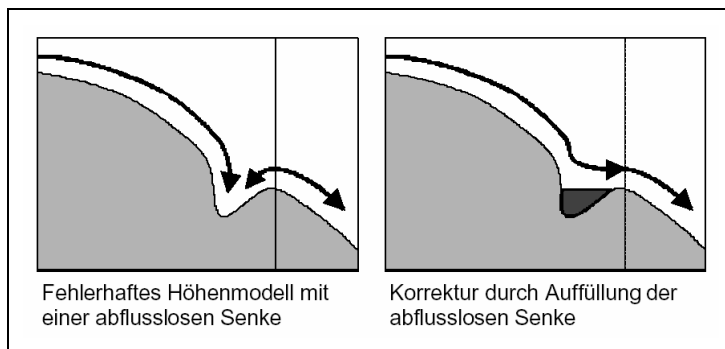


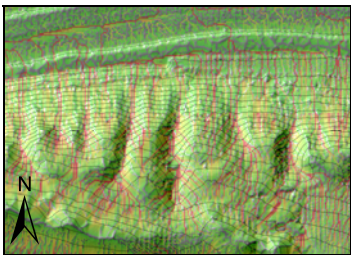
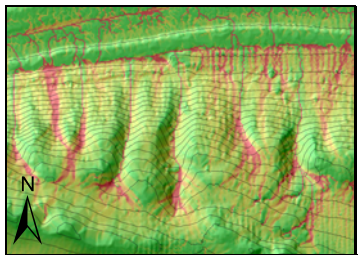
Abb. 28: Korrektur abflussloser Senken (Quelle: SCHÄUBLE 2003)

6.7.3 Arten von Berechnungsverfahren

Ausgehend vom Problem der Hanglängenbestimmung wurde seit der Veröffentlichung der USLE 1978 eine große Anzahl von Verfahren zur Berechnung des L-Faktors entwickelt. Diese lassen sich neben den manuellen Verfahren grundsätzlich in zwei Arten von Verfahren unterscheiden, Fließlängen basierte (FLV) und Einzugsgebiet basierte Verfahren (EZGV) – vgl. Tabelle 14. Der wesentliche Unterschied beider Verfahren liegt in der räumlichen Betrachtung von Hängen (vgl. SCHÄUBLE 1999) sowie in den verwendeten Abflussalgorithmen und der damit verbundenen Abbildung der natürlichen Verhältnisse. Während FLV auf Fließlängenberechnungen mit SFD Algorithmen beruhen, kommen bei EZGV nahezu ausschließlich MFD Algorithmen zur Bestimmung der Größe des Einzugsgebietes zum Einsatz (Ausnahmen – vgl. Kapitel 6.7.4). Grundsätzlich lassen sich auch alle EZGV mit SFD Algorithmen umsetzen, jedoch mit den damit verbundenen Nachteilen dieser.

Welche Auswirkungen der Einsatz unterschiedlicher Arten von Berechnungsverfahren auf die erosiven Hanglängen, respektive den L-Faktor hat, wird in Tabelle 14 dargestellt.

Tab. 14: Arten von Berechnungsverfahren zur Bestimmung des L-Faktors

	Manuelle Verfahren	Fließlängen basierte Verfahren (FLV)	Einzugsgebiet basiert Verfahren (EZGV)
<i>Hanglängenbestimmung</i>	Messen am Bildschirm oder im Gelände	Fließlängenberechnung / Abflussmodellierung mit Single Flow Algorithmus; Aufsummierung der längsten zurückgelegten Fließstrecke	Abflussmodellierung, i. A. mit Multiple Flow Algorithmus; Größe des Einzugsgebiets wird als Ersatz für Hanglänge verwendet
<i>räumliche Betrachtung von Hängen; Fließwege</i>	zweidimensional, seitliche Zuflüsse werden nicht berücksichtigt	zweidimensional, seitliche Zuflüsse werden nicht berücksichtigt, es wird nur der längste Fließweg betrachtet	dreidimensional, alle Zuflüsse und Fließwege werden berücksichtigt
<i>Konvergenzen</i>	nein	ja	ja
<i>Divergenzen</i>	nein	nein	ja
<i>Vorteile / Nachteile</i>	ungenau, da meist nur der Gesamthang betrachtet wird und die Abgrenzung der Hanglänge stark vom Bearbeiter abhängt	Die fehlende Berücksichtigung von Divergenzen führt zur einer Vielzahl künstlicher Wasserscheiden innerhalb von Hängen, an denen keine Fließlänge berechnet wird (siehe Abbildung unten). Ferner entstehen parallele, nicht ganz realistischen Abflussbahnen entlang der Hauptabflussrichtung.	Durch die Berücksichtigung von Konvergenzen, Divergenzen und allen Zuflüssen werden die natürlichen Abflussverhältnisse mit diesen Verfahren am exaktesten nachgebildet (siehe Abbildung unten) und es können auch morphologisch komplexe Hänge modelliert werden.
<i>Beispiel</i>	nur kleinflächig realisierbar (Einzelhänge)		
		rot = hohe, grün = geringe Abflussmenge / Einzugsgebietsgröße; 2 m Höhenlinien, Gefälle nach Norden	

(Verfahren die eine konstante Hanglänge verwenden sind nicht mit aufgeführt, da die Hanglänge im eigentlichen Sinne mit diesen nicht berechnet wird)

Das Grundprinzip von Fließlängen basierten Verfahren ist die Aufsummierung der bei einer Abflussmodellierung durchflossenen Rasterzellen entlang des längsten Fließweges (vgl. SCHÄUBLE 1999, HICKEY 2000, VAN REMORTEL ET AL. 2001). Seitliche Zuflüsse werden dabei im Gegensatz zu EZGV nicht berücksichtigt. EZGV verwenden anstelle der Hanglänge die Größe des hangaufwärts gelegenen Einzugsgebiets zur Berechnung des L-Faktors. Damit werden alle Fließwege und Zuflüsse berücksichtigt (vgl. SCHÄUBLE 1999, WILSON & LORANG 1999).

Beide Arten von Berechnungsverfahren können Hänge sowohl als gleichmäßig (uniform slopes) als auch unregelmäßig (irregular slopes) betrachten (RUSLE versus erweiterte RUSLE). Wie bereits in Kapitel 4.2.5 diskutiert, hat diese Art und Weise der

Betrachtung von Hängen starke Auswirkungen auf die Bestimmung des L-Faktors. Ausgehend von den in der Realität nahezu ausschließlich unregelmäßigen Hängen erscheint eine Verwendung der erweiterten RUSLE wesentlich genauer, unabhängig von der Art des jeweiligen Berechnungsverfahrens. Dennoch werden im folgenden Kapitel weitestgehend alle bekannten Berechnungsverfahren vorgestellt, um einen Gesamtüberblick zur Auswahl eines geeigneten Verfahrens zu geben (vgl. Tabelle 15).

6.7.4 Vergleich unterschiedlicher Berechnungsverfahren

Die Verwendung unterschiedlicher Verfahren auf die Berechnung des L-Faktors sowie deren Umsetzung in GIS wird im Folgenden ausführlich und anhand von Beispielen diskutiert. Nach einem Gesamtüberblick der existierenden Berechnungsverfahren (Tabelle 15) werden zuerst die zu den FLV und anschließend die zu den EZGV zählende Berechnungsverfahren vorgestellt. Im Anschluss erfolgt die Auswahl eines geeigneten Verfahrens für diese Arbeit (Kapitel 6.7.5).

Tab. 15: Vergleich von Berechnungsverfahren des L-Faktors

Berechnungsverfahren	Verfahrensart	verwendeter Abflussalgorithmus	betrachtete Hangform gleichmäßig (uniform), unregelmäßig (irregular)	Tools zur Umsetzung (vgl. Tabelle 13)
SCHÄUBLE (1999), Irregular Slope Konzept (ISK)	FLV	SFD	irregular	ArcView
HICKEY (2000), VAN REMORTEL ET AL. (2001)	FLV	SFD	uniform	RUSLE-AML
MOORE & WILSON (1992)	EZGV	SFD / MFD	uniform	LS factor AML (SFD) Topocrop (SFD)
DESMET & GOVERS (1996)	EZGV	MFD	irregular	USLE2D
SCHÄUBLE (1999), Unit Contribution Area Konzept (UCAK)	EZGV	MFD	irregular	HydroTools
Böhner (2005)	EZGV	MFD	uniform	SAGA, Modul LS-Faktor (<i>nicht frei verfügbar</i>)

FLV... Fließlängen basierte Verfahren, EZGV... Einzugsgebiet basierte Verfahren, SFD... Single Flow Direction Algorithmus, MFD... Multiple Flow Direction Algorithmus

Es zeigt sich, dass eine größere Anzahl EZGV als FLV existieren (Tabelle 15). Die jeweils verwendeten Programme und Tools beschränken im Allgemeinen auch die

Umsetzung der Berechnungsverfahren. Bis auf die Umsetzung des Berechnungsverfahrens von MOORE & WILSON (1992) in der LS factor AML und in Topocrop beruhen alle vorgestellten EZGV auf MFD Algorithmen. Generell lassen sich jedoch die meisten Berechnungsverfahren auch mit anderen Programmen oder Tools umsetzen, die unter Umständen eine größere Funktionalität bieten (z. B. SAGA oder HydroTools). Nur die Hälfte der Berechnungsverfahren bezieht unregelmäßige Hänge in die Modellierung ein, während die restlichen Verfahren von gleichmäßigen Hängen ausgehen.

Die Verfahren von MOORE & WILSON (1992) und BÖHNER (2005) berechnen den LS-Faktor gemeinsam, sodass eine Trennung beider Faktoren nur bedingt möglich ist (vgl. Tabelle 13). Die Ursache dafür liegt im Grundkonzept der jeweiligen Verfahren, welches die Auswirkungen beider Faktoren gemeinsam betrachtet (vgl. BLASZCZYNSKI 2001).

Fließlängen basierte Verfahren (FLV)

Zu den FLV zählen das Irregular Slope Konzept (ISK) von SCHÄUBLE (1999) sowie die automatisierte Berechnung mit der RUSLE-AML nach HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001). Das Hauptproblem dieser Verfahren liegt in der Verwendung von SFD Algorithmen (vgl. Kapitel 6.7.2) sowie den Standardfunktionen von GIS (meist die Funktion '*FlowLength*' in ESRI-Produkten).

Irregular Slope Konzept (ISK) nach SCHÄUBLE (1999)

Das von SCHÄUBLE (1999) als Irregular Slope Konzept bezeichnete FLV verwendet die erweiterte RUSLE (betrachtet also unregelmäßige Hänge) und nutzt die Möglichkeit von Fließlängenberechnungen mit ArcView. Der Grundgedanke besteht darin, die Standardfunktionalitäten von ArcView soweit wie möglich auszunutzen. Mit der Funktion '*FlowLength*' ist in den ESRI-Produkten (ArcView, ArcInfo und ArcGIS) die Bestimmung der maximalen Fließlänge in Abflussrichtung (also hangabwärts) nur mit einem Single Flow Algorithmus und den damit verbundenen Problemen möglich (insbesondere künstliche Wasserscheiden – vgl. Tabelle 14). Hangaufwärts, also entgegen der Fließrichtung, ist dagegen auch mit den Standardfunktionen eine Bestimmung der mittleren Fließlängen ohne künstliche Wasserscheiden möglich (Option '*upwards*'). Dabei wird jedoch die mittlere Entfernung zu den tiefsten Punkten, also zum Gewässernetz bzw. Hangfuß, anstelle der gesuchten Distanz zu den Wasserscheiden bestimmt. Das Problem ist demnach, dass die Hanglänge einerseits in Fließrichtung bestimmt werden muss, andererseits aber nur entgegen dieser fehlerfrei funktioniert. SCHÄUBLE (1999) versucht dieses Problem mit dem Ansatz einer Umkehrung der Abflussverhältnisse zu lösen. Zur Verwendung der Funktion '*FlowLength*' muss vorab ein

Fließrichtungsraster berechnet werden. Dieses beinhaltet die jeweilige Fließrichtung des Abflusses anhand des SFD Algorithmus D8. Mit einer Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters erreicht SCHÄUBLE (1999) eine Umkehrung der Abflussverhältnisse. Anschließend wird die Funktion 'FlowLength' auf das reklassifizierte Fließrichtungsraster mit der Option 'upwards' angewendet und ergibt somit ein fehlerfreies Hanglängenraster. Unter der Annahme, dass die doppelte Umkehrung wieder die natürlichen Geländebeziehungen herstellt, führt dies „zu einem einigermaßen brauchbaren Ergebnis, wenn es auch auf den ersten Blick noch spiegelverkehrt ist.“ (SCHÄUBLE 1999). Um diese Methodik zu validieren wurde einerseits versucht dieses Vorgehen zu reproduzieren, andererseits mögliche Alternativen aufzuzeigen. Eine komplette Reproduzierung war trotz intensiver Versuche nicht möglich, da die Berechnung auf Basis eines reklassifizierten Fließrichtungsrasters nur für sehr kleine Gebiete (Abbildung 29) und unter nicht nachvollziehbaren Rahmenbedingungen in ArcView möglich war. SCHÄUBLE (1999) spricht mögliche Probleme durch die Reklassifizierung an, die Umsetzung funktioniert dennoch im von ihm betrachteten Untersuchungsgebiet (mündlich Mitteilung von Holger Schäuble).

grün = geringe Fließlängen, rot = hohe Fließlängen; 5 m Höhenlinien, Gefälle nach Nordosten

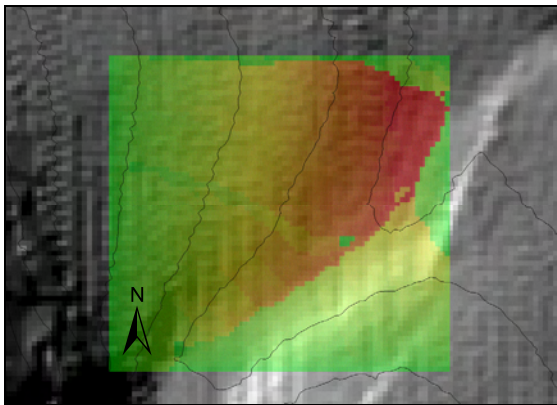


Abb. 29: Fließlängenberechnung durch Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters

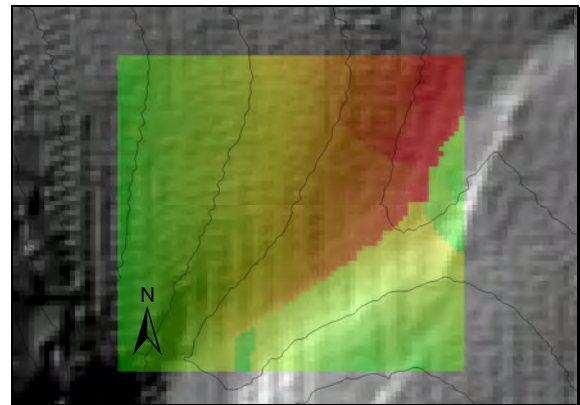


Abb. 30: Fließlängenberechnung durch Invertierung des DGM

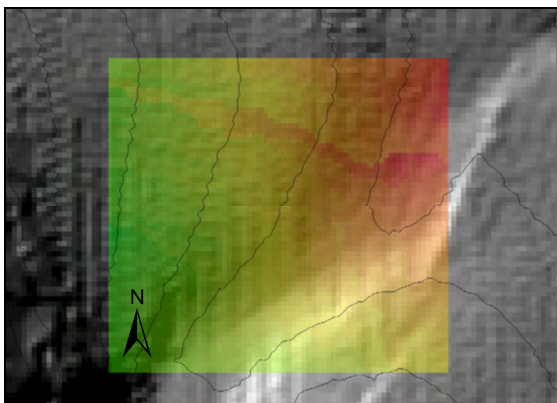


Abb. 31: korrekte Abflussverhältnisse (Fließlängenberechnung hangaufwärts mit Invertierung der Farbdarstellung zur Visualisierung - also nur visuell korrekt!)

Da die Probleme erst durch die Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters hervorgerufen wurden, bestand ein alternativer Ansatz in der Invertierung des DGM. Dadurch werden ebenfalls die Abflussverhältnisse umgekehrt und somit der gleiche Effekt wie bei einer Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters erreicht (vgl. Abbildung 30 und 31). Aus dem invertierten DGM (durchgeführt in SAGA) und anschließend daraus abgeleiteten Fließrichtungsraster war eine Berechnung der Fließlängen ohne Probleme möglich. Eine genauere Betrachtung der Ergebnisse zeigt die grundsätzlichen Schwächen beider Ansätze auf (Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters, Invertierung des DGM) – vgl. Abbildung 32 bis 34. Die größten Fließlängen werden nicht in den Tiefenlinien erreicht, sondern im Bereich der Hangrücken. Darüber hinaus stellen die Tiefenlinien Wasserscheiden dar (Divergenz), obwohl in diesen eine Konzentration (Konvergenz) des Abflusses zu erwarten ist.

Beide Ansätze lösen zwar das Problem der künstlichen Wasserscheiden in Hängen bei abwärts gerichteten Fließlängenberechnungen, führen aber zu fehlerhaften Ergebnissen bezüglich der Reliefformen. Der Grund dafür liegt in den Ansätzen selbst. Die Umkehrung der Abflussverhältnisse führt dazu, dass Vollformen zu Hohlformen werden sowie umgekehrt. Damit ändern sich auch die Abflussbahnen und Wasserscheiden, jedoch ohne einen Bezug zu den realen Abflussverhältnissen im Gelände (Abbildung 33 und 34).

Neben der Umsetzung in ArcView wurden auch andere Programme als Alternative geprüft. Die Funktion *'Overland Flow Distance to Channel Network'* in SAGA entspricht prinzipiell der gleichen Berechnung wie die Funktion *'FlowLength'* mit der Option *'upwards'* in ArcView, und bietet zudem die Möglichkeit einen MFD Algorithmus zu verwenden. Die Umkehrung in Form der Funktion *'Flow path length'* berechnete bis vor kurzem jedoch nur die mittlere Fließlänge innerhalb der Rasterzellen (anhand der Richtung von Zufluss und Abfluss – vgl. Verfahren von HICKEY 2000) und konnte demnach nicht für die benötigte Bestimmung der Fließlängen verwendet werden. Olaf Conrad, der Entwickler von SAGA, setzte dies jedoch nach einer Anfrage freundlicherweise sehr schnell um, sodass auch diese Möglichkeit der Umsetzung validiert werden konnte. Dabei zeigt sich (Abbildung 34), dass auch bei diesem Ansatz das Prinzip der doppelten Umkehrung eingesetzt wird, verbunden mit den bereits beschriebenen Problemen. Ferner wurde der Schluss nahe gelegt, dass bei der hangaufwärts gerichteten Berechnung in ArcView ein MFD Algorithmus (FD8) zum Einsatz kommt, da die Abflussmuster beider Ansätze nahezu gleich sind (vgl. Abbildung 33 und 34).

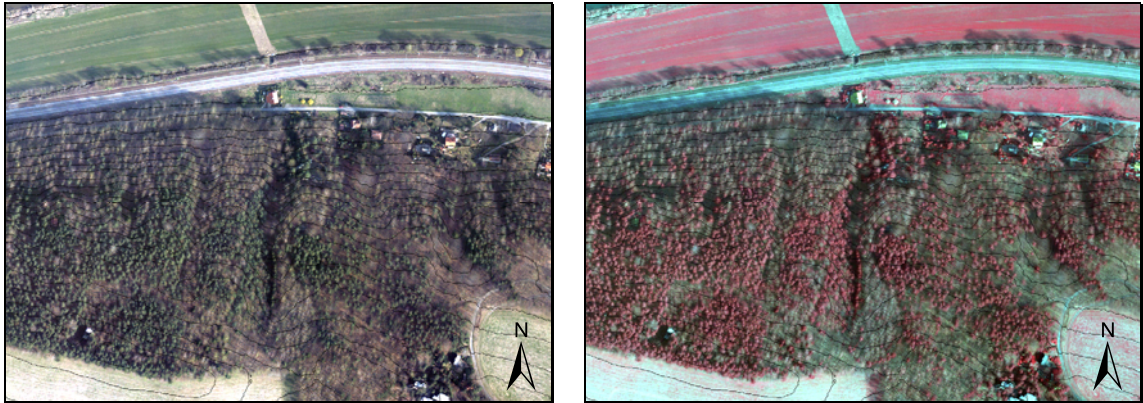


Abb. 32: Ortholuftbild des Testgebiets bei Rathen (links RGB, recht CIR) von Befliegung im April 2005 (Quelle: Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung, Technische Universität Dresden)

grün = geringe Fließlängen, rot = große Fließlängen; 5 m Höhenlinien, Gefälle nach Norden

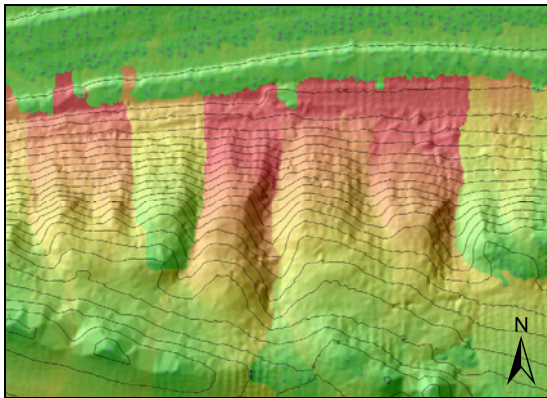


Abb. 33: Berechnung von Fließlängen durch Umkehrung der Abflussverhältnisse (Invertierung des DGM in *SAGA* mit anschließender Berechnung der Funktion 'FlowLength', Option 'upwards' in *ArcView*)

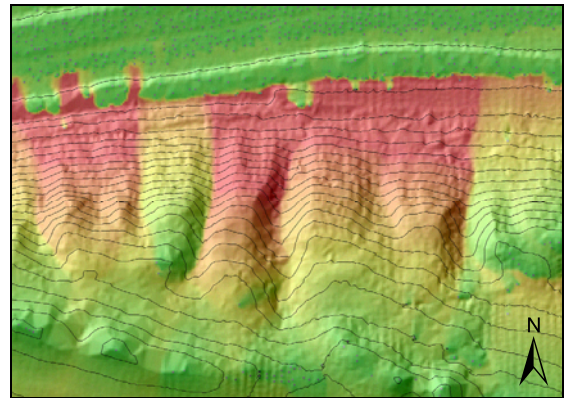


Abb. 34: Berechnung von Fließlängen mit *SAGA* (überarbeiteten Funktion 'Flow path length', Option 'Multiple Flow Algorithmus FD8')

Insgesamt erscheint eine Verwendung der von SCHÄUBLE (1999) vorgeschlagenen Methodik sowie die Berechnung auf Basis eines invertierten DGM nicht geeignet, da die Ergebnisse nicht den realen Abflussverhältnissen entsprechen. Demnach können damit auch die erosiven Hanglängen nicht korrekt berechnet werden.

Berechnungsverfahren nach HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001)

HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001) setzen mit dem von ihnen entwickelten Skript RUSLE-AML in ArcInfo Workstation die Berechnung der Topografiefaktoren entsprechend der RUSLE um. Dabei werden sowohl der S- als auch der L-Faktor berechnet. Neben den Einzelfaktoren werden sämtlichen Zwischenergebnisse der Berechnung ausgegeben. Die Berücksichtigung unregelmäßiger Hänge wird in der RUSLE-AML nicht umgesetzt (VAN REMORTEL ET AL. 2003). Aufgrund der Verwendung von ArcInfo bleibt die Fließlängenberechnung auf den SFD Algorithmus D8

beschränkt. Dennoch tritt das Problem künstlicher Wasserscheiden nicht auf, da mit der Berechnung der Fließlängen anders umgegangen wird.

Vom Grundgedanken her wird die kumulierte Hanglänge aus einem DGM entlang der abwärts gerichteten Fließrichtung berechnet. Dabei wird jedoch unterschieden, in welche Richtung der Abfluss aus einer Rasterzelle erfolgt. Ausgehend vom Mittelpunkt einer Rasterzelle entspricht die Fließstrecke zur Mitte der nächsten Rasterzelle bei kardinaler Fließrichtung der verwendeten Rasterauflösung, bei diagonaler Fließrichtung etwa dem 1,4-fachen der verwendeten Rasterauflösung (vgl. HICKEY 2000, SCHMIDT 2001, BEHRENS 2003). Die Betrachtung der Mittelpunkte von Rasterzellen als Ursprung des Abflusses führt dazu, dass hohe Geländepunkte bzw. Wasserscheiden mindestens eine Fließlänge entsprechend der halben Rasterauflösung zugewiesen bekommen. Dementsprechend werden flächendeckend erosive Hanglängen ohne sichtbare künstliche Wasserscheiden berechnet (vgl. Abbildung 35). Trotzdem handelt es sich dabei nur um eine Näherungslösung, da die durch den SFD Algorithmus hervorgerufenen Wasserscheiden in der Realität nicht existieren und die realen Hanglängen an diesen Stellen somit größer sind.

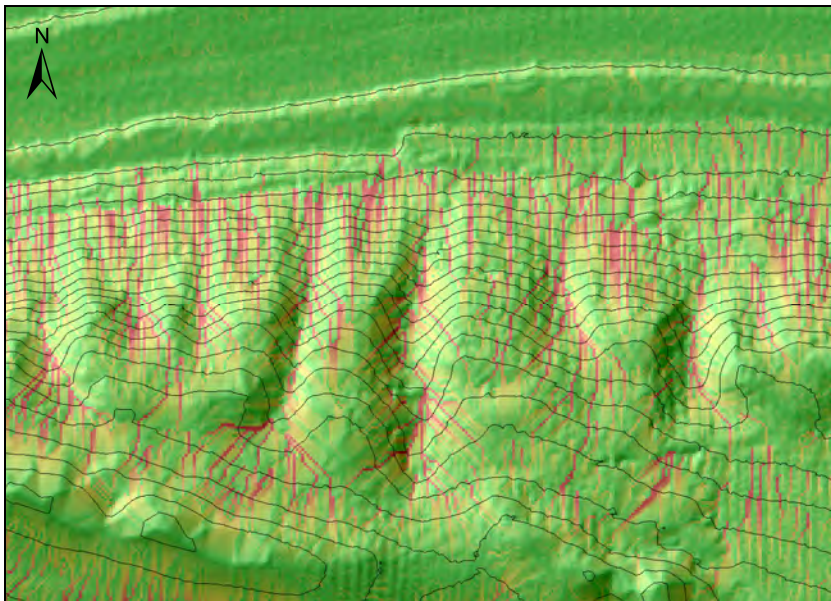


Abb. 35: Hanglängeberechnung mit der RUSLE-AML
(grün = geringe Hanglängen, rot = große Hanglängen; 5 m Höhenlinien, Gefälle nach Norden)

Darüber hinaus versucht die RUSLE-AML Depositionsbereiche anhand des sogenannten 'Slope cutoff angle' auszugrenzen. Dabei wird davon ausgegangen, dass auf ebenen oder nur leicht geneigten Flächen die Deposition gegenüber der Abtragung dominiert. Beim Erreichen einer variabel festlegbaren relativen Verflachung wird daher die Aufsummierung der erosive Hanglänge gestoppt und beginnt ggf. unterhalb davon neu (VAN REMORTEL ET AL. 2003). Ein Nachteil der RUSLE-AML sind die langen Rechenzeiten, welche jedoch zukünftig durch eine Programmierung in der Sprache C beseitigt werden könnten (VAN REMORTEL ET AL. 2001). Abgesehen davon, der Verwendung

eines SFD Algorithmus und der Nichtbeachtung von unregelmäßigen Hängen setzt das Berechnungsverfahren von HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001) das Grundkonzept der RUSLE zur Berechnung der Topographiefaktoren sehr konsequent und reproduzierbar um.

Einzugsgebiet basierte Verfahren (EZGV)

Als EZGV werden die Berechnungsverfahren nach MOORE & WILSON (1992) und DESMET & GOVERS (1996), das Unit Contribution Area Konzept (UCAK) von SCHÄUBLE (1999) sowie das Verfahren nach BÖHNER (2005; vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) betrachtet. Die häufige Umsetzung mit MFD Algorithmen verlangt im Allgemeinen den Einsatz von Erweiterungen und Zusatzprogrammen (vgl. Kapitel 6.7.2).

Ein Grundproblem aller EZGV, welches nur selten genau dokumentiert wird, ist die Umrechnung des Flächenwertes von berechneten Einzugsgebieten in Längenangaben, wie diese im L-Faktor der RUSLE vorgesehen sind (vgl. BEHRENS 2003, KINNELL 2004). Im Allgemeinen wird bei EZGV die kumulierte Hanglänge aller Zuflüsse in Form des Einzugsgebietes berechnet und über die Anzahl der durchflossenen Rasterzellen sowie die verwendete Rasterauflösung wieder in Längenangaben umgerechnet. Diese fließen dann direkt in die Gleichung zur Berechnung des L-Faktors ein (vgl. Gleichung 11). Eine Vernachlässigung der Umrechnung in Längenangaben, wie sie aufgrund der teils unvollständigen Dokumentation mit dem Verfahren von MOORE & WILSON (1992) bereits vorgekommen ist (vgl. SCHMIDT 2001), führt zu unrealistisch hohen L-Faktoren. Nur bei EZGV auf Basis der erweiterten RUSLE wie DESMET & GOVERS (1996) und SCHÄUBLE (1999) ist eine Umrechnung in Längenangaben nicht extra erforderlich, da diese bereits in den verwendeten Gleichungen berücksichtigt wird. Neben der bereits vorgestellten Abhängigkeit der Fließlänge von der Fließrichtung (HICKEY 2000, VAN REMORTEL ET AL. 2001; vgl. KINNELL 2004) diskutiert BEHRENS (2003) weitere Möglichkeiten der Rasterzellen bezogenen Fließlängenangaben. Dieser geht von einer gleichen Betrachtung aller Rasterzellen aus, da eine lokale Bestimmung der Fließlänge nur mit SFD Algorithmen (eine Fließrichtung je Rasterzelle), nicht jedoch mit MFD Algorithmen möglich ist. Ausgehend von der quadratischen Grundform einer Rasterzelle kann ähnlich der Betrachtung von HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001) von der Kantenlänge (Fließlänge = Rasterauflösung) oder der Diagonalen (Fließlänge = $1,41 \cdot$ Rasterauflösung) als Fließlänge einer Rasterzelle ausgegangen werden. BEHRENS (2003; vgl. FELDWISCH 1995) beschreibt noch eine dritte Möglichkeit. Dabei wird der Mittelwert aus Kantenlänge und Diagonalen einer Rasterzelle gebildet, die Fließlänge je Rasterzelle entspricht also etwa dem 1,2-fachen der Rasterauflösung.

Ein Vergleich der drei möglichen Fließlängen macht deutlich, dass aufgrund der pauschalen Betrachtung aller Rasterzellen die Verwendung der Diagonalen zu einer

Überschätzung (ein diagonalen Abfluss aller Rasterzellen ist unwahrscheinlich), die Verwendung der Kantlänge zu einer Unterschätzung (ausschließlich kardinaler Abfluss ist ebenso unwahrscheinlich) und die Verwendung des Mittelwertes aus beiden zu einer vergleichsweise realistischen Abschätzung der Fließlängen führt. Durch eine Verwendung aller Zuflüsse wird die erosive Hanglänge jedoch vermutlich überschätzt, da Versickerung stattfindet und nicht jeder Zufluss erosiv wirksam wird. Demnach erscheint auch eine Verwendung der Kantlänge für ausreichend.

Unabhängig von der verwendeten Fließlänge wird die Anzahl der durchflossenen Rasterzellen, welcher sich aus der Einzugsgebietsgröße geteilt durch die verwendete Rasterauflösung ergibt, mit dem jeweiligen Wert (z. B. 1,41) multipliziert und ergibt somit die kumulierte Fließlänge aller Zuflüsse aus dem Einzugsgebiet einer Rasterzelle.

Berechnungsverfahren nach MOORE & WILSON (1992)

Das Verfahren von MOORE & WILSON (1992) beruht auf den Grundlagen der Unit Stream Power Gleichung von MOORE & BURCH (1986; vgl. BLASZCZYNSKI 2000, MITASOVA ET AL. 2001) und berechnet den Topographiefaktor LS als Ganzes (Gleichungen 17 und 18). Daher wird teilweise auch die Bezeichnung 'modifizierter LS-Faktor' verwendet (SCHMIDT 2001).

$$LS = \left(\frac{A}{22.13} \right)^m * \left(\frac{\sin \beta}{0.0896} \right)^n \quad \text{[Gleichung 17]}$$

$$LS = (1 + m) * \left(\frac{A}{22.13} \right)^m * \left(\frac{\sin \beta}{0.0896} \right)^n \quad \text{[Gleichung 18]}$$

LS... kombinierter Hanglängen und Hangneigungsfaktor

A... Einzugsgebiet in m²

β... Hangneigung in Grad

m, n... dimensionslose Modellparameter (m = Hanglängenexponent)

[MOORE & WILSON (1992) schlagen Werte von m = 0.6 und n = 1.3 vor]

MOORE & WILSON (1992) haben festgestellt, dass sich der LS-Faktor der RUSLE mit dieser Gleichung anhand der Einzugsgebietsgröße abschätzen lässt. Während die Gleichung 17 für die Abschätzung eines Gesamthanges gilt, wird für punktbezogene Erosionsprognosen von Hängen die Gleichung 18 empfohlen (vgl. KINNELL 2004, MITASOVA ET AL. 2001). Nach KINNELL (2004) überschätzt die Gleichung zur

punktbezogenen Berechnung jedoch den LS-Faktor, insbesondere bei kleinen Einzugsgebieten.

Der konstante Hanglängenexponent von 0,6 führt dazu, dass der L-Faktor nur für Hänge mit etwa 10° Neigung ($m = 0,6$) korrekt berechnet wird. Bei steileren Hängen wird der L-Faktor unterschätzt, bei geringer geneigten Hängen dagegen überschätzt (vgl. Abbildung 36 und Tabelle 16). Neben dem daher nur abschätzenden Charakter dieses Verfahrens (vgl. KINNELL 2004, MITASOVA ET AL. 2001), erscheint auch eine Trennung des Faktoren L und S aufgrund des Gesamtkonzeptes von MOORE & WILSON (1992) nur bedingt möglich. Darüber hinaus können unregelmäßige Hänge in diesem Berechnungsverfahren nicht berücksichtigt werden.

Automatisiert umgesetzt wurde das Berechnungsverfahren von MOORE & WILSON (1992) beispielsweise in dem Skript '*LS factor AML*' für ArcInfo Workstation von BLASZCZYNSKI (2000) sowie in der ArcView Extension Topocrop von SCHMIDT (2003). Darüber hinaus wurde das Verfahren ohne automatisierte Umsetzung bereits mehrfach in anderen Untersuchungen verwendet, unter anderem bei MITASOVA ET AL. (1996) und SCHMIDT (2001).

LS factor AML für ArcInfo von BLASZCZYNSKI (2000)

Dieses Skript für ArcInfo setzt den LS-Faktor der RUSLE automatisiert um (vgl. BLASZCZYNSKI 2001). Durch die Funktionalitäten von ArcInfo beruht die Berechnung auf dem SFD Algorithmus D8 und führt daher zu einer Vielzahl künstlicher Wasserscheiden an denen kein L-Faktor berechnet wird. Darüber hinaus werden nur Hänge bis 50 % Neigung und 244 m Länge berechnet, alle steileren und längeren Hänge entfallen. Aufgrund dieser Einschränkungen erscheint eine Verwendung dieses Skriptes nicht sinnvoll.

Extension Topocrop für ArcView von SCHMIDT (2003)

Die ArcView Extension Topocrop berechnet neben anderen Reliefparametern auch den LS-Faktor der RUSLE. Dabei wird mit Ausnahme des Hanglängenexponenten das punktbezogene Berechnungsverfahren von MOORE & WILSON (1992) umgesetzt. Anstelle des empfohlenen Hanglängenexponenten $m = 0,6$ wird jedoch der Wert 0,4 verwendet, der noch aus einer älteren Publikationen von MOORE & BURCH (1986) stammt aber auch in aktuellen Publikationen teilweise noch aufgeführt wird (vgl. BEHRENS 2003).

Insgesamt erscheint das Verfahren von MOORE & WILSON (1992) für eine Abschätzung und einfache Umsetzung des Topographiefaktors LS gut geeignet, lokale Unterschiede des L-Faktors werden jedoch nur unzureichend berücksichtigt.

Berechnungsverfahren nach DESMET & GOVERS (1996)

Die Berechnung nach DESMET & GOVERS (1996) ist eine exakte Umsetzung der erweiterten RUSLE (vgl. Kapitel 4.2.5), in welcher die Hanglänge durch die Größe des Einzugsgebiets ersetzt wird (vgl. KINNELL 2001, 2004). Somit werden mit diesem EZGV auch unregelmäßige Hänge berücksichtigt.

Das Grundkonzept der Gleichung 19 besteht darin, dass der Bodenabtrag einer Rasterzelle durch die Differenz des abgetragenen Bodenmaterials aus dem Einzugsgebiet der nächst höher gelegenen Rasterzelle und dem Einzugsgebiet der Rasterzelle selbst berechnet werden kann. Das Ergebnis dieser Differenz wird durch die Flächengröße einer Rasterzelle dividiert, welche durch die verwendete Rasterauflösung bestimmt wird. Damit werden die berechnete Flächengrößen wieder in die für die RUSLE benötigten Längenangaben umgerechnet (vgl. KINNELL 2004).

$$L_i = \frac{(A_i + D^2)^{m_i+1} - A_i^{m_i+1}}{D^{m_i+2} * 22.13^{m_i}} \quad \text{[Gleichung 19]}$$

- L_i ... lokaler Hanglängenfaktor
- A_i ... Einzugsgebiet des Hangabschnittes i in m^2
- D ... Rasterauflösung in m
- m_i ... lokaler Hanglängenexponent

Automatisiert umgesetzt wird das Berechnungsverfahren in dem eigenständigen Programm USLE2D. Trotz verschiedener Versuche konnte dieses jedoch nicht verwendet werden, da selbst die beigelegten Beispieldaten nicht eingelesen werden konnten. Andere Untersuchungen, wie MILLWARD & MERSEY (1999), haben USLE2D jedoch bereits erfolgreich angewendet. Unabhängig davon ist eine Umsetzung dieses Verfahrens aber auch in fast jedem GIS möglich, vorzugsweise mit jenen, die MFD Algorithmen zur Verfügung stellen (vgl. Kapitel 6.7.2).

Unit Contribution Area Konzept (UCAK) nach SCHÄUBLE (1999)

Mit dem Unit Contribution Area Konzept (UCAK) stellt SCHÄUBLE (1999) einen weiteren Ansatz zur Berechnung des L-Faktors vor. Darin wird die erweiterte RUSLE als EZGV umgesetzt und somit werden auch unregelmäßige Hänge berücksichtigt. Im Gegensatz zu anderen EZGV werden jedoch Abflussmengen anstelle der Größe des Einzugsgebietes betrachtet (Gleichung 20). Diese sind vergleichbar mit der kumulierten Anzahl durchflossener Rasterzellen bei der Abflussmodellierung (Ausgangswassergehalt von einem Liter je Rasterzelle = eine Rasterzelle), das Grundkonzept ist demnach gleich.

$$L_i = \frac{\lambda_i^{m_i+1} - (\lambda_i - D)^{m_i+1}}{D * 22.13^{m_i}} \quad \text{[Gleichung 20]}$$

- L_i ... lokaler Hanglängenfaktor
- λ_i ... potenzielle Abflussmenge in l (= Anzahl der durchflossenen Rasterzellen)
- m_i ... Hanglängenexponent des Gesamthangs (bestimmt durch λ_i)
- D ... Rasterauflösung in m

Das UCAK erlaubt eine entsprechend der RUSLE korrekte Berücksichtigung des Hanglängenexponenten. Vielfach wird dieser nur lokal aus der Hangneigung der betrachteten Rasterzelle bestimmt (vgl. Verfahren von MOORE & WILSON 1992; HICKEY 2000, VAN REMORTEL ET AL. 2003). Nach dem Grundkonzept des L-Faktors der RUSLE beschreibt der Hanglängenexponent jedoch die Auswirkung der Hangneigung auf die gesamte erosive Hanglänge, also inwiefern eine große Hanglänge zur Wirkung kommen kann (vgl. Kapitel 4.2.5). Dementsprechend muss der Hanglängenexponent über die gesamte erosive Hanglänge oder das gesamte Einzugsgebiet berücksichtigt werden, beispielsweise über einen Mittelwert. SCHÄUBLE (1999) setzt dies sowohl mit dem ISK als auch mit dem UCAK konsequent um und hebt sich damit von anderen Verfahren ab, die entweder konstante oder lokale Hanglängenexponenten verwenden. Grundsätzlich ist es jedoch möglich diesen Ansatz in nahezu allen Verfahren umzusetzen, sofern die Funktionalitäten des verwendeten GIS dies ermöglichen.

Umgesetzt wurde das UCAK mit dem von SCHÄUBLE (1999) entwickelten Programm FLOW95, jedoch nicht automatisiert. FLOW95 wurde mittlerweile durch die ebenfalls von ihm entwickelte, wesentlich leistungsfähigere ArcView Extension HydroTools ersetzt, welche den MFD Algorithmus FD8 von FREEMAN (1991) und QUINN ET AL. (1991) verwendet.

Eine Einschränkung des Verfahrens von SCHÄUBLE (1999) ist, dass die Abflussmenge der nächst höher gelegenen Rasterzelle nicht exakt bestimmt werden kann. Durch eine Subtraktion der verwendeten Rasterauflösung von der potenziellen Abflussmenge wird daher eine Näherungslösung verwendet. Damit werden jedoch zwei Größen mit unterschiedlichen Einheiten in Beziehung gesetzt, die Rasterauflösung als Längenangabe in Metern und die potenzielle Abflussmenge in Liter (vgl. SCHÄUBLE 1999) bzw. die Anzahl der Rasterzellen. Neben den dadurch entstehenden Ungenauigkeiten können keine korrekten L-Faktoren berechnet werden, wenn die Abflussmenge bzw. Anzahl der durchflossenen Rasterzellen geringere Werte als die verwendete Rasterauflösung aufweist. Der Term λ_i -D (Gleichung 20), also der Wert der nächst höher gelegenen Rasterzelle, nimmt in diesem Fall negative Werte an und führt zu fehlerhaften L-Faktoren. Aus diesem Grund wird die erweiterte RUSLE nur bedingt umgesetzt, was zu Ungenauigkeiten bei der Erosionsprognose in Form einer Unterschätzung des L-Faktors führt – vgl. Abbildung 36 und Tabelle 16.

Berechnungsverfahren nach BÖHNER (2005)

Das EZGV von BÖHNER (2005; vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) berechnet den LS-Faktor gemeinsam (Gleichung 21 und 22), die Faktoren lassen sich aber grundsätzlich auch trennen. Insbesondere aufgrund der veralteten Gleichung des S-Faktors der ABAG (vgl. Kapitel 4.2.4) erscheint eine Substitution durch die Gleichung der RUSLE oder nach NEARING (1997) erforderlich. Eine weitere Besonderheit findet sich im räumlichen Bezug des S-Faktors. Dieser wird nicht, wie in der RUSLE vorgesehen, lokal bestimmt, sondern über die Fläche des Einzugsgebietes gemittelt.

für $\beta_{CA} > 5\%$ (2.89°):

$$LS = \left(\frac{CA^{0.5}}{22.13} \right)^{0.5} * (65.14 \sin^2 \beta_{CA} + 4.56 \sin \beta_{CA} + 0.065) \quad \text{[Gleichung 21]}$$

für $\beta_{CA} \leq 5\%$ (2.89°):

$$LS = \left(\frac{CA^{0.5}}{22.13} \right)^{3 * \beta_{CA}^{0.6}} * (65.14 \sin^2 \beta_{CA} + 4.56 \sin \beta_{CA} + 0.065) \quad \text{[Gleichung 22]}$$

LS... kombinierter Hanglängen und Hangneigungsfaktor

CA... Einzugsgebiet in m^2

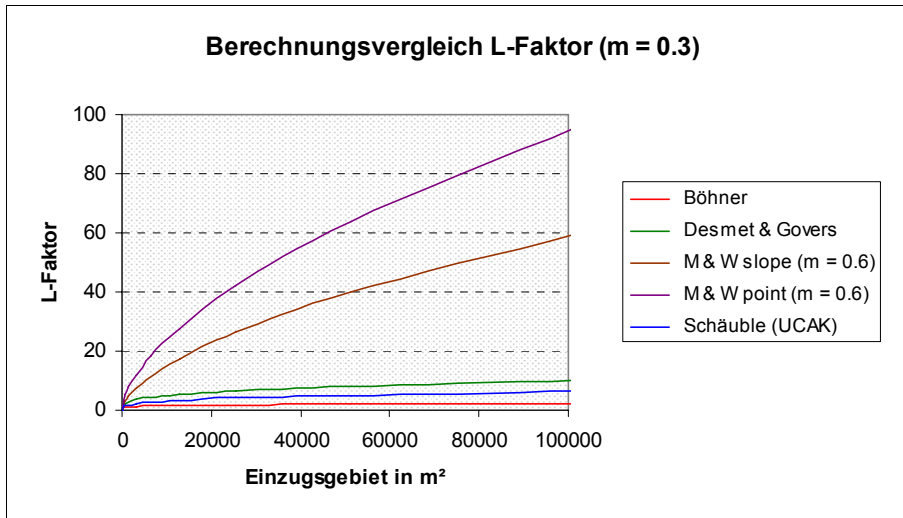
β_{CA} ... Hangneigung im Einzugsgebiet in Grad

Für die Berechnung des L-Faktors wird, wie bei anderen EZGV, die Fläche des hangaufwärts gelegenen Einzugsgebietes verwendet. Die Umrechnung der Fläche des Einzugsgebietes in Längenangaben unterscheidet sich jedoch von anderen Verfahren. Anstelle der kumulierten Fließlänge wird die mittlere Fließlänge im Einzugsgebiet betrachtet (*mündliche Mitteilung von Jürgen Böhner*). Diese errechnet sich über die Wurzel aus der Fläche des Einzugsgebietes (vgl. Gleichung 21 und 22). Der Hanglängenexponent wird wie der S-Faktor in Abhängigkeit der Hangneigung berechnet, jedoch nur für Hänge die weniger als $2,89^\circ$ geneigt sind. Bei steileren Hängen wird ein konstanter Wert von 0,5 verwendet. Die gemittelte Wichtung des Hanglängenexponenten bei flachen Hängen erfolgt anhand der Größe des Einzugsgebietes einer Rasterzelle (vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*). Je größer das hangaufwärts gelegene Einzugsgebiet einer Rasterzelle ist, desto stärker wird die Hangneigung dieser Rasterzelle bei der Mittelung berücksichtigt (vgl. Kapitel 6.7.6). Damit werden die stärkeren Einflüsse der Transportprozesse im unteren Bereich des jeweiligen Hangabschnittes einbezogen (HENSEL & BORK 1988, BÖHNER & SELIGE – *in review*).

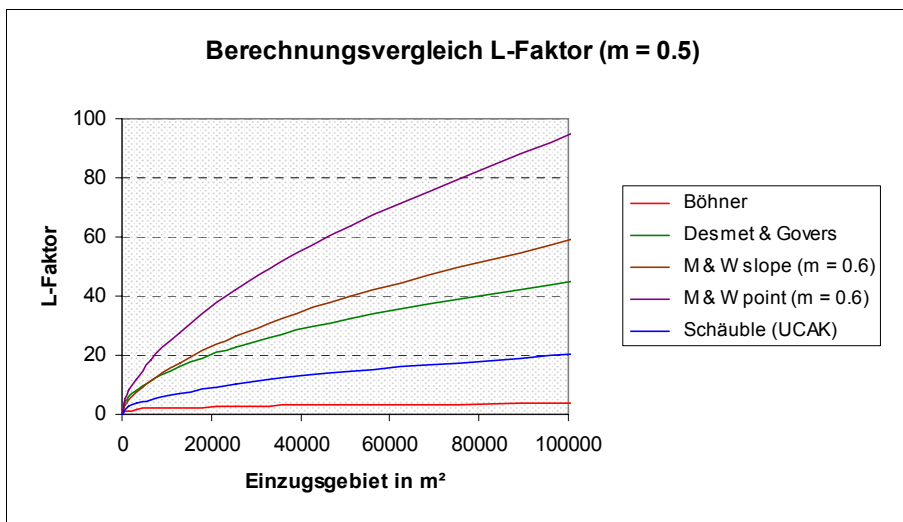
Das Berechnungsverfahren wurde im SAGA Modul '*LS-Faktor*' von BÖHNER (2005) komplett automatisiert umgesetzt. Da jedoch nur der resultierende LS-Faktor und keine Zwischenergebnisse ausgegeben werden, können die Faktoren damit nicht einzeln und unabhängig voneinander berechnet werden. Demnach lässt sich dieses Verfahren nur manuell umsetzen, wenn alleine der L-Faktor damit berechnet werden soll.

Eine wesentliche Einschränkung dieses Verfahren liegt in der deutlichen Unterschätzung des L-Faktors aufgrund der Verwendung von mittleren Fließlängen – vgl. Abbildung 36 und Tabelle 16. Obwohl unregelmäßige Hänge entsprechend der erweiterten RUSLE nicht berücksichtigt werden, zeigen BÖHNER ET AL. (2001; vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) mit der Wichtung des Hanglängenexponenten anhand der Einzugsgebietsgröße eine weitere Möglichkeit auf, um lokale Unterschiede in Hängen und deren Auswirkungen auf die erosive Hanglänge mit einzubeziehen.

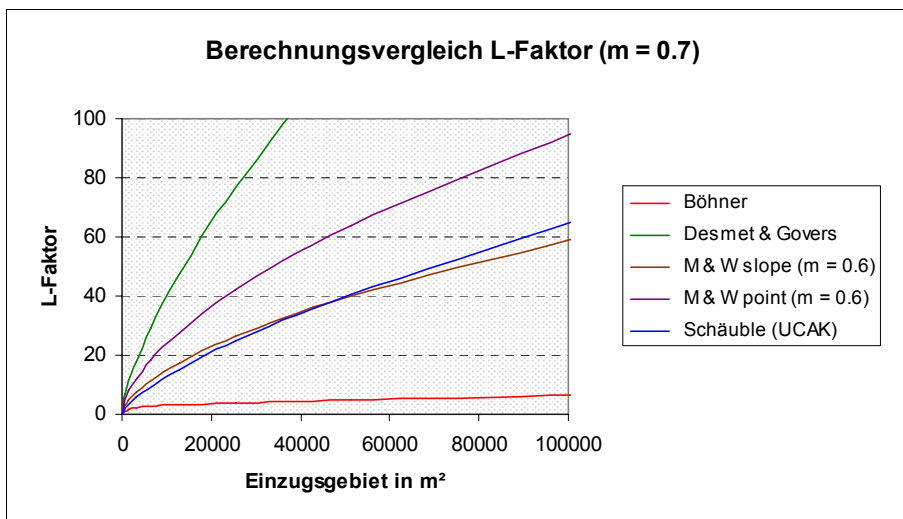
Vergleich EZGV zur Berechnung des L-Faktors



m = 0.3



m = 0.5



m = 0.7

Abb. 36: Vergleich von EZGV zur Berechnung des L-Faktors (bei 5 m Rasterauflösung; M & W = MOORE & WILSON)

Tab. 16: Vergleich von EZGV zur Berechnung des L-Faktors (bei 5 m Rasterauflösung)

<i>m = 0.3</i>					
Einzugsgebiet in m²	BÖHNER	DESMET & GOVERS	MOORE & WILSON (slope, m = 0.6)	MOORE & WILSON (point, m = 0.6)	SCHÄUBLE
25	0.64	0.94	0.41	0.66	0.56
50	0.71	1.09	0.62	0.99	0.52
100	0.79	1.31	0.94	1.51	0.56
200	0.87	1.58	1.43	2.28	0.85
400	0.97	1.93	2.16	3.46	1.12
800	1.08	2.36	3.28	5.24	1.42
1600	1.19	2.90	4.97	7.95	1.77
3200	1.33	3.57	7.53	12.05	2.19
6400	1.47	4.39	11.41	18.26	2.70
12800	1.63	5.41	17.30	27.67	3.33
25600	1.81	6.66	26.22	41.95	4.10
51200	2.01	8.20	39.74	63.58	5.05
102400	2.23	10.09	60.23	96.37	6.22

<i>m = 0.5</i>					
Einzugsgebiet in m²	BÖHNER	DESMET & GOVERS	MOORE & WILSON (slope, m = 0.6)	MOORE & WILSON (point, m = 0.6)	SCHÄUBLE
25	0.48	0.87	0.41	0.66	0.30
50	0.57	1.13	0.62	0.99	0.30
100	0.67	1.51	0.94	1.51	0.38
200	0.80	2.08	1.43	2.28	0.74
400	0.95	2.90	2.16	3.46	1.17
800	1.13	4.06	3.28	5.24	1.73
1600	1.34	5.73	4.97	7.95	2.50
3200	1.60	8.08	7.53	12.05	3.57
6400	1.90	11.42	11.41	18.26	5.08
12800	2.26	16.14	17.30	27.67	7.20
25600	2.69	22.82	26.22	41.95	10.19
51200	3.20	32.27	39.74	63.58	14.42
102400	3.80	45.63	60.23	96.37	20.40

<i>m = 0.7</i>					
Einzugsgebiet in m²	BÖHNER	DESMET & GOVERS	MOORE & WILSON (slope, m = 0.6)	MOORE & WILSON (point, m = 0.6)	SCHÄUBLE
25	0.35	0.79	0.41	0.66	0.16
50	0.45	1.14	0.62	0.99	0.17
100	0.57	1.72	0.94	1.51	0.26
200	0.73	2.68	1.43	2.28	0.64
400	0.93	4.27	2.16	3.46	1.20
800	1.19	6.86	3.28	5.24	2.08
1600	1.51	11.09	4.97	7.95	3.48
3200	1.93	17.97	7.53	12.05	5.73
6400	2.46	29.15	11.41	18.26	9.37
12800	3.13	47.32	17.30	27.67	15.27
25600	3.99	76.84	26.22	41.95	24.86
51200	5.09	124.81	39.74	63.58	40.41
102400	6.49	202.74	60.23	96.37	65.68

6.7.5 Auswahl eines geeigneten Verfahrens

Nachdem ein Großteil der existierenden Berechnungsverfahren vorgestellt und diskutiert wurde, erfolgt die Auswahl eines geeigneten Verfahrens für diese Arbeit. Abgesehen von den grundsätzlichen Einschränkungen von FLV (vgl. Kapitel 6.7.3) ist nur das Berechnungsverfahren von HICKEY (2000) und VAN REMORTEL ET AL. (2001) als Anwendung eines FLV geeignet. Im Gegensatz zu allen anderen Verfahren werden mit diesem Verfahren Depositionsbereiche teilweise berücksichtigt. Aufgrund der Einschränkungen bezüglich unregelmäßiger Hänge und der langen Rechenzeiten dieses Verfahrens erscheint jedoch die Verwendung eines EZGV sinnvoller. Um lokale Unterschiede genau zu berücksichtigen muss ein EZGV zum Einsatz kommen, welches auf der erweiterten RUSLE beruht, also auch unregelmäßige Hänge berücksichtigt, und mit MFD Algorithmen umgesetzt werden kann. Darüber hinaus muss es möglich sein, den L-Faktor unabhängig vom S-Faktor zu berechnen. Ein dahingehender Vergleich der Verfahren zeigt (vgl. Tabelle 15), dass nur das UCAK von SCHÄUBLE (1999) sowie das Verfahren von DESMET & GOVERS (1996) diese Anforderungen erfüllen. Die Einschränkungen des UCAK ermöglichen jedoch nur eine ungenaue Umsetzung der erweiterten RUSLE, wohingegen das Berechnungsverfahren nach DESMET & GOVERS (1996) die erweiterte RUSLE konsequent und ohne Einschränkungen umsetzt. Mit dem Verfahren nach DESMET & GOVERS (1996) kommt somit ein EZGV zum Einsatz, welches unregelmäßige Hänge berücksichtigt und aufgrund der existierenden Erweiterungen und Tools (vgl. Kapitel 6.7.2) in den meisten GIS mit MFD Algorithmen umgesetzt werden kann. Als Modifikation wird zusätzlich die Empfehlung von BÖHNER ET AL. (2001; vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) zur Berechnung eines gewichteten Hanglängenexponenten mit einbezogen.

6.7.6 Umsetzung der Berechnung des L-Faktors

Unabhängig vom eingesetzten Verfahren werden für die Umsetzung der Berechnung des L-Faktors (Abbildung 37) noch die Daten der Landnutzungsstruktur benötigt. Diese fließen als einziger zeitlich variabler Faktor in die Modellierung des L-Faktors und damit der Prognose des Bodenabtrags ein. Die Berücksichtigung der Landnutzungsstruktur erfolgt dabei über Fließbarrieren (vgl. Kapitel 4.2.5), welche bei der Abflussmodellierung die Berechnung der erosiven Hanglänge beeinflussen. Die Auswahl der Fließbarrieren ist daher ein Arbeitsschritt mit weitreichenden Auswirkungen auf das Ergebnis der Modellierung.

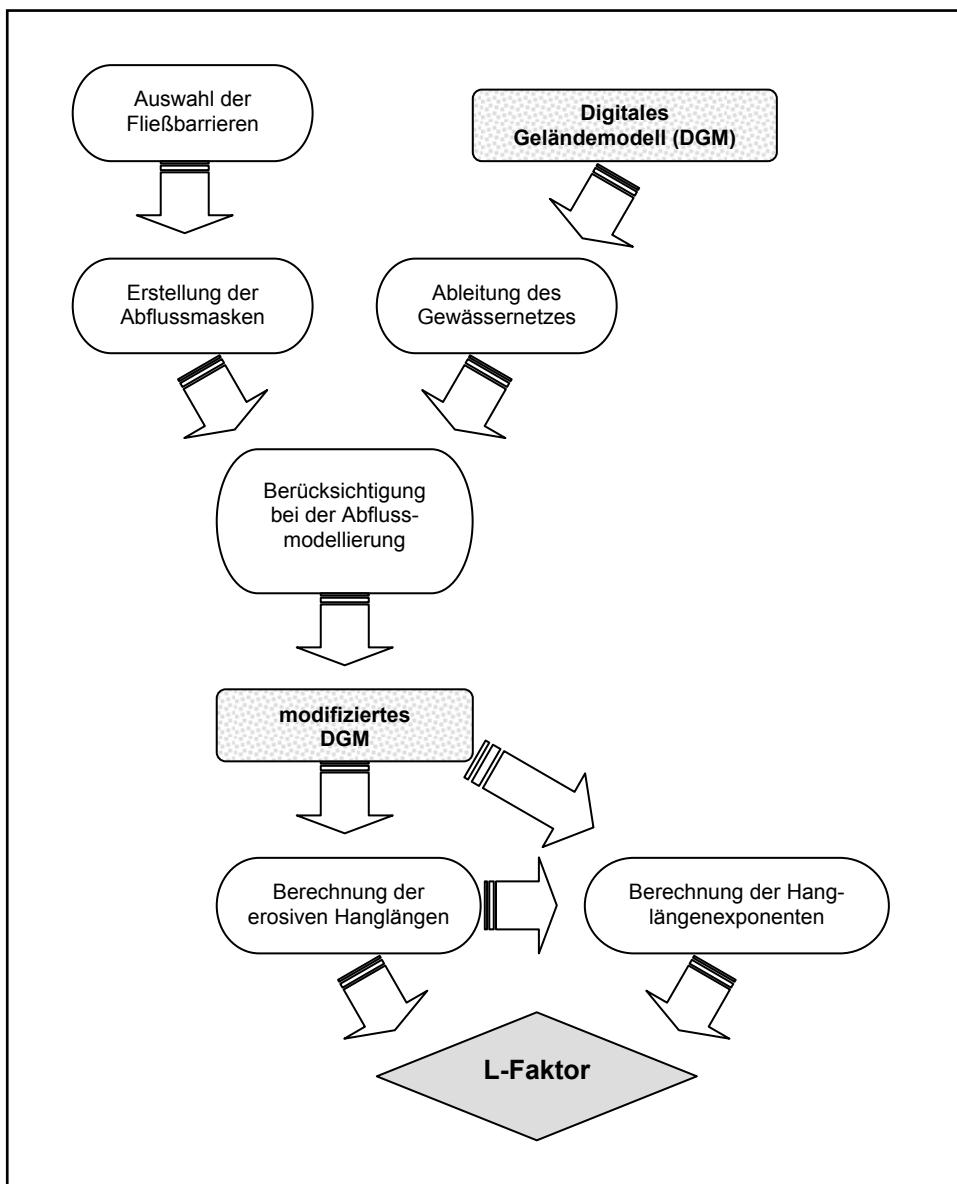


Abb. 37: Vorgehensweise zur Berechnung des L-Faktors

Auswahl der Fließbarrieren

Grundsätzlich gilt die RUSLE für Flächen, die entweder über einen bestimmten Zeitraum des Jahres vegetationsfrei sind oder generell eine lückenhafte Vegetation aufweisen (vgl. WISCHMEIER & SMITH 1978, SCHWERTMANN ET AL. 1987, RENARD ET AL. 1997, SCHÄUBLE 1999, SCHMIDT 2001). Dies betrifft insbesondere Ackerflächen, für welche die RUSLE eigentlich entwickelt wurde, aber auch für Flächen mit lückenhafter Vegetation wie beispielsweise Weiden. Eine Anwendung auf Flächen mit geschlossener und ganzjähriger Vegetation, wie im Allgemeinen Wiesen und Wälder in Mitteleuropa, ist nicht zulässig (vgl. DISSMEYER & FOSTER 1980, SCHÄUBLE 1999). Im Rahmen von

Nutzungsszenarios (z. B. für Planungszwecke) können jedoch auch solche Flächen mit einbezogen werden, wenn eine Nutzung als Ackerland angenommen wird.

Als Flächen mit einem erosiv wirksamen Oberflächenabfluss werden in dieser Arbeit nur Ackerflächen betrachtet. Alle anderen Flächen (Siedlungsflächen, Verkehrsflächen, Wald, Wiesen, Weiden) stellen Fließbarrieren im Sinne der RUSLE dar und begrenzen damit die erosive Hanglänge. Neben der Flächennutzung wirken auch linienhafte Elemente wie Straßen, Fahrwege, Hecken und Baumreihen als Fließbarrieren. Bei erosiven Niederschlagsereignissen werden diese in Abhängigkeit ihrer Breite und Höhe zwar teilweise auch überflossen, verlangsamen aber in jedem Fall die Fließgeschwindigkeit und verringern damit auch die Transportkapazität des Oberflächenabflusses. Da eine Berücksichtigung von unterschiedlichen Barrierestärken und Überflusshöhen im Rahmen einer empirischen Modellierung weder realisierbar noch sinnvoll erscheint, wird davon ausgegangen, dass alle linienhaften Fließbarrieren nicht überflossen werden können. Demnach werden auch alle linienhaften Elemente (Straßen, Wege, Bahnstrecken, Baumreihen, Feldhecken, Gräben und Kanäle) mit Ausnahme der Fließgewässer als Barrieren betrachtet. Die Nichtverwendung der Fließgewässer aus der Datengrundlage der digitalen Karten hat methodische Gründe. Die spätere Berechnung von Hanglängen anhand eines DGM kann nur dann richtig erfolgen, wenn die Fließwege mit dem Gelände exakt übereinstimmen (vgl. OLAYA 2004). Dies ist aufgrund des Kartenherstellungsprozesses und der danach erfolgten Digitalisierung jedoch nahezu unmöglich. Demzufolge werden die Fließgewässer – wie allgemein üblich – aus dem verwendeten DGM direkt abgeleitet. Die Berücksichtigung dieser erfolgt prozessbedingt jedoch getrennt von den anderen Fließbarrieren (vgl. Abschnitt *Berücksichtigung der Fließbarrieren bei der Abflussmodellierung*).

Erstellung der Abflussmasken

Um die ausgewählten Fließbarrieren in die Modellierung einzubeziehen ist eine Erstellung von Masken für die Abflussmodellierung zur Berechnung der erosiven Hanglängen notwendig. Aufgrund der Veränderungen in der Landnutzungsstruktur (vgl. Kapitel 6.2.2) muss dabei für jeden Zeitschnitt eine eigene Abflussmaske erstellt werden. Diese enthält alle ausgewählten Fließbarrieren des jeweiligen Zeitschnittes, also flächen- und linienhafte Objekte gemeinsam. Um diese Objekte zusammenzufügen und die Abflussmasken zu erstellen, müssen die vektorisierten Ausgangsdaten ins Rasterformat umgewandelt werden. Im Zusammenhang mit Abflussmodellierungen kann es dabei jedoch zu Problemen kommen. Bei den linienhaften Fließbarrieren muss darauf geachtet werden, dass bei der Konvertierung in das Rasterformat eine geschlossene Barriere entsteht, die nicht durch diagonale Abflüsse überwunden werden kann (vgl. SCHÄUBLE 1999, SCHMIDT 2001). Während dies in ArcView und ArcGIS ohne weiteres funktioniert, werden bei SAGA lückenhafte linienhafte Barrieren erzeugt, die nicht für

Abflussmodellierungen geeignet sind. Generell werden linienhafte Elemente durch die Konvertierung in das Rasterformat in einer anderen Größe als in der Realität abgebildet (im Allgemeinen größer). Bei der verwendeten Rasterauflösung von 5 m haben beispielsweise alle linienhaften Fließbarrieren eine Breite von 5 bis 10 m (je nach Verlauf eine oder zwei Rasterzellen), unabhängig von ihrer realen Breite.

Nach der Umwandlung aller flächen- und linienhaften Fließbarrieren in das Rasterformat (vgl. Anlage 8) werden diese zusammengefügt und bilden eine Abflussmaske je betrachteten Zeitschnitt (Abbildung 38). Im Bereich von Fließbarrieren sind diese für die spätere Abflussmodellierung mit '0', auf Flächen mit erosiven Oberflächenabfluss (Ackerflächen) mit '1' attribuiert. Damit wird der Oberflächenabfluss zwar unter Berücksichtigung der Fließbarrieren, aber nur auf den Ackerflächen selbst modelliert.

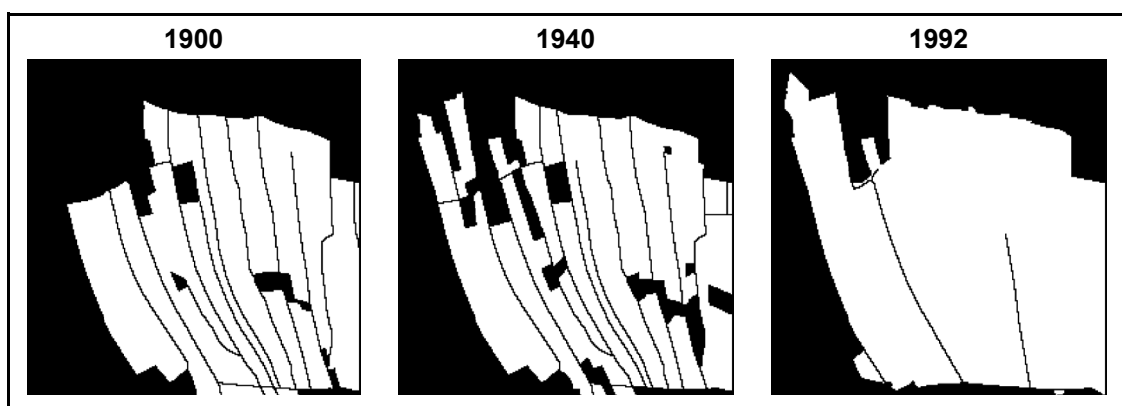


Abb. 38: Abflussmasken im Testgebiet Krippen (schwarz = Fließbarrieren, weiß = Ackerflächen; für Lage vgl. Kapitel 7.5.1)

Ableitung des Gewässernetzes

Wie bereits diskutiert, muss die Ableitung des Gewässernetzes aus dem für die Modellierung verwendeten DGM erfolgen, um hydrologisch korrekte Analysen durchführen zu können. Dazu wird eine Abflussmodellierung über die komplette Abdeckung des DGM durchgeführt, und anhand der Fließakkumulation bzw. Einzugsgebietsgröße erfolgt eine Abgrenzung zwischen flächenhaftem und linearem Abfluss (vgl. OLAYA 2004). Die Umsetzung erfolgt in SAGA mit dem MFD Algorithmus FD8. Im Untersuchungsgebiet zeigt sich, dass der Übergang von flächenhaftem zu linearem Abfluss bei einer Einzugsgebietsgröße von etwa ein Hektar beginnt. Die Fließgewässer werden demnach bei einer Einzugsgebietsgröße von mindestens einem Hektar sowie einer Mindestlänge von 50 m abgegrenzt. Das aus dem DGM abgeleitete Netz der Fließgewässer stimmt nur bedingt mit dem real vorhandenen Gewässernetz überein, da ausschließlich der Reliefeinfluss berücksichtigt wird und andere Einflüsse wie Geomorphologie oder geologischer Bau vernachlässigt werden. Dennoch wird damit eine zumindest hydrologisch exakte Grundlage für die Abflussmodellierung mit Berücksichtigung des Gewässernetzes geschaffen. Da flächenhafte Fließgewässer, wie es im Untersuchungs-

gebiet nur die Elbe ist, nicht mit einer Abflussmodellierung abgegrenzt werden können, wurde diese aus der digitalen Datengrundlage noch hinzugefügt. Aufgrund der unterschiedlichen Berücksichtigung des Gewässernetzes und der anderen Fließbarrieren erfolgt keine Zusammenführung mit den Abflussmasken.

Berücksichtigung der Fließbarrieren bei der Abflussmodellierung

Um die Fließbarrieren in Form der Abflussmasken sowie das Gewässernetz bei der Abflussmodellierung zu berücksichtigen, ist eine Modifikation des DGM in diesen Bereichen notwendig. Die ausschließliche Verwendung eines Wichtungsrasters (vgl. SCHÄUBLE 1999) kann zu einem Überfließen der Barrieren führen. Im Allgemeinen werden daher die Bereiche der Fließbarrieren im DGM als NoData gesetzt. Damit wird der Oberflächenabfluss gestoppt und von einer kompletten Versickerung ausgegangen (vgl. SCHÄUBLE 1999), obwohl dies in der Realität nicht der Fall ist. Beim Erreichen von Fließbarrieren folgt oberflächlich abfließendes Wasser dem Relief und fließt entlang der Barrieren weiter hangabwärts. Nur wenn kein abwärts gerichtetes Gefälle mehr vorhanden ist, findet kein weiterer Abfluss, sondern Versickerung und Verdunstung statt. Da eine vollständige Versickerung im Bereich der Fließbarrieren diesen natürlichen Prozess nur unzureichend abbildet, wird im Folgenden eine weitere Möglichkeit der Berücksichtigung vorgeschlagen.

Ausgehend von der Annahme, dass keine Fließbarriere überflossen werden kann (gleiche Annahme wie bei NoData), ist auch eine künstliche Überhöhung dieser möglich. Vom Grundgedanken her ändert sich damit nur die Art und Weise der Berücksichtigung der Fließbarrieren, jedoch mit weitreichenden Folgen für die Abflussmodellierung. Im Gegensatz zu einer Versickerung wird der Oberflächenabfluss bei einer Überhöhung der Fließbarrieren nicht angehalten, sondern dem Relief folgend entlang dieser fortgesetzt (Abbildung 39). Der Prozess des Oberflächenabflusses wird somit wesentlich genauer abgebildet und ermöglicht daher eine höhere Genauigkeit bei der Prognose des Bodenabtrags.

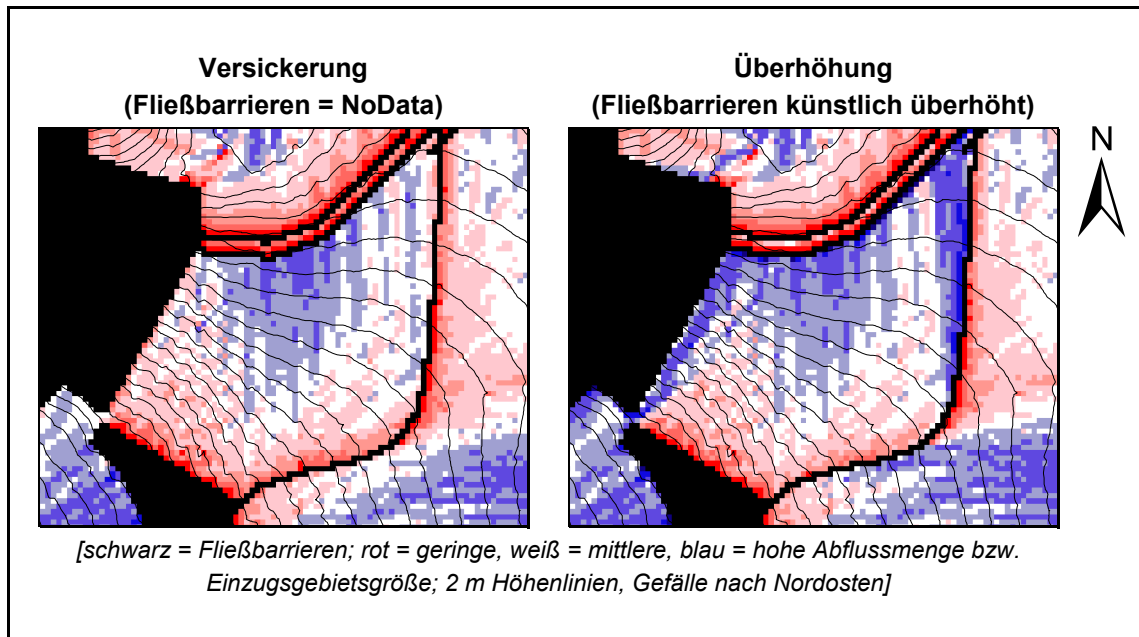


Abb. 39: Abflussverhalten bei unterschiedlicher Berücksichtigung der Fließbarrieren

Neben den Fließbarrieren wird auch das Gewässernetz in die Abflussmodellierung mit einbezogen. Dieses hat jedoch bezüglich des Oberflächenabflusses keine Barrierewirkung, sondern konzentriert den Abfluss in zumeist linearer Form. Für lineare Abflussbahnen bzw. Fließgewässer ist die RUSLE jedoch nicht definiert (vgl. Kapitel 4.2.5), weshalb auch diese bei der Abflussmodellierung in irgendeiner Art und Weise mit berücksichtigt werden müssen. Eine Überhöhung als Fließbarrieren beschreibt den natürlichen Prozess dabei nicht und erscheint demnach nicht angemessen, um das Gewässernetz einzubeziehen. Aufgrund der Konzentration des Abflusses ist vielmehr eine Betrachtung als Bereiche mit unendlich hoher Versickerung sinnvoll. Das Gewässernetz wird daher bei der Modifikation des DGM als NoData gesetzt, womit der Abfluss und damit die erosiven Hanglängen in diesen Bereichen enden.

Zusammengefasst werden die Fließbarrieren überhöht und bewirken eine Fortsetzung des Oberflächenabflusses, das Gewässernetz wird dagegen als NoData gesetzt und führt zu einer kompletten Versickerung.

Die Modifikation des DGM erfolgt über die Abflussmasken und das abgeleitete Gewässernetz. Da das Gewässernetz in allen Zeitschnitten einheitlich ist, wurde dieses zuerst in das DGM eingefügt. Bei den zeitlich variablen Abflussmasken muss beachtet werden, dass eine Überhöhung von wenigen Metern nicht ausreicht, da es im Bereich von Böschungen sonst unter Umständen zu einem Überfließen der Barrieren kommen kann. Daher wird empfohlen, die Überhöhung beispielsweise entsprechend der maximal auftretenden Höhe im Untersuchungsgebiet vorzunehmen, womit ein Überfließen der Barrieren ausgeschlossen wird.

Darüber hinaus muss beachtet werden, dass die überhöhten Abflussmasken und das verwendete DGM dasselbe Datenformat haben (FLOAT für Gleitkommazahlen oder

INTEGER für ganze Zahlen). Ansonsten kann es zu Fehlern bei der Zusammenführung kommen, die eine anschließende Abflussmodellierung unbrauchbar machen. Insbesondere bei ArcView und ArcGIS ist darauf zu achten, da bei Reklassifizierungen, wie für die Überhöhung notwendig, immer eine Umwandlung zu INTEGER erfolgt. Das DGM liegt jedoch im Allgemeinen als FLOAT vor, um genauere Höhen darzustellen. Eine Lösung bietet sich somit nur in der Umwandlung des DGM in das INTEGER Format, verbunden mit einem Verlust an Höhengenaugigkeit. Aufgrund dieser Einschränkungen wurde SAGA für die Umsetzung verwendet, da dort konsequent nur mit FLOAT gearbeitet wird (vgl. Anlage 8).

Als Ergebnis stand für jeden Zeitschnitt ein für die Abflussmodellierung vorbereitetes DGM zur Verfügung, in welchem die enthaltenen Fließbarrieren um 999 m überhöht und das Gewässernetz als NoData gesetzt wurden.

Berechnung der erosiven Hanglängen

Die Berechnung der erosiven Hanglängen erfolgt entsprechend des Verfahrens von DESMET & GOVERS (1996) anhand der Einzugsgebietsgröße. Aufgrund der enthaltenen Funktionalitäten (Berücksichtigung von Wichtungsraster) und insbesondere der Effizienz ist SAGA für eine Abflussmodellierung mit Berechnung der Einzugsgebietsgröße am besten geeignet und wird auch für alle weiteren Berechnungsschritte des L-Faktors verwendet (vgl. Anlage 8).

Dazu wird das Abfluss-DGM des jeweiligen Zeitschnittes mit der dazugehörigen Abflussmaske als Wichtungsraster verwendet (Barriereflächen = 0, Erosionsflächen = 1). Die Abflussmaske als Wichtungsraster ist notwendig, da ansonsten auch auf den überhöhten Fließbarrieren der Abfluss modelliert wird. Abbildung 40 zeigt das Ergebnis der Abflussmodellierung mit den Einzugsgebietsgrößen der jeweiligen Zeitschnitte. Die Abflussbahnen in den Kleinformen des Reliefs sind aufgrund der hohen Auflösung des DGM (5 m) deutlich erkennbar, ebenso die Zunahme der Einzugsgebietsgrößen im Bereich der Unterhänge. Darüber hinaus zeigt sich die Wirkung der überhöhten Fließbarrieren durch eine Abflusskonzentration in deren Randbereichen. Bereits anhand der Abflussmodellierung werden somit die Auswirkungen von Veränderungen der Landnutzungsstruktur durch Unterschiede zwischen den Zeitschnitten ersichtlich.

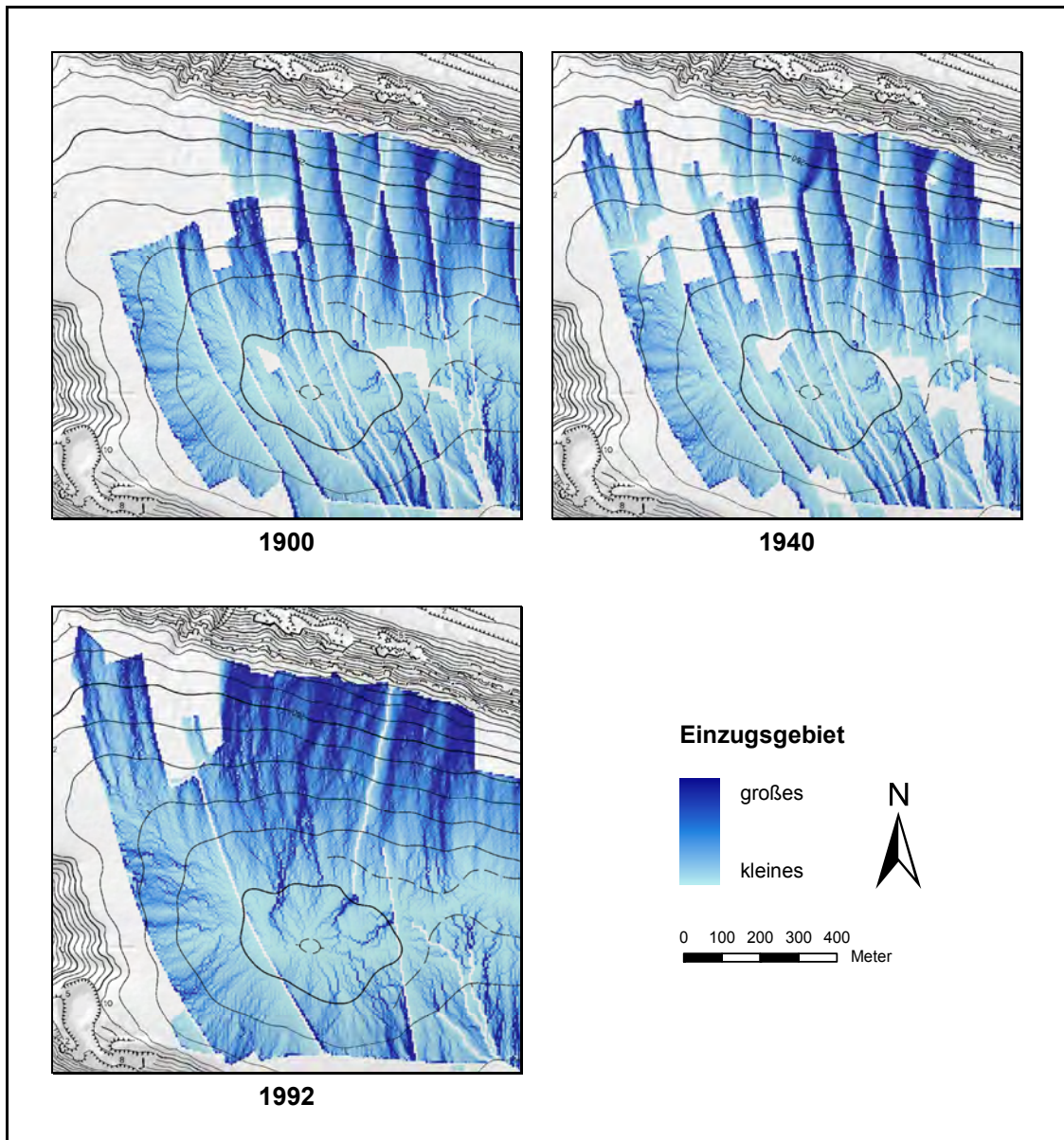


Abb. 40: Einzugsgebietsgrößen aus Abflussmodellierung im Testgebiet Krippen

Berechnung der Hanglängenexponenten

Für die Berechnung des L-Faktors ist neben der erosiven Hanglänge in Form der Einzugsgebietsgröße noch der Hanglängenexponent erforderlich (vgl. Kapitel 4.2.5). Wie bereits angesprochen, werden dabei die Empfehlungen von BÖHNER ET AL. (2001, vgl. BÖHNER & SELIGE – *in review*) berücksichtigt. Dafür werden zuerst die lokalen Hanglängenexponenten nach Gleichung 13 berechnet und anschließend über das jeweilige Einzugsgebiet gemittelt, wobei eine Wichtung anhand der Einzugsgebietsgröße erfolgt (vgl. Anlage 8). Je größer das Einzugsgebiet einer Rasterzelle, desto stärker ist deren Wichtung bei der Mittelung des Hanglängenexponenten. Damit wird der weitaus stärkere Einfluss von tiefer gelegenen Hangbereichen beim Bodenabtrag berücksichtigt

(vgl. WISCHMEIER & SMITH 1978, MCCOOL ET AL. 1997, BÖHNER & SELIGE – *in review*). Mit der Größe des Einzugsgebietes nimmt auch die Menge des potenziellen Oberflächenabflusses und damit des Bodenabtrags zu. Der limitierende Faktor dabei ist jedoch die Fließenergie, welche durch die Hangneigung bestimmt wird (vgl. Kapitel 4.2.5). Ein Beispiel soll die Auswirkungen der Berücksichtigung eines gewichteten Hanglängenexponenten verdeutlichen:

Angenommen ein Hangabschnitt A liegt an einem 30° steilen Oberhang, der im darüber gelegenen Bereich etwas flacher wird. Das Einzugsgebiet (EZG) hat die Größe X. Mit zunehmender Entfernung hangaufwärts nimmt auch die Größe des EZG ab. Durch eine Wichtung anhand der Größe des EZG werden die naheliegenden Bereiche, welche ebenfalls eine starke Hangneigung und damit Fließenergie aufweisen, stärker bei der Mittelung der Hanglängenexponenten berücksichtigt. Weiter entfernt liegende flachere Bereiche werden dagegen geringer gewichtet, da sie ein geringeres Abflusspotenzial aufweisen und damit für den Bodenabtrag im Hangabschnitt A weniger relevant sind wie hangaufwärts gelegenen Bereiche in unmittelbarer Nähe.

Im Vergleich dazu betrachten wir einen Hangabschnitt B. Dieser liegt an einem 5° geneigten Hangfuß desselben Hanges und hat ein EZG mit der Größe $X + n$ (n gibt dabei den Unterschied zum EZG des Hangabschnitts A an). Das EZG und damit die potenzielle Anflussmenge sind hier aufgrund der Lage am Hangfuß deutlich größer als im Hangabschnitt A. Da jedoch bei geringen Hangneigungen auch eine große Abflussmenge nicht zwangsläufig zu Bodenabtrag führt, ist im Hangabschnitt B die Hangneigung der limitierende Faktor. Durch eine Wichtung anhand der Größe des EZG werden die naheliegenden flachen Bereiche deutlich stärker berücksichtigt, als steilere hangaufwärts gelegene Bereiche. Damit fließt ein niedrigerer Hanglängenexponent in die Berechnung des L-Faktors ein, der das Abflussverhalten in unmittelbarer Nähe des Hangabschnitts B stärker berücksichtigt.

Berechnung des L-Faktors

Nachdem sowohl die Einzugsgebietsgröße als auch der Hanglängenexponent berechnet wurden, ergibt sich der L-Faktor nach DESMET & GOVERS (1996) aus der Gleichung 19. Im Testgebiet Krippen sind die höchsten L-Faktoren in den steilen Unterhangbereichen zum Elbtal gelegen (Abbildung 41 und Tabelle 17). Die Ackerflächen im nordwestlichen Teil des Testgebietes weisen trotz größerer Hanglängen teilweise geringere L-Faktoren auf, da sie in schwächer geneigten Hangbereichen gelegen sind (vgl. Abbildung 40). Auf eine Darstellung der L-Faktoren des gesamten Untersuchungsgebietes wird an dieser Stelle verzichtet, da kleinräumige Unterschiede nur bedingt erkennbar und deren Auswirkungen im Ergebnis des mittleren Bodenabtrags von weitaus größerer Bedeutung sind (vgl. Kapitel 7.2).

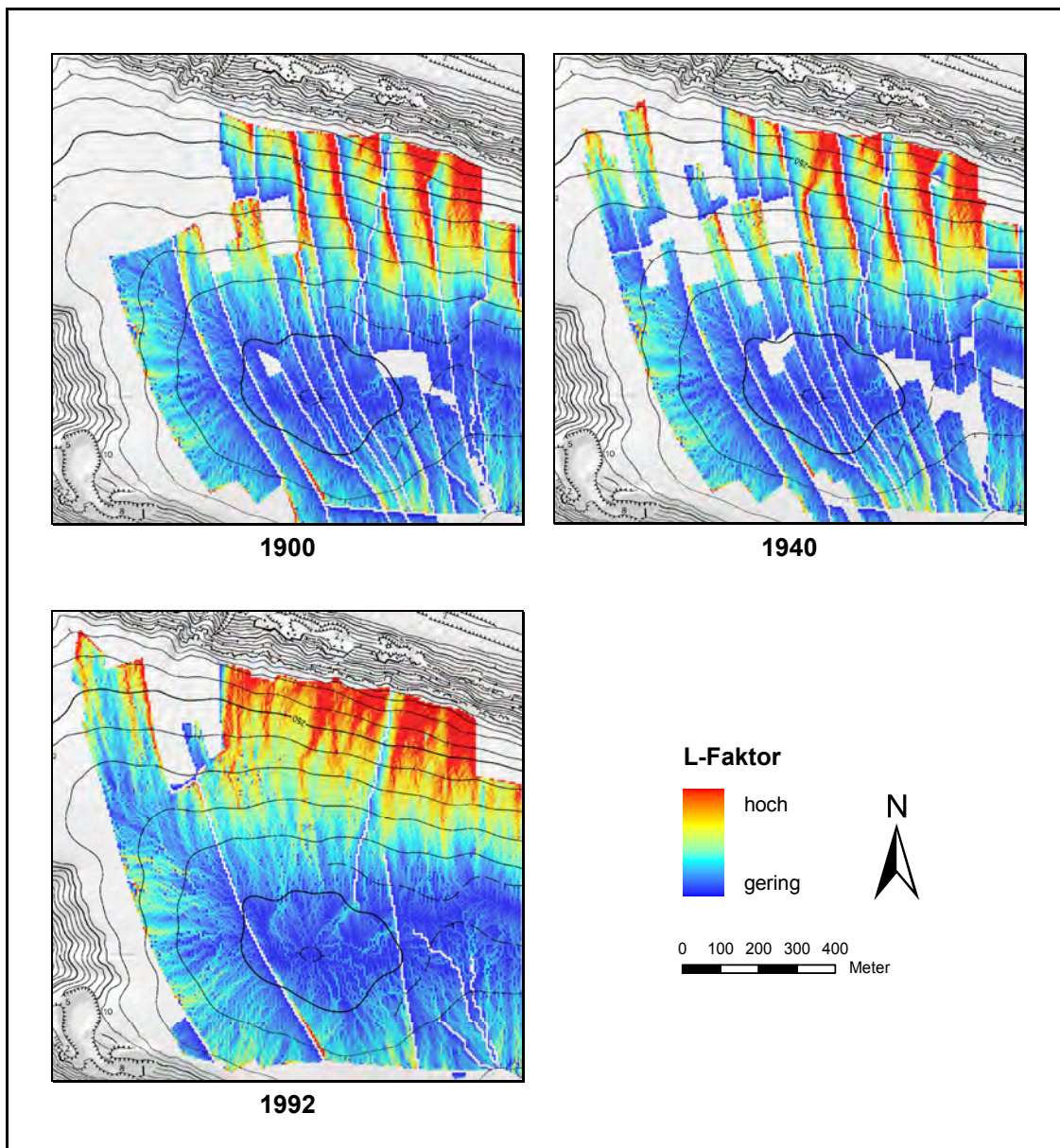


Abb. 41: L-Faktor im Testgebiet Krippen

Tab. 17: L-Faktor im Testgebiet Krippen

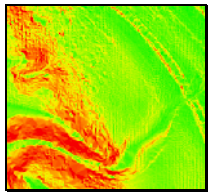
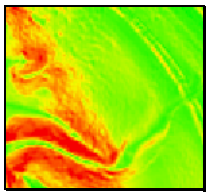
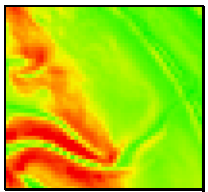
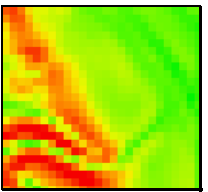
	1900	1940	1992
<i>Min.-Max.</i>	0.85 – 28.04	0.85 – 28.04	0.88 – 34.58
<i>Mittelwert</i>	2.49	2.47	2.85
<i>Std.-Abw.</i>	1.68	1.63	1.70

6.8 Auswirkungen der verwendeten DGM-Auflösung

Die Auflösung des verwendeten DGM hat einen starken Einfluss auf die Berechnung der Topographiefaktoren (CLAESSENS ET AL. 2005) und durch deren Wichtung in der RUSLE auch auf die Modellierung des Bodenabtrags (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987). Je höher die Auflösung des verwendeten DGM, desto genauer wird das Relief abgebildet. Viele Geländedetails gehen bereits bei Auflösungen geringer als 5 m verloren (HICKEY 2000). Kleinräumige Reliefunterschiede können daher in einem DGM mit 20 m Auflösung kaum wiedergegeben werden (vgl. Tabelle 18).

Um die Auswirkungen der DGM-Auflösung auf die Berechnung der Topographiefaktoren zu quantifizieren, wird ein Vergleich mit verschiedenen Auflösungen anhand eines Testgebietes durchgeführt (Tabelle 18). Dabei werden Auflösungen von 2, 5, 10 und 20 m verwendet, wobei die geringeren Auflösungen jeweils direkt aus dem hochauflösenden DGM abgeleitet werden. Entgegen der Verwendung bei der Modellierung des Bodenabtrags kam dafür die ursprüngliche Auflösung des hochauflösenden DGM mit 2 m zum Einsatz.

Tab. 18: Auflösungsabhängigkeit bei der Berechnung der Topographiefaktoren

	2 m	5 m	10 m	20 m
S-Faktor				
<i>Min.-Max.</i>	0.04 – 13.4	0.05 – 12.9	0.05 – 9.6	0.05 – 7.1
<i>Mittelwert</i>	0.7	0.6	0.6	0.6
<i>Std.-Abw.</i>	0.8	0.7	0.7	0.6
<i>rot = hoher, grün = niedriger S-Faktor</i>				
L-Faktor				
<i>Min.-Max.</i>	0.4 – 14.9	0.8 – 11.5	1.0 – 10.2	1 – 9.5
<i>Mittelwert</i>	1.9	2.7	2.9	3.0
<i>Std.-Abw.</i>	1.5	1.6	1.5	1.5
LS-Faktor				
<i>Min.-Max.</i>	0.03 – 158.7	0.05 – 147.3	0.05 – 87.6	0.05 – 63.7
<i>Mittelwert</i>	2.0	2.5	2.6	2.5
<i>Std.-Abw.</i>	5.0	5.6	5.3	4.4

Während sich die mittleren S-Faktoren in Abhängigkeit von der Auflösung nur minimal unterscheiden, zeigen sich signifikante Unterschiede bei den maximal auftretenden

S-Faktoren (Tabelle 18). Diese sind bei Auflösungen von 2 und 5 m fast doppelt so hoch wie bei einer Auflösung von 20 m. Durch eine genauere Abbildung des Reliefs treten sehr steile Hänge und somit hohe S-Faktoren nur bei hochauflösenden DGM auf. Bei geringeren Auflösungen werden diese durch das umliegende Gelände beeinflusst und nur selten mit abgebildet.

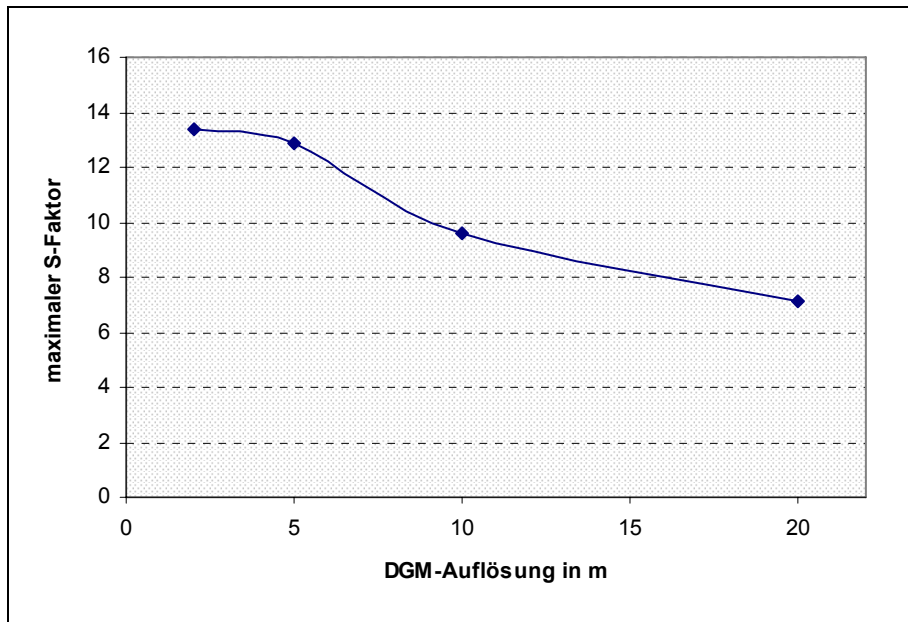


Abb. 42: Auflösungsabhängigkeit der maximal auftretenden S-Faktoren

Beim L-Faktor treten auflösungsbedingte Unterschiede sowohl beim Mittelwert als auch den auftretenden Maximalwerten auf, jedoch mit entgegengesetzter Wirkung. Während die mittleren L-Faktoren abnehmen (Abbildung 43), steigen die maximal auftretenden L-Faktoren mit zunehmender Auflösung an (Abbildung 44). Eine mögliche Erklärung findet sich in der Abbildung des Reliefs bei steigender Auflösung. Durch die zunehmende Anzahl von abgebildeten Kleinformen treten vermehrt kurze Hanglängen im Bereich dieser auf. Damit verringern sich die mittleren Hanglängen insgesamt und in Folge dessen auch die mittleren L-Faktoren. Aufgrund der enthaltenen Kleinformen verlängern sich jedoch gleichzeitig die Fließwege und bewirken mit zunehmender Auflösung einen Anstieg der maximalen L-Faktoren. Darüber hinaus zeigt sich eine Verstärkung der Abhängigkeit mit zunehmender Auflösung, sowohl bei den mittleren als auch maximalen L-Faktoren.

Insgesamt ergeben sich durch die verwendete DGM-Auflösung zum Teil signifikante Unterschiede bei den modellierten Topographiefaktoren. Je höher die verwendete Auflösung, desto höher sind die maximal auftretenden S- und L-Faktoren. Die mittleren Werte nehmen mit zunehmender Auflösung dagegen leicht ab, insbesondere beim L-Faktor. Demnach sollten die Ergebnisse verschiedener Untersuchungen nur miteinander verglichen werden, wenn jeweils die gleiche DGM-Auflösung verwendet wurde.

Grundsätzlich führt die Verwendung eines höher aufgelösten DGM zu genaueren Ergebnissen. Neben dem Vorteil einer detaillierteren Abbildung des Reliefs hat die Verwendung hochauflösender DGM aber auch Nachteile. Einerseits ist der Rechenaufwand um ein Vielfaches höher, was insbesondere bei großen Untersuchungsgebieten nicht unterschätzt werden sollte, andererseits werden mit extrem hohen Auflösungen größer als 5 m auch die Grenzen empirischer Modelle wie der RUSLE erreicht.

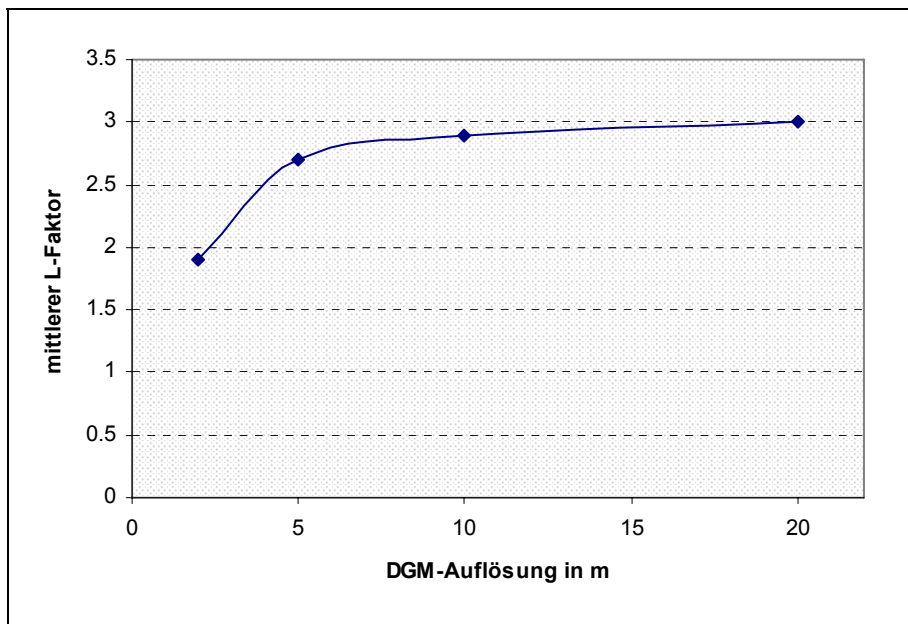


Abb. 43: Auflösungsabhängigkeit des mittleren L-Faktors

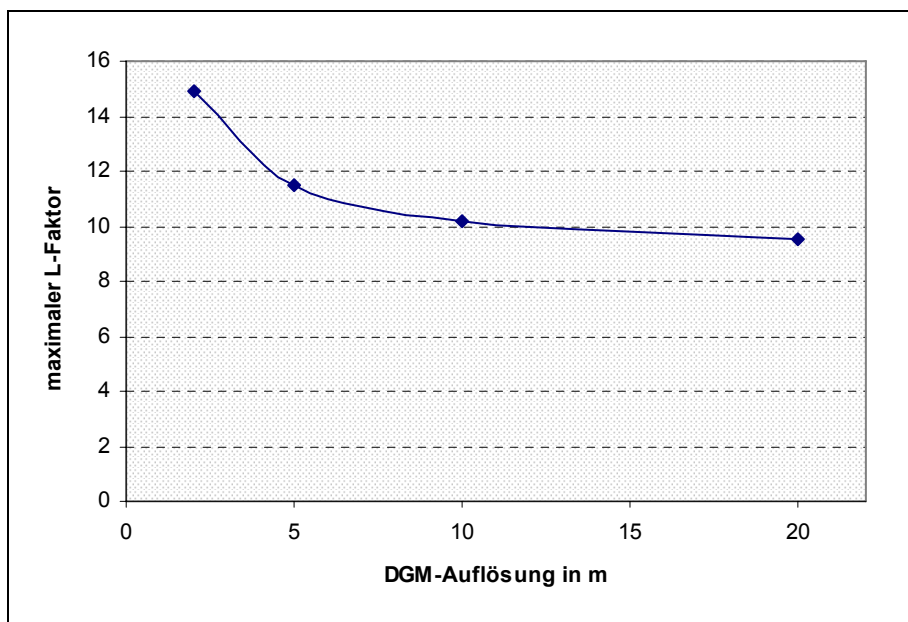


Abb. 44: Auflösungsabhängigkeit der maximal auftretenden L-Faktoren

6.9 Berechnung des langjährigen mittleren Bodenabtrags

Nach der Erstellung aller benötigten Faktorenkarten kann der langjährige mittlere Bodenabtrag mit der RUSLE berechnet werden (vgl. Gleichung 2). Dazu werden die einzelnen Faktorenkarten miteinander multipliziert (Abbildung 45). Um die Auflösung des beim S- und L-Faktor verwendeten DGM zu erhalten (5 m), müssen die anderen Faktorenkarten ebenfalls mit dieser Auflösung in die Berechnung des Bodenabtrags einfließen. Beim K-Faktor ist das ohne weiteres möglich, da dieser direkt aus den Vektordaten in die benötigte Rasterauflösung umgewandelt werden kann. Die begrenzende Größe ist dabei nur der Aufnahmemaßstab der Bodendaten. Der R-Faktor wurde dagegen rasterbasiert berechnet (vgl. Kapitel 6.3) und hat mit 20 m eine zu geringe Auflösung. Zur Umrechnung in eine Rasterauflösung von 5 m ist daher eine Interpolation notwendig. Dabei erweist es sich als günstig, dass die Abdeckung des für die Berechnung des R-Faktors verwendeten DGM über die Nationalparkregion hinaus reicht. Dadurch können Interpolationsprobleme im Randbereich der Faktorenkarte vermieden werden. Um die berechneten R-Faktoren bei der Interpolation so wenig wie möglich zu verändern, wird dafür die Methode 'Nearest Neighbour' verwendet. Dabei wird den interpolierten Rasterzellen der Wert der nächstgelegenen Rasterzelle aus dem Ausgangsraster zugewiesen. Als Ergebnis steht der R-Faktor flächendeckend in der gleichen Auflösung wie die anderen Faktorenkarten zur Verfügung.

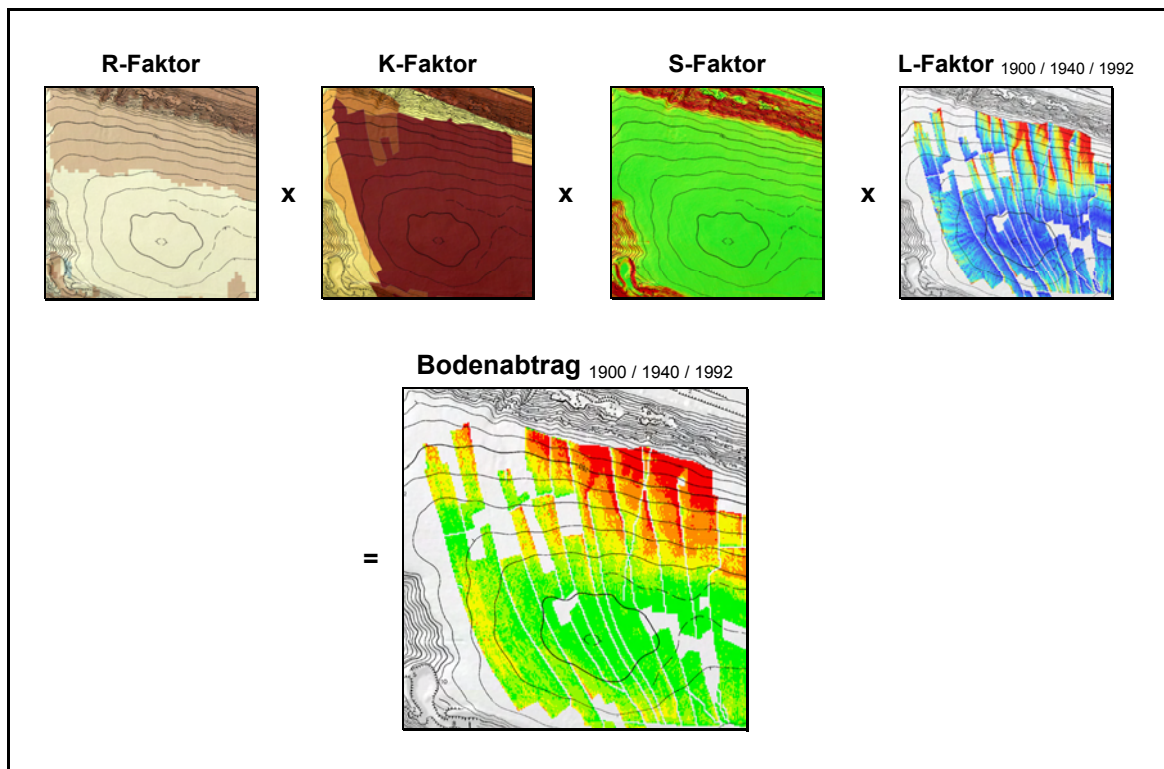


Abb. 45: Berechnung des Bodenabtrags

Bei der Berechnung des Bodenabtrags werden für alle Zeitschnitte dieselben Faktorenkarten von R-, K,- und S-Faktor verwendet. Nur beim L-Faktor kommt die Faktorenkarte des jeweiligen Zeitschnittes zum Einsatz (vgl. Abbildung 45). Alle Flächen, die im betrachteten Zeitschnitt nicht als Ackerland genutzt werden, entfallen durch die Multiplikation der Faktorenkarten.

III ERGEBNISSE UND DISKUSSION

7 Bodenerosion in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz

7.1 Erosionsgefährdung

Anhand der Einflüsse von Klima, Boden und der Hangneigung ist es möglich, die Erosionsgefährdung zu beurteilen. Unter der Annahme von fehlender Vegetation (vgl. Kapitel 3.2) kann die Faktorenkombination aus R-Faktor, K-Faktor und S-Faktor auch als natürliche Erosionsgefährdung bezeichnet werden (vgl. DIN 19708, HENNINGS 2000). Anthropogene Einflüsse, wie etwa durch die Bodenbearbeitung oder die Landschaftsstruktur (Parzellierung, Straßen und Wege), sind darin nicht enthalten.

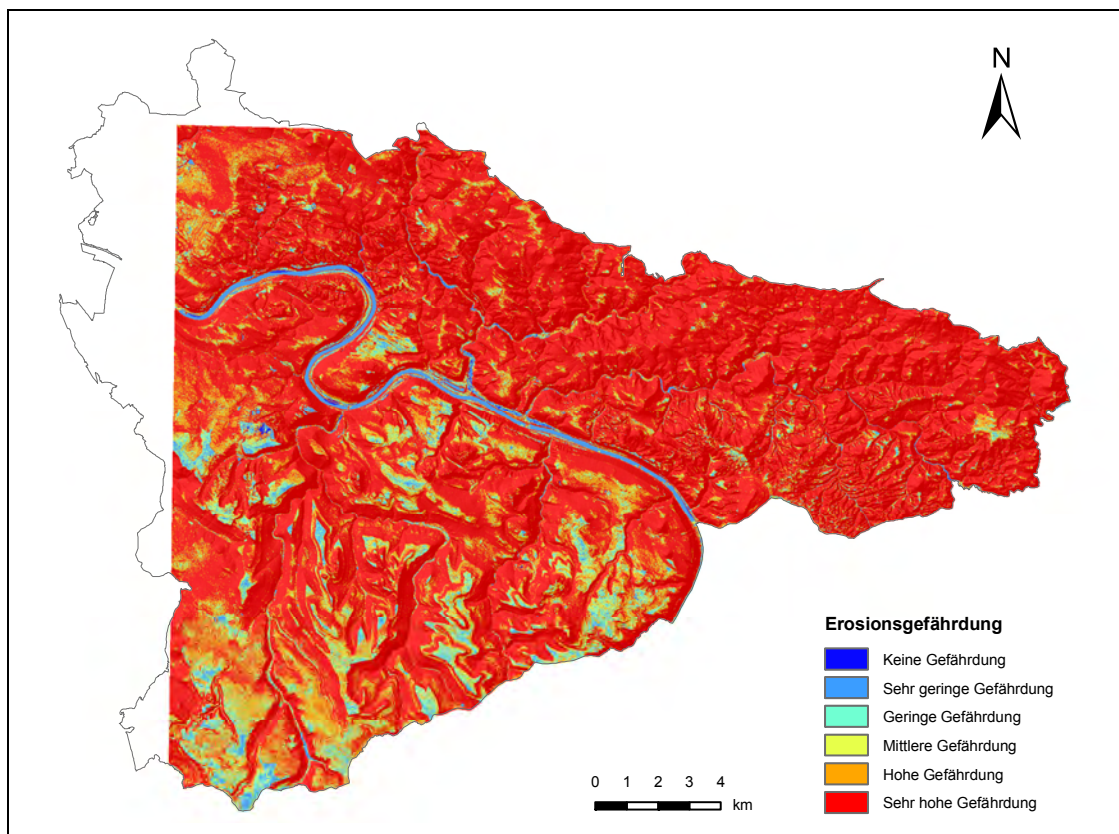


Abb. 46: Erosionsgefährdungskarte der Nationalparkregion (Klassifikation nach DIN 19708)

Die Karte der Erosionsgefährdung (Abbildung 46) des Untersuchungsgebiets zeigt, welche Bereiche aufgrund der natürlichen Bedingungen eine sehr hohe Erosionsgefährdung aufweisen und nicht für eine ackerbauliche Nutzung geeignet erscheinen. Eine

großflächige agrarische Nutzung des Untersuchungsgebiets ist schon aufgrund der natürlichen Bedingungen, insbesondere des stark gegliederten Reliefs, nicht gegeben. Es dominieren überwiegend hoch bis sehr hoch gefährdete Flächen (89 %) – vgl. Abbildung 47 und Tabelle 19, Gebiete mit geringer Erosionsgefährdung finden sich kaum. Selbst flachere Bereiche, wie die Ebenheiten und Bereiche der Vorderen Sächsischen Schweiz (also vorwiegend linkselbisch) zeigen aufgrund ihrer schluffigen und damit erosionsanfälligen Böden eine mittlere bis hohe Erosionsgefährdung. Innerhalb dieser Flächen und insbesondere deren Randbereichen wird beim Auftreten größerer Hangneigungen auch stellenweise eine sehr hohe Gefährdung erreicht. Bereiche ohne Erosionsgefährdung treten im Untersuchungsgebiet äußerst selten auf.

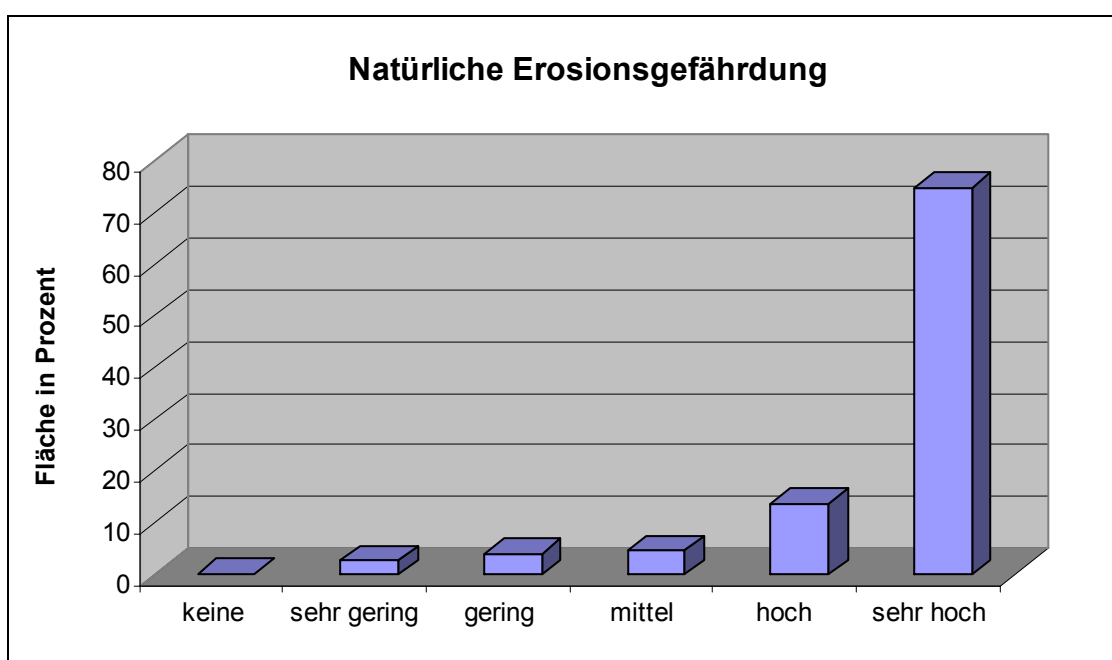


Abb. 47: Natürliche Erosionsgefährdung in der Nationalparkregion

Tab. 19: Natürliche Erosionsgefährdung der Ackerflächen (Klassifikation nach DIN 19708)

t/ha/a	Bezeichnung	Anteil der Ackerflächen in %					alle Flächen in %
		1780	1880	1900	1940	1992	
< 0.5	keine	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
0.5 – 2.5	sehr gering	0.9	0.9	0.7	0.6	0.7	2.7
2.5 – 5	gering	2.2	2.4	2.3	2.2	2.7	4.0
5 – 7.5	mittel	3.5	3.7	3.8	3.8	4.7	4.6
7.5 – 15	hoch	15.4	15.8	16.6	17.1	21.0	13.7
> 15	sehr hoch	78.0	77.1	76.6	76.2	71.0	74.9

(die Angabe der Zeitschnitte 1780 und 1880 erfolgt nur informativ – vgl. Kapitel 6.2.3)

Die Abbildung 48 verdeutlicht, dass 71 % der 1992 ausgewiesenen Ackerflächen in sehr hoch gefährdeten Bereichen liegen (vgl. Tabelle 19), in den Zeitschnitten 1900 und 1940 sogar bis zu 77 %. Nur etwa 3 % der Ackerflächen weisen eine geringe Erosionsgefährdung auf, wobei der Anteil dieser seit 1900 leicht zugenommen hat. Insgesamt betrachtet ist der Anteil der hoch bis sehr hoch gefährdeten Flächen jedoch seit 1900 nahezu gleich geblieben.

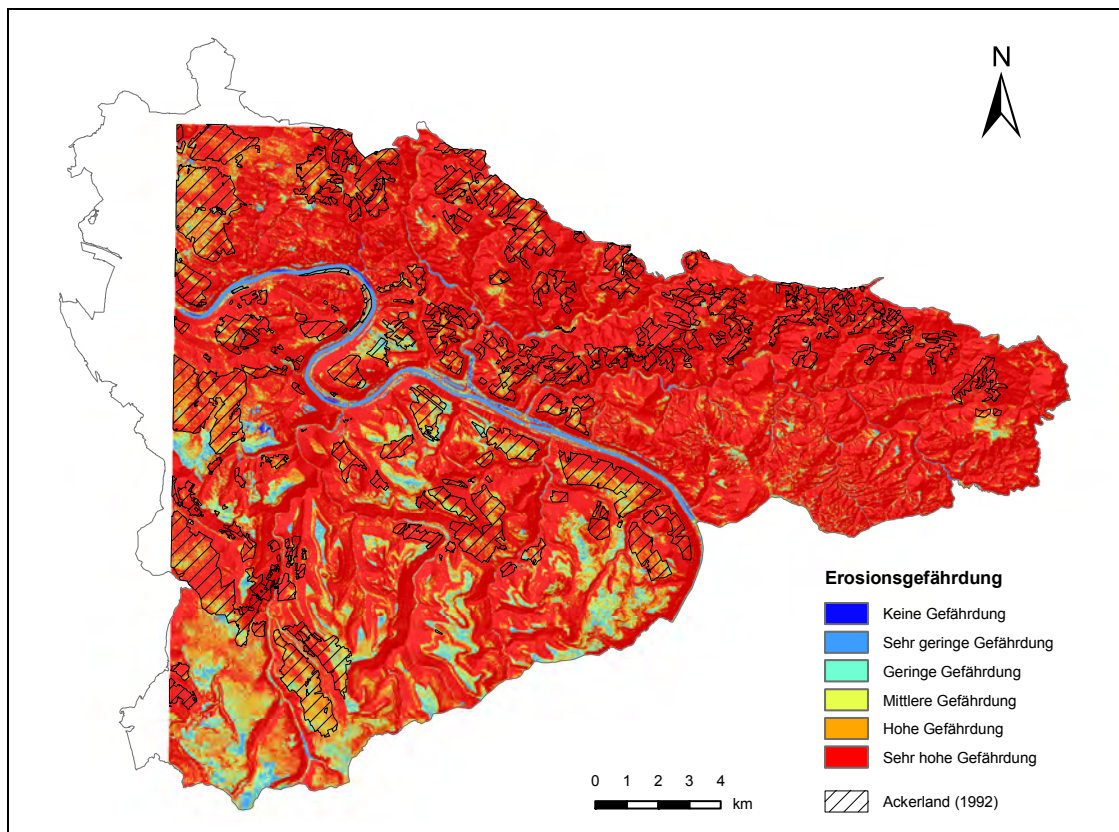


Abb. 48: Erosionsgefährdung der Ackerflächen um 1992

7.2 Mittlerer Bodenabtrag

7.2.1 Entwicklung des mittleren Bodenabtrags

Die Entwicklung der Bodenerosion seit 1900 wurde anhand des mittleren Bodenabtrags untersucht. Entgegen der Flächenentwicklung (deutlicher Anstieg der mittleren Schlaggröße; vgl. Kapitel 6.2.3) nimmt der mittlere Bodenabtrag seit 1900 ab, wobei ein verstärkter Rückgang seit 1940 festzustellen ist (Abbildung 49). Im Zeitraum einer deutlichen Zunahme von erosiven Hanglängen findet demnach der stärkste Rückgang des Bodenabtrags statt.

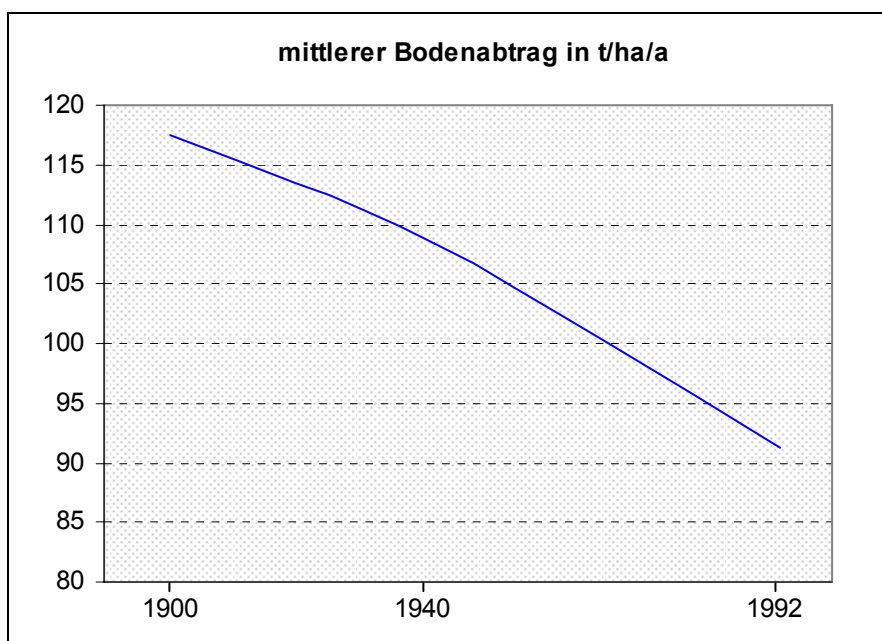


Abb. 49: Entwicklung des mittleren Bodenabtrags

Damit stellt sich die Frage nach Gründen für eine solche Entwicklung. In einem ersten Schritt wurde daher die Entwicklung der einzelnen Faktoren über diesen Zeitraum betrachtet, also den Teilergebnissen der Modellierung des Bodenabtrags (Tabelle 20). Während die mittleren Werte des R-Faktors keine Veränderungen zeigen, steigen die mittleren K-Faktoren seit 1900 leicht an. Ein Rückzug der Ackerflächen auf ertragreichere schluffige und damit erosionsanfälligeren Böden scheint die Ursache dafür zu sein. Demnach zeigt sich beim K-Faktor eine gegenläufige Entwicklung zum mittleren Bodenabtrag. Weitaus interessanter erscheint jedoch die Entwicklung der Topographiefaktoren L und S. Der leichte Rückgang der mittleren L-Faktoren von 1900 bis 1940 hängt vermutlich mit den in diesem Zeitraum ebenfalls leicht abnehmenden Schlaggrößen zusammen (vgl. Kapitel 6.2.3). Das Ansteigen des L-Faktors von 1940 bis 1992 um etwa 9 % spiegelt die Flächenentwicklung dieser Zeit nur bedingt wieder. Die Zusammenlegung der Flächen führte annähernd zu einer Vervierfachung der mittleren

Schlaggrößen und dürfte eine signifikantere Erhöhung der erosiven Hanglängen bewirkt haben. Abgesehen davon ist es umso verwunderlicher, dass trotz eines unerwartet geringen Anstiegs der mittleren Hanglängen ein deutlicher Rückgang des Bodenabtrags in diesem Zeitraum stattgefunden hat.

Tab. 20: Entwicklung der mittleren Teilfaktoren und des mittleren Bodenabtrags

	1900	1940	1992
R-Faktor	74	74	74
<i>Veränderung in %</i>		-	-
K-Faktor	0.47	0.48	0.49
<i>Veränderung in %</i>		+2.1	+2.1
L-Faktor	2.4	2.3	2.5
<i>Veränderung in %</i>		-4.2	+8.7
S-Faktor	1.3	1.2	0.9
<i>Veränderung in %</i>		-7.7	-25.0
LS-Faktor	3.7	3.3	2.6
<i>Veränderung in %</i>		-10.8	-21.2
Bodenabtrag in t/ha/a	117.5	108.4	91.2
<i>Veränderung in %</i>		-7.7	-15.9

Bei Betrachtung der Entwicklung der mittleren S-Faktoren (Tabelle 20 und Abbildung 50) zeigt sich seit 1900 ein Rückgang um 70 %, der insbesondere auf den Zeitraum von 1940 bis 1992 zurückzuführen ist. Im S-Faktor, der allein die Entwicklung der Hangneigung beschreibt, zeigt sich ein Rückzug der Ackerflächen in schwächer geneigte Hänge. Durch die Berücksichtigung der Hangneigung im Hanglängenfaktor L (über den Hanglängenexponenten m), kann ein starker Rückgang des S-Faktors auch einen Rückgang – oder wie hier – einen unerwartet geringen Anstieg des L-Faktors bewirken. Darin zeigt sich auch die stärkere Wichtung des S-Faktors innerhalb der RUSLE (vgl. SCHWERTMANN ET AL. 1987). Es ist also vorwiegend die Umwandlung von steilen Hangbereichen in andere Nutzungsformen (vgl. Kapitel 6.2.2), die sich in der Abnahme des mittleren Bodenabtrags äußert.

Gemeinsam betrachtet scheint darin die Ursache für den mit 21 % deutlich abnehmenden LS-Faktor und damit des mittleren Bodenabtrags zu liegen.

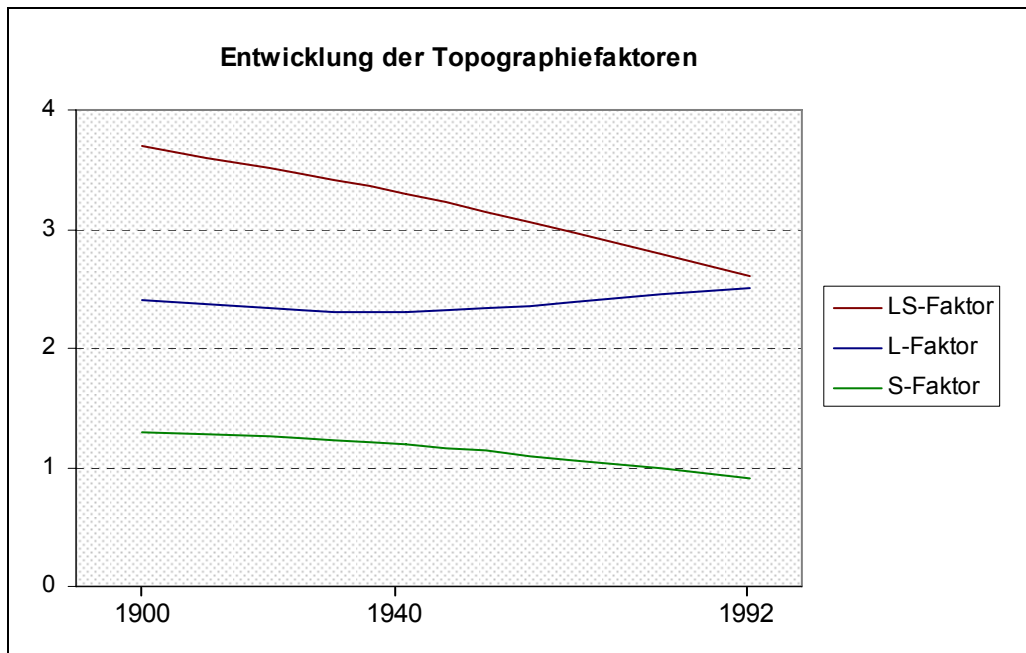


Abb. 50: Entwicklung der mittleren Topographiefaktoren

Die Mittelwerte des gesamten Untersuchungsgebiets zeigen jedoch nicht zwangsläufig die stattgefunden Entwicklung auf, sondern nur das Verhältnis von Zunahme und Abnahme des Bodenabtrags aller Ackerflächen im Untersuchungsgebiet. Die Aussagekraft des mittleren Bodenabtrags, insbesondere über ein so großes und differenziertes Gebiet, ist demnach begrenzt. Daher ist eine flächenhafte Auswertung erforderlich um die Einflüsse und Ursachen von Veränderungen des Bodenabtrags hinreichend genau zu quantifizieren. Ferner erscheint eine Auswertung von absoluten Bodenabträgen nicht sinnvoll, da die Entwicklung und Differenzierung innerhalb des Untersuchungsgebiets im Vordergrund stehen.

7.2.2 Relativer Bodenabtrag

Eine flächenbezogene Auswertung des Bodenabtrags erfordert eine Klassifizierung der auftretenden Abtragsraten. Diese gebietsspezifische Klassifizierung ermöglicht eine Differenzierung des Bodenabtrages innerhalb des Untersuchungsgebiets. Die Klassifizierung erfolgte näherungsweise anhand der einfachen Standardabweichung über alle drei Zeitschnitte. Daher wird im Folgenden die Bezeichnung des relativen Bodenabtrags verwendet. Die Höhe des Bodenabtrags bestimmt die Zuordnung zur jeweiligen Klasse (Tabelle 21).

Tab. 21: klassifizierter Bodenabtrag im Untersuchungsgebiet

t/ha/a	Bezeichnung	Anteil der Ackerflächen in %		
		1900	1940	1992
< 25	sehr gering	23.2	23.7	25.5
25 – 50	gering	21.3	22.2	23.1
50 – 100	mittel	22.2	22.6	23.8
100 – 200	hoch	17.9	17.7	17.4
> 200	sehr hoch	15.3	13.7	10.2

Von 1900 bis 1992 erhöhte sich der Anteil von Ackerflächen mit einem sehr geringen bis geringen Bodenabtrag innerhalb des Untersuchungsgebietes von 45 auf 49 % nur leicht (Tabelle 21, Abbildung 51 und 52). Ebenfalls ein leichter Anstieg zeigt sich bei Flächen mit einem mittleren Bodenabtrag. Der Anteil von Ackerflächen mit einem hohen bis sehr hohen Bodenabtrag hat sich seit 1900 von 33 auf 28 % verringert und zeigt damit eine ähnliche Entwicklung, wie bereits der mittlere Bodenabtrag im Untersuchungsgebiet. Mit dem leichten Rückgang des Anteils von hohen Bodenabträgen hat sich der Anteil zugunsten von Flächen mit geringem bis mittlerem Bodenabtrag erhöht.

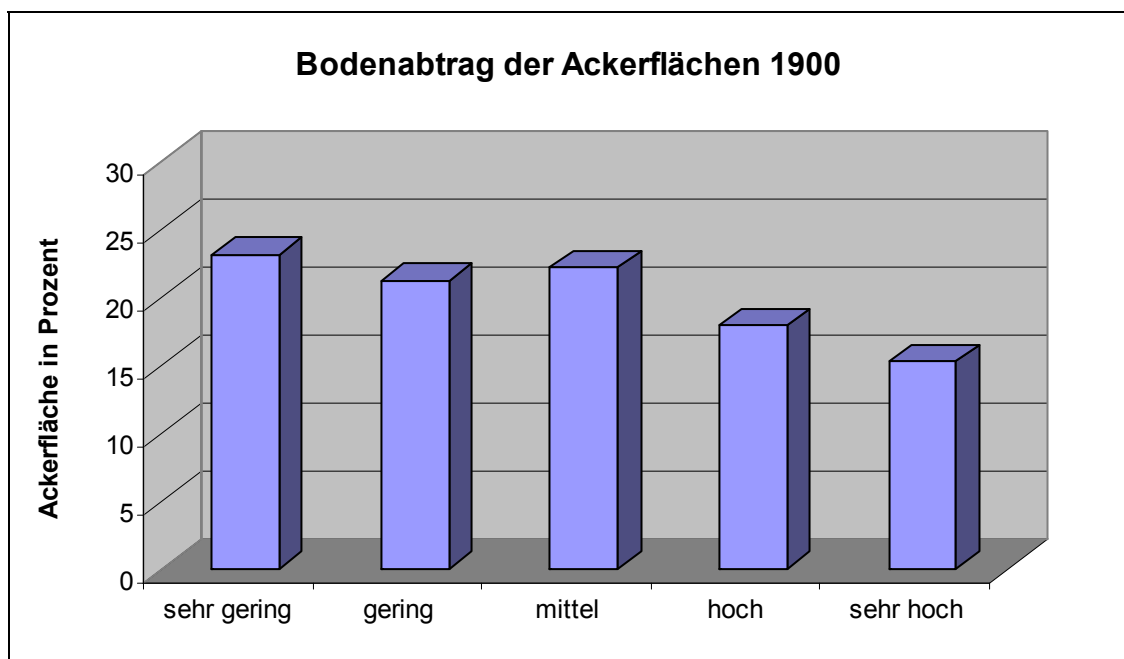


Abb. 51: Bodenabtrag der Ackerflächen 1900

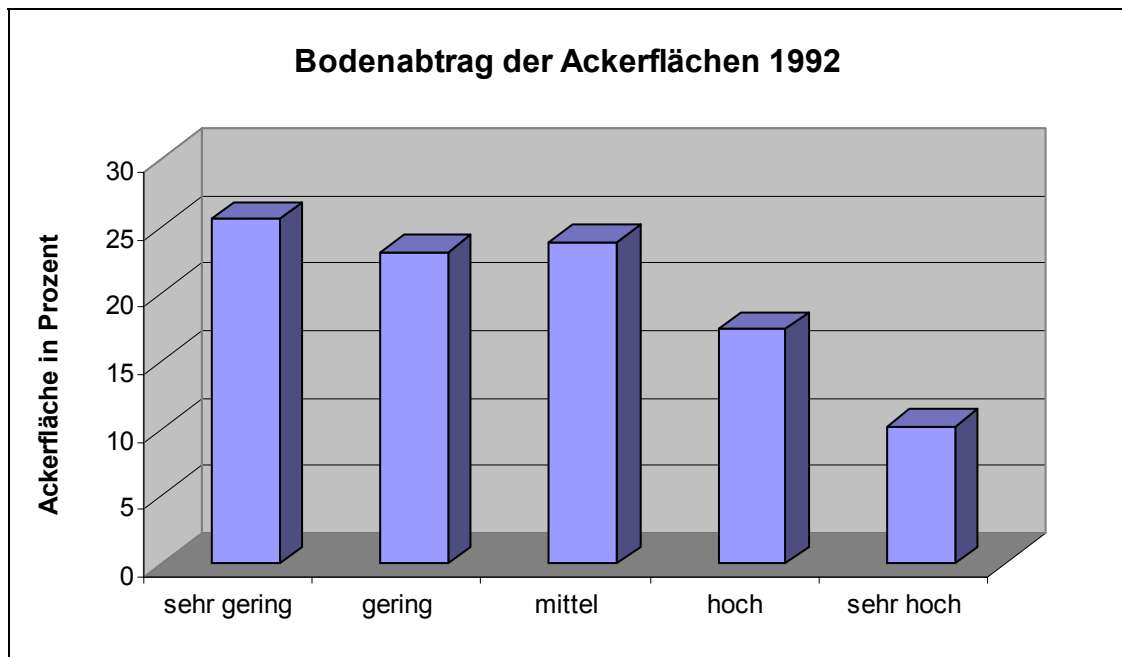


Abb. 52: Bodenabtrag der Ackerflächen 1992

Für eine ursachenbezogene Auswertung der Entwicklung des Bodenabtrags sind die Überlagerungen der Einflüsse von Hangneigung und Hanglänge problematisch. Durch die Verringerung der agrarisch genutzten Fläche seit 1900 aber auch Lageveränderungen (z. B. durch Erweiterungen oder Wegfall) ist ein Vergleich der Flächen bezüglich veränderter Hanglängen nur schwer möglich. Demnach musste der Einfluss der lagebedingt variablen Hangneigung eliminiert werden. Ferner sollte die Entwicklung der Hangneigungen genaue Details über die reliefbezogenen Lageveränderungen der Ackerflächen liefern.

7.3 Hangneigungsentwicklung

7.3.1 Lagebedingte Veränderungen

Eine Untersuchung der Hangneigungen von Ackerflächen seit 1900 zeigt deutliche Veränderungen in deren reliefbezogener Lage. Auffällig ist ein markanter Rückgang von Ackerflächen auf stark geneigten bis steilen Hängen (Abbildung 53 und 54, Tabelle 22). Während 1900 noch mehr als 12 % in solchen Hängen gelegen waren, sind es 1992 nur noch 5 %. Die Dominanz von schwach bis mittel geneigten Hängen hat sich seit 1900 zugunsten von sehr schwach und schwach geneigten Hängen verschoben. Um 1992 finden sich 46 % aller Ackerflächen auf schwach geneigten Hängen mit 2° bis 5° Neigung. Die mittlere Hangneigung der Ackerflächen hat sich in dieser Zeit von $5,7^\circ$

auf 4,2° verringert und bestätigt damit den Rückzug in günstigere und weniger erosionsgefährdete Hangpositionen. Damit decken sich die Ergebnisse mit denen anderer Untersuchungen in der Nationalparkregion (vgl. BERGER 2003, FICHTNER 2005).

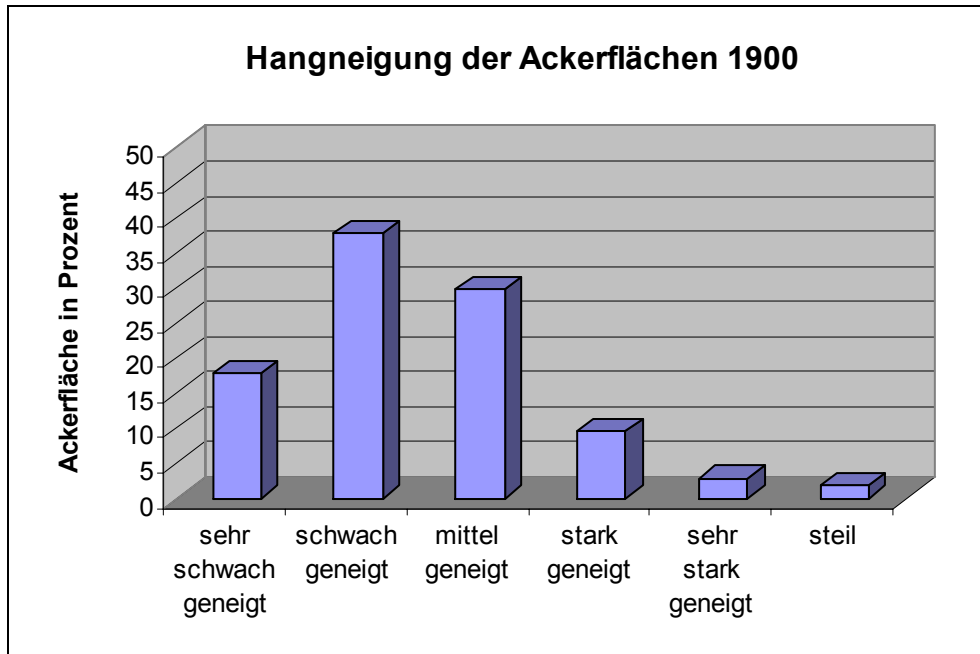


Abb. 53: Hangneigung der Ackerflächen 1900

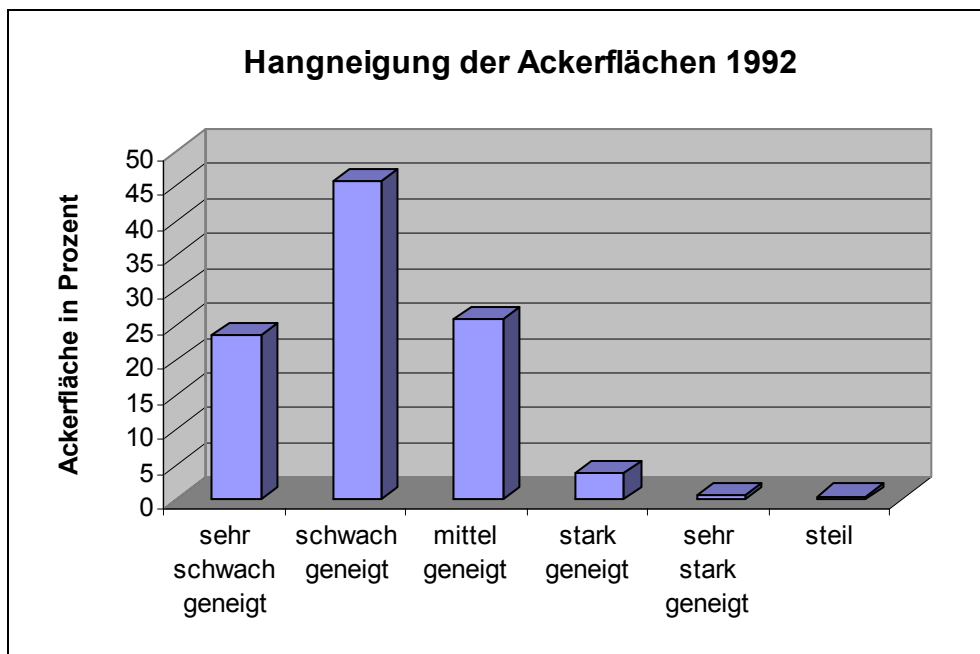


Abb. 54: Hangneigung der Ackerflächen 1992

Tab. 22: Hangneigung der Ackerflächen (Hangneigungsstufen verändert nach AG BODEN 2005)

Hangneigung in °	Bezeichnung	Anteil der Ackerflächen in %				
		1780	1880	1900	1940	1992
< 2	sehr schwach geneigt	16.3	16.7	17.8	18.4	23.5
2 – 5	schwach geneigt	35.4	35.6	37.9	39.4	45.7
5 – 10	mittel geneigt	29.6	29.5	29.9	30.0	25.8
10 – 15	stark geneigt	10.5	10.7	9.6	8.8	3.9
15 – 20	sehr stark geneigt	4.1	4.0	2.9	2.2	0.7
> 20	steil	4.1	3.6	1.8	1.1	0.4

(die Angabe der Zeitschnitte 1780 und 1880 erfolgt nur informativ – vgl. Kapitel 6.2.3)

7.3.2 Umwandlung ehemaliger Ackerflächen

Im Zusammenhang mit dem Rückzug agrarisch genutzter Flächen in flachere Hänge wurde zudem untersucht, welche Flächenutzung auf ehemaligen Ackerflächen heute vorzufinden ist. Dabei zeigt sich, dass etwa 60 % der 1900 auf stark geneigten und steilen Hängen gelegenen Ackerflächen bis 1992 in Grünland umgewandelt wurden (Tabelle 23). Garten- und Grabeland sowie Kleingartenanlagen stellen zusammen weitere 5 % dar. Ferner finden sich Dauerkulturen (insbesondere Obstplantagen), Wälder sowie Siedlungen auf diesen ehemaligen Ackerflächen in ungünstigen Hangpositionen. Insbesondere die erosionsgefährdeten Hänge wurden demnach umgewandelt (vgl. WÄCHTER & BÖHNERT 1998, BERGER 2003).

Tab. 23: Nutzung umgewandelter Ackerflächen in der Nationalparkregion um 1992 (im Vgl. zu 1900)

	Grünland	Dauerkulturen	Wälder	Siedlung	Garten- und Grabeland	Sonstiges
Flächenanteil in %	67.4	10.3	6.7	6.8	4.5	4.3

7.4 Einfluss der Hanglänge auf Veränderungen des Bodenabtrags

Um die Auswirkungen des Einflusses der Hanglänge auf die Entwicklung des Bodenabtrags zu quantifizieren, war eine Trennung von der lagebedingt unterschiedlichen Hangneigung der Ackerflächen notwendig. Dies ist nur bei der Betrachtung gleicher Flächen in den jeweiligen Zeitschnitten und damit konstanter Hangneigungen möglich. Dadurch werden nur Veränderungen auf den Flächen betrachtet, die in allen ausgewählten Zeitschnitten ackerbaulich genutzt wurden. Zur Bestimmung wurden die

Differenzflächen (Schnittmengen) zwischen den jeweiligen Zeitschnitten ermittelt und für Vergleiche normiert. Durch Berechnung aus den Ergebnissen der Bodenabtragsmodellierung werden dennoch die prognostizierten Bodenabträge durch die zum jeweiligen Zeitpunkt vorhandene Landnutzungsstruktur betrachtet, nur eben ohne den Einfluss der Hangneigung durch Flächenverlagerungen. Damit ist eine räumliche Auswertung zwar nicht flächendeckend möglich, sehr wohl jedoch hinsichtlich des Ausmaßes der strukturellen Veränderungen im Untersuchungsgebiet.

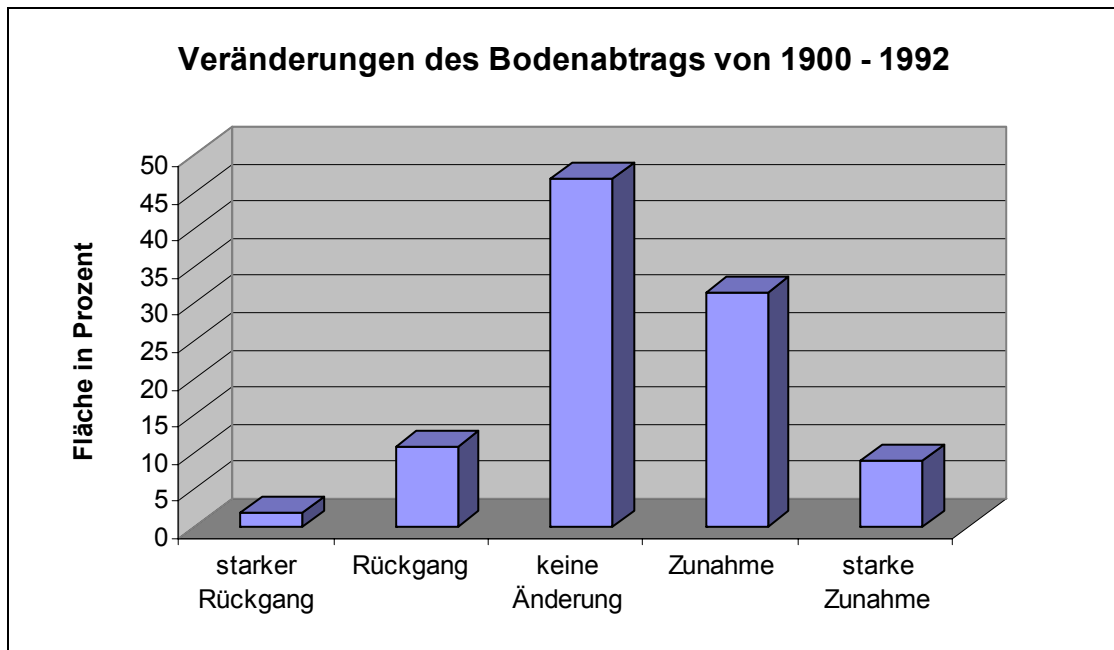


Abb. 55: Veränderungen des Bodenabtrags von 1900 bis 1992 aufgrund von Hanglängenänderungen

Auf etwa 40 % der Ackerflächen ist der Bodenabtrag von 1900 bis 1992 allein aufgrund von Änderungen der erosiven Hanglänge angestiegen, auf 9 % der Flächen sogar sehr stark (Abbildung 55 und Tabelle 24). Nur 13 % der Ackerflächen verzeichneten einen Rückgang des Bodenabtrages in dieser Zeit. Auf den verbleibenden 47 % der Flächen haben keine Änderungen stattgefunden. Die Veränderungen seit 1900 beruhen fast ausschließlich auf der Zeit nach 1940. Erst durch die Flächenzusammenlegungen im Rahmen der Kollektivierung erhöhten sich die erosiv wirksamen Hanglängen. Von 1900 bis 1940 ist der Bodenabtrag auf nahezu 80 % der Ackerflächen konstant geblieben. Nur auf 10 % der Flächen hat eine überwiegend leichte Zunahme des Bodenabtrags, auf den restlichen Flächen dagegen eine leichte Abnahme stattgefunden.

Der mittlere Bodenabtrag auf Ackerflächen, die seit 1900 kontinuierlich als solche genutzt wurden, zeigt eine gänzlich andere Entwicklung als bei Berücksichtigung aller Ackerflächen im Untersuchungsgebiet (Abbildung 56 und Tabelle 25). Nach einem leichten Rückgang von 1900 bis 1940 steigen die mittleren Bodenabträge im Zeitraum bis 1992 um mehr als 10 % an, ganz im Gegensatz zu 16 % Rückgang des mittleren

Bodenabtrags bei Berücksichtigung von lagebedingten Hangneigungsänderungen (vgl. Kapitel 7.2.1).

Tab. 24: Hanglängen bedingte Veränderungen des Bodenabtrags

Veränderung (normiert)	Bezeichnung	Ackerflächen in %		
		1900 – 1940	1940 – 1992	1900 – 1992
< -0.25	starke Abnahme	2.0	1.6	1.9
-0.25 – 0	Abnahme	8.9	10.0	10.8
0	keine Veränderung	79.4	49.2	46.8
0 – 0.25	Zunahme	8.4	30.2	31.6
> 0.25	Starke Zunahme	1.3	9.0	9.0

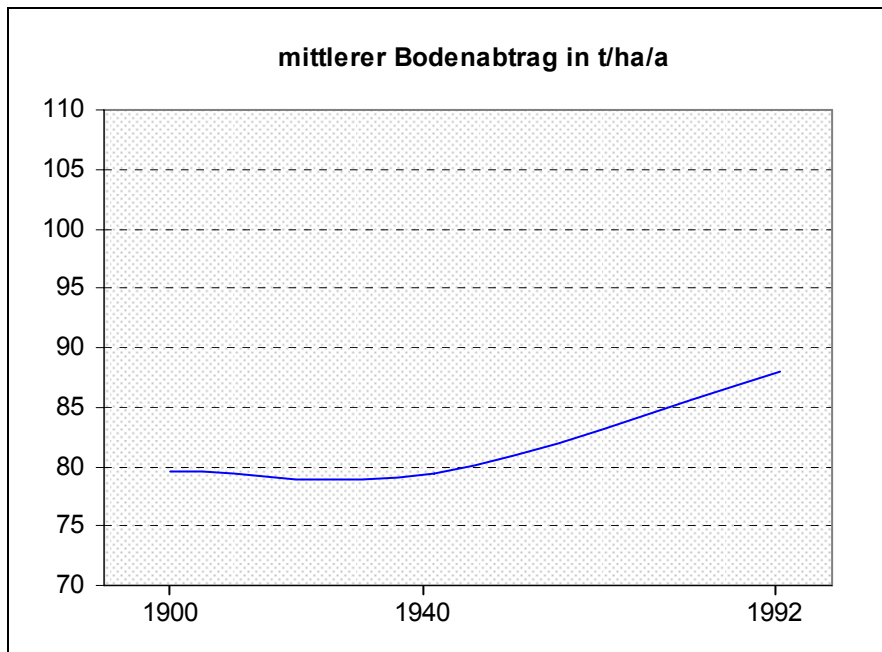


Abb. 56: Entwicklung des Hanglängen bedingten mittleren Bodenabtrags

Tab. 25: Entwicklung des Hanglängen bedingten mittleren Bodenabtrags

	1900	1940	1992
Bodenabtrag in t/ha/a	79.5	79.4	87.9
<i>Veränderung in %</i>		-0.1	+10.7

7.5 Räumliche Differenzierung des Bodenabtrags

7.5.1 Auswahl von Testgebieten

Welche Flächen und ob bestimmte Teile des Untersuchungsgebiets besonders starke Veränderungen des Bodenabtrags erfahren haben, soll eine Betrachtung von fünf repräsentativen Testgebieten (Abbildung 57) gleicher Größe klären. Neben einer Darstellung der Entwicklung des mittleren Bodenabtrags je Zeitschnitt (also aller Flächen im jeweiligen Jahr) werden auch die hanglängenbedingten Veränderungen des Bodenabtrags in den Testgebieten gezeigt (bezogen auf gleiche Flächen zwischen den Zeitschnitten). Im Anschluss erfolgt eine ausführliche Diskussion und quantitative Auswertung der Testgebiete (Kapitel 7.5.7).

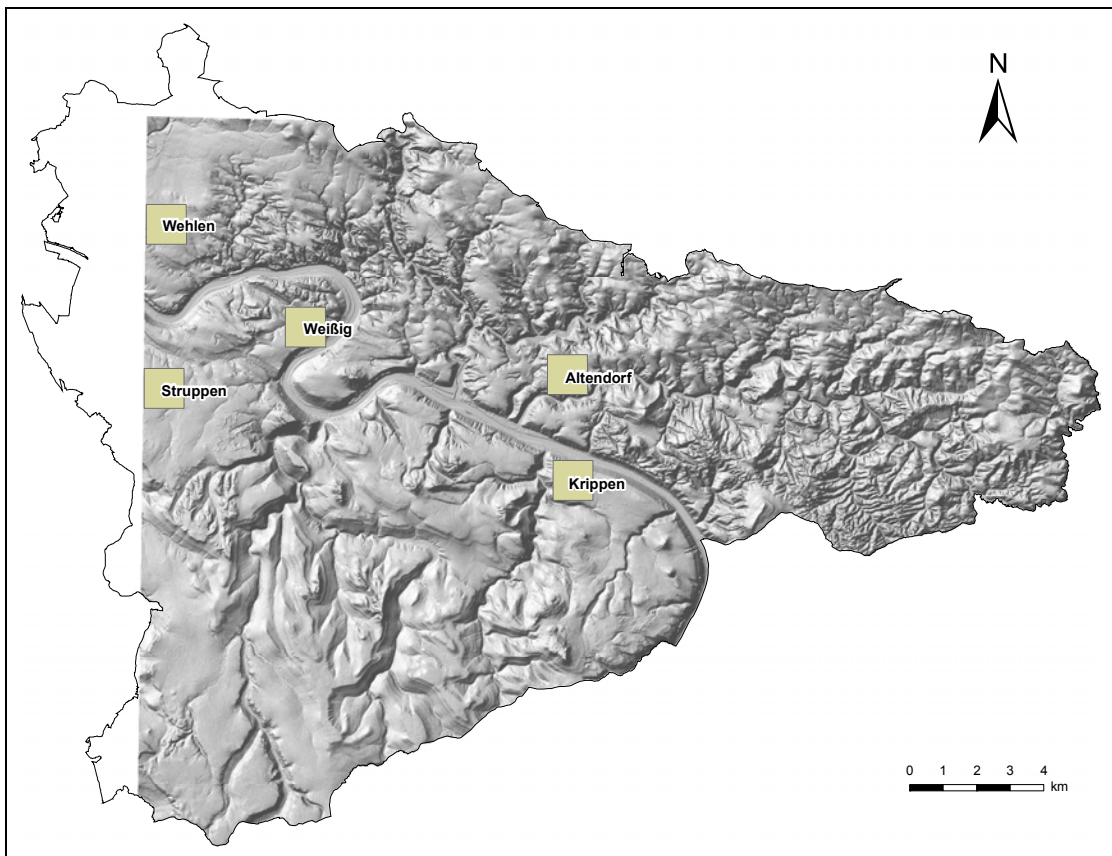
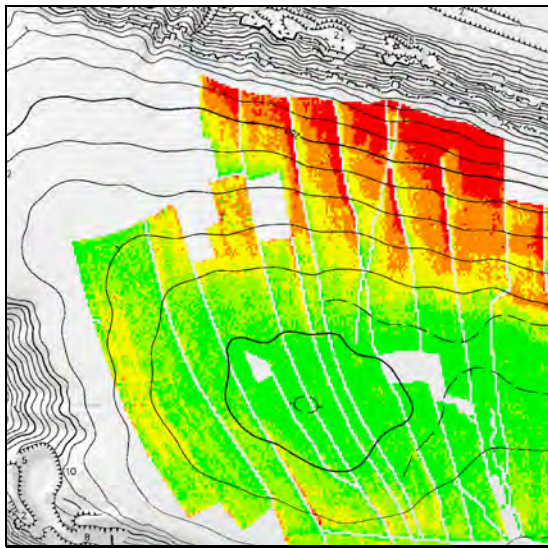


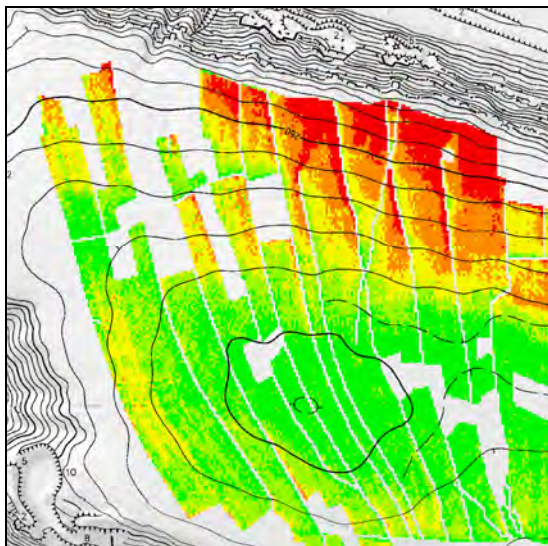
Abb. 57: Lage der Testgebiete

7.5.2 Testgebiet Krippen

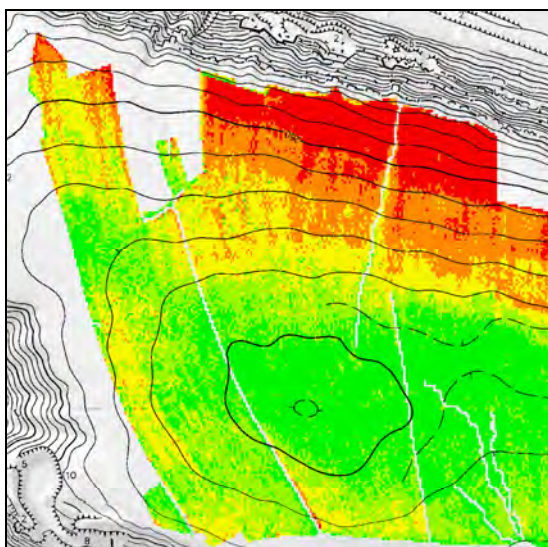
Entwicklung des Bodenabtrags



1900



1940



1992

Bodenabtrag in t/ha/a

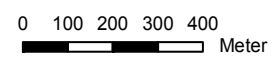
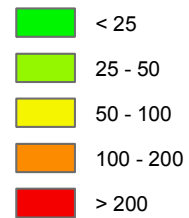
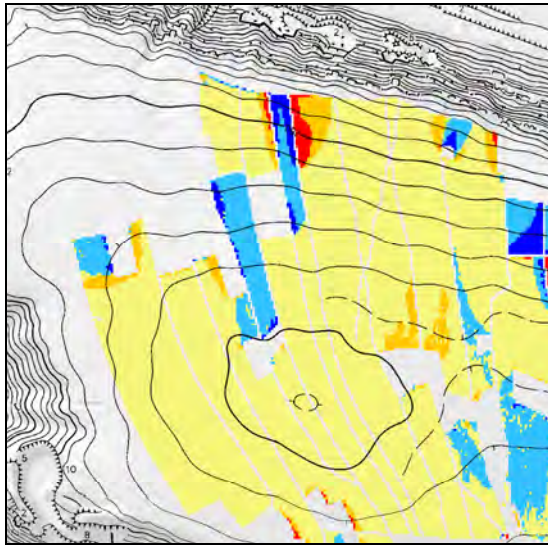
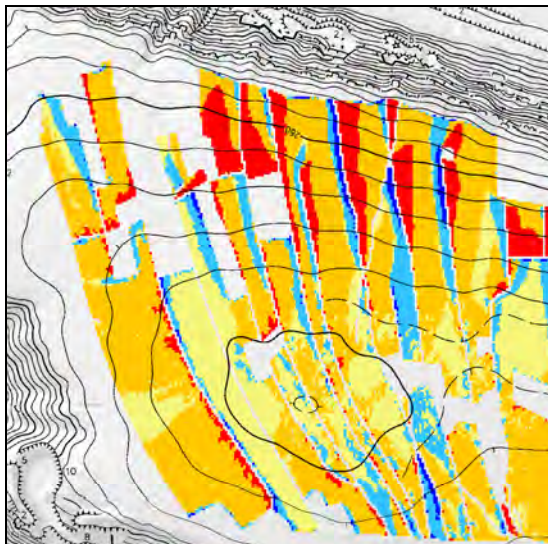


Abb. 58: Bodenabtrag im Testgebiet Krippen

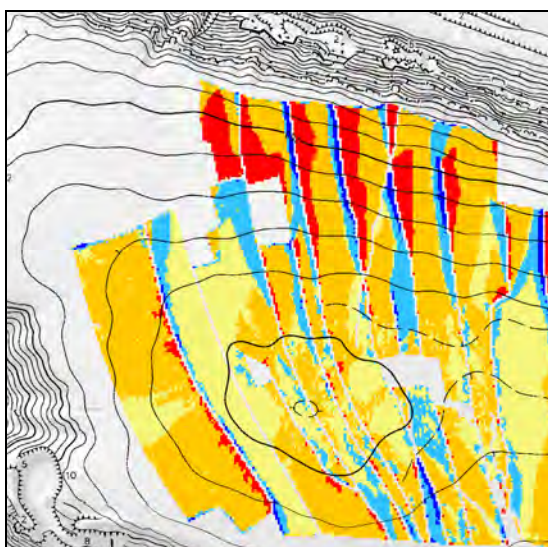
Veränderungen des Bodenabtrags



1900 – 1940



1940 – 1992



1900 – 1992

Veränderung

- starke Abnahme
- Abnahme
- keine Veränderung
- Zunahme
- starke Zunahme

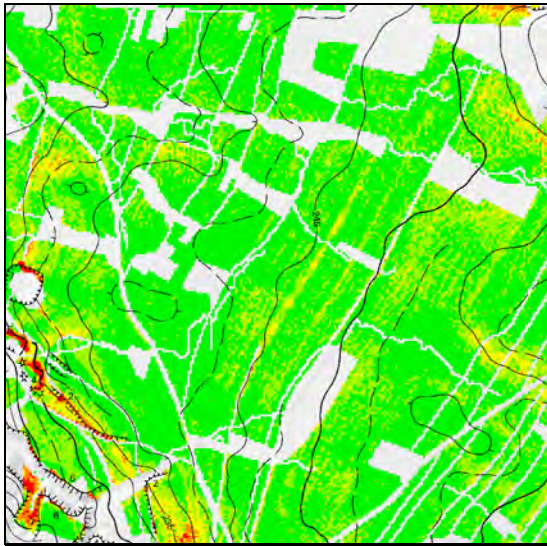


0 100 200 300 400
 Meter

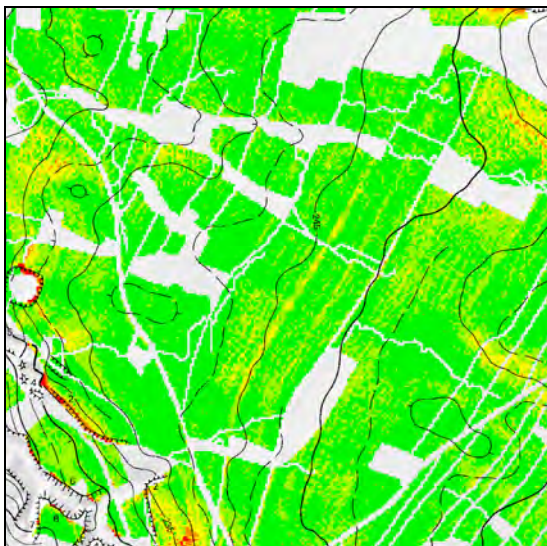
Abb. 59: Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Krippen

7.5.3 Testgebiet Wehlen

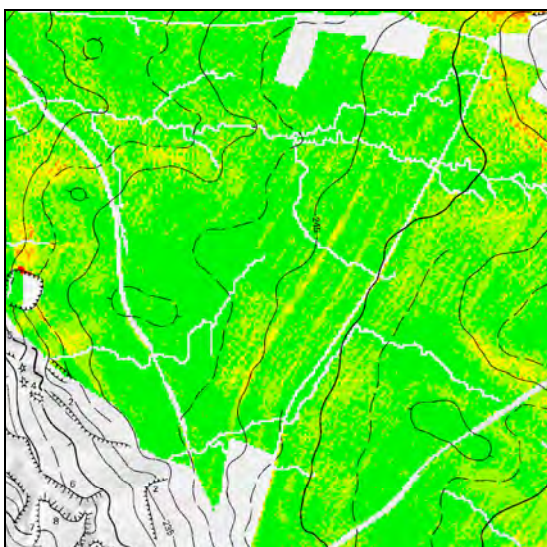
Entwicklung des Bodenabtrags



1900



1940



1992

Bodenabtrag in t/ha/a

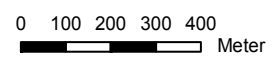
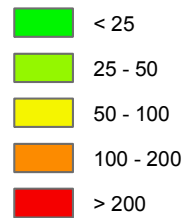
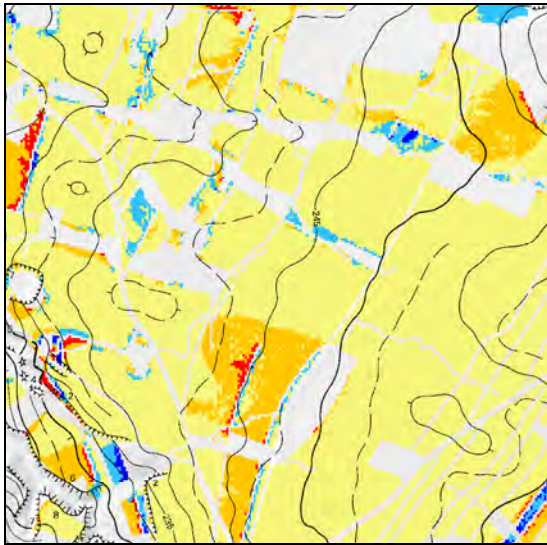
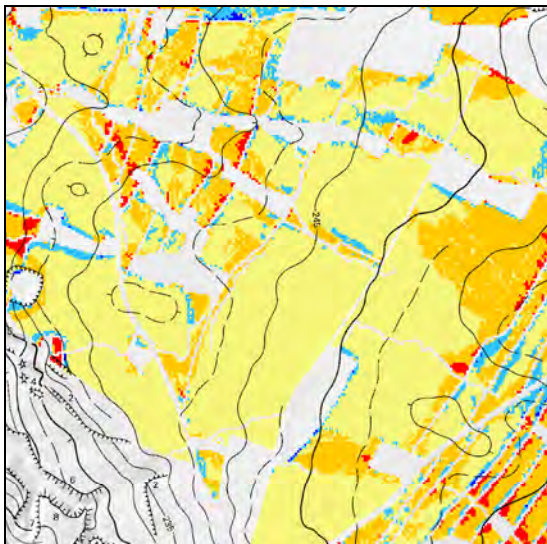


Abb. 60: Bodenabtrag im Testgebiet Wehlen

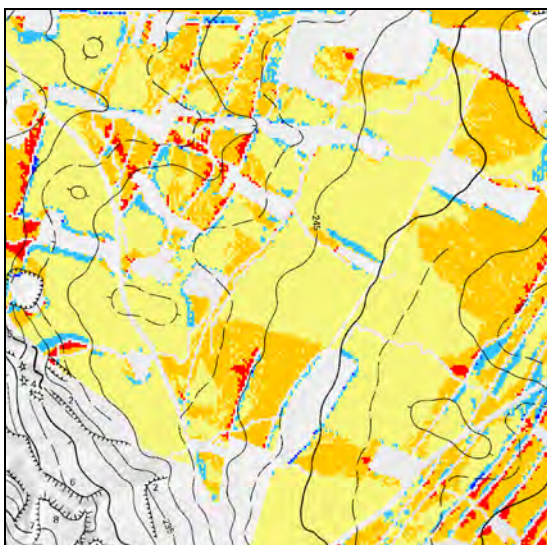
Veränderungen des Bodenabtrags



1900 – 1940



1940 – 1992



1900 – 1992

Veränderung

- starke Abnahme
- Abnahme
- keine Veränderung
- Zunahme
- starke Zunahme

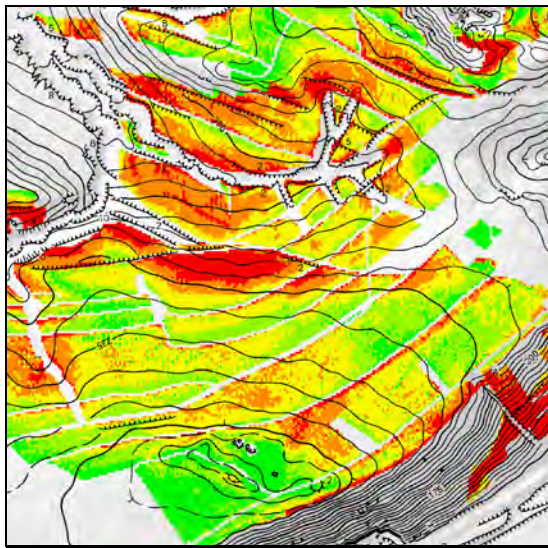


0 100 200 300 400
 Meter

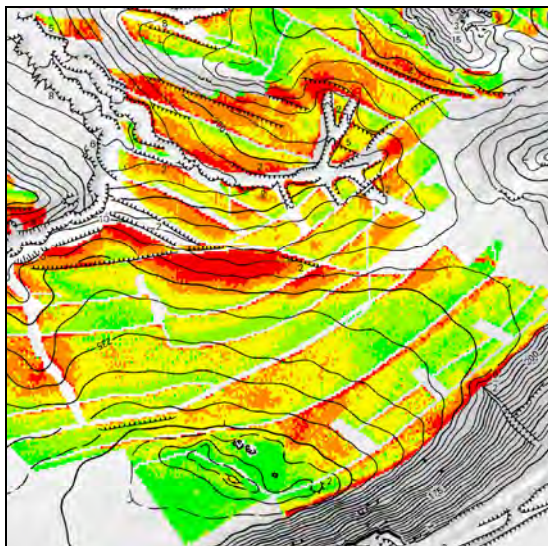
Abb. 61: Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Wehlen

7.5.4 Testgebiet Weißig

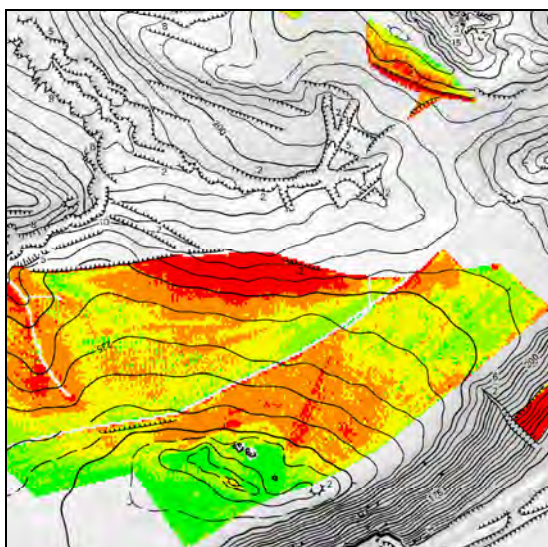
Entwicklung des Bodenabtrags



1900



1940



1992

Bodenabtrag in t/ha/a

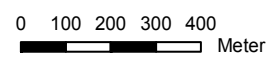
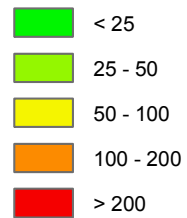
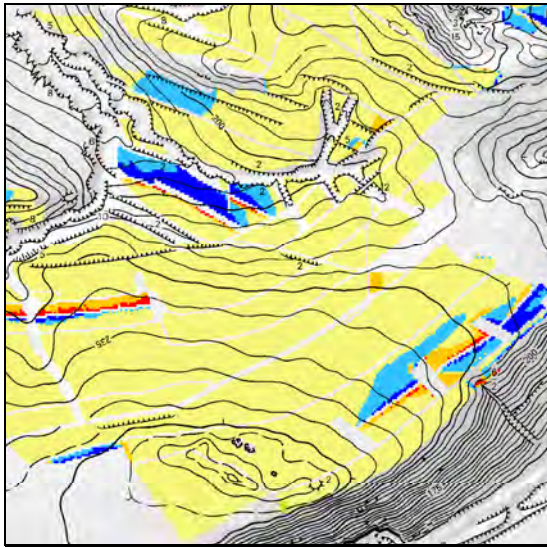
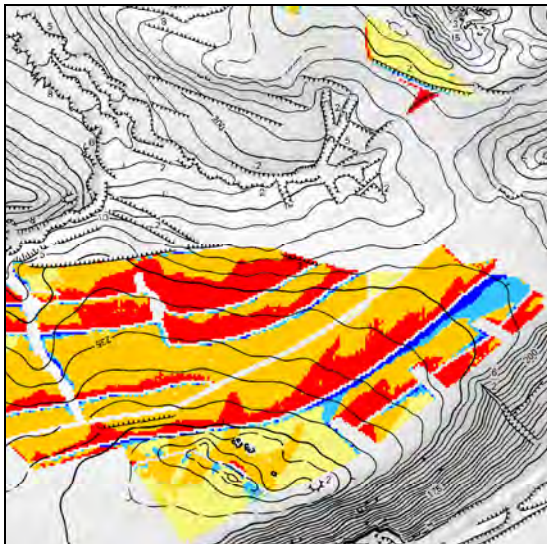


Abb. 62: Bodenabtrag im Testgebiet Weißig

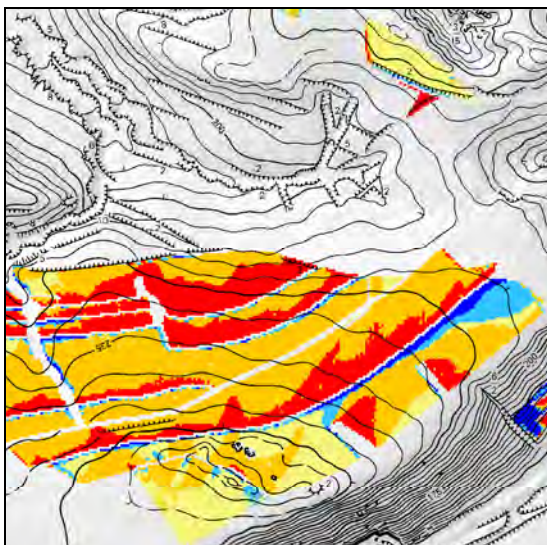
Veränderungen des Bodenabtrags



1900 – 1940



1940 – 1992



1900 – 1992

Veränderung

- starke Abnahme
- Abnahme
- keine Veränderung
- Zunahme
- starke Zunahme

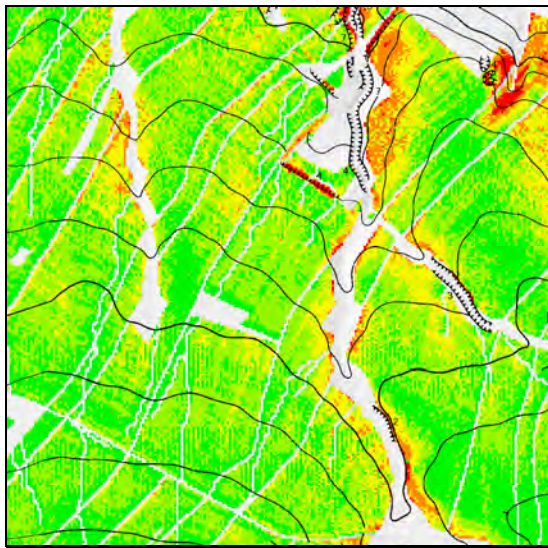


0 100 200 300 400
 Meter

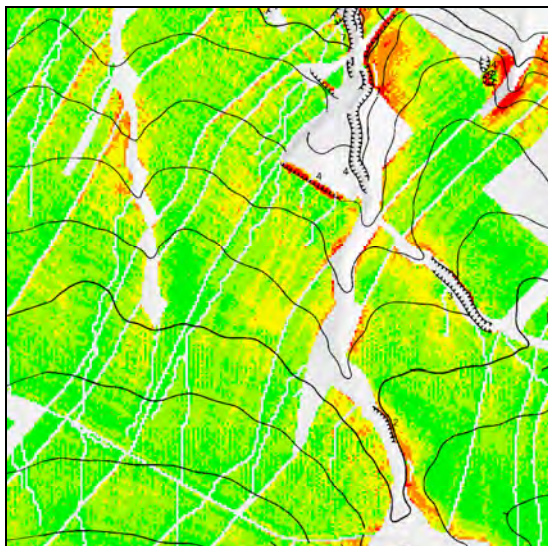
Abb. 63: Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Weißig

7.5.5 Testgebiet Struppen

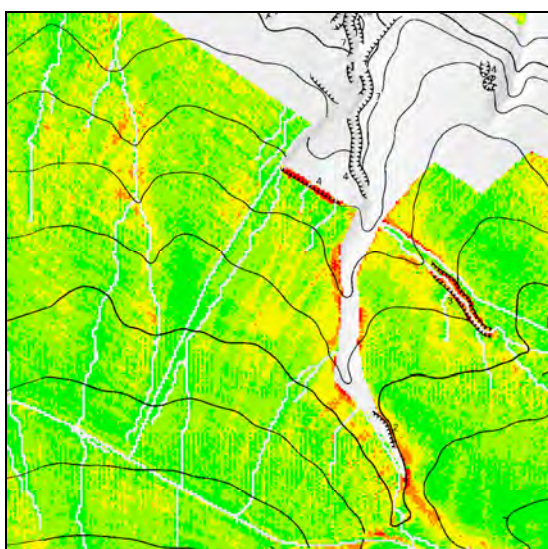
Entwicklung des Bodenabtrags



1900



1940



1992

Bodenabtrag in t/ha/a

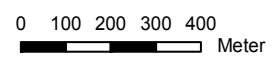
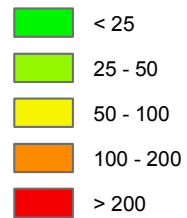
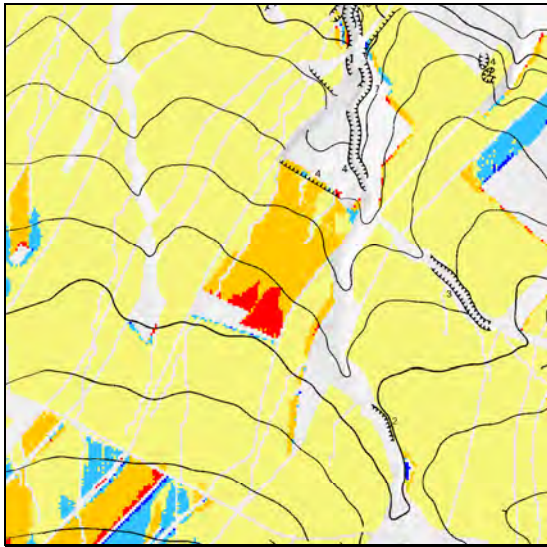
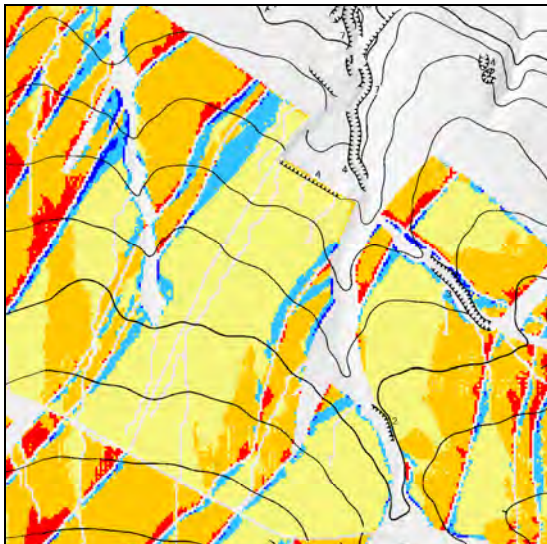


Abb. 64: Bodenabtrag im Testgebiet Struppen

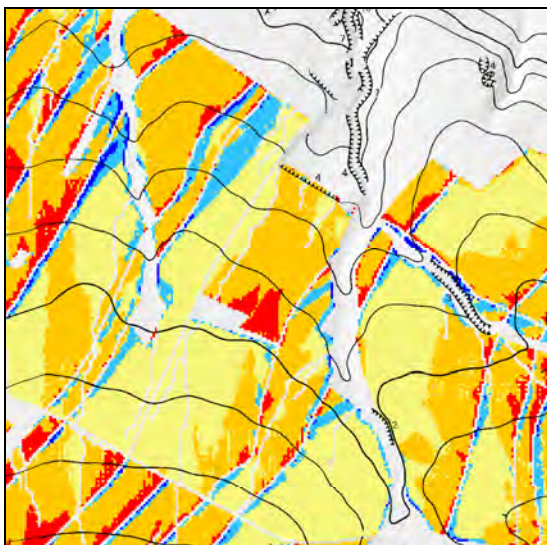
Veränderungen des Bodenabtrags



1900 – 1940



1940 – 1992



1900 – 1992

Veränderung

- starke Abnahme
- Abnahme
- keine Veränderung
- Zunahme
- starke Zunahme

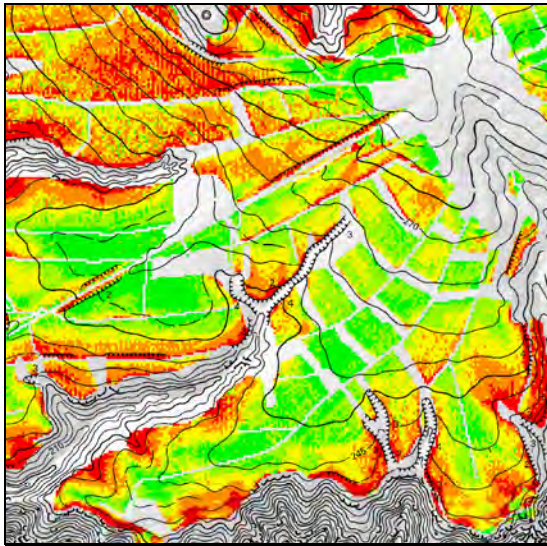


0 100 200 300 400
 Meter

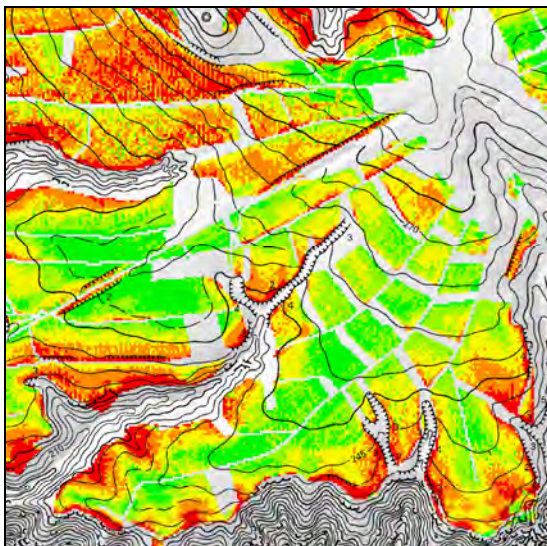
Abb. 65: Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Struppen

7.5.6 Testgebiet Altendorf

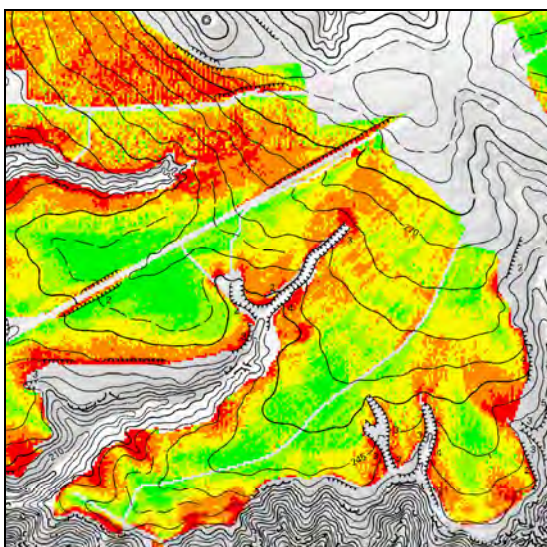
Entwicklung des Bodenabtrags



1900



1940



1992

Bodenabtrag in t/ha/a

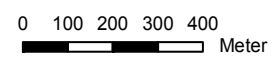
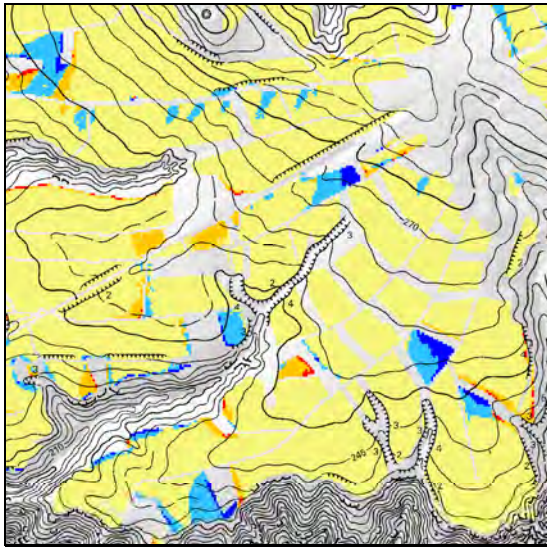
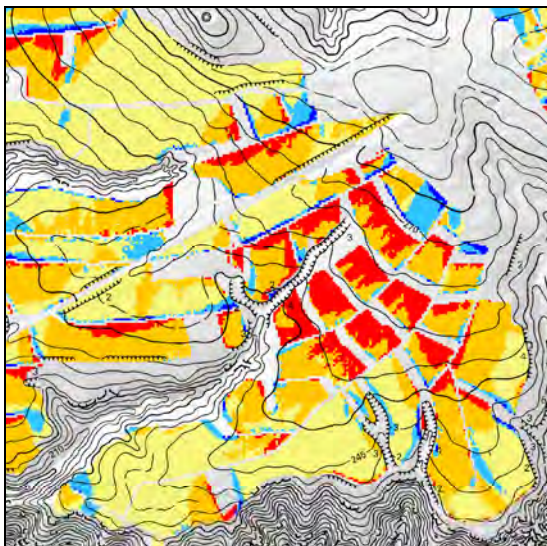


Abb. 66: Bodenabtrag im Testgebiet Altendorf

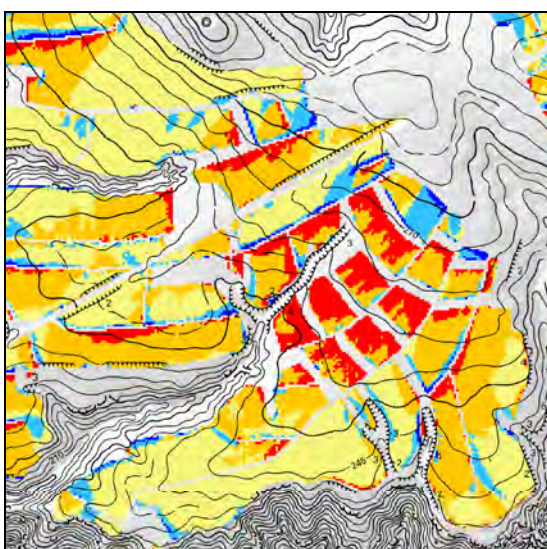
Veränderungen des Bodenabtrags



1900 – 1940



1940 – 1992



1900 – 1992

Veränderung

- starke Abnahme
- Abnahme
- keine Veränderung
- Zunahme
- starke Zunahme



0 100 200 300 400
 Meter

Abb. 67: Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Altendorf

7.5.7 Auswertung der Testgebiete

Testgebiet Krippen

Im Testgebiet Krippen zeigen sich die höchsten Abtragsraten im Unterhangbereich nach Norden zum Elbtal (Abbildung 58). Neben den steigenden erosiven Hanglängen erhöht sich in diesem Unterhang auch die Hangneigung. Die damit verbundene konvexe Wölbung des Hanges führt zu einer Verstärkung der Wirkung der ohnehin großen Hanglängen und somit zu sehr hohen prognostizierten Bodenabträgen. Neben den 1900 fast ausschließlich senkrecht zu den Höhenlinien verlaufenden Fahrwegen sind bis 1940 vereinzelt quer zum Hang verlaufende Zufahrten hinzugekommen (Abbildung 58). Unterhalb dieser Bereiche zeigt sich ein deutlicher Rückgang des Bodenabtrags durch die Verkürzung der erosiven Hanglängen. Durch die Flächenzusammenlegungen und den Wegfall von Fahrwegen innerhalb der Ackerflächen hat der Bodenabtrag nach 1940 auf über 60 % der Fläche zugenommen (Abbildung 59 und Tabelle 26). Neu erschlossene Ackerflächen, wie im Nordwesten des Testgebietes, sind in Hangbereichen geringer Neigung gelegen und weisen demnach trotz hoher Hanglängen überwiegend geringe bis mittlere Bodenabträge auf. Unabhängig von der hohen Gefährdung haben nahezu keine Flächenstilllegungen in den traditionell genutzten Unterhangbereichen stattgefunden.

Testgebiet Wehlen

Vorwiegend schwach geneigte Ackerflächen finden sich im rechtselbisch gelegenen Testgebiet Wehlen in der Vorderen Sächsischen Schweiz. Dementsprechend werden sehr geringe bis geringe Bodenabträge in allen Zeitschnitten prognostiziert (Abbildung 60 und Tabelle 26). Höhere Bodenabträge zeigen sich nur sehr vereinzelt im Bereich kleinerer Geländestufen und Böschungen im Südwesten des Testgebiets. Diese bis 1940 teilweise ackerbaulich genutzten Flächen werden 1992 überwiegend als Grünland genutzt. Andere Grünflächen, die bis 1940 noch zwischen den Ackerflächen lagen, wurden dagegen im Rahmen der Kollektivierung zu Ackerland umgewandelt. Bedingt durch recht flache Hänge waren die Auswirkungen der Flächenzusammenlegungen jedoch vergleichsweise gering. Auf mehr als zwei Drittel der Ackerflächen hat es keine Veränderungen des Bodenabtrags seit 1940 gegeben (Abbildung 61). Die überwiegend geringe Zunahme des Bodenabtrags auf etwa 25 % der Flächen zeigt sich nur in Bereichen weggefallener Fahrwege und unterhalb neu hinzugekommener Flächen.

Testgebiet Weißig

Eine direkt an das Elbtal angrenzende Randebenheit wird vom Testgebiet Weißig abgedeckt. Durch das für eine ackerbaulich Nutzung sehr stark gegliederte Relief finden sich nur wenige Hänge mit geringer Neigung. Die Entwicklung der Ackerflächen in der

Nationalparkregion ist in diesem Testgebiet besonders markant. Während um 1900 noch mehr als 70 % ackerbaulich genutzt wurden, sind es 1990 weniger als die Hälfte der Flächen (Abbildung 62). Vor allem im reliefbedingt ungünstigen nördlichen Teil des Testgebiets wurden bis 1992 nahezu alle Flächen in Grünland und Weiden umgewandelt. Zwischen 1900 und 1940 gab es nur geringe Veränderungen im Bodenabtrag, fast 90 % der Ackerflächen blieben unverändert (Abbildung 63 und Tabelle 26). Auf den restlichen Flächen überwog eine Abnahme des Bodenabtrags durch vereinzelte neue Fahrwege und erste Nutzungsänderungen innerhalb der Ackerflächen. Umso deutlicher waren die Veränderungen von 1940 bis 1992. Auf insgesamt 75 % der verbliebenen Ackerflächen hat der Bodenabtrag in dieser Zeit zugenommen, davon auf 27 % der Flächen sogar stark. Durch die hohen auftretenden Hangneigungen ermöglichte der Wegfall der Fahrwege einen starken Anstieg der erosiven Hanglängen und führte zu signifikant höheren Bodenabträgen.

Testgebiet Struppen

Ebenfalls in der Vorderen Sächsischen Schweiz, jedoch linkselbisch gelegen, zeigt dieses Testgebiet gewisse Ähnlichkeiten mit dem Testgebiet Wehlen. Auf schwach bis mitteltgeneigten Hängen sind die prognostizierten Bodenabträge mit etwa 41 t/ha/a deutlich geringer als der mittlere Bodenabtrag im gesamten Untersuchungsgebiet (Tabelle 26). Lokal hohe bis sehr hohe Bodenabträge finden sich nur vereinzelt im Randbereich der Ackerflächen zu Tiefenlinien und Böschungen (Abbildung 64). Im Nordosten zeigt sich auch im Testgebiet Struppen ein leichter Rückzug des Ackerbaus aus ungünstigen Reliefpositionen, insbesondere von 1940 zu 1992. Veränderungen des Bodenabtrags haben von 1900 bis 1940 kaum stattgefunden. In den folgenden Jahren bis 1992 hat der Bodenabtrag auf 45 % der Ackerflächen zugenommen, wobei sich die Bereiche mit höheren Abträgen jeweils unterhalb der weggefallenen Fahrwege befinden (Abbildung 65).

Testgebiet Altendorf

Rechtselbisch auf dem Mittelndorfer Rücken gelegen, ist das Testgebiet Altendorf durch ein stark gegliedertes Relief gekennzeichnet. Neben den schwach geneigten Hängen der zerteilten Ebenheit finden sich vor allem im nördlichen Teil mittel bis stark geneigte Hänge (Abbildung 66). Ein Teil dieser sowie vereinzelt im südlichen Teil gelegenen Flächen wird bis 1992 in Grünland umgewandelt. Im Gegenzug entfallen Grünflächen innerhalb der Ackerflächen. Insgesamt ist der Flächenrückgang des Ackerlandes in diesem Testgebiet damit gering. Hohe Bodenabträge zeigen sich vorwiegend in den Randbereichen der Ebenheit sowie im Bereich der steileren Hänge im Nordosten. Von 1900 bis 1940 hat es auch in diesem Testgebiet kaum Veränderungen des Bodenabtrags gegeben, etwa 90 % der Flächen blieben unverändert (Abbildung 67 und

Tabelle 26). Nach 1940 ist der Bodenabtrag auf 47 % der Ackerflächen und insbesondere in den schwach geneigten Hängen der Ebenheit angestiegen. Hauptgrund dafür sind die streifenartig quer zum Hang verlaufenden Grünflächen, die mit den Flächenzusammenlegungen aufgelöst wurden.

Tab. 26: Entwicklung und Veränderung des Bodenabtrags in den Testgebieten

Bodenabtrag (BA)	Testgebiete				
<i>mittlerer BA in t/ha/a</i>	<i>Krippen</i>	<i>Wehlen</i>	<i>Weißig</i>	<i>Struppen</i>	<i>Altendorf</i>
1900	78.61	24.05	119.97	41.75	116.56
1940	78.57	23.62	103.65	41.31	112.34
1992	93.5	22.61	118.16	40.96	115.91
Veränderung des BA in %					
1900 – 1940					
<i>starke Abnahme</i>	1.9	0.5	2.5	0.2	1.1
<i>Abnahme</i>	11.4	3.3	5.4	3.3	5.5
<i>keine Änderung</i>	81.3	84.6	89.3	86.9	89.6
<i>Zunahme</i>	4.5	10.7	2.1	8.4	3.3
<i>starke Zunahme</i>	0.9	0.9	0.6	1.1	0.4
1940 – 1992					
<i>starke Abnahme</i>	1.5	0.2	2.3	1.3	1.5
<i>Abnahme</i>	12.6	5.4	5.6	8.5	7.6
<i>keine Änderung</i>	24.0	68.0	17.2	44.7	44.3
<i>Zunahme</i>	51.2	24.0	47.8	39.7	34.4
<i>starke Zunahme</i>	10.5	2.4	27.1	5.8	12.3
1900 – 1992					
<i>starke Abnahme</i>	1.8	0.2	2.9	1.3	1.7
<i>Abnahme</i>	12.9	5.4	5.8	8.0	8.3
<i>keine Änderung</i>	28.5	60.9	17.6	40.3	44.1
<i>Zunahme</i>	47.7	30.5	48.8	43.4	34.7
<i>starke Zunahme</i>	9.0	3.1	24.9	7.0	11.2

Auch in den Testgebieten zeigt sich, dass eine Zunahme des Bodenabtrags aufgrund von Änderungen der Landnutzungsstruktur nahezu ausschließlich auf den Zeitraum 1940 bis 1992 zurückzuführen ist. Von 1900 bis 1940 haben auf 80 bis 90 % der Ackerflächen keine Veränderungen des Bodenabtrags stattgefunden (Tabelle 26).

Unabhängig von der Lage bezüglich der Erosionsgefährdung hat der Bodenabtrag auf dem Großteil der Ackerflächen stärker zu- als abgenommen. Selbst günstig gelegene Ackerflächen, wie im Testgebiet Wehlen, verzeichnen auf 34 % ihrer Fläche eine Zunahme des Bodenabtrags von 1900 bis 1992. Auf Ackerflächen mit stärker gegliedertem

Relief bzw. höheren Hangneigungen, wie im Testgebiet Weißig und Krippen, ist auf 50 bis 70 % der Flächen eine Zunahme des Bodenabtrags festzustellen.

Der allgemeine Trend einer Abnahme der mittleren Bodenabträge im Untersuchungsgebiet zeigt sich in den Testgebieten nur bedingt. Eine Abnahme, die zudem sehr schwach ist, hat nur in den Testgebieten Wehlen und Struppen stattgefunden, also auf günstig gelegenen (aufgrund der natürlichen Bedingungen weniger gefährdeten) Ackerflächen in der Vorderen Sächsischen Schweiz. In den anderen Testgebieten hat der mittlere Bodenabtrag zwar von 1900 bis 1940 leicht abgenommen, steigt jedoch von 1940 bis 1992 auf vergleichbare oder sogar höhere Werte (beispielsweise Krippen) als 1900 an. Demnach sind im Großteil der Testgebiete die Einflüsse von Hanglängenänderungen stärker als die Einflüsse der insgesamt rückläufigen Hangneigung der Ackerflächen. Berücksichtigt man die Lage der umgewandelten Schläge, dann finden sich diese fast ausschließlich außerhalb der konzentriert liegenden Ackerflächen. Es sind also insbesondere isolierte Einzelflächen (heute meist als Grünland genutzt – vgl. Kapitel 6.2.2), die zu einem deutlichen Rückgang der mittleren Hangneigungen auf Ackerflächen geführt haben. Demnach zeigt sich der Rückgang des mittleren Bodenabtrags auch nicht in den Testgebieten, da dafür Bereiche mit einer hohen Dichte von Ackerflächen ausgewählt wurden.

Ein Vergleich der räumlichen Abhängigkeiten in den Testgebieten gab zudem Aufschluss über das Zustandekommen sehr hoher Bodenabträge. Die höchsten prognostizierten Abtragsraten finden sich in Bereichen, die sowohl hohe Hanglängenfaktoren als auch hohen Hangneigungsfaktoren aufweisen. Erst beim Zusammentreffen beider Teilfaktoren ergibt sich ein hohes energetisches Potenzial des Oberflächenabflusses, das zu sehr hohen Bodenabträgen führt. Erwartungsgemäß ist dies nur im Bereich des Unterhanges der Fall. Ausnahmen finden sich aufgrund der verwendeten Methodik aber auch entlang der Fließbarrieren.

7.6 Schlagbezogene Auswertung

Zur Abschätzung der Lage von besonders gefährdeten Ackerflächen innerhalb des Untersuchungsgebietes erfolgte eine schlagbezogene Auswertung der mittleren Bodenabträge. Insbesondere aus planerischer Sicht kann so eine Entscheidungshilfe bezüglich der Gefährdung von Ackerflächen durch Bodenerosion gegeben werden.

Die Ackerschläge mit den höchsten mittleren Bodenabträgen sind im Wesentlichen rechtselbisch gelegen (Abbildung 70). Insbesondere im hügeligen Relief des Lausitzer Berglandes zeigen sich höhere mittlere Bodenabträge, die beispielsweise deutlich entlang des Mittelndorfer Rückens erkennbar sind. Die flachen Ebenheiten auf linkselbischer Seite weisen mit ihren ausgedehnten Ackerflächen geringe bis mittlere Bodenabträge auf. Vor allem die Ackerschläge in der Vorderen Sächsischen Schweiz (um Struppen und Wehlen) sind weniger anfällig für Bodenerosion.

Mit der Entwicklung von 1900 bis 1992 (Abbildung 68 bis 70) werden die strukturellen Änderungen der Ackerflächen sichtbar. Eine große Anzahl kleiner Ackerschläge, mit teilweise sehr differenzierten Bodenabträgen, ist bis 1992 in wenige großflächige Schläge und andere Nutzungsarten umgewandelt worden. Die räumliche Verteilung hoher Bodenabträge hat sich in dieser Zeit kaum verändert.

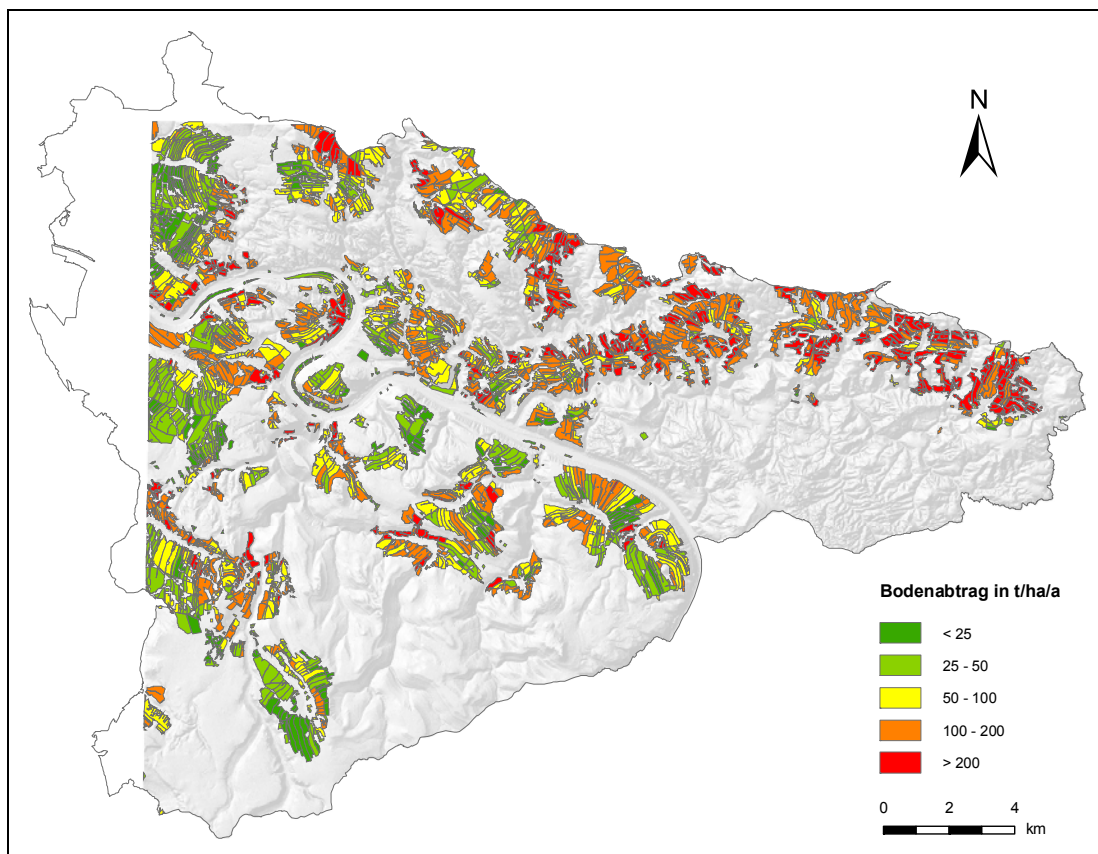


Abb. 68: schlagbezogener Bodenabtrag 1900

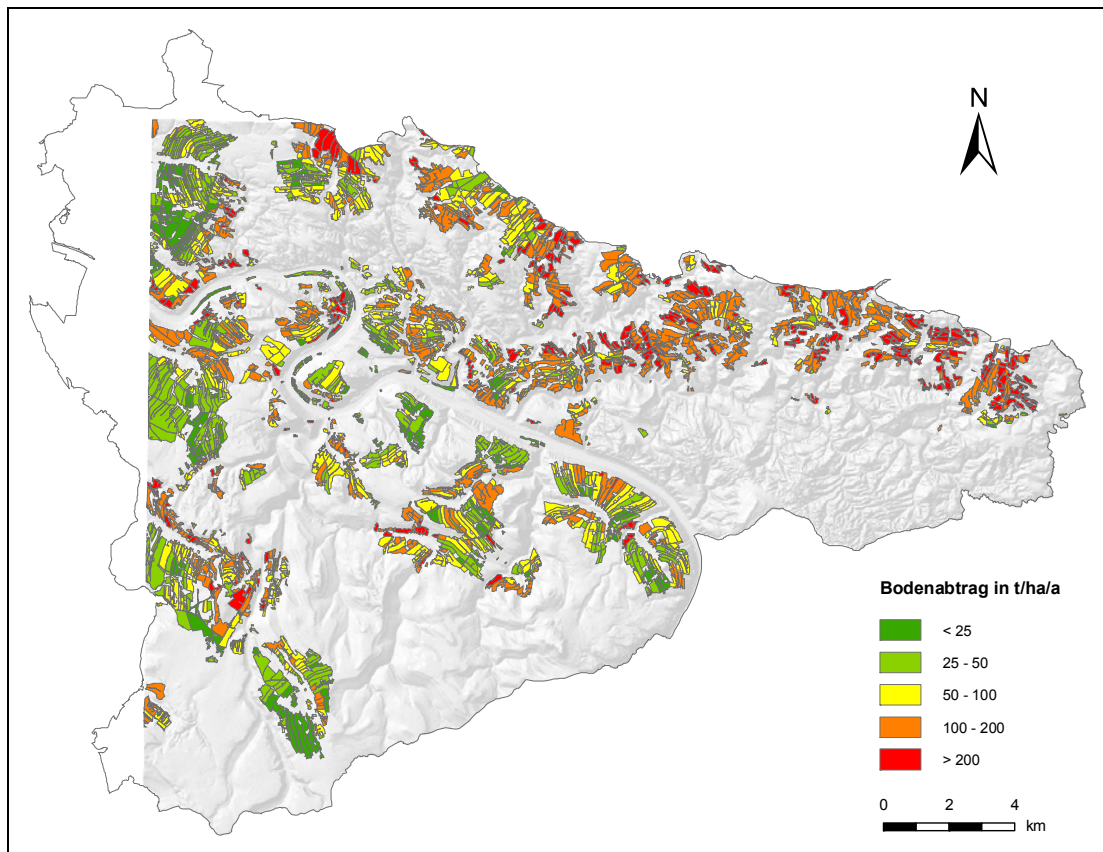


Abb. 69: schlagbezogener Bodenabtrag 1940

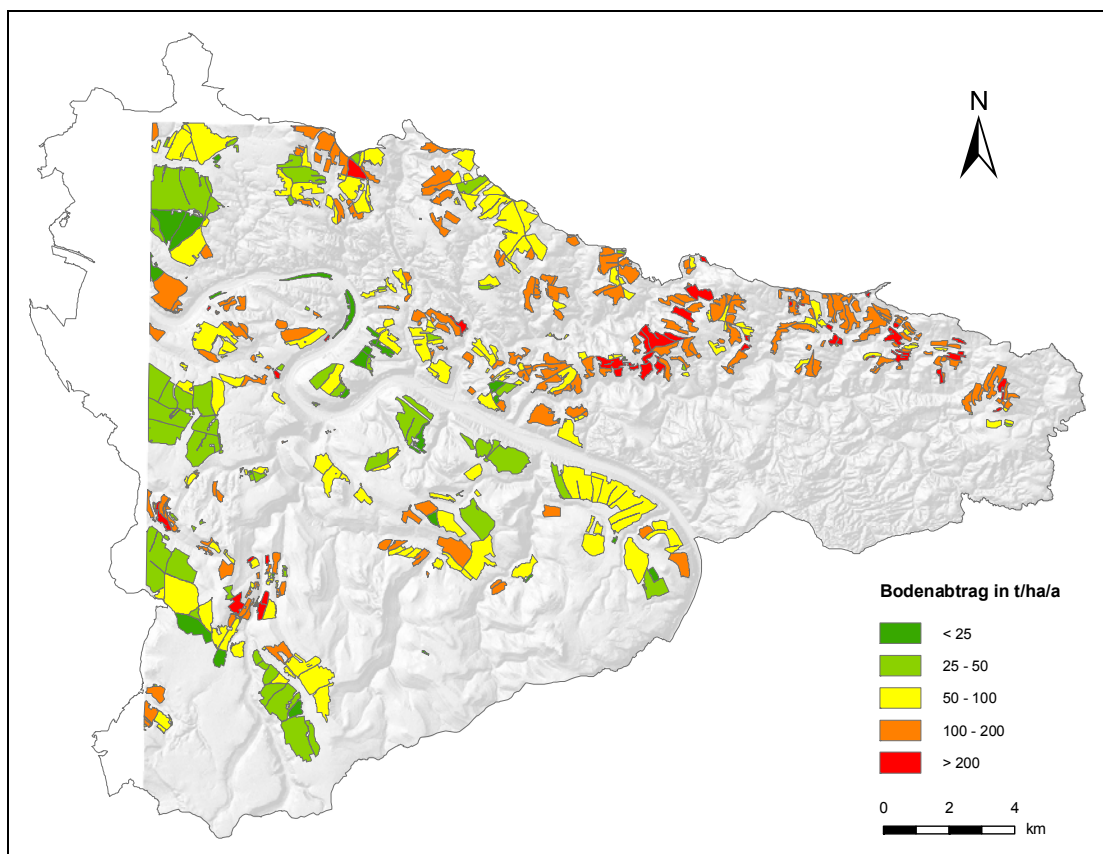


Abb. 70: schlagbezogener Bodenabtrag 1992

7.7 Lageabhängigkeit hoher Bodenabträge

Der schlagbezogene Vergleich zeigt, dass kleinere Schläge im Allgemeinen höhere Bodenabträge aufweisen (Abbildung 68 bis 70), also stärker durch Bodenerosion gefährdet sind. Dabei ist die Lage kleinerer Ackerflächen in Grenzbereichen bezüglich der Hangneigungen (vgl. Kapitel 7.3) von entscheidender Bedeutung. Der Zusammenhang zwischen Hangneigung und Bodenabtrag wird in Abbildung 71 dargestellt. Daraus geht hervor, dass mit zunehmender Hangneigung die Bodenabträge der Ackerschläge steigen. Im Großteil der Schläge treten keine mittleren Hangneigungen über 7° auf. Ferner zeigt sich eine weite Streuung im Bereich hoher Hangneigungen, bei welchen zugleich auch die höchsten mittleren Bodenabträge auftreten. Extrem hohe mittlere Bodenabträge über 300 t/ha/a treten nur sehr vereinzelt auf.

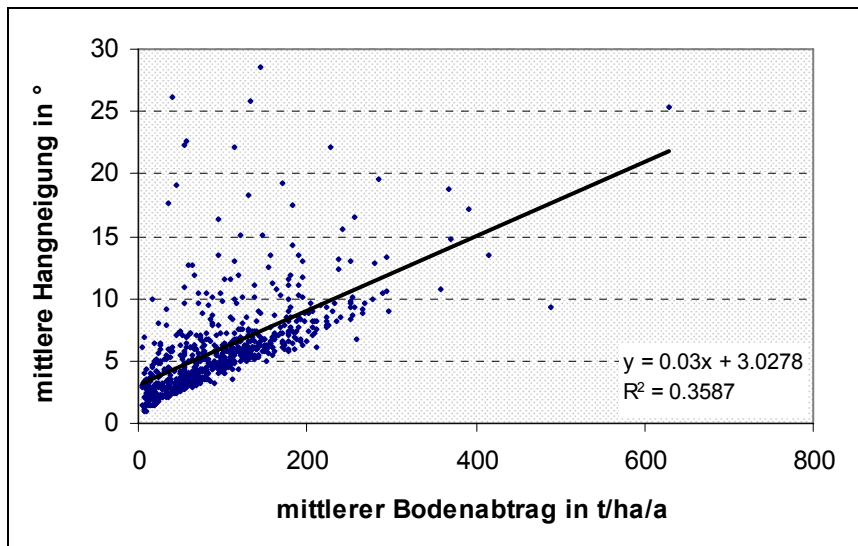


Abb. 71: Korrelation von Hangneigung und Bodenabtrag um 1992

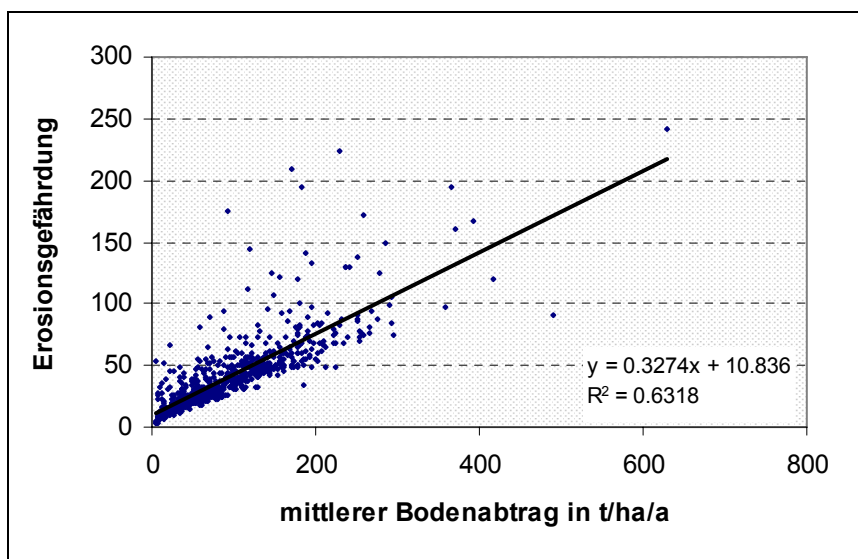


Abb. 72: Korrelation von natürlicher Erosionsgefährdung und Bodenabtrag um 1992

Neben einer Abhängigkeit von der Hangneigung der Ackerschläge zeigt sich auch ein Zusammenhang zwischen den mittleren Bodenabträgen und der natürlichen Erosionsgefährdung (Abbildung 72). Insbesondere auf Flächen mit einer hohen Erosionsgefährdung treten auch unter Berücksichtigung der anthropogen beeinflussten Hanglängen die höchsten Bodenabträge auf. Ein Vergleich zeigt, dass 95 % der Ackerflächen, auf denen der Bodenabtrag von 1900 bis 1992 aufgrund von Hanglängenänderungen durch eine veränderte Landschaftsstruktur zugenommen hat, eine hohe bis sehr hohe natürliche Erosionsgefährdung aufweisen. Insbesondere die hohe Neigung der besonders gefährdeten Flächen bewirkt zusammen mit großen Hanglängen eine Verstärkung des Oberflächenabflusses und damit höhere Bodenabträge.

Der Umkehrschluss wäre, dass sich eine positive Veränderung der Landnutzungsstruktur (Verkürzung der erosiven Hanglängen) auf Flächen mit hoher Erosionsgefährdung in einer ebenso deutlichen Abnahme des Bodenabtrages auswirkt, da kurze Hanglängen die Zunahme der Abflussmenge und damit des Bodenabtrags weitgehend verhindern. Der Vergleich von Ackerflächen mit einer Abnahme des Bodenabtrags von 1900 bis 1992 zeigt jedoch, dass auch dort etwa 95 % der Flächen eine große bis sehr große Erosionsgefährdung aufweisen. Es sind also die Flächen, welche natürlich bedingt stark erosionsgefährdet sind, die auf Veränderungen der Landnutzungsstruktur besonders empfindlich reagieren – im positiven und negativen Sinn. Umso mehr haben Veränderungen der Landnutzungsstruktur in der Nationalparkregion aufgrund der für den Ackerbau ungünstigen natürlichen Voraussetzungen eine sehr große Bedeutung. Kleine Schläge und Streifennutzung ermöglichen auch in diesem besonders gefährdeten Raum eine deutliche Verringerung der Bodenabträge, wie die gegenläufige Entwicklung nach 1940 sehr deutlich gezeigt hat.

8 Bewertung der Ergebnisse

8.1 Methodenkritik und Fehlerbetrachtung

Zur Bewertung der Ergebnisse wird die verwendete Methodik im Folgenden kritisch diskutiert und einer Fehlerbetrachtung unterzogen. Dabei werden neben einzelne Aspekten der Teilfaktoren insbesondere die Datengrundlage und die Modellierung des Bodenabtrags insgesamt betrachtet.

Insgesamt kann die Modellierung mit der RUSLE oder einer ihrer Modifikationen nur eine Prognose des langjährigen mittleren Bodenabtrags liefern. Die empirische Grundlage der Gleichung vermag keine exakten oder ereignisbezogenen Vorhersagen von Bodenabträgen zu geben. Daher sollten die absoluten Werte grundsätzlich nur als Abschätzung betrachtet werden. Ausgehend von den verwendeten Faktoren der RUSLE kann das Gesamtmodell generell nicht genauer sein als deren Teilmodelle. Daher wurde besonderer Wert auf die möglichst genaue Bestimmung der einzelnen Faktoren gelegt und es wurden jeweils verschiedene Methoden sowie Alternativen diskutiert.

Eine grundsätzliche Einschränkung bei der Modellierung der Bodenerosion durch Wasser ist die Unterschätzung des Bodenabtrags durch die Schneeschmelze im Winter, unabhängig vom verwendeten Modell (vgl. RICHTER 1998). Einerseits wird den Sommerniederschlägen eine größere Relevanz beim Bodenabtrag zugewiesen (vgl. Kapitel 6.3.5), andererseits trägt gerade die Schneeschmelze im Spätwinter einen großen Anteil zum Bodenabtrag bei. Eine Alternative zur stärkeren Berücksichtigung in der RUSLE wäre die Verwendung der Jahresniederschläge, welche zumindest einen etwas höheren R-Faktor in die Modellierung einfließen lassen würden.

Neben dem eingesetzten Modell beeinflusst auch die Genauigkeit der verwendeten Datengrundlage die Ergebnisse. Die Eingangsdaten für die Teilfaktoren liegen im Allgemeinen in unterschiedlichen Auflösungen und Abstraktionsniveaus vor (vgl. KRAMER ET AL. 2001), so auch in dieser Arbeit. Zusammen mit einem hochauflösenden DGM, werden auf die Fläche interpolierten Punktdaten von Niederschlagssummen und Bodendaten verwendet, welche deutlich geringer aufgelöst sind. Aufgrund der regulierenden Wirkungen des Reliefs (vgl. Kapitel 6.8) bei der Bodenerosion erscheint ein solches Vorgehen jedoch gerechtfertigt, zumal die Niederschläge durch eine Regionalisierung anhand des Reliefs korrigiert wurden.

Ungenauigkeiten der historischen Datengrundlage

Die Datengrundlage der digitalisierten historischen Karten ist für die Veränderungen der Landnutzungsstruktur und somit die Entwicklung des Bodenabtrags von entscheidender Bedeutung. Eine kritische Prüfung dieser Datengrundlage ist daher dringend erforderlich, um Ungenauigkeiten bei der Prognose des Bodenabtrags zu vermeiden. Einerseits spielen die Genauigkeit der historischen Karten dabei eine wichtige Rolle und andererseits der Bearbeiter bei deren Digitalisierung. Nachdem in Kapitel 6.2.3 bereits auf einige Probleme der Kartengrundlage hingewiesen wurde, werden im Folgenden weitere, erst im Verlauf der Modellierung aufgetretene Probleme angesprochen.

Die räumliche Übereinstimmung von Flächennutzungsdaten und dem Relief in Form des verwendeten DGM ist teilweise ungenau. Insbesondere bei angrenzenden steilen Hängen oder Böschungen im Randbereich von Ackerflächen zeigen sich vereinzelt Lageunterschiede von wenigen Metern auf (vgl. Abbildung 60). Dort prognostizierte sehr hohe Bodenabträge treten in der Realität nicht auf, sondern beruhen ausschließlich auf Lageungenauigkeiten zwischen dem DGM und den digitalisierten historischen Karten. Des Weiteren stellt sich bei einigen Ackerflächen die Frage, ob in den teilweise sehr steil geneigten Hängen von Einzelflächen wirklich eine agrarische Nutzung stattgefunden hat oder ob es sich dabei um Ungenauigkeiten in der Datengrundlage handelt. Ein gutes Beispiel dafür findet sich im östlichen Teil des Testgebiets Weißig (vgl. Abbildung 62). Inmitten des steilen Elbhanges werden dort um 1900 und 1992 Ackerflächen ausgewiesen, obwohl eine agrarische Nutzung bei dieser Hangneigung ($> 25^\circ$) nahezu unmöglich erscheint. Vermutlich handelt es sich dabei um eine Fehlklassifikation, bei der es sich eigentlich um Garten- und Grabeland handelt. Bei einer Gesamtbetrachtung des Untersuchungsgebietes haben diese Ungenauigkeiten jedoch insgesamt nur eine geringe Bedeutung. Erst bei kleinräumigen Betrachtungen oder schlagbezogenen Auswertungen erscheint eine Überprüfung und gegebenenfalls Korrektur von fragwürdigen Flächen erforderlich.

Berücksichtigung von Depositionsbereichen

Ein wichtiger Kritikpunkt an der verwendeten Methodik ist die fehlende Berücksichtigung von Depositionsbereichen. So wurden Bereiche in die Modellierung einbezogen, welche durch Akkumulation von Bodenmaterial statt durch Abtragung gekennzeichnet sind. Der Grund für diese Vorgehensweise liegt in der Abgrenzung der Depositionsbereiche selbst. Eine Ausgrenzung dieser Bereiche ist mit empirischen Modellansätzen nur bedingt möglich und führt in der Regel nicht zu zufriedenstellenden Ergebnissen (vgl. SCHÄUBLE 1999, WILSON & LORANG 1999, SCHMIDT 2001). Um keine zusätzlichen Ungenauigkeiten in die Modellierung einfließen zu lassen, wurde daher auf deren Abgrenzung verzichtet. Somit wurde nur der Bruttobodenabtrag über die gesamten Ackerflächen modelliert, nicht aber die Nettoerosion mit einer Differenzierung von Bo-

denabtrag und Deposition. Demzufolge wird der absolute Bodenabtrag im Untersuchungsgebiet überschätzt, wobei dessen Entwicklung und die Verteilung innerhalb des Untersuchungsgebiets davon kaum betroffen sind. Da in dieser Arbeit die Entwicklung des Bodenabtrags aufgrund der Landnutzungsstruktur sowie die räumlichen Unterschiede innerhalb der Nationalparkregion im Vordergrund stehen, sind die absoluten Abtragsraten ohnehin nicht relevant. Die Ergebnisse der natürlichen Erosionsgefährdung bleiben davon ebenfalls unberührt, da diese generell für alle Flächen einschließlich der Depositionsbereiche berechnet wird.

8.2 Übertragbarkeit auf andere Räume

Bezüglich einer Übertragung auf andere Räume muss eine Differenzierung zwischen der verwendeten Methodik und den Ergebnissen der Modellierung für die Nationalparkregion Sächsische Schweiz erfolgen. Daher werden beide Aspekte im Folgenden getrennt betrachtet.

Übertragbarkeit der verwendeten Methodik

Bei einem Vorhandensein historischer Datengrundlagen zur Landnutzungsstruktur erscheint eine Übertragung der verwendeten Methodik auf andere Räume ohne weiteres möglich. Die Berechnung der Teilfaktoren der RUSLE ändert sich dabei nur beim L-Faktor (vgl. Kapitel 6.7.6). Für die Berücksichtigung der Landnutzungsstruktur sind insbesondere die Erstellung der Abflussmasken und die Abflussmodellierung von entscheidender Bedeutung. Aus den bereits genannten Gründen wird die Verwendung eines hochauflösenden DGM empfohlen, ist jedoch zur Umsetzung dieser Methodik nicht zwingend erforderlich. Darüber hinaus erscheint die Verwendung eines MFD Algorithmus für eine möglichst genaue Umsetzung der Abflussmodellierung notwendig, zumal mittlerweile verschiedene Programme und Erweiterungen dafür frei verfügbar sind (vgl. Kapitel 6.7.2). Auf der Grundlage der erstellten Abflussmasken ist die vorgestellte Berücksichtigung von überhöhten Fließbarrieren nicht aufwendiger als bisherige Betrachtungen und steigert darüber hinaus die Genauigkeit der Erosionsprognose. Neben historischen Betrachtungen können diese Ansätze auch für rezente Modellierungen des Bodenabtrags eingesetzt werden.

Übertragbarkeit der Ergebnisse

Die aufgezeigte Entwicklung der Landnutzungsstruktur hat in ähnlicher Weise auch in anderen Gebieten Deutschlands stattgefunden, insbesondere nach 1940 (vgl. HALKE

2002, THORMANN 2002). Während in den heutigen alten Bundesländern die Flurbereinigung zur Zusammenlegung von Ackerflächen führte, war es in den neuen Bundesländern die Kollektivierung der Bauern in Produktionsgenossenschaften. Im Gegensatz dazu ist die Entwicklung des Bodenabtrags wahrscheinlich regional stark unterschiedlich verlaufen. Wie gezeigt werden konnte, sind es vor allem Standorte mit einer hohen natürlichen Erosionsgefährdung, welche am stärksten auf die Veränderungen der Landnutzungsstruktur reagieren (vgl. Kapitel 7.7). Bezüglich der Erosionsgefährdung günstig gelegene Ackerflächen haben deutlich weniger auf die Zunahme der erosiv wirksamen Hanglängen reagiert, insbesondere aufgrund der geringeren Hangneigungen. Demzufolge kann angenommen werden, dass die Auswirkungen der veränderten Landnutzungsstruktur in typischen Agrarregionen, wie beispielsweise der Magdeburger Börde, wesentlich geringer waren. Infolge geringerer Hangneigungen reagiert die Entwicklung des Bodenabtrags in diesen Regionen trotz größerer Hanglängen weniger empfindlich auf Veränderungen der Landnutzungsstruktur. In Gebieten mit einer vergleichbar hohen natürlichen Erosionsgefährdung, wie in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz, verlief die Entwicklung des Bodenabtrags dagegen vermutlich ähnlich.

8.3 Ausblick

Neben den durchgeführten Analysen erscheinen noch weitere Auswertungen sowie Verbesserungen möglich, die im Rahmen dieser Arbeit nicht umgesetzt werden konnten. Insbesondere die Abgrenzung von Depositionsbereichen sowie die Berechnung der Nettoerosion würden wesentlich genauere Aussagen über lokale Unterschiede erlauben. Ferner wäre es damit auch möglich, Stoffbilanzen zu berechnen und somit neben dem Bodenabtrag auch dessen Deposition zu quantifizieren.

Außer der Entwicklung des Bodenabtrags für die Ackerflächen des jeweiligen Zeitchnitts, könnten mit verschiedenen Szenarien auch die Auswirkungen von Flächenumwandlungen betrachtet werden. Damit könnten im Vorfeld von Umstrukturierungen beispielhafte Fragestellungen geklärt werden, wie *Welche Auswirkungen hat der Bau dieser Straße auf den Bodenabtrag?* oder *Wie stark verändert sich der Bodenabtrag wenn diese Grünflächen in Ackerland umgewandelt werden?*. Ebenso könnte eine optimierte Landnutzungsstruktur bezüglich der Erosionsgefährdung mit diesem Verfahren simuliert werden. Unter Berücksichtigung von Nutzungsszenarien der Bewirtschaftung ist es darüber hinaus möglich, einen tolerierbaren Bodenabtrag entsprechend der Erosionsgefährdung festzulegen (vgl. SCHMIDT 2001). Für natürlich besonders gefährdete Flächen entfallen somit bestimmte Anbaufrüchte und Fruchtfolgen aufgrund ihrer stärkeren erosiven Wirkung.

Bezüglich der Datengrundlage sind die Daten des Zeitschnitts von 1992 nur bedingt geeignet, um den aktuellen Zustand wiederzuspiegeln. Eine Aktualisierung oder Erweiterung des Datenbestandes wäre daher notwendig, womit auch die Veränderungen der letzten 10 bis 15 Jahren berücksichtigt werden könnten. Als mögliche Grundlagen bieten sich die Daten aus dem Digitalen Landschaftsmodell (ATKIS DLM) oder einer aktuellen Biotoptypenkartierung an.

Zur Umsetzung der verwendeten Methodik wurde mehrfach zwischen verschiedenen GIS gewechselt (vgl. Anlage 8), einerseits aufgrund fehlender Funktionalitäten, andererseits auch wegen der teilweise besseren Handhabung einzelner Funktionen. Bezüglich der verwendeten Software wäre daher die ausschließliche Verwendung eines Programmes wünschenswert, in welchem alle benötigten Funktionalitäten umgesetzt werden könnten. Bis auf wenige Einschränkungen (vgl. Kapitel 6.7.6) erscheint SAGA dafür am besten geeignet, zumal dieses Open Source GIS auch frei verfügbar ist. Darüber hinaus wäre eine Automatisierung der verwendeten Methodik hilfreich und würde insbesondere die komplizierte Umsetzung des L-Faktors effektiver gestalten.

9 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde die Entwicklung der Bodenerosion aufgrund von veränderten erosiven Hanglängen untersucht. Entsprechend der Zielstellung der Arbeit wurden verschiedene Ansätze validiert und eine Möglichkeit für historische Betrachtungen der Bodenerosion vorgestellt. Mit den Ergebnissen der durchgeführten Modellierung am Beispiel der Nationalparkregion Sächsische Schweiz konnte gezeigt werden, dass Veränderungen der Landnutzungsstruktur die Bodenerosion in starkem Maße beeinflussen.

Die als Modellgrundlage verwendete RUSLE zählt zu den am häufigsten eingesetzten Erosionsmodellen. Für die Bestimmung ihrer Teilfaktoren existiert eine Vielzahl von Berechnungsverfahren, die in dieser Arbeit vorgestellt und kritisch diskutiert wurden. Anhand des R-Faktors konnte gezeigt werden, wie wichtig die Verwendung von korrigierten und orographisch angepassten Niederschlägen als Grundlage für eine genaue Erosionsprognose ist. Den methodischen Schwerpunkt der Arbeit bildete die Berechnung des L-Faktors anhand der erosiven Hanglängen. Dabei mangelt es nicht an vorhandenen Konzepten und Verfahren für deren Bestimmung, sondern an der Dokumentation und Umsetzung dieser. Dementsprechend wurden die vorhandenen Verfahren vorgestellt und bezüglich ihrer Umsetzung ausführlich diskutiert. Es konnte gezeigt werden, dass die Berücksichtigung unregelmäßiger Hänge und insbesondere die Abflussmodellierung mit MFD Algorithmen eine wichtige Grundlage zur genauen und flächendeckenden Berechnung der erosiven Hanglänge bilden. Mit einer überhöhten Berücksichtigung der Fließbarrieren wurde ein neuer Ansatz vorgestellt, mit dem der Prozess des Oberflächenabflusses realistischer modelliert und somit die erosive Hanglänge genauer bestimmt werden kann. Für die Auswertung der modellierten Bodenabträge war eine Differenzierung der Einflüsse von Lageveränderungen der Ackerflächen und Veränderungen der Landnutzungsstruktur erforderlich. Nur deren Trennung ermöglichte eine isolierte Betrachtung der Auswirkungen einer veränderten Landnutzungsstruktur auf die Entwicklung des Bodenabtrags. Es zeigte sich, dass eine Vernachlässigung dieser Differenzierung zu massiven Fehleinschätzungen von Veränderungen der Landnutzungsstruktur führen kann.

Die Ergebnisse am Beispiel der Nationalparkregion Sächsische Schweiz belegen den starken Einfluss der Landnutzungsstruktur auf die Entwicklung der Bodenerosion. Flurbereinigenden Maßnahmen und Flächenzusammenlegungen haben zu einem Ansteigen der erosiven Hanglängen und somit einer Erhöhung des Bodenabtrags geführt. Allein aufgrund von Veränderungen der Landnutzungsstruktur hat der Bodenabtrag in den letzten 100 Jahren auf etwa 40 % der Ackerflächen zugenommen, insbesondere nach 1940. Die Zunahme des Bodenabtrags hat dabei vorwiegend auf Ackerflächen stattge-

funden, die eine hohe natürliche Erosionsgefährdung aufweisen. Demnach reagieren Ackerflächen umso empfindlicher auf Veränderungen der Landnutzungsstruktur, je höher ihre natürliche Erosionsgefährdung ist. Neben den vergleichsweise gering gefährdeten Ebenheiten werden in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz zumeist stark gefährdete Flächen ackerbaulich genutzt. Demzufolge ist die Empfindlichkeit gegenüber Veränderungen der Landnutzungsstruktur besonders groß. Eine Berücksichtigung von Veränderungen der Landnutzungsstruktur und deren Auswirkungen auf die Bodenerosion ist daher dringend erforderlich. Mit der vorgestellten Methodik ist es möglich, neben historischen Betrachtungen auch die Auswirkungen von Veränderungen der Landnutzungsstruktur auf den Bodenabtrag zu simulieren und somit in die Landschaftsplanung einzubeziehen. Der daraus resultierende Einsatz von landschaftsstrukturellen Erosionsschutzmaßnahmen kann zur Verkürzung der erosiven Hanglängen beitragen und die Gefahr von irreversiblen Bodenverlusten und rückläufigen Erträgen verringern. Damit kann ein Beitrag zur nachhaltigen Erhaltung und Entwicklung der agrarischen Nutzung in einer ohnehin nicht optimalen Agrarlandschaft geleistet werden.

Literaturverzeichnis

AG BODEN (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage. Hannover.

AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. Hannover

AUERSWALD, K. (1987): Sensitivität erosionsbestimmender Faktoren, In: *Wasser und Boden*, 39: 34-38.

AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. In: RICHTER, G. (Hrsg.): *Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*. Darmstadt.

BARTELME, N. (2005): *Geoinformatik – Modelle, Strukturen, Funktionen*. Berlin.

BARTHEL, H. (1995): Landschaft um Hohnstein. In: GÄSTEAMT DER STADT HOHNSTEIN (Hrsg.): *Hohnstein und Umgebung*. Hohnstein.

BASTIAN, O. UND K.-F. SCHREIBER (1999): *Analyse und ökologische Bewertung der Landschaft*. Heidelberg, Berlin.

BASTIAN, O. UND R.-U. SYRBE (2005): *Naturräume in Sachsen – eine Übersicht. Mitteilungen des Landesvereins Sächsischer Heimatschutz e.V., Sonderheft Landschaftsgliederungen in Sachsen*, 9-24.

BEHRENS, T. (2003): *Digitale Reliefanalyse als Basis von Boden-Landschaftsmodelle am Beispiel der Modellierung periglaziärer Lagen im Ostharz. Boden und Landschaft*, Band 42. Dissertation an der Justus Liebig Universität Gießen. Gießen.

BENNETT, H. AND W.C. LOWDERMILK (ca. 1930): zitiert nach USDA NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE (Eds., 2005): *Current Developments*, 3: 12. www.mn.nrcs.usda.gov/intranet/bulletins05/260/260-5-56a.pdf [20.01.2006]

BERGER, A. (2003): *Langzeitmonitoring einer Landschaft mittels GIS – Landschaftswandel & Erholungswert*. Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Kartographie (unveröffentlicht).

BERNHARDT, A. (1988): *Naturräumliche Differenzierung der Sächsischen Schweiz. Berichte des Arbeitskreises Sächsische Schweiz*, Band VI. Pirna.

BILL, R. (1999a): *Grundlagen der Geo-Informationssysteme. Band 1 - Hardware, Software und Daten*. Heidelberg.

BILL, R. (1999b): Grundlagen der Geo-Informationssysteme. Band 2 - Analysen, Anwendungen und neue Entwicklungen. Heidelberg.

BLASZCZYNSKI, J. (2000): AML to calculate the RUSLE LS factor. Denver. www.blm.gov/nstc/ecosysmod/Download/LSFACTOR.AML [20.12.2005]

BLASZCZYNSKI, J. (2001): Regional Sheet and Rill Soil Erosion Prediction with the Universal Soil Loss Equation (RUSLE) – GIS Interface. *Resource Notes*, 46, National Science and Technology Center, BLM. Denver. <http://blm.gov/nstc/resourcenotes/respdf/RN46.pdf> [20.12.2005]

BÖHNER, J.; R. KÖTHE; O. CONRAD; J. GROSS; A. RINGELER AND T. SELIGE (2001): Soil Regionalisation by Means of Terrain Analysis and Process Parameterisation. In: MICHELI, E.; F. NACHTERGAELE AND L. MONTANARELLA (Eds.): *Soil Classification 2001*. EUR 20398 EN: 213-222.

BÖHNER, J. (2005): SAGA Modul LS-Faktor. Göttingen.

BÖHNER, J. AND T. SELIGE (in review): Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. *Geoderma*.

BORK, H.R. UND A. SCHRÖDER (1996): Quantifizierung des Bodenabtrags anhand von Modellen. In: BLUME, H.-P. (Hrsg.): *Handbuch der Bodenkunde*. Landsberg/Lech.

BORK, H.R.; H. BORK; C. DALCHOW; B. FAUST; H.-P. PIORR; UND T. SCHATZ (1998): *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. Stuttgart.

BREBURDA, J. UND G. RICHTER (1998): Kurze Geschichte der Bodenerosion und ihrer Erforschung in Mitteleuropa. In: RICHTER, G. (Hrsg.): *Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblems*. Darmstadt.

BUCK, A. (1996): Bestimmung des Bodenerosionspotentials mit Hilfe der Fernerkundung und digitaler Zusatzdaten im Landschaftsschutzgebiet der Sächsischen Schweiz. Diplomarbeit an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Institut für Geographie (unveröffentlicht).

CLAESSENS, L.; G.B.M. HEUVELINK; J.M. SCHOORL AND A. VELDKAMP (2005): DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 461–477. www3.interscience.wiley.com/cgi-bin/fulltext/110471169/PDFSTART [17.12.2005]

- CONRAD, O. (1998): Ableitung hydrologisch relevanter Reliefparameter aus einem Digitalen Geländemodell – am Beispiel des Einzugsgebietes Linnengrund / Kaufunger Wald. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Universität Göttingen.
www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem/download.html [07.11.2005]
- CONRAD, O. (2003): GridGeo – Digitale Geländemodelle. Göttingen.
http://134.76.76.30/html/gridgeo_demo/index.html [30.10.2005]
- COSTA-CABRAL, M. AND S.J. BURGESS (1994): Digital elevation model networks (DEMON) – a model of flow over hill slopes for computation of contributing and dispersal areas. *Water Resources Research*, 30: 1681-1692.
- DESMET, P. AND G. GOVERS (1995): GIS-based simulation of erosion and deposition patterns in an agricultural landscape, a comparison of model results with soil map information. *Catena*, 25: 389-401.
- DESMET, P., AND G. GOVERS (1996): A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation*, 51 (5): 427-433.
- DIEMANN, R. UND O. ARNDT (2001): Historische Landnutzung – Chronologische Analysen auf der Querfurt-Merseburger Platte. *scientia halensis*, 9 (3): 31-32.
- DIN 19708 (2005): Bodenbeschaffenheit – Ermittlung der Erosionsgefährdung von Böden durch Wasser mit Hilfe der ABAG. Berlin.
- DISSMEYER, G.F. AND G.F. FOSTER (1980): A guide for predicting sheet and rill erosion on forest land. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Technical Publication SA-TP-11. Atlanta.
- DUNN, M., AND R. HICKEY (1998): The effect of slope algorithms on slope estimates within a GIS. *Cartography*, 27 (1): 9-15.
- ERBE, S. (2002): Untersuchungen zur räumlichen Verteilung und zum Trend korrigierter Niederschläge in Sachsen im Zeitraum 1971 – 2000. Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Geographie (unveröffentlicht).
- FELDWISCH, N. (1995): Hangneigung und Bodenerosion. *Boden und Landschaft*, Band 3. Gießen.
- FICHTNER, S. (2005): Flächennutzungsmonitoring in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz – Methodik und Analyse. Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung (unveröffentlicht).

- FLEMMING, G. (2001): Angewandte Klimatologie von Sachsen, Basis- und Zustandsklima im Überblick. *Tharandter Klimaprotokolle*, Band 4. Tharandt.
- FOSTER, G.R.; T.E. TOY AND K.G. RENARD (2003): Comparison of the USLE, RUSLE1.06c, and RUSLE2 for application to highly disturbed lands. In: RENARD, K.G.; S. MCELROY; W. GBUREK; E. CANFIELD; AND R.L. SCOTT (Eds.): Proceedings of the 1st Interagency Conference on Research in the Watersheds. Benson.
- FRANKE, J.; V. GOLDBERG; U. EICHELMANN; E. FREYDANK AND C. BERNHOFER (2004): Statistical analysis of regional climate trends in Saxony, Germany. *Climate Research*, 27: 145-150.
- FREEMAN, G.T. (1991): Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers and Geosciences*, 17 (3): 413-422.
- GOLDSCHMIDT, J. (1950): Das Klima von Sachsen. *Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik*, Nr. 5. Berlin.
- HAASE, G. UND K. MANNSFELD (Hrsg., 2002): Naturraumeinheiten, Landschaftsfunktionen und Leitbilder am Beispiel von Sachsen. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, Band 250. Flensburg.
- HALKE, E. (2002): Historischer Landnutzungswandel und dessen Einfluss auf ausgewählte Landschaftsfunktionen. Diplomarbeit an der Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut (unveröffentlicht).
- HASENPFLUG, W. (1992): Winderosion. In: BLUME, H.-P.: Handbuch des Bodenschutzes. Landsberg/Lech.
- HENNINGS, V. (1994): Methodendokumentation Bodenkunde – Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. 1. Auflage. Hannover.
- HENNINGS, V. (2000): Methodendokumentation Bodenkunde – Auswertungsmethoden zur Beurteilung der Empfindlichkeit und Belastbarkeit von Böden. 2. Auflage. Hannover.
- HENSEL, H. UND H.-R. BORK (1988): EDV-gestützte Bilanzierung von Erosion und Akkumulation in kleinen Einzugsgebieten unter Verwendung der modifizierten Universal Soil Loss Equation. *Landschaftsökologisches Messen und Auswerten*, 2 (2/3), 107-136.

- HERWEG, K. (1999): Von der Bodenerosionsforschung zum angewandten Bodenschutz. In: SCHNEIDER-SLIWA, R.; D. SCHAUB UND G. GEROLD (Hrsg.): *Angewandte Landschaftsökologie – Grundlagen und Methoden*. Berlin.
- HERZ, K.; M. KRAMER; W. KAULFUß; K.-H. NOACK; G. MOHS UND D. SCHOLZ (1980): *Analyse der Landschaft, Analyse und Typologie des Wirtschaftsraumes*. Leipzig.
- HICKEY, R. (2000): Slope Angle and Slope Length Solutions for GIS. *Cartography*, 29 (1): 1-8.
- HINTERMAIER-ERHARD, G. UND W. ZECH (1997): *Wörterbuch der Bodenkunde*. Stuttgart.
- HOLMGREN, P. (1994): Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid-based elevation models – an empirical evaluation. *Hydrological Processes*, 8: 327-334.
- HORN, B.K.P. (1981): Hill shading and the reflectance map. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 69 (1), 14-47.
- JONES, K.H. (1997): A comparison of algorithms used to compute hill slopes and aspects as a property of the DEM. *Computers and Geoscience*, 24 (4): 315-323.
- KAULFUß, W. (1975): Darstellungsmethode und Anwendungsmöglichkeiten eines Kartogramms der Reliefenergie für den Bezirk Dresden. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 4: Tafel 13.
- KAULFUß, W. UND M. KRAMER (2000): *Naturlandschaften und Nutzungspotenziale Sachsens*. In: KOWALKE, H. (Hrsg.): Sachsen. Gotha.
- KINNELL, P.I.A. (2001): The USLE-M and modelling erosion within catchments. In: D.E. STOTT, R.H. MOHTAR, AND G.C. STEINHARDT (Eds.): *Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Meeting*, 924-928. http://members.ozemail.com.au/~pkinnell/isco10_pk.pdf [02.12.2005]
- KINNELL, P.I.A. (2004): The miscalculation of the USLE topographic factors in GIS. <http://members.ozemail.com.au/~pkinnell/L-miscalc.pdf> [02.12.2005]
- KOWALKE, H. (Hrsg., 2000): *Sachsen. Perthes Länderprofile*. Gotha.
- KRAMER, M.; V. SCHERER; J. BRENDEL; M. GEBEL; K. GRUNEWALD; F. HAUBOLD; W. KAULFUß UND K.-O. ZEIBLER (2001): Ableitung von Bodenfunktionskarten für Planungszwecke aus dem Fachinformationssystem Boden. *Dresdner Geographische Beiträge*, Heft 8. Dresden.

KRETZSCHMAR, R. (1992): Abtrag von Böden – Wassererosion. In: BLUME, H.-P. (Hrsg.): Handbuch des Bodenschutzes. Landsberg/Lech.

LANDESVERMESSUNGSAMT SACHSEN (o. J.): ATKIS-DGM Digitale Geländemodelle. http://landesvermessung.sachsen.de/produkte/atkis/dgm/inhalt_re_dgm.html [05.09.2005]

LFUG, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (Hrsg., 1993): Geologische Karte der Nationalparkregion Sächsische Schweiz 1:50 000. Freiberg.

LFUG, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2002): Klima, Regen und Hochwasser. Dresden.
www.smul.sachsen.de/de/wu/klimaschutz/downloads/0802_flut.pdf [22.12.2005]

LFUG, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2004): Umweltindikatoren für Sachsen. Dresden.

LFUG, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2005a): Klimawandel in Sachsen – Sachstand und Ausblick 2005. Dresden.

LFUG, SÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE (2005b): Bodenschätzung zur Bewertung von Böden.
www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/boden_467.html [20.11.2005]

LINKE, R. (2005): Untersuchungen zur raum-zeitlichen Verteilung und zum Trendverhalten des potenziellen Wasserdargebotes in Mitteldeutschland. Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Geographie (unveröffentlicht).

LINNEMANN, U. (Hrsg.); K. DROST; O. ELICKI; B. GAITZSCH; M. GEHMLICH; T. HAHN; U. KRONER UND R.L. ROMER (2004): Das Saxothuringikum – Abriss der präkambischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. Dresden.

MANNSFELD, K. UND A. BERNHARDT (1995): Naturräume in Sachsen. In: MANNSFELD, K. UND H. RICHTER (Hrsg.): Naturraumeinheiten, Landschaftsfunktionen und Leitbilder am Beispiel von Sachsen. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, Band. 238. Trier.

MARKS, R.; M.J. MÜLLER; H. LESER UND H.-J. KLINK (Hrsg., 1992): Anleitung zur Bewertung des Leistungsvermögens des Landschaftshaushaltes. *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, Band 229. Trier.

MCCOOL, D.K.; L.C. BROWN AND G.R. FOSTER (1987): Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the ASAE*, 30: 1387-1396.

MCCOOL, D.K.; G.R. FOSTER AND G.A. WEESIES (1997): Slope Length and Steepness Factors. In: RENARD, K.G.; G.R. FOSTER; G.A. WEESIES; D.K. MCCOOL AND D.C. YODER (Eds.): Predicting soil erosion by water – A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). USDA-ARS Agriculture Handbook 703. Washington D.C..

METEOROLOGISCHER DIENST DER DEUTSCHEN DEMOKRATISCHEN REPUBLIK (Hrsg.,1961): Klimatologische Normalwerte für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik 1901-1950. Berlin.

MICHAEL, A. (2000): Anwendung des physikalisch begründeten Erosionsprognosemodells EROSION 2D/3D – Empirische Ansätze zur Ableitung der Modellparameter. *Freiberger Forschungshefte*, C 488. Freiberg.

MILLWARD, A.A. AND J.E. MERSEY (1999): Adapting the RUSLE to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. *Catena* 38: 109-129. <http://home.gwu.edu/~millward/Millward&Mersey1999.pdf> [03.12.2005]

MITASOVA, H. (1993): Surfaces and Modelling. *Grassclippings*, 7 (1): 18-19.

MITASOVA, H.; J. HOFIERKA; M. ZLOCHA AND L. IVERSON (1996): Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of GIS*, 10 (5): 629-641.

MITASOVA H.; L. MITAS AND W.M. BROWN (2001): Multiscale Simulation of Land Use Impact on Soil Erosion and Deposition Patterns. In: D.E. STOTT, R.H. MOHTAR, AND G.C. STEINHARDT (Eds.): Sustaining the Global Farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Meeting, 1163-1169.

MOORE, I.D. AND G.J. BURCH (1986): Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 1294-1298.

MOORE, I.D. AND J.P. WILSON (1992): Length-slope factors for the revised Universal Soil Loss Equation: simplified method of estimation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 47: 423-428.

MORGENSTERN, S. (2001): Anwendung verschiedener Verfahren zur Abschätzung der Erosionsgefährdung durch Wasser im Einzugsgebiet der mittleren Mulde. Diplomarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Geographie (unveröffentlicht).

MUSHTAK, T. JABBAR; CAI CHONG-FA; SHI ZHI-HUA AND WANG TIAN-WEI (2005): Application of Geo-Information Technology in the Study of Soil and Nutrients Loss by

Water Erosion for three Different Land Cover. *American Journal of Applied Sciences*, 2 (6): 1065-1072.

NATIONALPARKVERWALTUNG SÄCHSISCHE SCHWEIZ (2005): Naturraum Elbsandstein. www.nationalpark-saechsische-schweiz.de [12.12.2005]

NEARING, M.A. (1997): A single, continuous function for slope steepness influence on soil loss. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 917-919.

NEUFANG, L.; K. AUERSWALD UND W. FLACKE (1989): Automatisierte Erosionsprognose- und Gewässerverschmutzungskarten mit Hilfe der dABAG – ein Beitrag zur standortgerechten Bodennutzung. *Bayrisches Landwirtschaftliches Jahrbuch*, Heft 7. München.

O'CALLAGHAN, J.F. AND D.M. MARK (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Graphics and Image Processing*, 28: 323-344.

OLAYA, V. (2004): A gentle introduction to SAGA GIS. <http://mesh.dl.sourceforge.net/sourceforge/saga-gis/SagaManual.pdf> [20.12.2005]

PLEISS, H. (1962): Die klimatischen Verhältnisse des sächsischen Elbtals und Elbsandsteingebirges. *Zeitschrift für Meteorologie*, Band 16, Heft 9/10.

QUINN, P.F.; K.J. BEVEN; P. CHEVALLIER AND O. PLANCHON (1991): The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5: 59-79.

QUINN, P.F.; K.J. BEVEN and R. LAMB (1995): The $\ln(\alpha / \tan \beta)$ index – how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes*, 9: 161-182.

RAPP, J. UND C.-D. SCHÖNWIESE (1995): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, Serie B – Meteorologie und Geophysik Band 5. Frankfurt am Main.

RAPP, J. (2001): Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert. In: DEUTSCHER WETTERDIENST (Hrsg.): Klimastatusbericht 2001. Offenbach.

RAST, H. (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. Freiberg.

RENARD, K.G.; G.R. FOSTER; G.A. WEESIES; D.K. MCCOOL AND D.C. YODER (1997): Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the revised

universal soil loss equation (RUSLE). USDA-ARS Agriculture Handbook 703. Washington D.C.

www.ott.wrcc.osmre.gov/library/hbmanual/rusle703.htm [15.10.2005]

RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, Nr. 194. Offenbach am Main.

RICHTER, G. (1998): Bodenerosion und Kulturlandschaft. In: RICHTER, G. (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Darmstadt.

SANDNER, E. (1991a): Bodenformgefügekarte für das Landschaftsschutzgebiet der Sächsischen Schweiz (1:50 000). In: SÄCHSISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDESENTWICKLUNG (Hrsg.): Landschaftsrahmenplan für das Landschaftsschutzgebiet und den Nationalpark Sächsische Schweiz. Dresden.

SANDNER, E. (1991b): Karte der Erosionsanfälligkeit für das Landschaftsschutzgebiet der Sächsischen Schweiz (1:50 000). In: SÄCHSISCHES STAATSMINISTERIUM FÜR UMWELT UND LANDESENTWICKLUNG (Hrsg.): Landschaftsrahmenplan für das Landschaftsschutzgebiet und den Nationalpark Sächsische Schweiz. Dresden.

SCHÄUBLE, H. (1999): Erosionsprognosen mit GIS und EDV – Ein Vergleich verschiedener Bewertungskonzepte am Beispiel einer Gäulandschaft. Diplomarbeit an der Eberhard-Karls-Universität Tübingen, Institut für Geographie.

www.terracs.de/schaeuble-thesis.pdf [25.10.2005]

SCHÄUBLE, H. (2003): HydroTools 1.0 für ArcView 3.x – Hydrologische Analysen mit Single-Flow und Multiple-Flow Algorithmen. Darmstadt.

www.terracs.de/German/ArcView_3_x/HYDROTools/hydrotools.html [25.10.2005]

SCHEFFER, F. UND P. SCHACHTSCHABEL (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. Heidelberg.

SCHMIDT, W. (1996): Statusbericht zur Erosion im Freistaat Sachsen 1995. *Schriftenreihe der Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft*, 1 (3): 3-24.

SCHMIDT, J. (1998): Modellbildung und Prognose zur Wassererosion. In: RICHTER, GEROLD (Hrsg.): Bodenerosion – Analyse und Bilanz eines Umweltproblems. Darmstadt.

SCHMIDT, M. (2001): Bewertung der Anwendbarkeit zweier GIS-gestützter Modelle zur Vorhersage der Bodenerosion in agrarisch genutzten Einzugsgebieten. Diplomarbeit an der Katholischen Universität Eichstätt, Mathematisch-Geographische Fakultät (unveröffentlicht).

- SCHMIDT, F. (2003): Hochgenaue Digitale Geländemodelle. Untersuchungen zur Erstellung, Analyse und Anwendung in der Landwirtschaft. Dissertation an der Fakultät für Ingenieurwissenschaften der Universität Rostock.
- SCHMIEDEL, H. (1963): Bodenkunde und Museum. *Berichte des Arbeitskreises Sächsische Schweiz*, Band I. Pirna.
- SCHWERTMANN, U.; W. VOGL UND M. KAINZ (1987): Bodenabtrag durch Wasser - Vorhersage des Abtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Stuttgart.
- STRAHLER, A.H. UND A.N. STRAHLER (1999): Physische Geographie. Stuttgart.
- TARBOTON, D.G. (1997): A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models. *Water Resources Research*, 33 (2): 309-319. www.engineering.usu.edu/dtarb/dinf.pdf [15.12.2005]
- TARBOTON, D. (2003): Terrain analysis using digital elevation model in hydrology. 23rd ESRI International Users Conference, San Diego.
www.engineering.usu.edu/cee/faculty/dtarb/ESRI_paper_6_03.pdf [15.12.2005]
- TARBOTON, D. G. AND D. P. AMES (2001): Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data. World Water and Environmental Resources Congress, Orlando. www.engineering.usu.edu/dtarb/asce2001.pdf [15.12.2005]
- TARBOTON, D. G. AND U. SHANKAR (1998): The Identification and Mapping of Flow Networks from Digital Elevation Data. Invited Presentation at AGU Fall Meeting, San Francisco. www.engineering.usu.edu/cee/faculty/dtarb/agu98dem [15.12.2005]
- THORMANN, D. (2002): Untersuchungen zum Landnutzungswandel und Auswirkungen auf ausgewählte Landschaftsfunktionen. Diplomarbeit an der Martin-Luther Universität Halle Wittenberg, Institut für Geographie (unveröffentlicht).
- VAN REMORTEL, R.; M. HAMILTON AND R. HICKEY (2001): Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data. *Cartography*, 30 (1): 27-35.
- VAN REMORTEL, R.; R. HICKEY; M. HAMILTON AND R. MAICHLE (2003): RUSLE LS factor AML. Las Vegas. www.yogibob.com/slope/rusle_ls_4_pc.aml [20.11.2005]
- VOGEL, R. (1985): Gebiet Königstein – Sächsische Schweiz. *Werte unserer Heimat*, Band 1, 2. Auflage. Berlin.

VOLK, M.; U. STEINHARDT; S. GRÄNITZ UND D. PETRY (2001): Probleme und Möglichkeiten der mesoskaligen Abschätzung des Bodenabtrages mit einer Variante der ABAG. *Wasser und Boden*, 53 (12): 24-30. Berlin.

WÄCHTER, A. UND W. BÖHNERT (1998): Sächsische Schweiz – Landeskundliche Abhandlung. Dresden.

WALZ, U.; M. NEUBERT; U. SCHUMACHER; S. WITSCHAS UND A. LANGE (2001): Ableitung naturschutzfachlich relevanter Flächeninformationen aus historischen Kartenwerken. Endbericht zur Forschungs- und Entwicklungsstudie des Instituts für ökologische Raumentwicklung e.V. (unveröffentlicht).

WILSON, J.P. AND M.S. LORANG (1999): Spatial models of soil erosion and GIS. In: FOTHERINGHAM, A.S. AND M. WEGENER (Eds.): *Spatial Models and GIS – New Potential and New Models*. London.

WILSON, J.P. AND J.C. GALLANT (2000): Secondary topographic attributes. In: WILSON, J.P. AND J.C. GALLANT (Eds.): *Terrain Analysis-Principles and Applications*. New York.

WISCHMEIER, W.H. AND D.D. SMITH (1978): Predicting rainfall erosion losses – A guide to conservation planning. USDA Agriculture Handbook No. 537. Washington D.C.

WITSCHAS, S. (2002): Erinnerung an die Zukunft – sächsische historische Kartenwerke zeigen den Landschaftswandel. *Kartographische Nachrichten*, 52 (3): 111-117.

WOLF, S. (2004): Landschaftszerschneidung – Grenzüberschreitende Untersuchung der Entwicklung und ihrer Auswirkungen für das Gebiet der Sächsisch-Böhmischen Schweiz. Studienarbeit an der Technischen Universität Dresden, Institut für Geographie (unveröffentlicht).

WOLF, S. UND U. WALZ (2005): Grenzüberschreitende Untersuchung der Landschaftszerschneidung in der Sächsisch-Böhmischen Schweiz. *Mitteilungen des Landesvereins Sächsischer Heimatschutz e.V.*, 3: 33-39.

YODER, D.C.; G.R. FOSTER; G.A. WEESIES; K.G. RENARD; D.K. MCCOOL AND J.B. LOWN (2001): Evaluation of the RUSLE Soil Erosion Model. In: PARSONS, J.E.; D.L. THOMAS; R.L. HUFFMAN (Eds.): *Agricultural Non-point Source Water Quality Models – Their Use and Application*. *Southern Cooperative Series Bulletin*, 398: 107-116. www3.bae.ncsu.edu/Regional-Bulletins/Modeling-Bulletin/rusle-yoder-001016.html [10.12.2005]

ZEVEBERGEN, L.W. AND C.R. THORNE (1987): Quantitative analysis of landsurface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12: 47-56.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Unterschiede bei der Berechnung des S-Faktors	19
Abb. 2:	Abgrenzung von Hanglängen	21
Abb. 3:	Einfluss der Hangform auf den Bodenabtrag.....	23
Abb. 4:	Untergliederung von Hängen nach der erweiterten RUSLE.....	25
Abb. 5:	horizontal projizierte Hanglänge des RUSLE-Standardhangs.....	26
Abb. 6:	Lage des Untersuchungsgebiets.....	29
Abb. 7:	Naturräumliche Einordnung der Nationalparkregion	31
Abb. 8:	Karte der Großschutzgebietsregion Sächsisch-Böhmische Schweiz.....	32
Abb. 9:	Geologie der Nationalparkregion Sächsische Schweiz.....	33
Abb. 10:	Höhenschichtenkarte der Nationalparkregion Sächsische Schweiz	36
Abb. 11:	Klimadiagramm Lichtenhain-Mittelndorf	38
Abb. 12:	Vorgehensweise zur Modellierung des Bodenabtrags.....	43
Abb. 13:	Flächenentwicklung von 1780 – 1992 in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz	45
Abb. 14:	Veränderungen der Landnutzungsstruktur bei Krippen.....	48
Abb. 15:	Entwicklung der mittleren Schlaggröße von 1780 bis 1992.....	50
Abb. 16:	Anzahl der Ackerflächen von 1780 bis 1992.....	50
Abb. 17:	Entwicklung der mittleren Schlaggröße von 1900 bis 1992.....	51
Abb. 18:	Anzahl der Ackerflächen von 1900 bis 1992.....	51
Abb. 19:	Lage verwendeter Niederschlagsstationen.....	55
Abb. 20:	höhenbedingte Abhängigkeit der Niederschlagssummen	60
Abb. 21:	korrigierte mittlere Jahresniederschläge mit orographischer Anpassung	61
Abb. 22:	Verteilung der R-Faktoren auf Basis von Sommerniederschlägen.....	62
Abb. 23:	verwendete Bodendaten zur Berechnung des K-Faktors.....	67
Abb. 24:	Räumliche Verteilung der berechneten K-Faktoren	68
Abb. 25:	Abdeckung des hochauflösenden 5 m DGM	70
Abb. 26:	S-Faktorenkarte.....	72
Abb. 27:	Fließverhalten bei Single Flow und Multiple Flow Algorithmen.....	74
Abb. 28:	Korrektur abflussloser Senken.....	77
Abb. 29:	Fließlängenberechnung durch Reklassifizierung des Fließrichtungsrasters.....	81
Abb. 30:	Fließlängenberechnung durch Invertierung des DGM	81
Abb. 31:	korrekte Abflussverhältnisse.....	81
Abb. 32:	Ortholufbild des Testgebiets bei Rathen.....	83
Abb. 33:	Berechnung von Fließlängen durch Umkehrung der Abflussverhältnisse ..	83
Abb. 34:	Berechnung von Fließlängen mit SAGA	83
Abb. 35:	Hanglängeberechnung mit der RUSLE-AML	84

Abb. 36:	Vergleich von EZGV zur Berechnung des L-Faktors.....	92
Abb. 37:	Vorgehensweise zur Berechnung des L-Faktors.....	95
Abb. 38:	Abflussmasken im Testgebiet Krippen.....	97
Abb. 39:	Abflussverhalten bei unterschiedlicher Berücksichtigung der Fließbarrieren.....	99
Abb. 40:	Einzugsgebietsgrößen aus Abflussmodellierung im Testgebiet Krippen ..	101
Abb. 41:	L-Faktor im Testgebiet Krippen	103
Abb. 42:	Auflösungsabhängigkeit der maximal auftretenden S-Faktoren.....	105
Abb. 43:	Auflösungsabhängigkeit des mittleren L-Faktors.....	106
Abb. 44:	Auflösungsabhängigkeit der maximal auftretenden L-Faktoren	106
Abb. 45:	Berechnung des Bodenabtrags.....	107
Abb. 46:	Erosionsgefährdungskarte der Nationalparkregion.....	109
Abb. 47:	Natürliche Erosionsgefährdung in der Nationalparkregion	110
Abb. 48:	Erosionsgefährdung der Ackerflächen um 1992.....	111
Abb. 49:	Entwicklung des mittleren Bodenabtrags	112
Abb. 50:	Entwicklung der mittleren Topographiefaktoren.....	114
Abb. 51:	Bodenabtrag der Ackerflächen 1900	115
Abb. 52:	Bodenabtrag der Ackerflächen 1992	116
Abb. 53:	Hangneigung der Ackerflächen 1900	117
Abb. 54:	Hangneigung der Ackerflächen 1992	117
Abb. 55:	Veränderungen des Bodenabtrags von 1900 bis 1992 aufgrund von Hanglängenänderungen.....	119
Abb. 56:	Entwicklung des Hanglängen bedingten mittleren Bodenabtrags	120
Abb. 57:	Lage der Testgebiete	121
Abb. 58:	Bodenabtrag im Testgebiet Krippen	122
Abb. 59:	Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Krippen.....	123
Abb. 60:	Bodenabtrag im Testgebiet Wehlen.....	124
Abb. 61:	Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Wehlen	125
Abb. 62:	Bodenabtrag im Testgebiet Weißig	126
Abb. 63:	Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Weißig.....	127
Abb. 64:	Bodenabtrag im Testgebiet Struppen.....	128
Abb. 65:	Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Struppen	129
Abb. 66:	Bodenabtrag im Testgebiet Altendorf.....	130
Abb. 67:	Veränderungen des Bodenabtrags im Testgebiet Altendorf.....	131
Abb. 68:	schlagbezogener Bodenabtrag 1900	136
Abb. 69:	schlagbezogener Bodenabtrag 1940	137
Abb. 70:	schlagbezogener Bodenabtrag 1992	137
Abb. 71:	Korrelation von Hangneigung und Bodenabtrag um 1992	138
Abb. 72:	Korrelation von natürlicher Erosionsgefährdung und Bodenabtrag um 1992	138

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Eingangsparameter ausgewählter ABAG-basierter Verfahren zur Prognose der Bodenerosion	11
Tab. 2:	Vergleich verschiedener Referenzhanglängen.....	26
Tab. 3:	Hangneigungen in der Nationalparkregion.....	37
Tab. 4:	Historische Kartenwerke.....	44
Tab. 5:	Flächenentwicklung von 1780 – 1992 in der Nationalparkregion Sächsische Schweiz	45
Tab. 6:	Entwicklung der Ackerschläge von 1780 bis 1992.....	49
Tab. 7:	Vergleich unkorrigierter Niederschläge und R-Faktoren verschiedener Zeiträume	54
Tab. 8:	verwendete Niederschlagsstationen	56
Tab. 9:	Niederschlagsmessfehler in Prozent	57
Tab. 10:	Vergleich der Niederschlagssummen für das Untersuchungsgebiet (1961 – 1990).....	58
Tab. 11:	Zuordnung von Bodenartenuntergruppen und zugehörigen Kb-Werten	65
Tab. 12:	Ableitung des Ks-Wertes	66
Tab. 13:	Erweiterungen und Tools zur Abflussmodellierung sowie Berechnung des L-Faktors	76
Tab. 14:	Arten von Berechnungsverfahren zur Bestimmung des L-Faktors.....	78
Tab. 15:	Vergleich von Berechnungsverfahren des L-Faktors	79
Tab. 16:	Vergleich von EZGV zur Berechnung des L-Faktors.....	93
Tab. 17:	L-Faktor im Testgebiet Krippen	103
Tab. 18:	Auflösungsabhängigkeit bei der Berechnung der Topographiefaktoren ...	104
Tab. 19:	Natürliche Erosionsgefährdung der Ackerflächen.....	110
Tab. 20:	Entwicklung der mittleren Teilfaktoren und des mittleren Bodenabtrags	113
Tab. 21:	klassifizierter Bodenabtrag im Untersuchungsgebiet	115
Tab. 22:	Hangneigung der Ackerflächen	118
Tab. 23:	Nutzung umgewandelter Ackerflächen in der Nationalparkregion um 1992	118
Tab. 24:	Hanglängen bedingte Veränderungen des Bodenabtrags	120
Tab. 25:	Entwicklung des Hanglängen bedingten mittleren Bodenabtrags	120
Tab. 26:	Entwicklung und Veränderung des Bodenabtrags in den Testgebieten.....	134

Verzeichnis der Anlagen

- Anlage 1: Unkorrigierte Niederschlagssummen für den Zeitraum 1901 – 1950
- Anlage 2: Unkorrigierte Niederschlagssummen für den Zeitraum 1951 – 1980
- Anlage 3: Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1780
- Anlage 4: Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1880
- Anlage 5: Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1900
- Anlage 6: Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1940
- Anlage 7: Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1992
- Anlage 8: Vorgehen bei der Berechnung des L-Faktors

Station	R-Wert	H-Wert	Höhe	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Mittel		R-Faktor		
																Jahr	Sommer	Jahr	Sommer	
Bad Gottleuba	5425650	5635275	337	51	50	53	62	79	91	107	93	62	61	55	57	821	493	79	86	
Bielatal-Hermsdorf	5432150	5637950	340	53	40	49	64	77	89	106	87	61	54	50	56	786	474	75	81	
Graupa	5424380	5652175	155	44	37	43	48	60	76	90	75	57	50	42	47	669	408	62	62	
Heidenau	5421100	5648800	117	38	36	37	43	60	71	92	65	50	40	36	40	608	378	54	54	
Hinterhermsdorf	5455075	5643425	367	77	68	57	63	65	94	100	89	63	65	73	75	889	476	87	81	
Königstein	5433985	5643110	350	56	51	48	55	70	89	87	87	54	63	57	57	774	450	74	74	
Lohmen	5429850	5650900	204	48	38	43	50	62	76	91	79	56	53	47	54	697	417	65	65	
Markersbach	5428450	5634250	357	51	47	50	67	87	97	110	92	66	65	55	52	839	517	81	92	
Pirna	5425700	5647750	121	42	32	38	44	55	74	84	78	53	51	47	49	647	395	59	59	
Polenz	5442250	5655250	320	72	58	57	60	71	91	104	84	67	63	61	74	862	480	84	82	
Porschdorf	5439050	5645550	135	59	46	52	62	74	91	102	86	65	60	56	68	821	478	79	82	
Rathmannsdorf	5439550	5644250	128	54	45	50	57	68	84	95	80	60	55	51	63	762	442	72	72	
Rosenthal	5433850	5635050	400	51	44	48	59	73	84	100	82	60	56	55	51	763	455	72	75	
Schandau	5440550	5643185	123	49	46	43	50	65	73	83	75	51	51	47	53	686	398	64	60	
Stolpen	5435300	5657700	255	65	48	46	52	57	73	88	73	59	54	51	61	727	404	68	61	
Weesenstein	5420300	5644635	169	44	34	44	49	67	77	92	68	50	42	40	42	649	396	59	59	
																Mittelwert:	750	441	71	72
																Minimum:	608	378	54	54
																Maximum:	889	517	87	92

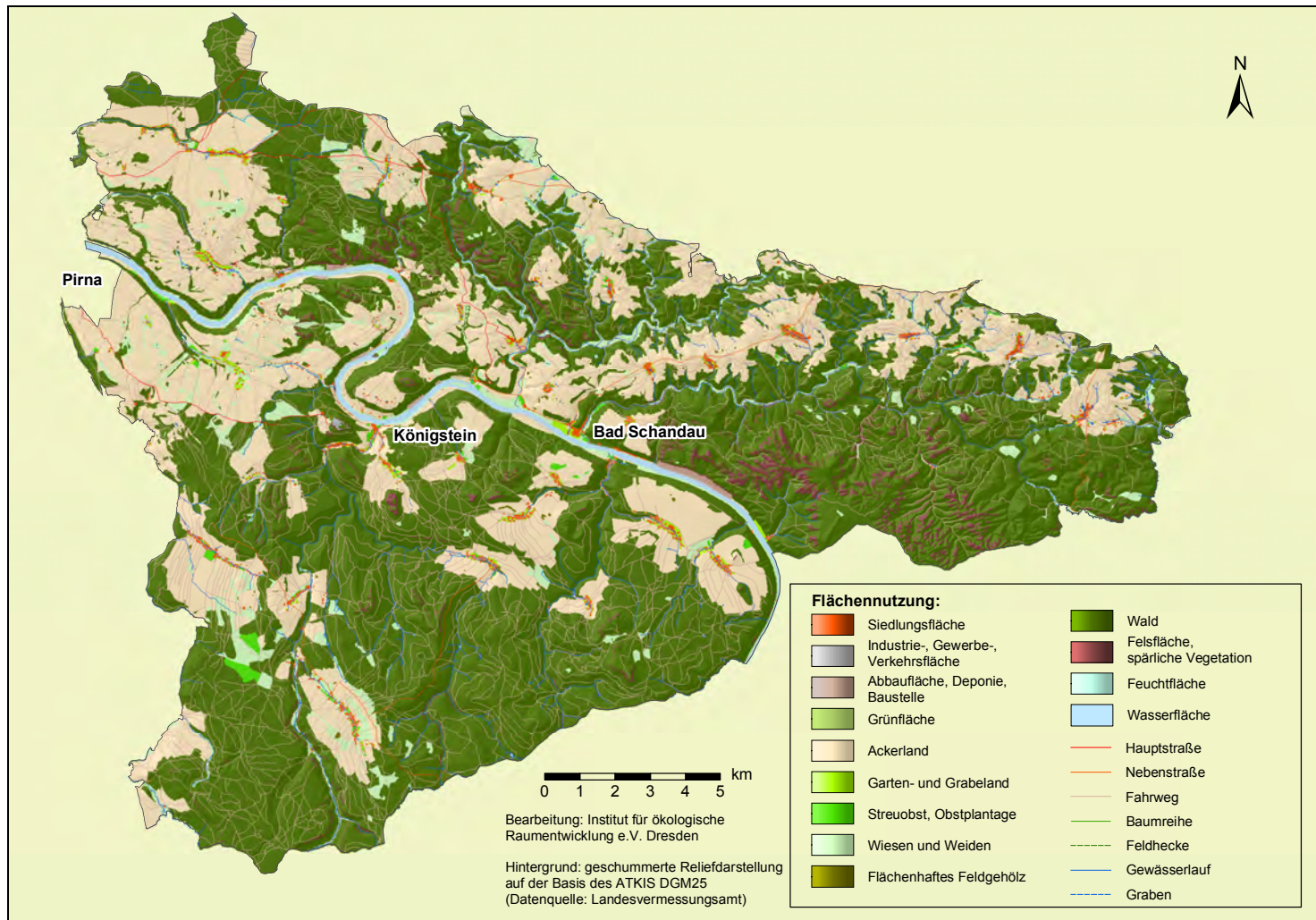
Unkorrigierte Niederschlagssummen für den Zeitraum 1901 – 1950

[verändert nach BUCK (1996), DATEN AUS METEOROLOGISCHER DIENST DER DDR (1961) und PLEISS (1962)]

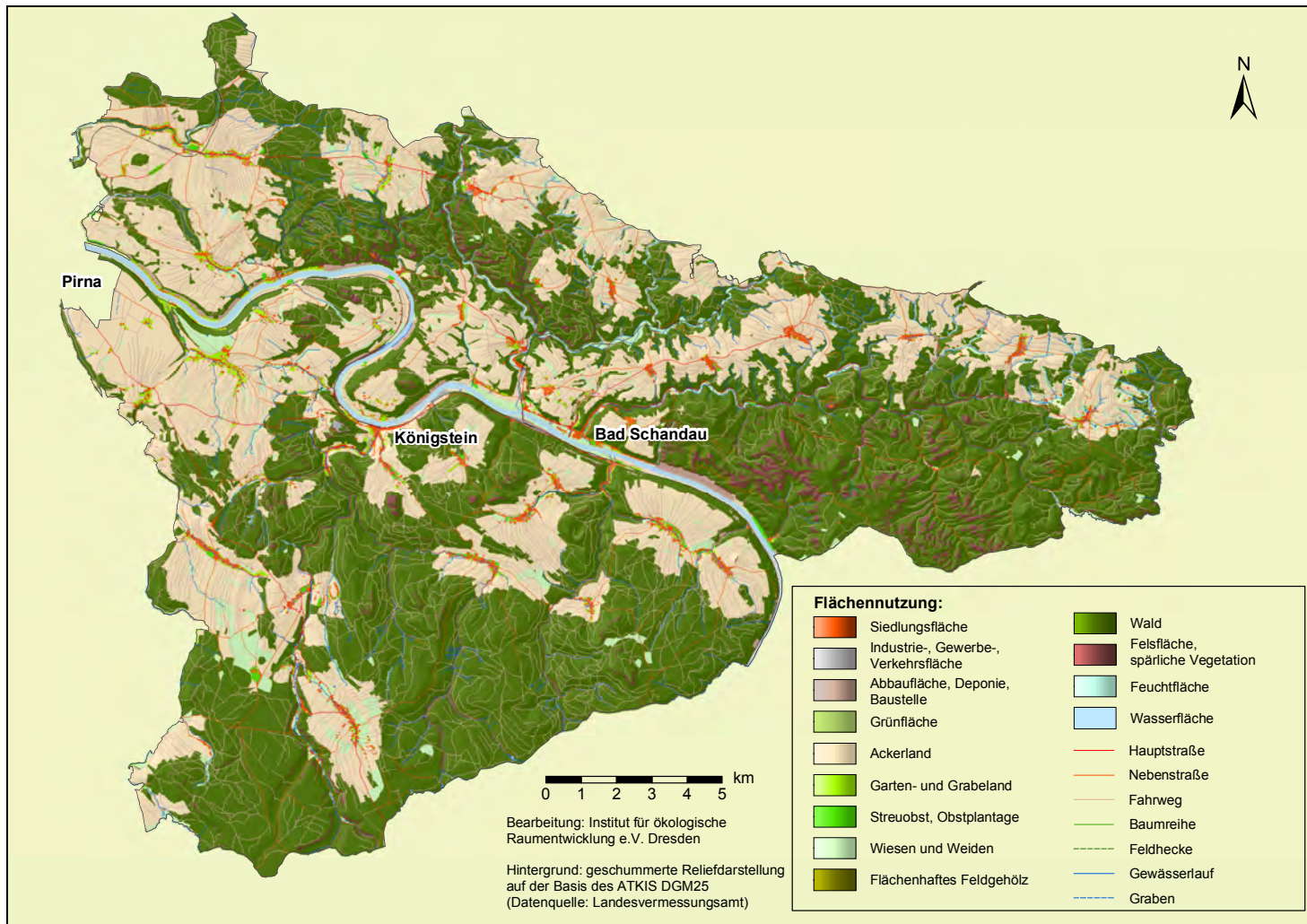
	BIELATAL		GRAUPA		HEIDENAU		PIRNA		POLENZ		PORSCHDORF		ROSENTHAL		SEBNITZ		STOLPEN					
	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>	<i>Nj</i>	<i>Ns</i>				
1951	591	332	563	330	471	313	488	291	678	323	664	345	621	341	727	325	563	301				
1952	741	453	656	436	559	357	610	399	836	489	740	439	794	484	853	480	689	441				
1953	629	405	635	460	508	380	523	375	752	467	682	427	668	433	645	384	591	418				
1954	1100	777	795	522	721	494	728	491	1065	672	917	563	1057	700	985	572	900	608				
1955	948	630	814	556	697	483	691	469	956	597	900	562	944	602	968	566	798	521				
1956	923	590	815	522	705	460	740	485	1117	635	891	467	936	547	1007	510	868	521				
1957	932	640	767	495	671	453	714	479	958	571	896	553	1016	680	922	552	830	523				
1958	963	648	806	566	705	488	825	614	986	613	931	603	945	598	953	565	808	535				
1959	639	383	551	318	547	337	502	276	669	352	624	362	804	526	632	372	584	358				
1960	824	511	757	466	630	375	661	393	771	461	819	499	1027	648	887	540	708	432				
1961	771	418	698	371	583	297	595	295	808	424	797	417	943	486	844	405	712	366				
1962	531	271	499	268	399	217	430	237	693	379	662	345	665	329	755	354	558	301				
1963	552	353	519	337	441	289	486	330	609	397	646	439	641	427	609	383	554	378				
1964	653	413	562	357	497	331	536	344	858	505	656	380	883	526	668	389	610	387				
1965	904	475	731	356	691	390	702	359	956	455	855	440	901	477	976	457	736	367				
1966	959	539	750	490	737	487	721	452	1070	555	896	477	1103	654	999	548	897	544				
1967	949	631	750	473	687	459	696	446	956	519	896	492	1064	638	949	493	790	475				
1968	769	440	680	391	590	334	614	350	900	527	867	458	971	545	906	490	725	427				
1969	596	285	647	374	609	360	612	351	698	358	614	305	672	345	664	313	655	359				
1970	954	540	779	400	696	380	770	417	901	437	1003	507	951	542	1056	487	858	411				
1971	647	369	597	341	496	299	537	322	741	382	688	374	691	371	788	409	677	362				
1972	486	340	542	423	440	325	456	337	582	435	556	408	494	299	643	482	451	327				
1973	706	400	653	365	521	308	588	352	792	437	733	398	826	437	811	430	656	381				
1974	1046	645	961	577	773	503	836	519	1169	714	1033	621	1101	656	1097	626	1021	617				
1975	573	320	529	301	463	299	454	290	662	368	612	340	616	358	638	349	504	251				
1976	629	247	467	194	420	192	422	182	581	243	594	250	637	227	652	256	525	241				
1977	860	550	755	469	681	460	705	475	801	429	823	469	855	536	892	501	708	398				
1978	781	567	693	492	571	407	612	432	969	693	833	590	804	561	902	606	717	478				
1979	776	385	646	331	561	279	553	307	818	388	732	353	711	330	766	340	686	339				
1980	864	497	816	483	700	415	695	415	948	533	914	476	836	494	955	499	818	468				
Mittelwert:	777	468	681	415	592	372	617	383	843	479	782	445	839	493	838	456	707	418	Niederschlag	R-Faktor		
R-Faktor:	74	79	63	64	53	53	55	55	82	82	75	73	81	86	81	76	66	65	Nj	Ns	Nj	Ns
																			742	437	70	70
																			592	372	53	53
																			843	493	82	86

Unkorrigierte Niederschlagssummen für den Zeitraum 1951 – 1980

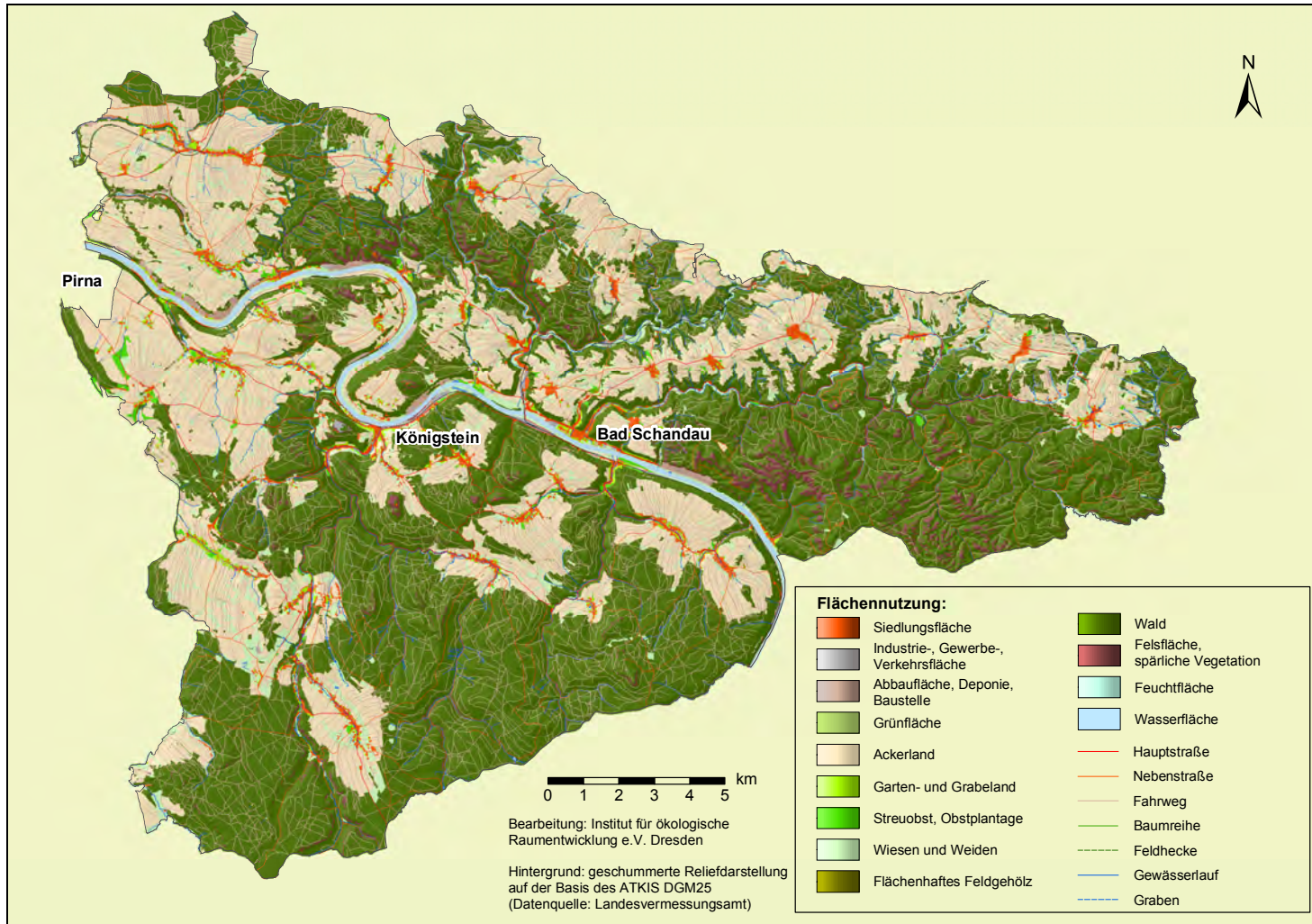
[Datengrundlage: Sächsische Klimadatenbank, Professur für Meteorologie der Technischen Universität Dresden]



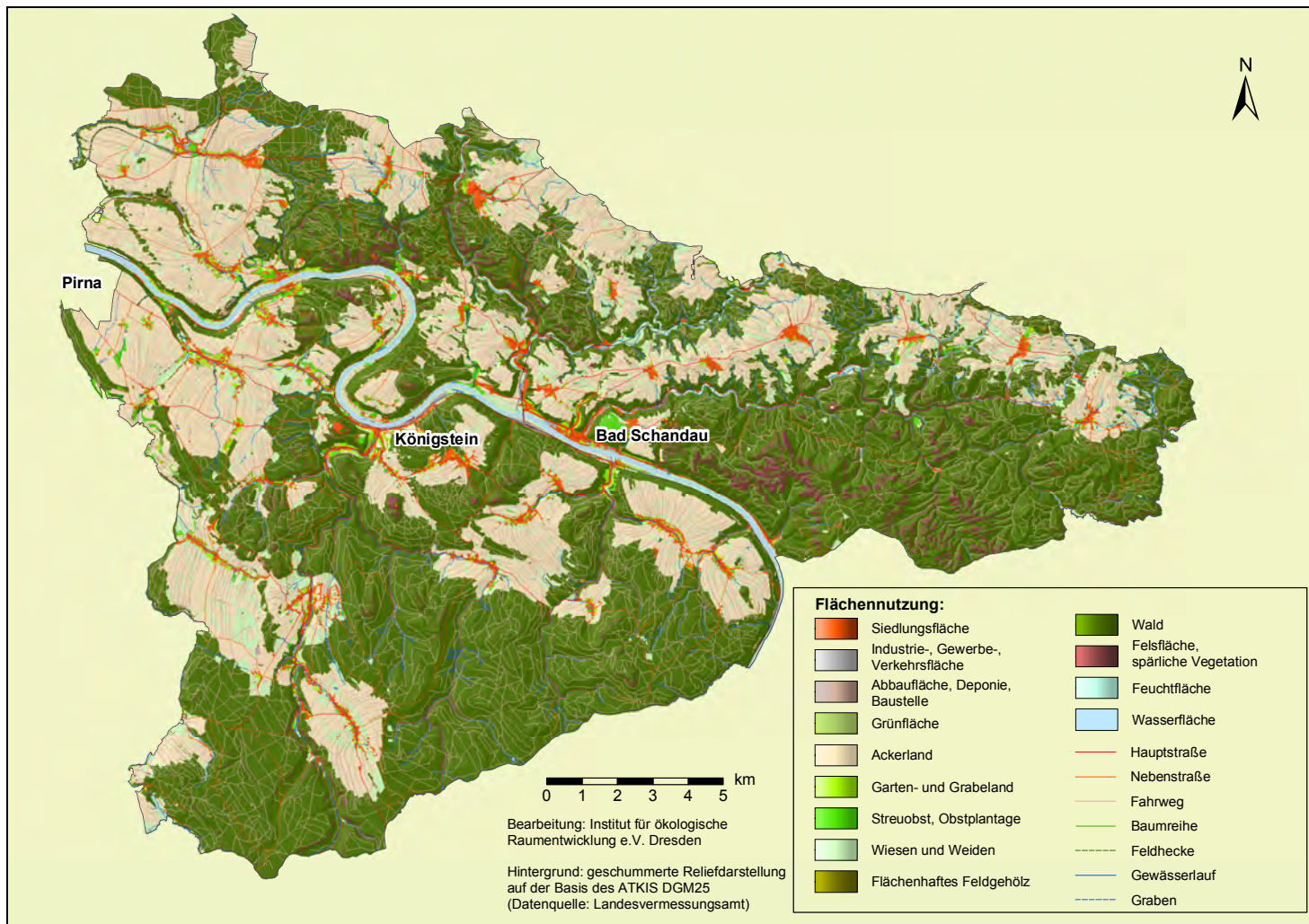
Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1780



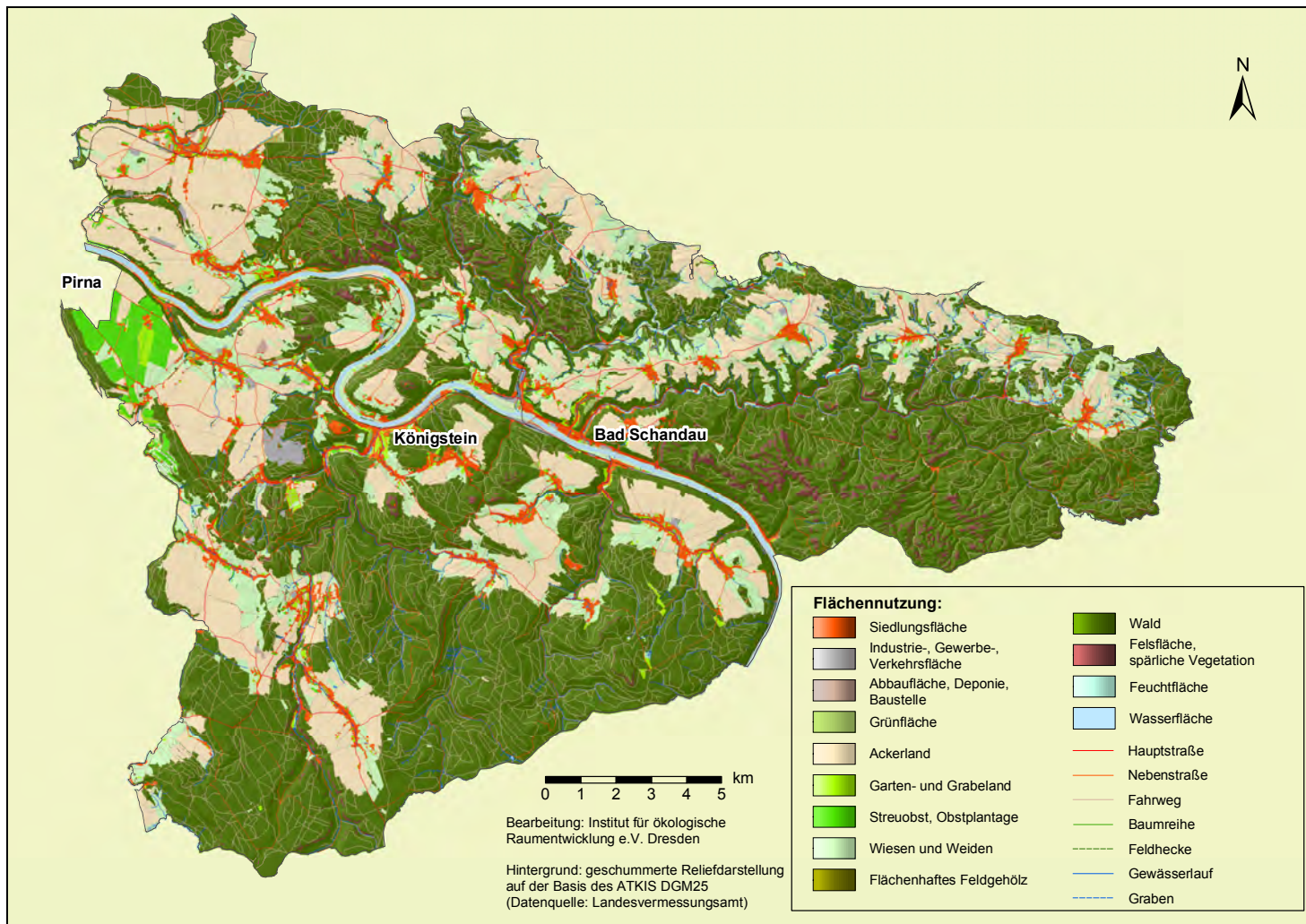
Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1880



Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1900



Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1940



Landnutzungsstruktur der Nationalparkregion Sächsische Schweiz um 1992

Vorgehen bei der Berechnung des L-Faktors

Berechnung der Einzugsgebietsgröße

- DGM-Aufbereitung (Fill Sinks), **SAGA**
- DGM-Modifizierung mit Elbe, de facto wird die Elbe auf NoData gesetzt, womit alle folgenden Abflussmodellierung dort zu Versickerung führen (über Multiplikation mit DGM
⇒ Elbe = NoData [= -99999 in SAGA], restlichen Flächen = 1), **SAGA**
- Fließwege-Berechnung (combined Flow >1 ha, bei 5 m-DGM also 400 Zellen) als Shape (erfolgt in **SAGA** automatisch)
- Umwandlung Fließwege Shape in Grid in **ArcView** über Referenzraster aus SAGA (wichtig wegen Lageübereinstimmung!), anschließend Export nach SAGA (über ASCII)
- Reklassifizierung (1 zu NoData, NoData zu 1) und Multiplikation mit DGM-filled, **SAGA**
⇒ fertiges DGM ohne Fließwege (Fließwege = NoData): *'DGM-filled_ohne-Fließwege'*
- Auswahl der Barriereelemente (Linien, Flächen) als Shapes (jeweils Erosionsflächen und Barriereflächen in getrennte Shapes), **ArcGIS**
- Hinzufügen von Attribut 'Erosion' mit Wert 1 bei Erosionsflächen und Wert 2 bei Barriereflächen, als Vorbereitung für Umwandlung in Grids, **ArcGIS**
- Zusammenführung des jeweiligen Barriere- mit dem Erosionsflächen-Shape über Merge in **ArcView** ⇒ Shape *'Barriereflächen_Jahr'* (Attribut 'test': 1 = Erosion, 2 = Barriere)
- Abflussmasken erstellen: Linien-Shapes in **ArcView** zu Grid *umwandeln* (siehe oben, mit Referenzraster ⇒ *'Fließbarrieren_Jahr'*), Flächen direkt in **SAGA** [über jeweiliges Referenz-DGM erfolgt hierbei die Anpassung der Barrieren an die Ausdehnung des DGMs]; anschließend reklassifizieren (Linien: NoData = 1, Rest (1) = 0; Flächen: Barrieren (2) = 0, Rest (0) = 1) ⇒ *'Barriereflächen_Jahr'*; abschließend miteinander multiplizieren
⇒ Ergebnis: *'Abflussmaske_Jahr' (1 = Erosion, 0 = Barrieren)*
- *'Abflussmaske_Jahr'* reklassifizieren, aus 1 wird 0, aus 0 (bzw. dem Rest außer NoData) wird 999, **SAGA**
- Addition dieses Rasters zu *'DGM-filled_ohne-Fließwege'* ⇒ *'Abfluss-DGM_Jahr'*, **SAGA**
- EZG-Berechnung von *'Abfluss-DGM_Jahr'* mit Wichtung *'Abflussmaske_Jahr'* (1 = Erosionsflächen, 0 = Barriereflächen), Multiple Flow ohne combined Flow!
⇒ *'EZG_Jahr'*, **SAGA**
- Reklassifizierung von Ergebnis (0 zu NoData): ⇒ *'EZG_Jahr-ok'*, **SAGA**
 - Im Gegensatz zu den Gewässerflächen mit NoData haben die Barriereflächen den Wert 0 (bedingt durch 0 im Gewichtungsraster). Damit werden diese in die Statistik mit einbezogen und verfälschen so das Ergebnis, falls keine Reklassifizierung erfolgt.

Berechnung der Hanglängenexponenten (SAGA)

- Hangneigungs raster aus *'DGM-filled_ohne-Fließwege'* ableiten
- Berechnung der lokalen Hanglängenexponenten über folgende Formel:
$$(\sin(a)/0.0896)/(3*(\sin(a))^{0.8+0.56})/(1+(\sin(a)/0.0896)/(3*(\sin(a))^{0.8+0.56})) \Rightarrow 'mi'$$
- (Ergebnis auf Nullwerte prüfen ⇒ wenn ja, dann zu NoData reklassifizieren)
- Berechnung der gewichteten Hanglängenexponenten: $mi * EZG_Jahr \Rightarrow 'A_Jahr'$
- EZG mit Wichtung *'EZG_Jahr'* berechnen ⇒ *'EZG_Jahr_kum'*
- EZG mit Wichtung *'A_Jahr'* berechnen ⇒ *'A_Jahr_kum'*
- gemittelten Hanglängenexponenten gewichtet nach EZG berechnen
- $(A_Jahr_kum' / EZG_Jahr_kum') \Rightarrow 'mi_Jahr'$

Berechnung des L-Faktors (SAGA)

- Berechnung des L-Faktors aus *'EZG_Jahr-ok'* und *'mi_Jahr'* über die Formel:
$$(((a+(5^2))^{(b+1)})-(a^{(b+1)}))/((5^{(b+2)}*(22.13^b))), [a = EZG, b = mi]$$

⇒ *'L-Faktor_Jahr'*